



Universidad Nacional de Córdoba
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Doctorado en Ciencias Geológicas



Modelo hidrogeológico conceptual y
numérico del flujo subterráneo de la región
de los Bajos Submeridionales, planicie
distal del mega-abanico fluvial del Salado-
Juramento, Chaco Argentino

María Belén Thalmeier

Directoras: Dras. Leticia Rodríguez y Daniela Kröhling

Tesis Doctoral
Córdoba, Argentina

2021



Universidad Nacional de Córdoba
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Doctorado en Ciencias Geológicas



Memoria de Tesis Doctoral presentada por la Geóloga María Belén Thalmeier para optar al
Grado de Doctor por la Universidad Nacional de Córdoba.

M. Belén Thalmeier

Dra. Leticia Rodríguez
Facultad de Ingeniería y Ciencias
Hídricas
Universidad Nacional del Litoral

Dra. Daniela Kröhling
CONICET
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
Universidad Nacional del Litoral

Asesores temáticos:

Dr. Ernesto Brunetto – Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de
Tecnología a la Producción (CICyTTP) – CONICET –
Universidad Autónoma de Entre Ríos, Entre Ríos, Argentina.

Dr. Javier Heredia – Instituto Geológico y Minero de España.



Universidad Nacional de Córdoba
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Doctorado en Ciencias Geológicas



Comisión de Seguimiento:

Dra. Eleonora Carol – CONICET – Facultad de Ciencias Naturales y Museo,
Universidad Nacional de La Plata

Dr. Luis S. Vives – Instituto de Hidrología de Llanuras, Universidad Nacional del
Centro de la Provincia de Buenos Aires

Dra. Leticia Rodríguez – Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad
Nacional del Litoral

Miembros del Jurado Evaluador:

Dra. Eleonora Carol – CONICET – Facultad de Ciencias Naturales y Museo,
Universidad Nacional de La Plata

Dr. Luis S. Vives – Instituto de Hidrología de Llanuras, Universidad Nacional del
Centro de la Provincia de Buenos Aires

Dr. Franco M. Francisca – CONICET – Universidad Nacional de Córdoba

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mis directoras Daniela Kröhling y Leticia Rodríguez, por su dedicación y profesionalidad que han permitido llevar adelante la investigación. Por su confianza, enseñanzas, apoyo, paciencia y tiempo, muchas gracias. También quiero agradecer a los Dres. Ernesto Brunetto y Javier Heredia que, aunque oficialmente no aparezcan como directores, han actuado como tal, proporcionando una inestimable ayuda en todo momento.

A Carlos Manavella por compartir y transmitir sus conocimientos acerca de la geología del área.

A todos aquellos que me ayudaron en algún momento durante la realización de esta Tesis. Son tantos que me resulta imposible enumerarlos sin olvidar alguno. Con quienes compartí fructuosas charlas y discusiones en el campo, en oficinas y pasillos o tan solo disfrutando de una velada, que me han formado en este proceso.

A la Comisión de Seguimiento por sus correcciones y aportes que hicieron enriquecer esta investigación. Como así también a los Miembros del Tribunal.

Al Centro de Estudios Hidro-Ambientales de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral, por recibirme y brindarme los recursos necesarios para la realización de esta Tesis. Especialmente a mis compañeras de oficina por acompañarme tan cercanamente.

A mis amigos con los que he compartido muchas alegrías y me han apoyado y acompañado siempre.

A mi familia por su cariño y apoyo ilimitado. Especialmente a mis padres por haberme brindado a lo largo de la vida valores tan importantes como la perseverancia y la voluntad para alcanzar una meta, creciendo interiormente en ese camino. Gracias a ellos he podido llegar hasta aquí.

Resumen

Los Bajos Submeridionales (BBSS) se encuentran en el centro-norte de Argentina, América del Sur. Cubren 54.280 km² en la parte distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento, Gran Chaco. Los BBSS están afectados por eventos extremos de sequías e inundaciones que provocan graves problemas socio-productivos. Los antecedentes del Cenozoico más los múltiples avances generados acerca de la geomorfología y estratigrafía del Cuaternario del área que comprende los BBSS, con el apoyo de nuevos datos piezométricos, de hidroquímica e isótopos ambientales de aguas superficiales y subterráneas, se integraron para identificar unidades hidrogeológicas (UH). Ello contribuye a la comprensión conceptual del sistema de flujo de aguas subterráneas de los BBSS. La simplificación de la columna sedimentaria en diferentes UH resume las características fundamentales de la dinámica de los flujos subterráneos y sus interacciones entre sí y con los cuerpos de agua superficial y las contribuciones de la atmósfera.

El sistema hidrogeológico está definido por cuatro UH, asociadas a las principales formaciones geológicas del Cenozoico tardío. La UH4 consiste en arenas de los miembros medio e inferior de la Fm. Chaco, que determina un acuífero confinado. La UH3 está compuesta por arcillas arenosas de la Fm. Paraná, que se comporta como un acuitardo. La UH2 consiste en arenas fluviales del miembro superior de la Fm. Ituzaingó y arenas de la Fm. Chaco (Miembro Pozo del Tigre), y constituye un acuífero semi-confinado. La UH1 corresponde a arcillas limosas del miembro inferior de la Fm. Fortín Tres Pozos, que confiere condiciones locales de semi-confinamiento a las unidades subyacentes (HU1x); y por materiales limo-arcillosos del miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos y Fm. Tezanos Pinto/Urundel, que constituyen el acuífero freático (HU1z). Los patrones de flujo regionales de las UH tienen una dirección NO-SE, asociada a la topografía en UH1, con gradientes hidráulicos entre 0,125 m/km y 0,33 m/km. La circulación regional en otras UH tiene patrones similares.

El modelo conceptual generado sugiere la presencia de flujos regionales y locales. El patrón de circulación de los BBSS es el habitual en los grandes sistemas de llanuras. A nivel local, existen particularidades que se reflejan en la composición química e isotópica de las aguas subterráneas y superficiales. Los flujos locales están condicionados por la circulación vertical del agua, influenciada por los pulsos hidroclimáticos y la evaporación, que contribuyen a la heterogeneidad hidroquímica de las aguas en UH1. La recarga regional ocurre en el Sistema Subandino y la recarga local a partir del agua atmosférica y los flujos de las unidades subyacentes. Tanto la descarga local como la regional en UH1 ocurren en los valles de los arroyos Golondrinas y Calchaquí y del río Salado-Juramento y finalmente en el río Paraná. En las demás UH, la descarga ocurre en la faja fluvial del Paraná.

El modelo conceptual fue probado numéricamente bajo un régimen de flujo en estado estacionario. El modelo numérico fue fundamental para evaluar los componentes del balance hídrico y su magnitud relativa para todo el sistema, destacando la ocurrencia de intercambios de flujos entre UH.

Abstract

The Bajos Submeridionales (BBSS) is located in north-central Argentina, South America. It covers 54,280 km² in the distal part of the Salado-Juramento fluvial megafan, Gran Chaco. The BBSS is affected by extreme events of droughts and floods that cause serious socio-productive problems. The Cenozoic antecedents and the multiple advances generated on the geomorphology and Quaternary stratigraphy, with the support of new piezometric data, hydrochemical and environmental isotopes data of surface waters and groundwaters, were integrated to identify hydrogeological units (HU). This new knowledge contributes to the conceptual understanding of the groundwater flow system of the BBSS. The sedimentary column simplification in different HU summarizes the fundamental characteristics of the dynamics of underground flows and the interactions between them and with surface water bodies and contributions from the atmosphere.

The hydrogeological system is defined by four HUs, associated with the main geological formations of the Late Cenozoic. HU4 consists of sands from the middle and lower members of the Chaco Fm. that determines a confined aquifer. HU3 is composed by sandy-clays of the Paraná Fm. that behaves as an aquitard. HU2 consists of fluvial sands of the Ituzaingó Fm. and the upper member of the Chaco Fm. (Pozo del Tigre Mb), and constitutes a semi-confined aquifer. HU1 contains silty clays of the lower member of the Fortín Tres Pozos Fm. that confers local semi-confinement conditions to the underlying units (HU1x); and by silty clay materials of the upper member of the Fortín Tres Pozos Fm. and the Tezanos Pinto/Urundel Fm. that constitute the phreatic aquifer (HU1z). The regional flow patterns of the HUs have a NW-SE direction, associated with the Chaco topography in HU1, with hydraulic gradients between 0.125 m/km and 0.33 m/km. Other HUs circulation have similar regional patterns.

The conceptual model suggests the presence of regional and local flows. The circulation pattern of the BBSS is the usual for large plains systems. At the local level, there are particularities reflected on the chemical and isotopic composition of groundwater and surface water. Local flows are conditioned by the vertical circulation of water, influenced by hydroclimatic pulses and evaporation, which contribute to the hydrochemical heterogeneity of waters in HU1. Regional recharge occurs in the Sub-Andean System and local recharge from atmospheric water and flows from underlying units. Both local and regional flows discharge into the Golondrinas and Calchaquí streams and the Salado-Juramento River, and ultimately to the Paraná River in UH1. In the other HUs, the flows discharge into Paraná fluvial belt.

The conceptual model was numerically tested under a steady state flow regime. The numerical model was fundamental for evaluating the water balance components and their relative magnitudes for the entire aquifer, highlighting the occurrence of flow exchanges between HUs.

Índice de contenidos

Agradecimientos	II
Resumen.....	III
Abstract	IV
Índice de contenidos.....	V
Índice de Figuras	IX
Índice de Tablas	XIV
Acrónimos principales.....	XV
Capítulo 1: Introducción.....	1
1.1. Hipótesis.....	5
1.2. Objetivos	6
1.3. Naturaleza del aporte original proyectado	7
1.4. Contexto de la Tesis	7
1.5. Contenidos del trabajo de Tesis	8
Capítulo 2: Área de estudio y antecedentes	9
2.1. Características generales de los Bajos Submeridionales	11
2.2. Geología del Gran Chaco	13
2.3. Geomorfología y sedimentología del mega-abanico del río Salado-Juramento	18
2.4. La cuenca de antepaís de los Andes Centrales.....	22
2.4.1. Rasgos estructurales generales de la Llanura Chaco-Pampeana	22
2.4.2. Rasgos estructurales en el área de estudio	27
2.5. Caracterización estratigráfica de la cuenca de la Llanura Chaco-Pampeana.....	30
2.6. Clima.....	34
2.6.1. Caracterización climática regional del Chaco.....	34
2.6.2. Caracterización climática de los BBSS.....	36
2.7. Hidrografía	38
2.7.1. Dinámica hídrica natural.....	38
2.7.2. Río Salado-Juramento.....	40
2.7.3. Sistema del arroyo Golondrinas-Calchaquí	41
2.7.4. Cañada de Las Víboras	43
2.7.5. Lagunas	43
2.7.6. Río Negro	44
2.7.6. Río Paraná	45
2.7.7. Canales de drenaje	46
2.8. Paisaje, cobertura vegetal y suelos	50
2.9. Hidrogeología.....	54

2.10. Hidroquímica e isotopía de las aguas subterráneas de los BBSS	58
Capítulo 3: Metodología.....	62
3.1. Tareas de gabinete	62
3.1.1. Información antecedente.....	62
3.1.2. Caracterización geológica.....	63
3.1.2.1. Mapeo geomorfológico basado en el análisis de la información obtenida del sensoramiento remoto.....	63
3.1.2.2. Aplicación de técnicas morfométricas	64
3.1.2.3. Clasificación y mapeo geomorfológico	65
3.1.2.4. Estratigrafía	66
3.1.3. Hidrogeología.....	66
3.1.3.1. Unidades hidrogeológicas y piezometría	66
3.1.3.2. Análisis de las variaciones en la cota del nivel freático en Gato Colorado	67
3.1.3.3. Estimación de la recarga efectiva.....	68
3.1.3.4. Hidroquímica de aguas subterráneas e isótopos ambientales	69
3.2. Tareas de campo	69
3.2.1. Análisis geomorfológico y estratigráfico	69
3.2.2. Ejecución de perforación exploratoria: Gato Colorado.....	70
3.2.3. Análisis hidrogeológicos	72
3.2.4. Ejecución de sondeos eléctricos verticales	72
3.3. Tareas de laboratorio	73
3.3.1. Sedimentología.....	73
3.3.2. Análisis micromorfológicos de cortes delgados.....	76
3.3.3. Hidroquímica.....	77
3.4. Integración de los resultados geológicos e hidrogeológicos	78
3.4.1. Procesamiento de la información geológica obtenida	78
3.4.2. Construcción del modelo conceptual y numérico hidrogeológico.....	79
3.4.2.1. Etapas en la construcción del modelo hidrogeológico	79
3.4.2.2. Ecuación del flujo de agua subterránea.....	82
3.4.2.3. Condiciones inicial y de contorno.....	83
3.4.2.4. Tiempo de tránsito en el patrón de flujo resultante	84
3.4.2.5. Estadísticos	85
Capítulo 4: Resultados de la caracterización geológica de los Bajos Submeridionales	86
4.1. Resultados geomorfométricos	87
4.1.1. Parámetros geomorfométricos del relieve.....	89
4.1.2. Parámetros geomorfométricos de la red de drenaje	91
4.1.3. Parámetros geomorfométricos areales de la cuenca hidrográfica del Salado y de los Bajos Submeridionales	93

4.2. Geomorfología del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento: clasificación jerárquica y mapa geomorfológico (escala 1:9.000.000)	94
4.2.1. Sistema del Mega-abanico Fluvial del Salado-Juramento.....	99
4.2.2. Unidades y subunidades geomorfológicas definidas.....	101
4.2.2.1. UG Área proximal-media del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento	101
4.2.2.2. UG Área distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento.....	104
4.2.2.3. UG Faja fluvio-eólica del Golondrinas-Calchaquí.....	111
4.2.2.4. UG Faja fluvial actual del río Salado.....	112
4.2.2.5. El sistema interfan Salado / Dulce	114
4.3. Mapas históricos y los cambios en el drenaje: evidencias de la dinámica de los ríos Salado, Dulce y Bermejo.....	115
4.4. Composición mineralógica de la fracción modal de arenas de cauces actuales y paleocauces de la región	117
4.5. Reconstrucción de la secuencia sedimentaria cuaternaria del NO de los BBSS	121
4.5.1. Perforación de Gato Colorado – 62 m	122
4.5.2. Perfilaje geofísico de la perforación de Gato Colorado	129
4.6. Variabilidad proximal a distal en la estratigrafía del mega-abanico del Salado con énfasis en el área de los BBSS	129
4.7. Análisis de la estratigrafía del Cenozoico en el área de estudio.....	134
4.8. Configuración de la cuenca sedimentaria cenozoica – Neotectónica	137
4.9. Evolución del mega-abanico del Salado y reconstrucción paleoambiental	144
4.10. Resumen de la caracterización geológica como base para el modelo hidrogeológico – Modelo geológico.....	150
Capítulo 5: Resultados de la caracterización hidrogeológica de los Bajos Submeridionales	153
5.1. Sondeos eléctricos verticales – SEV.....	153
5.2. Unidades hidrogeológicas.....	157
5.3. Sistema de flujos de agua subterránea	160
5.3.1. Piezometría.....	160
5.3.2. Variaciones en el nivel freático del acuífero libre.....	164
5.3.3. Recarga y descarga de los flujos subterráneos	165
5.4. Hidroquímica e isotopía	166
5.4.1. Tipos hidroquímicos de las aguas muestreadas.....	168
5.4.2. Rangos de concentraciones	171
5.4.3. Hidroquímica de las UH	174
5.4.4. Isótopos ambientales – Sistema de flujos de aguas subterráneas	181
5.5. Resumen del modelo conceptual hidrogeológico de los BBSS.....	185
Capítulo 6: Modelación numérica del sistema hidrogeológico de los Bajos Submeridionales	190
6.1. Dominio y discretización espacial	190
6.2. Condiciones de contorno externas	194

6.3. Arroyos y canales de drenaje	196
6.4. Conductividad hidráulica.....	197
6.5. Estimación de la recarga efectiva	197
6.5.1. Balance hidrológico vertical aplicando <i>EasyBal</i>	198
6.5.2. Balance hidrológico vertical aplicando <i>Visual Balan</i>	202
6.5.3. Recarga efectiva utilizada en el modelo numérico	207
6.6. Captación de agua mediante bombeo	208
6.7. Niveles medidos	208
6.8. Resultados de la calibración	209
6.8.1. Ajuste de parámetros	209
6.8.2. Análisis del ajuste de niveles	211
6.8.3. Piezometría.....	216
6.8.4. Balance de masas.....	217
6.8.5. Tiempo de tránsito en el patrón de flujo resultante	223
6.9. Análisis de sensibilidad	225
6.9.1. Sensibilidad del modelo a las conductividades hidráulicas.....	225
6.9.2. Sensibilidad del modelo a las conductancias de ríos y drenes.....	227
6.10. Incertidumbres del modelo numérico de los BBSS.....	228
Capítulo 7: Conclusiones.....	231
7.1. Conclusiones de la caracterización geológica.....	231
7.2. Conclusiones de la caracterización hidrogeológica	233
7.3. Conclusiones del modelo numérico de los BBSS	234
7.4. Futuras líneas de investigación.....	236
Capítulo 8: Referencias	238
Anexo I: Tablas de datos	260
Anexo II: Producción científica.....	287
Artículos.....	287
Trabajos presentados en eventos científico – tecnológicos.....	287
Participación en otros trabajos en eventos científico – tecnológicos	288

Índice de Figuras

Fig. 1.1: Ubicación de la cuenca hidrográfica de los BBSS.....	2
Fig. 1.2: Esquema de circulación de flujos de agua subterránea de diferentes escalas y sus efectos (Tóth, 2000).....	4
Fig. 2.1: Mapa de relieve a partir de un MDE ALOS PALSAR procesado en GRASS-GIS, mostrando el mega-abanico fluvial del Salado-Juramento en líneas discontinuas definido en esta tesis según se explica en el capítulo 4, la cuenca hidrográfica de los BBSS en color celeste y los principales ríos. ...	12
Fig. 2.2: Mapa esquemático de los abanicos del Gran Chaco y regiones biogeográficas divididas en líneas discontinuas negras (Chaco Occidental y Chaco Oriental; Tomado de Iriondo, 1993).....	14
Fig. 2.3: A: Mapa esquemático del sistema del abanico del Salado (Tomado de Iriondo, 1987). B: Unidades geomorfológicas del norte de la provincia de Santa Fe definidas por Iriondo (1993) y Kröhling y Brunetto (2013).	20
Fig. 2.4: Estratigrafía y sedimentología de la perforación de investigación de Fortín Tres Pozos, representativa de la sección distal del mega-abanico fluvial del Salado, centro de los BBSS (Iriondo, 2007). Tomado de Thalmeier et al., (2021).	22
Fig. 2.5: Mapa esquemático del sistema de cuenca Chaco-Pampeana de Ramos (1999).....	23
Fig. 2.6: Esquema de la configuración de la cuenca de antepaís de Horton y DeCelles (1997, 2001), donde pueden observarse las cuatro depozonas que la conforman. (Active foreland basin system: sistema de cuenca de antepaís activo. Fold-thrust belt: faja corrida y plegada. Craton: cratón. Wedge-top: cuña. Foredeep: ante-fosa. Forebulge: abultamiento. Back-bulge: retro-abultamiento).....	26
Fig. 2.7: Mapa esquemático de las principales fracturas tectónicas del Gran Chaco (Iriondo, 1987). ...	28
Fig. 2.8: Gráfico esquemático de las formaciones estratigráficas correspondientes al Cenozoico y las transgresiones marinas de Laguna Paiva (TLP) y del Entrerriense-Paranaense (TEP). (Tomado de Marengo, 2006).....	32
Fig. 2.9: Precipitaciones en el centro de América del Sur dependientes del Monzón de Verano Sudamericano (SASM), y ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical Oceánica (ITCZ) y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) (Tomada de Flantua et al., 2016).	35
Fig. 2.10: A: Precipitación media anual del período 2000-2016. B: Evapotranspiración real media anual del período 2000-2016 construido a partir de base de datos. (Tomado de Espinosa 2021).....	36
Fig. 2.11: Precipitación media mensual de las estaciones del INTA (Reconquista 1960-2016, Las Breñas 1938-2008, y Bandera 1980-2016; Tomado de Espinosa, 2021).	37
Fig. 2.12: Imagen Modis procesada del evento extremo húmedo de marzo de 2003, donde se observan los cuerpos de agua en negro y las áreas con menor contenido de humedad, en amarillo. (Tomado de Vanlesberg y Kröhling, 2010).	38
Fig. 2.13: Imagen satelital que muestra las lagunas conectadas al sistema fluvial Golondrinas-Calchaquí.	42
Fig. 2.14: Mapa esquemático de los canales de la línea Paraná, de los de la provincia de Santa Fe (Línea Golondrinas y Salado), y los de Santiago del Estero. El mapa incluye tramos de canales fuera del límite de la cuenca de los BBSS que no forman parte de este estudio (Tomado de Espinosa, 2021).	47
Fig. 2.15: Mapa esquemático de un tramo de canal que compone a la línea Tapanagá.	48
Fig. 2.16: Mapa esquemático de los canales (líneas rectas celestes) de la línea Golondrinas en el norte de la provincia de Santa Fe.....	49

Fig. 2.17: Esquema de canales principales de la provincia de Santa Fe, donde se pueden observar los caudales de diseño de la línea Paraná, línea Golondrinas y los vinculados al río Salado. (Tomado de Giacosa et al., 2017).	49
Fig. 2.18: A: Mapa de los Ordenes de suelos principales de los BBSS (Tomado de Espinosa, 2021). B: Distribución de los grandes Grupos de suelos del área de estudio (compilado de INTA, 2011).	51
Fig. 2.19: Regiones hidrogeológicas del norte de la provincia de Santa Fe según las propiedades físicas y químicas del agua subterránea del acuífero freático definidas por Bojanich y Risiga (1989)	56
Fig. 2.20: Red de flujo subterránea para pozos ubicados en sedimentos de edad pleistocena-holocena en parte del área de los BBSS (Tomado de Boujon et al., 2016).	57
Fig. 3.1: Fotografías de algunas de las tareas de campo realizadas	71
Fig. 3.2: Esquema de un sondeo eléctrico vertical con un arreglo de electrodos tipo Schlumberger.	73
Fig. 3.3: Fotografías de algunos de los procedimientos de laboratorio.	75
Fig. 3.4: Esquema que muestra la metodología para la modelación numérica del flujo subterráneo (modificado de Carrera Ramírez y Sánchez Vila, 1994).	80
Fig. 4.1: Puntos geodésicos de la red de medición del IGN sobre el MDE SRTM.	88
Fig. 4.2: Análisis estadísticos entre las diferencias altimétricas del MDE SRTM (filtrado 7x7) 90 m y los puntos de la red geodésica del IGN para la región de estudio (en m).	89
Fig. 4.3: Principales resultados de las técnicas morfométricas aplicadas en MDE SRTM, procesadas en QGIS.	90
Fig. 4.4: Principales resultados de las técnicas morfométricas aplicadas en MDE ALOS PALSAR, procesadas en GRASS-GIS	91
Fig. 4.5: Principales resultados de las técnicas morfométricas aplicadas en MDE ALOS PALSAR	92
Fig. 4.6: Principales resultados de las técnicas morfométricas aplicadas en MDE ALOS PALSAR	94
Fig. 4.7: Mapas de relieve a partir de un MDE SRTM procesado en GRASS-GIS.	95
Fig. 4.8: Mapa de relieve sombreado a partir de un MDE SRTM procesado en GRASS-GIS, mostrando los mega-abanicos fluviales del Chaco	96
Fig. 4.9: Sectores seleccionados de imágenes satelitales que muestran algunos elementos geomorfológicos típicos del mega-abanico fluvial del Salado.	97
Fig. 4.10: Mapa geomorfológico del Mega-abanico Fluvial del Salado-Juramento (Thalmeier et al., 2021) sobre un procesamiento de MDE ALOS PALSAR	98
Fig. 4.11: Vista de algunos elementos geomorfológicos del sistema del mega-abanico.	99
Fig. 4.12: Diagrama que muestra el SRTM DEM del mega-abanico fluvial del Salado y la ubicación de las secciones transversales topográficas (To y Te) y perfiles longitudinales (Ln y Ls).	100
Fig. 4.13: Imágenes satelitales Landsat-08 que muestran dos periodos hidrometeorológicos en el área distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento.	104
Fig. 4.14: A: Ubicación de algunas lagunas y cauces principales. En recuadros blancos, las ubicaciones de las siguientes figuras. B: Imagen satelital de la laguna La Tigra. C: Imagen satelital de las lagunas El Bonete y El Palmar. Ambas imágenes tomadas de	109
Fig. 4.15: Imagen satelital del segmento de la llanura aluvial compartida entre el río Salado y el arroyo Calchaquí.	112
Fig. 4.16: Imagen satelital de un sector de la zona de coalescencia entre los mega-abanicos del Salado y del Dulce.	115

Fig. 4.17: Mapa del Padre Caamaño del 1789, el cual documenta la interacción entre los ríos Salado y Dulce (círculo en rojo), coincidente con el área de coalescencia de los mega-abanicos respectivos (Fig. 4.16), explicado en la sección anterior. Se destaca la referencia: Lecho antiguo del Salado, que correspondería a grandes rasgos a la traza que mantiene el último tramo del Salado (modificado de Bucher et al., 2006).	117
Fig. 4.18: Mapa de relieve sombreado a partir de un MDE SRTM procesado en GRASS-GIS, mostrando los antecedentes mineralógicos (arenas y arcillas) de los ríos del Gran Chaco y los suelos actuales de los BBSS.....	118
Fig. 4.19: Mineralogía de las principales SUG del área distal del MRSJ	120
Fig. 4.20: Caracterización mineralógica regional de los sedimentos fluviales del Chaco Austral y del aporte eólico a la región.	122
Fig. 4.21: Ubicación de la perforación de investigación analizada de Gato.....	123
Fig. 4.22: Estratigrafía y sedimentología de la perforación de investigación de Gato Colorado, en el S de la SUG2a del mega-abanico distal del Salado, centro-oeste de los BBSS.	124
Fig. 4.23: DRX de arcillas de la perforación de Gato Colorado	125
Fig. 4.24: Algunos de los minerales observados en la fracción arena muy fina de la perforación de investigación Fortín Tres Pozos	126
Fig. 4.25: Mineralogía de la fracción pesada (arena muy fina) de la perforación de investigación de Gato Colorado.....	127
Fig. 4.26: Lámina delgada de la muestra F3P_19 de la perforación de investigación de Fortín Tres Pozos, correspondiente al paleosuelo del miembro medio de la Fm. Fortín Tres Pozos	128
Fig. 4.27: Ubicaciones de todas las perforaciones utilizadas para el análisis de la estratigrafía.	130
Fig. 4.28: Columnas estratigráficas representativas del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento	131
Fig. 4.29: Mapa y perfiles lito-estratigráficos esquemáticos, sintetizados a partir del análisis y la correlación estratigráfica de la información de perforaciones.	136
Fig. 4.30: A : Mapa de lineamientos estructurales, unidades morfo-estructurales y ubicación del perfil topográfico NO-SE del área del mega-abanico fluvial del Salado.....	138
Fig. 4.31: Mapa de lineamientos estructurales y unidades morfoestructurales con las zonas de levantamiento (uplift) y erosión, subsidencia y sedimentación.....	140
Fig. 4.32: A : Mapa TCI donde se destacan las transiciones entre los patrones de drenaje.....	142
Fig. 4.33: Bloque 3D del mapa TCI sobre el MDE ALOS PALSAR.	143
Fig. 4.34: Mapa con las ubicaciones de las columnas sedimentarias elaboradas, las unidades morfoestructurales y los lineamientos estructurales	144
Fig. 4.35: Esquema de evolución del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento a través del Cuaternario (Tomada de Thalmeier et al., 2021).....	145
Fig. 4.36: Esquema del modelo geológico.....	152
Fig. 5.1: Curvas 1D y modelo de capas finales para la SEV realizada en Gato Colorado.....	154
Fig. 5.2: Curvas 1D y modelo de capas finales para los SEVs realizados.	155
Fig. 5.3: Perforación de investigación de Gato Colorado para la parametrización y definición de electrocapas	156
Fig. 5.4: Modelo de electrocapas para cada SEV, a partir del realizado en Gato Colorado.	157
Fig. 5.5: Esquema de correlación entre formaciones geológicas y unidades hidrogeológicas (UH)..	158

Fig. 5.6: Correlaciones de residuo seco – conductividad eléctrica de campo – densidad para poder aplicar la corrección de Luszczynski (1961) para el cálculo del nivel piezométrico corregido por salinidad. .	162
Fig. 5.7: Mapas piezométricos de cada UH, mostrando las ubicaciones de los niveles de agua de la base de datos y las estaciones hidrométricas del río Paraná sobre el MDE SRTM.....	163
Fig. 5.8: Oscilaciones del nivel freático en la perforación de Gato Colorado.....	165
Fig. 5.9: Localización de las muestras analizadas sobre el MDE SRTM.....	167
Fig. 5.10: Tipos químicos de las aguas subterráneas por UH, y superficiales (Thalmeier et al., in prep.).	169
Fig. 5.11: Tipos químicos de las aguas subterráneas de la UH2.	170
Fig. 5.12: Relación entre la profundidad y la conductividad eléctrica (A), el SO_4^{2-} (B), el Na^+ (C) y el Cl^- (D).	174
Fig. 5.13: Mapa con la ubicación de las muestras correspondientes a UH4 y diagrama de Schoeller-Berkaloff correspondiente (Thalmeier et al., in prep.) sobre un DEM donde se mapearon los lineamientos estructurales (Tomado de Thalmeier et al., 2021).	175
Fig. 5.14: A: Diagrama de Schoeller-Berkaloff de las subunidades de UH2.....	176
Fig. 5.15: Diagrama de Schoeller-Berkaloff de UH1 para cada subunidad y la ubicación en los recuadros inferiores de cada diagrama con la correspondiente ubicación de la muestra dentro de los BBSS y considerando la unidad geomorfológica a la que pertenecen (Thalmeier et al.,.....	178
Fig. 5.16: Diagrama de Schoeller-Berkaloff de las muestras superficiales.....	179
Fig. 5.17: Relaciones iónicas.....	181
Fig. 5.18: Relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ de las muestras analizadas. EvL = recta meteórica local año seco (2010-2011). LMWL = recta meteórica local años húmedos (2016-2018) (Thalmeier et al., in prep.).	183
Fig. 5.19: Relación CE - $\delta^{18}\text{O}$ (Thalmeier et al., in prep.).	185
Fig. 5.20: Esquema del modelo hidrogeológico conceptual de funcionamiento de los BBSS.	187
Fig. 5.21: Esquema de flujos entre UH y el sistema superficial/atmósfera del modelo hidrogeológico conceptual propuesto.....	189
Fig. 6.1: Límite del modelo numérico de los BBSS.	191
Fig. 6.2: Construcción del modelo hidrogeológico para su posterior discretización espacial. Vista en perspectiva 3D hacia el N. A : Perforaciones lito-estratigráficas. B : Correlación de perforaciones	192
Fig. 6.3: Construcción del modelo hidrogeológico para su posterior discretización espacial. Vista en perspectiva 3D hacia el N. A : Construcción del modelo 3D. B : Perfiles longitudinales y transversales del modelo 3D.....	193
Fig. 6.4: Discretización espacial del modelo conceptual.	194
Fig. 6.5: Condiciones de contorno utilizadas en el modelo numérico. A : UH 1. B : UH 2, 3 y 4.	195
Fig. 6.6: Zonificación de la conductividad hidráulica (K) por cada UH,	198
Fig. 6.7: Mapa de precipitaciones de Espinosa et al. (2020),.....	199
Fig. 6.8: Climograma de las estaciones de INTA	200
Fig. 6.9: A la izquierda, precipitación (PP) y evapotranspiración (ETP) y recarga anual calculadas mediante Easybal	201
Fig. 6.10: Precipitación diaria, hidrograma simulado y niveles freáticos medidos en las estaciones analizadas (periodo 2011-2016).	205

Fig. 6.11: Precipitaciones diarias y recarga calculada para cada estación.....	206
Fig. 6.12: A la izquierda, precipitación (PP), evapotranspiración real (ETR), evapotranspiración potencial (ETP), escurrentía y recarga anual obtenidos mediante Visual Balan de las estaciones A: Bandera y B: Reconquista. A la derecha, PP, ETR, ETP, escurrentía y recarga mensual obtenidos mediante Visual Balan de las estaciones C: Bandera y D: Reconquista. Periodo analizado: 2011-2016.	206
Fig. 6.13: Sectorización de la recarga.....	207
Fig. 6.14: Puntos de observación de nivel para la calibración de las UH.....	208
Fig. 6.15: División en tramos de los ríos y drenes.....	211
Fig. 6.16: Niveles calculados vs. observados.	212
Fig. 6.17: Diferencia entre los niveles observados y calculados.....	213
Fig. 6.18: Mapa de distribución geográfica de los errores de la	214
Fig. 6.19: Mapa de distribución geográfica de los errores.	215
Fig. 6.20: Piezometría promedio modelado por el paquete HUF. En azul se observan las acumulaciones de agua en superficie.	216
Fig. 6.21: Mapa piezométrico con niveles de agua por encima de la superficie del terreno en azul, y límites de las SUG en los que se encuentran	218
Fig. 6.22: Hidrograma de la estación El Bonete en el arroyo Golondrinas-Calchaquí (2013-2017)..	222
Fig. 6.23: Esquema del balance de masas que ocurre en el sistema multicapa.	222
Fig. 6.24: Ubicación de pozos y trayectoria de partículas de cada capa en líneas azules.	224
Fig. 6.25: Variación de los errores a partir de la variación del parámetro de conductividad hidráulica (K) con respecto al valor calibrado.	226
Fig. 6.26: RMSE para las diferentes capas respecto de la variación del parámetro K por cada UH con respecto al valor calibrado.....	226
Fig. 6.27: Balance de masas de flujo obtenido a partir de la variación del parámetro K.....	226
Fig. 6.28: Variación de los errores a partir de la variación del parámetro de conductancia (C) de ríos y drenes.	227
Fig. 6.29: Resultados de la variación del parámetro de conductancia (C) de ríos y drenes.	228
Fig. 6.30: Balance de masas de flujo obtenido a partir de la variación del parámetro C de ríos.	228

Índice de Tablas

Tabla 5.1: Ubicación de SEVs.....	154
Tabla 5.2: Fuentes de información utilizadas y denominación de las muestras.	168
Tabla 5.3: Distribución porcentual de los tipos químicos identificados.....	170
Tabla 5.4: Resumen de los valores estadísticos de las muestras	171
Tabla 5.5: Concentraciones de iones principales en mg/l para muestras de agua en HU4	172
Tabla 6.1: Parámetros utilizados para el cálculo de la recarga efectiva en el software EasyBal	200
Tabla 6.2: Recarga efectiva obtenida con el software EasyBal.....	202
Tabla 6.3: Valores de parámetros representativos de la estación INTA Bandera.	203
Tabla 6.4: Valores de parámetros representativos de la estación INTA Reconquista.	203
Tabla 6.5: Valores de conductividad hidráulica (K) resultantes de la calibración.	210
Tabla 6.6: Conductancia de ríos, resultante de la calibración.	210
Tabla 6.7: Conductancia de drenes resultante de la calibración.....	210
Tabla 6.8: Balance de masas global.....	219
Tabla 6.9: Balance de masas global para ríos/arroyos.	219
Tabla 6.10: Balance de masas detallado por tramos del río Paraná.	220
Tabla 6.11 Balance de masas detallado por tramos del río Salado.	220
Tabla 6.12: Balance de masas detallado por tramos del arroyo Golondrinas-Calchaquí.....	221
Tabla 6.13: Comparación entre valores del caudal base aforados y modelados.....	221
Tabla 6.14: Tiempos de tránsito del flujo en las diferentes UH.	223
Tabla A.1: Descripción de la columna sedimentaria perforada en Gato Colorado (28°1'21.39"S/ 61°12'11.76"O) cada dos metros de avance de perforación.	261
Tabla A.2: Conteo mineralógico de granos de arena muy fin de la columna sedimentaria perforada en Gato Colorado (28°1'21.39"S/ 61°12'11.76"O).	263
Tabla A.3: base de datos de niveles piezométricos (NP=H) sin la corrección de salinidad de Lusczynski (1961) de UH1. Base de datos integrada de: INA, SIFAS, APA, INTA y de campañas realizadas en esta Tesis.	265
Tabla A.4: base de datos de niveles piezométricos (NP=H) sin la corrección de salinidad de Lusczynski (1961) de UH2. Base de datos integrada de: INA, SIFAS, APA, INTA y de campañas realizadas en esta Tesis.	270
Tabla A.5: base de datos de niveles piezométricos (NP=H) sin la corrección de salinidad de Lusczynski (1961) de UH4. Base de datos integrada de: INA, SIFAS, APA, INTA y de campañas realizadas en esta Tesis.	276
Tabla A.6: Altura hidrométrica (H) de los ríos Paraná y Salado, y arroyo Golondrinas-Calchaquí para cada estación.	279
Tabla A.7: conjunto de datos químicos analizados por cada UH.....	279
Tabla A.8: conjunto de datos isotópicos analizados por cada UH.	283

Acrónimos principales

APA – Administración Provincial del Agua de la Provincia de Chaco
BBSS – Bajos Submeridionales
BC – Bajo de Chorotis
BS – Región de los Bajos Submeridionales
BSG – Bloque San Guillermo
BV – Bloque de Vera
C – Conductancia
CE – Conductividad eléctrica
CFI – Consejo Federal de Inversiones
CICTERRA – Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra
CIM – Centro de Investigaciones Meteorológicas
DNGyM – Dirección General de Geología y Minería de la Nación
ETP – Evapotranspiración Potencial
ETR – Evapotranspiración Real
FICH – Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
Fm. – Formación
h – Cota piezométrica (*head*)
IGN – Instituto Geográfico Nacional
INA – Instituto Nacional del Agua
INCYTH – Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas
INTA – Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria
K – Conductividad hidráulica
LMCh – Laguna Mar Chiquita
LS – Lagunas Santiagueñas
MDE – Modelo Digital de Elevaciones
MRSJ – Mega-abanico Fluvial del Salado-Juramento
OH – Lomas de Otumpa
PP – Precipitación
RM – Residuo medio
RMA – Residuo medio absoluto
RMSE – Raíz del residuo medio cuadrático
SbSG – Subsistema Geomorfológico
SEV – Sondeo Eléctrico Vertical
SG – Sistema Geomorfológico
SIFAS – Sistema de Información Federal de Agua Subterránea
SIG/GIS – Sistema de Información Geográfico
SUG – Subunidad Geomorfológica
SUH – Subunidad Hidrogeológica
TCI – Índice Topográfico Computado
UG – Unidad Geomorfológica
UH – Unidad Hidrogeológica
UNC – Universidad Nacional de Córdoba
UNL – Universidad Nacional del Litoral

Capítulo 1: Introducción

Los sistemas hidrogeológicos asociados a grandes llanuras generalmente son complejos y aún poco conocidos; existen ejemplos de estos ambientes en China (Foster *et al.*, 2004), Hungría (Szocs *et al.*, 2015), Rusia (Foley *et al.*, 1993), Argentina (Kovacs, 1978; 1983; Soczynska *et al.*, 1983; Fertoni y Prendes, 1983; Fuschini Mejía, 1983), Estados Unidos (Reilly *et al.*, 2008) y Australia (Bentley *et al.*, 1986; Smerdon *et al.* 2012a), todos bajo climas y usos de agua bastante contrastantes. El mayor desarrollo de la hidrogeología se ha vinculado a llanuras de extensión más restringida, por consiguiente, el conocimiento actual del comportamiento de las aguas subterráneas en grandes llanuras de muy bajas pendientes topográficas, es menor, específicamente en áreas donde la definición de las cuencas hidrográficas superficiales es dificultosa (Kruse y Zimmermann, 2002). Un caso ejemplo es la extensa región conocida en la geografía local como Bajos Submeridionales (BBSS), que abarca el NO de la provincia de Santa Fe, el SE de Santiago del Estero y SO de Chaco (Fig. 1.1). El área ocupa una gran planicie con una suave pendiente hacia el SE. Desde el punto de vista geológico, los BBSS representan parte de la planicie distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento definido por Iriondo (1987; 1993; 2007) y caracterizado en detalle en Thalmeier *et al.* (2019; 2021). Dicho mega-abanico se extiende al E de las Sierras Subandinas, del Sistema de Santa Bárbara y de las Sierras Pampeanas nororientales, ocupando parte importante de la provincia geomorfológica del Gran Chaco Argentino (Iriondo, 1993; Fig. 1.1). El Chaco es una extensa planicie localizada en el interior de Sudamérica, abarcando parte de Bolivia, Paraguay y Argentina. Presenta una gran identidad climática, geológica y biogeográfica, lo que le confiere particularidades morfo-sedimentológicas únicas (Iriondo, 1993; 2010; Brunetto *et al.*, 2014; Thalmeier *et al.*, 2021), como así también socio-económicas (Bachmann *et al.*, 2007). El Chaco integra la Llanura Chaco-Pampeana, una cuenca de antepaís andino y un sector importante de la planicie distal del piedemonte Andino Central (Ramos *et al.*, 2002; Cobbold *et al.*, 2007).

La dinámica hídrica en las grandes llanuras está condicionada por los principales rasgos tectónicos, estratigráficos y geomorfológicos regionales. Estos rasgos influyen en la disponibilidad y calidad del agua subterránea y su vinculación con el sistema hídrico superficial, en conjunto con los condicionantes y procesos hidro-meteorológicos. Por ello es imprescindible en un estudio hidrogeológico, la valoración y el conocimiento de la geología para una adecuada caracterización hidrogeológica, una apropiada estimación temporal y espacial de los procesos de recarga, almacenamiento y escurrimientos superficial y subterráneos, entre otros rasgos (Kruse y Zimmermann, 2002).

En la región de los BBSS no existen afloramientos de las unidades lito-estratigráficas que componen el registro del subsuelo, por consiguiente, la posibilidad de reconocer las particularidades geológicas e hidrogeológicas del subsuelo se vincula únicamente a datos de perforaciones y/o registros obtenidos a partir de relevamientos geofísicos, y los antecedentes publicados. Los antecedentes referidos a la geología del Cuaternario (Iriondo, 1987; 1993; 2007; 2011) confieren un marco geológico general, el

cual sumado a los avances obtenidos recientemente (Thalmeier *et al.*, 2021) y los demás avances aportados a partir del desarrollo de la presente Tesis, confieren una base geológica consistente para el desarrollo del estudio hidrogeológico de la región.

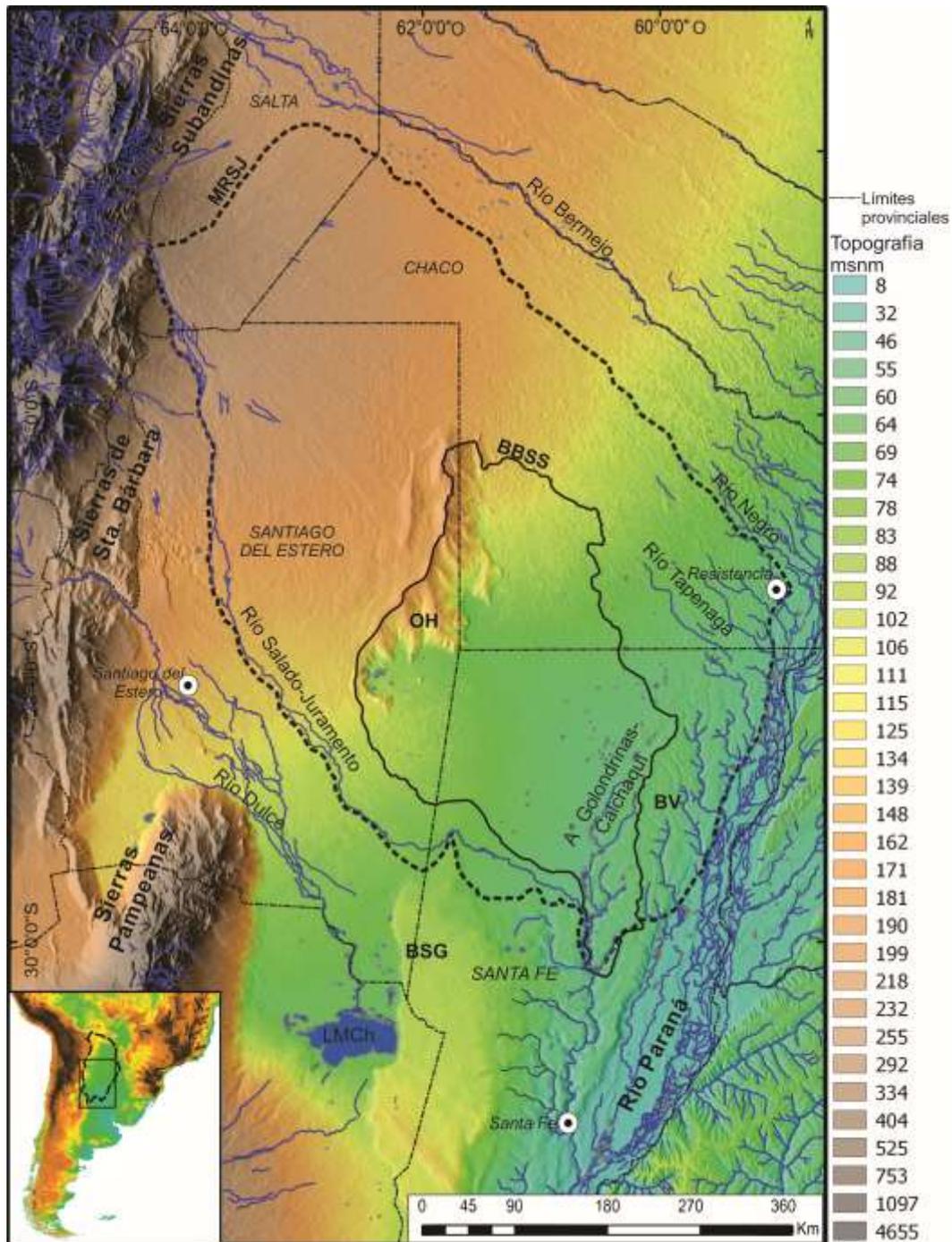


Fig. 1.1: Ubicación de la cuenca hidrográfica de los BBSS (en línea continua negra) dentro del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (en línea cortada negra) sobre un modelo digital de elevación-MDE SRTM de relieve sombreado que muestra la topografía. En el recuadro inferior se observa un MDE GTOPO30 de Sudamérica que indica el área del Gran Chaco (en línea cortada negra) y el recuadro correspondiente al área de estudio regional. MRSJ = Mega-abanico río Salado-Juramento; BBSS = Bajos Submeridionales; OH = Lomadas de Otumpa; BV = Bloque de Vera; BSG = Bloque San Guillermo; LMCh = Laguna Mar Chiquita.

En planicies de grandes extensiones, los movimientos verticales del agua (evapotranspiración-infiltración) prevalecen sobre los horizontales (escurrimientos) (Sallies, 1999; Usunoff *et al.*, 1999; Nosetto *et al.*, 2015), siendo muy sensibles a las fluctuaciones climáticas, así como a las actividades antrópicas (Neiff, 1983; Gioria *et al.*, 2002). Estos ambientes presentan además, una fuerte interrelación entre el agua superficial y el agua subterránea (Kruse y Zimmermann, 2002). En un trabajo pionero sobre hidrología de las grandes llanuras del planeta, Kovacs (1978) refiere que el clásico concepto de la respuesta de una cuenca a la precipitación (el escurrimiento superficial) es sólo aplicable en cuencas con pendientes suficientes como para producir la concentración del flujo hacia la salida. En contraste, en las grandes llanuras, el escurrimiento es casi despreciable en comparación con el almacenamiento en superficie y en la zona no saturada y saturada del subsuelo. Allí las pendientes son muy suaves pero el paisaje en general está compuesto por numerosas depresiones locales de tamaño variable que se interconectan irregularmente dependiendo de los pulsos hidrometeorológicos. Usunoff (2009) menciona que estos sistemas se encuentran principalmente en China, Hungría, Argentina, Estados Unidos y Australia. El mismo autor, y más recientemente Iriondo (2011) para el área de los BBSS, indican que en estos ambientes el trazado de divisorias de agua superficial y subterránea es uno de los problemas más complejos. Dadas las bajas pendientes no existe suficiente energía morfogenética para el trazado de las vías de drenaje, además la dirección del flujo es variable, dependiendo de los eventos de precipitación y condiciones antecedentes. Las imperceptibles elevaciones y depresiones del paisaje son entonces importantes en la distribución de flujos hídricos.

El sistema de los BBSS en el Chaco Argentino reúne muchas de las características antes mencionadas, relacionadas al contexto geológico donde se encuentran. Constituye un área compleja, con límites superficiales/subterráneos difusos y direcciones de flujos superficiales variables y dependientes de la precipitación. Morfológicamente, la pendiente regional hacia el SE presenta un gradiente topográfico algo menor al 1 % en la mayor parte de su extensión, siendo usuales las depresiones ocupadas por cuerpos de agua superficial permanentes o semipermanentes (Iriondo, 2007), vinculadas o no al sistema subterráneo. En el límite E de los BBSS se encuentra el colector principal, el sistema fluvial Golondrinas-Calchaquí. Estas características motivaron la denominación de los BBSS como sistema hidrológico no típico (Fertonani y Prendes, 1983; Sosa, 2012), término cuyo uso es de alcance nacional entre los especialistas hidrólogos.

Basado en el modelo conceptual para cuencas sedimentarias de Tóth (1966, 2000; Fig. 1.2), que sintetiza las condiciones básicas del estado y la dinámica de las aguas subterráneas y su relación con los cuerpos de agua superficial, Sosa *et al.* (2014) postularon la validez del esquema jerárquico de flujos subterráneos locales, intermedios y regionales en los BBSS. Según dicho esquema, los flujos locales corresponden a la circulación vertical del agua y resultan de los movimientos dados por los pulsos hidroclimáticos y la evaporación, y los regionales provienen de áreas subandinas. Otros trabajos hidrogeológicos en el Chaco Argentino (Fuertes, 2004; Boujon *et al.*, 2016) arriban a conclusiones

similares sobre el patrón de flujo regional, aunque sin un encuadre en el modelo de Tóth. Por otro lado, la circulación de los flujos regionales profundos favorece la evolución hidrogeoquímica por la interacción agua-rocas/sedimentos. La interrelación entre flujos regionales y locales hace que el patrón de flujo sea dependiente de la densidad de agua en sistemas con elevada salinidad y de las condiciones del medio físico. En el marco internacional, estas características de la circulación de las aguas subterráneas en las grandes llanuras (Kovacs, 1979, 1983; Bentley *et al.*, 1986; Foley *et al.*, 1993; Foster *et al.*, 2004; Reilly *et al.*, 2008; Smerdon *et al.* 2012a; Szocs *et al.*, 2015), y su impacto en la vinculación con los cuerpos de aguas superficiales, han sido objeto de estudio dadas las repercusiones medioambientales que tienen en la conservación de los recursos hídricos, en particular los humedales (Winter, 1999; Sophocleous, 2002; Bullock y Acreman, 2003).

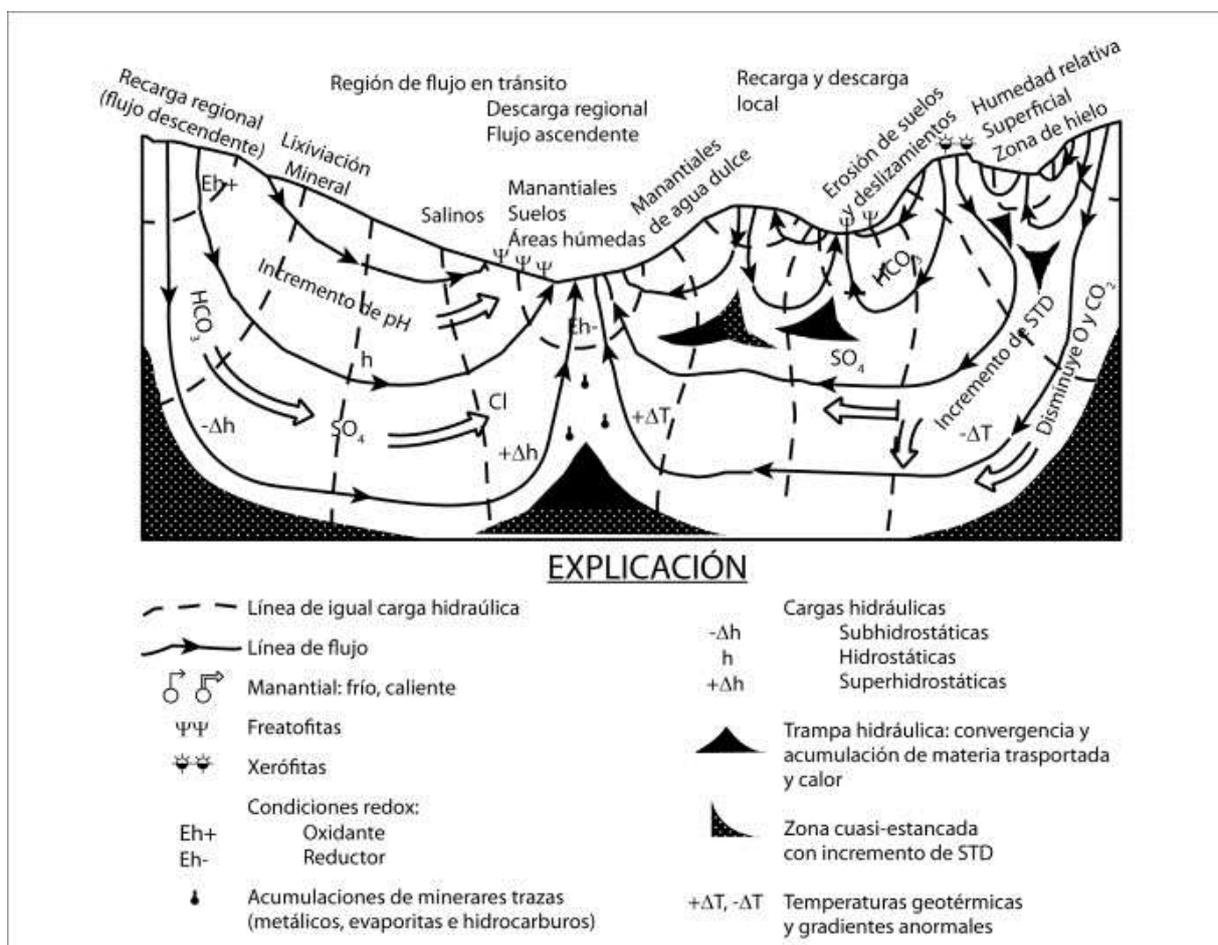


Fig. 1.2: Esquema de circulación de flujos de agua subterránea de diferentes escalas y sus efectos (Tóth, 2000).

La investigación de los recursos hídricos sirve de apoyo a la toma de decisiones socio-económicas y ambientales de una región, en el caso de esta Tesis, de un área de llanura compleja. Ello permite una mejor utilización de sus recursos naturales con distintos fines (agua potable, riego, industrias, ganadería, agricultura, conservación). Por lo tanto, se necesita un conocimiento lo más completo posible de la calidad del agua subterránea/superficial y la dinámica del sistema de flujo para fines de planificación y

gestión. De esta manera, adquiere importancia comprender adecuadamente el comportamiento hidrológico en distintas escalas espaciales y temporales, basado en un marco geológico detallado y consistente que sustente el modelo hidrogeológico conceptual del sistema estudiado. Esto no solamente implica el conocimiento de la situación hidrogeológica histórica y actual, sino que es necesario inferir su comportamiento futuro como resultado del cambio global que afecta al planeta (Vorosmarty *et al.*, 2000; Gorelick y Zheng, 2015). La simulación numérica es hoy una herramienta imprescindible para verificar la verosimilitud del modelo conceptual propuesto y explorar comportamientos del sistema a mediano y largo plazo (Carrera y Mathias, 2010).

Estos modelos de flujo de agua subterránea son representaciones simplificadas de sistemas de flujo hidrogeológico de mayor o menor complejidad (Anderman y Hill, 2000). En general, es ventajoso incorporar tanta información geológica e hidrogeológica disponible como sea posible en la formulación de los modelos conceptuales y numéricos del sistema de flujo. De esta manera se intentan representar sus particularidades, teniendo en cuenta todos los rasgos geológicos y procesos hidrológicos que intervienen. El factor de escala espacial, la escasez de información en zonas extensas, la variabilidad espacio-temporal de algunos procesos y parámetros y el desconocimiento de la geología pueden conducir a la no unicidad del modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico de un sistema complejo (Kresic, 1997) como es la región de los BBSS. Sin embargo, aún en ámbitos donde la información de campo es escasa temporal y espacialmente (Voss, 2011a,b), los modelos de simulación son una herramienta esencial para la verificación de modelos conceptuales (Wang *et al.*, 2008; Zume y Tarhule, 2011; Kompár *et al.*, 2012).

En la presente Tesis se presenta la caracterización geológica de la región de los BBSS, el modelo hidrogeológico conceptual y el modelo numérico correspondiente. En conjunto estos modelos generan un conocimiento innovador e integrado del funcionamiento del sistema subterráneo con interacción del sistema superficial, con un importante abordaje geológico, siendo además la primera herramienta numérica de este tipo que podría servir de apoyo a la gestión hídrica de escala regional. Ello ofrece un nuevo e importante recurso en la toma de decisiones hidro-ambientales en el sistema de los BBSS.

1.1. Hipótesis

Los antecedentes referidos a la composición química de las aguas subterráneas someras y la composición química e isotópica del agua de algunas lagunas de la región de estudio, manifiestan que su quimismo no puede explicarse solamente por aportes subterráneos locales y/o por procesos de evaporación (Gollán y Lachaga, 1939; Bielsa y Fratti, 1981; 1983; Convenio Bajos Submerionales-CFI, 1981; Martin, 1999; Fuertes, 2004; Sosa *et al.*, 2011; Iriondo, 2011; Sosa, 2012; Boujon *et al.*, 2016). Por lo cual, se interpreta que correspondería a una descarga de flujos intermedios y/o regionales más profundos, caracterizados por aguas hidrogeoquímicamente más evolucionadas. Por consiguiente, se considera que el esquema de

circulación de sistemas hidrogeológicos en cuencas sedimentarias postulado por Tóth puede ser válido para la gran llanura donde se encuentran los BBSS.

En consecuencia, los rasgos tectónicos, estratigráficos y geomorfológicos que condicionan el patrón de flujo del agua subterránea, las características hidrogeoquímicas e isotópicas del agua y los rasgos hidroclimáticos determinarían las particularidades de este patrón de flujo, la interrelación entre los flujos y su medio físico, y las áreas de recarga y descarga del sistema hidrogeológico de los BBSS.

1.2. Objetivos

El objetivo general de la Tesis es proponer un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico del sistema de los Bajos Submeridionales con un enfoque multidisciplinario e integral, debidamente contrastado mediante técnicas de simulación numérica.

Para abordar este estudio se siguieron objetivos específicos, dentro de los cuales se reconocen:

- Avanzar en el ordenamiento geomorfológico del área de estudio (BBSS), obtenido de sensores remotos, modelos digitales del terreno y datos de campo. Analizar las unidades geomorfológicas definidas en el contexto del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento. Identificar los rasgos tectónicos principales y el condicionamiento que imponen en el patrón de flujo regional del sistema.
- Producir datos sedimentológicos y estratigráficos de muestras obtenidas en perforaciones de investigación, sondeos y muestras tomadas en afloramientos en barrancas y canteras, de manera que contribuyan a la caracterización de algunas formaciones geológicas de interés. Reconstruir la secuencia sedimentaria cuaternaria representativa de los BBSS. Establecer correlaciones con columnas estratigráficas de la región Chaco-Pampeana disponibles en la literatura.
- Proponer un modelo geológico conceptual, integrando la información generada sobre tectónica, geomorfología, estratigrafía del Cenozoico tardío.
- Identificar zonas de recarga/descarga del sistema hidrogeológico y discriminar los sistemas de flujo de distintas escalas.
- Caracterizar hidrogeológicamente el sistema de los BBSS en base al conocimiento geológico, geofísico, hidrogeológico, hidrodinámico, hidrogeoquímico e isotópico.
- Proponer un modelo conceptual hidrogeológico de los BBSS, que tenga en cuenta la interrelación con los cuerpos de agua superficial y, en particular, la interacción entre los sistemas de flujo subterráneo de diferentes escalas.
- Generar un estado del conocimiento del sistema hidrogeológico de los BBSS susceptible de ser utilizado tanto para la gestión sostenible del sistema como para el desarrollo de futuros trabajos de investigación.

1.3. Naturaleza del aporte original proyectado

Los BBSS han sido objeto de la construcción de una multitud de obras hidráulicas en las últimas décadas debido a problemas hídricos relacionados con sequías e inundaciones extremas, sin un conocimiento acabado de la geología regional y sin respetar las vías de escurrimiento natural. Las características morfo-sedimentarias de la región son claves para el manejo hídrico frente a determinados fenómenos meteorológicos. Esta dificultad en la comprensión de la estructura del subsuelo y el limitado conocimiento de su relación con la dinámica hídrica subsuperficial, unido a la insuficiencia de datos hidrogeológicos de los BBSS (referida únicamente a las unidades más someras que son las utilizadas para extracción de agua subterránea actualmente), y los escasos datos hidrométricos históricos (superficial y subterráneo) es un problema recurrente. El conocimiento de la geología de la región para una adecuada caracterización hidrogeológica, la generación de nuevos datos hidrogeológicos e hidroquímicos, y su integración en un modelo geológico e hidrogeológico regional permiten una adecuada cuantificación de procesos. Si bien la información de la geología del Cenozoico tardío de la región chaqueña es limitada, hasta el momento los estudios relacionados con la hidrogeología e hidrogeoquímica pierden de vista el carácter sistémico de esta región, no abordando adecuadamente el estudio de los recursos hídricos como un sistema global basado en un marco geológico/hidrogeológico regional. Se espera poder suplir esa deficiencia con la investigación que se presenta en este trabajo de Tesis.

1.4. Contexto de la Tesis

La realización de esta Tesis no constituye un trabajo aislado, sino que se enmarca dentro de proyectos de investigación dirigidos por ambas directoras de Tesis. El proyecto marco está centrado en el estudio hidrogeológico e hidroquímico de los BBSS y se desarrolla en el grupo del Centro de Estudios Hidro-ambientales (CENEHA-FICH) de la UNL, bajo la coordinación de la Dra. L. Rodríguez. Proyectos en desarrollo por el Grupo de investigación de Geomorfología y Geología del Cuaternario de la FICH-UNL y coordinados por la Dra. D. Kröhling permitieron financiar algunas de las tareas de campo y laboratorio centradas en el estudio geológico de la región investigada. Los proyectos referidos se enumeran a continuación:

- Contribución al conocimiento hidrológico e hidrogeológico de los Bajos Submeridionales (Chaco Argentino) para su aprovechamiento sostenible y la preservación de su patrimonio natural. PICT 2016. Directora: Dra. Leticia Rodríguez.
- Investigación del sistema hidrogeológico del humedal regional de los Bajos Submeridionales (Argentina) y conceptualización de un sistema hídrico de grandes llanuras en el marco

subcontinental del Gran Chaco (Sudamérica). Proyecto del Instituto Geológico y Minero de España. Director: Dr. Javier Heredia.

- Evaluación del riesgo geológico en el O de la provincia de Santa Fe y E de la provincia de Córdoba, con aplicación a la problemática de excesos hídricos. Proy. CAID 2016 UNL Orientado. Directora: Dra. Daniela Kröhling.
- Estudio sedimentológico, geológico e hidráulico del transporte y sedimentación de la carga en suspensión en ambientes fluviales de llanura. CAI+D UNL 2016 Tipo III: Grupos consolidados. Directora: Dra. Daniela Kröhling.

1.5. Contenidos del trabajo de Tesis

La presente Tesis se ha estructurado en base a 8 capítulos y un anexo. En este Capítulo 1 se presenta la introducción general de la Tesis con los correspondientes objetivos e hipótesis que se plantearon para el desarrollo de la misma. En el Capítulo 2 se describe el área de estudio y se analizan los antecedentes de investigaciones referidos tanto a la geología de la región como a la hidrogeología, efectuando una amplia revisión bibliográfica. El Capítulo 3 contiene la metodología de trabajo, correspondiente a las tareas realizadas de campo, laboratorio y gabinete. En el Capítulo 4 se presentan los resultados que integran a la caracterización geológica, en el que se detallan los resultados geomorfológicos, sedimentológicos, estratigráficos y neotectónicos que conforman el modelo geológico conceptual que constituye la base para el estudio hidrogeológico. En el Capítulo 5 se propone el modelo hidrogeológico conceptual de los BBSS, previo análisis de las unidades hidrogeológicas y sistema de flujos de agua subterránea que lo conforman, complementado con resultados hidroquímicos e isotópicos; mientras que en el Capítulo 6 se realiza el modelo numérico del flujo de agua subterránea, analizando los resultados y las limitaciones del mismo. En el Capítulo 7 se sintetizan las conclusiones más importantes que surgen de la realización de este trabajo de Tesis. Finalmente, en el Capítulo 8 se presentan las citas bibliográficas. Como anexo a la memoria se incluyen una serie de tablas de datos utilizados y un resumen de producción científica generada durante la realización de la Tesis.

Capítulo 2: Área de estudio y antecedentes

Para entender el funcionamiento del sistema hidrogeológico es necesario conocer primero la geología de la región. En el caso de los BBSS, la investigación sobre la geomorfología y la geología del Cenozoico tardío (Neógeno-Cuaternario) es clave, al tratarse de un área de llanura muy compleja. Las características hidroquímicas de las aguas subterráneas presentan limitaciones para la explotación. No obstante, aún existen numerosas incertidumbres acerca del sistema hidrogeológico. Además, el conocimiento de este sistema basado en un análisis geológico e hidrogeológico detallado es primordial para apoyar las decisiones socio-económicas sobre la explotación de niveles acuíferos alternativos, los usos y preservación del suelo, la gestión del riesgo de inundaciones, y la planificación de la infraestructura como una forma de prevención y mitigación de la vulnerabilidad al riesgo natural que con frecuencia afecta a los BBSS.

Los rasgos del paisaje del Chaco son el resultado de la amplitud y frecuencia de los cambios climáticos ocurridos particularmente en los últimos 2,6 millones de años, como así también de su registro sedimentario (Kröhling y Brunetto, 2013). La columna neógena está influenciada además por la ingesión marina del Mioceno y los aportes sedimentarios provenientes de las Sierras Subandinas (Marengo, 2006; Iriondo, 2010). Sin embargo, para entender la evolución del paisaje cuaternario y el registro sedimentario no sólo se debe tener en cuenta el análisis de los procesos exógenos, sino también la deformación tectónica cuaternaria, los cuales se deben considerar a nivel de provincia geomorfológica y de cuenca de antepaís. Cada provincia geomorfológica es un gran sistema que presenta unidades fundamentales del paisaje como resultado de su evolución, estando vinculada a una historia geológica particular (Kröhling y Brunetto, 2013). La provincia geomorfológica del Gran Chaco es una amplia llanura con fuerte identidad climática, geológica y biogeográfica que cubre parte de Bolivia, Paraguay y Argentina (Iriondo, 2010). Presenta una característica geomorfológica común, representada por la existencia de mega-abanicos fluviales generados por los ríos Grande, Parapetí, Pilcomayo, Bermejo, Salado-Juramento y Dulce (Iriondo *et al.*, 2000; Iriondo, 2007; Cafaro *et al.*, 2010, Latrubesse *et al.*, 2012; Thalmeier *et al.*, 2021). El Cuaternario de los BBSS no representa un registro aislado, sino que forma parte del desarrollo del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento. Éste constituye la continuación de una larga historia de sedimentación y deformación que conforman la cuenca de antepaís Chaco-Pampeana, la cual presenta profundidades superiores a los 5.000 m (Pezzi y Mozetic, 1989). Ésta integra la planicie distal del piedemonte Andino Central originado por levantamiento y erosión andinos, como consecuencia de la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana (Ramos *et al.*, 2002; Cobbold *et al.*, 2007).

Varios autores detectaron diferentes rasgos geológicos de la llanura Chaco-Pampeana que condicionarían al sistema hídrico de los BBSS. En un comienzo, Pasotti (1968) y Castellanos (1968) vincularon la neotectónica a antiguas redes de drenaje en la llanura, basándose en el análisis de cartas

topográficas. Actualmente, con el análisis geológico y geomorfológico detallado, centrado en el procesamiento e interpretación de imágenes obtenidas de sensores remotos y de numerosos datos de campo, diversos autores han puesto en evidencia la neotectónica de la gran llanura argentina. Entre ellos, Peri y Rosello (2010), a partir de procesamiento digital, detectan anomalías morfoestructurales del drenaje del río Salado sobre las Lomas de Otumpa. Los antecedentes dados por Kröhling e Iriondo (2003), Brunetto e Iriondo (2007), Brunetto (2008), Brunetto *et al.* (2010), Brunetto y Giménez (2012) y Peri (2012), entre otros, permiten concluir que la geomorfología fluvial, la geomorfometría y la estratigrafía constituyen importantes disciplinas para detectar en la llanura anomalías de origen neotectónico que intervienen en la dinámica hídrica y que serían posibles condicionantes para los flujos subterráneos. Brunetto *et al.* (2017), mediante análisis cuantitativos obtenidos a partir de Modelos Digitales de Elevación (MDE) y datos de campo, concluyen que la deformación tectónica cuaternaria en ambientes intracratónicos es mayor a lo inferido hace algunas décadas en Argentina y que, si bien la amplitud y frecuencia de los cambios climáticos ocurridos en el Cuaternario están manifestados en el registro sedimentario y en los rasgos del paisaje, no sólo se debe considerar el análisis de los procesos exógenos en el estudio de la evolución del paisaje. Recientemente, Thalmeier *et al.* (2021) presentan un ordenamiento geomorfológico de la región que enmarca los BBSS, destacando la gran heterogeneidad sedimentológica, tanto vertical como horizontal de todo el mega-abanico fluvial del Salado-Juramento.

El desarrollo del sistema hidrogeológico está vinculado, además, con el clima, el cual constituye un factor importante en la disponibilidad y calidad del agua para la recarga de acuíferos, para la escorrentía y transporte de sedimentos, el desarrollo de los suelos y de la biósfera en general. En las últimas décadas, la interpretación de los procesos hidroquímicos en los sistemas de agua subterránea mejoró enormemente la comprensión de cómo las características estructurales, geológicas, mineralógicas e hidrológicas afectan el flujo y la química de las aguas en estos sistemas (Tóth, 2000; Glynn y Plummer, 2005). Es por ello que para entender el funcionamiento global del sistema hidrogeológico se necesitan conocer todos los factores que intervienen en el mismo. De esta manera, adquiere importancia comprender adecuadamente el comportamiento hidrológico en distintas escalas espaciales y temporales, sobre un análisis de un marco geológico regional. En este sentido, la generación de un modelo hidrogeológico conceptual que represente los rasgos geológicos y procesos hidrológicos adquiere validez cuando es verificado mediante simulación numérica (Wang *et al.*, 2008; Zume y Tarhule, 2011; Voss, 2011a,b; Kompár *et al.*, 2012).

En este capítulo se describen las características generales del área de estudio y se detallan la geología (geomorfología, sedimentología, estratigrafía, neotectónica), clima e hidrología, edafología e hidrogeología antecedentes de los BBSS. Se analizan particularmente las referencias al sistema del Gran Chaco y las características principales de los mega-abanicos fluviales con fines a la contextualización de los BBSS y el registro geológico que presenta, resultado de una larga historia de sedimentación y

dinámica fluvial que va más allá de su cuenca hidrográfica, de límites difusos, en un marco geológico de cuenca de antepaís y la llanura Chaco-Pampeana.

2.1. Características generales de los Bajos Submeridionales

La cuenca hidrográfica de los BBSS se ubica en el NO de la provincia de Santa Fe, en el SE de la provincia de Santiago del Estero y en el SO de la provincia de Chaco, Argentina. Cubre 54.280 km² dentro del área distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento, en el Gran Chaco (Iriondo, 1993; Thalmeier *et al.*, 2021) (Fig. 2.1). El mismo se ha desarrollado en gran parte del Cuaternario, completando el registro sedimentario de la cuenca de antepaís Chaco-Pampeana, en la planicie distal del piedemonte Andino Central.

Desde el punto de vista hidro-climático, la región de los BBSS se encuentra afectada por la alternancia de inundaciones y sequías lo que ocasiona situaciones críticas en las actividades productivas y el asentamiento y arraigo poblacional. La zona tiene un clima templado con veranos cálidos e inviernos fríos. La precipitación media anual disminuye significativamente de E a O a lo largo de los 260 km de ancho de la cuenca: desde 1.251 mm en la estación de la ciudad de Reconquista en el E (serie 1960 – 2016), a 678 mm en la ciudad de Bandera en el O (serie 1980 – 2016) (Fig. 2.1; Espinosa, 2021). Los extremos climáticos son responsables de precipitaciones anuales tan bajas como 607 mm y tan altas como 1.934 mm en la estación Bandera. La precipitación mensual muestra un patrón estacional claro, con valores más bajos en la temporada fría (mayo a septiembre) y valores más altos en la temporada cálida (octubre a abril). La temperatura desciende de N a S, a lo largo de aproximadamente 400 km. La evapotranspiración potencial en la estación Las Breñas se estima en 1.576 mm/año (INTA, 2011).

La dinámica de las aguas superficiales de los BBSS posee todas las características de las grandes llanuras descritas por Kovacs (1978). En la mayor parte de la región el relieve tiene baja expresión topográfica y la pendiente general es menor al 1 %. En su mayor parte, los suelos son arcillo-limosos, de difícil infiltración, con depresiones que se anegan rápidamente con las lluvias. El uso de la tierra cambia de manera transicional de E a O. En el este abundan las zonas pantanosas, seguidas por especies implantadas en la zona central y *Sporobolus spartinus* (Marchetti *et al.*, 2019), donde se desarrolla el pastoreo extensivo de ganado. En el oeste de los BBSS predomina la agricultura, con cultivos del tipo algodón, soja y trigo (Marchetti *et al.*, 2019). Pequeñas “islas” de bosque nativo, localmente llamadas "monte", se mantienen como relictos sobre el área centro-occidental de los BBSS (Iriondo, 2007; Correa *et al.*, 2012).

El límite O de la cuenca hidrográfica de los BBSS se encuentra bien definido por las Lomadas de Otumpa (Rossello y Bordarampé, 2005; Peri, 2012), mientras que los límites N y NO se ven afectados y se difuminan localmente en los períodos de precipitación por encima de lo normal.

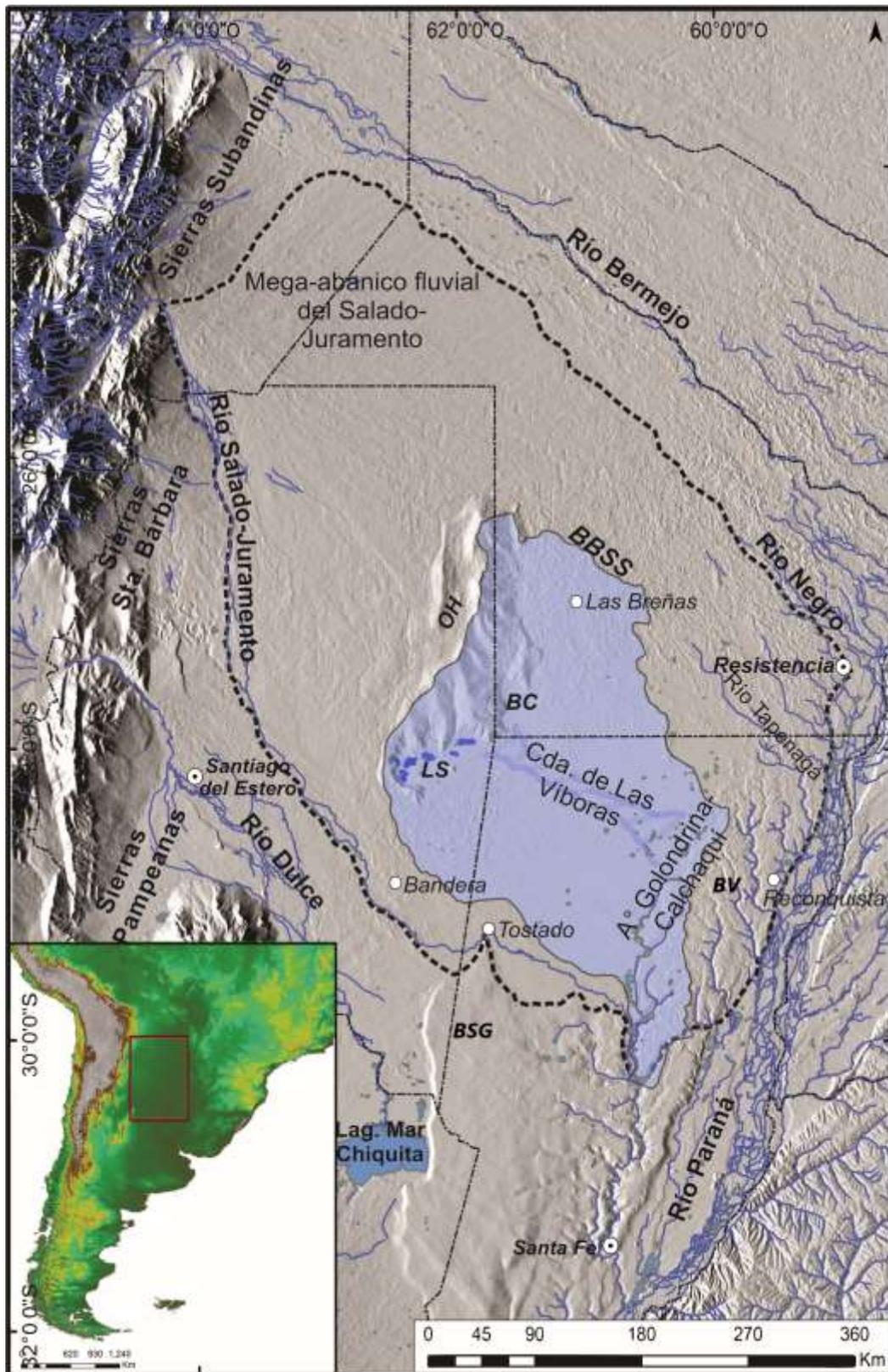


Fig. 2.1: Mapa de relieve a partir de un MDE ALOS PALSAR procesado en GRASS-GIS, mostrando el mega-abanico fluvial del Salado-Juramento en líneas discontinuas definido en esta tesis según se explica en el capítulo 4, la cuenca hidrográfica de los BBSS en color celeste y los principales ríos. En el recuadro inferior, el área de estudio dentro de Sudamérica. OH = Lomas de Otumpa; BV = Bloque de Vera; BSG = Bloque San Guillermo; BBSS = Bajos Submeridionales; LS = Lagunas Santiagueñas; BC = Bajo de Chorotis.

La red de drenaje, activa temporalmente según las condiciones climáticas, desemboca en el sistema del Arroyo Golondrinas-Calchaquí, siendo el único colector estable y bien definido de la red superficial de los BBSS, en el tramo final de la cuenca del río Salado-Juramento (Fig. 2.1). El drenaje natural se complementa con cientos de kilómetros de canales de drenaje artificiales. Estas obras hidráulicas han sido realizadas (hecho que se mantiene aún hoy) en los BBSS sin un previo conocimiento de la geología regional. Fundamentalmente no se considera la historia de la dinámica del mega-abanico del río Salado-Juramento y sus características sedimentarias, asociadas a un patrón de drenaje radial (Iriando, 2011; Thalmeier *et al.*, 2021), lo que controla significativamente la dinámica de las aguas superficiales/subterráneas.

Tanto las aguas superficiales como subterráneas de los BBSS presentan altos contenidos salinos (Iriando, 2011). El acuífero freático corresponde a formaciones geológicas superficiales. El agua subterránea es la más utilizada por el sector rural, debido a la practicidad de su disponibilidad, aunque presenta altos contenidos de iones disueltos sobre todo sulfatos, arsénico y cloruros (Iriando, 2011). En épocas de excesos hídricos los niveles freáticos se elevan casi hasta la superficie del terreno y en sequía se profundizan hasta 8 a 10 m con un gran aumento de la concentración de iones disueltos (Sosa *et al.*, 2011).

2.2. Geología del Gran Chaco

El Chaco es una extensa llanura de baja pendiente topográfica que se extiende aproximadamente unos 840.000 km² en el interior de América del Sur (Fig. 2.2 – Iriando, 1987; 2010), la cual adquiere importancia para poder entender a escala regional la dinámica hídrica y el registro geológico que presentan los BBSS. El Chaco tiene una longitud N-S de 1.200 km, a través del E de Bolivia, N de Argentina y NO de Paraguay. Su altitud oscila entre unos 600 y 40 m.s.n.m. Se ubica entre la Llanura Pampeana al S, el Pantanal y las tierras bajas amazónicas al N, y está limitado al O por las Sierras Subandinas, de Santa Bárbara y Sierras Pampeanas nororientales; y al E por el escudo brasileño. El Chaco está predominantemente formado por mega-abanicos fluviales que constituyen los sistemas de depósito más extensos del moderno sistema de cuencas de antepaís Andino Central; la Paleofaja Fluvial Paraguay-Paraná y los depósitos eólicos. El sistema fluvial Paraguay y Paraná establece el límite oriental del Chaco, con características propias bien definidas (Iriando, 1987; Fig. 2.2).

Iriando (1993) divide el Chaco en Occidental y Oriental según sus particularidades climáticas, biogeográficas y geomorfológicas (Fig. 2.2). El Chaco Occidental está dominado por la dinámica fluvial de los ríos alóctonos que fluyen desde las Sierras Subandinas y poseen una fuerte tendencia a la divagación lateral. Dichos ríos llegan a la llanura desde sus cuencas montañosas a lo largo de profundos cañones, transportando arenas cuarzosas finas, bien seleccionadas. A pesar de la elevada capacidad de transporte, actualmente las fracciones granulométricas gruesas están ausentes, excepto algunos escasos

bancos de rodados a pocos cientos de metros del frente montañoso (Iriondo, 1993). Los grandes ríos atraviesan la región hacia el E, a lo largo de fajas complejas caracterizadas por cauces abandonados y formas menores. Ocasionalmente se produce un proceso mayor de avulsión. Numerosos paleocauces de reducidas dimensiones en toda la llanura del O han quedado presentes, resultado de la divagación de los ríos. Estos paleocauces tienen un patrón distributivo a gran escala (Iriondo, 1993). El Chaco Oriental está formado por las zonas distales de los mega-abanicos, que representan ambientes pantanosos permanentes y temporales densamente cubiertos por vegetación flotante y palustre, atravesados por antiguas fajas fluviales (Fig. 2.2 – Iriondo, 1993). Los coloides constituyen el principal componente de la carga sedimentaria de los ríos locales, formados por minerales arcillosos y materia orgánica en diferentes etapas de degradación. La franja oriental del Chaco está caracterizada por la presencia de paleofajas bien delimitadas y generadas por los ríos Paraguay y Paraná durante el Cuaternario, los cuales son claramente distintos al resto del Chaco (Iriondo, 1993).

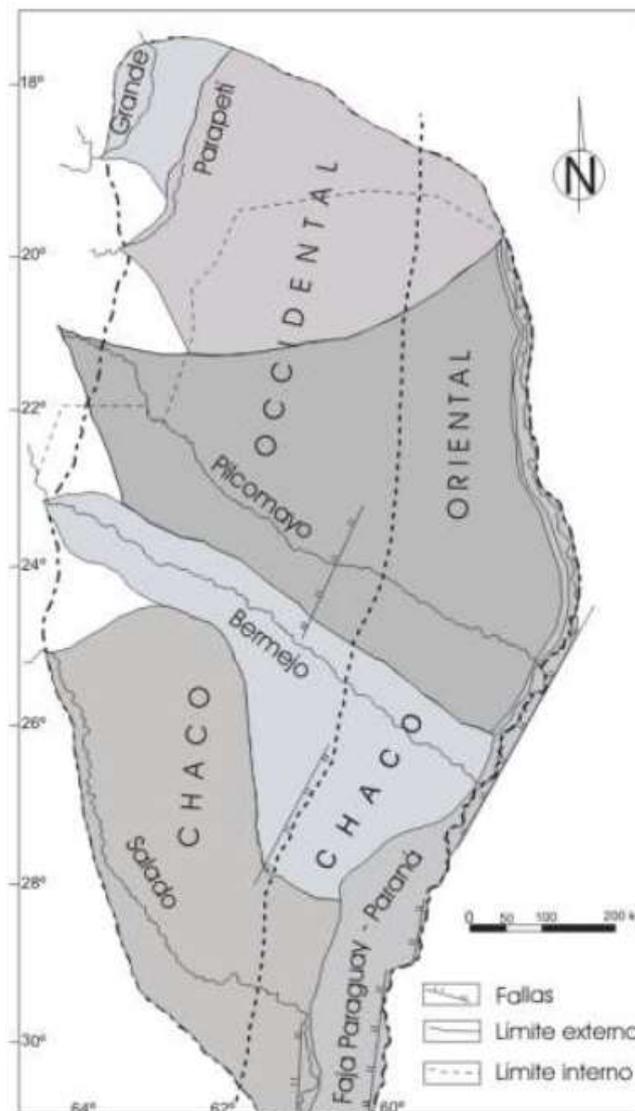


Fig. 2.2: Mapa esquemático de los abanicos del Gran Chaco y regiones biogeográficas divididas en líneas discontinuas negras (Chaco Occidental y Chaco Oriental; Tomado de Iriondo, 1993).

La evolución de los mega-abanicos chaqueños se inició en el Terciario (Iriondo, 1993; Horton y DeCelles, 2001), con un gran desarrollo durante el Cuaternario hasta la actualidad. Horton y DeCelles (2001) y Latrubesse *et al.* (2012) documentan las características geomorfológicas y los procesos deposicionales de los mega-abanicos activos del Chaco del sur de Bolivia, los cuales son generados por los principales ríos transversales (Grande y Parapetí). Ambos mega-abanicos han sido formados durante varios episodios de sedimentación en el Cuaternario Tardío, extendiéndose sobre la superficie plana como una llanura agradacional fluvio-eólica (Latrubesse *et al.*, 2012). Además, varios estudios analizan las características morfológicas y sedimentológicas principales de los mega-abanicos del Pilcomayo, Bermejo, Salado y Dulce (Iriondo, 1984; 1987; 1990; 1993; Iriondo *et al.*, 2000; Cafaro *et al.*, 2009; 2010; Latrubesse, 2015; McGlue *et al.*, 2016; Thalmeier *et al.*, 2021).

Los mega-abanicos fluviales han sido estudiados a nivel mundial (e.g., Geddes, 1960; Räsänen *et al.*, 1992; Sinha y Friend, 1994; Gupta, 1997; Horton y DeCelles, 2001; Leier *et al.*, 2005; Weissmann *et al.*, 2010; Hartley *et al.*, 2010; Fontana *et al.*, 2014). El concepto de abanico fluvial fue establecido por Denny (1967) a partir de la investigación de los procesos de evolución de abanicos aluviales mediante la formación de lóbulos formados por corrientes repentinas. Sin embargo, en base a las diferencias morfológicas de los abanicos, Gohain *et al.* (1990) introdujeron por primera vez el término mega-abanico (Zhang *et al.*, 2020). Considerando inicialmente un radio mayor a 30 km para los mega-abanicos, éstos fueron diferenciados de los abanicos aluviales y fluviales menores. Los mega-abanicos fluviales son grandes cuerpos de sedimentos clásticos (10^3 - 10^5 km²) con forma de abanico, depositados por ríos que emanan del punto de salida de una gran red de drenaje montañosa y que migran lateralmente en el sistema de cuencas de antepaís (Gohain y Parkash, 1990; DeCelles y Cavazza, 1999). Los mega-abanicos fluviales se caracterizan principalmente por presentar texturas y facies sedimentarias variables hacia aguas abajo, variando de gravas en el ápice a limos-arcillas en la parte distal, según los procesos deposicionales que ocurren. Constituyen un importante registro de sedimentación en este tipo de ambientes (DeCelles y Cavazza, 1999; Horton y DeCelles, 2001). Los lóbulos de sedimentos distintivos en forma de abanico asociados con los ríos formativos indican una inestabilidad lateral que promueve la rápida migración del canal y la avulsión frecuente. Los ríos en los mega-abanicos pueden alcanzar longitudes de cientos de kilómetros, con pendientes bajas (generalmente 0,05°-0,18°). Están dominados por cauces fluviales incididos en aluviones de grano fino en sus partes distales y con ausencia de flujos de sedimentos por gravedad. El patrón de drenaje es distributivo ramificado, presentando el río formativo una descarga mínima de aproximadamente 20 m³/s (Stanistreet y McCarthy, 1993; Blair y McPherson, 1994; DeCelles y Cavazza, 1999; Gohain y Prakash, 1990; Sinha y Friend, 1994; Horton y DeCelles, 2001; Leier *et al.*, 2005; Hartley *et al.*, 2010; Latrubesse, 2015; Weissmann *et al.*, 2010). Los mega-abanicos modernos en cuencas agradacionales son producidos por ríos que experimentan fluctuaciones estacionales en la descarga de moderadas a extremas, lo cual resulta de patrones de precipitación altamente estacionales. Su ubicación está restringida a los cinturones climáticos que

bordean la zona climática tropical. El desarrollo del mega-abanico está relacionado, además con la inestabilidad de los cauces sujetos a las fluctuaciones en las descargas (Leier *et al.*, 2005).

Los mega-abanicos fluviales son considerados por algunos autores como “sistemas fluviales distributivos” (DFS por su sigla en inglés) volumétricamente importantes, que constituyen una geoforma dominante en las cuencas sedimentarias agradacionales modernas (Nichols, 1987; Stanistreet y McCarthy, 1993; Leier *et al.*, 2005; Weissmann *et al.*, 2010; Hartley *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2013). La presencia de depósitos de mega-abanico en el registro estratigráfico puede proporcionar información clave para la reconstrucción paleoclimática. Estos grandes sistemas juegan un papel integral en la dispersión y deposición de sedimentos en áreas tectónicamente activas, y sirven como archivos de información sobre las condiciones climáticas, preservando el registro de tasas y tiempos de actividad tectónica que afectan el cinturón orogénico (Leier *et al.*, 2005; Chakraborty y Ghosh, 2010). Según Harvey *et al.* (2005), los mega-abanicos conservan un registro sedimentario sensible al cambio ambiental dentro del área fuente de sedimentos de montaña, en lugar de un registro regional como los sedimentos de lagos pluviales. A pesar de la falta de datos sobre la geometría de los cuerpos 3D que constituyen a los mega-abanicos en entornos modernos, sus depósitos se identifican como una clase distinta en función de su entorno geomórfico, geometría y estructura interna (Gibling, 2006). Sinha *et al.* (2014) refieren que hay muy pocos datos sistemáticos disponibles sobre la estratigrafía y sedimentología del subsuelo de mega-abanicos debido a la falta de afloramientos y datos del subsuelo para documentar la arquitectura fluvial, en comparación con la importante literatura disponible sobre los modelos de geomorfología y procesos de evolución de mega-abanicos. Según Fontana *et al.* (2014), debido a las grandes dimensiones de estos sistemas, es posible que no se reconozcan en el campo y la mayoría de ellos solo se han identificado recientemente a través de la teledetección (e.g. Hartley *et al.*, 2010; Wilkinson *et al.*, 2010). Actualmente, con la disponibilidad de los MDE, la geomorfometría (Chorley, 1957) que se basa en la medición y caracterización de las formas del terreno, permite generar un registro de datos acerca de las propiedades del paisaje (Felicísimo, 1994) en áreas con estas características. Estas observaciones realizadas por los mencionados autores sobre mega-abanicos de otros ambientes también se reconocen en los mega-abanicos del Chaco. Generalmente, los mega-abanicos se encuentran en áreas escasamente pobladas o remotas con difícil acceso (Latrubesse *et al.*, 2012, entre otros), por lo tanto, los estudios de campo a menudo son limitados.

Las grandes escalas de los mega-abanicos chaqueños fueron referidas por diversos autores, estando entre los mega-abanicos más grandes del mundo (Iriondo, 1984; 1993; Clapperton, 1993; Horton y DeCelles, 2001; Wilkinson *et al.*, 2006; Cafaro *et al.*, 2010; Latrubesse *et al.*, 2012; Latrubesse, 2015). Se trata de sistemas complejos compuestos por numerosas unidades sedimentarias y geomorfológicas, que se formaron en diferentes momentos y bajo diferentes condiciones climáticas (Iriondo, 1993; Thalmeier, *et al.*, 2021). Si bien sus características generales son similares, cada uno de ellos presenta características únicas (Iriondo, 1993). En una caracterización de estos mega-abanicos, Horton y DeCelles (2001)

indican que el cauce activo en cada abanico está dominado por la deposición de barras de arena en el cauce central y en los bancos, mientras que las áreas adyacentes al cauce se caracterizan por la formación de lóbulos de derrames (*crevasse splays*) y la deposición palustre con un desarrollo menor de suelos en áreas expuestas. Estas zonas contienen numerosos vestigios de cauces divergentes recientemente abandonados, lo que sugiere un patrón de drenaje distributivo a largo plazo y frecuentes avulsiones de cauces.

El ápice de cada mega-abanico chaqueño se ubica a lo largo del frente montañoso andino (Iriondo, 1993). En la zona media a distal de los mega-abanicos se desarrollan áreas de humedales, campos de dunas eólicas o unidades loésicas y pequeños cauces con cabeceras conectadas a la llanura aluvial actual del cauce formativo (Iriondo, 1984; 1993; 2007). Los sistemas fluviales de los mega-abanicos del Chaco en general alcanzan el sistema fluvial axial del Paraguay-Paraná, que fluye de N a S (Fig. 2.2 – Iriondo, 1984; 1993; 2007).

La agradación y progradación de los mega-abanicos chaqueños no solo ha estado ligada a factores exógenos, sino que también ha estado condicionada por las cargas de flexura (isostáticas) y tectónica (transmisión de esfuerzos por empujes horizontales), que controlan el espacio de acomodación a escala regional. Las cargas isostáticas y la topografía dinámica favorecieron la subsidencia, la avulsión y la acumulación de sedimentos en la cuenca del antepaís (Horton y DeCelles, 1997; 2001). La vertiente oriental de los Andes Centrales, representada por una faja corrida y plegada de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, y el sistema transicional de piel gruesa de Sierras de Santa Bárbara a las Sierras Pampeanas nororientales, proporciona un suministro de sedimentos clásticos a las tierras bajas adyacentes del Chaco. Esta llanura se encuentra sujeta a subsidencia de largo plazo, lo cual constituye un ambiente tectono-geomórfico ideal para el desarrollo de los mega-abanicos fluviales (Fig. 2.2 – Ventra y Clarke, 2018). La cuenca de captación, la estacionalidad climática y la disponibilidad de sedimentos para erosión y transporte son algunos de los factores de control principales para el desarrollo de los mega-abanicos. Además, los factores tectónicos influyen en la producción de sedimentos en el área fuente y, junto con la topografía general, parecen controlar principalmente la ubicación de los grandes abanicos, su ajuste y geometría (Harvey, 2002a; 2005). La tectónica influye en la morfología del abanico y las secuencias sedimentarias principalmente a través de una influencia en el espacio de acomodación (Silva *et al.*, 1993; Viseras *et al.* 2003).

El Chaco Occidental representa la mayor superficie del sistema de cuencas del antepaís proximal de los Andes Centrales (las depozonas de cuña – *wedge top* y *foredeep*; Horton y DeCelles, 1997; 2001). La erosión sinorogénica y el transporte de sedimentos clásticos a la cuenca del antepaís han producido un registro sustancial de sedimentación cenozoica no marina. En consecuencia, los mega-abanicos contienen valiosos registros sobre la elevación y la denudación de los Andes y la historia climática de la llanura, en escalas de tiempo geológicas que se remontan al inicio de la evolución del antepaís

sedimentario en el Oligoceno Tardío al Mioceno (Horton y DeCelles, 2001). Para tiempos actuales, Cafaro *et al.* (2010), a partir de información hidrológica y sedimentológica (caudales líquidos medios anuales -Q, valores de áreas de las cuencas de drenaje y transportes medios anuales de carga total en suspensión -Qs), estimaron unos 352 Mt/año de sedimentos acumulados en los mega-abanicos del Pilcomayo, Bermejo, Salado y Dulce, los cuales se extienden hasta unos 500–700 km al E de las estribaciones andinas, siendo la producción de sedimentos en la zona andina de aproximadamente 1.699 t/año/km². En una evaluación de la producción de sedimentos a lo largo de los Andes, Latrubesse y Restrepo (2014) concluyen que el sistema del N de Argentina es una de las áreas más productivas con un promedio de 2.654 t /año/km² de sedimentos. Las cuencas fluviales del Chaco (con una elevación media de los Andes Centrales de ca. 2.700 m.s.n.m.) exhiben una alta variabilidad de la descarga, una gran producción de sedimentos y valores relativamente más bajos de escorrentía específica. El clima juega un papel complejo en el control de la erosión, influyendo en otros controles como la cubierta vegetal. Los cambios en la pendiente del relieve, la litología y el uso del suelo también afectan la producción de sedimentos. Latrubesse y Restrepo (2014) estimaron una carga de sedimento de 0,45 Gt/año en las cuencas del Chaco. Fabbian *et al.* (1979) relacionaron la naturaleza friable de las formaciones, relieve-talud y la falta de cobertura vegetal en las subcuencas de los ríos Santa María y Calchaquí como una posible explicación de la alta carga de sedimentos (0,02 GT/año) del Río Juramento registrado en la estación Miraflores (Salta; 25°22'S y 64°50'O, 610 m.s.n.m.).

El desarrollo del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento es de gran interés en esta Tesis, siendo uno de los sistemas morfosedimentarios más grandes de nuestro planeta y en el cual se encuentra el área de estudio de esta Tesis (BBSS). Un enfoque integrado que se centra en el análisis de los procesos morfosedimentarios del mega-abanico y las geoformas resultantes, las columnas sedimentarias representativas de las unidades geomorfológicas definidas y un primer análisis de su evolución en el Cuaternario Tardío, son resultados de esta tesis y se han publicado en Thalmeier *et al.* (2021).

2.3. Geomorfología y sedimentología del mega-abanico del río Salado-Juramento

Los mega-abanicos en el sur del Chaco tienen pendientes generales suaves, con cauces principales de alta variabilidad de descargas, y carga de sedimentos suspendidos extremas durante las crecidas. Los patrones de los cauces formativos actuales de los mega-abanicos varía en forma transicional hacia aguas abajo, pasando de entrelazado en la zona apical de cada abanico a meandriforme en las zonas distales, debido a su bajo potencial hidrodinámico. Actualmente, la mayor parte de los ríos que forman los mega-abanicos del Chaco mantienen una carga de lecho arenosa, con baja disminución significativa del tamaño de grano hacia aguas abajo, predominando la carga suspendida (Cafaro *et al.*, 2009; Iriondo, 1993; Latrubesse, 2015). El desarrollo de los mega-abanicos chaqueños es consecuencia de las sucesivas

avulsiones de sus cauces dadas por ajustes sedimentológicos locales relacionados con las grandes fluctuaciones estacionales en la descarga (Iriondo, 1993; Iriondo *et al.*, 2000; Latrubesse, 2015).

El mega-abanico del río Salado-Juramento es uno de los más grandes entre los mega-abanicos del Chaco (Fig. 2.2). Su ápice se ubica en las Sierras de Santa Bárbara (localidad de Chañar Muyo, provincia de Salta). Sucesivos desplazamientos del cauce formativo durante el Cuaternario, alcanzando un ángulo de 90° aproximadamente, cubren una amplia zona del Chaco Occidental y Oriental (provincias de Chaco, Santiago del Estero y Santa Fe) (Castellanos, 1968; Iriondo, 1984; 1993; Angueira, 2007; Peri y Rosselló, 2010; Thalmeier *et al.*, 2021). El mega-abanico está vinculado al levantamiento de las Sierras Subandinas y de Santa Bárbara y, su posterior desarrollo, al sistema fluvial del río Salado-Juramento. Este río es antecedente a las sierras, por lo que se le atribuye una edad inicial pliocena, permaneciendo activo en el presente (Iriondo, 1984). Autores como Castellanos (1968), Fabbian *et al.* (1979), Iriondo (1984) y Peri y Rosello (2010), indican que el río Salado mantenía una dirección general O-E y NO-SE, al igual que los cauces actuales del Bermejo y Pilcomayo, y se desplazó hacia el S manteniendo un rumbo NNO-SSE, dejando numerosos cauces abandonados y la formación de bañados. Sin embargo, no existen evidencias geomorfológicas ni estratigráficas claras para afirmar que la sedimentación asociada al río Salado-Juramento sobrepasara las Lomadas de Otumpa en algún tiempo del Cuaternario.

Algunos de los desplazamientos de las últimas décadas del río Salado han sido registrados en los mapas jesuíticos, los que se analizan en el Capítulo 4 de la presente Tesis. El límite NNE del mega-abanico del Salado se encuentra enmascarado por la dinámica del mega-abanico del río Bermejo, con derrames e interdigitaciones de ambos sistemas (Iriondo, 2007; Peri, 2012). Lo mismo ocurre con el límite SSO del mega-abanico del Salado con el mega-abanico del río Dulce (Iriondo, 1987). Peri (2012) establece el límite NE del mega-abanico del Salado en el río Negro en la provincia de Chaco, ampliando el límite norte definido por Iriondo (1987).

El sistema sedimentario del mega-abanico está compuesto por complejas unidades morfo-sedimentarias generadas durante eventos importantes del Cuaternario superior, las que incluyen cauces efímeros, paleocauces, derrames, subsistemas de abanicos menores, fajas fluviales, sistemas eólicos (dunas y hoyas de deflación), lagunas, pantanos y geoformas menores, formados bajo diferentes condiciones climáticas (Iriondo, 1987; 2010) (Fig. 2.3 A). Elementos geomorfológicos de origen estructural, eólico y propios de la dinámica fluvial fueron identificados por Iriondo (1993), entre los que se destacan las cañadas y colinas bajas, hoyas de deflación ocupadas actualmente por cuerpos de agua permanentes y semipermanentes, bañados y paleocauces.

Iriondo (1987) produjo un primer mapa geomorfológico del mega-abanico del río Salado, discriminando subsistemas y diferenciando el abanico proximal, formado por una serie de pequeños paleocauces bien conservados, incididos en depósitos de loess del Pleistoceno Tardío en el Chaco Occidental e infiriendo una edad Holoceno Superior para estos paleocauces (Fig. 2.3 A). En la parte distal del mega-abanico en

la provincia de Santa Fe, los paleocauces del Pleistoceno Tardío están en parte cubiertos por un manto de loess (Iriondo, 1987; 1993). Wilkinson *et al.* (2006) se refieren al mega-abanico del Salado como conos parciales de sedimentos fluviales, con componentes subordinados de facies eólicas (loess), pantanos y unidades pedogenéticas generalizadas. Iriondo (1987; 1993) reconoce en el área de los BBSS en la provincia de Santa Fe diferentes unidades geomorfológicas de los sistemas del Salado, Bermejo y Paraná. Éstas se presentan en el mapa de la Fig. 2.3 B y corresponden a: área elevada de Tostado, área de derrames del Salado, planicie de lagunas irregulares, cañada de las Víboras, área elevada de Gato Colorado, derrames del Bermejo y paleocauce del Golondrinas-Calchaquí. Estas unidades fueron reanalizadas en base a fotointerpretación geológica y control de campo, y se presentan en el capítulo 4 de esta tesis, considerando el mapeo geomorfológico del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento a escala de unidad geomorfológica (UG) y subunidad geomorfológica (SUG). Este nuevo mapa constituye una ampliación y reinterpretación del mapa original de Iriondo (1987; Fig. 2.3 A), y fue presentado en Thalmeier *et al.* (2021).

Otros autores (Angueira, 2007; APA, 2012) han realizado descripciones geomorfológicas de las provincias de Santiago del Estero y Chaco con el objetivo de realizar un inventario, evaluación y monitoreo de los recursos naturales para la sustentabilidad de los sistemas productivos de sus respectivas provincias, perdiendo de vista el carácter sistémico de la clasificación geomorfológica de llanuras.

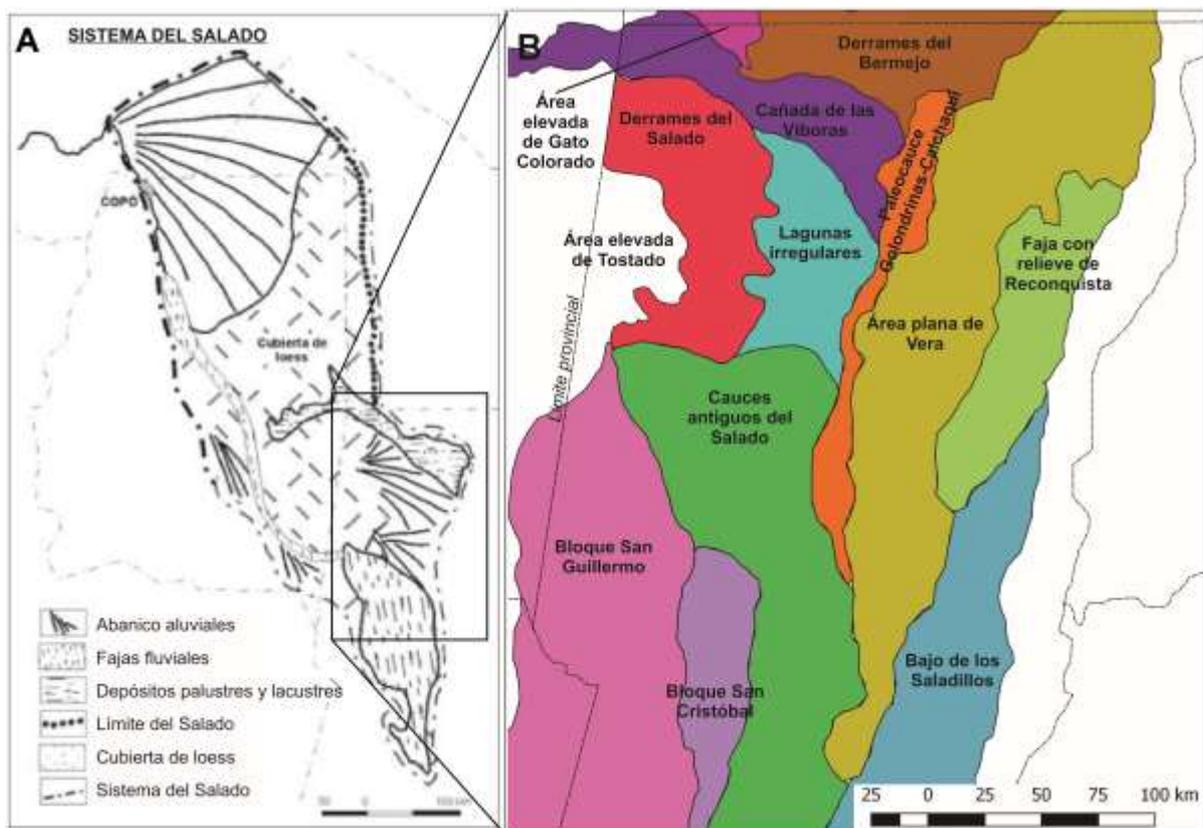


Fig. 2.3: A: Mapa esquemático del sistema del abanico del Salado (Tomado de Iriondo, 1987). B: Unidades geomorfológicas del norte de la provincia de Santa Fe definidas por Iriondo (1993) y Kröhling y Brunetto (2013).

El mega-abanico del Salado-Juramento interactuó durante algunos eventos del Cuaternario con los mega-abanicos del Bermejo al N y del Dulce al S. El área sur de la zona media-distal del mega-abanico del Salado es coalescente con áreas del mega-abanico del Dulce, conformando una compleja red de paleocauces de ambos ríos formativos que están cubiertos parcialmente por depósitos loésicos (Kröhling e Iriondo, 1999; Carignano *et al.*, 2014).

La columna sedimentaria representativa del área distal del mega-abanico es presentada por Iriondo (2007) y Thalmeier *et al.* (2021), a partir de un análisis sedimentológico detallado de la perforación de investigación de Fortín Tres Pozos, situada en plena zona de los BBSS. La secuencia se desarrolla sobre una formación marina del Mioceno Superior (Fm. Paraná) y comienza con arenas cuarzosas pleistocenas depositadas por el río Paraná (Fm. Ituzaingó). La unidad que representa el cuerpo sedimentario del mega-abanico distal del Salado se superpone en discordancia y fue definida formalmente como Fm. Fortín Tres Pozos por Iriondo (2007) y analizada en detalle en Thalmeier *et al.* (2021; Fig. 2.4). Dicha unidad está compuesta por arcillas limosas marrón grisáceas representativas de un gran ambiente de humedal desarrollado en el Pleistoceno Superior. La parte superior de la columna del mega-abanico distal está formada por arcillas de color gris a gris verdoso, acumuladas en un ambiente de pantanos (Holoceno Superior).

Recientemente, Ramos *et al.* (2020) describen un perfil de una excavación en el área medio-proximal del mega-abanico del río Salado-Juramento, representado por un depósito arcilloso-limoso marrón que interpretan como un pantano temporal en la base (2,80-1,30 m) y cubierto por un limo franco arenoso marrón (1,30 m de espesor). Allí los autores analizan el registro paleobotánico y paleontológico, presentando una reconstrucción de la vegetación del área para el Pleistoceno Superior. La misma está representada por una asociación de especies leñosas similar a la que se encuentra en la vegetación moderna del Chaco Occidental / árido (bosque xerófito), el contenido fitolítico sugiere además un clima estacional y mayormente cálido.

Las diferentes fuentes de procedencia de los materiales que conforman las secuencias sedimentarias del mega-abanico están determinadas por las variaciones mineralógicas y granulométricas de los sedimentos aportados por el río Salado-Juramento, en combinación con los sedimentos aportados por los ríos Paraná y los sistemas fluviales del Bermejo y del Dulce en sus zonas de coalescencia. La composición mineralógica, las relaciones cuantitativas y la morfometría del grano de los materiales acumulados en la zona distal del mega-abanico del Salado en el área de los BBSS es de gran utilidad para el análisis de las fuentes de materiales. En ese sentido, los aportes de Bertoldi de Pomar (1962b) y de Morrás y Delaune (1981) constituyen los primeros datos. Posteriormente, los presentados en Iriondo (2007), y que refieren a la perforación de Fortín Tres Pozos, son un avance significativo. La mayor parte de la carga actual del río Salado en su tramo medio a inferior está representada por la carga en suspensión, formada por limos y arcillas finas a medias, con predominio de coloides, incluyendo flóculos con alta

participación de restos orgánicos silíceos. La mineralogía de las diferentes fracciones finas varía según las características geológicas del área de origen de los afluentes menores (Kröhling *et al.*, 2018).

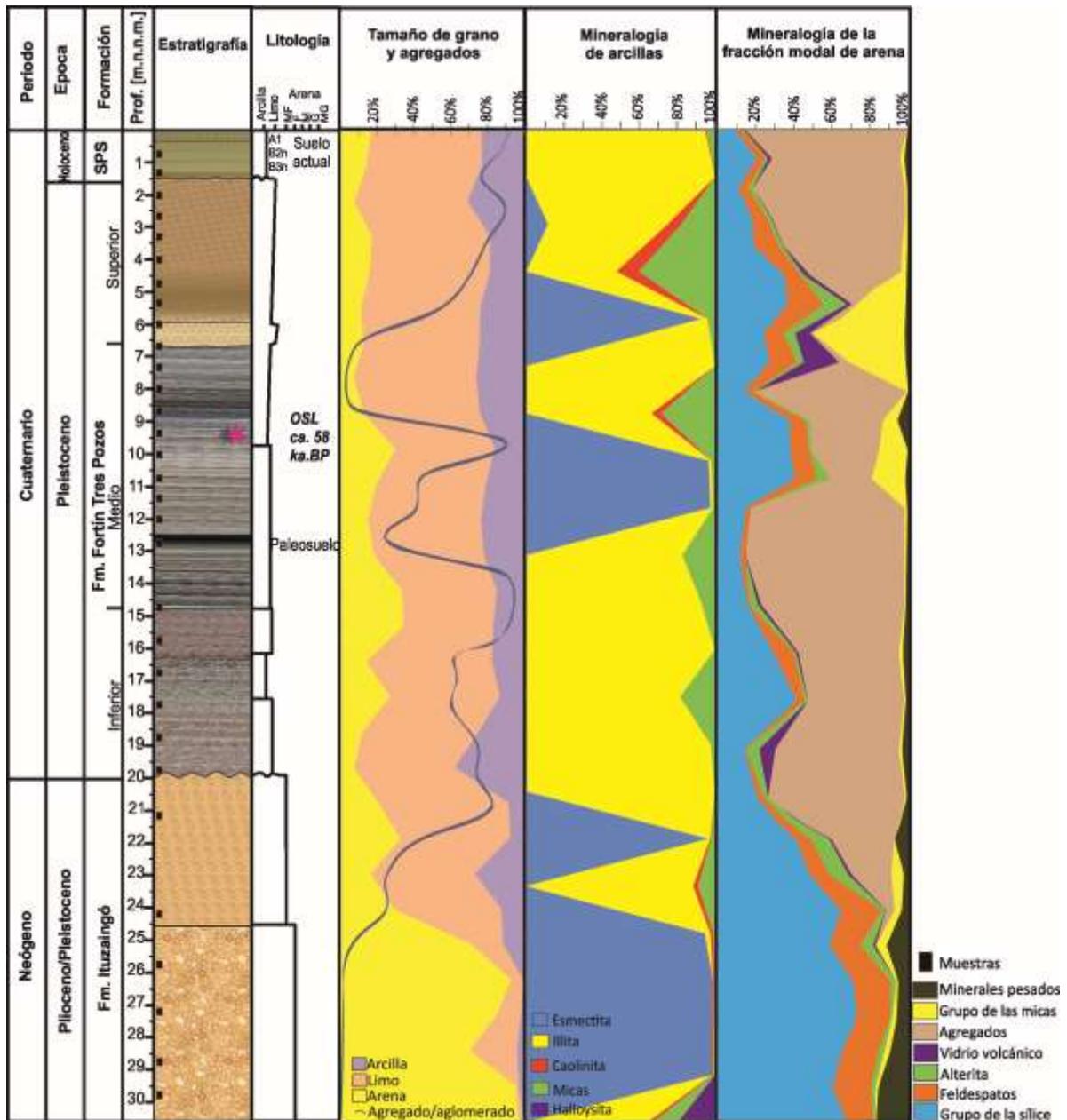


Fig. 2.4: Estratigrafía y sedimentología de la perforación de investigación de Fortín Tres Pozos, representativa de la sección distal del mega-abanico fluvial del Salado, centro de los BBSS (Iriondo, 2007). Tomado de Thalmeier *et al.*, (2021).

2.4. La cuenca de antepaís de los Andes Centrales

2.4.1. Rasgos estructurales generales de la Llanura Chaco-Pampeana

Los mega-abanicos fluviales del Gran Chaco se desarrollan sobre la amplia planicie distal del piedemonte de los Andes Centrales. Éstos se extienden a lo largo del margen occidental de la placa de

América del Sur, como consecuencia de la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Sudamericana (Ramos *et al.*, 2002; Cobbold *et al.*, 2007). Se trata de una gran faja corrida y plegada constituida por la Cordillera Oriental, las Sierras Subandinas y de Santa Bárbara (Horton y DeCelles, 1997, 2001). Las Sierras Subandinas constituyen una faja plegada y corrida de lámina delgada, que representa la expresión más oriental de la deformación en los Andes Centrales (Hernández y Echevarría, 2009), mientras que las Sierras de Santa Bárbara definen una zona de transición donde el estilo estructural que presentan es transicional a las Sierras Pampeanas, las cuales involucran al basamento (Reynolds *et al.*, 2000). Esta faja corrida y plegada está flanqueada al E por la llanura Chaco-Pampeana, una extensa planicie que se desarrolla desde Bolivia y Paraguay hacia el S, extendiéndose hasta el río Colorado, y al NO de los sistemas de Ventania y Tandilia (Fig. 2.5). Su subsuelo está constituido por varias cuencas sedimentarias y diversos depocentros. Se destacan las cuencas Chaco-Paranaense, la del Salado bonaerense y sistemas conexos, y la de Claromencó, cada una con sus características y rasgos geológicos propios (Ramos, 1999). A escala regional, se puede generalizar en secuencias sedimentarias separadas por discordancias que permiten discriminar la historia tecto-sedimentaria y geodinámica de dicha cuenca.

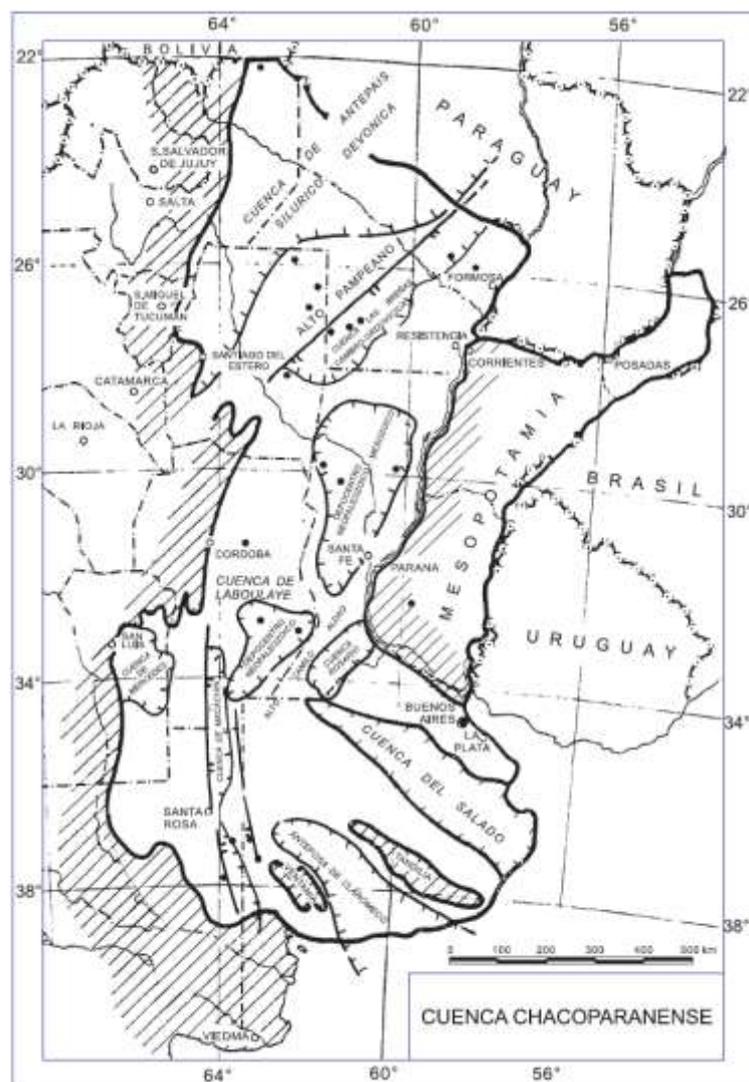


Fig. 2.5: Mapa esquemático del sistema de cuenca Chaco-Pampeana de Ramos (1999).

Las orientaciones generales de las estructuras tectónicas de la llanura son NE-SO, similares a rasgos mayores de la geología regional. Los lineamientos proterozoicos, heredados de la amalgamación de distintos bloques continentales exóticos y/o perigondwánicos durante el ciclo orogénico Brasiliano-Panafricano (Proterozoico Alto-Paleozoico Inferior) para construir el núcleo de Gondwana, son el control principal en la inserción de la cuenca Chaco-Paranaense (Fernández Garrasino *et al.*, 2005). Esta presenta un basamento conformado por grandes depocentros separados por altos o dorsales de edad jurásica-cretácica y precarbonífera para el alto Pampeano-Chaqueño (Chebli *et al.*, 1999). La existencia de depocentros de rift sugiere un origen vinculado a procesos extensionales paleozoicos ocurridos en el protomargen de Gondwana. Los rifts estarían asociados al margen pasivo cámbrico como remanentes de esa extensión que no prosperó (*failed rift*) (Fernández Garrasino *et al.*, 2005). Un ejemplo es el hemigraben Las Breñas (Pezzi y Mozzetic, 1989), que constituye una de las estructuras más antiguas del subsuelo de la cuenca. Se ubica en el centro de las provincias de Chaco y Formosa, con sus bordes E y S traslapantes, y el O abruptamente marcado por la falla de Las Breñas. El margen N permanece indefinido al no existir información sísmica; Wiens (1995) considera que posee continuidad en Paraguay, mientras que Rapela *et al.* (2007) y Ramos *et al.* (2010) plantean que la falla Las Breñas y su extensión en Paraguay podrían relacionarse al Lineamiento Transbrasiliano, si bien es aún discutida la traza precisa de este rasgo. Recientemente, Peri (2012) y Peri *et al.* (2015), a partir de datos magnetotelúricos, observan una discontinuidad resistiva en las rocas del perfil realizado entre las Sierras de Ambargasta-Sumampa (Sierras Pampeanas) y la Llanura Chaco-Pampeana. Esta discontinuidad representa el límite tectónico entre el cratón del Río de La Plata y el terreno de acreción Pampeano, siendo la expresión sur del Lineamiento Transbrasiliano. Estos resultados obtenidos por los autores son consistentes con los datos gravimétricos y de sismicidad del área estudiada. Además, realizan un mapeo de detalle entre los 27°-31° de latitud S de las estructuras geotectónicas, entre las que se destacan el límite entre el cratón del Río de La Plata y el terreno de acreción Pampeano, el Lineamiento Transbrasiliano resultante y la cuenca de Las Breñas, en relación a la localización de las Lomadas de Otumpa.

Según Pezzi y Mozzetic (1989), la cuenca estaría emplazada sobre el Cratón del Río de la Plata, constituido por rocas de edades paleoproterozoicas (Rapela *et al.*, 2007) con sectores restringidos de edad arqueana (Hartmann *et al.*, 2001) y secuencias sedimentarias neoproterozoicas. Chebli *et al.* (1999) sugieren que durante el Precámbrico superior a Silúrico habría ocurrido un sistema de cizalla de gran desplazamiento vertical que afectó al Cratón del Río de la Plata y generó el hemigraben de Las Breñas. Posteriormente (Paleozoico Superior-Mesozoico Inferior) ocurre una inversión tectónica que genera el Alto basamental Pampeano-Chaqueño (margen noroccidental del hemigraben Las Breñas), Rincón-Caburé, Laboulaye, Saira, Camilo Aldao y Junín-Las Cañas. Se pliega levemente la secuencia perteneciente al ciclo del Paleozoico Superior y se erosiona la cobertura paleozoica superior de los altos

basamentales. Las estructuras vinculadas a este evento compresivo se orientan ENE-OSO, y constituyen fallas inversas de alto ángulo (Russo *et al.*, 1979).

A partir del Jurásico, como consecuencia del desmembramiento del Gondwana, se observa la generación de cuencas de rift periféricas a la parte austral de la Llanura Chaco-Pampeana, asociadas temporoespacialmente a la creación del Océano Atlántico (Uliana y Biddle, 1988; Urien *et al.*; 1995, Lagorio 2003; Webster *et al.*, 2004), que expresaría una extensión localizada intracontinental culminada hacia fines del Cretácico y sobre la que se reconocen rasgos transcurrentes (Christie-Blick y Biddle, 1985; Nielsen y Sylvester, 1995). La presencia de filones capa, diques y cuerpos subvolcánicos representados por la Fm. Serra Geral son evidencia de la fragmentación del Gondwana (Uliana y Biddle, 1988).

Durante el Cenozoico, los Andes Centrales han crecido progresivamente hacia el E como resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa de América del Sur occidental desde el Cretácico (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Horton y DeCelles, 2001; Chase *et al.*, 2009). Según Cobbold *et al.* (2007), la influencia de la tectónica andina se propaga por todo el continente sudamericano y produce acortamientos horizontales sobre las discontinuidades preexistentes. Posteriormente, se ha mostrado que en el interior cratónico también existe una influencia de las cargas del margen pasivo (Assumpcao *et al.*, 2014) y los empujes transmitidos desde la dorsal atlántica (Brunetto *et al.*, 2019). Las deformaciones en el frente andino y pampeano, próximas al borde occidental de la cuenca Chaco-Paranaense con un eje de esfuerzos máximos horizontales en una dirección ENE-OSO, ha generado un apilamiento y engrosamiento de la corteza continental debido al acortamiento horizontal regional (Isacks, 1988; Gubbels *et al.*, 1993; Jordan *et al.*, 1997; Horton y DeCelles, 2001 y referencias incluidas). Esto ha desarrollado cargas topográficas y tectónica en la litósfera de América del Sur, produciendo un sistema de cuencas de antepaís de retroarco (Horton y DeCelles, 1997; 2001), controlado por las cargas isostáticas y el equilibrio dinámico entre el empuje y la migración de la faja, el hundimiento por flexura y la deposición de sedimentos fluviales en mega-abanicos (Horton y DeCelles, 1997; 2001; Pelletier, 2007).

En el clásico modelo de DeCelles y Giles (1996), y Horton y DeCelles (1997, 2001), a partir de una sección transversal esquemática del sistema de cuencas de antepaís y la faja corrida y plegada subandina, se observa su conformación en cuatro depozonas. Estas depozonas son: *wedge-top* (segmentos cortos con el relleno de la cuenca cerca de las estructuras ciegas), *foredeep* (depozona en forma de cuña con adelgazamiento hacia la depozona anterior), *forebulge* (depozona con acumulación limitada o nula) y *back-bulge* (zona de acumulación delgada en forma cóncava hacia arriba) (Fig. 2.6).

La erosión sinorogénica y el transporte de sedimentos clásticos a la cuenca de antepaís han producido un registro sustancial de sedimentación cenozoica no marina. Estas cuencas son muy prometedoras para ayudar a entender la interacción entre la tectónica, el clima y la erosión.

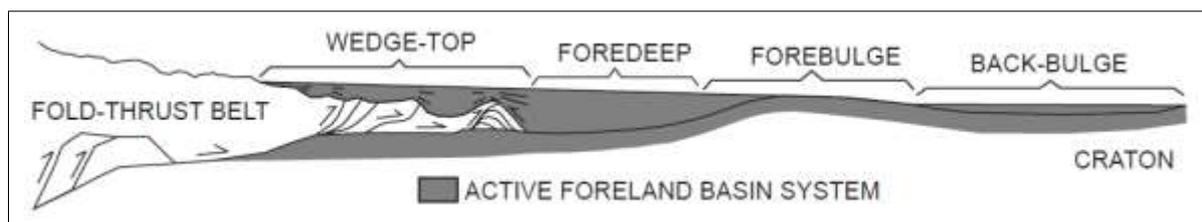


Fig. 2.6: Esquema de la configuración de la cuenca de antepaís de Horton y DeCelles (1997, 2001), donde pueden observarse las cuatro depozonas que la conforman. (Active foreland basin system: sistema de cuenca de antepaís activo. Fold-thrust belt: faja corrida y plegada. Craton: cratón. Wedge-top: cuña. Foredeep: ante-fosa. Forebulge: abultamiento. Back-bulge: retro-abultamiento).

En la mayoría de los escenarios tectónicos, los parámetros tectónicos que controlan la geometría de la cuenca de antepaís pueden estar bien definidos (Pelletier, 2007). Varios autores documentan las características geomorfológicas y los procesos deposicionales de los mega-abanicos activos del N del Gran Chaco (26-18° S) y la cuenca sobrellenada que representan, donde los ríos chaqueños y sus afluentes drenan un área estructuralmente compleja de los Andes (Gubbels *et al.*, 1993, Horton y DeCelles, 1997, 2001; Chase *et al.*, 2009; Latrubesse *et al.*, 2012; Assine *et al.*, 2014; Cohen *et al.*, 2015; McGlue *et al.*, 2016). La extrapolación de los resultados de estos estudios al S del Chaco es difícil, considerando la variabilidad en el estilo y el grado de deformación que ocurre en los Andes. Chase *et al.* (2009) interpretan una protuberancia anterior de flexura (*forebulge*) que se desarrolló en respuesta a la carga por apilamiento tectónico de la placa de América del Sur en el sector de los Andes. Este retrodomamiento se localiza en la zona del mega-abanico del Bermejo, oculto por los sedimentos provenientes de los Andes. Por tanto, el sistema de depósito profundo del retroarco andino generalmente está sobrellenado (Cohen *et al.*, 2015). Sin embargo, Thalmeier *et al.* (2021) deducen que la cuenca de antepaís para la latitud 26-30° S (área del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento) se encuentra subrellenada debido a la interrupción en la sedimentación O-E que generan las Lomadas de Otumpa (*forebulge* y sus reactivaciones tectónicas). En consecuencia, las características morfodinámicas y la evolución ambiental de cada mega-abanico sudamericano son diferentes, tal como fuera sugerido por Iriondo (1993) y Latrubesse (2015).

La región más austral del Chaco (26°-30° S) se encuentra en la transición de la faja corrida y plegada que involucra basamento como estilo estructural de las Sierras de Santa Bárbara a las Sierras Pampeanas (Thalmeier *et al.*, 2021). Esta región corresponde a la transición entre una subducción de losa de inmersión normal (> 30°) y una subducción de losa plana relacionada con la colisión de la cordillera de Juan Fernández (Kay y Mpodozis, 2002). Las Sierras Pampeanas constituyen un sistema de antepaís fragmentado y son principalmente el resultado del empuje andino por el aplanamiento de la losa de Nazca desde el Mioceno tardío-Plioceno hasta el presente (Ramos *et al.*, 2002). La presencia del segmento de losa plana de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana (27°-34° S) explica la ocurrencia de manifestaciones de deformación en esta región continental interior pericratónica del antepaís, lejos del margen de la placa occidental (Brunetto *et al.*, 2019). Esta deformación ha estado

activa durante todo el Cuaternario en los sistemas de cuencas de antepaís de las llanuras del Chaco Sur y Pampa Norte (Brunetto, 2008; Brunetto *et al.*, 2019). Los antecedentes de la llanura Chaco-Pampeana, dados por Pasotti (1968) y Castellanos (1968), Kröhling e Iriondo (1999; 2003), Brunetto e Iriondo (2007), Brunetto (2008), Brunetto *et al.* (2010), Brunetto y Giménez (2012), Peri (2012) y Kröhling *et al.* (2013), entre otros, permiten concluir que la geomorfología, la geomorfometría y la estratigrafía constituyen importantes disciplinas para detectar las anomalías de origen neotectónico que intervienen en la dinámica hídrica y que serían posibles condicionantes para los flujos subterráneos. Cabe destacar que Brunetto *et al.* (2017) concluyen que la deformación tectónica cuaternaria en ambientes intracratónicos es mayor a la inferida hace algunas décadas en Argentina.

2.4.2. Rasgos estructurales en el área de estudio

Entre los 27-28° de latitud S, a 700 km del frente orogénico andino, se destaca una morfoestructura positiva con orientación NNE-SSO denominada Lomadas de Otumpa (OH) (Fig. 2.1 - Rossello y Bordarampé, 2005; Peri, 2012; Peri *et al.*, 2015; Thalmeier *et al.*, 2021). Este alto estructural que se eleva por encima de las extensas tierras bajas está delimitado hacia el E por una depresión estructural que se denomina geográficamente Bajos Submeridionales. Ambos se encuentran en la parte distal de la cuenca del antepaís andino. Las lomadas (OH) constituyen estribaciones suaves del relieve que se vinculan espacialmente con estructuras antiguas del subsuelo y se relacionan con un antiformal de 150 km de longitud de onda que se evidencia en las secuencias mesozoicas y cenozoicas (Peri *et al.*, 2015). Peri (2012) realizó una caracterización morfotectónica de estas lomadas, basada en análisis de la red de drenaje principalmente a partir del estudio de imágenes de sensores remotos, y en el relevamiento de la estratigrafía en canchales en algunos sectores de la parte central y oriental de las OH, y el análisis de datos magnetotélúricos. La autora concluye que se trata de una morfoestructura remanente gondwánica, afectada por reactivaciones mesozoicas y cenozoicas que controlaron la evolución de los paleocauces y el patrón fluvial actual. La tectónica andina reactivó estructuras preexistentes, principalmente en la vertiente oriental de OH, afectando probablemente hasta las secuencias mesozoicas y paleógenas (Peri, 2012; Peri *et al.*, 2016).

Otra morfoestructura que se eleva sobre el área más distal de la planicie del mega-abanico del río Salado es el denominado Bloque de Vera (BV, Fig. 2.1; Iriondo, 1987). Éste presenta una orientación NNE-SSO, con 300 km de largo y 85 km de ancho, limitando la depresión de los BBSS por el E. Las pendientes de mayor gradiente del E del BV muestran diferencias de elevación de 15-20 m. Este margen está relacionado con un sistema de fallas NNE-SSO compuesto por segmentos de aproximadamente 10-30 km. El margen occidental del BV está constituido por el Sistema de Fallas Golondrinas-Calchaquí también mostrando una dirección general NNE-SSO (Fig. 2.7 (4) y (b) – Iriondo, 1987). En esta suave topografía, las diferencias de elevación no superan los 7-9 m. La elevación de escarpas de flexuras por

fallas disminuye hacia el N, donde el BV está cubierto por los sedimentos del mega-abanico del río Bermejo. Este bloque está fuertemente incidido por cauces fluviales, que están controlados por fracturas.

Otro rasgo estructural de interés en la zona de estudio es la falla Tostado-Gualeguaychú (Fig. 2.7 (1)), con una dirección NO-SE (Iriondo, 1987). Según Padula y Mingramm (1968) es de edad paleozoica, pero siguiendo a Iriondo (1987) ésta sufrió movimientos verticales de aproximadamente 40 m en épocas plio-pleistocenas. El bloque elevado sudoccidental (Bloque Elevado de San Guillermo, BSG; Fig. 2.1. – Kröhling e Iriondo, 2003; Brunetto *et al.* 2008; 2019) formó una barrera que impidió el avance del río Paraná hacia el O de la provincia de Santa Fe y la sedimentación de la Fm. Ituzaingó. El sistema de fallas Tostado-Selva, definido por Pasotti y Castellanos (1963; Fig. 2.7 (3)), con actividad reciente probablemente desde el Pleistoceno medio (Iriondo, 1987), tiene unos 400 km de longitud y constituye el límite O del BSG, desde Tostado hasta el río Carcarañá (Iriondo, 1989; Kröhling e Iriondo, 1999; Brunetto, 2008; Brunetto *et al.*, 2010, 2017). Presenta una traza irregular formada por una sucesión de segmentos rectos de 10 a 30 km de longitud, orientación variable y dirección general N-S. Recientemente se ha restringido la edad de la última etapa de movimientos de la Falla Tostado-Selva desde el Pleistoceno tardío (Brunetto *et al.*, 2017).

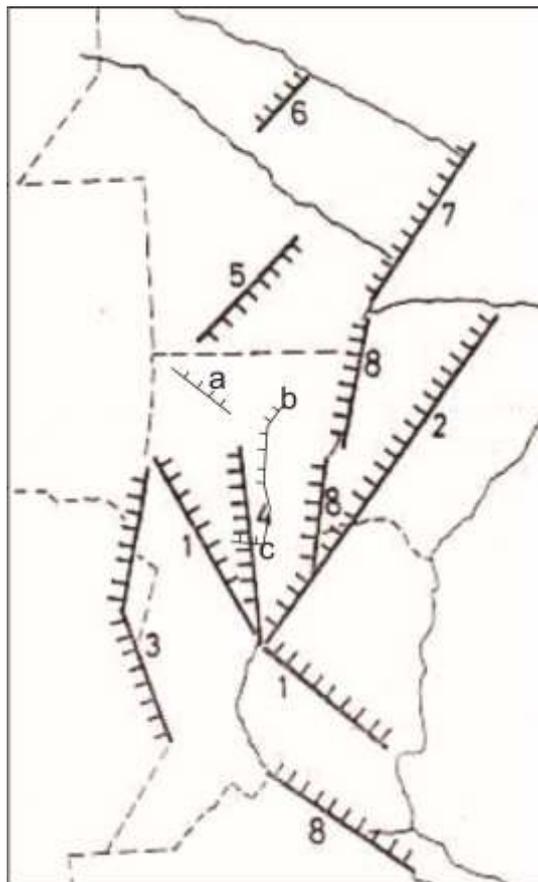


Fig. 2.7: Mapa esquemático de las principales fracturas tectónicas del Gran Chaco (Iriondo, 1987). Fracturas: (1): Tostado-Gualeguaychú; (2): Ituzaingó-La Paz; (3): Tostado-Selva; (4): Salado; (5): Santa Sylvina-Quitilipi; (6): Patiño; (7): Paraguay; (8): Paraná. (a): Las Víboras; (b): Sistema de fallas del Golondrinas-Calchaquí; (c): Las Conchas. (Tomado de Iriondo, 1987).

Por otro lado, la falla del Salado que controla el último tramo del río Salado de dirección N-S (Iriondo, 1987; Fig. 2.7 (4)), tiene unos 300 km de longitud sobre el meridiano de 60°45'O en Santa Fe, y se compone de segmentos rectos de 5 a 15 km de largo. Ésta constituye el límite E del Bloque San Cristóbal – BSC; Brunetto *et al.*, 2017; 2019). Se estima una actividad desde el Pleistoceno tardío, al igual que la fractura Tostado-Selva, una edad pleistocena superior (Brunetto *et al.*, 2017). Al N, en la provincia de Chaco, la falla Santa Sylvina-Quitilipi (Fig. 2.7 (5)), presenta una longitud de 150 km. El bloque hundido al E de la falla está formado por sedimentos palustres, mientras que, al O, por materiales eólicos. Esta falla estuvo activa durante el Pleistoceno y Holoceno (Iriondo, 1987).

Los ríos Paraguay y Paraná atraviesan el Gran Chaco en dirección N-S siguiendo un importante sistema de fallas con actividad probablemente desde el Terciario (Fig. 2.7 (7) y (8) – Iriondo, 1987; Brunetto *et al.*, 2017; 2019). Una falla de segundo orden, de decenas de kilómetros de longitud (110 km) y dirección NO-SE controla la cañada de Las Víboras (Fig. 2.7 (a)), otra en la confluencia del río Salado con el Calchaquí y de dirección E-O. El arroyo Las Conchas la recorre de O a E a lo largo de 40 km hasta desembocar en el Salado, en el mismo lugar de la confluencia con el Calchaquí y la Laguna La Blanca (Fig. 2.7 (c) – Iriondo, 1987).

En el largo plazo, la tasa de sedimentación media en la llanura Chaco-Pampeana ha sido más alta que la de deformación que produce relieve, lo que generó una potente cubierta sedimentaria. Durante el Cenozoico, la sedimentación en esta región pericratónica ha estado controlada por mecanismos de subsidencia debida a fenómenos flexurales y de topografía dinámica asociados a la geometría de la subducción de la losa plana (Dávila *et al.*, 2010). El Cuaternario cubre, en casi toda la extensión de la llanura, una larga historia geológica asociada a procesos geodinámicos del Gondwana Occidental y de la Orogenia Andina y enmascara la neotectónica de la intraplaca (Peri, 2012). Sin embargo, la ocurrencia de sismos históricos someros, como el sucedido sobre la falla Las Breñas (Volponi y Aparicio, 1969), ponen en evidencia los reacomodamientos cuaternarios de estructuras preexistentes. Gordillo y Lencinas (1979) y Schmidt *et al.* (1995) sugieren que la deformación andina sólo reactivaría las estructuras heredadas, y desplazaría los grandes bloques de basamento, como ocurre en las Sierras Pampeanas. Ante la ausencia de rupturas en superficie y evidencias indirectas de deformaciones, a partir de la presencia de rasgos rectilíneos con pendientes anómalas y suaves flexuras del terreno, Brunetto e Iriondo (2007), Brunetto *et al.* (2010), Brunetto y Giménez (2012) y Brunetto *et al.* (2017), proponen que la deformación ha sido activa durante el Cuaternario en el centro de la llanura Pampeana, en un ambiente de intraplaca intracratónico y pericratónico. Además, interpretan que los desplazamientos cuaternarios sobre fallas en la Pampa Norte son ciegos, predominantemente de carácter inverso y generan en superficie suaves pliegues por propagación del desplazamiento.

2.5. Caracterización estratigráfica de la cuenca de la Llanura Chaco-Pampeana

Una breve descripción de la secuencia sedimentaria de la llanura Chaco-Pampeana es necesaria para completar la descripción de la cuenca de antepaís y observar su configuración a partir de correlaciones de las formaciones geológicas que la constituyen. Si bien en la presente Tesis el objetivo está centrado en el Cenozoico tardío, es fundamental este análisis para una correcta interpretación del modelo hidrogeológico conceptual y la influencia que esta configuración tectónica podría tener en los flujos de aguas subterráneas.

Se estima que la columna sedimentaria de la llanura Chaco-Pampeana presenta espesores máximos que sobrepasan los 5.000 m. Ésta se desarrolla sobre un basamento constituido por rocas paleo-proterozoicas y arqueanas (Russo *et al.*, 1979; Ramos *et al.*, 1988; Hartmann *et al.*, 2001; Rapela *et al.*; 2007). El ciclo sedimentario correspondiente al Paleozoico Inferior está comprobado para el NO de la cuenca, al N del alto Pampeano-Chaqueño (Russo *et al.*, 1979). Independientemente de la edad de los depósitos, éstos se extienden unos 400 km en forma de cuña desde el SE de la provincia de Salta hasta el E de Santiago del Estero y SE de Chaco. Hacia el S y NE sus límites no están definidos ya que se extiende más allá de la información sísmica existente. Las formaciones que fueron descritas por Russo *et al.* (1979) son: Fm. Árbol Blanco, Pirané, Las Breñas, Zapla, Copo, Caburé y Rincón. La Fm. Árbol Blanco está integrada por cuarcitas de color gris blanquecino, intercaladas ocasionalmente con lutitas gris verdosas y rojizas. Se le atribuye una edad cambro-ordovícica. La suprayacen las areniscas finas, limolitas y fangolitas compactas con delgadas intercalaciones de calizas de la Fm. Pirané. La Fm. Las Breñas está constituida por ortocuarcitas medianas a gruesas, moderadamente seleccionadas con limolitas y arcilitas en su base. Sobreyaciendo se encuentra la Fm. Zapla (Silúrico), conformada por diamictitas asociadas a areniscas y lutitas grises con algunos niveles ferríferos intercalados. La Fm. Copo (siluro-devónica) está representada por arcilitas grises con intercalaciones de areniscas cuarcíticas en su tramo superior, correspondientes a áreas maduras con un reducido aporte de arenas. Presenta una microfauna marina silúrica en su base y una macrofauna eodevónica en su techo. En el Devónico ocurre la sedimentación de areniscas finas y cuarcitas con intercalaciones de lutitas y contenido fosilífero marino, correspondientes a la Fm. Caburé, y lutitas laminares negras de la Fm. Rincón con mayor proporción de niveles limolíticos.

La sedimentación neopaleozoica-mesozoica inicia en discordancia angular sobre el ciclo anterior y está conformada por una asociación de areniscas blanquecinas que alternan irregularmente con lutitas negras correspondientes a la Fm. Sachayoj (Mingramm, 1965). En el Carbonífero-Pérmico ocurre un período glacial que da origen a las diamictitas de la Fm. Charata (Padula y Mingramm, 1968). Ésta está compuesta por fragmentos subangulosos de cuarcitas, lutitas negras y metamorfitas incluidos en una matriz limo-arcillosa algo arenosa. Presenta intercalaciones arenosas en su base y de lutitas negras en el techo. La Fm. Chacabuco suprayace en concordancia a la Fm. Charata, y pasa gradualmente a pelitas

grises con intercalaciones de bancos lenticulares calcáreos y arenas finas (Russo *et al.*, 1979). La Fm. Buena Vista, de edad triásica, está conformada por areniscas y lutitas, ocasionalmente se encuentran conglomerados finos e intercalaciones de yeso (Falconer, 1931; Padula y Mingramm, 1968). Presenta estratificación entrecruzada de origen eólico. Le siguen psamitas con niveles diseminados de areniscas más gruesas con estratificación entrecruzada de la Fm. Tacuarembó del Jurásico Superior (Falconer, 1931; Bossi, 1966).

En el Cretácico ocurre un régimen tectónico extensional, asociado a la apertura del océano Atlántico. Se generaron fallas directas por las que se introdujeron grandes cantidades de material ígneo, que se interdigitaron con los sedimentos depositados en ambientes fluviales, fluvio-lacustres y eólicos de la Fm. Tacuarembó (Falconer, 1931; Bossi, 1966). Las coladas, filones y diques generados en este evento se conocen como Fm. Serra Geral (Renne *et al.*, 1992). Hacia el Cretácico Superior-Paleoceno, se produce una transición de ambientes, de uno continental a otro marino costero. Esto se evidencia con la Fm. Mariano Boedo, que comienza con conglomerados con clastos de basaltos, que gradan a areniscas con intercalaciones de pelitas en su parte superior, culminando en el sector oriental con rocas carbonáticas (Padula y Mingramm, 1963; Russo *et al.*, 1979). Esta formación se extiende más allá de los bordes de la cuenca Chaco-Paranaense y se vincula con las formaciones coetáneas de la cuenca de Salta y del Salado (Russo *et al.*, 1979).

La sedimentación cenozoica yace en discordancia sobre la anterior y está representada por la Fm. Chaco (Russo *et al.*, 1979; Marengo, 2006). En la Figura 2.8 se puede observar el gráfico esquemático de las formaciones correspondientes al Cenozoico según Marengo (2006). En la Fm. Chaco predominan las areniscas de grano fino con intercalaciones delgadas de conglomerados, limolitas, arcilitas y yeso. Hacia el E tienden a desaparecer las intercalaciones de material grueso, siguiendo la evolución de una gran llanura aluvial. La componen los miembros Palermo, San Francisco y Pozo del Tigre (Marengo, 2006). El primero pertenece al Oligoceno-Mioceno y está conformado por areniscas limo arcillosas, limolitas y areniscas conglomerádicas. El porcentaje de arenas es mayor que en otras unidades, lo que podría indicar una mayor disponibilidad de afloramientos rocosos cercanos y condiciones de mayor energía, como consecuencia de los procesos tectónicos que condujeron a la profundización de la cuenca. Su edad está estimada por la composición, diagénesis y preservación, así como por su pasaje gradual hacia las unidades marinas intercaladas de la Fm. Laguna Paiva, con la que guarda relación aparentemente concordante (Marengo, 2006). La Fm. Laguna Paiva del Oligoceno-Mioceno inferior está compuesta por pelitas e intercalaciones de areniscas, con abundante yeso y escasos microfósiles calcáreos (Stappenbeck, 1926; Padula y Mingramm, 1968; Braccacini; 1980). Representa la sedimentación en un mar probablemente muy somero, durante un periodo prolongado de tiempo y con sucesivos momentos de inundación y progradación a ambientes continentales. El miembro San Francisco del Mioceno Inferior, es más homogéneo que el anterior y posee un predominio mayor de sedimentos finos, prevaleciendo las pelitas con elevado contenido de yeso (Marengo, 2006). Los niveles arenosos son

esporádicos y de escaso desarrollo, lo que indicaría ambientes de menor energía o escasa disponibilidad de arena. En el Mioceno medio a superior ocurre otra transgresión marina somera, de mares cálidos, denominada Mar Paranaense. Su registro está representado por arcillas masivas verdes con contenido fosilífero de la Fm. Paraná (Aceñolaza, 1976; Kröhling e Iriondo, 2003). Presenta frecuentes intercalaciones arenosas interpretadas como la progradación de un ambiente fluvial. El retiro del mar de esta transgresión marca la finalización de las grandes transgresiones marinas en la cuenca y su colmatación. Sucede en forma transicional a la Fm. Paraná, el último miembro de la Fm. Chaco, Pozo del Tigre (Mioceno tardío), identificado en algunas perforaciones de las provincias de Chaco y Formosa (Marengo, 2006). Este presenta alternancia de pelitas y arenas pelíticas con contenido de yeso y concreciones calcáreas. Un marcado incremento de cuarzo y el aumento en el porcentaje de arena, indicarían un mayor retrabajo fluvial que en los miembros inferiores. Por otro lado, en el Sistema Subandino, depósitos sinorogénicos terciarios formados durante el levantamiento de la Puna y la Cordillera Oriental se apoyan en discordancia sobre los depósitos neopaleozoicos. Estos depósitos tienen edad miocena inferior a superior y pliocena continuando hasta el Cuaternario inclusive. En estas secuencias de conglomerados, areniscas y fangolitas depositadas en un ambiente fluvial y hasta de bajada proximal, se interponen en su tercio inferior arcillas verdes correspondientes a una transgresión marina efímera de edad miocena media (aprox. 13,5 Ma.) representada por intercalaciones en depósitos lacustres de la Fm. Anta (Ramos, 1999; Hernández *et al.*, 2005).

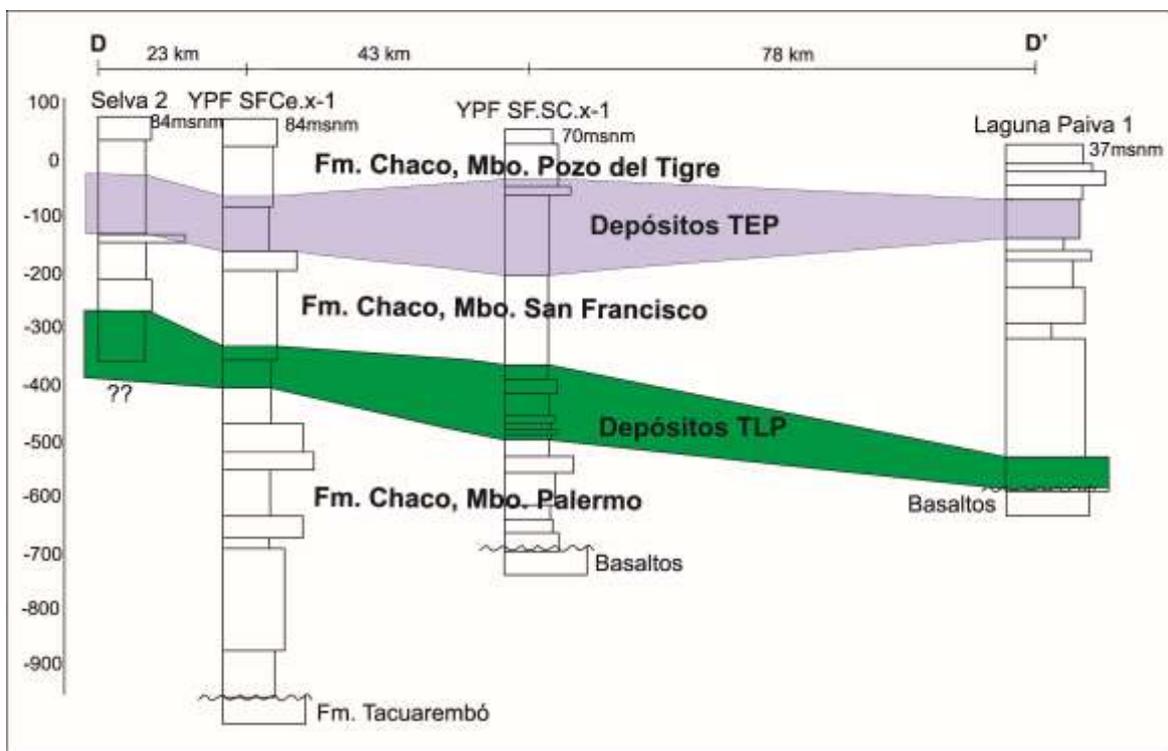


Fig. 2.8: Gráfico esquemático de las formaciones estratigráficas correspondientes al Cenozoico y las transgresiones marinas de Laguna Paiva (TLP) y del Entrerriense-Paranaense (TEP). (Tomado de Marengo, 2006). Selva, Santiago del Estero: 29°46'6.12"S; 62° 2'50.86"O. YPF SFCe.x-1, Ceres, Santa Fe: 29°52'46.39"S; 61°56'52.49"O. YPF SF.SC.x-1, San Cristóbal, Santa Fe: 30°18'55.49"S; 61°14'7.28"O. Laguna Paiva, Santa Fe: 31°11'17.19"S; 60°23'33.89"O.

El Cuaternario del Chaco está representado por una variada distribución de ambientes sedimentarios. La heterogeneidad litológica se debe a las interdigitaciones de los mega-abanicos fluviales, a la propia complejidad sedimentológica/ estratigráfica de los abanicos, a los diferentes modelos de sedimentación y transporte eólicos, a las características del paisaje previo a la sedimentación, entre otras cosas. Ésta se evidencia en las variaciones faciales, acuñaientos y disposición lenticular de los estratos.

La Fm. Ituzaingó, de extensión restringida en el Chaco y vinculada a la dinámica del río Paraná, está formada por arenas finas con intercalaciones de estratos limo-arcillosos, de edad pliocena-cuaternaria (Aceñolaza, 1976; Herbst, 1969, 1971; Herbst y Santa Cruz, 1985, 1995; Iriundo y Rodríguez, 1972; Iriundo 1993). Brunetto *et al.*, (2013) extienden la edad de la Fm. Ituzaingó (O de Entre Ríos) al Mioceno tardío (miembro inferior). En el N de la provincia de Santa Fe, la unidad yace en discordancia sobre la Fm. Paraná (Iriundo, 2007). Coetáneamente, inician en el Plioceno y se desarrollan en todo el Cuaternario, los mega-abanicos fluviales (Iriundo, 1990). La edad mínima de 9,5 Ma de los depósitos cuspidales de la Fm. Paraná sobre la base de dataciones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) sobre bivalvos (Pérez, 2013) y la edad Mioceno tardío de la base de la Fm. Ituzaingó, basada en asociaciones de fósiles de vertebrados (Brandoni, 2013), sugieren que probablemente la sedimentación de los mega-abanicos se inició antes de Plioceno.

En el Pleistoceno Superior ocurren eventos glaciares en la cordillera, que en la llanura se vinculan con una época seca y fría relacionada con la génesis de unidades loésicas, localmente intercaladas con sedimentos fluviales del mega-abanico del Salado (Iriundo, 1990). Se trata principalmente de la Fm. Urundel, definida por Iriundo (1997) y generada durante el Último Máximo Glacial, que se extiende en el Chaco Occidental. Ésta se correlaciona con el loess de la Fm. Tezanos Pinto en la Pampa Norte, con el miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos en el Chaco Oriental, y con una unidad fluvial del Río Bermejo (Iriundo, 2010). El pasaje de las unidades loésicas citadas es transicional en la región de estudio donde se enmarca esta Tesis, estando representadas por áreas discontinuas de loess y loessoides de diferente procedencia. Iriundo (1997) postula dos modelos eólicos: el tipo pampeano, generado por vientos del SO (Fm. Tezanos Pinto) y el tipo chaqueño, originado por vientos del N (Fm. Urundel), destacando diferencias sedimentológicas entre ambos loess. Según los mapeos del autor, en la zona de estudio domina la Fm. Tezanos Pinto (NO de provincia de Santa Fe), mientras que la Fm. Urundel es característica en las provincias de Chaco y Santiago del Estero. La Fm. Fortín Tres Pozos, definida por Iriundo (2007), constituye la unidad representativa del Cuaternario del área distal del mega-abanico del Salado-Juramento, en discordancia sobre la Fm. Ituzaingó (Fig. 2.4). Esta se extiende en el área central del Chaco Austral, en la depresión de los BBSS (Iriundo, 2010; Thalmeier *et al.*, 2021). Se trata de sedimentos limo-arcillosos representativos de un ambiente palustre permanente a temporario que pasa hacia arriba a un depósito loessoide. Suprayacen a esta formación, sedimentos palustres superficiales (Iriundo, 2007), depósitos eólicos-lacustres, arcillo-limosos y arcillosos con concreciones de CaCO_3 .

2.6. Clima

2.6.1. Caracterización climática regional del Chaco

El clima del Chaco es tropical semiárido en el O a tropical húmedo en el E (Iriondo, 1993). Se caracteriza por un intercambio permanente de masas de aire australes tropicales y frías. Las precipitaciones en el centro de América del Sur dependen en gran medida del Sistema Monzónico de Verano Sudamericano (SASM; Zhou y Lau, 1998; Vera *et al.*, 2006). El mismo está influenciado por la Zona de Convergencia Intertropical Oceánica (ITCZ) y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ – Fig. 2.9) (Flantua *et al.*, 2016; Novello *et al.*, 2017). Una amplia zona de fuertes precipitaciones se extiende durante el verano austral (EFM) desde la cuenca del Amazonas hasta el N de Argentina. Una convergencia se forma sobre la llanura del Chaco y obliga a los vientos del E que transportan aire cálido y húmedo del Atlántico tropical sobre la cuenca del Amazonas a girar hacia el S, canalizándose entre la vertiente oriental de los Andes y la meseta brasileña, y formando una circulación conocida como la Corriente de Bajo Nivel Sudamericana (SALLJ). La estructura SALLJ del flujo del N transporta gran cantidad de humedad alimentando las lluvias convectivas de verano sobre las llanuras subtropicales al S (hasta 35° S) (Doyle y Barros, 2002; Vera *et al.*, 2006). Los vientos del N, muy fuertes y relacionados con el SALLJ, ocurren en el Chaco boliviano durante todo el año con un pico durante el invierno austral (JJA). Durante el verano, el calor liberado por la convección de los cumulus sobre la cuenca del Amazonas conduce a la formación de una celda de alta presión en el nivel superior. Sobre el Atlántico, en el hemisferio sur, tanto el sistema frontal transitorio como la convergencia media en niveles bajos de la atmósfera conducen a la formación de una faja convectiva diagonal con máximos de precipitación, la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ). La SACZ es más intensa durante el verano austral alcanzando su posición más austral (Zhou y Lau, 1998) cuando se conecta con el área de convección sobre la parte central del continente, produciendo episodios de lluvias intensas (Garreaud *et al.*, 2009) en las nacientes de los ríos chaqueños. La amplitud de las anomalías relacionadas con El Niño – Oscilación del Sur (ENSO) experimenta cambios significativos a escalas de tiempo decenales y más largas (a través de las conexiones atmosféricas) en gran parte de América del Sur subtropical. El ENSO exhibe una variación considerable cuando se analiza a escala regional, con un aumento significativo en la precipitación y en los caudales fluviales en la llanura Chaco-Pampeana, notándose un gran aumento a partir de la década de 1970 (Garreaud *et al.*, 2009).

El Chaco, como resultado de este intercambio permanente de masas de aire y, debido al efecto orogénico de la Cordillera Andina, muestra un fuerte gradiente de lluvias E-O desde 1.300 mm/año en el E hasta cerca de 400 mm/año en la frontera Paraguay/Bolivia, aumentando nuevamente en las Sierras Subandinas a más de 1.200 mm/año producto del SASM (Latrubesse, 2015). Las lluvias convectivas intensas ocurren cuando el SALLJ se mueve a lo largo de las laderas orientales de los Andes (Vuille *et*

al., 1998; Garreaud *et al.*, 2009). Las lluvias son de dos tipos: frontal, asociada con frentes fríos que avanzan hacia el N y cubren grandes áreas; y convectivo, producido por tormentas severas que se forman dentro de las masas de aire húmedo tropical y afectan áreas limitadas con precipitación intensa. La temporada de lluvias comienza en octubre y termina en marzo-abril; los inviernos son secos.

Las temperaturas medias en el Chaco varían entre 24 °C y 30 °C en verano, con máximas que superan los 40 °C cada año. Las amplitudes diurnas son grandes en el O, alcanzando los 15 a 20 °C. El enfriamiento durante la noche es importante en el O, lo que produce heladas en los inviernos secos. Las condiciones son más suaves en el E debido a la mayor humedad del aire (Schmieder, 1980).

Los vientos dominantes provienen del N y persisten durante buena parte del año con velocidades medias superiores a 4,5 m/s produciendo deflación en la llanura chaqueña y generando transporte de polvo y la formación de dunas eólicas (Iriando, 2010). Durante el invierno, el aire frío del sur (advección polar) puede ocasionar periódicamente fuertes caídas de temperatura y lluvias adicionales durante todo el año (Garreaud, 2000; Latrubesse, 2015). Durante los períodos con vientos dominantes del N, la temperatura puede subir a 40 °C o más en una hora, incluso durante los meses de agosto y septiembre.

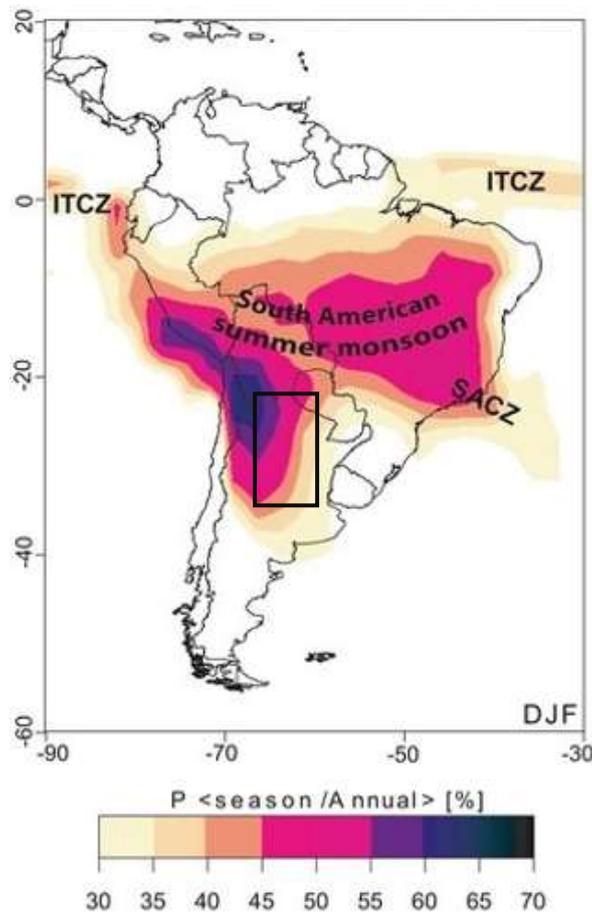


Fig. 2.9: Precipitaciones en el centro de América del Sur dependientes del Monzón de Verano Sudamericano (SASM), y ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical Oceánica (ITCZ) y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) (Tomada de Flantua *et al.*, 2016). En el recuadro negro se ubica el mega-abanico del río Salado-Juramento.

2.6.2. Caracterización climática de los BBSS

La caracterización temporal y espacial de la precipitación (P) y la evapotranspiración real (ETR) anual como el balance hídrico de la cuenca de los BBSS, fueron realizados recientemente por Espinosa (2021) para el periodo 2000-2016. A partir de la combinación de datos puntuales de 49 estaciones pluviométricas y bases de datos globales debidamente contrastadas y utilizadas para cubrir vacíos de información en áreas extensas de la zona de estudio, Espinosa (2021) presenta la distribución espacial de la precipitación y evapotranspiración real que se observa en la Figura 2.10. La precipitación anual presenta un gradiente predominante en dirección O-E con valores aproximados de 106 mm cada 100 km, disminuyendo desde 1.150 mm/año a menos de 900 mm/año en el período 2000-2016 (Fig. 2.10 A). Además, su evolución interanual presenta ciclos hidrológicos de fuertes contrastes, con extremos de 1600 mm/año y 400 mm/año (Sosa *et al.*, 2012). La precipitación media anual de la cuenca de los BBSS es algo menor a 1.000 mm (serie 2000-2016; Espinosa, 2021).

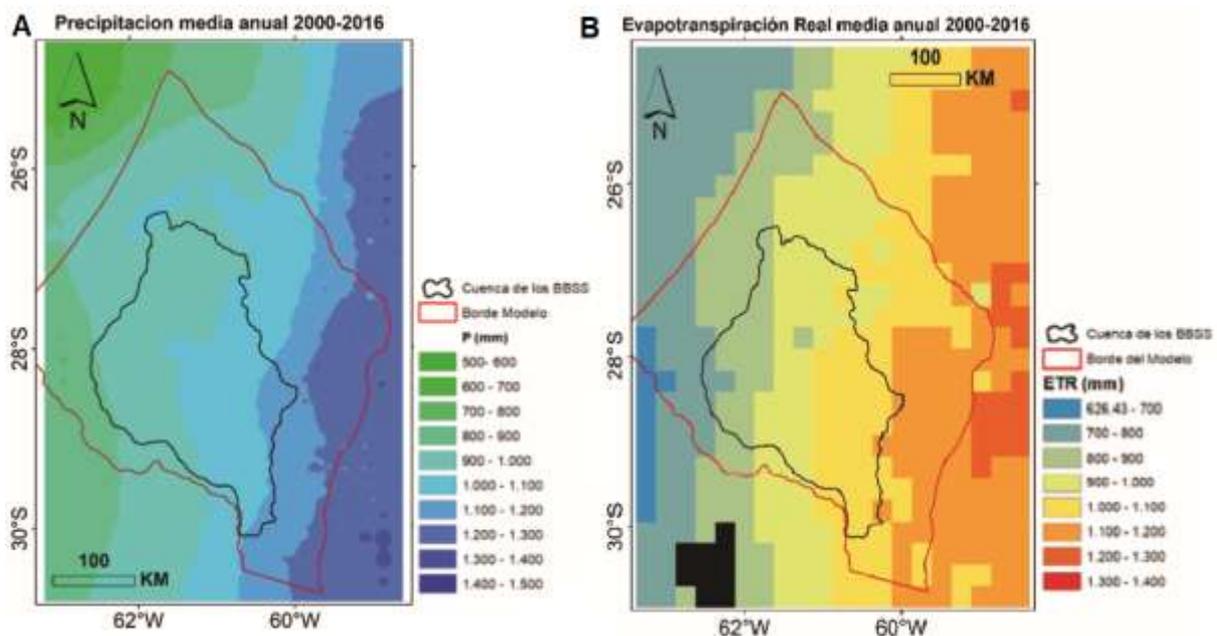


Fig. 2.10: A: Precipitación media anual del período 2000-2016. B: Evapotranspiración real media anual del período 2000-2016 construido a partir de base de datos. (Tomado de Espinosa 2021). La definición del borde del modelo numérico se presenta en el Capítulo 6.

En la Figura 2.11 se observa la precipitación media mensual en las estaciones del INTA Reconquista, ubicada al E de la cuenca (Fig. 2.1); del INTA Las Breñas, ubicada aproximadamente en una longitud media respecto al ancho E-O de la cuenca (Fig. 2.1); y la estación del INTA Bandera, ubicada a una latitud similar a la de Reconquista, aunque en el extremo SO del límite de la cuenca (Fig. 2.1; Espinosa, 2021). La precipitación media anual es de 1.251 mm en Reconquista (serie 1960-2016), de 946 mm en Las Breñas (serie 1938-2008), y de 678 mm en Bandera (serie 1980-2016). El ciclo anual de la precipitación muestra escasez en los meses invernales que se prolonga hasta el inicio de la primavera, y una estación lluviosa entre octubre y abril (Fig. 2.11).

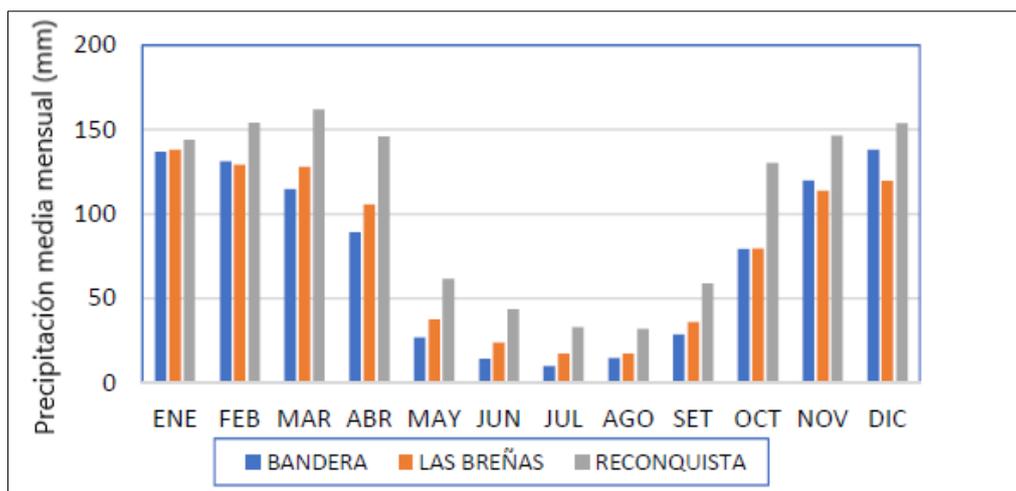


Fig. 2.11: Precipitación media mensual de las estaciones del INTA (Reconquista 1960-2016, Las Breñas 1938-2008, y Bandera 1980-2016; Tomado de Espinosa, 2021).

En general, los veranos son cálidos y los inviernos fríos, siendo la temperatura media anual de 21 °C. En INTA Las Breñas, la temperatura máxima promedio es de 28,1 °C y la mínima promedio es de 14,9 °C. En verano las temperaturas son muy elevadas, superando con frecuencia los 40 °C, y en invierno son bajas, pueden descender de 0 °C. En INTA Reconquista la máxima media de enero es 32 °C y en junio de 19,4 °C, mientras que la mínima media en esos meses es 20,6 °C y 9,4 °C, respectivamente (Espinosa, 2021).

La evapotranspiración potencial anual analizada por Espinosa *et al.* (2020) y Espinosa (2021), alcanza valores superiores a los 1.500 mm (INTA Las Breñas, 2009). En el NO de la región chaqueña austral alcanza los 1.100 mm, disminuyendo hacia el S hasta menos de 950 mm. El balance hídrico medio presentado por los autores muestra valores de evapotranspiración real que oscilan entre 1.000 mm en Reconquista y 880 mm al O, en Ceres (Base de datos agroclimática, ICyA, CIRN Serie 1981, 2005). La ETR (Fig. 2.10 B) presenta un gradiente de dirección O-E con valores aproximados de 166 mm cada 100 km (Espinosa *et al.*, 2020). Esto indicaría la dependencia de ETR con la disponibilidad de agua, aunque también está influenciada por la temperatura, con gradiente S-N (Espinosa *et al.*, 2020). La ETR alcanza máximos mensuales superiores a 150 mm en verano, y mínimos invernales de alrededor de 30 mm/mes.

La región de los BBSS es un área especialmente sensible al exceso de precipitaciones, reteniendo el agua de inundación durante largos períodos. Las lluvias estacionales, un paisaje plano con pendientes suaves y una superficie fangosa cubierta principalmente por sedimentos arcillosos junto con un nivel freático alto favorecieron el desarrollo de grandes humedales cuaternarios (Iriando, 1993). El análisis realizado por Vanlesberg y Kröhling (2010) muestra la relación espacial entre la geomorfología y las precipitaciones en un área significativa de la llanura Chaco-Pampeana durante eventos extremos húmedos y secos del registro instrumental pluviométrico (Fig. 2.12). Las autoras determinan que los eventos locales de precipitación de gran magnitud en conjunción con las características morfo-

sedimentarias del abanico distal del río Salado-Juramento son la causa potencial de inundaciones particularmente en la zona de los BBSS. Elementos del paisaje como depresiones de origen eólico (hoyas de deflación), de génesis fluvial (paleocauces, paleovalles, cauces temporarios) o tectónicos (bloques hundidos/elevados) condicionan el escurrimiento superficial en la región de diferente forma.

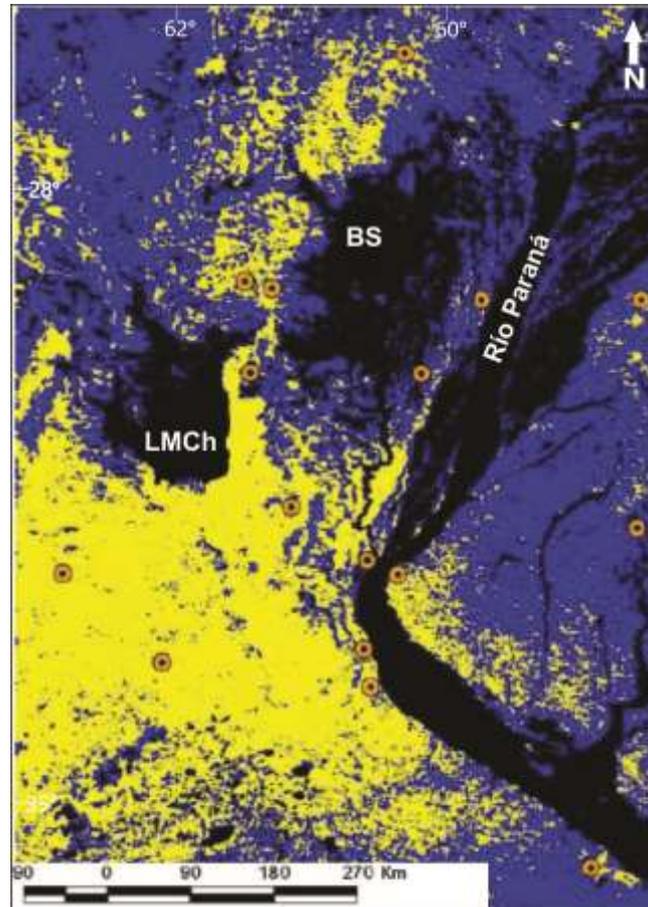


Fig. 2.12: Imagen Modis procesada del evento extremo húmedo de marzo de 2003, donde se observan los cuerpos de agua en negro y las áreas con menor contenido de humedad, en amarillo. (Tomado de Vanlesberg y Kröhling, 2010). Los puntos naranjas corresponden a las estaciones meteorológicas seleccionadas para dicho estudio. BS = Región de los Bajos Submeridionales; LMCh = Laguna Mar Chiquita.

2.7. Hidrografía

2.7.1. Dinámica hídrica natural

Los BBSS constituyen una extensa zona de llanura ubicada en el sector oriental del Chaco Austral. El término cuenca en un ambiente tan particular como los BBSS debe entenderse sólo como referencia geográfica para indicar, aproximadamente, las zonas receptoras de aguas, aunque los límites son difusos y muy móviles al considerar la fase seca y húmeda del paisaje. La pluviometría genera un régimen regular de inundaciones, sequías y períodos normales, siendo uno de los factores que ha producido una

diversidad biológica única (Neiff, 1983). Los BBSS son una cuenca receptora de aportes del sistema de mega-abanico fluvial del Salado (Iriondo, 2011).

La principal característica de los BBSS es la disipación energética a través del almacenamiento de agua. El agua precipitada sobre la superficie no tiene suficiente gradiente de energía como para organizar escurrimientos horizontales. Predominan los almacenamientos en depresiones de reducida profundidad y grandes extensiones que, por el incremento de carga hidráulica, pueden iniciar procesos de infiltración o escurrimientos superficiales en manto (Girault *et al.*, 2001). Esta dinámica del agua se refleja en la presencia de esteros, lagunas, y acumulación de agua en áreas deprimidas (Fertonani y Prendes, 1984; Gioria *et al.*, 2002), rasgos típicos de la hidrología de las grandes llanuras (Kovacs, 1978; Tricart, 1983; Fuschini Mejía, 1983).

La reducida pendiente topográfica posee una muy suave forma cóncava hacia arriba, con dirección NO-SE. Las aguas actualmente escurren superficialmente en esa dirección a través de un sistema de cañadas, esteros y pequeños arroyos. En los períodos húmedos ocurren inundaciones de varios meses de duración, que se originan tanto por la llegada de agua desde la alta cuenca del Salado, como por precipitaciones locales, o por ambas.

En este ambiente, los límites entre áreas que descargan en una u otra dirección suelen ser difusos. No existen divisorias de aguas topográficamente nítidas y permanentes, en especial en épocas de lluvias abundantes, con excepción del límite O-NO siguiendo las Lomadas de Otumpa (ver Figura 2.1). Las tenues elevaciones que separan depresiones pueden ser traspuestas, alternativamente en uno u otro sentido por importantes volúmenes de agua en manto, como consecuencia de precipitaciones y acumulaciones en sectores parciales de la región (Girault *et al.*, 2001).

Debido a acomodamientos tectónicos cuaternarios, las aguas escurren hacia la depresión central de los BBSS correspondiente a la cañada de Las Víboras y hacia el sistema Golondrinas-Calchaquí, que sirve de colector principal de los BBSS. El arroyo Calchaquí confluye con el río Salado en el paraje Las Juntas, cerca de la localidad de La Criolla (Iriondo, 2011), colector que desemboca en el río Paraná (Figura 2.1).

El agua acumulada en la superficie escurre lentamente y su prolongación en el tiempo favorece los procesos verticales de evaporación e infiltración. La dinámica hídrica particular que caracteriza estos sistemas de llanura fue abordada por Fertonani y Prendes (1984), quienes acuñaron el término de sistemas hidrológicos no típicos para diferenciarlos de las definiciones de la hidrología clásica de cuencas con moderada a fuerte pendiente.

La dinámica hídrica de los BBSS se encuentra modificada por un sistema de canalizaciones artificiales presentes en las tres provincias, construidas para “sanear” tierras y conducir excedentes tanto hacia la

salida natural del sistema como a otros cursos de agua de la región transvasando el límite de la cuenca. En la Sección 2.7.7. se describen más en detalle.

Se presentan a continuación las características de los principales ríos y arroyos que son de importancia en la dinámica hídrica superficial de los BBSS.

2.7.2. Río Salado-Juramento

El río Salado-Juramento es uno de los grandes ríos argentinos que atraviesa al Chaco de NO a SE (Fig. 2.1). Es un río con alta dinámica y abundante carga de sedimentos (Iriondo, 1987; Kröhling *et al.* 2018); cuya descarga varía según las precipitaciones en el área fuente y los aportes locales. Su alta cuenca está ubicada en las Sierras Subandinas y de Santa Bárbara, donde recibe el nombre de Guachipas-Las Conchas en los Valles Calchaquíes, y presenta en su curso sucesivos fenómenos de captura por erosión retrocedente (Atlas total, 2002). En la confluencia con el río Lerma toma el nombre de Pasaje o Juramento y al entrar en la provincia de Santiago del Estero recibe el de Salado. Las cabeceras, en el área de nacimiento del río Pasaje-Juramento, se encuentran a unos 4.895 m.s.n.m., con una cuenca de montaña de 38.000 km². El río atraviesa varias provincias argentinas, fluyendo aproximadamente 1.500 km desde su nacimiento (Salta) hasta su desembocadura en el río Paraná (Santa Fe). Spalletti y Brea (2002) refieren para el tramo andino del río (en la estación de aforo de la presa Cabra Corral) una descarga de 29,5 m³/s, con una carga de sedimentos (Qs) de 34 Mt/año, y producción de sedimentos calculada en 1.066 t/año/km². La alta producción de sedimentos se ve favorecida por las intensas lluvias concentradas entre octubre y marzo en las grandes cabeceras (Iriondo, 1993). La estación de aforo ubicada en la salida del río Juramento desde el frente de montaña (El Tunal) midió una descarga media anual de 42 m³/s (años 1941 a 1986), con descargas medias de 70,9 m³/s (diciembre a abril) y de 22 m³/s (mayo a noviembre) (Cafaro *et al.*, 2009). Las descargas medias mensuales durante los meses con mayor registro de lluvias superan los 100 m³/s, con una medida pico de descarga diaria de 1.150 m³/s (Secretaría de Estado de Energía-Agua y Energía Eléctrica, 1970).

Cafaro *et al.* (2009) en base a las variaciones de las potencias específicas medias de los cauces siguiendo los cambios de pendiente hacia aguas abajo, diferencian el patrón del cauce del Salado-Juramento como anastomosado, con una pendiente media S de 0,00112 m/m, ancho medio W de 150 m, y sinuosidad Si de 1,19, y dos segmentos con un patrón meandriforme (S: 0,00176 m/m; 0,00101 m/m; W: 90 y 70 m; Si: 1,54 y 1,96). En la provincia de Santiago del Estero forma amplios humedales y áreas inundadas estacionalmente durante el verano (e.g., Copo, Figueroa, Añatuya). Aguas abajo el caudal se reduce considerablemente. El Salado ingresa a la provincia de Santa Fe cerca de la localidad de Tostado y fluye con caudales modestos en dirección SE a lo largo de 120 km hasta confluir con el sistema Golondrinas-Calchaquí, que aporta la mayor parte del caudal a la baja cuenca del Salado (Iriondo, 1993). No existen estaciones de aforo entre Tostado y la confluencia que permitan cuantificar ganancias/pérdidas de la descarga del río en este largo tramo. Al sur de la confluencia con el Calchaquí, el Salado fluye por una

llanura aluvial bien definida de 130 km de longitud, con albardones estrechos. El río llega a la ciudad de Santa Fe para finalmente unirse al río Paraná (en la zona de transición Chaco / Pampa Norte; Iriondo, 1987; 2010). Este tramo final del río se caracteriza por una amplia llanura de inundación y por la presencia de meandros abandonados recientemente, bien conservados, con curvatura, ancho y forma similares a los del cauce actual, y, en algunos sectores, de amplio radio de curvatura y mayores a los del presente. Actualmente se registran altas descargas del río Salado debido a las lluvias, las cuales son más abundantes y concentradas en el E de la provincia de Santa Fe.

La carga en suspensión del río Salado está formada por limos medios a finos y arcillas, incluyendo flóculos con alta participación de restos silíceos orgánicos. Los sólidos totales disueltos (STD) varían entre 1425-5240 mg/l, con concentraciones de finos (CF) entre 170 y 360 mg/l en el Salado aguas arriba del subsistema Golondrinas-Calchaquí, y una CF de 320/560 mg/l aguas abajo del mismo. La mineralogía de las distintas fracciones varía según las características geológicas del área fuente en cada subcuenca analizada, por ejemplo, cuarzo e illita vinculados a formaciones loésicas; micas e interstratificados illita/esmectitas en lóbulos del mega-abanico del Salado (Kröhling *et al.*, 2018).

El río Salado está caracterizado por transportar una alta concentración de sales disueltas. Estas concentraciones son altamente variables dependiendo de los años hidrológicos; aunque se observa una tendencia a la dilución desde que entra a la provincia de Santa Fe (Gollán y Lachaga, 1939). Sin embargo, dadas las modificaciones que sufrió el sistema en las últimas décadas (canales que descargan en el río Salado, por ejemplo) podría ocurrir un aumento en la concentración de sales por el lavado de suelos de los campos. Básicamente, el agua es clorurada/sódica, con un considerable porcentaje de sulfatos, y contenidos de calcio y bicarbonato bajos. En la provincia de Santiago del Estero y NO de la de Santa Fe (antes de confluir con el Golondrinas-Calchaquí) se saliniza fuertemente (Iriondo, 2011; Veizaga *et al.*, 2019).

2.7.3. Sistema del arroyo Golondrinas-Calchaquí

El sistema del arroyo Golondrinas-Calchaquí se desarrolla sobre antiguos cauces del río Paraná (Iriondo, 2007) (Fig. 2.1). Se inicia cerca de Cañada Ombú (35 km al S del límite con la provincia de Chaco) hasta la unión del Calchaquí con el río Salado, unos 175 km al S. Iriondo (1987, 2011) describe las características geológicas del sistema. Se trata de un paleocauce meándrico de grandes dimensiones, cuyo ancho varía entre 3 y 6 km, con radios de curvatura entre 7 y 10 km.

Actualmente está ocupado por una cadena de lagunas permanentes (La Loca, del Toro, El Palmar y otras, ver Fig. 2.13), cada una de ellas de decenas de kilómetros cuadrados de superficie, muy variable. El lecho de dichas lagunas está compuesto por arena cuarzosa fina algo arcillosa de color verde. En parte de sus márgenes, Iriondo (1987, 2011) describe frecuentes dunas de arcilla, constituidas aquí por limo, limo arenoso y en partes por arena fina. Están orientadas en dirección E-O, por lo que se deduce que

fueron desarrolladas por un sistema de vientos N-S. Su altura alcanza 4 a 5 m sobre el nivel general de la planicie. Las lagunas sirven de descarga a las aguas freáticas y están interconectadas por el sistema Golondrinas-Calchaquí, que solamente en su tramo inferior ha desarrollado un cauce meandriforme bien definido (Iriundo, 2011). Popolizio (1978a) ha encontrado en la laguna El Palmar indicios de procesos morfogenéticos complejos. Esta paleofaja fluvial del Paraná ha quedado separada del resto del sistema del Paraná por una fractura de rumbo general N-S, que lo limita hacia el E, el BV y la avulsión del río Paraná hacia su posición actual, al N del BV. Las dimensiones del paleocauce y su carácter meándrico indican que se formó durante una época más húmeda que la actual. Después de haber sido abandonado y establecidas las condiciones lacustres, sufrió remodelación parcial (formación de lunetas o dunas de arcilla) durante un evento seco del Cuaternario Superior (Iriundo, 1987; 2011).

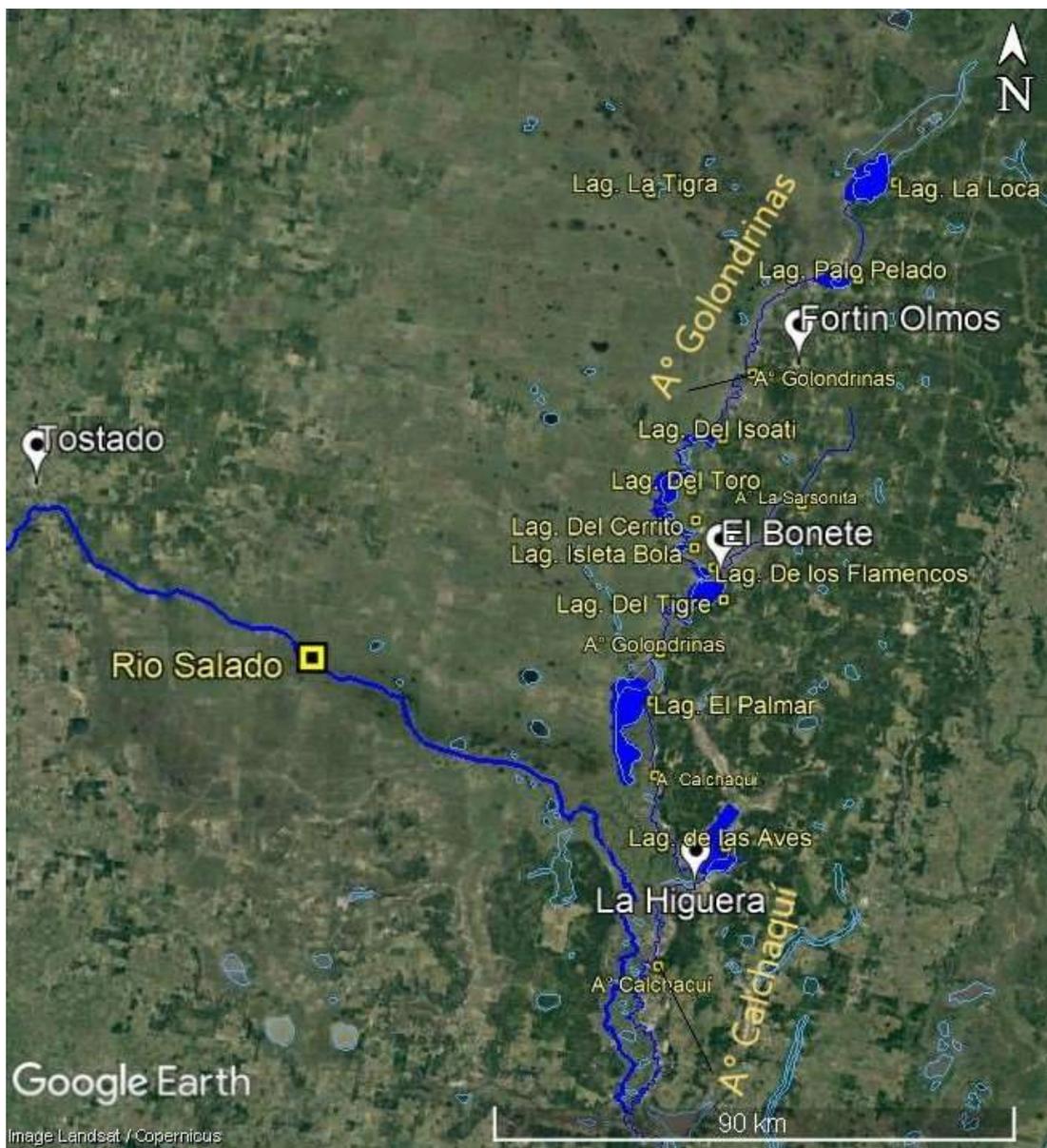


Fig. 2.13: Imagen satelital que muestra las lagunas conectadas al sistema fluvial Golondrinas-Calchaquí. Coordenadas del recuadro: 28°16'51.11"S, 61°34'13.45"O y 30°27'36.94"S, 59°50'19.04"O, Google Earth©.

El sistema Golondrinas-Calchaquí, de dirección N-S, es receptor de la cuenca de aporte de los BBSS. El arroyo Golondrinas, hasta la sección Fortín Olmos (RP N°40), recibe del O grandes aportes de una superficie superior a los 30.000 km² (Gioria *et al.*, 2002). Desde la ruta provincial N°40 hacia el S y por su margen O, recibe los escurrimientos de un área de 10.000 km². También colecta los desbordes del río Salado entre Tostado y su confluencia con el arroyo Calchaquí. Por el E, el Golondrinas/Calchaquí recibe el agua de pequeñas cuencas de aporte sobre el Bloque de Vera (por ejemplo: arroyos La Sarnosita, Los Perros, La Guampita, entre otros).

El arroyo Golondrinas presenta un sistema de lagunas encadenadas, comunicadas entre sí por un cauce de baja pendiente (<5 cm/km) y con muy baja capacidad de conducción (Gioria *et al.*, 2002). El cauce del Calchaquí, originado aguas abajo de la laguna El Palmar, aumenta su ancho, presentando un valle de inundación definido. En la sección de aforo Fortín Olmos, el Golondrinas tiene un ancho de 250 m con una capacidad de conducción de 30-40 m³/s. Mientras que el arroyo Calchaquí, en la sección La Higuera (Fig. 2.13), presenta una capacidad de 170-180 m³/s para el mismo ancho de cauce (Gioria *et al.*, 2002).

2.7.4. Cañada de Las Víboras

La cañada de Las Víboras es una amplia depresión de origen estructural de unos 160 km de longitud y ancho bastante variable, de rumbo NO-SE, y con un perfil transversal sumamente asimétrico (Iriondo, 1993). Está compuesta por una faja de esteros de 2 a 5 km de ancho en la parte más profunda y una gran área de bañados cubiertos por espartillo. La cañada de Las Víboras recibe desde el NO el ingreso de aguas con alta salinidad de Santiago del Estero y que escurren desde las Lagunas Saladas, situadas al SE de las Lomadas de Otumpa, a través de los Saladillos. Desde el N recibe el agua que escurre del Bajo de Chorotis, ubicado el E de las Lomadas de Otumpa (Fig. 2.1). Las aguas de la cañada presentan un alto nivel de salinización (Bielsa y Fratti, 1981; 1983) y se considera que sus desbordes han contribuido a salinizar a los paleocauces cercanos (Iriondo, 2011).

2.7.5. Lagunas

Las lagunas son muy numerosas en el área de los BBSS. Un conjunto de lagunas permanentes se encuentra en el área central de los BBSS: La Salada, Las Chuñas, Las Juntas, La Tigra, La Barrancosa, Los Toldos, Martín García y Aguará. Estas se alimentan fundamentalmente de la surgencia de la freática, del agua de lluvia, y reciben el escurrimiento de la cañada de las Víboras, de alguno de los canales y de los BBSS. Recientemente, Espinosa (2021) ha mostrado la relación entre las superficies de agua libre y variables indicadores de los niveles freáticos. Muchas lagunas presentan aguas muy salinizadas (Cl/SO₄-Na) (Iriondo, 2011; Veizaga *et al.*, 2019). Entre los BBSS y el Bloque de Vera, en la unidad de paisaje que comprende el sistema fluvio-eólico del Golondrinas-Calchaquí, se encuentra otro conjunto de lagunas permanentes: El Tobiano, La Loquita, La Loca, Palo Pelado, La Blanca, La Melada, Isoatí, El

Toro, El Cerrito, Cueva del Tigre y El Palmar (Fig. 2.13; Gollán y Lachaga, 1939; Iriondo, 1987). En épocas de inundaciones éstas forman también un cuerpo de agua continuo que escurre lentamente hacia el arroyo Golondrinas. La profundidad de las lagunas puede alcanzar más de 2 m (Iriondo, 2011). Las cuatro lagunas permanentes: El Dientudo, Palos Negros, La Cabral y La Verde se alimentan de surgencia freática y del agua de lluvia local, siendo su composición bicarbonatada/sódica (Gollán y Lachaga, 1939).

2.7.6. Río Negro

El río Negro fluye por el Chaco Oriental (Fig. 2.1) y constituye el límite N del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (Thalmeier *et al*, 2021). Es de importancia en la presente Tesis porque se considera como el límite natural norte del modelo conceptual y numérico de agua subterránea. Su régimen hidrológico depende de las lluvias locales de la cuenca de captación, que se caracterizan por la alta variabilidad del aporte mensual respecto de los promedios anuales. En su tramo final está influenciado por el régimen de crecidas del río Paraná, su colector final. La morfología que presenta fue generada por desplazamientos laterales sucesivos de los ríos de la planicie chaqueña; del Bermejo en su tramo inferior, aguas abajo de las Juntas de San Francisco, provincia de Salta y, posiblemente, del Salado-Juramento (Castellanos, 1968; Adámoli *et al.*, 1972; Popolizio, 1978b; Iriondo, 1993).

Según la cartografía del Instituto Geográfico Militar (IGM), la naciente del río Negro surge cercano a la localidad de Juan José Castelli (25°50' S; 60°42' O – Chaco), la cual es alimentada por los grandes esteros del río Negro y el riacho Nogueira, aguas arriba. Aguas abajo, tiene un cauce definido en las proximidades de la localidad de las Colonias Unidas (26°42' S; 59°40' O – Chaco) hasta su desembocadura en el río Tragadero, al que se une para desembocar en el riacho Barranqueras y finalmente en la margen derecha del Paraná. El tramo Colonias Unidas-Tragadero constituye la parte activa de la cuenca, con aportes hídricos provenientes de grandes humedales periféricos, que se integran con el río Negro mediante pequeños cauces excavados por erosión regresiva. El cauce del río Negro recibe el aporte de dos subcuencas muy importantes: Salto de la Vieja y Arroyo Saladillo (Popolizio, 1978.). Las áreas de esteros y cañadas tienen límites poco definidos debido a las muy reducidas pendientes del terreno, lo que determina fenómenos de transfluencia de cuencas como consecuencia de lluvias locales intensas. La superficie colectora más efectiva es de 461 km², de los cuales aproximadamente la mitad (48 %), corresponde a la subcuenca Salto de la Vieja. Otros humedales podrían contribuir al caudal del tramo bajo del río Negro en condiciones hidrológicas menos frecuentes, producidas por fuertes eventos El Niño. El diseño del cauce actual es meándrico, con índice de sinuosidad que varía entre 2 y 2,5. Su ancho más frecuente fluctúa entre 10 y 15 m y el coronamiento de los albardones, que funcionan como cierres laterales, se encuentra 3-5 m sobre el fondo (Orfeo, 1986). Las zonas de desborde (lecho mayor), muy irregulares tanto en su morfología como en su extensión, incluyen bañados que reciben, además de las lluvias directas, los derrames laterales del río. Un volumen

menor se almacena en bañados y lagunas someras de la planicie lateral al curso y el excedente escurre hacia el cauce a mediados o final del período lluvioso. El fondo del cauce está constituido por sedimentos limosos, con variable cantidad de arcilla y algo de arena fina o muy fina (Orfeo, 1986).

Los cambios de caudal del río Negro dependen de la cantidad y distribución de las lluvias en su cuenca baja. Durante los meses de verano y otoño (diciembre-abril), se concentra casi un 80 % de las lluvias; por lo tanto, las crecidas repentinas del río ocurren, con mayor frecuencia, en los meses de febrero, marzo y abril. Los registros obtenidos en la sección del puente sobre la Ruta Nacional N°16 (27°13'9,58"S; 59°13'19,47"O), muestran una amplitud del caudal, entre 1-2 m³/s y 40 m³/s, resultando nulo en algunos momentos del período seco. Durante las grandes lluvias ocurridas en marzo y abril de 1986, la Administración Provincial de Recursos Hídricos del Chaco midió caudales próximos a 100 m³/s, en las cercanías de Colonia Popular (27°16'28.35"S; 59° 9'5.04"O). En la localidad de Puerto Tirol (27°22'27.65"S; 59° 5'10.01"O), el caudal puede variar entre 0 y 40 m³/s, aunque durante el periodo afectado por el evento El Niño superó 100 m³/s (Ruberto, 1999). Con frecuencia, estos eventos climáticos coinciden con el período de aguas altas del río Paraná. Por esta razón, se produce un remanso hidrodinámico en la desembocadura del Negro, que impide su libre salida al Paraná (Poi *et al.*, 2003).

Existe una subcuenca al S de este sistema, de dirección NO-SE, de características similares al río Negro. Ésta corresponde a la subcuenca del río Tapenagá (Fig. 2.1), el cual presenta tramos canalizados para el escurrimiento de aguas en la zona de humedal ubicado en el área de coalescencia de los mega-abanicos del Salado y del Bermejo distales. La máxima descarga mensual se produce en el mes de abril. La cuenca comprende sectores con suelos salinos y salino-alcálinos, con alta proporción de sodio combinado con sulfato y cloruro en el complejo de intercambio. El lavado de estos suelos salinos de la cuenca de aporte aumenta la concentración de sales, especialmente de sulfato y cloruro de sodio en el horizonte superficial del suelo (OEA, 1975; Ledesma y Zurita, 1995).

2.7.6. Río Paraná

El río Paraná es el gran colector de los sistemas fluviales de la región. Fluye de N-S a través de Brasil, Paraguay y Argentina y tiene un caudal medio de 16.595 m³/s en Corrientes (GRDC Estación) que alcanza los 60.000 m³/s en las crecidas (Giacosa *et al.*, 2000; Iriondo *et al.*, 2011). Se lo clasifica como río aluvial, porque transporta en su caudal sedimentos, tanto por arrastre como suspendidos en el agua, que transforman constantemente su propia morfología generando bancos e islas. En su desembocadura, el Paraná generó un delta en constante crecimiento, producto de los sedimentos que aportan los ríos chaqueños y afluentes en general (Iriondo *et al.*, 2007; Amsler y Drago, 2009; Iriondo, 2011; Milana y Kröhling, 2015; Orfeo *et al.*, 2020; y referencias allí).

El río Paraná ingresa en Corrientes con un módulo de 16.595 m³/s, resultante de la suma de los caudales propios del Alto Paraná (12.400 m³/s en Posadas) y del Paraguay (3.800 m³/s en Puerto Bermejo). El

valor medio máximo se da en febrero-marzo (21.000 m³/s) y los mínimos en agosto-septiembre (13.000 m³/s). En su recorrido sus afluentes laterales incorporan unos 1.000 m³/s, incrementando sólo un 5 % su caudal (Giacosa *et al.*, 2000). El régimen hidrológico del río Paraná se caracteriza por pulsos hidro-sedimentológicos de crecientes y bajantes (Neiff, 1990) que ocurren en forma ordinaria con una periodicidad aproximada de tres años. A pesar de su gran longitud y área, su régimen hidrológico está controlado por las precipitaciones que se producen en las cuencas de aporte del Alto Paraná, del río Iguazú y del río Paraguay. Asimismo, las crecidas en las cuencas del Alto Paraná aguas arriba de Guairá son las principales causantes de los caudales máximos en los meses de febrero y marzo, mientras que segundos picos se pueden presentar en los meses de mayo, junio y julio, debido al desfase del río Paraguay por efecto del Pantanal y a las crecidas violentas y cortas del río Iguazú (Paoli y Cacik, 2000). En general, los desbordes del cauce principal se producen cuando el caudal supera los 20.000 m³/s (Ceirano *et al.*, 2000; Orfeo *et al.*, 2020).

En el sistema del Paraná aguas abajo de la confluencia con el río Paraguay, los STD se encuentran en concentraciones menores a 100 mg/l, con CF de 70/300 mg/l. El mayor volumen de finos proviene del Bermejo (arcillas illíticas; Kröhling *et al.*, 2018).

El agua es de baja salinidad y proviene en su mayor parte de la alta cuenca (Iriondo, 2011; Campodónico *et al.*, 2015). El río Salado es su afluente, aunque su influencia sobre el Paraná es mínima. Se estima que la incorporación de sales por aportes de la freática puede ser considerable en el Paraná (Iriondo, 2011), aunque no existen estimaciones de la misma.

2.7.7. Canales de drenaje

En la cuenca de los BBSS ha habido una apreciable intervención en el sistema natural de escurrimiento a través de la ejecución de obras hidroviales de canalización/caminos, algunas de las cuales trasladan el escurrimiento a través de los límites de cuenca.

Una de las mayores obras de drenaje realizadas son los sistemas Línea Paraná y Línea Tapenagá, construidos dentro del marco de alternativas de manejo interprovincial de excedentes hídricos. Fueron ejecutadas con el objetivo de captar y trasladar ordenadamente los excedentes hídricos superficiales producto del saneamiento de áreas agrícolas del sudoeste chaqueño y de la cuenca agrícola del sistema Tapenagá, mejorando los niveles de producción de la región.

El Sistema Línea Paraná tiene por objeto captar los aportes provenientes de la provincia del Chaco en el límite N de Santa Fe mediante una red de canales y trasvasarlos hacia la cuenca del río Paraná a través del Arroyo Los Amores (Fig. 2.14) (Convenio Bajos Submeridionales, 1981; Giacosa *et al.*, 2017). El objeto de esta obra es disminuir los aportes del escurrimiento hacia el sistema Golondrinas – Calchaquí. Las obras han sido divididas en cuatro tramos, de los cuales el Tramo I, Tramo II, Tramo III 1°, Tramo IV 1°, Tramo IV 2° y Tramo IV 4° se encuentran en territorio santafesino. El Tramo IV 4° se encuentra

en el paralelo 28, que constituye el límite interprovincial Chaco-Santa Fe (Giacosa *et al.*, 2017). Estos tramos suman más de 90 km de longitud de canal con un caudal de diseño que varía entre 35m³/s (tramo I) a 6 m³/s (tamo IV, sección 4°). Existen dos obras que tienen por objeto regular los caudales conducidos por el canal en periodos de escasas precipitaciones, utilizando al canal como reservorio. La reserva de agua a obtener con estas obras es para aprovechamiento ganadero. Como obra complementaria, desde la laguna La Loca se construyó un canal de trasvase hacia la Cañada La Horqueta (afluente del río Paraná) que funciona a partir de un cierto umbral en situaciones de aguas altas.

La Línea Tapenagá tiene como objetivo disminuir los tiempos de permanencia del agua dentro del área urbana de Presidencia Roque Sáenz Peña, disminuir tiempos y áreas de anegamiento en las zonas de producción agrícola correspondientes a los sistemas Bajo Hondo I, II y III, y mejorar la red vial rural del SE de Chaco (Fig. 2.15 – Depettris *et al.*, 2017). La descarga del canal principal de la Línea Tapenagá se produce unos 11 km aguas arriba de la Ruta Provincial N° 13, donde el cauce natural presenta condiciones apropiadas para recibir y trasladar ordenadamente los excesos que se transitan con la obra de saneamiento.

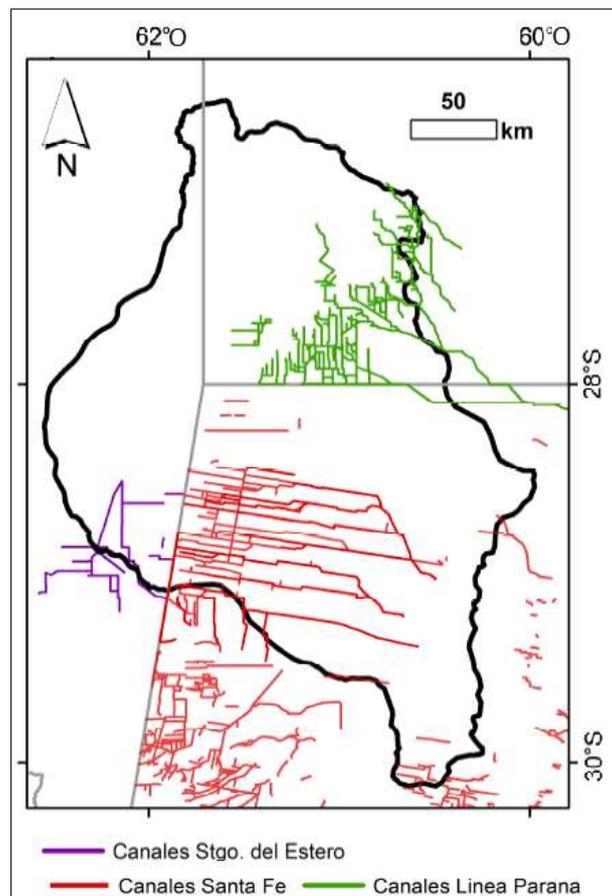


Fig. 2.14: Mapa esquemático de los canales de la línea Paraná, de los de la provincia de Santa Fe (Línea Golondrinas y Salado), y los de Santiago del Estero. El mapa incluye tramos de canales fuera del límite de la cuenca de los BBSS que no forman parte de este estudio (Tomado de Espinosa, 2021).

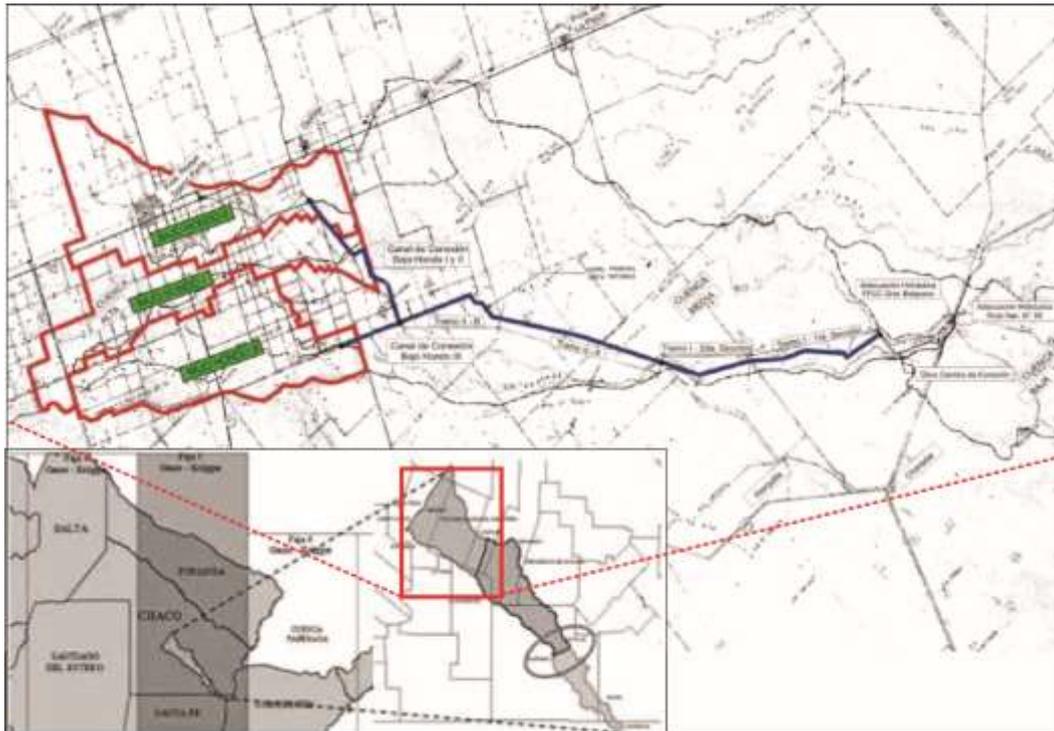


Fig. 2.15: Mapa esquemático de un tramo de canal que compone a la línea Tapenagá. En el recuadro inferior se observa la cuenca hidrográfica del río Tapenagá y, en un rectángulo rojo, el área del tramo del canal, desde la localidad de Río Hondo, Chaco. (Modificado de Depettris et al., 2017).

Otro sistema de canales al Calchaquí-Golondrinas, está conformado por el canal Interlagos y una serie de canales paralelos en sentido O-E (Fig. 2.16 – Giacosa et al., 2017). Presenta tres colectores principales que reciben los aportes de canales secundarios y tienen su punto de descarga en el arroyo Golondrinas. El canal Interlagos tiene una dirección NO-SE, una longitud de 55 km y una capacidad de conducción de 3 a 7 m³/s, y recibe los aportes de numerosos canales que escurren en sentido O-E. El canal Ruta 290 tiene unos 150 km de longitud y una capacidad de conducción de 10 m³/s que se incrementa a 15 m³/s hacia su desembocadura. Finalmente, el canal Ruta 98 es un aliviador de 79 km de longitud con capacidad de conducción de 2-5 m³/s.

Existen otros canales de vinculación al río Salado cerca de la localidad de Tostado. Son 4: el interprovincial N°35, hidrovial N°2, 3 y 4, los cuales tienen una capacidad de conducción entre 3,9 y 9 m³/s. Los canales de Santiago del Estero (Fig. 2.14), de los cuales se tiene escasa información, drenan tierras agrícolas, y descargan o bien directamente al río Salado o a zonas de bajos dinámicamente vinculados a éste.

En la Figura 2.17 se muestra el esquema de canales principales de la provincia de Santa Fe, donde se pueden observar los caudales de diseño de la línea Paraná, línea Golondrinas y los vinculados al río Salado.

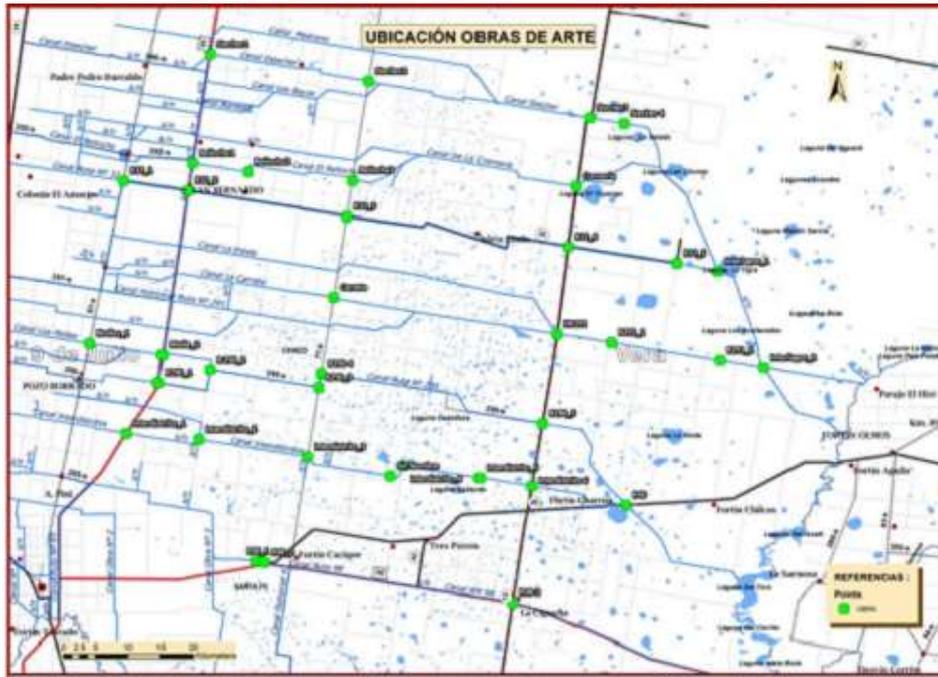


Fig. 2.16: Mapa esquemático de los canales (líneas rectas celestes) de la línea Golondrinas en el norte de la provincia de Santa Fe. En líneas rectas celestes, los canales, y en negro/rojo, las rutas. (Tomado de Giacosa et al., 2017).

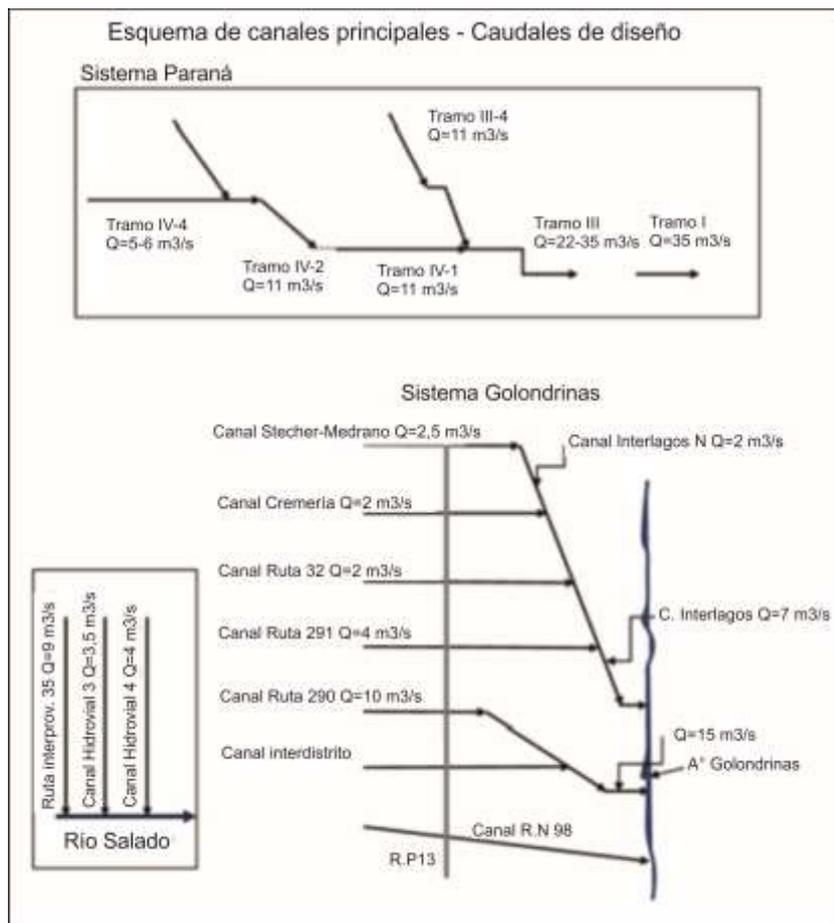


Fig. 2.17: Esquema de canales principales de la provincia de Santa Fe, donde se pueden observar los caudales de diseño de la línea Paraná, línea Golondrinas y los vinculados al río Salado. (Tomado de Giacosa et al., 2017).

2.8. Paisaje, cobertura vegetal y suelos

La llanura del Chaco es uno de los biomas biogeográficos más grandes de América del Sur, después de la región amazónica, dominado por bosques caducifolios xerofíticos en el NO (ecoregión del Chaco Seco), con múltiples capas, que incluyen un dosel (árboles), sub-dosel, capa arbustiva y herbácea; a bosques semidecuidos y un mosaico de pastizales, sabanas de palmeras y bosques en galería en el SE (ecoregión del Chaco Húmedo) (Iriondo, 1993; Burkart *et al.*, 1999; Werneck, 2011). En el Chaco Oriental (Fig. 2.2), los bosques tienen una gran diversidad de especies y son frecuentes los grandes pantanos cubiertos por plantas palustres y flotantes (Iriondo, 1993). Como consecuencia del gradiente climático, en el O semiárido la vegetación está representada por solo diez especies de árboles xerofíticos, cactus y pastos duros (Cabrera y Willink, 1980).

Los BBSS ocupan casi 3,3 millones de hectáreas entre Santiago del Estero, Chaco y Santa Fe, actualmente cada provincia gestiona independientemente los recursos naturales de los BBSS con un conocimiento parcial de las coberturas del paisaje involucradas en tal gestión (Marchetti *et al.*, 2018). Siguiendo a Oyarzabal *et al.* (2018), aproximadamente tres unidades de vegetación cubren la cuenca de los BBSS: Unidad 13: bosque de xerófitas con *Schinopsis balansae* y *Schinopsis lorentzii*, y Pastizal (Chaco Subhúmedo). Unidad 15: mosaico de Bosque de xerófitas, de mesófitas, Sabana y Selva de albardón (Chaco Húmedo con Bosques y Cañadas). Mosaico complejo de seis comunidades cuya distribución espacial depende del relieve y régimen hídrico. Unidad 16: pastizal de *Spartina spartinae* (Bajos Submeridionales; Espartillares). Cada una de estas unidades se compone de comunidades descritas en detalle por Oyarzabal *et al.* (2018).

A partir del tratamiento de imágenes MODIS, Marchetti *et al.* (2018) diferencian dentro de los límites de la cuenca hidrográfica de los BBSS las principales coberturas del paisaje para el año fenológico 2015-2016, y observan el patrón temporal de anegamiento sobre estas coberturas durante 2 inundaciones: 2002-2003 y 2018-2019. Las zonas se diferenciaron en: (i) Lagunas y áreas inundables asociadas (ocupando 2 % de la superficie total) que involucran cuerpos de agua permanentes y su zona perilagunar; (ii) Bañados semipermanentes (15 %) representando los sectores propios del NO santafesino, anegados gran parte del año y colonizados por comunidades acuático-palustres; (iii) Arbustales y pastizales pirohalófilos (31 %) involucrando los arbustales salinos de Santiago del Estero y los pastizales halófitos de Santa Fe; (iv) Áreas agrícolas (36 %) distribuidas en las 3 provincias; y (v) Bosques (17 %) distribuidos principalmente en el SE de Santa Fe. La distribución de las áreas anegadas fue diferente durante ambas inundaciones, no obstante, alcanzó tanto las áreas naturales adaptadas a tales condiciones, como las áreas agrícolas que avanzan sobre los sitios menos elevados.

En el área de los BBSS se identifican dos grandes órdenes de suelos, los Alfisoles y los Molisoles (INTA, 2011). En la Figura 2.18 se aprecia la distribución de ambos en la zona de estudio y la distribución de

los grandes grupos reconocidos. El orden de los Alfisoles presenta un horizonte argílico, sin epipedón mólico. Se caracteriza por un horizonte subsuperficial de enriquecimiento secundario de arcillas, desarrollado en condiciones de acidez o de alcalinidad sódica, asociado con un horizonte superficial claro, generalmente pobre en materia orgánica o de poco espesor. Los suelos que pertenecen al orden presentan una alta saturación con bases en todo el perfil (Soil Taxonomy, 2006). En los BBSS se han identificado uno de los cinco subórdenes que la taxonomía reconoce para los Alfisoles, los Acualfes (INTA, 2011). Este suborden pertenece a suelos estacionalmente saturados por períodos prolongados, asociados a una capa freática fluctuante y cercana a la superficie. Las condiciones reductoras quedan evidenciadas por coloraciones grisáceas y por la presencia de moteados de hierro. Cuando la freática se encuentra en profundidad, las condiciones de saturación pueden ser consecuencia de la baja conductividad hidráulica del horizonte de acumulación de arcilla. Normalmente se ubican en áreas planas o cóncavas anegables durante las épocas de lluvias dado el escaso escurrimiento superficial y al aporte de aguas de escorrentía de sectores vecinos más elevados.

Se identificó el Gran Grupo Natracualfes para la zona de los BBSS (INTA, 2011; Fig. 2.18 B). Éste presenta un horizonte iluvial con sodio de intercambio elevado (horizonte nátrico). Se encuentra en las cañadas y depresiones con serias limitaciones por drenaje y salinidad. Sufre largos períodos con saturación de agua, producidas por fluctuaciones de la freática y anegamientos pluviales o fluviales. Presenta un horizonte superficial claro, somero y con escaso contenido de materia orgánica y lixiviado. La presencia de un horizonte nátrico le confiere escasa permeabilidad, que impide el arrastre del sodio en profundidad, provocando una acumulación que en ocasiones puede superar el 15 % de sodio en su complejo de intercambio. Esto suelos poseen severas limitaciones para su uso.

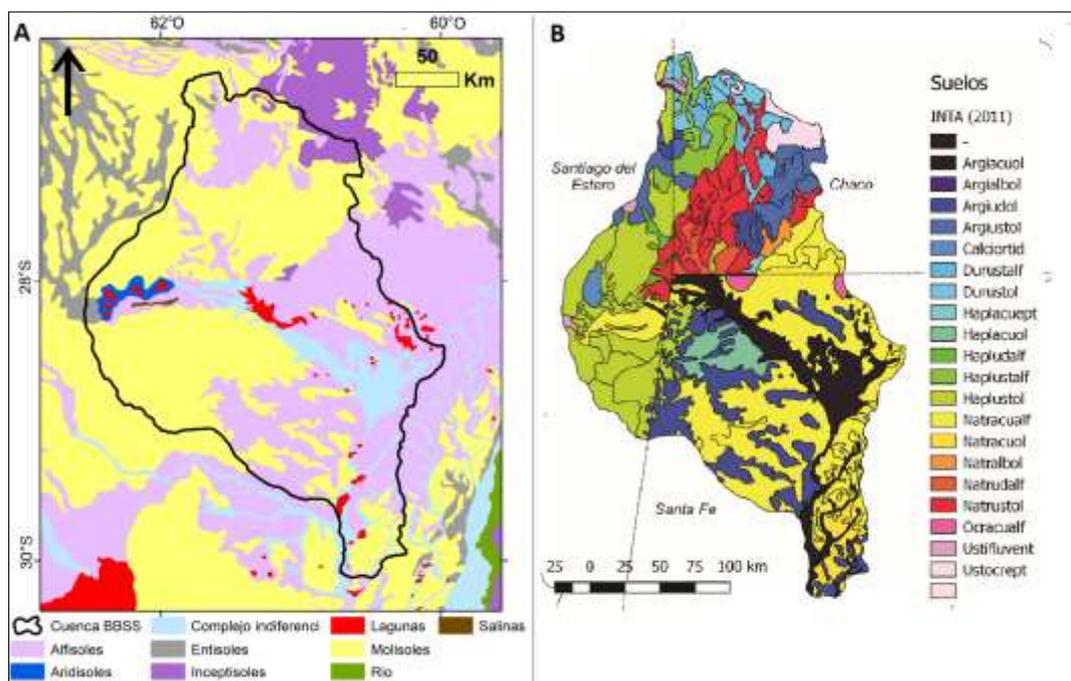


Fig. 2.18: **A:** Mapa de los Ordenes de suelos principales de los BBSS (Tomado de Espinosa, 2021). **B:** Distribución de los grandes Grupos de suelos del área de estudio (compilado de INTA, 2011).

Por otro lado, el orden de los Molisoles está conformado por suelos oscuros desarrollados en climas templado-húmedos a semiáridos, aunque también se presentan en regímenes fríos y cálidos con una cobertura vegetal integrada fundamentalmente por gramíneas. La incorporación sistemática de los residuos vegetales y su mezcla con la parte mineral ha determinado un proceso de melanización, que se ve representado en el epipedón mólico (Soil Taxonomy, 2006). Otras propiedades que caracterizan a los Molisoles son: la estructura granular o migajosa moderada y fuerte que facilita el movimiento del agua y el aire; la dominancia del catión calcio en el complejo de intercambio catiónico, que favorece la floculación de los coloides; la dominancia de arcillas; moderada a alta capacidad de intercambio y elevada saturación de bases. En los BBSS estos suelos ocupan casi todos los ambientes. Se reconocieron los Subórdenes Alboles, Acuoles, Udoles y Ustoles (INTA, 2011). El suborden de los Alboles tiene un horizonte lavado por las fluctuaciones estacionales del nivel de agua que satura el suelo durante lapsos significativos. Ocupan áreas planas y vías de drenaje o depresiones cóncavas, que reciben el agua de partes altas del relieve circundante. En este ambiente reductor se genera el horizonte álbico, lavado, decolorado y empobrecido en nutrientes. Por debajo de él tiene lugar una sustancial concentración de arcillas y coloides húmicos (horizonte argílico o nátrico), lo que disminuye la permeabilidad. Los Grandes Grupos presentes en los BBSS son: los Argialboles que presentan una concentración de arcilla y materia orgánica en el horizonte superficial además del horizonte subsuperficial argílico; y los Natralboles que presentan un elevado contenido de sodio de intercambio y un marcado hidromorfismo (Fig. 2.18 B).

El Suborden Acuoles se ha desarrollado en áreas bajas o que reciben aguas de las partes un poco más elevadas, afectadas por un exceso hídrico durante períodos prolongados (régimen ácuico). Esta circunstancia otorga al perfil características de acentuado hidromorfismo (moteados contrastes y tonalidades grises). Reflejan las características propias de la topografía donde están localizados.

El Gran Grupo determinado en los BBSS es el Natracuol, el cual tiene un elevado contenido de sodio de intercambio en el horizonte arcilloso (nátrico) (INTA, 2011). Son moderadamente dispersos, ocupando áreas bajas, planas, microlomas y lomas. La vegetación está integrada por especies hidrófitas. El Suborden Udoles pertenece a las regiones húmedas, es decir suelos que no están secos más de 90 días al año o 60 días consecutivos (régimen údico). Se encuentran en latitudes medias con temperaturas medias superiores a 8° C. Además del epipedón mólico, presentan otros horizontes subsuperficiales alterados o enriquecidos en arcilla (horizonte cámbico y argílico). De los cuatro Grandes Grupos, en los BBSS también se identificaron los Argiudoles (INTA, 2011). Éstos tienen un horizonte argílico no demasiado espeso o cuyo contenido de arcilla decrece rápidamente con la profundidad. El horizonte superficial es negro o pardo muy oscuro, y el horizonte argílico es parduzco. Debajo puede encontrarse un horizonte con abundante calcio y carbonatos en concreciones duras, aunque algunos no presentan contenido calcáreo hasta gran profundidad. Por último, el Suborden Ustoles corresponde a suelos de clima subhúmedo a semiárido (régimen ústico) y temperaturas templadas y cálidas, y se caracterizan

por estar relativamente libres de problemas de saturación. Además del epipedón mólico, pueden presentar diferentes horizontes subsuperficiales diagnósticos, como cámbico, argílico, nátrico, álbico. En los BBSS se describe como Gran Grupo a los Argiustoles que presentan bajo el epipedón mólico un horizonte argílico. La mayoría tienen un régimen climático subhúmedo o semiárido, mientras que otros se aproximan a los climas más húmedos. En general el común denominador es la capacidad de drenaje insuficiente.

En un interesante trabajo de síntesis referido a la composición de la fracción arena de suelos de la provincia de Santa Fe, Bertoldi de Pomar (1962) distingue en la región de los BBSS la existencia de tres áreas mineralógicamente diferenciadas: un área occidental (A) constituida por materiales procedentes de las sierras Pampeanas, un área (B) al E de la anterior, con materiales procedentes del macizo brasileño, y un área (C) en forma de cuña central entre las dos precedentes en la que se presentarían aportes norandinos. En base a estos antecedentes, Morrás y Delaune (1981) analizan la mineralogía de las arenas de una transecta de suelos en los BBSS, donde observan variaciones de composición entre ciertos perfiles que pueden relacionarse con aportes sedimentarios de distinto origen. Por otro lado, el análisis de la fracción arcilla de una transecta de perfiles de suelos en los BBSS, permite distinguir tres sectores caracterizados por diversos tipos de minerales de arcilla. Observaron que la illita es dominante en el sector occidental, los minerales expandibles en el sector oriental, mientras que en el sector central registran proporciones equivalentes de illita y expandibles (Morrás, 1978; 1985; Morrás *et al.*, 1982). Resulta interesante constatar que los tres sectores diferenciados por los autores en base a la mineralogía de arenas, se vinculan con la diferenciación establecida en base a la composición de la fracción arcilla de los suelos de esta misma transecta (Morrás, 1978). No obstante, dada la extensión de los BBSS, la complejidad de los procesos geomorfológicos y la confluencia de aportes sedimentarios que allí se observa, resulta necesario intensificar los trabajos mineralógicos en los materiales parentales de los suelos actuales, a fin de una mejor caracterización de las diversas áreas sedimentarias que en esa región se presentan.

En cuanto al uso del suelo, el estudio realizado por Viglizzo *et al.* (2011) muestra que entre 1960 y 2005 se produjo un incremento del área destinada a cultivos anuales en una extensa región de Argentina, afectando las tres provincias que integran la cuenca de los BBSS. La consecuente reducción del área de bosques naturales y la intensificación de la actividad agrícola durante este periodo se vio incrementada en la provincia de Santiago del Estero, en la cual se perdió más superficie de monte nativo en el proceso denominado Pampeanización (Correa *et al.*, 2012). Si bien los resultados expuestos por Viglizzo *et al.* (2011) muestran que el Chaco seco y el Chaco central sub húmedo, regiones que contienen a los BBSS, experimentaron un crecimiento del área destinada a cultivos anuales en detrimento de bosques y pasturas (5,38 y 14,05 %, respectivamente), hasta el momento no existe una cuantificación exacta de las superficies que han experimentado un cambio del uso del suelo en los BBSS. Otros autores como

Panigatti (2017) y Pilatti *et al.* (2017) abordan la caracterización de los suelos de la zona desde el punto de vista de las limitaciones para la producción.

2.9. Hidrogeología

Las características hidrogeológicas de las formaciones geológicas que componen la columna cenozoica del área de los BBSS, en lo que respecta a los acuíferos confinados y semi-confinados, se conocen de manera muy general y parcial, con descripciones de escala regional que excede el ámbito de los BBSS o fragmentadas por las provincias que lo componen. Diferentes estudios regionales han destacado que el sistema hidrogeológico del Gran Chaco está formado por acuíferos terciarios y cuaternarios confinados y semi-confinados ubicados sobre sedimentos continentales limo-arenosos y finas arenas de cuarzo de la Fm. Chaco (Fuertes, 2004). En el marco de un estudio del sistema acuífero transfronterizo Yrenda-Toba-Tarijeño, Boujon *et al.* (2019), realizan un análisis prospectivo de la hidrogeología con el objetivo de conocer la hidrodinámica e hidroquímica del agua subterránea en una extensa región de las provincias de Formosa, Chaco, Salta, Santiago del Estero y Tucumán. Entre otros resultados, generaron un esquema regional de 17 unidades o ambientes hidrogeológicos que conforman complejos acuíferos de edad terciaria y cuaternaria.

El trabajo pionero de Stappenbeck (1926) se centra en un primer análisis estratigráfico e hidrogeológico de la llanura Chaco-Pampeana. Posteriormente, Fili *et al.* (1977) dividen a los 5.000 m de espesor de la columna de la llanura Chaco-Pampeana en cuatro unidades del perfil hidro-estratigráfico, desde los estratos más antiguos a los más modernos: el Basamento, la sección Hipoparaniana, la sección Paraniiana, y la sección Epiparaniana inferior y superior. El Basamento está conformado por rocas ígneas y metamórficas de características acuífugas, mientras que la sección Hipoparaniana, se compone de todos los sedimentos por encima del basamento hasta las arcillas verdes de la Fm. Paraná, con una alternancia de sedimentos con características de acuícludos, acuitardos y acuíferos. La sección Paraniiana está constituida por una secuencia de sedimentos marinos de gran extensión debido a la gran transgresión marina a fines del Mioceno (Fili *et al.*, 1977). La parte basal está conformada por arcillas verdes, plásticas de características acuícludas, a las que sobreyacen arenas blancas y grises, guijas y espesores menores de arcillas verdes con características acuíferas, acuitardas y acuícludas. Dado que las arcillas presentan discontinuidades pueden dar origen a situaciones de confinamiento o semi-confinamiento. La sección Epiparaniana inferior está compuesta por arenas amarillas, cuarzosas de grano medio a fino con aumento del tamaño de grano hacia la base, donde se observan niveles de gravas y, en algunas perforaciones, un pasaje neto a las arcillas de la sección Paraniiana infrayacente. Estratigráficamente corresponde a las Arenas Puelches de origen fluvial cuyas características han sido estudiadas por varios autores en la provincia de Santa Fe (Bojanich y Risiga, 1975), o a la denominada formalmente Fm. Ituzaingó (Iriundo, 2011). Esta formación tiene un espesor promedio de 20 m con transmisibilidades

entre 500– 1.500 m²/día, equivalentes a valores de conductividad hidráulica correspondiente a arenas limpias (Freeze y Cherry, 1979). Según el tipo de sedimentos suprayacentes puede estar semi-confinado o confinado. La subsección Epiparaniana superior se caracteriza por estar formada por limos arcillosos, a veces loésicos del Cuaternario, en general correspondientes a depósitos de las áreas distales de los mega-abanicos del Salado y Bermejo y a fajas del Paraná (Iriondo, 2011). La potencia varía desde pocos metros en la adyacencia al Paraná hasta más de 100 m al O de la provincia de Santa Fe. Su comportamiento es de características acuitardo o a veces en determinados sectores como un acuífero freático (Fili *et al.*, 1977). No existen datos de propiedades hidrogeológicas de estos depósitos, en áreas vecinas con materiales similares la conductividad hidráulica es 1-5 m/d (INA, 2002).

Según Bannert (1974) y Sosa (2012), la recarga del acuífero freático es autóctona y directa a partir de las precipitaciones. Este acuífero se caracteriza por una gran heterogeneidad determinada por los sedimentos que lo alojan y presentan propiedades físicas e hidráulicas particulares (permeabilidad, recarga, etc.) que se reflejan inevitablemente en la hidrología subterránea resultante (Iriondo, 2011). Una característica distintiva del sistema subterráneo somero son los paleocauces. Los mismos han sido identificados por Manavella e Iriondo (inédito) en las provincias de Santa Fe, Chaco y Santiago del Estero; Sosa *et al.* (2011) en Santa Fe, Martín (1999) en Santiago del Estero, Peri (2012) en Santiago del Estero y Chaco, y recientemente, Thalmeier *et al.* (2021) para las tres provincias, en el área del mega-abanico del Salado. Estos últimos avances se detallan en el capítulo 4. Algunos estudios hidrogeológicos se han realizado en el SO y O de la provincia de Chaco para evaluar el recurso hídrico subterráneo, los cuales determinaron, mediante la interpretación del ambiente y sondeos eléctricos verticales (SEV), la presencia de variaciones de facies sedimentarias en cortas distancias asociadas a paleocauces que contienen el único reservorio de agua subterránea (INA, 1997; Conhidro, 2008; 2009). Estudios similares se realizaron en los alrededores de Tostado, Santa Fe (INTI, 2014). La recarga regional se conoce en menor medida, Boujon *et al.* (2019) postulan que ocurriría en las Sierras Subandinas.

En el Chaco Austral, Iriondo (2011) reconoce dos regiones para el acuífero freático (primer acuífero): Bajos Submeridionales y Cuña Boscosa. Esta división tiene cierta correspondencia con las cuencas fluviales superficiales, aunque no se trata precisamente de lo mismo. El río Salado está vinculado a los BBSS, mientras que el Paraná, a la Cuña Boscosa. Esta correspondencia no es clara entre el segundo acuífero (Fm. Ituzaingó) y la hidrografía superficial, por lo que el autor refleja el problema básico en el conocimiento de este acuífero.

Según las propiedades físico-químicas del acuífero freático, Bojanich y Risiga (1989) sectorizaron el N de la provincia de Santa Fe en cuatro regiones hidrogeológicas (Fig. 2.19). El área IX Occidental comprende la franja paralela al límite entre las provincias de Santiago del Estero y Santa Fe, y se caracteriza por la escasa disponibilidad de reservorios de agua subterránea, siendo los cursos

superficiales temporarios. El espesor máximo aprovechable a fin de mantener la calidad inicial varía entre 5 y 15 m a partir de los niveles estáticos. La permeabilidad, al igual que el resto de los parámetros hidrodinámicos, aumenta hacia el S debido a la presencia de mayor cantidad de sedimentos limosos y arenosos, determinándose para los espesores ensayados valores que oscilan entre 2 y 8 m/d. El área X Río Salado corresponde al tramo inferior de una cuenca tributaria del Salado, en la que los niveles de la freática son muy elevados, aflorando en épocas de precipitaciones abundantes. El área XI Bajos Submeridionales está conformada por arcillas limosas y limo-arcillas de muy baja infiltración, donde los niveles freáticos son elevados, y son frecuentes las inundaciones. El área VII Cuña Boscosa presenta limos-arcillosos palustres de mediana permeabilidad. Los caudales específicos en algunos casos llegan a 500 l/h/m.

Por su parte, Martín (1999) definió las características hidrogeológicas del abanico aluvial del Salado en la provincia de Santiago del Estero, donde los niveles piezométricos hacen presumir una interconexión gradual entre los acuíferos. Otra característica del sistema es la interrupción del abanico por un alto estructural al E (Lomadas de Otumpa), el cual según Martín (1999) actúa de barrera natural de las aguas subterráneas y pone en contacto capas de distintas características hidrogeológicas, aunque sin incluir análisis piezométricos de varios niveles que sustenten la hipótesis. Además, el abanico del río Salado presenta una disminución exponencial del tamaño del grano en el sector distal, lo cual produce una disminución severa de la permeabilidad y por ende de los caudales específicos (Martín, 1999). La mayoría de las perforaciones suministran caudales pobres, arrojan elevados contenidos de arena fina.

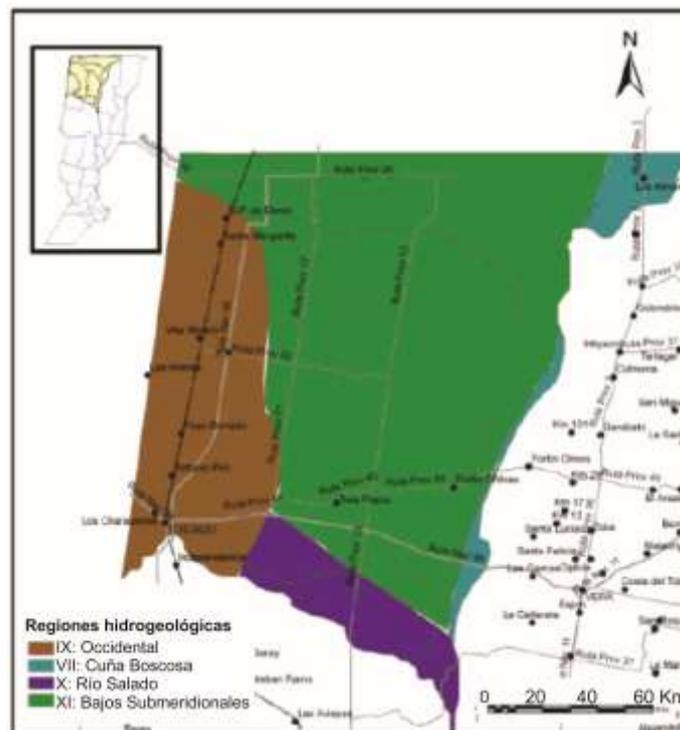


Fig. 2.19: Regiones hidrogeológicas del norte de la provincia de Santa Fe según las propiedades físicas y químicas del agua subterránea del acuífero freático definidas por Bojanich y Risiga (1989) (Tomado de Sosa et al., 2011).

Los mayores antecedentes, en particular respecto a la piezometría, corresponden al acuífero libre por ser fuente de agua para ganadería, población rural y algunas localidades. A la fecha no existen mapas piezométricos regionales que abarquen toda la región de estudio. La Figura 2.20 muestra la red de flujo subterránea para pozos ubicados en sedimentos de edad pleistocena-holocena (Boujon *et al.*, 2016), que abarcan el sector chaqueño, parte del santiagueño y una mínima parte del santafesino, que conforman la cuenca de los BBSS. La dirección regional de flujo es NO-SE.

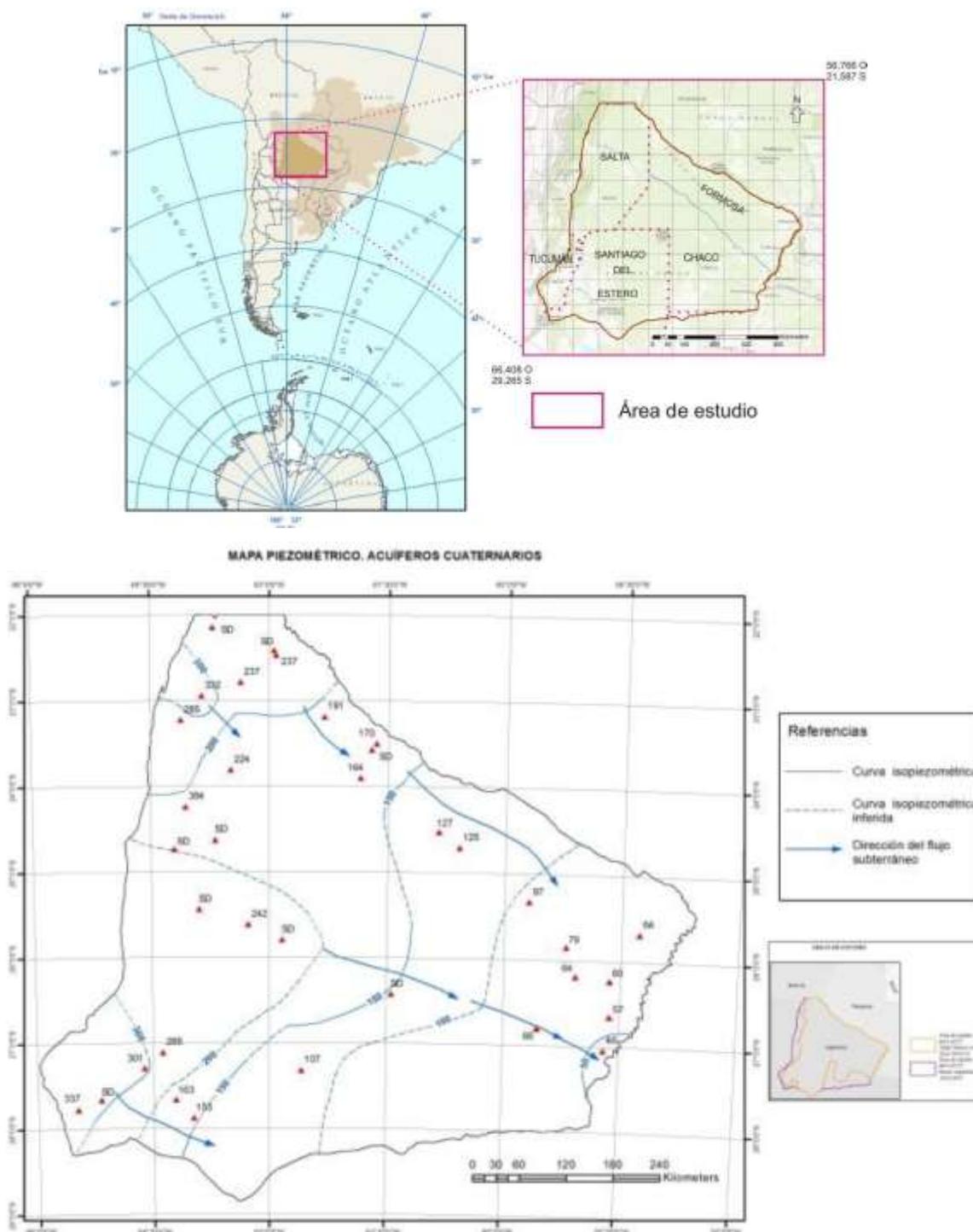


Fig. 2.20: Red de flujo subterránea para pozos ubicados en sedimentos de edad pleistocena-holocena en parte del área de los BBSS (Tomado de Boujon *et al.*, 2016).

La piezometría asociada al acuífero freático de los BBSS en años hidrológicos secos (por ejemplo 2008-2009) presenta profundidades del nivel freático entre los 3 y 6 m desde la superficie del terreno; en determinados sectores las profundidades sobrepasan los 6 m (Sosa *et al.*, 2011), según el relevamiento de 214 puntos de agua (pozos someros y represas colectoras de agua).

En general, el límite de la cuenca de agua subterránea de los BBSS es incierto. Podría extenderse desde una zona de recarga regional a lo largo de las Sierras Subandinas y de Santa Bárbara en el extremo O del mega-abanico del Salado-Juramento hasta un nivel de descarga regional impuesto por el río Paraná en el extremo E (Fig. 2.1) (Sosa 2012, Heredia *et al.*, 2018). En las cuencas sedimentarias de baja pendiente topográfica, la hidrodinámica de las aguas subterráneas está condicionada regionalmente por la topografía y localmente por la precipitación y la evapotranspiración, donde estas promueven la circulación vertical de las aguas subterráneas someras (en los 10 m menos profundos). Fertoni y Prende (1983) definieron para estas cuencas de baja pendiente, donde los límites son difíciles de definir y las aguas superficiales presentan baja energía cinética y una tendencia al almacenamiento en depresiones del terreno, los sistemas hidrológicos no típicos como se mencionó anteriormente, y que Sosa (2012) extendió al sistema hidrogeológico, términos de alcance nacional. En estos ambientes de permeabilidad moderada a baja también se observan características hidrogeológicas particulares debido a la escasa energía cinética, consecuencia del escaso gradiente hidráulico (del orden de cm/km) con un fuerte predominio de movimientos verticales sobre los horizontales.

Algunas investigaciones postulan la validez de los patrones jerárquicos de flujo de Tóth (1966, 2000), aunque con un contraste de campo limitado. Los trabajos relevantes pertenecen a Sosa *et al.* (2011) y Boujon *et al.* (2016), aunque ninguno de ellos trata a los BBSS desde una perspectiva regional en toda su extensión. Otros autores (Fuertes, 2004; Boujon *et al.*, 2016) sugieren conclusiones sobre el patrón de flujo regional y la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea, aunque sin referencia al modelo de Tóth.

En el marco internacional de hidrogeología, estas características de la circulación de las aguas subterráneas en las grandes llanuras y su impacto en la vinculación con los cuerpos de aguas superficiales ha sido objeto de intensos estudios dada su significancia ambiental en la conservación de los recursos hídricos, muchos de ellos centrados en humedales (Winter, 1999; Sophocleous, 2002; Bullock y Acreman, 2003; Winter y Labaugh, 2003; Foster, 2004; Convención de Ramsar, 2010).

2.10. Hidroquímica e isotopía de las aguas subterráneas de los BBSS

La composición química de las aguas subterráneas y superficiales está influenciada por una variedad de factores relacionados con causas naturales y antropogénicas, como el origen de la recarga y la tasa de ocurrencia, la mineralogía de los materiales del acuífero y la reactividad relativa de los minerales, los

tiempos de residencia de las aguas subterráneas, el uso de la tierra y las prácticas de explotación del agua subterránea (Custodio y Llamas, 1976; Domenico y Schwartz, 1998; Appelo y Postma, 2005).

En esta sección se sintetizan los resultados de investigaciones realizadas por diversos autores en el área de estudio que sirvieron de base para la planificación de los muestreos de aguas y su posterior análisis, integración e interpretación. La primera clasificación de las aguas subterráneas de un sector de los BBSS en la provincia de Santa Fe fue realizada por Gollán y Lachaga (1939). En esta publicación técnica, titulada “Aguas de la provincia de Santa Fe”, las aguas dominantes en el área O de los BBSS son las cloruradas sulfatadas sódicas, o sulfatadas cloruradas sódicas. Otro grupo pertenece a las sulfatadas sódicas, cloruradas sódicas y bicarbonatadas sódicas. Todas estas también presentan cloruros, aunque en menor cantidad respecto al grupo de las sulfatadas cloruradas.

Posteriormente, Bielsa y Fratti (1981, 1983) estudiaron la calidad del agua superficial y freática en áreas más restringidas asociadas a obras de embalse, entre otras, y en oportunidad de una crecida en 1981 a lo largo de la cañada Las Víboras, sus áreas de aporte (Cañada de Los Saladillos y Bajos de Chorotis), diferentes lagunas y el arroyo Golondrinas-Calchaquí. El tipo de aguas que presentan en general es similar a los anteriormente publicados. Las concentraciones relevadas durante el periodo de crecida sufrieron aumentos/disminución (dilución) de iones disueltos según el estadio hidrológico. Otros relevamientos de la calidad del agua fueron realizados Convenio Bajos Submerionales-CFI (CBS-CFI, 1981).

Según las regiones hidrogeológicas definidas por Bojanich y Risiga (1989), el área IX Occidental presenta condiciones químicas muy variables tanto vertical como horizontalmente, dependiendo fundamentalmente de las características morfológicas locales que permiten mayor o menor posibilidades de infiltración. En la mayoría de los casos las aguas relativamente menos salinizadas son de tipo carbonatadas, cloruradas-sulfatadas y están sobrepuestas a aguas predominantemente cloruradas-sulfatadas sódicas. El área X Río Salado presenta aguas de mala calidad, salinas. El área XI Bajos Submeridionales presenta agua muy salina. Finalmente, el área VII Cuña Boscosa presenta condiciones químicas muy cambiantes, pudiendo encontrarse valores de 500 mg/l a 40.000 mg/l de sales.

Más recientemente, Sosa *et al.* (2011) relevaron la conductividad eléctrica del agua en 304 puntos (pozos, represas, cañadas) y analizaron muestras de agua en puntos seleccionados en el sector santafesino de los BBSS, verificando las facies hidroquímicas previamente identificadas en el acuífero freático.

Se observa en general, que aproximadamente el 80 % de las aguas del acuífero libre presentan sulfatos y cloruros (Martin, 1999; Sosa *et al.*, 2011; Iriondo, 2011; Sosa, 2012). El sodio es el catión que se destaca en todas las muestras de agua. Martín (1999) interpreta que el contenido de ceniza volcánica en los limos del abanico sería la fuente de arsénico (As). Los análisis químicos de las muestras de ceniza,

revelaron contenidos de 0,1 ppm de As por gramo de ceniza. En estos trabajos no se estableció una correlación entre los componentes químicos del agua y su ubicación en la columna hidrogeológica.

Según Martín (1999), el sistema hidrogeológico en Santiago del Estero, en general presenta variaciones importantes en la composición química del agua subterránea. Las modificaciones laterales se deben a un cambio en la geología (ambiente sedimentario), junto con el tiempo de permanencia del agua que depende del tamaño de grano de los sedimentos que constituyen los acuíferos. Por otro lado, las variaciones verticales de la hidroquímica pueden tener las mismas causas, además de responder a una variación en la permeabilidad horizontal y la densidad del agua (Martín, 1999).

Boujon *et al.* (2016) realizaron un estudio regional desde las Sierras Subandinas hasta la parte N del área de estudio sin abarcar el sector santafesino y el área santiagueña de los BBSS, donde determinaron las características hidroquímicas de los acuíferos terciarios y cuaternarios. En general, la mayoría de las aguas de los acuíferos terciarios están mineralizadas y presentan una conductividad eléctrica superior a los 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y sólidos disueltos totales superiores a 750 mg/l. En la zona de recarga (sector del piedemonte) predomina el anión bicarbonato, hacia el E, gradualmente pasa a dominar el anión sulfato, incrementándose también la salinidad. Por otro lado, los acuíferos cuaternarios presentan una salinidad del agua baja (conductividad eléctrica inferior a los 1.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en los ambientes hidrogeológicos vinculados al piedemonte de las sierras. Hacia la Llanura Chaco-Pampeana húmeda (E de Chaco y Formosa), en los sectores de mayor evapotranspiración, crecen los valores de conductividad eléctrica registrándose valores superiores a 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Boujon *et al.*, 2016). La composición química de las aguas es bicarbonatada sódica y cálcica, y sulfatada sódica y cálcica. El arsénico se encuentra en ambos acuíferos en altas concentraciones en las aguas subterráneas del 75 % de los pozos muestreados por Boujon *et al.* (2016), constituyendo un contaminante de origen natural. Los valores de concentraciones superan los 227 $\mu\text{g}/\text{l}$.

Recientemente, Veizaga *et al.* (2018) presentan los resultados hidroquímicos de aguas superficiales y subterráneas muestreadas entre 0 y 220 m de profundidad, durante 2016/2017 en Santiago del Estero, Chaco y Santa Fe, dentro del límite de los BBSS y extendiéndose al O de las Lomadas de Otumpa.

Los numerosos paleocauces del río Salado y algunos del río Bermejo en el sector N de los BBSS constituyen zonas de mayor permeabilidad y poseen agua de mejor calidad. Han sido ampliamente estudiados desde diferentes puntos de vista para su caracterización geológica (Peri y Rossello, 2010; Thalmeier *et al.*, 2021) y en busca de dar solución a los problemas de disponibilidad de agua para el ganado y la población rural (Iriondo y Manavella, *com.pers.*; Sosa *et al.*, 2009; Sosa, 2012, 2017). De igual manera, organismos como APA, INTA, INA, Instituto Nacional de Tecnología Industrial (INTI) y otros, realizan constantes esfuerzos en el territorio aportando alternativas creativas para capacitación y provisión de agua segura tanto para la población como para el ganado de la región (Basán Nickisch, 2011; 2012; INTI, 2014; Basán Nickisch *et al.*, 2017; Sosa, 2017). Por otro lado, las Arenas Puelches

(Fm. Ituzaingó), a pesar de que presentan importantes caudales explotables, la calidad del agua es muy variable. La faja E de la provincia de Santa Fe (al E del sistema Golondrinas-Calchaquí) presenta una buena calidad de agua mientras que al O (depresión de los BBSS), su calidad se deteriora, aumentando notablemente la salinidad (Bojanich y Risiga 1975; Iriondo, 2011).

La interpretación de los procesos hidroquímicos que afectan los sistemas de agua subterránea y la distribución de isótopos ambientales en los mismos son hoy una herramienta muy difundida para mejorar el entendimiento acerca de cómo factores estructurales, geológicos, mineralógicos e hidrológicos afectan el patrón de flujo y la química de las aguas de estos sistemas (Glynn y Plummer, 2005). Los isótopos ambientales como ^2H y ^{18}O son un importante recurso que contribuyen a la caracterización del sistema hidrogeológico, de manera que pueden ayudar en la interpretación del sistema de flujo y aportar al modelo conceptual. En base al fraccionamiento isotópico de las moléculas por su distinto peso molecular y los factores que influyen en el mismo durante la evaporación-sublimación, transporte y condensación del agua a lo largo del ciclo hidrológico, se pueden establecer características de la recarga, de la circulación del flujo y otros rasgos de los sistemas hidrogeológicos (Kendall y McDonnell, 2003). En rigor, se trabaja con las relaciones isotópicas $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ que, por convención, se expresan como las partes por mil (0/00) de la desviación relativa respecto al estándar V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) (Gonfiantini, 1978).

Los isótopos ambientales ofrecen una percepción singular de las fuentes del agua, así como de sus antecedentes y de su movimiento dentro del ciclo hidrológico. La información isotópica en la cuenca de los BBSS es muy escasa. Las primeras determinaciones de isótopos estables fueron realizadas por Sosa (2012), quien muestreó lagunas mayormente localizadas al E de la cuenca en la provincia de Santa Fe para comprobar si las mismas constituyen zonas de descarga de flujos locales, intermedios o regionales.

Se deduce entonces la necesidad de analizar e investigar todos los aspectos posibles del sistema, cuya integración contribuya a un mejor entendimiento de los flujos subterráneos de los BBSS a diferentes escalas y sus posibles interacciones. Hasta el presente, en la zona de estudio no se ha generado un estudio integral, multi-acuíferos que incluya todos los factores intervinientes, ni aplicado herramientas de simulación hidrogeológica. En los próximos capítulos se detallan los resultados obtenidos sobre las características geomorfológicas, sedimentológicas, estratigráficas y de la configuración de la cuenca; y su influencia en los sistemas de flujos subterráneos, las características hidroquímicas y piezométricas del agua subterránea, de manera tal que contribuyan al modelo conceptual hidrogeológico de los BBSS, verificado bajo técnicas de simulación numérica.

Capítulo 3: Metodología

En la presente Tesis Doctoral se aplicaron diversas metodologías con el fin de alcanzar los objetivos generales y específicos enumerados, y resolver la hipótesis planteada. La metodología de trabajo utilizada comprende tareas integradas de campo, laboratorio y gabinete, aplicando los métodos y principios clásicos de la geología regional, geomorfología, neotectónica, estratigrafía, sedimentología, hidrología, hidrogeología, hidrogeoquímica y simulación numérica.

En primera instancia se consideró la información geológica que conforma el modelo de base para el modelo conceptual hidrogeológico y simulaciones numéricas consiguientes. Para ello se aplicaron métodos cualitativos y cuantitativos para la interpretación geomorfológica y sedimentológica del megabanico fluvial del Salado-Juramento, junto con el análisis de la neotectónica de la cuenca de antepaís donde se desarrolla este mega-sistema fluvial. El análisis geomorfológico y morfo-estratigráfico constituyó la base para la caracterización geológica del Cuaternario de la zona de estudio, poco conocida hasta el momento. La interpretación de la información de perforaciones profundas y la integración de los datos conformó la base para el diseño de un modelo geológico dentro de la escala temporal del Cenozoico tardío. Esta etapa se compone principalmente de la recopilación, selección e interpretación de datos de perforaciones ejecutadas por reparticiones públicas nacionales y provinciales y por empresas privadas en la región de estudio, como así también de información publicada por otros autores. Ello se complementó con la ejecución de una perforación en un área representativa de la zona de estudio, tarea programada en el proyecto PICT 2016 donde se enmarca esta Tesis.

En una segunda instancia de trabajo se definió el modelo hidrogeológico conceptual a partir de la integración de los resultados de la instancia previa, del análisis de la profundidad del agua subterránea de diferentes acuíferos obtenidas de antecedentes y de los datos propios colectados durante las tareas de campo que aportaron información clave. El modelo se complementó con los resultados hidroquímicos e isotópicos de aguas subterráneas y superficiales que se analizaron en el marco del proyecto PICT 2016. Finalmente, se discretizó el modelo hidrogeológico y se implementó el modelo numérico bajo la interfase gráfica *Groundwater Modelling System V10.1* (AquaveoTM) y la simulación del flujo subterráneo mediante MODFLOW 2005 (Harbaugh, 2005). De esta manera se pudo arribar a una discusión integrada de los datos y resultados adquiridos en el marco de la presente Tesis Doctoral.

3.1. Tareas de gabinete

3.1.1. Información antecedente

Se realizó una recopilación de información antecedente de estudios de alcance regional y local o subregional orientados al entendimiento del sistema en sus diferentes componentes geológicos e

hidrológicos. Se recopilaron datos e información puntual de perforaciones con datos sedimentológicos, sondeos eléctricos verticales, perfiles geofísicos, niveles piezométricos, hidrogeoquímica e isotopía de las aguas tanto de la región de estudio como de su entorno. Esta información fue obtenida en reparticiones públicas y en el ámbito académico/privado.

3.1.2. Caracterización geológica

3.1.2.1. Mapeo geomorfológico basado en el análisis de la información obtenida del sensoramiento remoto

Las diferentes unidades geomorfológicas y geofomas de baja expresión topográfica del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento se identificaron usando técnicas de interpretación de imágenes satelitales como tono, textura, formas, patrón de drenaje y áreas con acumulación de agua. Se utilizaron imágenes Landsat-8 (LC08/C01/T1) con una resolución de 30 m de bandas multiespectrales y 15 m de banda pancromática, con combinaciones de bandas de B6, B5, B4; B6, B5, NDWI (*Normalized Difference Water Index*) y B6, B5, MNDWI (*Modification of Normalised Difference Water Index*) en Google Earth Engine©. Además, para el análisis de las características geomorfológicas, morfoestructurales e hidrológicas a escala regional, se utilizaron los modelos digitales de elevación (MDE) de productos ráster de *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM, distribuidos a una resolución horizontal de 3 arcos por segundo, cuadrícula de 90x90 m - Jarvis *et al.*, 2008) y ALOS PALSAR MDE (12,5 m resolución - JAXA, 2007), los cuales se corrigieron y combinaron en un archivo de datos basado en SIG. Para los recuadros de ubicaciones de las figuras se utilizó el MDE GTOPO30, que presenta un espaciado de cuadrícula horizontal de 30 segundos de arco, aproximadamente 1 km de resolución (USGS, 1996).

Los datos de los MDE se proyectaron en el marco de referencia oficial de la República Argentina POSGAR 07 (códigos EPSG: Gauss-Krüger Faja 5 -extendida para la región de estudio-). Para obtener diferentes resultados geomorfométricos se realizó un filtrado de los MDE de manera que permitiera promediar el relieve de los mismos sin pérdida de información, pero suavizando las irregularidades que no corresponden a la superficie del terreno. Para tratar los sumideros, es decir las celdas del MDE cuya dirección de flujo no se le puede asignar uno de los ocho valores válidos en un ráster de dirección de flujo, lo cual ocurre cuando todas las celdas vecinas son mayores que la celda de procesamiento o cuando dos celdas fluyen entre sí (Felicísimo, 1994; Grohmann, 2004), se utilizó un filtro de paso bajo de tamaño de 7x7 (aproximadamente 630 m) para el SRTM 90 m y de 51x51 (637,5 m) para el MDE ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución. Además, para poder obtener las cotas altimétricas de los MDE, necesarias para diferentes análisis en el desarrollo de la Tesis, se validó el MDE SRTM, el cual presenta la elevación en metros con respecto al elipsoide de referencia. Para validar este MDE gratuito (Far *et al.*, 2007), se estimó la exactitud y precisión en los datos de este producto filtrado, utilizando puntos de control distribuidos en el terreno sobre el área de trabajo. Los puntos de control son extraídos de la red

altimétrica de la República Argentina. Esta red materializa el sistema legal y técnico de referencia vertical de nuestro país y permite, entre otras cosas, conocer la morfología del suelo, útil para aplicaciones del aprovechamiento de las aguas y la validación de modelos digitales de elevación (IGN, 2016). Se consideraron 159 puntos geodésicos de la red de medición del IGN, de los cuales se tomaron 122 puntos materializados que constituían la Red PASMA. Esta red midió entre los años 1997 y 2001, luego a partir de la medición de la Red POSGAR 07, se calcularon los parámetros de transformación para llevar sus coordenadas al nuevo Marco de Referencia Nacional. Al igual que PASMA, las Redes Provinciales, materializadas por las Direcciones de Catastros Provinciales, fueron transformadas. De esta red se tomaron 15 datos. Desde el año 2009 se utiliza la Red POSGAR 07, la cual incorpora las anteriores redes geodésicas con sus respectivos parámetros de transformación a fin de facilitar una georreferenciación unívoca en toda la Argentina. De los 436 puntos incorporados por esta red, se tomaron sólo los que estaban dentro del área regional de estudio (22) para la validación del MDE. Para determinar la exactitud se calcularon el error medio cuadrático y el desvío entre los valores de elevación del MDE y los valores de la cota de la red altimétrica. Además, se realizó un análisis estadístico de las diferencias o residuos (media, desvío, máximos y mínimos) para determinar la precisión.

3.1.2.2. Aplicación de técnicas morfométricas

Los análisis morfométricos sobre los MDE se centraron en la extracción de parámetros descriptivos, medición y extracción de atributos que describen las características geomorfológicas y topográficas del relieve (Felicísimo, 1994; Grohmann, 2004). Las capas de pendiente (factor LS), aspecto, rugosidad, curvatura de la superficie, relieve sombreado, curvas topográficas, red de drenaje, cuenca hidrográfica, combinación de índice topográfico (TCI- Combinación de índice de humedad, factor LS y sombreado analítico) y *Geomorphon* (Jasiewicz y Stepinski, 2013) revelaron rasgos del paisaje claves para la definición y mapeo de unidades y sub-unidades geomorfológicas. Esto se complementó con la interpretación de imágenes Landsat-8 en Google Earth Engine©. El módulo *Geomorphon* se basa en el reconocimiento de patrones de formas de pendientes, el cual considera tres parámetros principales. Uno de ellos es el *Search radius*, que constituye la escala de longitud máxima en la que se puede reconocer un elemento de relieve. Esto se da en las unidades de celdas, utilizando el valor de 25 celdas. Otro parámetro es el *Flatness*, el cual determina las desviaciones máximas permisibles de la horizontalidad ideal para que un terreno se considere plano. Se mide en grados; el valor predeterminado es 1°. Por último, el *Skip* es un parámetro opcional que permite eliminar la influencia de irregularidades cercanas al punto de enfoque y evitar que influya en la determinación del tipo de elemento de forma de relieve. Se da en las unidades de celdas; el valor predeterminado es 1 y corresponde a ninguna zona de exclusión (Jasiewicz y Stepinski, 2013).

El procesamiento morfométrico en MDE también se llevó a cabo para detectar características geomórficas lineales y anomalías en los patrones de drenaje vinculados a controles estructurales sobre

la dinámica sedimentaria (Grohmann, 2004; Brunetto *et al.*, 2017, 2019). De esta forma, se identificaron los lineamientos estructurales de la región de estudio. Se supone que las grandes superficies de sedimentación de mega-abanicos son extremadamente sensibles incluso para pequeños desplazamientos inducidos por fallas/plegamientos. Se adaptaron los criterios generales de los marcadores geomórficos de deformación que se aplican habitualmente en abanicos aluviales de pequeña escala (Bull, 1964; Burbank y Anderson, 2001) para analizar las grandes superficies de sedimentación del mega-abanico del río Salado-Juramento. Estos incluyeron cambios de pendiente en los perfiles radiales, cambios en la forma en planta representados por cambios en la posición del ápice del abanico o la aparición de nuevas zonas del ápice inferidas de los patrones de drenaje. El ajuste de tales pautas a un sistema de mega-abanico requirió observaciones a escala de la cuenca de antepaís.

A partir del MDE SRTM validado, se extrajeron los perfiles topográficos longitudinales y transversales. El procesamiento geomorfométrico fue realizado mediante softwares libres GRASS-GIS y QGIS.

3.1.2.3. Clasificación y mapeo geomorfológico

Se aplicó una estructura de clasificación geomorfológica basada en categorías ordenadas jerárquicamente siguiendo la teoría de sistemas aplicadas en Iriondo (1990), Kröhling e Iriondo (1999) y Kröhling y Brunetto (2013) para diferentes áreas de la llanura Chaco-Pampeana. La clasificación geomorfológica se basó en la génesis de los elementos del paisaje y su posible asociación, y se organiza en niveles jerárquicos. Los niveles principales de la clasificación, desde el superior al inferior son: Provincia Geomorfológica (PG), Sistema Geomorfológico (SG), Unidad Geomorfológica (UG) y Subunidad Geomorfológica (SUG). Las UG en general están ligadas genéticamente por pertenecer a la expresión superficial de la misma estructura geotectónica. La UG es la unidad de clasificación principal, ya que incorpora la variable sistémica o interrelación funcional de la clasificación de la teoría general de sistemas.

Dada la necesidad de enmarcar la región de estudio de la Tesis (BBSS), se realizó el mapa geomorfológico del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento a nivel de UG incluyendo los lineamientos estructurales regionales. Este se presenta en detalle en Thalmeier *et al.* (2021).

Además, a fin de incorporar el análisis del registro histórico de la región (particularmente analizar los cambios en el río Salado), fueron examinados mapas jesuíticos publicados entre 1616 y 1911. Estas fuentes históricas constituyen las contribuciones más significativas de la cartografía jesuítica con diversos grados de detalle, con relación a la hidrografía regional general. Documentan los cambios de curso sufridos por los ríos de la llanura chaqueña. A través de ellos, se pueden seguir los cambios en la percepción que se tenía del lugar, así como los diferentes nombres que se le fueron dando (Bucher, 2016). La intención de incorporar este análisis del registro histórico, eliminando el carácter subjetivo de

la documentación histórica, es analizar los cambios en la dinámica del río Salado y asociarlo a los elementos geomorfológicos observados y mapeados.

3.1.2.4. Estratigrafía

Para complementar y reconstruir la estratigrafía del subsuelo del mega-abanico fluvial, desde su parte proximal a distal, se analizaron cuidadosamente los datos de más de 150 perforaciones de agua subterránea existentes en la región y que alcanzaban profundidades entre 15 y 200 m (DNGyM, 1965; Stappenbeck, 1926; INCYTH, 1987; INA, 2002). Para la correlación estratigráfica se aplicó un criterio convencional como relación estratigráfica, color (índice de color Munsell), consolidación para determinar las edades relativas de las diferentes unidades deposicionales del mega-abanico en la zona distal, particularmente en el área que comprende los BBSS.

Además, se reinterpretaban 20 perforaciones profundas (> 300 m de profundidad – YPF) para el análisis de la estratigrafía cenozoica en el contexto de cuenca de antepaís, como base para el estudio hidrogeológico, junto al análisis de la bibliografía. Se asignaron unidades formacionales ya existentes solo en aquellos pozos con información precisa y concluyente.

3.1.3. Hidrogeología

3.1.3.1. Unidades hidrogeológicas y piezometría

En base a los datos geomorfológicos y estratigráficos obtenidos, con el sustento de la hidroquímica e isótopos ambientales de un conjunto de más de 140 muestras superficiales y subterráneas, y la integración de datos antecedentes, se identificaron unidades hidrogeológicas – UH. Cada UH es considerada como un conjunto de formaciones geológicas que presentan variaciones regionales debido a los procesos deposicionales que le dieron origen y/o a su estado físico, lo cual les confiere propiedades hidráulicas determinadas con una clara influencia en el almacenamiento y movimiento del agua subterránea (Freeze y Cherry, 1979).

Se construyeron mapas piezométricos para todas las UH a partir de los niveles piezométricos referidos al nivel medio del mar. Estos datos fueron obtenidos de las profundidades de agua monitoreadas durante el trabajo de campo en 2016-2017-2018 y de la información de antecedentes proporcionada por las agencias estatales y nacionales de agua, las empresas de suministro de agua y los productores rurales. Esta información constituye una base de datos desde 1975 a 2018 con medidas de niveles de agua de 453 perforaciones con profundidades entre 3 m y 350 m. La información es bastante incompleta e incluye selectivamente la profundidad del pozo, la descripción litológica y/o la profundidad del agua subterránea y, en algunos casos, la química del agua.

Los niveles hidrométricos promedio registrados en las estaciones hidrométricas a lo largo de los ríos Salado, Golondrinas-Calchaquí y Paraná se utilizaron para complementar los niveles piezométricos como nivel de descarga de flujos locales y regionales del sistema asociados a las UH, en el marco del sistema de flujos de Tóth (1966). Las cotas topográficas de cada perforación fueron obtenidas del MDE validado.

Dado el amplio rango de salinidad de las aguas subterráneas en la región (Veizaga *et al.*, 2019) y, por lo tanto, de densidad, se aplicó Luszczynski (1961 – ecuación 3.1) para calcular el nivel piezométrico equivalente a agua dulce:

$$\rho_f H_{if} = \rho_i H_{ip} - Z_i (\rho_i - \rho_f) \quad (3.1)$$

Donde ρ_f = densidad del agua dulce [$\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$], H_{if} = altura del agua dulce en un punto i del acuífero [msnm], ρ_i = densidad del agua en i [$\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$], H_{ip} = altura del agua en i [msnm]; y Z_i = cota de referencia en i [msnm].

Debido a que la ecuación (3.1) requiere información de densidad del agua de cada perforación, dato que sólo se dispone en un número reducido de perforaciones, se debieron generar correlaciones de residuo seco – conductividad eléctrica (CE) – densidad para poder aplicar la metodología mencionada. Esto fue posible dado que, aun teniendo elevadas conductividades en comparación con muchas aguas de la llanura argentina, su rango se encuentra entorno al comportamiento lineal del residuo seco vs. CE mostrado por Heredia *et al.* (2009) para rangos de salinidad mucho más amplios. Por lo tanto, primero se generó una correlación entre el valor de conductividad eléctrica de campo y el de residuo seco, de manera de obtener y completar los valores de residuo seco inexistentes en numerosas muestras mediante la ecuación generada utilizando la CE. Luego se correlacionaron los valores disponibles de densidad con los de residuo seco para calcular la densidad de las muestras sin datos. Se aplicó de esta manera la fórmula (3.1) de Luszczynski (1961) y se calculó el H equivalente. Finalmente, con la correlación entre el H equivalente y el H de campo o de las bases de datos, se calcularon los H equivalentes para perforaciones sin dato. Con estos valores obtenidos se generaron los mapas piezométricos de niveles equivalentes de agua dulce.

3.1.3.2. Análisis de las variaciones en la cota del nivel freático en Gato Colorado

La variación en la cota del nivel freático se analizó a partir de los datos obtenidos del Diver HOB0, instalado en el acuífero libre del piezómetro de 15 m realizado contiguo a la perforación de Gato Colorado durante el periodo 16/12/2019 – 12/02/2021, con mediciones realizadas cada 12 h. Los datos extraídos de los instrumentos electrónicos como son la presión en superficie (ρ_1 [Pa]) y la presión en la perforación a la profundidad de instalación del Diver (ρ_2 [Pa]), junto con la densidad del fluido

(δ [$\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$]) y la gravedad (g [$\frac{\text{m}}{\text{s}^2}$]), permiten calcular las alturas del nivel de agua ([m]) mediante la siguiente fórmula (3.2):

$$h = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\delta \cdot g} \quad (3.2)$$

Por último, el valor del nivel freático se calcula restando la longitud del cable que sostiene al Diver suspendido en el pozo desde la superficie (x [m]), mediante la siguiente ecuación:

$$NF_{\text{corregido}} [m] = x - h \quad (3.3)$$

Mientras que el nivel piezométrico, a partir de la cota del terreno (ct), se calcula mediante:

$$h_{\text{corregido}} = ct - NF_{\text{corregido}} \quad (3.4)$$

La realización de esta perforación y el piezómetro se describe en la Sección 3.2.

3.1.3.3. Estimación de la recarga efectiva

Para el cálculo de la recarga efectiva al sistema se consideraron estaciones hidrometeorológicas en el área de estudio que contaran con una serie temporal continua de datos y con datos suficientes para el cálculo del balance hidrológico mediante el software *EasyBal* (Serrano-Juan *et al.*, 2020). El número de estaciones se redujo a 3 de un total de 24. Las mismas contaban con datos diarios de temperatura mínima, máxima y media, y precipitaciones diarias entre 5 a 49 años hidrológicos.

El software *EasyBal* utilizado es un programa desarrollado por el Grupo de Hidrología Subterránea del Departamento de Ingeniería del Terreno de la Universidad Politécnica de Cataluña y del Instituto de Evaluación Ambiental e Investigación del Agua (CSIC), España, para la evaluación del balance hídrico diario o mensual por unidad de área del suelo en función de la precipitación, la evapotranspiración potencial (ETP), y el riego. En este análisis, la ETP fue calculada automáticamente por el software con el Método *Hargreaves* (Allen *et al.*, 2006). De esta forma, como entrada de datos diarios, el programa requiere la precipitación, las temperaturas mínima, máxima y media, y el riego. Al requerir que el código realizara el cálculo de la ETP, se especificó la latitud de la estación. Además, se especificaron los parámetros del suelo como la Capacidad de Campo, el Punto de Marchitez y la Humedad Inicial como contenido volumétrico, y el espesor radicular, cuyas magnitudes fueron estimadas a partir de Vidal (2005). El Valor de Laminación ingresado se tomó de los antecedentes para zonas de llanura de Scioli (2016).

En la estación Bandera (Santiago del Estero) y Reconquista (Santa Fe) (Fig. 2.1), que contaban con datos de niveles freáticos para calibración, se implementó el software *Visual Balan* (Samper *et al.*, 1997)

con el fin de obtener un balance más detallado y corroborar los valores de recarga obtenidos con el *EasyBal*. Este programa realiza balances de agua en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero utilizando un entorno interactivo de entrada de datos y postproceso de resultados. Los términos fundamentales del balance son las entradas por precipitación y riegos, las salidas por escorrentía superficial, evapotranspiración, intercepción, flujo hipodérmico y flujo subterráneo, y la variación del contenido de humedad del suelo y de la zona no saturada y del nivel de agua en el acuífero. El programa evalúa cada uno de esos términos de forma secuencial, comenzando por la precipitación y las dotaciones de riegos (si las hay), que son datos conocidos, continuando con la intercepción, la escorrentía superficial y la evapotranspiración real, y finalmente termina con la recarga en tránsito, que constituye la entrada de agua a la zona no saturada. En esta zona se evalúan primero las salidas subhorizontales por flujo hipodérmico y posteriormente la recarga al acuífero. El balance se realiza en periodos de tiempo de duración igual a un día (Samper *et al.*, 1997). Para calibrar los parámetros, y siempre teniendo en cuenta el modelo conceptual de funcionamiento del sistema, se intentó reproducir el freatigrama de datos medidos en ambas estaciones.

En esta Tesis, la evapotranspiración potencial (ETP) se calcula con el Método *Hargreaves* debido a la disponibilidad de datos en el *software Easybal* y por el Método *Penman-Monteith* (Caí *et al.*, 2007) en el *software VisualBalan*.

3.1.3.4. Hidroquímica de aguas subterráneas e isótopos ambientales

Si bien el tratamiento de información hidroquímica e isotópica no es un objetivo específico de la Tesis, se participó en el marco del proyecto PICT 2016, en la clasificación de las muestras de aguas subterráneas en diferentes UH para su posterior análisis. Además, los datos fueron un insumo para la caracterización hidrogeológica de los BBSS.

3.2. Tareas de campo

3.2.1. Análisis geomorfológico y estratigráfico

Las tareas de campaña abarcaron el control del mapeo geomorfológico y el análisis *in situ* de las características morfométricas obtenidas a partir de las tareas de gabinete, además del análisis de la estratigrafía aflorante. En especial se realizó el control de los límites de las unidades y sub-unidades geomorfológicas (UG y SUG respectivamente) mapeadas de la zona media a distal del mega-abanico y la caracterización de los elementos geomorfológicos que tipifican las UGs, particularmente las que corresponden al área cubierta por los BBSS.

Se realizaron dos campañas geológicas al área de estudio (diciembre de 2017 y noviembre de 2019) con el fin de observar mediante puntos de control, las características geomorfológicas mapeadas (Fig. 3.1

A). Se levantaron perfiles estratigráficos aflorantes utilizando las técnicas clásicas de la estratigrafía física en barrancas de ríos (Fig. 3.1 B), de arroyos y de canteras, y se practicaron muestreos de sedimentos siguiendo a Catt (1990). Se realizó además una perforación de investigación usando barreno manual hasta los 6 m de profundidad en un área clave de la zona distal del mega-abanico para corroborar su continuidad hasta el río Paraná en un área que corresponde a un bloque afectado por neotectónica (Bloque de Vera). Se extrajeron y describieron muestras cada 10 cm de avance y cada cambio litológico para obtener textura, color Munsell, estado de oxidación, trazas de material orgánico, presencia de concreciones y nódulos, rasgos edáficos. El análisis de textura se realizó en cada intervalo de 10 cm utilizando la técnica del sentido del tacto en el campo (Thien, 1979). Las principales unidades litológicas se diferenciaron siguiendo técnicas estratigráficas estándar. Las características sedimentarias y pedogénicas se documentaron siguiendo a Catt (1990). Debido a la disponibilidad limitada de datos cronométricos, se aplicaron criterios convencionales como relación estratigráfica, color, consolidación, carácter del suelo, etc. para determinar las edades relativas de las diferentes unidades del mega-abanico.

3.2.2. Ejecución de perforación exploratoria: Gato Colorado

Se realizó una campaña (junio de 2018) para la ejecución de una perforación de investigación a efectos de obtener información fehaciente de las características hidrogeológicas y sedimentológicas locales, y con fines a la correlación estratigráfica utilizando como base los antecedentes de la región. La ubicación de la misma se determinó previo análisis geológico y, considerando la extensión del área de los BBSS en el contexto de la sección distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento, definiendo el sitio de la perforación en la localidad de Gato Colorado (Santa Fe; 28°1'21.39"S/ 61°12'11.76"O).

La perforación de exploración de 9 pulgadas y 62 m de profundidad se realizó utilizando el sistema rotativo de inyección directa con la utilización de aditivos biodegradantes en el lodo de perforación, a fin de prevenir la contaminación de las muestras de sedimentos con minerales de la inyección (Fig. 3.1 C). Durante la ejecución se realizó la recuperación de muestras tipo *cutting* cada 2 m de avance de perforación y cada cambio litológico (Fig. 3.1 D). A fin de minimizar la mezcla con los niveles superiores se hizo circular la inyección durante 10 minutos previo al muestreo. Éste consistió en la recolección de *cutting* junto a la boca de pozo. Al avanzar en profundidad en la columna sedimentaria pudo comprobarse que la mezcla de niveles resultó casi inexistente. Se realizó el control *in situ* del avance de la perforación. Las 33 muestras obtenidas fueron descriptas, clasificadas y colocadas en bandejas seriadas de aproximadamente 500 g, que se embalaron y rotularon. Las descripciones se realizaron siguiendo técnicas estratigráficas estándar, como color, textura, etc. Finalizada la perforación, se practicó el perfilaje múltiple de pozo en la perforación. Se obtuvieron registros con las sondas de normal de corto y largo espaciamiento, potencial espontáneo y perfil de avance con un equipo de fabricación nacional de marca MPX 14, con toma de datos cada 0,10 m.



Fig. 3.1: Fotografías de algunas de las tareas de campo realizadas. **A:** Observación de características geomorfológicas ($29^{\circ}23'4.32''S$; $60^{\circ}33'36.70''O$). **B:** Levantamiento de perfil estratigráfico en barranca del río Calchaquí ($29^{\circ}52'6.85''S$; $60^{\circ}35'20.75''O$). **C:** Ejecución de la perforación de Gato Colorado ($28^{\circ}1'21.39''S$; $61^{\circ}12'11.76''O$). **D:** Muestras tipo cutting de arenas obtenidas entre los 42 y 56 m.b.b.p. de la perforación realizada. **E:** Medición de la profundidad del nivel de agua con una sonda en la perforación de Gato Colorado. **F:** Medidor digital de nivel de agua. **G:** Instalación del medidor en la perforación contigua a la de Gato Colorado. **H:** Realización de SEV ($29^{\circ}12'6.29''S$; $61^{\circ}24'47.99''O$).

Finalmente, la perforación fue sellada a los 30 m de profundidad a los fines de aislar la formación inferior de la superior de modo de instalar un sensor para el registro del nivel piezométrico de la formación inferior.

3.2.3. Análisis hidrogeológicos

Se realizaron dos campañas en el año 2017, en los meses de junio y septiembre, para muestro de agua subterránea y reconocimiento de la zona de estudio. Se partió del análisis previo de los antecedentes de los pozos existentes. En las perforaciones/pozos para abastecimiento de agua se midieron la profundidad del nivel de agua con una sonda piezométrica (Fig. 3.1 E), la conductividad eléctrica, pH y T° del agua, y se tomaron muestras de agua para análisis físico-químicos y de isótopos estables (^{18}O y ^2H). Las características de cada perforación (profundidad, filtro, etc.) fueron consultadas al dueño del establecimiento donde se encontraba cada una, de manera de lograr una correlación del muestreo de agua con las unidades lito-estratigráficas identificadas para la región por diversos autores. Sin embargo, en ocasiones la información era dudosa o inexistente. La cota de boca de pozo, necesaria para el cálculo de la cota del nivel piezométrico, se obtuvo del MDE validado en las tareas de gabinete. Dada la escala regional e integral del estudio, se considera una aproximación adecuada.

A fin de obtener información acerca de la variación temporal de los niveles de agua, se instaló un medidor digital de nivel y presión atmosférica (Diver y baro-diver) marca HOBO (Fig. 3.1 F), resistente a las altas salinidades presentes, en el acuífero libre, en un piezómetro de 6 m de profundidad realizada contigua a la perforación exploratoria de 62 m de Gato Colorado (Fig. 3.1 G). Previamente a la instalación de los mismos, se chequeó su correcto funcionamiento en las instalaciones del Centro de Informaciones Meteorológicas –CIM-FICH– de la UNL, que cuenta con una perforación de 6 m de profundidad. Además, se proyectó realizar la instalación de un Diver en el acuífero semi-confinado de la perforación de 62 m a fin de monitorear niveles en diferentes unidades hidrogeológicas, pero lamentablemente por vandalismo en la misma se perdió la perforación y con ella la posibilidad de obtener datos de niveles del acuífero semi-confinado.

3.2.4. Ejecución de sondeos eléctricos verticales

En diciembre de 2019 se realizó una campaña donde se ejecutaron cinco sondeos eléctricos verticales (SEVs), con un equipo perteneciente al Instituto Nacional del Agua – Centro Regional Litoral (Fig. 3.1 H), construido con una fuente de corriente conectada a baterías de 1.200 W que permitió obtener intensidades de hasta 1 Amper. Los electrodos de corriente A y B son de hierro, mientras que los de potencial M y N son de cobre para evitar la polarización de los mismos. La definición de los sitios de sondeo se realizó en base a los vacíos de información identificados en los antecedentes hidrogeológicos. Los SEVs realizados alcanzaron profundidades menores a 80 m. Para la parametrización de los perfiles geofísicos se utilizó la descripción estratigráfica de la perforación exploratoria de Gato Colorado.

Se aplicó el arreglo Schlumberger para la realización de los SEVs (Fig. 3.2), en el cual la inyección de corriente eléctrica al subsuelo es a través de un par de electrodos de corriente (AB) y otro par de electrodos de potencial (MN) colineales con AB, con los que se mide la diferencia de potencial eléctrico (Stefanescu y Schlumberger, 1930). La distancia entre los electrodos MN es pequeña comparada con la AB, y las mediciones consistieron en expandir la distancia entre los electrodos AB en forma regular a lo largo de un perfil hasta lograr la apertura que permite alcanzar la profundidad de investigación deseada. Para este caso, se incrementó la mitad de la distancia entre los electrodos de corriente ($AB/2$) hasta llegar a los 50-80 m de profundidad con el objetivo de llegar a la mayor profundidad posible según el equipo disponible y las condiciones del medio físico. Se tomaron de tres a cinco mediciones por punto, los cuales arrojaron valores similares y de buena calidad.

Para obtener el modelo de capas 1D se calculó manualmente la resistividad aparente para cada medición. Posteriormente se obtuvieron las curvas de resistividad aparente versus $AB/2$, y se obtuvo el modelo de resistividad eléctrica unidimensional, cuya respuesta ajusta con las curvas experimentales y los materiales sedimentarios de la perforación de investigación. Si bien las condiciones experimentales otorgaron buena calidad de los datos, se tuvo en cuenta que este método puede dar lugar a modelos diferentes desde curvas experimentales similares. En este caso los valores fueron muy consistentes, lo que redujo notablemente la variedad de modelos posibles.

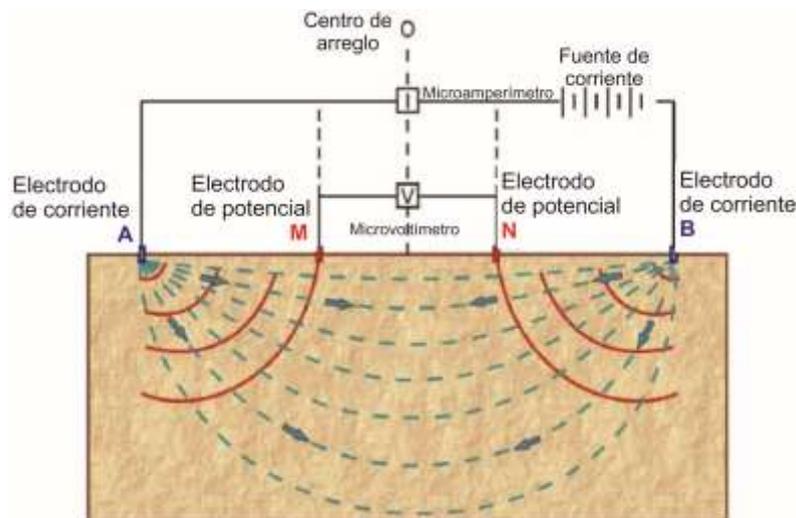


Fig. 3.2: Esquema de un sondeo eléctrico vertical con un arreglo de electrodos tipo Schlumberger.

3.3. Tareas de laboratorio

3.3.1. Sedimentología

Se analizaron en total 50 muestras de sedimentos provenientes de diferentes sitios del área de estudio. Estas muestras corresponden a: 7 de las diferentes subunidades geomorfológicas de la sección distal del

mega-abanico fluvial del Salado, 2 de paleocauces de dicho mega-abanico de la zona media a distal, 8 de sedimento de fondo actual de los ríos Salado, Bermejo, Dulce y Paraná próximos al área de estudio, y 33 de la perforación de investigación de Gato Colorado. Con el objetivo de generar información estratigráfica y sedimentológica complementaria se analizaron además las muestras de la perforación de investigación localizada en Fortín Tres Pozos (29°10'28.12"S; 61°11'56.79"O; Santa Fe, BBSS). La ejecución de esta perforación hasta los 30 m de profundidad en el año 2004 (PID'99, Dr. M. Iriondo), con obtención de testigos inalterados orientados por cada metro de avance de perforación y en cada cambio litológico, permitió un primer conocimiento acabado de la estratigrafía del sector distal del mega-abanico del Río Salado. Se analizaron bajo lupa binocular 100x los 30 testigos de dicha perforación, usando como base el trabajo de Iriondo (2007), y se separaron sub-fracciones para análisis sedimentológicos de rutina. Algunos de esos resultados se publicaron recientemente (Thalmeier *et al.*, 2021). Esto permitió contar con información clave a la hora de interpretar los resultados de la perforación de Gato Colorado y para un mejor análisis de los antecedentes de perforaciones de la región.

Las muestras de sedimentos se procesaron de acuerdo con los métodos estándar descritos por Tucker (1988) para el análisis del tamaño de grano y la mineralogía de las diferentes fracciones granulométricas. En un principio, cada muestra se describió macroscópicamente (Fig. 3.3 A), se secó (Fig. 3.3 B) y luego se separaron 50 g de la misma. El procedimiento empleado para la separación de arenas y finos para el posterior análisis de los componentes mineralógicos, se describe a continuación:

1. En el caso de las muestras compactas como por ejemplo las muestras secas con gran contenido en arcillas o las provenientes de los testigos, se molieron suavemente empleando un mortero con pilón de goma, de manera de disgregar la muestra y mantener la integridad física de los granos minerales (Fig. 3.3 C). Se tomó una fracción de 50 g de muestra cuarteada y seca. La temperatura de secado de las mismas siempre fue menor a 50 °C en estufa para evitar la desestabilización de la estructura de las arcillas y su química.
2. Luego se eliminó la materia orgánica mediante H₂O₂ al 30 % en frío y en caliente (baño maría) y se cuantificó su contenido por diferencia de pesaje (Fig. 3.3 D).
3. Para la eliminación de CaCO₃ se utilizó HCl 1 N. Al igual que la materia orgánica, se cuantificó mediante diferencia de pesaje de la muestra.
4. Se centrifugó la muestra con agua destilada para lavarla y eliminar sales, y se secó en estufa a temperatura < 50 °C (Fig. 3.3 E).
5. Posteriormente se tomó una fracción de 30 g de esa muestra pre-tratada. Se agregaron 80 ml de hexametáfosfato de sodio al 5 % y se enrasó a 1 l. Se dejó reposar la muestra por 12 h y se agitó mecánicamente (usando batidora eléctrica a la menor velocidad).
6. Una vez agitado, se pasó a la muestra en húmedo por un tamiz N° 230 (equivalente a 63 µm) (Fig. 3.3 F). La muestra que quedó retenida (arenas) se lavó con agua destilada hasta su total eliminación de finos y se secó (Fig. 3.3 G).



Fig. 3.3: Fotografías de algunos de los procedimientos de laboratorio. A: Muestra de sedimentos de la perforación de Gato Colorado (muestra GC28) para su descripción macroscópica. B: Secado de las muestras previo al tratamiento de las mismas. C: Molienda de muestras con pilón de goma. D: Eliminación de la materia orgánica mediante H_2O_2 . E: Centrifugación de muestras. F: Muestra en húmedo, pasada por tamiz N°230. G: Muestra retenida en el tamiz N°230 y recolección de finos. H: Muestras pre-tratadas, listas para su envío al Laboratorio de Arcillas. I: Descripción cuali y cuantitativa de arenas bajo microscopio de polarización.

7. La muestra que pasó por el tamiz fue recolectada para el análisis de limos (63-4 μm) y arcillas (< 4 μm), de acuerdo con la clasificación granulométrica internacional usada en Geología y siguiendo la escala de Wentworth (1922). Esta muestra se evaporó hasta la totalidad y secó en estufa (< 50° C). De esta manera los sedimentos finos (limos y arcillas) quedaron listos para su envío al Laboratorio de Arcillas del CICTERRA UNC para los análisis de difracción de rayos X (DRX; Fig. 3.3 H).
8. Posteriormente, las arenas secas se tamizaron en seco mediante una pila de tamices en máquina de tipo Ro-Tap para separar las diferentes fracciones. Se utilizó una pila de tamices en el siguiente orden: N° 35, N° 60, N° 120, N° 230. Si bien todas las fracciones son de interés porque se observaron en lupa binocular de 100x, la de mayor importancia es la retenida por el tamiz N° 230, la cual corresponde a la fracción arena muy fina (125-63 μm). Esta fracción en general corresponde a la fracción modal de arenas en estos ambientes y es la analizada en el microscopio de polarización para su descripción cuali y cuantitativa (Fig. 3.3 I).
9. Los 20 g que quedaron sin la separación en fracciones se guardaron para el análisis en particulómetro láser y cualquier otra técnica donde se requiera la muestra total pre-tratada.

La granulometría fue determinada mediante metodología estándar (Tucker, 1988) y granulómetro laser marca Horiba LA910 del Laboratorio de Sedimentología de la FICH-UNL.

Los análisis semicuantitativos de arcillas finas se llevaron a cabo siguiendo la técnica de Moore y Reynolds (1997) para la fracción < 2 μm , que fue previamente separada por centrifugado en el Laboratorio de Arcillas del CICTERRA. A partir de los datos de DRX (radiación CuK α y filtro de Ni) de muestras orientadas y glicoladas de arcillas, y mediante el *software HighScore Plus*, se realizaron los análisis cuali y cuantitativos de los diagramas obtenidos para determinaciones mineralógicas.

El estudio mineralógico de la fracción gruesa de las muestras analizadas se centró en la fracción modal de arenas (arena muy fina: 63-125 μm) utilizando métodos ortoscópicos y conoscópicos con un microscopio polarizador Nikon (técnica de grano suelto), utilizando eugenol como líquido de inmersión ($n = 1.54$). Se contaron un mínimo de dos preparaciones por muestra y 500 granos de arena para cada una de ellas. Los porcentajes mineralógicos expresados en los resultados de los perfiles sedimentarios reconstruidos a partir de las perforaciones de investigación analizadas corresponden al promedio del conjunto de muestras para cada formación geológica identificada. Los resultados del recuento mineralógico por muestra analizada son presentados en otras figuras. Bajo lupa binocular Nikon de 100X se realizó la descripción morfoscópica de la fracción modal de arenas.

3.3.2. Análisis micromorfológicos de cortes delgados

Las descripciones de los análisis micromorfológicos de dos cortes delgados de un paleosuelo observado en los testigos de la perforación exploratoria de Fortín Tres Pozos siguieron la metodología de Loaiza

et al. (2014) para micromorfología de suelos y técnicas complementarias. Estas descripciones se basaron en la morfología observada, usando la terminología basada en el análisis de muestras de suelos. Principalmente se tuvieron en cuenta el esqueleto de la muestra, es decir, los minerales heredados del material parental no afectados por los procesos edáficos; y el plasma, material removido, reorganizado y/o concentrado, según los distintos procesos edáficos. La fábrica (disposición espacial de clastos y huecos) y la estructura (tamaño, forma y disposición de clastos y huecos asociados) como resultado de la interacción del esqueleto y plasma, también formaron parte del análisis para interpretar los rasgos pedológicos. Éstos constituyen concentraciones de plasma alrededor de granos del esqueleto o tapizando huecos, observándose entre los planos de separación, cutanes (acumulaciones de plasma originados por edafización). Se distinguen según su composición argillanes y ferriargillanes.

3.3.3. Hidroquímica

Se midieron en el campo la temperatura, el pH, la conductividad eléctrica (CE) y, cuando fue posible, la alcalinidad. La alcalinidad debida a carbonato y bicarbonato se analizó in situ mediante la técnica de titulación con un ácido fuerte de normalidad conocida y fenolftaleína y verde de bromocresol como indicadores de volteo. La misma determinación se llevó a cabo en el laboratorio con fines de control. La dureza por Ca^{+2} y Mg^{+2} se analizó in situ mediante la técnica de titulación con reactivo ácido tetracético de etilendiamina (EDTA).

Las muestras de aguas subterráneas y superficiales para análisis químico obtenidas en las campañas se almacenaron a temperatura ambiente en botellas plásticas de alta densidad de 1 l y fueron debidamente selladas. Las determinaciones analíticas de componentes mayoritarios, se realizaron en el Laboratorio de Química Analítica de la Universidad Nacional del Litoral (Santa Fe, Argentina). Las muestras de agua superficial se filtraron con filtros PES de 0,45 μm . Se siguieron los métodos estándar para los análisis de aguas de la 22^a edición del libro *American Public Health Association* (APHA, 2012). Los aniones principales Cl^- , SO_4^{2-} , se analizaron por cromatografía iónica, los cationes principales Na^+ y K^+ por fotometría, Ca^{+2} por titulación y Mg^{+2} por diferencia de concentración.

El oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y el hidrógeno ($\delta^2\text{H}$) en muestras de aguas superficiales y subterráneas se determinaron con un espectrómetro de anillo de cavidades por el Grupo de Estudios Ambientales de la Universidad Nacional de San Luis, Argentina. Los contenidos de oxígeno e hidrógeno se informan en la notación δ habitual relativa al agua oceánica media estándar de Viena (V-SMOW) después de las correcciones para la memoria entre muestras y la normalización a la escala VSMOW2-SLAP2 utilizando LIMS para láseres 2015. La incertidumbre analítica típica de los valores reportados es aproximadamente $\pm 0.15 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 1.0 \text{ ‰}$ para $\delta^2\text{H}$. Los resultados se discuten en base a las publicaciones de Plata (1994), Mook (2002) y Kendall y McDonnell (2003).

Para la caracterización hidroquímica e isotópica, las muestras se asignaron a una unidad hidrogeológica de acuerdo con la profundidad de muestreo en relación con el espesor de la unidad. Dado que los intervalos de selección eran desconocidos en la mayoría de los pozos, se supuso que la profundidad de muestreo era igual a la profundidad del pozo. La mayoría de las muestras representan mezclas de aguas subterráneas que fluyen a distintas profundidades. Probablemente muchos de los pozos muestreados están completamente ranurados, por lo tanto, puede haber alguna distorsión en la interpretación de los resultados al asignar tipos hidroquímicos a una profundidad determinada. No se utilizaron todos los parámetros en este trabajo.

Los métodos utilizados son los siguientes: (a) Diagramas de tortas para identificar los tipos químicos de las aguas superficiales y subterráneas; (b) Cálculos estadísticos básicos para determinar rangos de concentración; (c) diagramas de Schöeller-Berkaloff para explorar agrupaciones geográficas y singularidades; (d) Métodos de gráficos bivariados, es decir, análisis de relaciones iónicas para identificar el origen de los iones principales en las aguas subterráneas y posibles procesos de transformación que podrían modificar la composición química de las aguas estudiadas.

El procesamiento de datos hidroquímicos se realizó con el software libre INAQUAS V2.0 (Moreno *et al.*, 2015) e EASYCHIM (Vázquez Suñé, 2012).

3.4. Integración de los resultados geológicos e hidrogeológicos

3.4.1. Procesamiento de la información geológica obtenida

Los modelos constituyen simplificaciones de la realidad que permiten comprender mejor el comportamiento o funcionamiento de un sistema (Bozzano *et al.*, 2000). El modelo geológico representa el esquema de la distribución espacial de los estratos, los elementos tectónicos, las características geomorfológicas y sedimentológicas, entre otras. El primer paso en la elaboración de un modelo geológico es caracterizar correctamente el lugar y definir unidades con comportamiento similares (Anonymous, 1972; 1976). En este caso, luego de la recopilación de la información antecedente, se determinó el MDE SRTM validado como límite superior del modelo, el cual constituye la superficie topográfica sobre la que se “atan” los resultados tanto geomorfológicos como estratigráficos. Los resultados geomorfométricos y geomorfológicos obtenidos a partir de los procesamientos de imágenes satelitales y MDEs permitieron la distinción de los distintos sectores o unidades geomorfológicas que se establecen en la caracterización geológica de los BBSS, mediante los mapas generados. Además, las características estructurales inferidas a través de los mencionados procesamientos, y mapeados junto con la geomorfología, contribuyeron a determinar la distribución espacial de los diferentes ambientes morfo-sedimentológicos dentro del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento y de la cuenca de antepaís andina. Por otro lado, los resultados sedimentológicos de las muestras analizadas permitieron

reconocer formaciones y un primer abordaje de las variaciones lito-estratigráficas que presenta la región de los BBSS, enmarcada dentro del sistema de mega-abanico. Estos resultados sumados al análisis de perforaciones existentes, posibilitaron generar las correlaciones estratigráficas para determinar la distribución areal de las formaciones que constituyen el modelo geológico en el contexto de cuenca de antepaís. A través de esta información se puede desarrollar un modelo geológico conceptual (Fookes, 1997) que resulte de gran utilidad para el desarrollo del modelo hidrogeológico.

3.4.2. Construcción del modelo conceptual y numérico hidrogeológico

3.4.2.1. Etapas en la construcción del modelo hidrogeológico

Un modelo conceptual de un sistema hidrogeológico es una representación del medio físico real, donde los antecedentes y datos de campo asociados están organizados de tal manera que el sistema se puede analizar más fácilmente para exponer la dinámica de los flujos subterráneos y sus vínculos con los cuerpos de agua superficiales y los aportes desde la atmósfera (Anderson y Woessner, 1992; Anderson *et al.*, 2015). Como es de esperar, la calidad de los modelos hidrogeológicos obtenidos depende de la calidad de la información disponible para su construcción, la que a su vez está limitada por la disponibilidad de recursos financieros. Se debe destacar que un modelo hidrogeológico admite numerosas interpretaciones cualitativas y subjetivas, y la prueba de su validez sólo se logra mediante la aplicación de técnicas de investigación específicas. Con relación a la certidumbre de los modelos conceptuales, puede ocurrir que nueva información invalide un modelo conceptual original, indicando esto que no es posible construir un modelo hidrogeológico exacto. Incluso para un mismo sistema es posible elaborar varios modelos conceptuales (Bredehoeft, 2005; Carrera Ramírez y Sánchez Vila, 1994). Se debe tener presente que un modelo hidrogeológico es una simplificación de la complejidad del mundo real, y por lo tanto conlleva diferentes grados de incertidumbre y limitaciones, que de ninguna manera invalidan su aplicación y utilidad como herramienta de análisis, planificación y gestión. Estas incertidumbres y limitaciones motivan que los resultados finales de los modelos de simulación no constituyan verdades absolutas, más bien habría de esperar que los resultados numéricos no sean exactos: lo que se busca en un proceso de modelación es una estructura de modelo coherente con los datos y antecedentes disponibles, y que el modelo esté calibrado en forma adecuada para que los resultados tengan el menor grado de incertidumbre (Carrera Ramírez y Sánchez Vila, 1994; Rodríguez y Vives, inédito).

La construcción del modelo numérico de flujo de agua subterránea se realizó siguiendo las etapas del esquema de la Figura 3.4. La primera etapa consistió en la construcción del modelo conceptual de funcionamiento del sistema de agua subterránea desarrollado a partir de la recopilación de datos disponibles y estudios de antecedentes, los resultados de campo/laboratorio y la integración de todos ellos, sobre la base de la construcción del modelo geológico. En esta etapa se identifican las

características y estructura más relevantes del sistema, tales como la litología dominante, los espesores, la geometría, continuidades y estructuras de los acuíferos, las unidades confinantes, la dinámica del flujo subterráneo, la zonificación de la recarga y de la descarga, entre otros, de manera que se pueda identificar los límites, las características y el comportamiento del acuífero a estudiar (Carrera Ramírez y Sánchez Vila, 1994; Córdoba *et al.*, 2013). Con esta previsualización se identifica al sistema de flujo característico, el cual es esencial para entender el movimiento del agua a través del sistema hidrogeológico. El modelo conceptual refleja en forma simplificada el conocimiento sobre el funcionamiento del sistema real que se intenta caracterizar y constituye la base para la posterior modelación numérica.

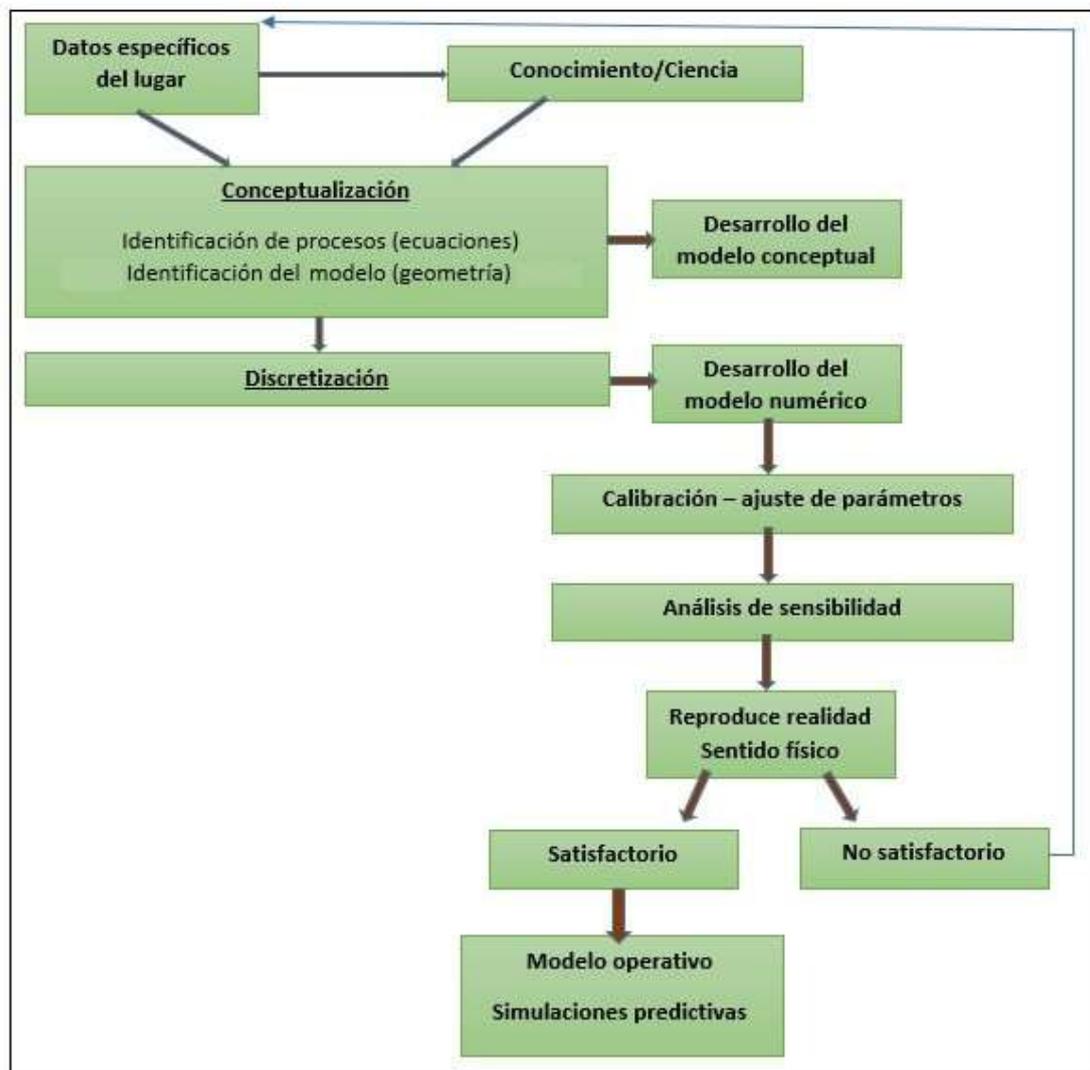


Fig. 3.4: Esquema que muestra la metodología para la modelación numérica del flujo subterráneo (modificado de Carrera Ramírez y Sánchez Vila, 1994).

Como segunda etapa, una vez definido el modelo conceptual del sistema, se construyó el modelo numérico. Esto implicó establecer su estructura, lo que requirió definir su dominio espacio-temporal, establecer la discretización del mismo, las condiciones de contorno, y la zonificación de los parámetros

hidráulicos y condiciones de borde internas. El área de estudio se transforma en un conjunto de puntos discretos donde posteriormente se calculan los niveles piezométricos. La estructura del modelo se define entonces, a través de las ecuaciones que describen el flujo, las capas a ser simuladas, el régimen de explotación, las condiciones de borde que definen el comportamiento de los bordes del área a modelar, etc. (Carrera Ramírez y Sánchez Vila, 1994; Anderson *et al.*, 2015).

Las unidades hidrogeológicas a menudo tienen características que las hacen difíciles o imposibles de representar con cualquier modelo, por ejemplo, pueden ser muy delgadas o discontinuas. Estas limitaciones pueden reducirse o evitarse refinando la discretización con la que se particiona el dominio a modelar. Sin embargo, una discretización de mayor de mayor detalle puede implicar tiempos de ejecución prolongados que demorarían las ejecuciones del modelo necesarias para comprender la dinámica del sistema y la relación de los resultados del modelo a los datos de calibración (Anderman y Hill, 2000).

La construcción del modelo y las simulaciones numéricas se realizaron mediante la interfase gráfica GMS V.10.1 - *Groundwater Modelling System* (Aquaveo, 2007), en la que se implementó la estructura multicapa del modelo conceptual, basada en las UH identificadas. En este sentido, se cargó manualmente la información geológica a través de la información de base/techo, espesor, cota y coordenadas de cada perforación, además de información distribuida linealmente (drenes/ríos) y arealmente (zonificación de propiedades hidrogeológicas y recarga). En este caso se utilizó MODFLOW-2005 (McDonald y Harbaugh, 1988; Harbaugh, 2005), el cual es un código de simulación del flujo subterráneo de uso muy extendido para abordar una gran variedad de condiciones geológicas/hidrogeológicas y escalas espaciales.

Se discretizó el modelo hidrogeológico mediante una grilla cuadrada de 1.500 m, con el módulo HUF (Anderman y Hill, 2000). Este es un módulo de flujo interno alternativo que permite definir la geometría vertical del sistema hidrogeológico a través del techo y los espesores de las unidades hidrogeológicas independientemente de la grilla 3D, asociándole un material al que se le asignan las propiedades hidráulicas (Anderman y Hill, 2000). Así, el módulo HUF calcula las propiedades hidráulicas efectivas para las capas del modelo en función de las propiedades hidráulicas de las unidades hidrogeológicas, que se definieron como parámetros (Harbaugh *et al.*, 2000). El modelo tiene una extensión de 155.827 km². Esta superficie excede a la cuenca hídrica superficial de los BBSS porque se consideraron condiciones de borde hidrogeológicas fuera de los límites de los BBSS para que no influyan en la circulación de flujos subterráneos naturales en el área de interés.

Luego se realizó la calibración del modelo numérico en régimen de flujo estacionario. Se ajustaron los valores de los parámetros que condicionan el comportamiento del sistema, por ejemplo, la conductividad hidráulica de los acuíferos, las conductancias de los ríos y drenes, con el objetivo de lograr un buen

ajuste entre los valores de niveles piezométricos observados para cada UH del sistema acuífero y los calculados por el modelo. A medida que el proceso de calibración avanza, el modelo conceptual inicial puede sufrir modificaciones que surgen del análisis de los resultados que se van obteniendo del modelo numérico, en un proceso de retroalimentación. Este proceso de calibración permitió junto con valores de estadísticos y un balance de masas coherentes, comprobar la plausibilidad del modelo conceptual propuesto inicialmente.

El modelo numérico está sujeto a incertidumbres debidas a la falta de datos completos de ciertos parámetros, no debiendo perderse de vista que un modelo es solo una aproximación simplificada de una realidad compleja (Carrera Ramírez y Sánchez Vila, 1994). Los errores involucrados en el modelo numérico final son evaluados a través de un análisis de sensibilidad del modelo a ciertos parámetros significativos, lo que permite cuantificar estas incertidumbres. Es decir, el análisis de sensibilidad es el proceso mediante el cual se analiza la modificación en los resultados del modelo respecto al obtenido con el modelo calibrado en respuesta al cambio de un parámetro dentro de un rango razonable y realista. El objetivo de este proceso es analizar cuantitativamente el efecto de la incertidumbre cuantitativa de los parámetros, y poder así determinar cuáles parámetros son los que tienen mayor incidencia en los resultados (Anderson *et al.*, 2015).

Una vez definido el modelo conceptual y su correspondiente modelo numérico se procede a realizar la simulación o predicción de la evolución futura para los diferentes escenarios que se contemplan. Los resultados de la simulación se deben complementar con el correspondiente análisis de incertidumbre. Sin embargo, en el presente trabajo los pasos desarrollados llegaron hasta el análisis de sensibilidad y la evaluación de su incertidumbre, y no se realizaron las simulaciones predictivas, estando previstas en el futuro.

3.4.2.2. Ecuación del flujo de agua subterránea

En sistemas complejos, el modelado hidrogeológico requiere de métodos numéricos para proporcionar una representación adecuada del subsuelo y una base adecuada para la simulación de los procesos de flujo y transporte. El modelo numérico del flujo de agua subterránea permite describir la física del flujo dentro de la cuenca mediante la solución de una ecuación matemática que puede evaluarse mediante técnicas numéricas (Foley *et al.*, 1993).

La ecuación de estado que gobierna el flujo de agua subterránea en un medio tridimensional (x, y, z), heterogéneo y anisótropo, y con aportes externos, es la Ecuación (3.5) de Harbaugh (2005):

$$Ss \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + / - W \quad (3.5)$$

Donde:

K_{xx}, K_{yy}, K_{zz} = Conductividades hidráulicas a lo largo de los ejes x, y, z que se asumen paralelos a los ejes principales de anisotropía [$L/T = m/d$].

h = Carga hidráulica [m].

W = Flujo volumétrico por unidad de volumen que representa las fuentes y/o sumideros de agua [$L^3/L^3T = 1/d$].

S_s = Almacenamiento específico del material poroso [$1/L$].

t = Tiempo [d].

3.4.2.3. Condiciones inicial y de contorno

La condición inicial del sistema corresponde a

$$h(x, y, z, t = 0) = h_0(x, y, z) \quad (3.6)$$

Las condiciones de contorno utilizadas son las siguientes:

- a) Condición de Dirichlet – bordes con H prescrito, en el cual la carga hidráulica es independiente de las condiciones de flujo en el acuífero (por ejemplo, mar, lago, etc.):

$$h(x_i, y_i, z_i, t) = H \quad (3.7)$$

- b) Condición de Neumann – bordes de flujo prescrito, en el cual se impone el valor del caudal normal al borde en término numéricos:

$$Q(x_i, y_i, z_i, t) = Q \quad (3.8)$$

Donde Q es el caudal que se impone en el punto $i(x_i, y_i, z_i)$ y el tiempo t del modelo. Este es el caso del contacto del acuífero con un borde impermeable, una falla, una capa confinante, un afloramiento del acuífero y/o una extracción de agua con una cantidad definida de flujo (pozos, drenes).

- c) Condición Mixta o de Cauchy, donde:

$$-q(x_i, y_i, z_i, t) = \alpha (H(x_i, y_i, z_i, t) - h(x_i, y_i, z_i, t)) \quad (3.9)$$

Donde: $q(x_i, y_i, z_i, t)$ es un caudal en el punto $i(x_i, y_i, z_i)$ y el tiempo t del modelo resultante de la ecuación de Darcy; α es un coeficiente de goteo, o la conductancia hidráulica (Ch), definida en i ; H y h son un nivel impuesto y un nivel calculado en el modelo en el punto i y el tiempo t ,

respectivamente. Esta condición se suele aplicar para relaciones entre el sistema acuífero modelado y cuerpos de aguas, ya sean superficiales o subterráneos.

En el caso del modelo presentado en la Tesis, la representación de ríos se realizó con el módulo *RIVER*, que es una implementación particular de la Condición de Cauchy, en la que la conductancia hidráulica (*Ch*) de los mismos se calcula mediante la fórmula (Harbaugh *et al.*, 2000):

$$Ch = \frac{Ke \times L \times W}{M} \quad (3.10)$$

Donde *Ch* es la conductancia hidráulica (m²/d), *Ke* es la conductividad hidráulica vertical del material del lecho (m/d), *L* es la longitud del curso en la celda (m), *W* el ancho del curso en la celda (m), y *M* el espesor del material del lecho del río (m).

Los demás parámetros del módulo *RIVER* se adoptaron según las cotas de pelo de agua y del lecho en cada extremo de cauce, extraídas del MDE y comparadas con valores promedio de nivel de las estaciones hidrométricas de diferentes fuentes. Las cotas del pelo de agua y del lecho en los puntos internos del tramo de cauce, se definieron a partir de la variación lineal entre los respectivos valores establecidos en los extremos. Los valores de la conductividad hidráulica del lecho de los cursos de agua se adoptaron en función de los sedimentos que conforman los mismos; en los cursos de mayor recorrido se consideró una disminución de las conductividades hidráulicas hacia aguas abajo.

Los canales principales de drenaje de la zona de estudio fueron representados mediante el módulo *DREN*. La cota del fondo del dren se interpoló del MDE validado menos la profundidad de los canales obtenidos de los antecedentes. La conductancia hidráulica de los mismos se definió a partir de la conductividad hidráulica vertical del material del lecho, la longitud y ancho del canal, y el espesor del material del lecho (ecuación 3.10).

3.4.2.4. Tiempo de tránsito en el patrón de flujo resultante

El tiempo de tránsito en el patrón de flujo subterráneo fue calculado con MODPATH (Pollock, 1994), sobre los resultados de MODFLOW. MODPATH es un código de postproceso, que permite definir líneas de flujo a partir del desplazamiento de partículas. Se basa en la información de salida de simulaciones en estado estacionario obtenidas por el código MODFLOW. MODPATH usa un esquema semi-analítico de rastreo de partículas, basándose en la hipótesis de que cada componente de velocidad direccional varía linealmente dentro de una celda en su propia dirección de coordenada. Por lo tanto, el tiempo de tránsito es calculado por un código de rastreo de partículas que calcula el desplazamiento y tiempos de viaje de las partículas dentro del flujo subterráneo.

3.4.2.5. Estadísticos

Los estimadores estadísticos adoptados para evaluar los resultados de la modelación y también la sensibilidad de los valores de nivel piezométrico del modelo a diferentes parámetros hidráulicos son:

- a) Residuo medio (RM): error medio de las observaciones. Sumatoria de las diferencias absolutas entre los niveles calculados (h_{cal}) y los observados (h_{obs}) entre el número de observaciones totales (N_{obs}):

$$RM = \frac{1}{N} \sum_i^{N_{obs}} (h_{cal} - h_{obs}) \quad (3.11)$$

- b) Residuo medio absoluto (RMA): distancia promedio de los valores de error absoluto para las observaciones:

$$RMA = \frac{\sum_i^{N_{obs}} (h_{cal} - h_{obs})}{N_{obs}} \quad (3.12)$$

- c) Raíz del residuo medio cuadrático (RMSE): considerado el valor eficaz como la raíz de la suma del cuadrado de los errores de las observaciones.

$$RMSE = \left[\frac{1}{N_{obs}} \sum_i^{N_{obs}} (h_{obs} - h_{cal})^2 \right]^{1/2} \quad (3.13)$$

- d) RMSE normalizado:

$$NRMS(\%) = \frac{RMS}{N_{Max.Obs} - N_{Min.obs}} \times 100 \quad (3.14)$$

Capítulo 4: Resultados de la caracterización geológica de los Bajos Submeridionales

Una caracterización de la geología regional y local es necesaria para una mejor comprensión de los elementos del paisaje, los cuerpos sedimentarios, sus características estructurales y la variación espacial de sus principales propiedades. Una representación adecuada de todas estas características es esencial además en el proceso de comprensión de la génesis de las condiciones estáticas de los acuíferos imperantes, las cuales luego deberán sustentar cualquier interpretación dinámica de los mismos (*Schlumberger glossary*).

Previo a la publicación reciente de Thalmeier *et al.* (2021), en la literatura geológica no existía un análisis completo del Cuaternario de la región que enmarca lo que en la geografía local se conoce como BBSS. Las razones sobre el desconocimiento geológico de la región, en comparación con otras disciplinas, radican en la falta generalizada de perfiles sedimentarios potentes aflorantes a lo largo de este sector de la llanura chaqueña, en la monotonía del paisaje y en la escasa infraestructura para el acceso a zonas de interés, además del limitado reconocimiento de la importancia de la geología del Cuaternario en ambientes de llanura. Para un análisis de la geología de dicha región es imprescindible investigar el sistema morfosedimentario que comprende a los BBSS y que corresponde al mega-abanico fluvial del Salado-Juramento en el marco de la cuenca de antepaís andina. Ello permite un primer análisis de la dinámica del paisaje y la generación de un primer bosquejo estratigráfico del Cenozoico tardío de la región.

Los trabajos pioneros de Iriondo (1984; 1987; 1993; 1997; 2007; 2010; 2011) en la llanura chaqueña constituyeron la base para la caracterización geológica de la zona de estudio. Una integración de antecedentes, juntamente con algunos datos geológicos producidos en el marco de esta Tesis, se publicaron en Thalmeier *et al.* (2021). Dicha publicación presenta un detallado estudio de la bibliografía internacional sobre mega-abanicos y un primer análisis de la geomorfología, la geología del Cuaternario y la evolución del mega-abanico del Río Salado-Juramento durante el Cuaternario Superior. La llanura Chaco-Pampeana exhibe un variado conjunto de geoformas resultantes de procesos exógenos y endógenos y complejas columnas sedimentarias generadas en un determinado contexto ambiental y climático del Cuaternario, en el cual la neotectónica tuvo un rol importante (Kröhling, 1999; Iriondo y Kröhling, 2007; Kröhling y Brunetto, 2013; Kröhling *et al.*, 2013; Brunetto *et al.*, 2017).

En este capítulo se reproducen parte de los resultados de Thalmeier *et al.* (2021), centrados en la investigación del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento a fin de caracterizar el área de los BBSS. A su vez, los rasgos tectónicos principales reconocidos en el mapeo geomorfológico adquieren gran importancia para interpretar el condicionamiento que imponen en el patrón de flujo regional del sistema de agua subterránea. Además, se presenta un análisis de la dinámica del río Salado a partir del análisis

de mapas históricos entre 1616-1911, incluyendo resultados sedimentológicos de las arenas fluviales en el área de estudio, con fines al estudio de las fuentes de procedencia de sedimentos fluviales/aluviales de la llanura chaqueña. Esto contribuye a un primer análisis del transporte, dispersión y almacenamiento de sedimentos en el sistema del mega-abanico, y a una primera caracterización de las formaciones que componen las secuencias sedimentarias distales del mega-abanico y de las unidades geomorfológicas asociadas en el entorno de los BBSS. Se incluye además una integración de la información existente de perforaciones profundas de YPF y de las realizadas con fines hidrogeológicos por Stappenbeck (1926), DNGyM (1965), INCYTH (1987) e INA (2002) para el análisis estratigráfico del Cenozoico tardío.

Información inédita generada enteramente en el marco de esta Tesis es la reconstrucción de la columna sedimentaria de la perforación de investigación de Gato Colorado, ejecutada en el NO de los BBSS. Estos datos, junto a información relativa a otras perforaciones de investigación en la región, permiten un análisis preliminar de la estratigrafía del Cenozoico y de la configuración de la cuenca sedimentaria de antepaís.

Con el presente capítulo se pretende ordenar, sobre una base coherente e integrada, la información antecedente más la generada sobre la geomorfología, sedimentología, estratigrafía y neotectónica, a fin de aportar un marco geológico sólido para el análisis hidrogeológico del área de estudio, de manera que permita suministrar información integrada aplicable a planes de uso, manejo y conservación de aguas subterráneas y del paisaje, además de constituir un marco para futuras reconstrucciones paleoambientales. En la medida que se conozca mejor la evolución de una región en el transcurso del tiempo geológico, mejor preparación se tendrá para evaluar y hacer uso racional de los recursos. Los siguientes resultados, se obtuvieron aplicando la metodología presentada en el capítulo 3.

4.1. Resultados geomorfométricos

La caracterización de las propiedades del relieve se realizó mediante técnicas geomorfométricas (Chorley, 1957; Felicísimo, 1994) aplicadas en los MDE de diferentes tipo y resolución, como el SRTM (90 m) y ALOS PALSAR (12,5 m). Se obtuvieron de esta manera los parámetros básicos y sus respectivos mapas derivados, como resultado de la aplicación de algoritmos matemáticos sobre el MDE en programas de computación libres (QGIS y GRASS GIS). Estos parámetros incluyen las propiedades areales (formas en planta y las dimensiones de las cuencas de drenaje), las propiedades del relieve (rasgos topográficos), y las propiedades de la red de drenaje que involucran los aspectos topográficos y geométricos de los cauces de la red de drenaje (Strahler, 1958; Summerfield, 1991).

Ante la necesidad de extraer cotas altitudinales en la caracterización del relieve, se realizó un análisis estadístico de las diferencias o residuales (media, desvío, máximos y mínimos) en el MDE SRTM para

determinar su precisión (Fig. 4.1). La desviación estándar obtenida entre los puntos de control del IGN y los del MDE, es de 1,84 m.

En la Figura 4.2 se observa el análisis estadístico entre las diferencias altimétricas del MDE SRTM 90 m y los puntos de la red geodésica del IGN para la región de estudio. Mientras que el MDE ALOS PALSAR sólo se utilizó para resaltar las formas del relieve a mayor resolución.

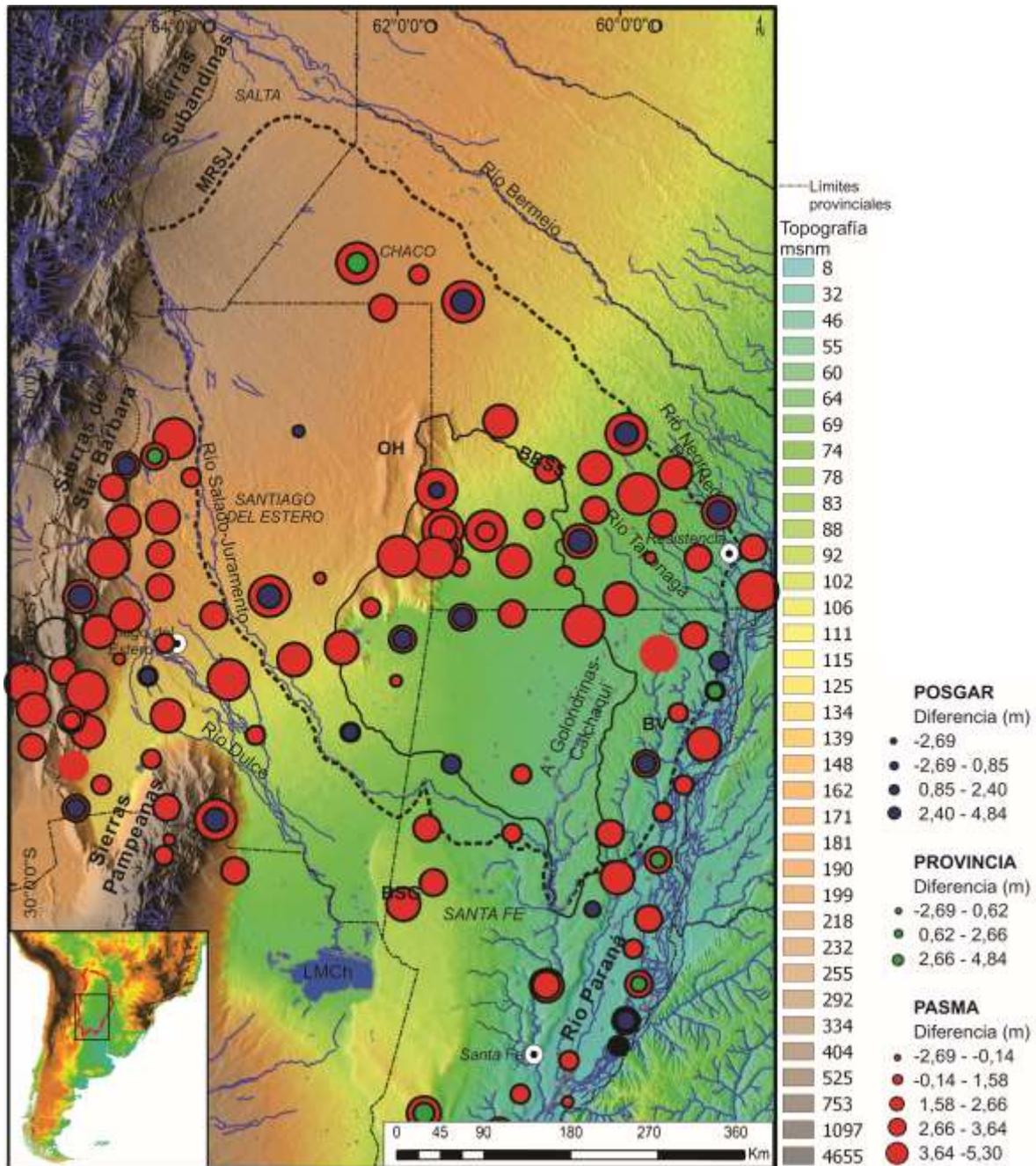
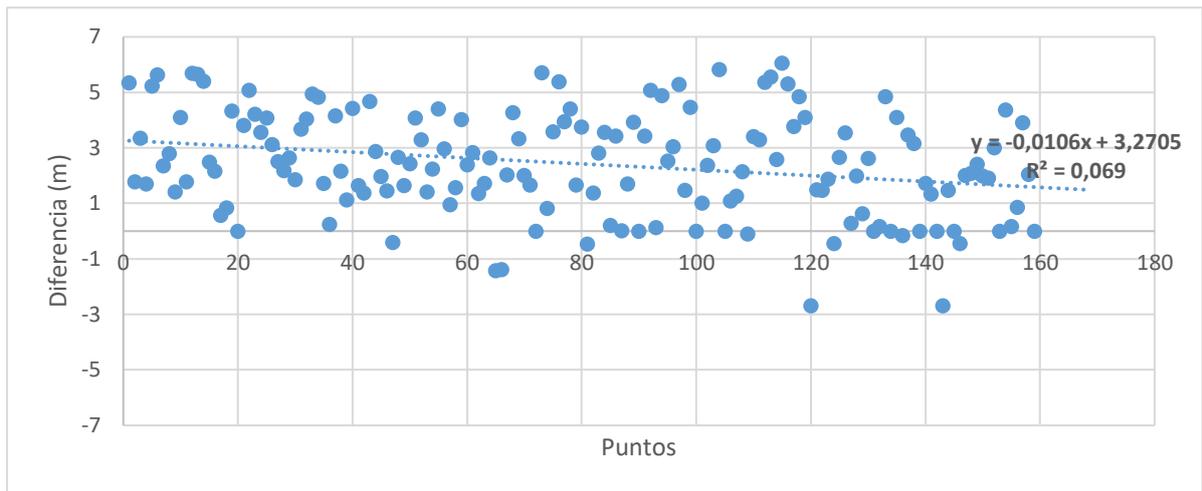


Fig. 4.1: Puntos geodésicos de la red de medición del IGN sobre el MDE SRTM. En colores azul, verde y rojo las Redes POSGAR 07, Provinciales y PASMA respectivamente. Notar la diferencia altimétrica entre el MDE y las redes en metros.



MIN	MAX	Promedio	Media	Varianza	Desviación Estándar	RMSE
-2,68	6,04	2,44	2,37	3,40	1,85	3,06

Fig. 4.2: Análisis estadísticos entre las diferencias altimétricas del MDE SRTM (filtrado 7x7) 90 m y los puntos de la red geodésica del IGN para la región de estudio (en m).

A continuación, se describen los parámetros básicos y los mapas derivados.

4.1.1. Parámetros geomorfométricos del relieve

Se obtuvieron mapas topográficos regionales a partir del MDE SRTM, donde se pueden observar las formas, dimensiones y distribución de los elementos del relieve regional, proyectado en un plano horizontal. En la Figura 4.3 A, se presenta la hipsometría de la región de estudio, donde los BBSS alcanzan las menores cotas. Además, se obtuvieron mapas de curvas de nivel con diferentes equidistancias, permitiendo resaltar los rasgos del relieve. A escala regional, con una equidistancia de 10 m, se observa una pendiente regional hacia el SE con un resalto estructural en medio de la planicie del mega-abanico fluvial, correspondiente a las Lomadas de Otumpa (OH; Fig. 4.3 B). Se destaca claramente el patrón concéntrico de las curvas de nivel en el área proximal a media del mega-abanico, mientras que en el área de los BBSS (al SE de OH) se detecta la topografía relativamente plana o con reducidas pendientes regionales. Por otro lado, el mapa de pendientes calcula la tasa máxima de cambio entre cada celda del MDE y sus vecinas, es decir, el máximo empinamiento hacia abajo para la celda. Por lo cual, cada celda en el mapa derivado tendrá un valor de pendiente en porcentaje. El mapa obtenido a partir del MDE SRTM permite reconocer una pendiente de muy bajo gradiente hacia el E y, prácticamente menor al 1 % en los BBSS, en el área distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (Fig. 4.3 C).

El mapa de orientación de pendientes (Fig. 4.3 D) derivado del MDE SRTM permite identificar su dirección, teniéndose en cuenta la máxima tasa de cambio de los valores de cada celda respecto a sus vecinas. Puede ser interpretado como la dirección de la pendiente de las diferentes caras de una ladera y los valores del mapa derivado constituirán esa dirección.

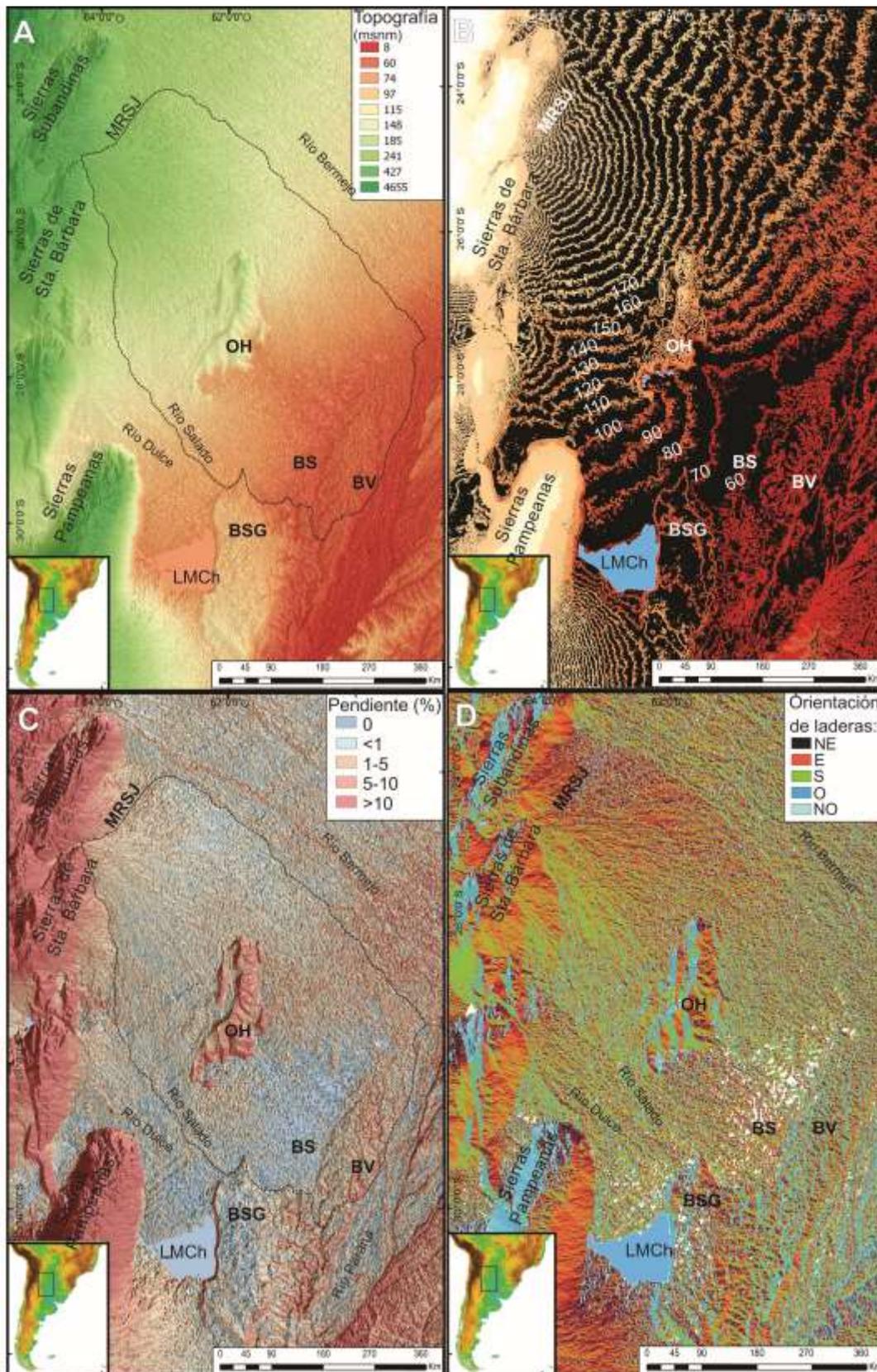


Fig. 4.3: Principales resultados de las técnicas morfométricas aplicadas en MDE SRTM, procesadas en QGIS. A y B muestran la topografía y curvas de nivel correspondientes (equidistancia 10 m) en una escala regional. C: Mapa de pendientes en %. D: Mapa de orientación de pendientes. MRSJ = Megaabanico Río Salado-Juramento; OH = Lomas de Otumpa; BS = Región de los Bajos Submeridionales; BV = Bloque Vera; BSG = Bloque San Guillermo; LMCh = Laguna Mar Chiquita.

En el mapa obtenido se observa que predominan pendientes extendidas hacia el E y SE y, en menor medida, hacia el NE, las cuales corresponden a los mega-abanicos fluviales del Gran Chaco (Fig. 4.3 D). Las laderas occidentales están representadas por vertientes simples, relativamente estrechas y rectilíneas con pendientes hacia el O, SO y NO. En la región de los BBSS, si bien la orientación regional es hacia el SE, se observan depresiones menores (representadas por vacíos en blanco).

Los patrones geomorfológicos, en lo que refiere a formas del paisaje y lineamientos estructurales y áreas de acumulación, se obtuvieron a partir de la aplicación del módulo *Geomorphon* y mapas de sombras combinados con pendientes sobre el MDE ALOS PALSAR. Estos se observan en las figuras 4.4 A y B.

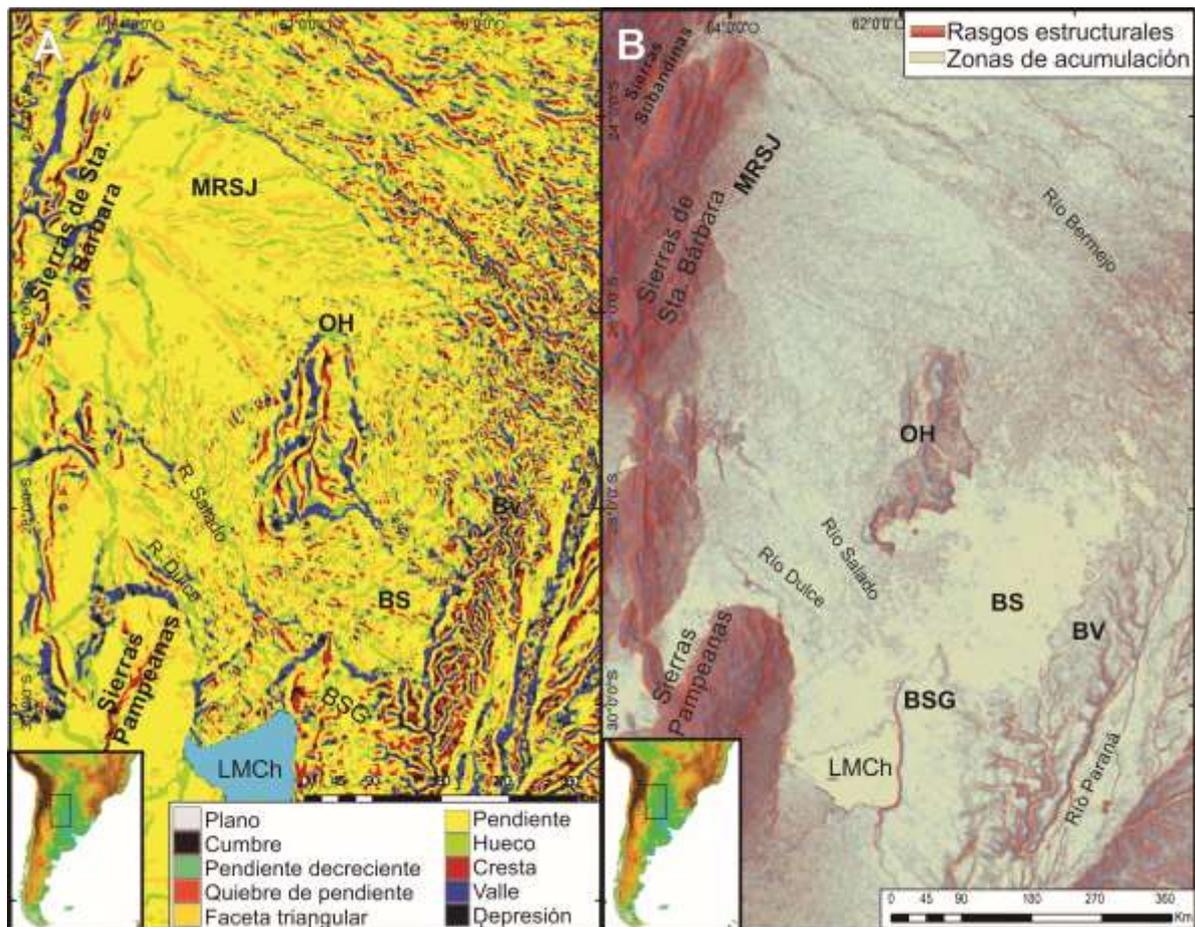


Fig. 4.4: Principales resultados de las técnicas morfométricas aplicadas en MDE ALOS PALSAR, procesadas en GRASS-GIS. **A:** Procesamiento de geomorphon revela los diferentes patrones de forma de pendiente. **B:** Mapa de sombras combinado con relieve que muestra los rasgos estructurales (tonos de rojo-anaranjado) y las áreas de acumulación de sedimentos (tonos grises con textura). Nótese en gris sin textura las áreas sin pendiente. MRSJ = Mega-abanico Río Salado-Juramento; OH = Lomadas de Otumpa; BS = Región de los Bajos Submeridionales; BV = Bloque Vera; BSG = Bloque San Guillermo; LMCh = Laguna Mar Chiquita (Tomada de Thalmeier et al., 2021).

4.1.2. Parámetros geomorfométricos de la red de drenaje

El modelado de la red de drenaje se obtuvo a partir de una simulación simple del proceso de escorrentía superficial con diferentes grados de densidades de drenaje. En la Figura 4.5 A se observa el mapa de la

red de drenaje regional con una densidad media, destacándose el diseño distributivo del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento. El escurrimiento presenta en general una dirección NO-SE que actualmente se desvía en dirección N-S en el sector de las OH y luego retoma su sentido original hacia el SE. El diseño es bastante complejo, presentando diferentes sub-tipos según la escala a la que se observe. El patrón de drenaje general es distributivo (DFS -*Distributive Fluvial System*; Nichols, 1987; Weissmann *et al.*, 2010; Hartley *et al.*, 2010b; Davidson *et al.*, 2013), sin embargo, se convierte en un sistema tributario típico (TFS -*Tributary Fluvial System*; Nichols, 1987; Davidson *et al.*, 2013) al N y S de las OH, donde los pequeños cauces convergen en uno mayor.

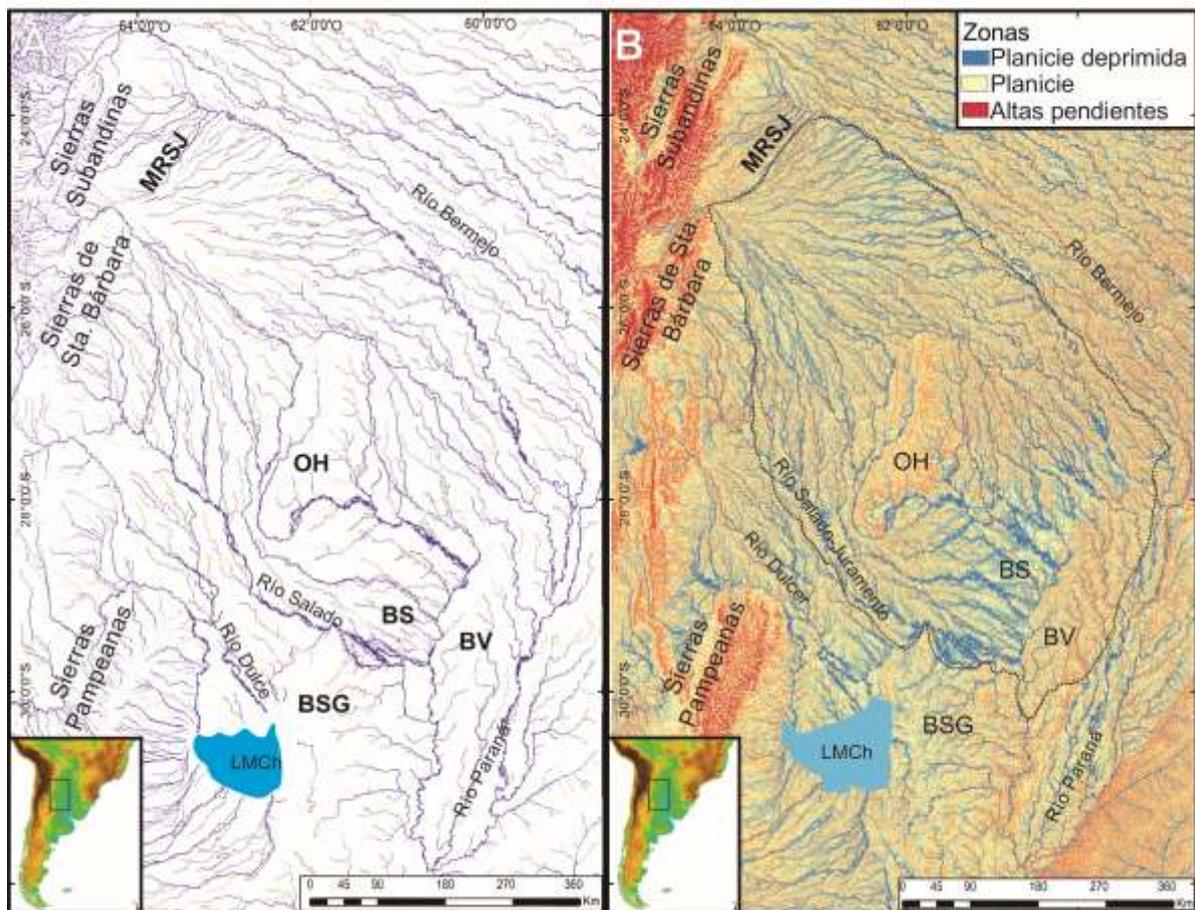


Fig. 4.5: Principales resultados de las técnicas morfométricas aplicadas en MDE ALOS PALSAR. A: mapa de la red de drenaje regional, donde se resalta el diseño distributivo del MRSJ. B: TCI (Índice Topográfico Computado) resalta las áreas deprimidas que concentran los flujos de agua y la humedad (tonos de azul), mostrando los patrones de drenaje; también destaca la pendiente en los sectores más altos (tonos marrones y naranjas) del MRSJ y sistemas vecinos. MRSJ = Mega-abanico Río Salado-Juramento; OH = Lomadas de Otumpa; BS = Región de los Bajos Submeridionales; BV = Bloque Vera; BSG = Bloque San Guillermo; LMCh = Laguna Mar Chiquita (Tomada de Thalmeier *et al.*, 2021).

El mapa de índice de humedad o índice topográfico computado (TCI - *Topographic Wetness Index*) se presenta en la Figura 4.5 B, y es utilizado para cuantificar el control topográfico en hidrología. El índice es una función de la pendiente y de las zonas aguas arriba que contribuyen por unidad de área a la dirección de flujo. De esta manera permite identificar áreas de mayor captación de agua, dependiendo

del gradiente de la pendiente. Cuando el área de captación es mayor y el gradiente de la pendiente menor, la probabilidad de acumulación de agua aumenta, por lo tanto, también el TCI. El producto obtenido (Fig. 4.5 B), resalta el patrón de drenaje correspondiente a un DFS, donde se observan las áreas deprimidas que concentran flujos de agua y humedad, y el gradiente de las pendientes en los sectores más altos del mega-abanico del Salado y sistemas vecinos. Se observa que el mayor porcentaje de humedad se encuentra en la zona de los BBSS y cuenca inferior del río Salado, los que constituyen un sector con grandes captaciones de drenaje.

4.1.3. Parámetros geomorfométricos areales de la cuenca hidrográfica del Salado y de los Bajos Submeridionales

Una cuenca hidrográfica representa una delimitación de toda área o superficie del terreno que aporta sus aguas de escorrentía a un mismo punto de cierre. Según la forma de la cuenca se tiene una mayor o menor respuesta ante eventos hidrológicos, geológicos y procesos geomorfológicos (Felicísimo, 1994). Las subcuencas obtenidas para el área cubierta por el mega-abanico fluvial del Salado-Juramento presentan en general una forma alargada y estrecha, con sus ejes mayores en diversas direcciones hacia el NE, E, y SE, respetando la pendiente del abanico. Una excepción es la subcuenca de los Bajos Submeridionales, que exhibe una geometría menos elongada, un área aproximada de 58.800 km² y una dirección NNO-SSE del eje de mayor longitud (Fig. 4.6 A).

Las curvas hipsométricas describen la distribución de las elevaciones a través de una superficie, permitiendo inferir el estado evolutivo del paisaje (Racca, 2007). Se plotearon la altura relativa vs. el área relativa para las subcuencas hidrográficas del Salado y para la de los BBSS, a fin de comparar y observar los diferentes estadios evolutivos del paisaje del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (Fig. 4.6 B y 4.6 C). Se obtuvo una curva con forma sigmoideal para la subcuenca actual del río Salado (Fig. 4.6 B), lo que indicaría el estado maduro, es decir, un equilibrio entre procesos constructivos y erosivos. Mientras que la curva obtenida para la subcuenca de los BBSS presenta una interrupción de su forma sigmoideal (Fig. 4.6 C), lo cual se interpreta como un estadio no evolucionado, ya que las OH formarían un nivel de base local para la erosión/sedimentación.

Una combinación de los mapas mencionados anteriormente junto al análisis de imágenes satelitales permitió el reconocimiento de los rasgos geomorfológicos a diferentes escalas, la identificación de las geoformas principales, la delimitación de unidades geomorfológicas y la clasificación geomorfológica jerárquica que se detallan a continuación. Además, esta combinación permitió detectar rasgos lineales y anomalías en los patrones de drenaje vinculados a controles estructurales sobre la dinámica sedimentaria.

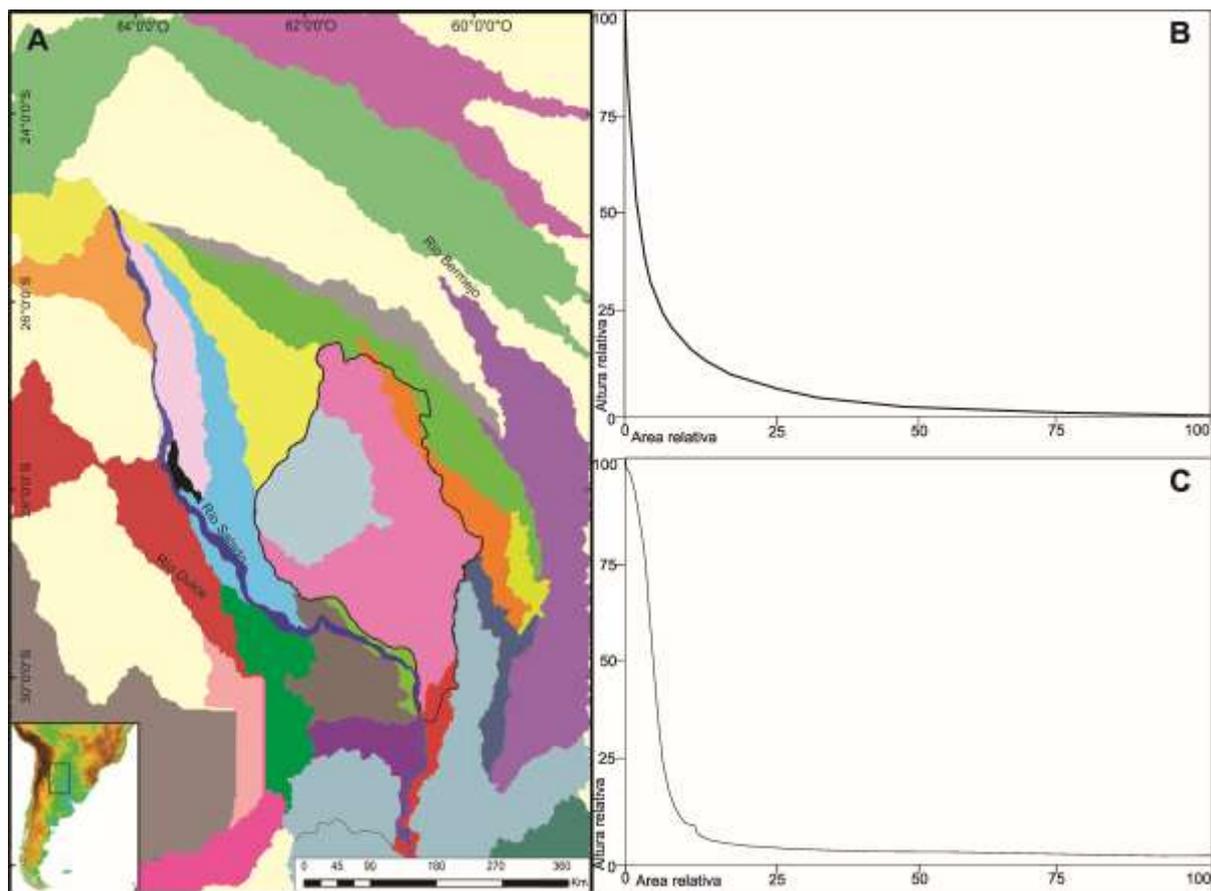


Fig. 4.6: Principales resultados de las técnicas morfométricas aplicadas en MDE ALOS PALSAR. **A:** Subcuencas modeladas; nótese el río Salado y el límite de la cuenca hidrográfica de los BBSS en línea color negro, a partir de los cuales se realizaron las curvas hipsométricas de la derecha. **B** y **C:** parámetros geomorfológicos areales de la cuenca del Salado y de los BBSS respectivamente.

4.2. Geomorfología del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento: clasificación jerárquica y mapa geomorfológico (escala 1:9.000.000)

La geomorfología del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento detallada en esta sección, fue presentada integrando resultados de la Tesis en la publicación de Thalmeier *et al.* (2021), al igual que la sección siguiente (4.3: Mapas históricos y el cambio de drenaje del área: evidencias de la dinámica de los ríos Salado, Dulce y Bermejo), la 4.6 (Variabilidad proximal a distal en la estratigrafía del mega-abanico), 4.8 (Configuración de la cuenca sedimentaria – Neotectónica) y 4.9 (Evolución del mega-abanico y reconstrucción paleoambiental).

El nivel superior de la clasificación geomorfológica jerárquica aplicada a la región está representado por la *Provincia Geomorfológica Llanura Chaqueña*, caracterizada por el desarrollo de mega-abanicos fluviales. Éstas mesoformas de cientos de kilómetros de radio y decenas de kilómetros cuadrados de superficie del Gran Chaco se observan en la Figura 4.7, correspondiente a un análisis integrado de datos multiespectrales obtenidos a partir de los procesamientos aplicando técnicas morfométricas en MDE

SRTM, procesadas en GRASS-GIS. En la Figura 4.8, se presentan los mega-abanicos delimitados a partir de los procesamientos realizados.

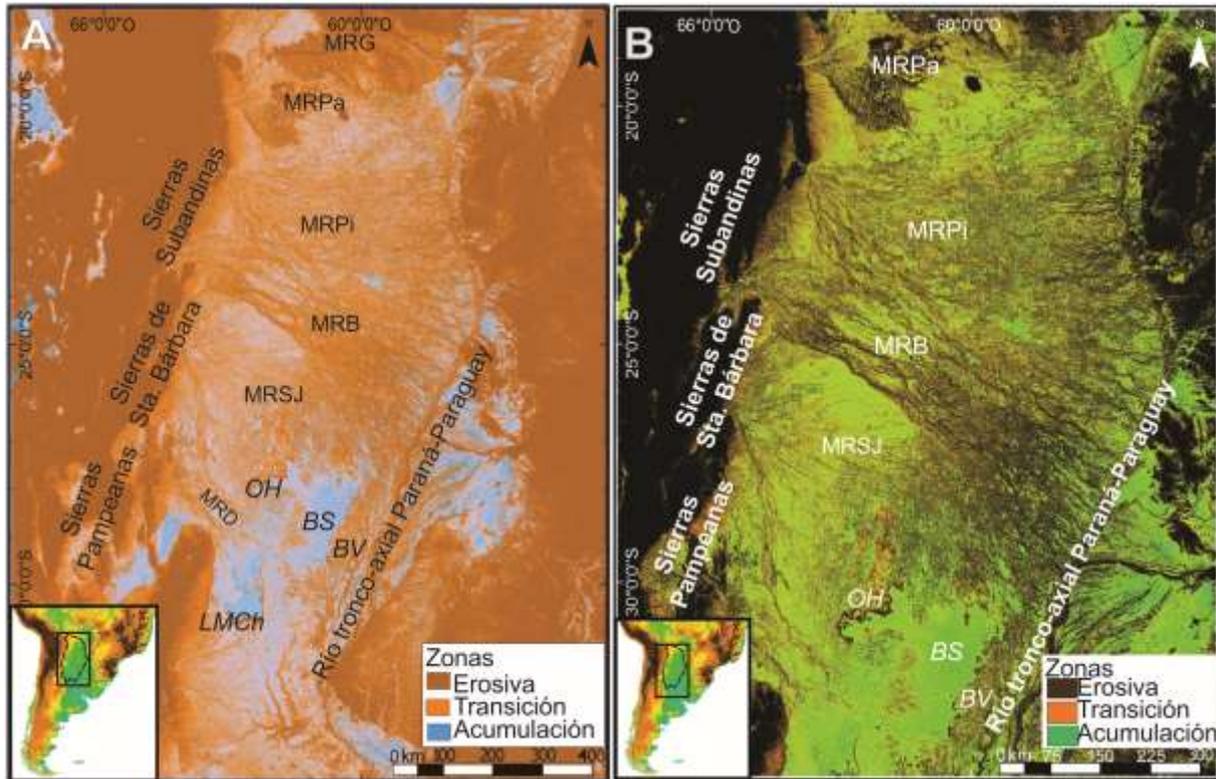


Fig. 4.7: Mapas de relieve a partir de un MDE SRTM procesado en GRASS-GIS. **A** y **B** diferenciación de los mega-abanicos fluviales del Gran Chaco. OH = Lomadas de Otumpa; BS = Región de los Bajos Submeridionales; BV = Bloque Vera; MChL = Laguna Mar Chiquita; MRG = Mega-abanico del río Grande; MRPa = Mega-abanico del río Parapetí; MRPI = Mega-abanico del río Pilcomayo; MRB = Mega-abanico del río Bermejo; MRSJ = Mega-abanico del río Salado-Juramento; MRD = Mega-abanico del río Dulce (Tomada de Thalmeier et al., 2021).

El siguiente nivel de la clasificación corresponde al **Sistema Geomorfológico del Mega-abanico Fluvial del Salado-Juramento** ($24^{\circ}3' - 31^{\circ}28'S$ y $64^{\circ}12' - 60^{\circ}00'O$) en el Gran Chaco (Fig. 4.8). En los diferentes procesamientos en MDE SRTM y ALOS PALSAR (Fig. 4.3, 4.4 y 4.5) se destaca claramente el cuerpo morfosedimentario del mega-abanico. La topografía y las correspondientes curvas de nivel junto con el mapa de pendientes, de resaltos estructurales, TCI y *geomorphon* del área del mega-abanico condujeron a la definición de los límites del mega-abanico y a su caracterización geomorfológica regional. La Figura 4.4 A es un producto novedoso que destaca los rasgos topográficos principales de algunos de los elementos que conforman este sistema de mega-abanico. La integración de estos procesamientos en MDE junto al análisis multiespectral de imágenes Landsat-8 (NASA; 2013) realizado a partir de diferentes combinaciones de bandas, permitió resaltar algunos de los elementos geomorfológicos del sistema para una subsecuente definición de las diferentes unidades geomorfológicas que lo componen y posterior chequeo en campo. En la Figura 4.9 pueden observarse sectores seleccionados del mega-abanico, mostrando elementos típicos del sistema fluvial.

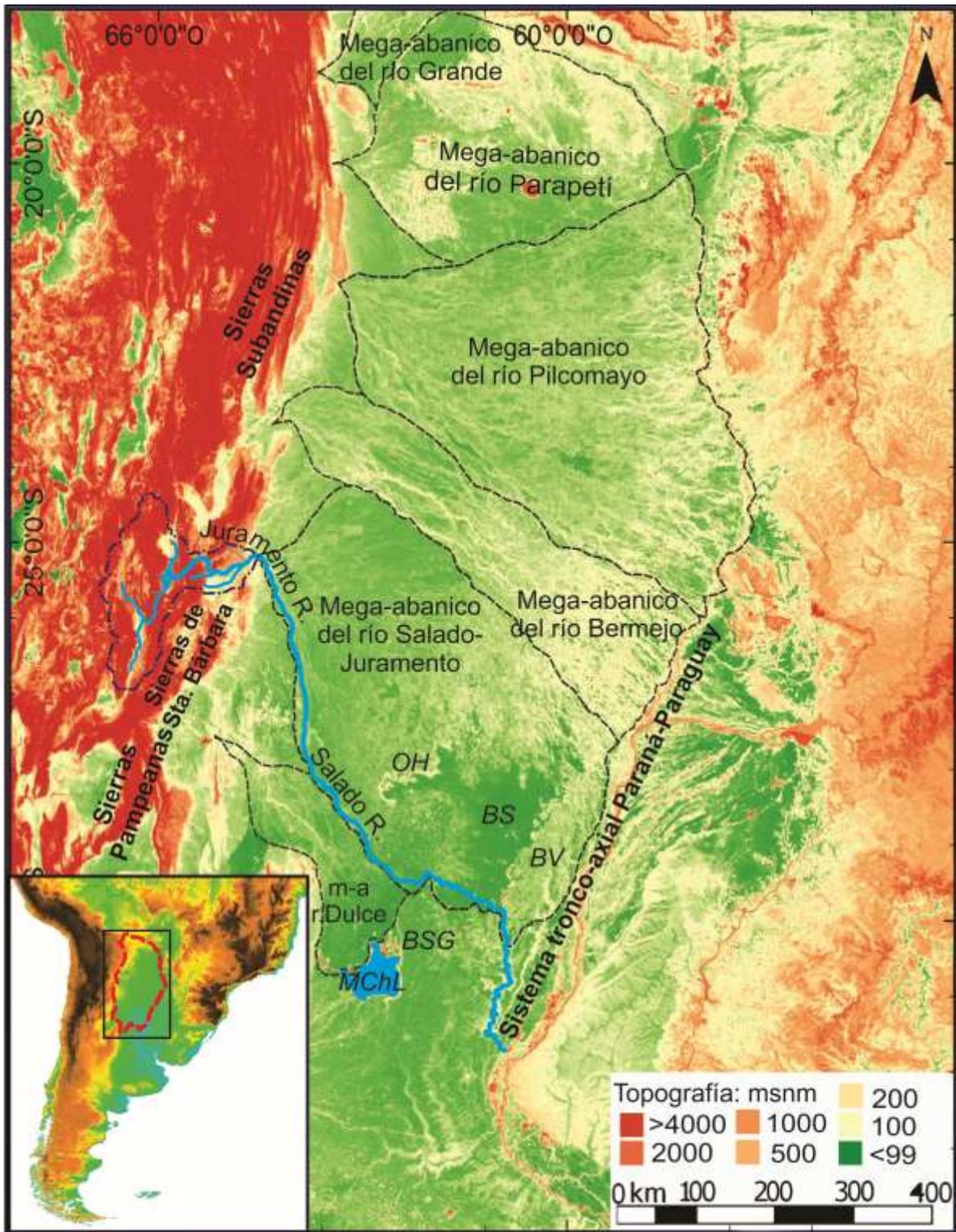


Fig. 4.8: Mapa de relieve sombreado a partir de un MDE SRTM procesado en GRASS-GIS, mostrando los mega-abanicos fluviales del Chaco. En líneas discontinuas de color azul oscuro, la cuenca superior del río Salado-Juramento. Note la región de los BBSS (BS) en color verde uniforme. El recuadro inferior es una vista de MDE GTOPO30, donde el borde del Chaco está en líneas discontinuas rojas y el rectángulo marca el área del mapa. OH = Lomadas de Otumpa; BS = Región de los Bajos Submeridionales; BV = Bloque de Vera; BSG = Bloque San Guillermo; MChL = Laguna Mar Chiquita. (Tomada de Thalmeier et al., 2021)

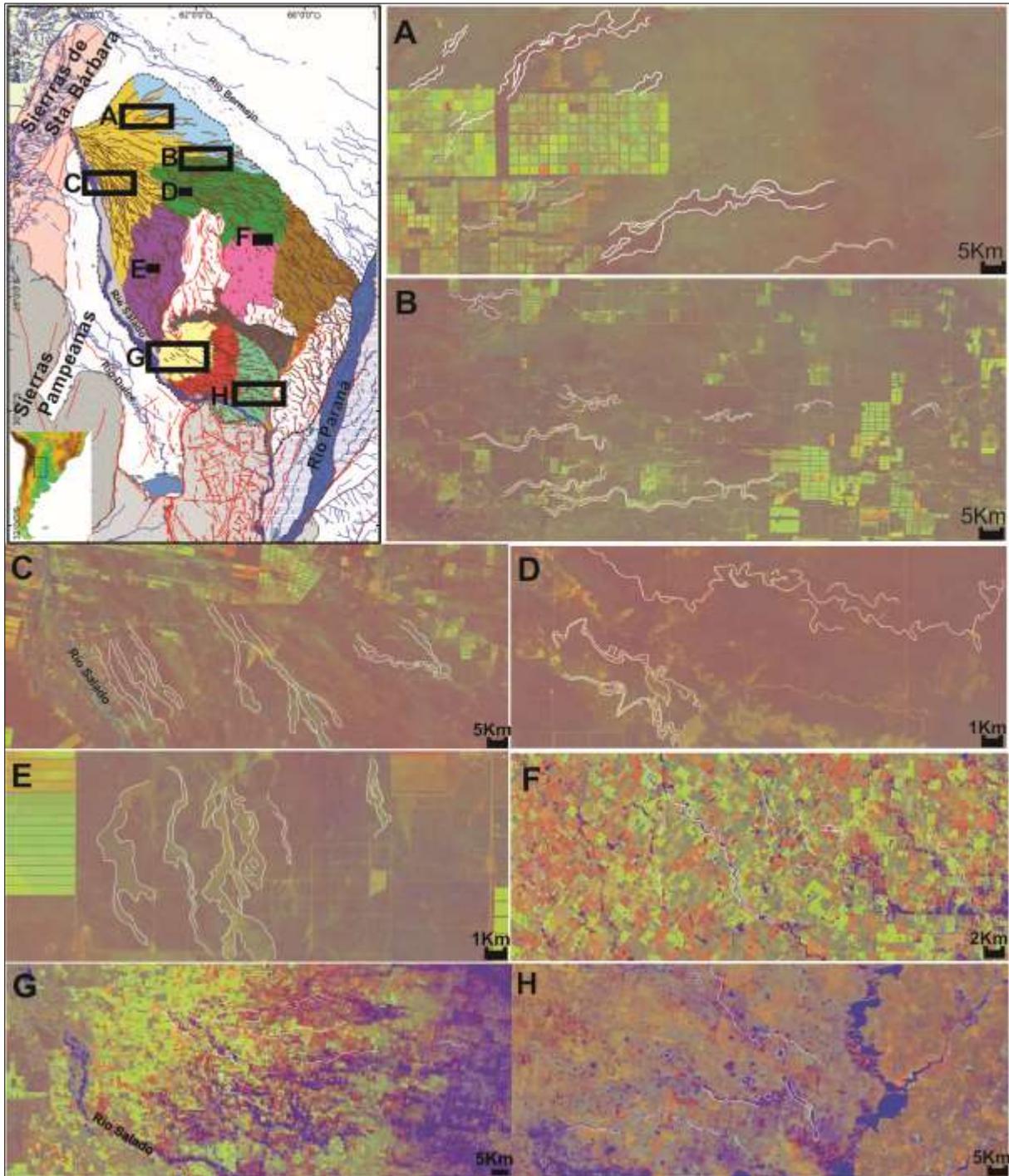


Fig. 4.9: Sectores seleccionados de imágenes satelitales que muestran algunos elementos geomorfológicos típicos del mega-abanico fluvial del Salado. **A, B y C:** fajas de paleocauces principales del mega-abanico proximal (SUG1a) y UG4 y SUG1c adyacentes. **D:** Paleocauces sinuosos asociados a canales de desborde (crevasse splay channels) de la SUG1c. **E:** Paleocauces con un patrón de ramificación de la SUG1d. **F:** Paleocauces meandriiformes desarrollados entre SUG1c y SUG2a. **G:** Paleocauces NO-SE que se bifurcan en canales estrechos y sinuosos en la SUG2d (lóbulo de agradación). **H:** Lagunas en hoyas de deflación, algunas a lo largo de paleocauces sinuosos en la zona distal del mega-abanico (SUG2f). La faja fluvial N-S del A° Golondrinas-Calchaquí, representado por un sistema de lagunas y cauces en rosario (UG3). Imágenes Landsat-8 (NASA, 2013) con una combinación de bandas B6, B5, MNDWI en Google Earth Engine ©. En color blanco se destacan algunos segmentos de los paleocanales (Tomada de Thalmeier et al., 2021).

Este Sistema Geomorfológico, presentado en la Figura 4.10, comprende cuatro Unidades Geomorfológicas (UG) genéticamente vinculadas. Las UG están caracterizadas por un conjunto de elementos geomorfológicos principalmente de origen fluvial o eólico, que se repiten regularmente en un área de llanura. Estas UG representan: 1) el área proximal-medio del mega-abanico, 2) el área distal del mega-abanico, 3) la faja fluvio-eólica del Golondrinas-Calchaquí, y 4) la faja fluvial actual del Salado. A su vez, se identificaron 13 Subunidades Geomorfológicas (SUG), correspondientes al nivel inferior de la clasificación geomorfológica mapeada y que representan áreas con un conjunto de elementos geomorfológicos vinculados genética y dinámicamente (Fig. 4.10). Esta definición en UG y SUG, su tipificación, y el mapeo fueron corroborados en el control de campo (Fig. 4.11).

Otros sistemas geomorfológicos de la llanura Chaco-Pampeana adyacentes al sistema en análisis son la Llanura Loésica de Pampa Norte, el Sistema Fluvial del Paraná, el Mega-abanico del río Bermejo y el Mega-abanico del río Dulce (Fig. 4.10).

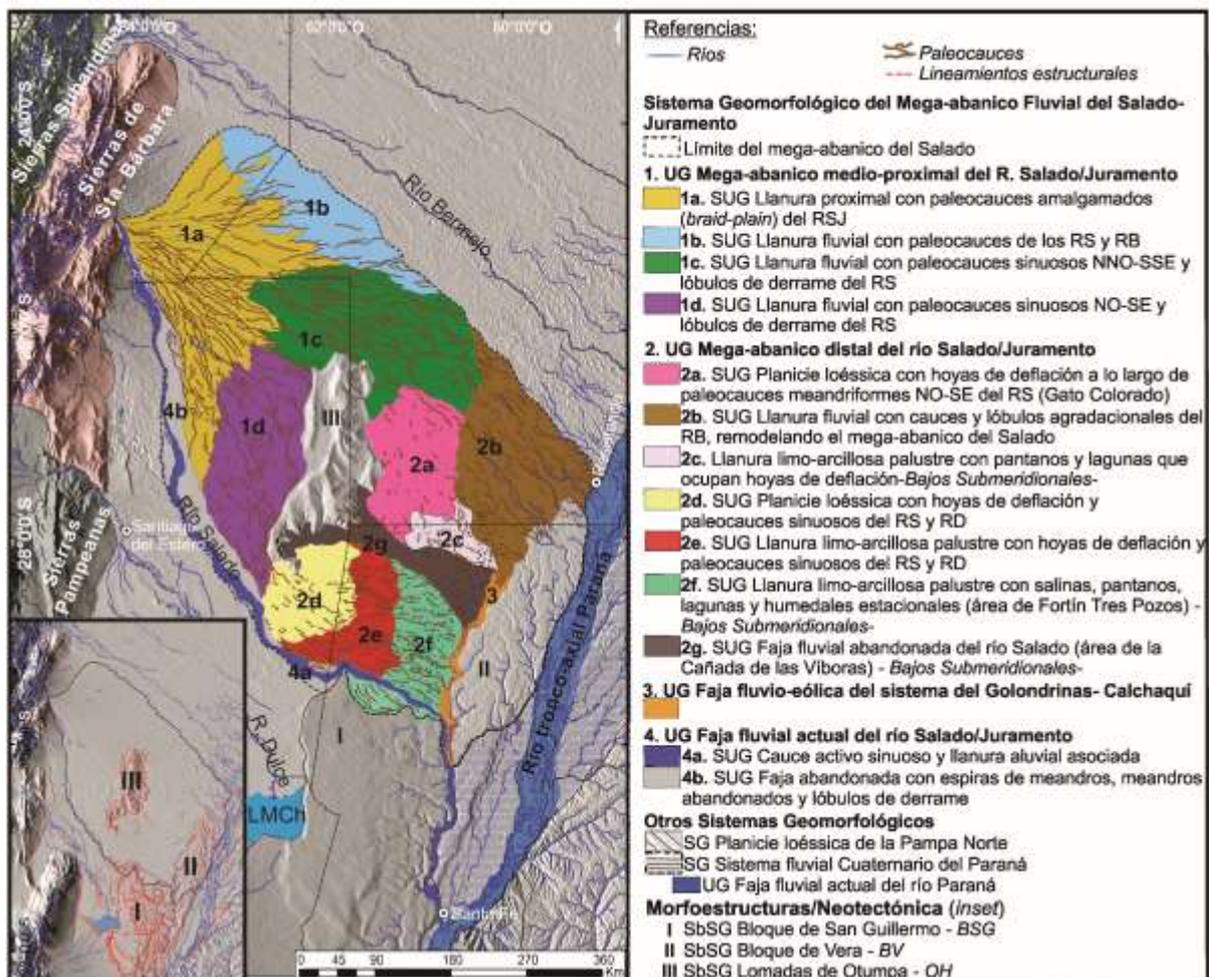


Fig. 4.10: Mapa geomorfológico del Mega-abanico Fluvial del Salado-Juramento (Thalmeier et al., 2021) sobre un procesamiento de MDE ALOS PALSAR. Recuadro: vista de MDE ALOS PALSAR con las morfo-estructuras neotectónicas (I, II y III) y los principales lineamientos estructurales. UG = Unidad Geomorfológica; SUG = Subunidad Geomorfológica; SG = Sistema Geomorfológico; SbSG = Subsistema Geomorfológico; LMCh = Laguna Mar Chiquita.

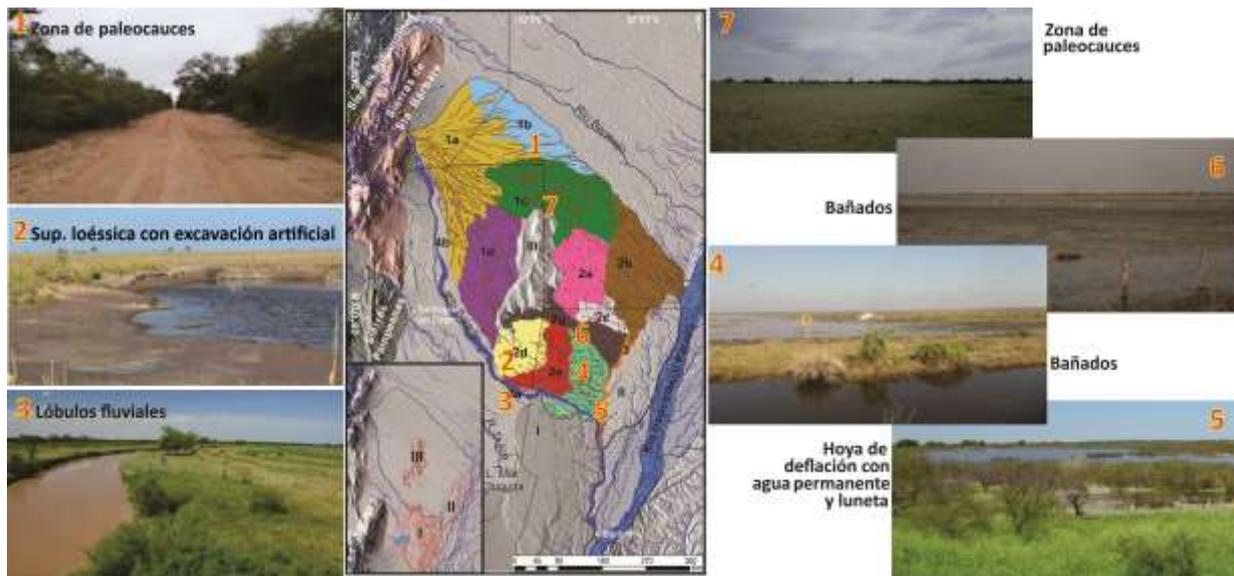


Fig. 4.11: Vista de algunos elementos geomorfológicos del sistema del mega-abanico.

4.2.1. Sistema del Mega-abanico Fluvial del Salado-Juramento

El mega-abanico del río Salado-Juramento mide 650 km a lo largo de su eje longitudinal, desde su ápice hasta la parte distal y 350 km de ancho aproximadamente en la parte distal. Se extiende desde los 389 a los 56 m.s.n.m., cubriendo un área de 204.747 km² sin estimar las OH ya que no presentan evidencias de su vinculación genética con el sistema del mega-abanico (Thalmeier *et al.*, 2021). Este cubre una superficie mayor a la estimada por Horton y DeCelles (2001). Su margen N queda definido principalmente por la dinámica erosiva y sedimentaria del mega-abanico del río Bermejo, mientras que el margen S está ocupado por la faja fluvial actual del río Salado-Juramento. La faja fluvial del Paraná (sistema troncal axial) constituye su margen oriental.

Los perfiles topográficos derivados de MDE a lo largo de los ejes longitudinales del mega-abanico muestran una elevación decreciente hacia el E (perfiles Ln y Ls de la Fig. 4.12). Estos perfiles radiales revelan los cambios en el gradiente de la pendiente del mega-abanico, variando de 0,14° cerca del ápice del abanico a menos de 0,01° en toda su área distal. La transecta radial más septentrional (perfil Ln de la Fig. 4.12); trazado al norte de las OH, una morfoestructura elevada generada por neotectónica, es suavemente cóncava. Mientras que el perfil radial hacia el S (Ls de la Fig. 4.12) comprende un segmento cóncavo leve (hacia el NO) y un segmento recto que representa pendientes muy bajas (hacia el SE) separadas por las OH. Los perfiles transversales SO-NE presentan una superficie convexa en el área proximal media del mega-abanico (perfil To de Fig. 4.12), mientras que los que interceptan el área distal (Te de la Fig. 4.12) tienen morfologías aproximadamente convexas con una depresión en su parte media, probablemente relacionada con una combinación de procesos que afectó a un sector de la superficie distal del mega-abanico (procesos erosivos hídricos y una "sombra" en la sedimentación de finos del mega-abanico relacionado con la morfoestructura de las OH; Thalmeier *et al.*, 2021). Ambos perfiles

transversales muestran un aumento progresivo de la elevación hacia el área NE del sector distal del mega-abanico, mostrando múltiples segmentos convexos.

El ápice del mega-abanico coincide con el punto de surgimiento del antecedente río Juramento desde las Sierras Subandinas. El río cruza el frente de montaña a través de un valle de lecho rocoso ocupado por un cauce sinuoso único con terrazas fluviales y llanura de inundación estrecha, que en total alcanza 300 m a 1 km de ancho. El siguiente tramo del río, en dirección NNE-SSO (entre las localidades de El Galpón y Chañar Muyo), atraviesa la denominada Bajada Sub-Andina, y está representado por una faja fluvial de 0,5 a 2 km de ancho caracterizada por un cauce (20-35 m de ancho) con alta sinuosidad, con terrazas fluviales (1,5-2 km). Hay algunos pequeños sistemas tributarios desde el Sistema Bajada, formado por pequeños abanicos aluviales a lo largo del piedemonte hasta el río formativo aguas arriba del ápice del abanico. El mega-abanico del Salado-Juramento tiene un patrón de drenaje radial típico (Fig. 4.5) y cumple con las características de mega-abanico sintetizadas por Horton y DeCelles (2001) y Leier *et al.* (2005). Muestra una disminución de la pendiente, un tamaño de grano de los sedimentos que lo componen que disminuye hacia la parte distal y dimensiones de los cauces/paleocauces compatibles con un cambio proximal a distal, con un flujo confinado en un cauce formativo proximal a un flujo más distribuido en cauces distributivos de menor jerarquía en la parte distal del mega-abanico.

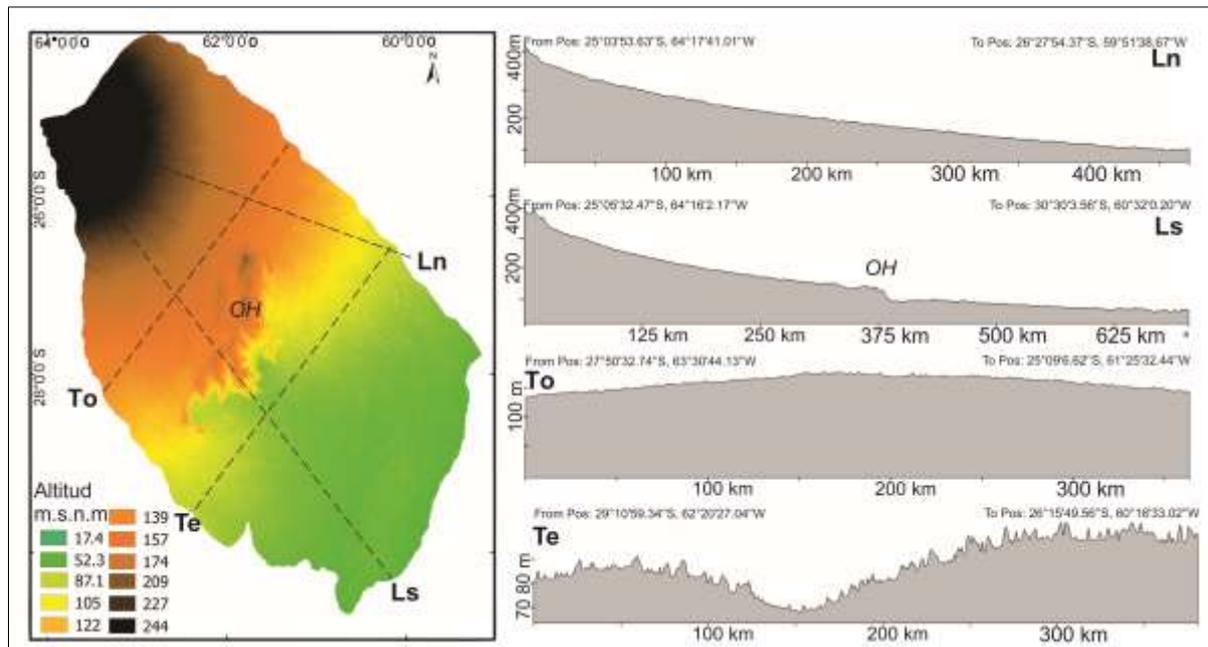


Fig. 4.12: Diagrama que muestra el SRTM DEM del mega-abanico fluvial del Salado y la ubicación de las secciones transversales topográficas (To y Te) y perfiles longitudinales (Ln y Ls). Ls destaca la morfo-estructura OH mientras que las secciones transversales muestran la superficie convexa del mega-abanico. Tener en cuenta la exageración vertical debido a la baja expresión topográfica. OH = Lomas de Otumpa. (Tomada de Thalmeier *et al.*, 2021)

4.2.2. Unidades y subunidades geomorfológicas definidas

4.2.2.1. UG Área proximal-media del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento

Esta UG está conformada por cuatro SUG, diferenciadas por un conjunto de elementos geomorfológicos característicos, las que se describen a continuación.

La **SUG1a** corresponde a la parte proximal del mega-abanico, siendo la SUG de mayor superficie (33.679,5 km²). Está representada por una planicie con paleocauces entrelazados de 0,13° de pendiente general (Fig. 4.10). Los numerosos cauces abandonados del abanico presentan un patrón distributivo, caracterizados por una dinámica avulsiva. Localmente los paleocauces se presentan amalgamados y son claramente identificables en imágenes satelitales, estando representados por fajas divergentes de colores más claros debido al alto suministro de material arenoso respecto al color del resto de la planicie, con abundante vegetación y de colores más oscuros. Los paleocauces amalgamados conformarían una *braid-plain* tal como lo describen Nichols y Fisher (2007) para los DFS. En la Figura 4.9 A, B y C se indican algunas de las principales fajas de paleocauces de diferentes áreas de detalle de esta SUG y las SUG adyacentes. Estas fajas tienen anchos de unos pocos cientos de metros hasta unos 3,5 km (*paleo-braid belts*) y un ancho medio de aproximadamente 1 km; las longitudes típicas alcanzan decenas de kilómetros. También se observan lóbulos de desborde asociados a puntos de avulsión del paleocauce dominante, los cuales permiten inferir su desarrollo a partir del proceso de agradación asociado. Algunos lóbulos de derrames terminales (*crevasse y terminal splays*) del mega-abanico se extienden hacia las SUG 1b, 1c y 1d.

Se interpreta a partir de la observación de los procesamientos de MDE e imágenes satelitales que los primeros paleocauces del mega-abanico tuvieron una dirección SO-NE mientras que los sucesivos cauces adquirieron una dirección NNO-SSE. Los paleocauces amalgamados generados por avulsiones nodales frecuentes en el ápice, se bifurcan aguas abajo como consecuencia de la reducción progresiva de la descarga. La alta frecuencia de los patrones de cauces trenzados en dichos paleocauces indica que las corrientes fluviales con mayores descargas y alta carga de sedimentos fueron muy activas en el área proximal del mega-abanico. Por lo cual, las fajas fluviales generadas por avulsión o migración rápida de cauces y abandono de éstos se asocian a descargas anuales máximas y a una alta carga de sedimentos en transporte debido a la gran producción de sedimentos en la alta cuenca. Además, los paleocauces sinuosos se vuelven progresivamente más estrechos hacia aguas abajo dado que la avulsión en los puntos nodales produce una disminución de la descarga.

Los sedimentos dominantes del mega-abanico proximal comprenden arena y grava fina, transportados como carga de lecho en el cauce medio y formando bancos de barras amalgamadas (*bank-attached bars*) desarrolladas durante cada inundación. Los sedimentos más finos (limo y arcilla) son transportados como carga en suspensión. Los depósitos que conforman el relleno de los cauces de la parte proximal

del mega-abanico se hallan entre 9 y 19 m de profundidad, registrándose espesores de 2 a 10 m. Los más profundos (rangos de 70-86 m.b.b.p y 54-61 m.b.b.p) tienen hasta 15 m de espesor. Se componen de arenas cuarzosas medias, con una proporción relativamente alta de minerales pesados y micas (muscovita y biotita). En general, los depósitos superficiales del abanico proximal han dado lugar a suelos poco desarrollados.

La **SUG1b** presenta un área de 14.261,5 km², una pendiente general de 0,02° y está representada por paleocauces y lóbulos agradacionales del río Salado que son coalescentes con los paleocauces del mega-abanico del Bermejo (Fig. 4.10). Las principales geoformas de la SUG1b están cubiertas por bosque. Los lóbulos de derrame terminales (*terminal splays*) observados en imágenes satelitales se vinculan con los paleocauces sinuosos del Salado de la SUG1a, los cuales tienen direcciones SO-NE y O-E. Los paleocauces mayores se asocian principalmente a lóbulos de derrames (*crevasse splays*) y se bifurcan aguas abajo en numerosos paleocauces meandriiformes menores y de dirección O-E hasta alcanzar la faja activa del río Bermejito. Los paleocauces meandriiformes más antiguos de dirección SO-NE y asociados a lóbulos de derrames (*crevasse splays*) son visibles a causa de la deforestación del área oriental de la SUG1b. Algunos lóbulos de derrames del mega-abanico del Bermejo se extienden hacia el SO penetrando en la SUG1b. Las perforaciones en esta unidad registraron arenas de color marrón rojizo entre los 35 y 50 m.b.b.p, probablemente depositadas por el río Bermejo.

El área media del mega-abanico del Salado muestra una disminución del ancho del cauce del río y una disminución en el tamaño de grano de los sedimentos. Contrariamente, la frecuencia de los cauces abandonados, los puntos de avulsión, los lóbulos de derrames y las áreas que representan llanuras de inundación aumentan, lo que resulta en un aumento en la dinámica avulsiva (Thalmeier *et al.*, 2021). En coincidencia con lo descrito por Chakraborty *et al.* (2010), el cambio en el comportamiento del cauce formativo del mega-abanico sugiere que la agradación vertical gana importancia con la distancia desde el ápice del mega-abanico, lo cual se ve reflejado en las áreas topográficamente más elevadas, los lóbulos de derrames (*crevasse splays*) y los cauces abandonados en áreas más distales de la llanura de inundación activa. Esta zona registra un aumento en la proporción relativa de ambientes de llanura de inundación asociados a inundaciones de los cauces menores y un flujo encausado menor. El mega-abanico medio está representado por dos subunidades (SUG1c y SUG1d; Fig. 4.10), caracterizadas por paleocauces estrechos, que son la continuación de las paleo-fajas fluviales del área proximal del mega-abanico y por lóbulos de derrames terminales (*terminal splays*). Estos derrames se desarrollan a medida que disminuye la pendiente y los cauces pasan a tener un flujo dispersivo no confinado que deposita la carga del lecho como derrames en extensas llanuras de inundación con vegetación hacia las áreas de pantanos traseros. Cada cuerpo en forma de lóbulo se habría generado durante un único evento de inundación mayor. Estos lóbulos de derrames terminales están representados en la sucesión sedimentaria como estratos finos de arena arcillosa muy fina a arena fina, y están limitados por paquetes potentes de limos y limos-arcillosos. Las zonas inundadas, en general, se generan por compactación diferencial en una llanura compuesta por

arenas de cauce y arcillas correspondientes a depósitos finos de desborde en la llanura de inundación (*overbank*). Ambas SUG presentan suelos degradados como consecuencia de la deforestación local y el uso intensivo.

La **SUG1c** está representada por un área plana de 26.308,8 km², con una pendiente de aproximadamente 0,10°. Presenta una cubierta de vegetación densa (bosque) interrumpida por paleocauces sinuosos de dirección NO-SE y NNO-SSE y con anchos entre 40 y 150 m, dispuestos en una red de drenaje distributiva. Esta paleored de drenaje es cubierta por la vegetación actual y degradada por procesos erosivos superficiales (erosión laminar). Algunos de los cauces están asociados a lóbulos de derrames (*crevasse splays*) de 4 - 8,5 km de largo (Fig. 4.9 D). Los depósitos arenosos de cauce se encuentran entre los 13-20 m.b.b.p (con 7-10 m de espesor) y 48-54 m.b.b.p (con 3-6 m de espesor). En la parte norte de la SUG los paleocauces constituyen fajas fluviales de dirección NO-SE y con contornos sinuosos; tienen 170-650 m de ancho y están parcialmente cubiertos por vegetación. En las zonas deforestadas se reconocen debido a su mayor contenido de humedad respecto al resto. Algunos cauces están asociados a depósitos de barras y lagunas semilunares. En general los paleocauces forman un patrón que se bifurca con una dirección general NO-SE. Algunos de los paleocauces (65-80 m de ancho) están actualmente ocupados por arroyos temporarios. En el NE de la SUG1c dominan paleocauces parcialmente vegetados de 150-230 m de ancho, con meandros abandonados, algunos de ellos con lóbulos de derrames (*crevasse splays*). Los cuerpos de arena de los lóbulos de derrames terminales de la SUG1c (*terminal splays*) son en general de 2,5 a 11 km de largo y de 0,3 a 1,7 km de ancho, con direcciones NNE-SSO, NE-SO y N-S (hacia el S), en general están limitados por bosque. Los derrames mayores (16-24 km de longitud individual y 1-4 km de ancho) se concentran en el borde oriental de la SUG1c, y son el resultado de los desbordes y los procesos de flujo no confinado durante las inundaciones.

La **SUG1d** conforma una planicie de 20.258,1 km² con una pendiente menor a 0,05°. Presenta una densa red de paleocauces divergentes sinuosos de dirección NO-SE, de ancho variable entre 10-25 y 120-500 m, los cuales tienen un patrón de tipo *annabanching* (Fig. 4.9 E). Numerosos lóbulos de derrame (*crevasse splays*) de 0,8-3 km de largo y 0,3-0,8 m de ancho están desarrollados hacia el S de los paleocauces, actualmente marginados por bosque. Lóbulos de derrames superpuestos y de 3,5-11 km de largo y 0,5-2 km de ancho dominan localmente, algunos alcanzando hasta 18 km de largo y 3,3 km de ancho. Los datos de perforaciones indican que las unidades de paleocauces arenosos y lóbulos de derrames (*terminal splays*) tienen entre 11-18 m.b.b.p y presentan un espesor entre 2-5 m. Éstos se presentan como unidades arenosas extendidas entre los depósitos finos de llanura de inundación (*overbank*). En esta unidad además se observan algunas hoyas de deflación circulares de 55-100 m de diámetro, visibles en áreas deforestadas en la parte NE de la SUG1d.

4.2.2.2. UG Área distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento

La zona distal del mega-abanico cubre una amplia área donde los paleocauces disminuyen de tamaño. Debido a la disminución en la capacidad de transporte de los cauces del mega-abanico atribuida a la bifurcación de los mismos o a la infiltración y evapotranspiración, los depósitos asociados a estos paleocauces presentan una granulometría fina dominante (limos arenosos arcillosos) y se encuentran arealmente más espaciados, dominando las facies finas (acillas-limosas) vinculadas a ambientes de llanura de inundación. Weismann *et al.* (2010; 2013) interpretan que en las zonas distales de los mega-abanicos se produce un aumento de la acomodación tanto vertical como lateral hacia la cuenca, permitiendo un mayor desplazamiento de los cauces, lo cual llevaría a un menor re-trabajo lateral de los depósitos y aumentaría el potencial de conservación de las facies de relleno de cauce y de llanura de inundación, dominando los materiales de granulometría fina. Los depósitos de la llanura de inundación mal drenados (ver sección 4.5 y 4.6) en el área distal representan una superficie topográfica de una cuenca de bajo gradiente y una capa freática somera. El estancamiento estacional del agua superficial en la zona distal del mega-abanico, como lo indicaron Vanlesberg y Kröhling (2010), se puede observar en imágenes Landsat-08 para diferentes periodos hidrometeorológicos (seco y húmedo; Fig. 4.13), lo cual se asocia a la disminución de la pendiente hacia el pie del abanico y a una zonificación de la permeabilidad del sustrato. En general, los paleocauces y los depósitos de llanura de inundación finos del área distal del mega-abanico fueron modificados por procesos de superficie que incluyen inundaciones, actividad eólica, bioturbación y pedogénesis, y también por actividad antrópica (principalmente deforestación e incendios de espartillo).

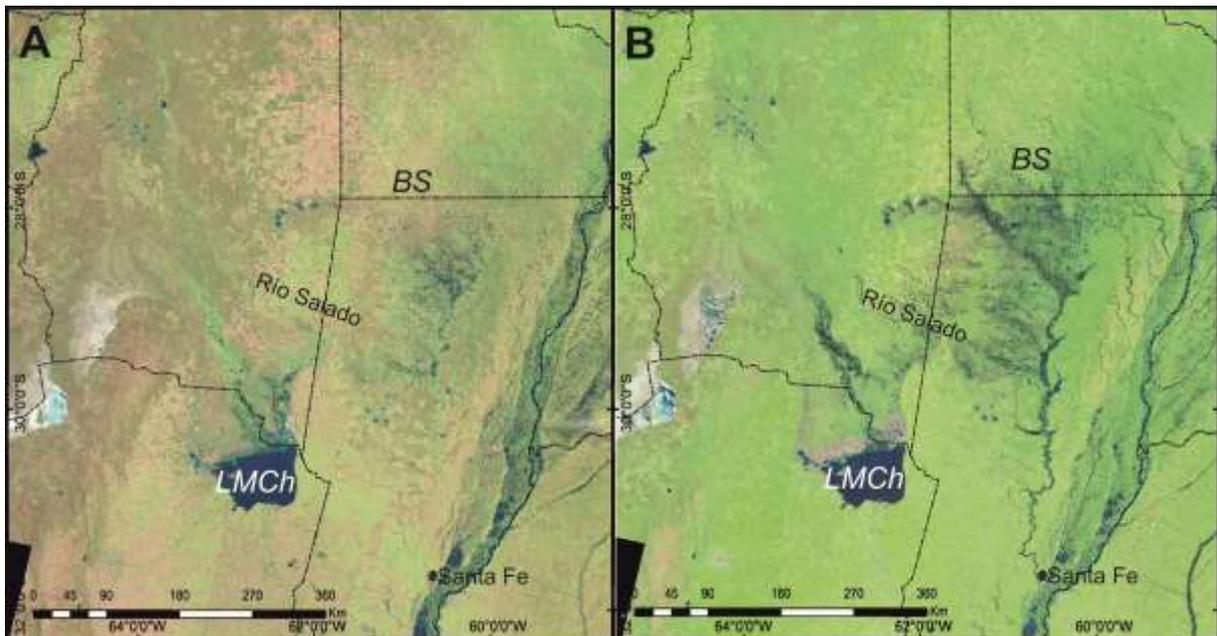


Fig. 4.13: Imágenes satelitales Landsat-08 que muestran dos periodos hidrometeorológicos en el área distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento. **A:** año 2015, periodo seco. **B:** año 2019, periodo más húmedo. Imágenes Landsat-8 (NASA, 2013), combinación de bandas B6, B5, B4 en Google Earth Engine ©. BS = Región de los Bajos Submeridionales; LMCh = Laguna Mar Chiquita.

A nivel regional se observa que la UG2 presenta patrones de drenaje distributivos en dos áreas menores específicas dentro del mega-abanico, con zonas de ápices secundarios (26°22'S; 61°20'O y 28°24'S; 62°56'O, respectivamente) (Fig. 4.9 B y G). Las zonas apicales están ubicadas hacia el N y hacia el S de las OH, alineadas a dicha estructura. En una de las secciones transversales se observa el perfil plano-convexo típico de ambos abanicos fluviales menores (perfil Te, Fig. 4.12). Se interpreta que la UG2 está constituida por dos grandes lóbulos de agradación generados por la segmentación del mega-abanico en su parte media, producto de la deformación neotectónica (Thalmeier *et al.*, 2021). El lóbulo norte está formado por las SUG 2a, 2b y 2c, mientras que el sur por las SUG 2d, 2e y 2f. El diseño de estos lóbulos puede observarse claramente en la Figura 4.5.

La **SUG2a** (Fig. 4.10) está representada por una llanura loésica de 12.754,9 km² de extensión, con una pendiente general de 0,03°. Las fajas de paleocauces meandriformes del río Salado de dirección NO-SE tienen anchos comunes de 50-170 m, y pueden observarse en las imágenes satelitales (Fig. 4.9 F). Sin embargo, en el campo su identificación se dificulta. Los cuerpos sedimentarios de los paleocauces consisten en arenas muy finas con un espesor generalmente limitado a 1–4 m, cubiertos por un manto loésico de 8-10 m de espesor. Estos depósitos están intercalados en materiales limo-arcillosos de ambiente de llanura de inundación, lo que indicaría que la evolución del cauce fue impulsada por avulsiones que cambiaron el flujo de sedimentos en un entorno general de agradación. Los depósitos de llanura de inundación (*overbank*) también están cubiertos por loess. En la parte NE de la SUG algunos paleocauces de dirección NO-SE generaron grandes lóbulos deposicionales de 13-28 km de largo y hasta 7 km de ancho. Los elementos geomorfológicos dominantes de esta SUG son numerosas hoyas de deflación circulares con diámetros entre 50 y 200, desarrolladas en la superficie loésica. Estos elementos geomorfológicos formados por deflación fueron citados en otros mega-abanicos sudamericanos (Iriando, 1989; Latrubesse *et al.*, 2012). Muchas de estas depresiones eólicas interceptan la capa freática y, en consecuencia, albergan pequeñas lagunas circulares con márgenes evolucionadas. Algunas de las hoyas de deflación que forman lagunas circulares/elípticas están conectadas por cauces incipientes. En general, la mayoría de los paleocauces meandriformes de la SUG2a se detectan mediante una sucesión lineal de hoyas de deflación circulares de 150-200 m de diámetro, desarrollados en suelos en general afectados por la erosión pluvial. Tal como lo menciona Iriando (1987), los paleocauces de esta unidad constituyen los reservorios de agua potable para la zona.

La **SUG2b** (Fig. 4.10) tiene una extensión de 21.961,8 km² con una pendiente menor a los 0,10°. Está constituida por áreas bajas, frecuentemente inundadas, limitadas por anchas fajas más elevadas que en conjunto tienen una orientación general NO-SE. Estas diferentes áreas se caracterizan por presentar paleocauces de los ríos Salado y Bermejo, cauces activos, lóbulos agradacionales (*aggradation lobes*), arroyos cortos alimentados por aguas subterráneas, pequeños pantanos (*ponds*) y suelos inundados. El área NO de la SUG está dominada por elementos que pertenecen al mega-abanico del Salado: paleocauces meandriformes de dirección NO-SE y NNO-SSE de 60-200 m de ancho. Son frecuentes los

lóbulos de derrames (*crevasse splays*) de 0,4-2,5 km de largo. Algunos de los paleocauces se integran al E alcanzando hasta 200 m de ancho, con lóbulos desarrollados de hasta 5 km de largo. Una faja preservada del río Salado de 1,3-1,6 km de ancho contiene un cauce sinuoso asociado a meandros abandonados que dan lugar a lagunas semilunares (*oxbow lakes*). Esta cruza la SUG2b con dirección NO-SE y en la parte SE de la SUG se bifurca en muchos paleocauces, con lóbulos de derrames, lóbulos de agradación y pantanos (*swamps*) en un área parcialmente re-trabajada por el río Bermejo. Se desarrollaron hoyas de deflación circulares de 40-120 m de diámetro en el interior de los paleocauces, llanuras de inundación (*floodplain*) y también en algunos de lóbulos de derrames terminales en la parte occidental de la SUG.

El centro-este de la SUG está representado por una densa y muy avulsiva red de cauces sinuosos, asociada a pantanos de diversas morfologías (*swamps, ponds*), lagunas ocupando meandros abandonados (*oxbow lakes*), grandes lóbulos de derrames terminales (*terminal splays*), que en parte están marginados por bosque. Los cauces activos (20-40 m de ancho) inciden 3-4 m por debajo del nivel de la llanura de inundación y están limitados por albardones, dichos cauces interceptan paleocauces y desarrollan lóbulos de derrames (*crevasse splays*) (1,5-1,8 km de largo). Otros cauces sinuosos actuales de dirección NO-SE (10-40 m de ancho) tienen albardones discontinuos de unos 130-200 m de ancho cubiertos actualmente por bosque. Cada uno de ellos está ocupando una faja ancha y sinuosa de 0,6-1,8 km a cada margen del cauce, con pantanos y lagunas, y lóbulos de derrames. Dicha faja se halla 2-3 m por debajo del nivel general de una planicie cubierta por bosque. En el SE de la SUG, algunas de estas fajas anchas (0,6-2,6 km) solo están ocupadas por pantanos ("esteros" en la geografía local), con lóbulos de derrames. Las llanuras de inundación entre las numerosas fajas fluviales y pantanos extendidos presentan suelos hidromórficos con vegetación hidrófila. Los procesos relacionados con la dinámica del Bermejo re-elaboraron profundamente la superficie del mega-abanico del Salado en esta SUG. Las perforaciones registran cuerpos lenticulares de arenas finas amarillas a ocres a una profundidad de 6-19 m.b.b.p, con un espesor de 3-7 m. En la parte NE del SUG2b se encontraron materiales arenosos fluviales entre los 25-29 m.b.b.p con espesores de 4-6 m.

La **SUG2c** (Fig. 4.10) se caracteriza por ser una llanura de 3.824,3 km² con una suave pendiente hacia el SE (< 0,01°). El elemento geomorfológico más común son las hoyas de deflación circulares de 100-150 m de diámetro. Estas depresiones forman pantanos o lagunas durante los eventos de elevación de la capa freática o en períodos dominados por intensas precipitaciones. Además, son frecuentes las hoyas de deflación elipsoidales de 180-480 m de largo del eje principal, alineadas dentro de paleocauces obliterados de direcciones NO-SE, N-S y NNO-SSE y con anchos de 100-200 m. Una faja fluvial de dirección NO-SE y de 800 m de ancho, con hoyas de deflación, presenta algunas lagunas temporales de 2,5-4 km de diámetro que están conectadas al sistema fluvial Golondrinas-Calchaquí (GU3). Está formada por suelos hidromórficos y salinos-sódicos. El ambiente de deposición de esta unidad es de llanura de inundación, el cual es interpretado a partir de las descripciones de materiales limo-arcillosos

y arcillo-limosos verdosos con CaCO_3 pulverulento y pátinas/nódulos de manganeso. Esta SUG2c es parte de la región de los BBSS.

Las SUG 2d, 2e, y 2f representan un gran lóbulo de agradación en la zona distal del mega-abanico del Salado, desarrollado al SE de las OH (Fig. 4.10). La **SUG2d** cubre 8.733,1 km², con una pendiente general de 0,02°. Presenta paleocauces discretos de dirección NO-SE, algunos de ellos asociados a lóbulos de derrames (*crevasse splays*) que han sido afectados por deflación y posteriormente fueron cubiertos por un manto de loess. Por ello, esta SUG forma una planicie con suelos bien drenados, en general deforestada y parcialmente afectada por la erosión de flujo laminar. En su franja occidental se encuentran lóbulos de derrames terminales de 0,9-7 km de largo y 0,3-2 km de ancho y de diferentes edades, y segmentos de paleocauces sinuosos de direcciones NNO-SSE y NO-SE y de 40-80 m de ancho. Estos están parcialmente cubiertos por bosques bajos, algunos de ellos incluyendo depresiones circulares erosivas (Fig. 4.9 G). En el área S, los paleocauces sinuosos de direcciones O-E y SO-NE y de 35-60 m de ancho, también cubiertos por depósitos de loess, se interpretan como generados por la dinámica del mega-abanico del río Dulce. Algunos segmentos de 1,8-2,5 km de largo de cauces SO-NE y O-S, solo son visibles en las imágenes satelitales a través de la alineación de hoyas de deflación circulares a elipsoidales de 150-200 m de diámetro. La alta densidad de hoyas de deflación en algunos sectores de la SUG, de 80-250 m de diámetro, se convierten en lagunas semi-permanentes al interceptar la capa freática o por acumulación de agua precipitada. Lóbulos complejos (*complex splays*) (11-16 km de largo) se extienden desde la SUG2g hasta el S y afectan a esta SUG.

La **SUG2e** está representada por una llanura de 8.387,2 km² con una pendiente menor a 0,01°, la cual se encuentra afectada por erosión laminar y está parcialmente cubierta por vegetación arbustiva. Presenta una alta densidad de hoyas de deflación circulares de 100-150 m de diámetro, dominantes en el paisaje. Además, contiene paleocauces sinuosos de dirección SO-NE en la parte N de la SUG, y NO-SE y O-E en el resto, de 40-120 m de ancho. Estos representan la interacción entre los mega-abanicos de los ríos Salado y Dulce, y algunos de ellos se bifurcan en estrechos cauces sinuosos. En general, fueron cubiertos por un depósito limo arcilloso de origen palustre. Los suelos hidromórficos y salinos son comunes en esta SUG. Algunas fajas fluviales avulsivas y de 0,5-2 km de ancho se detectan en imágenes satelitales a pesar de ser difíciles de observar en el campo. Estas fajas consisten en arenas muy finas de 2-4 m de espesor que se intercalan en depósitos arcillosos y limosos de llanura de inundación entre los 5-9,8 m.b.b.p. Un paleocauce de dirección NNO-SSE está asociado a un área compleja de lóbulos de derrames (*terminal splays*) de 7 km de largo. Algunos cauces solo se distinguen por la alineación de hoyas de deflación elipsoidales (eje principal SO-NE: 200-350 m de largo). Principalmente en la zona E de las SUG, en general el nivel freático está cerca de la superficie y genera numerosas lagunas que ocupan estas depresiones. Esta SUG está caracterizada por sedimentos superficiales limo-arcillosos con abundantes concreciones irregulares de CaCO_3 y nódulos de Mn, predominando las facies palustres sobre las fluviales.

La **SUG2f** se caracteriza por ser una llanura extendida de 10.368,3 km² con una suave pendiente hacia el E ($< 0,01^\circ$), representada por los depósitos más distales del mega-abanico. Algunos paleocauces terminan en áreas pobremente drenadas y en humedales relacionados con una capa freática emergente, con llanuras de inundación extendidas estacionalmente. La SUG2f corresponde al corazón de los denominados Bajos Submeridionales, una región afectada durante los eventos húmedos actuales por inundaciones que podrían cubrir más del 50 % de la superficie. Presenta grandes humedales estacionales y es un lugar clave para la conservación de la vida silvestre. Los suelos están saturados estacionalmente (suelos hidromórficos y salinos-sódicos) con vegetación presente de "pajonales" (*Spartina argentinensis*) que se desarrollan sobre un depósito palustre arcilloso gris oscuro. Las depresiones circulares, de 120-200 m de diámetro, son comunes. Además, las hoyas de deflación elipsoidales de 180-500 m de largo del eje principal y de dirección SO-NE dominan principalmente alineadas en la misma dirección a lo largo de paleocauces sinuosos de 12-15 m de ancho (Fig. 4.9 H). Debido a que la oscilación de la capa freática a menudo es estacionalmente variable, las numerosas hoyas de deflación que caracterizan a la SUG albergan salinas y/o lagunas, algunos de ellas limitadas por una faja de suelos salinos (50-300 m de ancho en su margen NE). Las lagunas temporales de 0,7-3,6 km de diámetro dominan en el área E de la SUG, algunas abarcan más de una depresión circular erosiva; otras grandes depresiones del área SE están ocupadas por lagunas con lunetas (*lunettes/clay dunes*) asociadas a lo largo de su margen N/NE. Por ejemplo, una de ellas es la laguna La Tigra (Fig. 4.14) que presenta un contorno irregular y bien definido, y vestigios de lunetas. En las imágenes satelitales se distinguen en esta SUG pocos paleocauces de dirección O-E y SO-NE, y de 35–100 m de ancho, algunos de ellos con un patrón distributivo. Los depósitos de cauce consisten en estratos de limo-arenoso a arena limosa, de aproximadamente 1 m de espesor, cubiertos por depósitos limosos de 5-8 m de espesor. Estos están aislados en depósitos de limo arcilloso de llanura de inundación (*overbank*). Paleocauces sinuosos de dirección NO-SE y de hasta 200 m de ancho están ocupados por pantanos temporales y con pocos complejos de lóbulos de derrames (*terminal splays*) de 3 km de largo, algunos de ellos con meandros abandonados (350-480 m) y lóbulos de agradación NO-SE y de morfología irregular. Se detectan, además, pocos cauces de alimentación, algunos de los cuales conectan hoyas de deflación. Se observa también una faja fluvial de dirección NO-SE de 800 m de ancho con hoyas de deflación, que se conecta al sistema fluvial Golondrinas-Calchaquí (UG3) (Fig. 4.9 H). En la parte sur de la SUG, se bifurca una faja meandriforme de 100 m de ancho abandonada recientemente por el río Salado y que ingresa a un área de pantanos. Ésta se encuentra controlada en el O por una falla reactivada asociada a la parte N del bloque de San Guillermo (Thalmeier *et al.*, 2021). El segmento final antes de conectarse con el río Salado, está asociado a un lóbulo de derrame (*crevasse splay*). La mayoría de los paleocauces conforman vías preferentes de flujos en épocas húmedas o de grandes precipitaciones en áreas con agua superficial estancada. Otros de los elementos que dominan en el paisaje de esta SUG son los numerosos hormigueros de hasta 1 m de altura y 3 m de diámetro (género *Atta*). Según Iriondo (1987), la unión de los grandes hormigueros puede formar montículos ("isletas") con una cubierta de bosque/arbusto sobre

el extenso paisaje de pastizales (*Spartina*). Por ejemplo, cercano a la laguna La Tigra existen numerosas “isletas” de 5 a 6 m de diámetro, cubiertas por arbustos y distanciadas entre 100 y 500 m. El ambiente de sedimentación de esta SUG fue principalmente palustre, lo que se deduce de la alta proporción de arcillas y arcillas-limosas verdosas con concreciones de CaCO_3 y nódulos de Mn distinguidos en los perfiles perforados en esta unidad, como se observan en la perforación de Fortín Tres Pozos analizada (Thalmeier *et al.*, 2021). En menor medida se encuentran las fajas de origen fluvial. Por otro lado, la actividad eólica formó gran cantidad de hoyas de deflación. Finalmente, las áreas lacustres actuales dependen de los eventos hidro-meteorológicos y de las fluctuaciones del nivel freático.

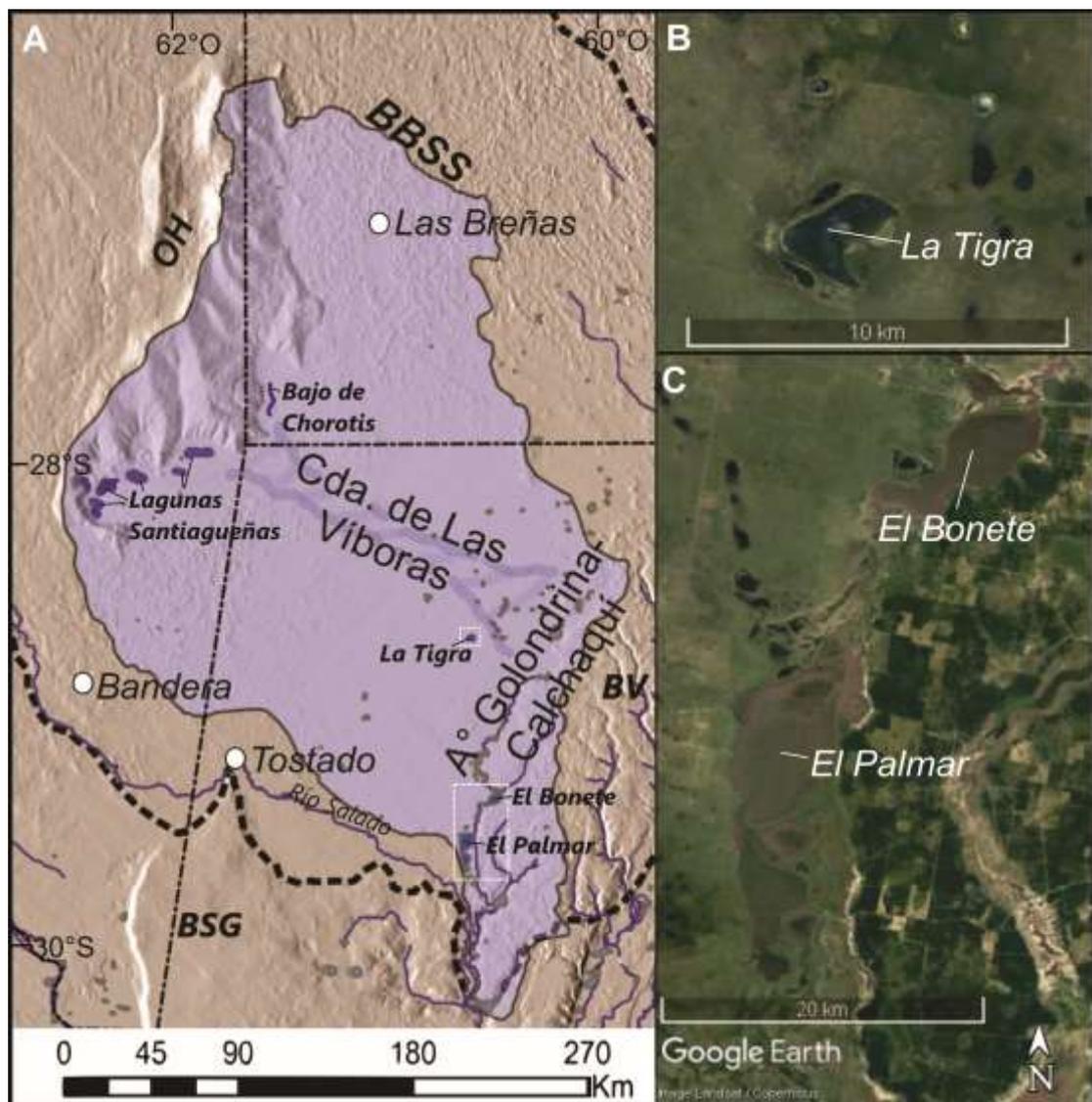


Fig. 4.14: A: Ubicación de algunas lagunas y cauces principales. En recuadros blancos, las ubicaciones de las siguientes figuras. B: Imagen satelital de la laguna La Tigra. C: Imagen satelital de las lagunas El Bonete y El Palmar. Ambas imágenes tomadas de Google Earth©.

La **SUG2g** tiene una extensión areal de 8.086,1 km² y está representada por una depresión fluvial asimétrica NO-SE de 25-55 km de ancho, 160 km de largo y aproximadamente 10 m de profundidad, con una pendiente general < 0,01° al SE (perfil Te - Figura 4.12). El patrón recto del cauce principal de

dirección NO-SE evidencia un control estructural en la llanura fluvial. El resultado es una depresión estrecha donde converge la sedimentación de las dos áreas distales del abanico. En su área occidental se encuentran las lagunas irregulares (Lagunas Santiagueñas; Fig. 4.14) ubicadas al pie de las OH y las salinas asociadas; y en el área noroccidental, el denominado Bajo de Chorotis (Fig. 4.14). Se observan en toda la SUG numerosas depresiones de origen eólico ocupadas bajo el clima actual por lagunas efímeras que fueron modeladas parcialmente por procesos lacustres. Las lunetas asociadas a estas hoyas de deflación presentan 2-9 km de largo, 120-750 m de ancho y 2-3 m de alto, y se desarrollaron en el margen de sotavento de las depresiones (costas N-NE y NO). Estas geoformas están compuestas por arcillas limosas y presentan vegetación arbustiva. Numerosos lóbulos de derrames (*terminal splays*; 2-4 km de largo) cercanos a estas lunetas marginan las depresiones eólicas. Los lóbulos agradacionales, de 3 km de ancho y 20 km de largo, están separados por largas fajas caracterizadas por pantanos que ocupan numerosas hoyas de deflación circulares. Una incipiente red de cauces estrechos y sinuosos aparece asociada a una llanura de inundación en el resto de la depresión, parcialmente cubierta por vegetación halófila. Durante los períodos húmedos estos cauces colectan el drenaje hacia el E. En la parte oriental de la SUG son frecuentes las hoyas de deflación circulares (100-500 m de diámetro) y los paleocauces sinuosos. Están ocupados por pantanos o eflorescencias salinas que marcan diferentes niveles alcanzados por las lagunas. Iriondo (1987) definió esta SUG como la "cañada de las Víboras" indicando un control estructural y describiendo llanuras aluviales de 18 km de largo, 200 a 400 m de ancho y unos pocos decímetros de altura, cubiertas por bosques, y generados por un paleocauce del río Salado. Según el autor, la morfología de la cañada de Las Víboras indica que se trata de un bloque basculado hacia el S, y que dicho movimiento se produjo en tiempos recientes. Un rasgo demasiado llamativo es la morfología de la depresión donde se ubican las Lagunas Santiagueñas al SO de OH, lo cual sugiere un origen estructural. Esta SUG2g está incluida en la región de los BBSS, y su ambiente de sedimentación fue principalmente palustre, lo que se deduce por la presencia de columnas sedimentarias formadas por arcillas limosas verdosas con concreciones de CaCO₃ y nódulos de Mn.

Al sur de las OH, en la zona N de la SUG2g y SO de la SUG2a, se halla un área que se conoce bajo el nombre de Campo del Cielo, el cual se formó alrededor de 4 ka. AP (4.000 años antes del Presente) por una lluvia de meteoritos de hierro (Cassidy y Renard, 1996). El campo tiene dimensiones de 3 × 18,5 km, reflejando el bajo ángulo de caída (aproximadamente 9°) de los meteoritos, sin embargo, algunas referencias indican un área de dispersión de 20.000 km². Contiene al menos 20 cráteres de meteoritos pequeños bien conservados. Los cráteres más grandes (alrededor de 50 m de diámetro) parecen haberse formado por impactos de los proyectiles, dispersando fragmentos alrededor de los cráteres y sin dejar grandes masas en su interior. El resto de los cráteres son alargados con masas de varias toneladas preservadas dentro de ellos y sin productos de fragmentación en el exterior (Cassidy y Renard, 1996).

4.2.2.3. UG Faja fluvio-eólica del Golondrinas-Calchaquí

La **UG3** representa la faja fluvial actual del arroyo Golondrinas-Calchaquí (Fig. 4.10 y 4.14), el cual conecta un sistema de lagunas encadenadas. Esta faja se desarrolla sobre un paleocauce del río Paraná, siendo el colector del drenaje actual del área distal del mega-abanico del río Salado y cuenca hidrográfica de los BBSS. Iriondo (1987) indica que este paleocauce ha quedado separado del resto del sistema del Paraná por una fractura de rumbo general N-S que lo limita hacia el E y el control que ejerce el BV. Esto produjo la avulsión del río Paraná hacia el E, al N del BV por su presencia, y/o el desplazamiento hacia el E debido el levantamiento progresivo del VB. Esto debe interpretarse de manera general como una evolución cuaternaria, ya que no hay ningún control geocronológico para restringir las etapas. Las dimensiones del paleocauce y su carácter meándrico indican que se formó durante una época más húmeda que la actual y que luego de haber sido abandonado por el río, sufrió remodelación parcial (eólica y lacustre) en una época de clima más seco.

Cerca de la cabecera del sistema, el cauce está representado por una depresión NNE-SSO de 2,6-3,3 m de ancho y 2-5 m de profundidad con respecto a la morfoestructura elevada del VB. Hacia el S el cauce se conecta con una depresión N-S de 10-16 km de ancho (Fig. 4.10). Se desarrollaron hoyas de deflación circulares y elipsoidales en dicha paleo-faja del Paraná, la cual está actualmente ocupada por pantanos, lagunas y salinas (1,2-10 km de diámetro) y con lunetas en sus márgenes NE (de hasta 4 km de largo y 300 m de ancho). La vegetación halófila e higrófila de la depresión contrasta con el bosque mixto de *Schinopsis balansae* ("quebrachales") que dominan al E, en el BV. El cauce actual del arroyo Golondrinas comienza en un sistema de salinas interconectadas en la parte N del gran paleocauce (8 km de ancho) y fluye a lo largo de su margen oriental. Es un cauce N-S sinuoso (40-60 m de ancho), con llanuras aluviales y numerosos lóbulos de derrames (*crevasse splays*) (300-500 m de ancho) cubiertos por costras de eflorescencias salinas. Hacia el S tiene un patrón meandriforme y cruza numerosas hoyas de deflación ocupadas por lagunas temporarias. Las lunetas asociadas (2-5 m de altura) presentan suelos salinos; están formadas por arena limosa a limo arenoso y cubiertas por bosque. Las lagunas El Bonete (45 km²; Fig. 4.14) y El Palmar (90 km²; Fig. 4.14) son las más grandes, rodeadas de lunetas de arcilla en el margen NO. Los bosques de palmeras (*Copernicia australis*) rodean la laguna El Palmar, siendo uno de los relictos más australes de estas palmeras. El arroyo Calchaquí (45-55 m de ancho) fluye a lo largo del borde oriental de la gran depresión desde la laguna El Palmar hacia el S con un patrón meandriforme de alta sinuosidad, asociado a lóbulos de derrames (*crevasse splay*), meandros abandonados (*oxbow lakes* y *cutoff meanders*), espiras de meandros (*meander scroll*), albardones (*levees*) y llanuras aluviales. Conecta numerosas lagunas y salinas, preservando la identidad de cauce incluso durante los períodos secos. Los materiales del fondo de las lagunas corresponden a arenas cuarzosas finas arcillosas. La composición mineralógica obtenida de estas arenas es similar a la de las arenas actuales del río Paraná. El último segmento (54 km de largo) de la gran depresión N-S asociado con el paleocauce del Paraná (8-13 km de ancho) está ocupado por la faja fluvial actual del Salado y el

sistema Calchaquí. Ambos cauces fluyen paralelos hasta su punto de confluencia en una faja de llanura de inundación caracterizada por numerosas lagunas y pantanos y paleocauces sinuosos (Fig. 4.15).



Fig. 4.15: Imagen satelital del segmento de la llanura aluvial compartida entre el río Salado y el arroyo Calchaquí. Coordenadas del recuadro: $29^{\circ}56'15.19''S$, $60^{\circ}47'37.34''O$ y $30^{\circ}2'30.82''S$, $60^{\circ}36'41.03''O$, Google Earth©.

4.2.2.4. UG Faja fluvial actual del río Salado

La faja fluvial activa del río Salado (SUG4 en la Fig. 4.10) adyacente al área proximal-media del mega-abanico tiene una dirección NNO-SSE a NO-SE y un ancho típico de 2 km; fluye a través del margen sur del abanico. Está representada por un río meandriforme, dominado por cargas mixtas, con espiras de meandros (*point-bars*) y barras arenosas laterales (*lateral bank-attached*), y llanuras de inundación asociadas con características geomórficas de cauce activo (espiras de meandro, pequeños cauces y meandros abandonados ocupados por pantanos). Los radios de los meandros del Salado duplican los radios del río aguas arriba del ápice del abanico (Juramento). La presencia de cobertura vegetal en la llanura de inundación de la faja fluvial actual indica áreas dominadas por sedimentos finos y formación de suelo. En el área proximal del mega-abanico, una zona adyacente a la actual faja fluvial contiene cauces recientes relativamente estrechos y sinuosos, con elementos geomorfológicos como espiras de meandro, cauces y meandros abandonados, modificados por la actividad antrópica. Las zonas inactivas del área más proximal del mega-abanico actualmente se modifican mediante procesos de re-trabajo (por ejemplo, escorrentía local, procesos eólicos) y por pedogénesis.

La faja fluvial activa (SUG4 en la Fig. 4.10) adyacente al área distal del mega-abanico, fluye a través de su margen S con una dirección NO-SE. Un punto de avulsión (28°44'43"S y 62°42'27"O) define una zona de 20 km de largo y 8 km de ancho, con derrames (*splays*) y numerosos pantanos que, aguas abajo, se conectan con un segmento con lóbulos de derrames (*crevasse splays*) dominantes. La actual faja fluvial de 1-2,5 km de ancho, comprende el cauce meandriforme con llanuras de inundación asociadas a meandros abandonados que forman lagunas y pantanos (*oxbow lakes, meander scrolls, meander cutoffs, swamps*). El radio y el ancho de los meandros abandonados duplican/cuadruplican los radios del cauce actual. Uno de los paleocauces del río Salado tiene 65 a 200 m de ancho y está asociado a una llanura aluvial de 130-150 m de ancho y de 1 m de altura respecto a la cota de la llanura de inundación. El cauce actual (de 15 m de ancho) presenta una pobre incisión en este paleocauce (1-2 m) y tiene una llanura aluvial de pocos metros de ancho. Ambos cauces son coincidentes e indican diferentes períodos de descargas. Los depósitos de finos de llanura de inundación y la formación de suelo caracterizan la faja fluvial. Numerosos pantanos aparecen cerca de la faja fluvial antes de la confluencia del río Salado con el sistema fluvial Golondrinas-Calchaquí.

Un lóbulo de derrame (*terminal splay*) del actual cauce fluvial alcanza 65 km de largo y 9,5 km de ancho, con pequeños cauces y pantanos en su parte sur, en general cubiertos por bosque. El río Salado se encauza a lo largo de este segmento. Al S, el cauce meandriforme tiene 25-35 m de ancho y está limitado por barrancas de hasta 4 m de altura, dentro de una faja fluvial con vegetación y meandros abandonados. En el área central del mega-abanico, el cauce actual es sinuoso, de 20-30 m de ancho y está limitado por barrancas de 2-3 m de altura, con espiras y meandros abandonados. Ocupa una faja fluvial de 3-4 km de ancho. Durante el estiaje, el río tiene un patrón entrelazado dentro del cauce sinuoso.

El último segmento del río Salado antes de su desembocadura en el sistema del río Paraná (SUG4 en la Fig. 4.10) ocupa un valle fluvial de dirección N-S, de 4-10 km de ancho y 20 m de profundidad. La primera parte de este segmento (25 km de largo) abarca el río Salado y el arroyo Calchaquí, que fluyen paralelos con gran sinuosidad, y que se extiende hasta una antigua confluencia entre ambos ríos (Fig. 4.15). El actual cauce del río Salado (10-15 m de ancho) coincide con el paleovalle del Salado (250-400 m) a lo largo de esa parte. En el siguiente segmento aguas abajo (30 km de largo), la faja activa del Salado está formada por un cauce sinuoso (10-15 m de ancho) en una llanura de inundación parcialmente cubierta por vegetación. Aguas abajo de la confluencia del Salado y Calchaquí, la actual faja del Salado (3 km de ancho) muestra un cauce meandriforme (50-70 m de ancho). Éste se encuentra marginado por albardones bien desarrollados que alcanzan 0,5–2,0 m de altura sobre la llanura de inundación, y están parcialmente vinculados a los cauces de derrames (*crevasse channel*) y lóbulos de derrames fluviales (*crevasse splay*), resultantes del flujo sobre depósitos de llanuras de inundación (*overbank*). Numerosos pantanos y lagunas temporales se extendieron a lo largo de la llanura de inundación activa adyacente conectados con cauces de tipo *yazoo*. Los meandros abandonados y las espiras de meandro (*oxbow lakes, infilled oxbows y scroll bars*) son comunes en la llanura de inundación. Dos generaciones de pantanos

ocupando los meandros abandonados se deducen por su forma, uno de ellos con radios y anchos comparables a los meandros actuales, y el otro duplicando a estos. Una terraza fluvial aparece en algunos sectores (1-2 km). Cerca de la desembocadura del río, el cauce presenta un patrón *anabanching* caracterizado por cauces sinuosos e islas.

4.2.2.5. El sistema *interfan* Salado / Dulce

El límite coalescente de los mega-abanicos de los ríos Salado y Dulce, correspondiente al área S de la zona media del mega-abanico del Salado y al área N de la zona media y distal del mega-abanico del río Dulce (Fig. 4.5 B), representan un sistema de *interfan* (como se describe en otros mega-abanicos en el mundo por Sinha y Friend, 1994 y Assine *et al.*, 2015). Este sistema abarca un área de 150 km de largo y de 14 a 40 km de ancho, y está representado por una suave pendiente general hacia el SE, dominada por sedimentos fluviales. Esta área se caracteriza por presentar sedimentos limo-arcillosos de llanuras de inundación y fajas arenosas de cauces, con lóbulos de derrames (*crevasse splays*) del río Salado, en general, cubiertos por bosque. Se deduce una conexión entre el sistema del río Salado y la faja fluvial del Dulce durante eventos de grandes inundaciones. La evidencia histórica (ver sección 4.3) indica que hace unos 200 años aproximadamente, la faja fluvial principal del Salado se desvió hacia el S de la actual faja fluvial (UG4), conectándose con la faja del río Dulce. Este paleocauce atraviesa la zona media del *interfan* con una dirección N-S que cambia a NO-SE cerca de la confluencia con la faja del Dulce. El paleocauce, de 100 km de longitud aproximadamente, puede ser reconocido en las imágenes satelitales (Fig. 4.16).

Una zona de avulsión de unos 22 km de longitud se caracteriza por tener sus nodos de avulsión coincidentes con segmentos lineales estructurales perpendiculares a la dirección del río Salado (Thalmeier *et al.*, 2021), observados al sur de las OH en los procesamientos de MDE, lo cual sugiere el control estructural sobre el sistema del drenaje del río Salado reciente. Uno de los nodos (28°02'19''S y 63°21'46''O, cerca de Tiun Punco, Santiago del Estero; SE - Fig. 4.16) está conectado al S con lóbulos de derrames inactivos (de hasta 19 km de largo). El otro nodo (28°08'23''S y 63°16'52''O; cerca de Villa Matará, SE - Fig. 4.16) está relacionado con un lóbulo deposicional inactivo con cauces trenzados, cubierto por bosque, que se fusiona al S con el paleocauce histórico del Salado. Este paleocauce sinuoso (7-20 m de ancho) está conectado con numerosos lóbulos de derrames que se extienden hacia el S y el SE, cruzando la llanura de *interfan* (112 m.s.n.m. aprox.), cubierta por bosque. El paleocauce recibe algunos paleocauces tributarios de la zona occidental. El paleocauce colector está bien definido aguas abajo y está bordeado por una faja de 160-200 m de ancho con bosques conectados a numerosos lóbulos de derrames arenosos. En las cercanías de Mailín (SE - Fig. 4.16), el paleocauce del Dulce es meandriforme y de 20-35 m de ancho, con meandros abandonados y cubierto por bosque; se conecta sobre la margen derecha con el paleocauce del Salado. Aguas abajo de la confluencia, el cauce principal del Salado es meandriforme y ocupa una faja vegetada de 300 a 400 m de ancho, con meandros

abandonados. A ambos márgenes se asocian lóbulos de derrames inactivos que caracterizan una faja continua (5 km de ancho) y que termina en un gran lóbulo sedimentario (6,3 km de largo y 4,2 km de ancho) que llega hasta la faja activa del río Dulce. El último tramo corto del paleocauce del Salado (32-40 m de ancho) está parcialmente inundado por la faja fluvial del Dulce y marginado por bosque.



Fig. 4.16: Imagen satelital de un sector de la zona de coalescencia entre los mega-abanicos del Salado y del Dulce. Se resaltan en color naranja un paleocauce del río Salado. Coordenadas del recuadro: $28^{\circ}38'27.45''S$, $63^{\circ}31'32.05''O$ y $29^{\circ}13'59.86''S$, $62^{\circ}19'59.45''O$, Google Earth©.

4.3. Mapas históricos y los cambios en el drenaje: evidencias de la dinámica de los ríos Salado, Dulce y Bermejo

Los registros históricos de los últimos cientos de años documentan la alta movilidad de los cauces de los mega-abanicos chaqueños. En este sentido, el análisis presentado en esta sección menciona algunas de las evidencias documentadas en diversos mapas históricos con el objeto de destacar la dinámica fluvial del Salado. Varios estudios sugieren desplazamientos del río Salado-Juramento hacia el E y posteriormente al SO (Castellanos, 1968). La morfoestructura de las OH influyó en las direcciones de escurrimiento durante el Cuaternario (Peri y Rosello, 2010). A partir de observaciones de campo y evidencias arqueológicas, varios autores señalan diversas direcciones de algunos cauces a partir del siglo XVI (Kanter, 1935; Furlong, 1946; Herrera-Dussel, 1992; Bucher y Chani, 1998; Taboada y Farberman 2014). Mientras que otros, sobre la base de fuentes históricas, reconstruyen las condiciones climáticas del NO argentino durante la conquista española (Prieto *et al.*, 1998). Ellos deducen un período seco (años 1560 a 1641), con temperaturas relativamente bajas y altas descargas de corrientes de agua de fusión glacial relacionadas con la Pequeña Edad de Hielo (PEH); y un período húmedo posterior (años

1663 a 1710) con altas precipitaciones en las Sierras Subandinas, que provocaron inundaciones frecuentes de los ríos principales, incluida la avulsión del río Salado hacia el río Dulce en los años 1703 y 1709. Además, Cioccale (1999) deduce condiciones templadas-semiáridas a áridas durante la PEH en la llanura Chaco-Pampeana provocando una retracción de los sistemas río-laguna, una alta movilidad en la posición de los ríos, la generación de nuevos abanicos aluviales y la activación de procesos eólicos.

Los mapas del Gran Chaco publicados entre los años 1616 y 1911 fueron examinados con fines al análisis histórico complementario de los cambios de drenaje del mega-abanico del Salado. A pesar de los errores intrínsecos en estos mapas y su rango de tiempo, los sucesivos desplazamientos del río hacia el SE y sus interacciones con el río Dulce durante el período de la PEH son evidentes. Un mapa del año 1616 (de Willem Janszoon Blaeu) muestra el río Dulce, representado por un sistema de lagunas de considerable tamaño y cauces, como afluente del río Salado. Algunos de los paleocauces del lóbulo agradacional del mega-abanico del Salado que comprende las SUG 2d, 2e y 2f corresponderían al río Dulce. En los mapas publicados entre los años 1632 y 1733, los ríos Salado y Dulce tienen la misma ubicación que la actual. Fuentes documentales del período colonial español en América del Sur entre los años 1770 y 1789 (por ejemplo, el mapa del Padre Caamaño, 1789; Fig. 4.17) muestran una nueva interacción entre los ríos Salado y Dulce, fluyendo ambos hacia el sistema de lagunas saladas de Los Porongos (hoy ocupado por la gran laguna Mar Chiquita). Esto también fue indicado por Bucher y Chani (1998). El análisis de las fuentes documentales por Prieto y Herrera (2001) dedujo sequías severas entre los años 1785 y 1805 en las planicies de la provincia de Santiago del Estero y la Pampa. El registro limnológico reciente de la laguna Mar Chiquita, estudiado por Piovano *et al.* (2006), incluye sedimentos evaporíticos fechados por ^{210}Pb en el año 1767. A pesar de que los ríos Salado y Dulce fluyeron hacia las lagunas saladas de Los Porongos desde aproximadamente el año 1758 hasta finales del siglo XVIII (Dussel y Herrera, 1999) se deducen bajos niveles de la laguna. Este período de déficit hídrico y temperaturas relativamente bajas correspondería a la fase final de la PEH en la región (Piovano *et al.*, 2006).

A lo largo de 150 km se puede observar en las imágenes satelitales que la actual faja fluvial del Salado (UG4) fluye paralela al río Dulce (área media sur del mega-abanico del Salado; $28^{\circ}20'S$; $62^{\circ}54'O$ y $29^{\circ}45'S$; $62^{\circ}21'O$; Fig. 4.16 y 4.17), y separado por una faja de aproximadamente 25 km de ancho, representada por suaves pendientes que contienen elementos geomorfológicos pertenecientes a ambos ríos. Mapas jesuíticos más recientes (años 1807, 1865 y 1866) muestran al río Salado ocupando la faja fluvial actual y fluyendo hacia el río Paraná. Además, señalan que el río Dulce desembocaba en la laguna Mar Chiquita en el año 1867. En mapas de 1899 y 1911 se observa un cauce bifurcado desde el río Bermejo hacia la SUG2b, lo cual se correspondería con los paleocauces del río Bermejo observados y contrastados en las descripciones sedimentológicas de las perforaciones hidrogeológicas.



Fig. 4.17: Mapa del Padre Caamaño del 1789, el cual documenta la interacción entre los ríos Salado y Dulce (círculo en rojo), coincidente con el área de coalescencia de los mega-abanicos respectivos (Fig. 4.16), explicado en la sección anterior. Se destaca la referencia: Lecho antiguo del Salado, que correspondería a grandes rasgos a la traza que mantiene el último tramo del Salado (modificado de Bucher et al., 2006).

4.4. Composición mineralógica de la fracción modal de arenas de cauces actuales y paleocauces de la región

Las variaciones mineralógicas de los sedimentos de fondo y la carga en suspensión de los ríos Paraná, Bermejo, Salado y Dulce en el presente, además de las muestras de paleocauces de algunos perfiles estratigráficos, su composición, relaciones cuantitativas y datos morfométricos, permiten un primer análisis de las fuentes de procedencia de los sedimentos fluviales de la llanura chaqueña (Sierras Pampeanas, Sierras Subandinas y de Sta. Bárbara, Cratón Brasileño).

Diferentes autores (Bertoldi de Pomar, 1962b; Base de Datos Hidrológica Integrada, 1970; Passeggi, 1996; Kröhling et al., 2018) han estudiado la mineralogía de sedimentos en suspensión y de sedimentos de lecho de algunos de los ríos del Chaco Austral. Otros autores (Bertoldi de Pomar, 1962a; Morrás y

Delaune, 1981) presentan resultados mineralógicos de muestras de perfiles de suelos ubicados en lo que en el marco del presente estudio corresponde a la parte distal del mega-abanico en el área de los BBSS. Esta mineralogía se resume en la Figura 4.18, donde puede observarse la distribución de los principales minerales en un mapa regional.

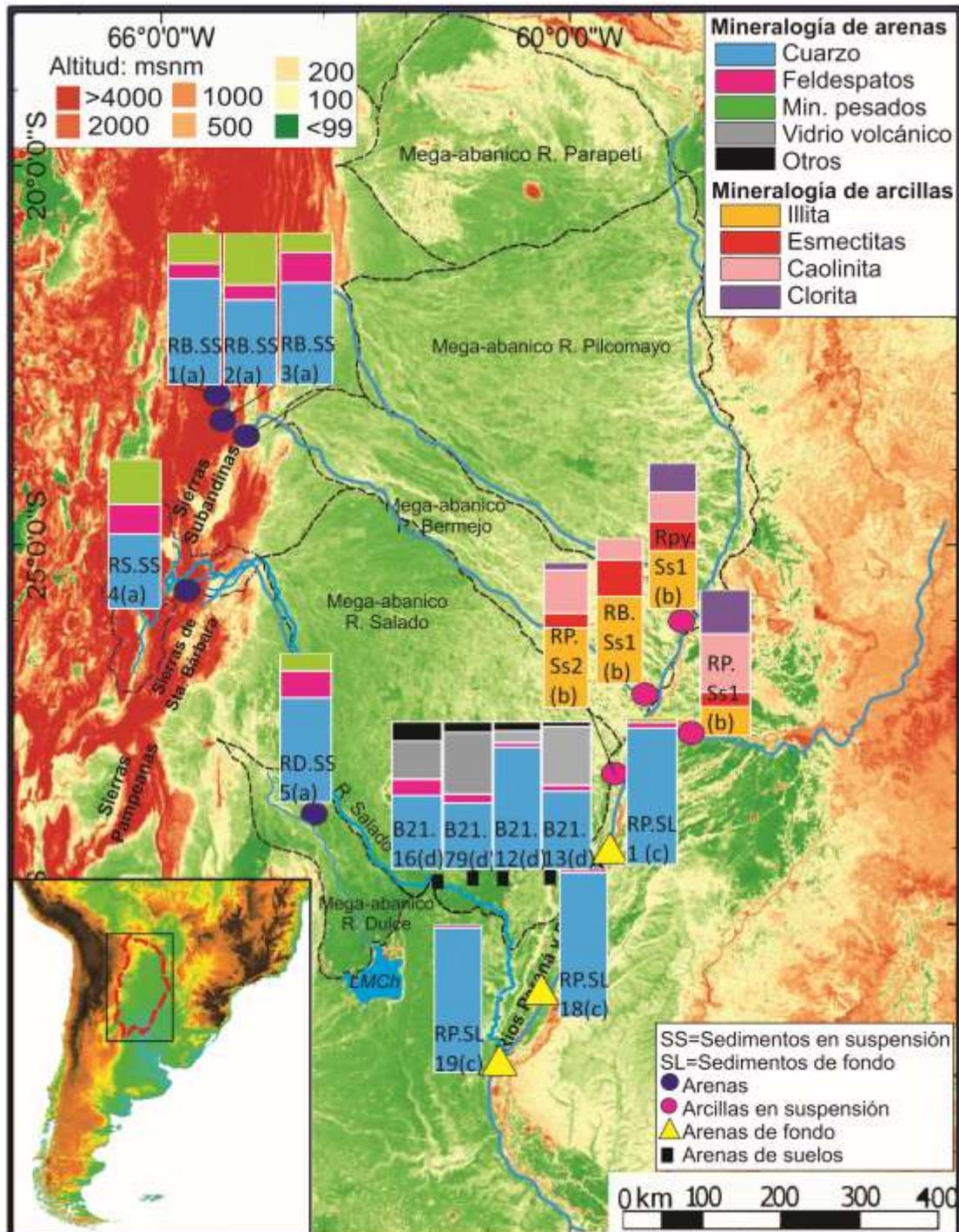


Fig. 4.18: Mapa de relieve sombreado a partir de un MDE SRTM procesado en GRASS-GIS, mostrando los antecedentes mineralógicos (arenas y arcillas) de los ríos del Gran Chaco y los suelos actuales de los BBSS. RPy = Río Paraguay; RP = Río Paraná; RB = Río Bermejo; RS = Río Salado; RD = Río Dulce; B = Bajos Submeridionales. (a) = Base de Datos Hidrológica Integrada (1970); (b) = Orfeo (1986); (c) = Passeggi (1996); (d) = Bertoldi de Pomar (1962b) y Morrás y Delaune (1981).

Con el objetivo de ampliar el conocimiento de la mineralogía a nivel regional y de aportar al análisis de procedencia de sedimentos, se analizó la fracción arena muy fina de los cauces ubicados en algunas de las SUG mapeadas, así como de diferentes paleocauces del río Salado. El análisis se llevó a cabo considerando el contenido mineralógico y la morfometría de los granos de arena. La Figura 4.19 sintetiza los resultados del recuento mineralógico. Esto permite sumar información a la caracterización de las formaciones que componen las sucesiones sedimentarias distales del mega-abanico del Salado a partir del análisis de muestras obtenidas de las dos perforaciones de investigación referidas precedentemente (Fortín Tres Pozos – Thalmeier *et al.*, 2021; y Gato Colorado).

El análisis óptico de las fracciones de arena de 22 muestras permite observar ciertas diferencias en la composición mineralógica. En la fracción liviana de los sedimentos del lecho de los ríos Salado, Dulce, Bermejo y Paraná se distinguieron minerales como: cuarzo, minerales del grupo del feldespato (plagioclasa, ortoclasa y microclino), vidrio volcánico, microagregados que resistieron ataques químicos y feldespatos alterados. En las 3 muestras del río Paraná analizadas dominan minerales livianos del grupo de la sílice (cuarzo, cuarzo policristalino y ópalo); la fracción liviana presenta más del 80 % del total de la muestra, estando el 70 % representado por cuarzo. En general, las muestras de los ríos Bermejo (3), Salado (5) y Dulce (2) tienen en promedio un 81 % de minerales de la fracción liviana, siendo entre el 15 % al 35 % de cuarzo, 10 % a 25 % de feldespatos y 10 % a 25 % de agregados y alteritas. El vidrio volcánico se observa solo en las muestras de sedimentos de fondo actuales de dichos ríos. Los feldespatos alterados también se ven en mayor porcentaje en este tipo de muestras, respecto a las del Paraná. La morfometría de los granos minerales varía notablemente entre las muestras de los ríos chaqueños, que son subangulares a angulares, a las muestras del río Paraná, que están representadas por granos sub-redondeados a redondeados y límpidos.

En muestras tomadas en perfiles realizados en algunas de las SUG distales del mega-abanico del Salado (7), la fracción liviana corresponde al 98 % (en promedio) del total de la muestra. Está conformada por agregados y alteritas en un 60 % (promedio), mientras el vidrio volcánico representa un 16 %. El cuarzo y los minerales del grupo de los feldespatos completan la fracción en un 22 % (en promedio). El contenido de cuarzo aumenta hacia el E, sin embargo, los agregados (es decir los microaglomerados de tamaño arena que resistieron los tratamientos de dispersión química y mecánica) en general predominan. La mineralogía de las muestras de arenas de paleocauces (2) son similares a la obtenida en las muestras de los cauces actuales (Salado y Dulce; Fig. 4.19).

La fracción de minerales pesados de la fracción arena muy fina aporta información clave para el análisis de las fuentes de procedencia. Esta fracción generalmente constituye menos del 20 % del total de sedimentos de cauce y de paleocauces, constituyendo menos del 1,6 % en las muestras de los sedimentos de la zona distal del mega-abanico.

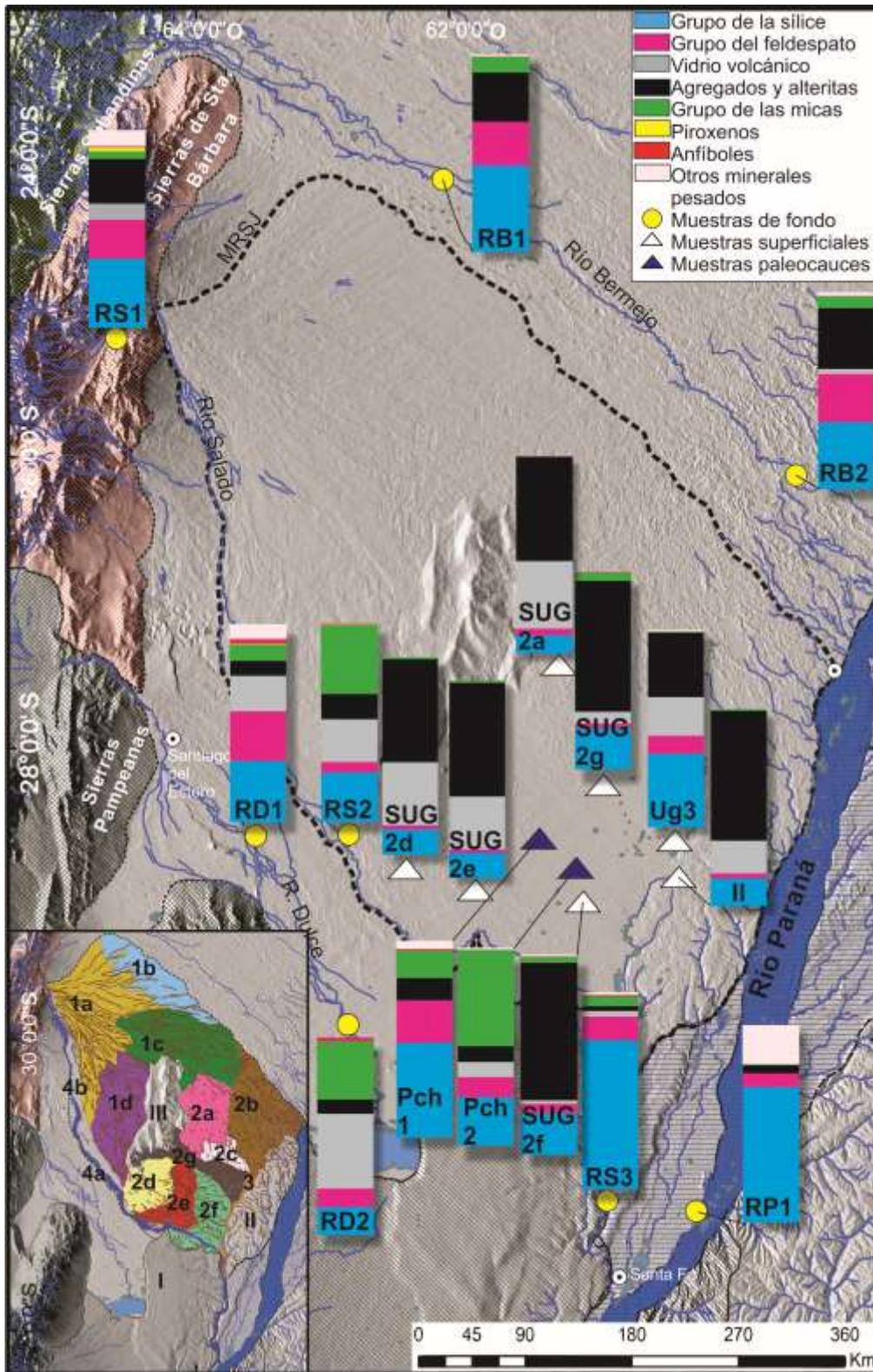


Fig. 4.19: Mineralogía de las principales SUG del área distal del MRSJ, de muestras de fondo de los ríos Salado, Dulce, Bermejo y Paraná, y de paleocauses. Las barras corresponden al 100 % de los sedimentos analizados. En el recuadro se observa el mapa geomorfológico con las SUG. RS = Río Salado; RD = Río Dulce; RB = Río Bermejo; RP = Río Paraná; SUG = Subunidades geomorfológicas; UG = Unidad geomorfológica; Pch = Paleocauce; I = Bloque San Guillermo; II = Bloque Vera; III = Lomadas de Otumpa. MRSJ = Mega-abanico del río Salado-Juramento.

Las micas (biotita, muscovita) representan el grupo que se encuentra en mayor cantidad en los sedimentos del lecho del Salado, Dulce y Bermejo, especialmente en el río Dulce (con cabeceras en las Sierras Pampeanas, donde predominan rocas graníticas). Otros minerales como el granate solo se encuentran en bajas cantidades en los ríos Bermejo y Salado, pero predominan entre los pesados del río Dulce. En todas las muestras de sedimentos analizados del Salado, Dulce y Bermejo, se hallan presentes piroxenos (diópsido, augita y enstatita) y anfíboles (hornblenda). Minerales accesorios como rutilo, monazita, cianita, titatita, circón, turmalina, estauroлита, epidoto, olivino y corindón se encuentran en cantidades muy bajas en todas las muestras (<2 %). Los minerales opacos se observan en todas las muestras analizadas, pero alcanzan un valor más alto (10 %) en las arenas del río Paraná, presentes en granos bien redondeados. El granate se encuentra ausente en las arenas del Paraná. En las muestras obtenidas en los perfiles someros de SUGs que representan la zona distal del mega-abanico del Salado, los únicos minerales accesorios observados son las micas (biotita, muscovita), piroxenos (diópsido y enstatita) y anfíboles (hornblenda). A diferencia de todas las muestras analizadas, la tomada en la SUG 3, correspondiente a la faja fluvio-eólico del Golondrinas-Calchaquí, presenta algunos minerales pesados como: monazita, turmalina, epidoto y minerales opacos, muy probablemente asociados con las arenas del paleocauce del río Paraná, faja que ocupa el sistema. Por otro lado, las arenas de los paleocauces del río Salado muestreados presentan una suite mineralógica comparable a la de las arenas actuales de los ríos Dulce y Salado, predominando micas (biotitas, muscovita), piroxenos (diópsido, augita y enstatita), anfíboles (hornblenda), granate y minerales accesorios. Se destaca una mayor variedad de minerales pesados presentes en el Salado respecto a los minerales pesados de paleocauces del Dulce y del Bermejo.

Una distribución preliminar de los minerales a la sección distal del mega-abanico se presenta en la Figura 4.20. De ello se deduce que los ríos que cruzan el Chaco Austral transportan sedimentos con una señal mineralógica representativa de granitos y rocas metamórficas de las Sierras Pampeanas, y de los Sistemas de Santa Bárbara y Sierras Subandinas. Mientras que las arenas del río Paraná, con una madurez textural mayor, presentan una señal mineralógica asociada a rocas del cratón brasileño. El aporte de minerales de procedencia andina, transportados en suspensión eólica y depositados en el Chaco también se representa en la Fig. 4.20. Estos se vinculan con el área fuente de los sedimentos loésicos de la región de estudio, y que fueron descritas en Iriondo (1997) y Milana y Kröhling (2017).

4.5. Reconstrucción de la secuencia sedimentaria cuaternaria del NO de los BBSS

A fin de obtener una caracterización general de los sedimentos que componen la columna estratigráfica cuaternaria de los BBSS, y para su asociación con las características hidrogeológicas de los BBSS, se analizaron las muestras de una perforación realizada en Gato Colorado.

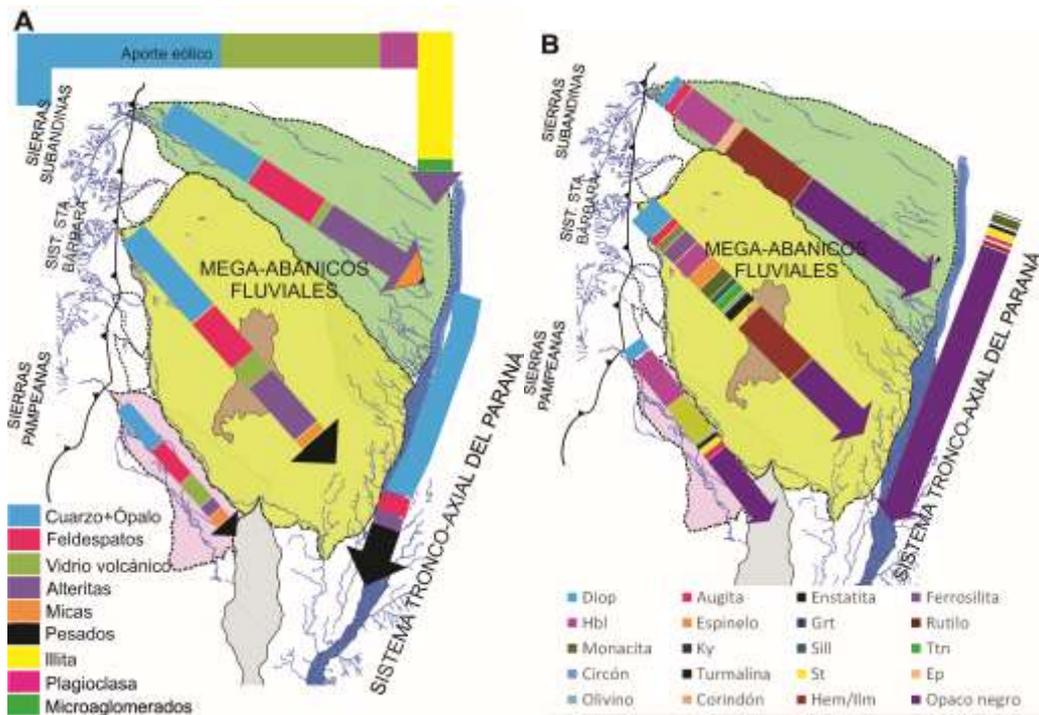


Fig. 4.20: Caracterización mineralógica regional de los sedimentos fluviales del Chaco Austral y del aporte eólico a la región. Las flechas que cruzan de NO a SE el Gran Chaco corresponden a la mineralogía de los ríos Bermejo, Salado y Dulce, de norte a sur respectivamente. **A:** Mineralogía promedio de la fracción modal de arenas. **B:** Mineralogía de la fracción pesada. Diop = diópsido, Hbl = hornblenda, Ky = cianita, Grt = granate, Sill = silimanita, St = estaurolita, Hem/Ilm = hematita/ilmenita, Ttn = titanita, Ep = epidoto.

Previo al análisis de muestras de esta perforación, se realizó un entrenamiento en técnicas sedimentológicas sobre los testigos de la perforación de Fortín Tres Pozos (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021), ubicada en el centro de los BBSS, área distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (29°10'28.12"S; 61°11'56.79"O – Fig. 4.21). El análisis de los sedimentos indisturbados de la perforación de Fortín Tres Pozos guio el reconocimiento de los sedimentos de la perforación de Gato Colorado (obtenidos por método rotativo). La metodología del análisis se encuentra en el Capítulo 3.

4.5.1. Perforación de Gato Colorado – 62 m

Los resultados de los análisis sedimentológicos de la perforación de Gato Colorado de 62 m de profundidad, con recuperación de *cutting* cada 2 m de avance y realizada en la SUG2a y cercana al límite de las SUG 2c y 2g, en la localidad de Gato Colorado (28°1'21.39"S; 61°12'11.76"O – Fig. 4.21), se presentan en la Figura 4.22. En esta figura pueden observarse las curvas de resistividades, la granulometría de toda la sucesión perforada, la mineralogía de arcillas y el resultado del análisis semicuantitativo correspondiente, además de la mineralogía de la fracción modal de arenas (arena muy fina). El análisis detallado de las 33 muestras obtenidas y analizadas se describe a continuación, agrupadas según el tipo de materiales perforados.

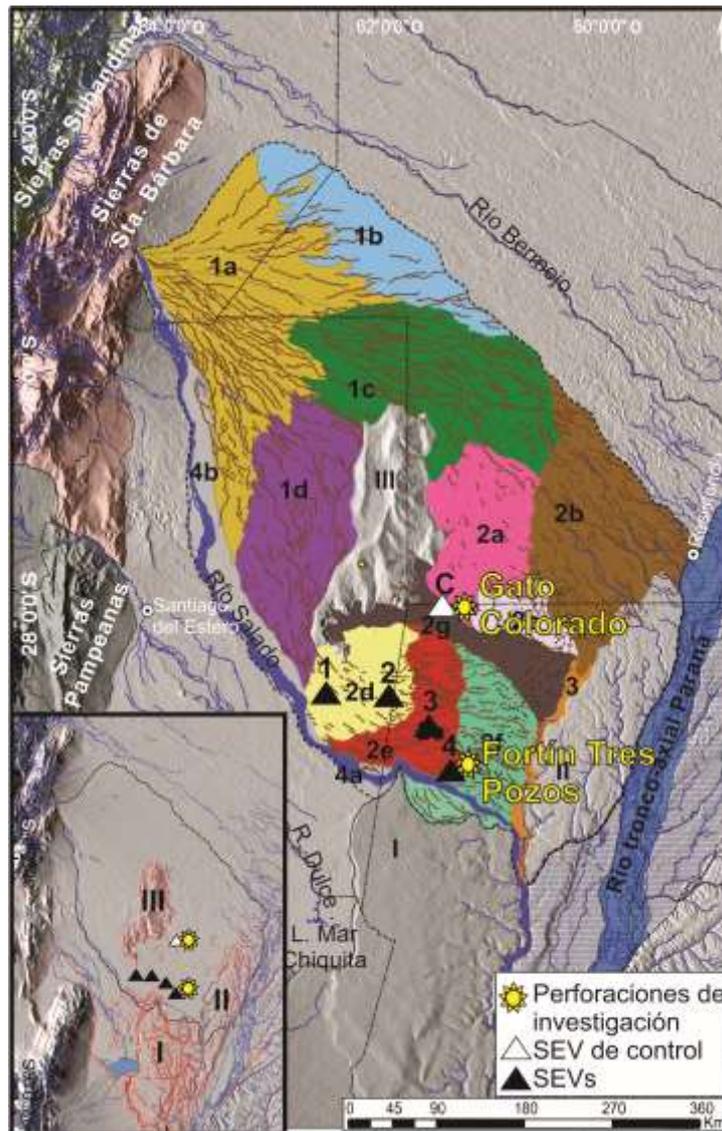


Fig. 4.21: Ubicación de la perforación de investigación analizada de Gato Colorado (62 m profundidad) en el mapa geomorfológico y de la de Fortín Tres Pozos (30 m profundidad; Iriondo, 2007; Thalmeier et al., 2021) utilizada para su correlación. En triángulos se observan las ubicaciones de los SEVs realizados.

El perfil de la perforación comienza (62,0-60,3 m.b.b.p. – muestra GC32) con arenas muy finas grisáceas amarillentas con arcillas verdosas-azuladas (10 YR 7/1 con GLEY1 5/10GY). Continúan 20,3 m (60,3-40,0 m.b.b.p. – muestras GC31 a GC22) de arenas cuarzosas muy finas a finas, de color amarillo rojizos a marrón pálido (7.5 YR 6/6 a 7.5 YR 5/3), conteniendo escasa arcilla. La arena se presenta moderadamente seleccionada y predominantemente formada por granos de cuarzo redondeados a subredondeados. El contenido de arcillas (<10 %) está formado por minerales del grupo de las esmectitas, con caolinita y micas subordinadas (Figs. 4.22 y 4.23). El conjunto mineral de la fracción arena muy fina es similar a los resultados sedimentológicos de las arenas de los testigos de la perforación de Fortín Tres Pozos (entre los 30,0 y 19,5 m.b.b.p.) e interpretadas como pertenecientes a la Fm. Ituzaingó, una unidad típica depositada por el río Paraná (Iriondo, 2007; Thalmeier et al., 2021; Fig. 4.24 A, B, C y D).

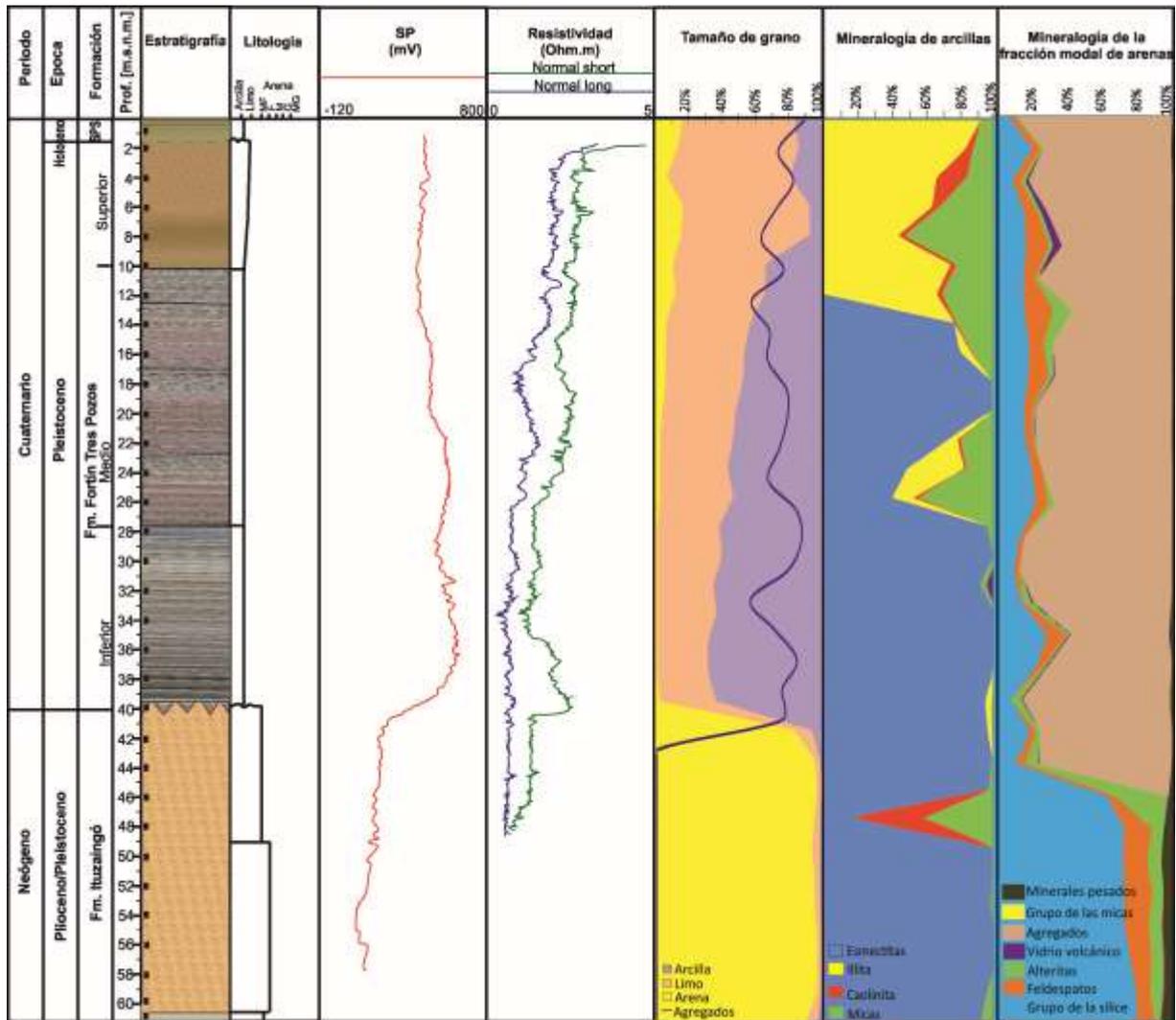


Fig. 4.22: Estratigrafía y sedimentología de la perforación de investigación de Gato Colorado, en el S de la SUG2a del mega-abanico distal del Salado, centro-oeste de los BBSS.

En promedio, la fracción modal de arenas de las muestras de este sector perforado (Fm. Ituzaingó) en la perforación de Gato Colorado presentan: 68 % de cuarzo, 16 % de feldespatos, 13 % de minerales pesados (opacos, micas, diópsido, augita, enstatita, hornblenda, monacita, turmalina, rutilo, cianita, estaurolita, corindón, circón y titanita) y 4 % de alteritas (Fig. 4.25). La presencia de pátinas de óxi-hidróxidos férricos recubriendo los granos de cuarzo es común. Por correlación con la perforación de Fortín Tres Pozos y la sedimentología obtenida, esta sucesión de la columna perforada (60,3-40,0 m.b.b.p.) se interpreta perteneciente a la Fm. Ituzaingó. Se considera que la base del perfil constituye la transición hacia la Fm. Paraná por observarse un aumento en el contenido de arcillas verdosas-azuladas y un cambio de coloración en las arenas, sin embargo, debido al poco espesor perforado en la misma y por la incerteza que genera el método de perforación por cutting, sólo se menciona la transición hacia otra litología.

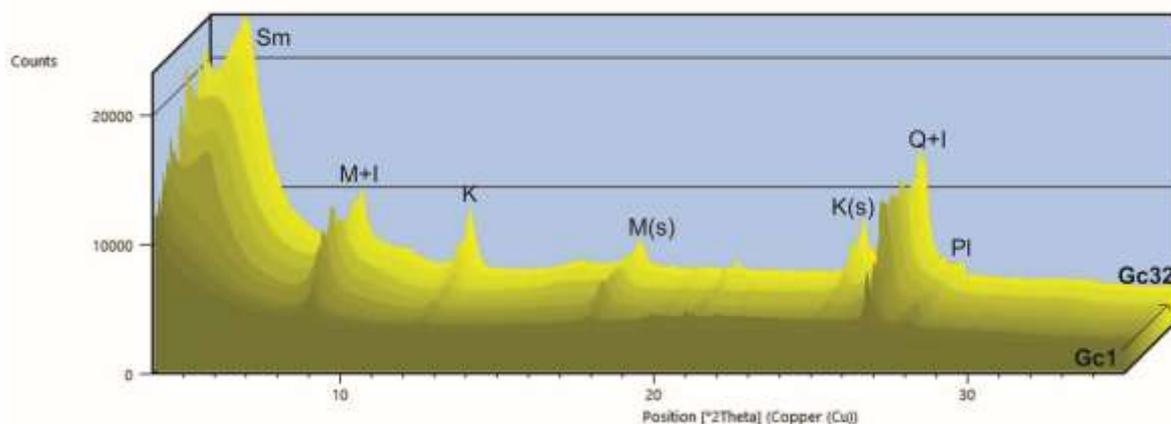


Fig. 4.23: DRX de arcillas de la perforación de Gato Colorado, desde la muestra más superficial (Gc1) hacia la más profunda (Gc32). Sm = Esmectitas, M = Micas, I = Illita, K = Caolinita, Q = Cuarzo, Pl = Plagioclasa, (s) = secundario.

La columna de sedimentos perforada en Gato Colorado que suprayace a la Fm. Ituzaingó corresponde a arcillas limosas de color grisáceo a marrón oliva claro (10YR 7/3 a 2,5Y 5/3). Contiene concreciones comunes de CaCO_3 medio muy fino (de formas rugosas subangulares y subcuantes), algunas de ellas parcialmente cubiertas por películas de óxido-hidróxido de Mn; además se observan pocos a muy comunes nódulos de óxido de Mn muy finos redondeados. Los cristales de yeso son comunes y también los agregados finos rojizos y plásticos formados por limo-arcilla. Este sector de la sucesión representa un ambiente sedimentario de pantanos temporarios. Por correlación con los resultados de la perforación de Fortín Tres Pozos (Irrondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021), estos depósitos corresponden al miembro inferior de la Fm. Fortín Tres Pozos (40,0-28,0 m.b.b.p. – muestras GC21 a GC16 - Fig. 4.22).

El miembro medio (28,0-10,0 m.b.b.p. – muestras GC15 a GC7) está formado por arcillas limosas de color marrón a marrón claro (7,5YR 5/3 a 10 YR 6/3), con concreciones de CaCO_3 y nódulos de óxido-hidróxidos de Mn con las mismas características que las observadas en el miembro subyacente, con la presencia de yeso y agregados limo-arcillosos plásticos. Son comunes en este miembro los moteados de Fe (subcuantes y muy finos). Se deduce un ambiente de pantanos temporarios a permanentes por correlación con los datos de los testigos de la perforación de Fortín Tres Pozos. El miembro superior de la perforación de Gato Colorado (10,0-0,5 m.b.b.p. – muestras GC6 a GC2) está conformado por limos arcillosos de color marrón a marrón oscuro (7,5YR 5/6), que contienen pocos nódulos de Fe/Mn muy finos y escasas concreciones de CaCO_3 muy finas. Las características de los materiales de esta parte de la sucesión permiten deducir que ocurrió una contribución eólica al pantano, el cual fue expuesto temporalmente a un entorno subaéreo.

La mineralogía de la fracción arena muy fina es similar a la de las arenas observadas en los análisis sedimentológicos de los testigos de la perforación de Fortín Tres Pozos correspondientes a la unidad tipo (Fm. Fortín Tres Pozos; Thalmeier *et al.*, 2021; Fig. 4.24 E, F, G, H e I). La fracción modal de

arenas de esta formación en la perforación de Gato Colorado en promedio está representada por granos subangulares compuestos por 65 % de agregados, 17 % de cuarzo, 6 % de feldespatos, 5 % de alteritas, 4 % de vidrio volcánico, 2 % de micas y 1 % de minerales pesados (enstatita, hornblenda, epidoto y olivino; Figs. 4.22 y 4.25). Entre los minerales de arcilla del miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos domina la illita, con micas y caolinita subordinadas (Fig. 4.22 y 4.23), mientras que las arcillas del grupo de las esmectitas son mayoritarias en los miembros inferior a medio de dicha unidad, con intercalaciones de caolinita, mica e illita en algunos niveles perforados. Los coloides minerales y orgánicos son abundantes a lo largo de todo el perfil. Además, en esta formación, al igual que en la perforación de Fortín Tres Pozos, se observan al microscopio petrográfico partículas biogénicas como fitolitos silíceos, frústulos de diatomeas, caparzones de ostrácodos, espículas de esponjas, granos de polen y esporas.

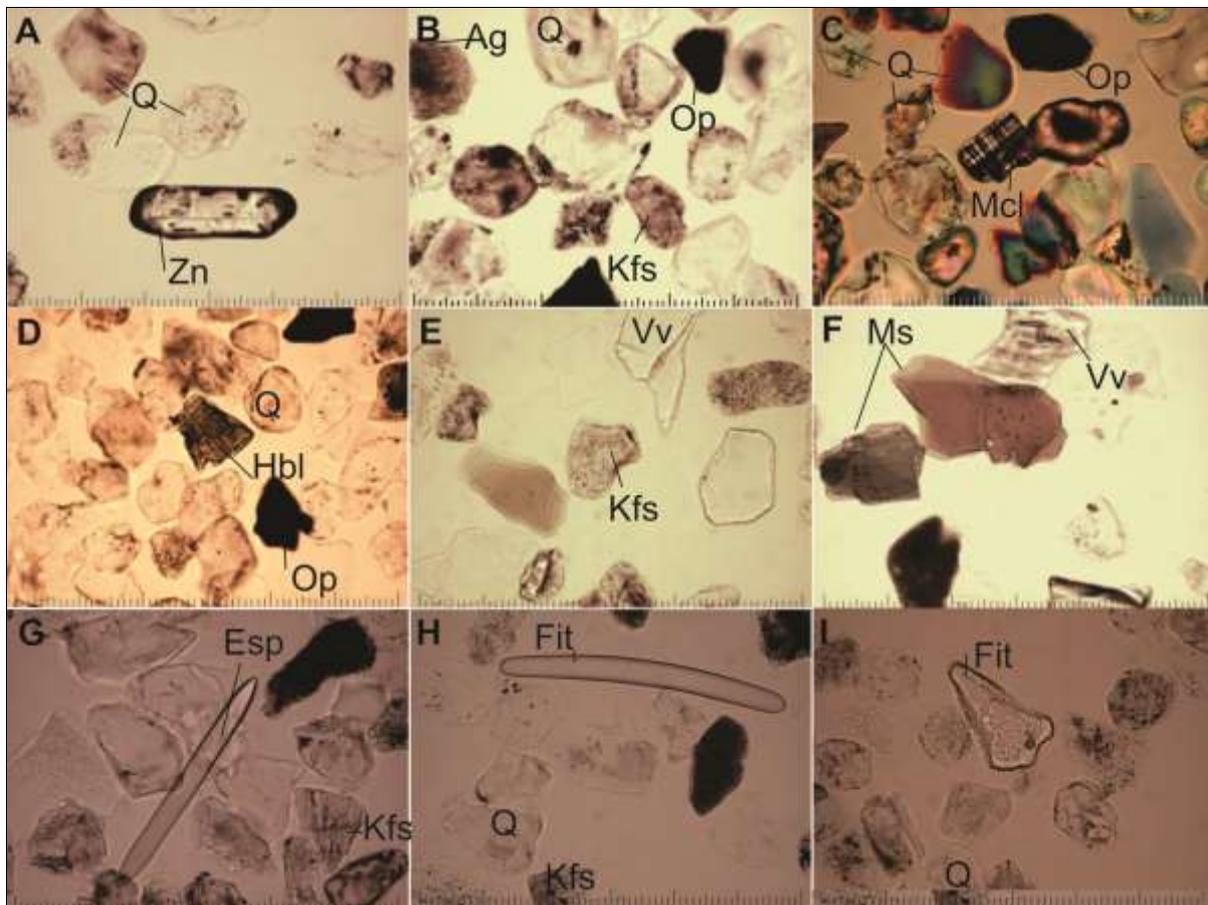


Fig. 4.24: Algunos de los minerales observados en la fracción arena muy fina de la perforación de investigación Fortín Tres Pozos bajo el microscopio de polarización (a nicols paralelos), utilizados como suite mineral de referencia para el análisis de los resultados de la perforación de Gato Colorado. A, B, C y D corresponden a la Fm. Ituzaingó. E, F, G, H e I corresponden a la Fm. Fortín Tres Pozos. Q = Cuarzo, Kfs = Feldespatos, Mcl = Microclino, Op = Opacos, Hbl = Hornblenda, Vv = Vidrio volcánico, Zn = Circón, Ag = Agregados, Ms = micas (biotita/muscovita), Esp = Espícula, Fit = Fitolito (Thalmeier et al., in prep.).

La Fm. Fortín Tres Pozos representa un gran humedal cuaternario representado por una potente columna de sedimentos limo-arcillosos y arcillo-limosos. Cubre un área aproximada de 28.380 km² del megabanco distal del río Salado (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021). Compone una sucesión dominada por facies de pantanos con sedimentos finos ricos en coloides orgánicos y colores oliva a gris indicativos de acumulación de aguas poco profundas y abundante vegetación, y con evidencia de actividad hidroquímica en varios niveles (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021). La diagénesis química, biológica y física en los sedimentos de este tipo de humedales es significativa, tal como lo observaron Semeniuk y Semeniuk (2004).

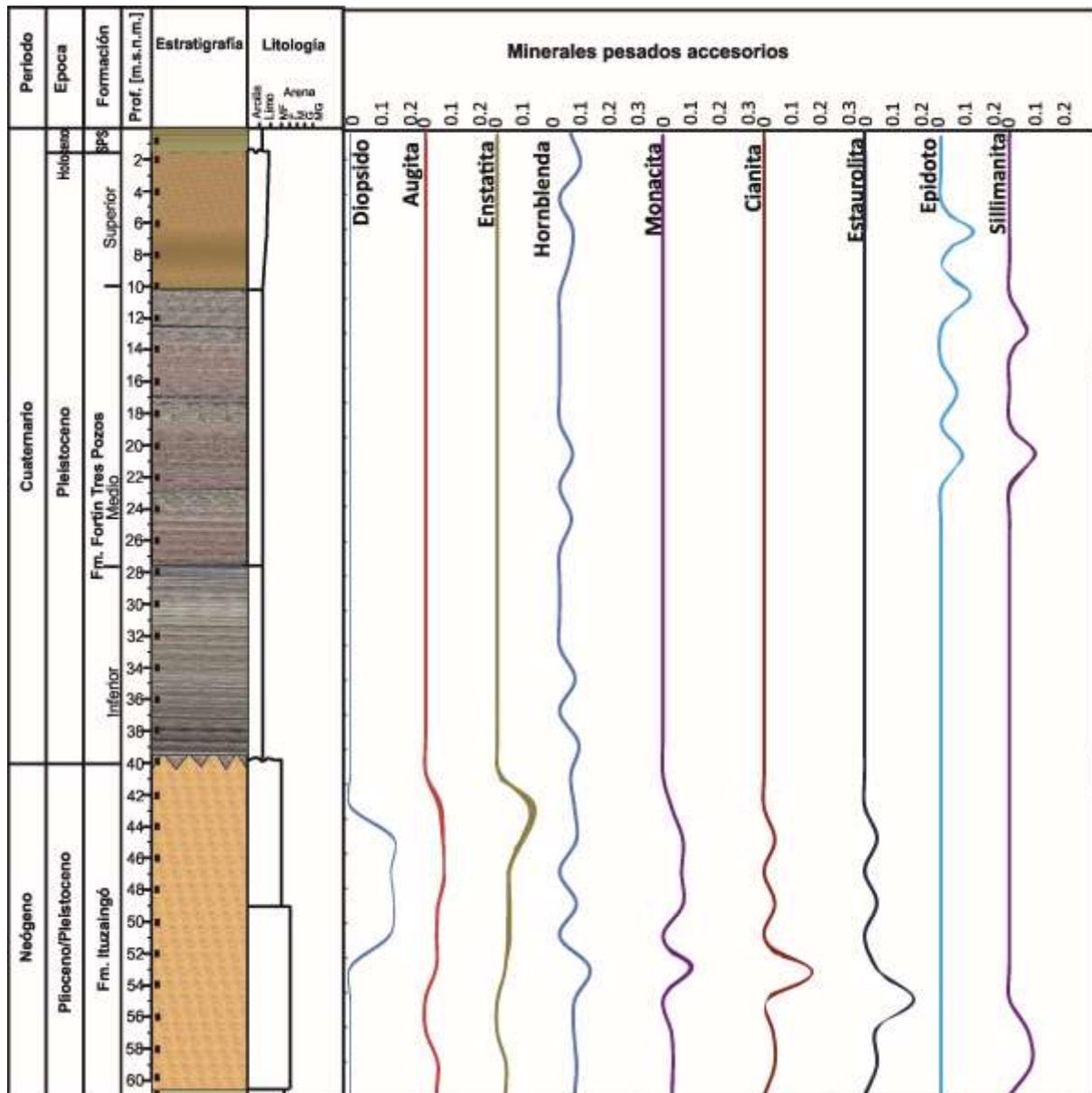


Fig. 4.25: Mineralogía de la fracción pesada (arena muy fina) de la perforación de investigación de Gato Colorado.

En uno de los testigos de la perforación de Fortín Tres Pozos perteneciente al miembro medio de la Fm. Fortín Tres Pozos (12,5 m.b.b.p. – muestra F3P_19) analizados macroscópicamente bajo lupa binocular,

se destaca una arcilla limosa de color marrón oliva (2,5Y 4/4) a marrón grisáceo oscuro (2,5Y 4/2) con presencia de rasgos pedogénicos (cutanes amarillo-marrón) y con rizoconcreciones de CaCO_3 comunes, una hipocobertura arcillosa y segregaciones de óxidos de Fe. Esto sugiere una importante actividad química, biológica y física en la columna sedimentaria, asociada además a un determinado tipo de clima (tropical/subtropical; Thalmeier *et al.*, 2021). Las secciones delgadas de muestras de este nivel permitieron analizar la micromorfología típica del paleosuelo (Fig. 4.26), donde se identificaron: el esqueleto formado por la fracción limo-arcillosa, el plasma marrón a marrón rojizo por la coloración impuesta por la removilización de arcillas, óxidos de Fe y restos de materia orgánica. Entre los rasgos pedológicos se destacan cutanes que ocurren en canales y rellenando cámaras, y nódulos de impregnación órticos de CaCO_3 . Presentan además, materia orgánica descompuesta con características isotropas, a veces fácilmente confundida con el hidróxido férrico amorfo. Se observan fisuras que atraviesan la masa edáfica correspondientes a los procesos de humectación y desecamiento, y escasos microporos. La disposición ortogonal de las escamas de arcilla y los planos mayores permiten inferir una microestructura prismática. Se interpretó en este caso que el pantano fue expuesto a un ambiente subaéreo temporal con intervalos sin deposición de polvo eólico, lo cual permitió la formación del suelo descrito (Thalmeier *et al.*, 2021).

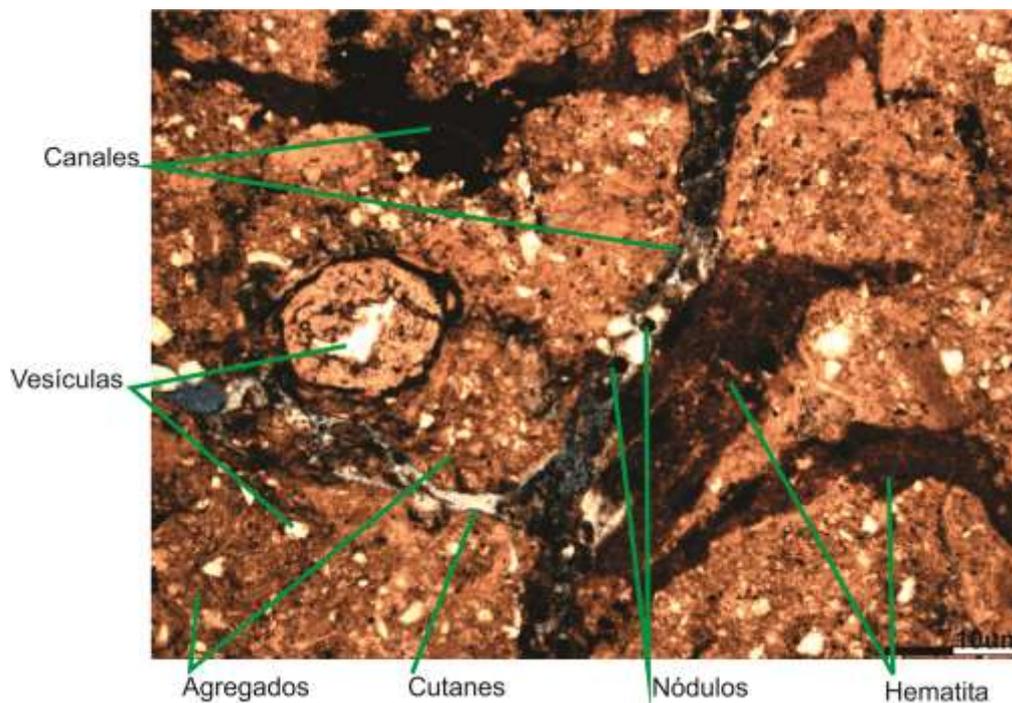


Fig. 4.26: Lámina delgada de la muestra F3P_19 de la perforación de investigación de Fortín Tres Pozos, correspondiente al paleosuelo del miembro medio de la Fm. Fortín Tres Pozos (Thalmeier *et al.*, in prep.).

Rematan la columna perforada en Gato Colorado sedimentos palustres superficiales (0,5-0,0 m.b.p. – muestra GC1). Corresponden a arcillas limosas de color marrón oscuro (10YR 3/3) con frecuentes moldes radiculares finos cubiertos por cutanes, películas de óxido-hidróxidos de Fe/Mn. Presenta

también concreciones muy finas y rugosas de CaCO_3 . Las arcillas están representadas por illita con caolinita subordinada (Fig. 4.22 y 4.23). La arena muy fina está compuesta por 77 % de agregados redondeados, 15 % de cuarzo, 4 % de feldespatos, 2 % de vidrio volcánico, 1 % de micas y 1 % de minerales pesados (olivino, hornblenda, epidoto, augita, enstatita, opacos) (Fig. 4.25). Esta unidad se ve afectada por la pedogénesis actual, representada por un suelo hidromórfico del tipo Natracualf.

4.5.2. Perfilaje geofísico de la perforación de Gato Colorado

El perfilaje múltiple de pozos permite obtener información complementaria sobre algunas características de la columna sedimentaria perforada. Las sondas de perfilaje empleadas en la perforación se basan en técnicas eléctricas (sonda normal de corto y largo espaciamiento y sonda de potencial espontáneo). Los registros obtenidos están integrados en la Figura 4.22.

El registro de potencial espontáneo que depende de las fuerzas electrocinéticas y electroquímicas muestra una inflexión hacia la izquierda a partir de los 40 m.b.b.p., punto en el que se encuentra el techo de la Fm. Ituzaingó, la cual contiene al acuífero semiconfinado de gran salinidad (conductividad eléctrica estimada del agua subterránea $60.000 \mu\text{S}/\text{cm}$).

Los registros normales resistivos de corto y largo espaciamiento (0,3 y 1,2 m respectivamente) permitieron determinar la resistividad de las formaciones perforadas, siendo ésta, función de la porosidad de los sedimentos y de la salinidad del agua contenida en la misma. Los primeros 32 m del sondeo muestran resistividades medias, relacionadas con los depósitos palustres de la Fm. Fortín Tres Pozos. Entre los 32 y 40 m de profundidad se observa una resistividad mayor asociada a una arcilla compacta. Luego de los 40 m.b.b.p. se observan resistividades bajas, relacionadas con las arenas de la Fm. Ituzaingó. El sondeo se interrumpe debido a la alta salinidad que contiene el agua subterránea en esta formación, la cual impide observar una respuesta por la sensibilidad del equipo.

El perfil de resistencia, obtenido a partir del registro de la resistencia del terreno cada 2 m de avance de la sonda, muestran un mayor tiempo en las arcillas plásticas del miembro inferior de la Fm. Fortín Tres Pozos, teniendo un promedio de 10 min/m. El miembro medio y superior de esta formación tienen valores de avance de perforación entre los 1 y 3 min/m. La Fm. Ituzaingó registró valores menores a 1 min/m.

4.6. Variabilidad proximal a distal en la estratigrafía del mega-abanico del Salado con énfasis en el área de los BBSS

Las principales unidades sedimentarias del mega-abanico del río Salado-Juramento se definieron sobre la base de datos de más de 150 perforaciones, siendo algunas combinadas con los datos de campo

superficiales, es decir, con datos de barrenados y descripciones de perfiles de canteras de menos de 6 m de profundidad realizados durante varias campañas al área de estudio (Fig. 4.27). Las columnas estratigráficas representativas de este mega-abanico se presentan en la Figura 4.28. En general, se observa una variabilidad estratigráfica proximal a distal de primer orden del mega-abanico en términos de tamaño de grano, facies sedimentarias representativas, espesor y geometría de los estratos y heterogeneidad vertical (Thalmeier *et al.*, 2021).

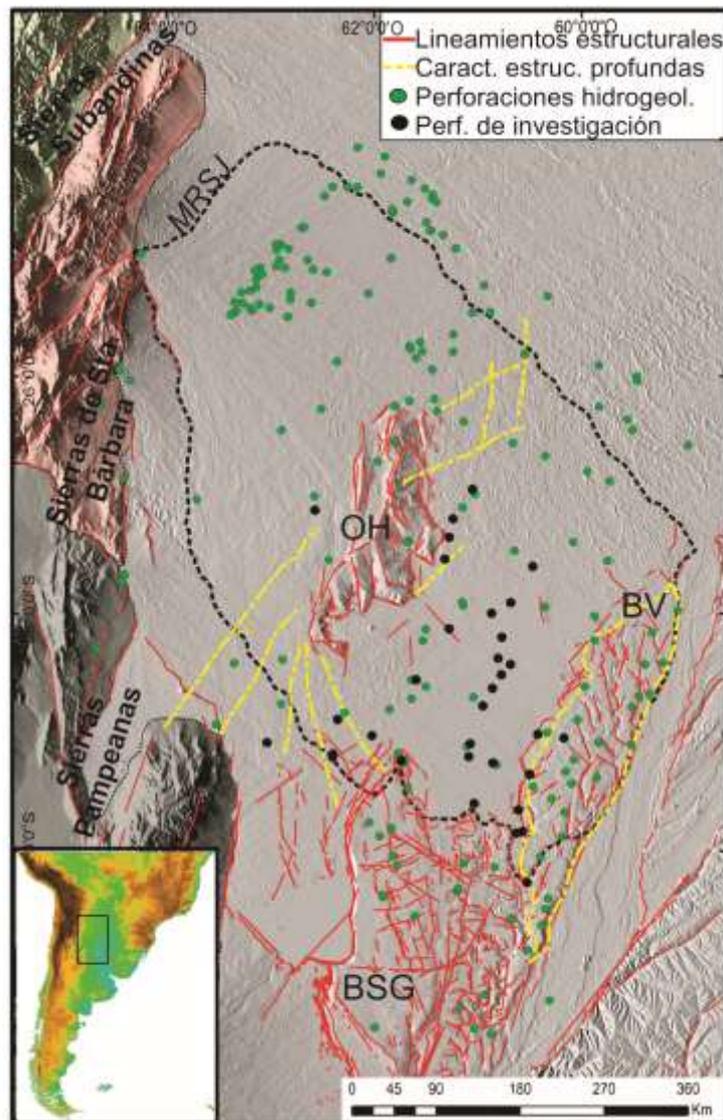


Fig. 4.27: Ubicaciones de todas las perforaciones utilizadas para el análisis de la estratigrafía. En verde se observan las perforaciones antecedentes realizadas con fines hidrogeológicos, y en negro las descripciones/perforaciones de investigación. MRSJ = Mega-abanico del río Salado-Juramento; OH = Lomadas de Otumpa; BV = Bloque Vera; BSG = Bloque San Guillermo (Thalmeier *et al.*, 2021).

El área proximal ubicada cerca del ápice del abanico (Fig. 4.28 (1)) está representada por secuencias grano-decrecientes compuestas por grava arenosa a arena gravosa a las que se superponen estratos de arenas mal seleccionadas, incluidos guijarros y gránulos (cuarcitas, areniscas, esquistos, andesitas y pegmatitas). Éstas se hallan cubiertas por estratos de arenas finas de cuarzo intercaladas con arenas finas

y arcillosas. En una perforación de 436 m de profundidad en la zona del ápice del mega-abanico (Fig. 4.28 (1)), se observan sedimentos fluviales/aluviales, dominando los sedimentos típicos de abanicos desde los 359 m.b.b.p y hasta la superficie. Esto refleja las condiciones de energía del sistema. Los estratos de grava son dominantes en esta zona, y su presencia en profundidad indican eventos de inundación de alta energía. En esta área proximal dominan los depósitos de *braided-streams* y *proximal bedload channel-fills*; no se observan depósitos de llanuras de inundación de grano fino a partir de los datos de las perforaciones, tal y como lo indican Nichols y Fisher (2007) para los DFS.

En las perforaciones del área proximal hacia la parte media del mega-abanico (Fig. 4.28 (2)), dominan las secuencias grano-decrescientes de arenas (arenas gruesas / medias a finas / muy finas). Estos depósitos representarían el relleno de cauces apilados lateral y verticalmente, correspondientes a patrones trenzados (*braided*), donde la deposición se relaciona principalmente con cauces arenosos. Gibling (2006) refiere que los extensos depósitos gruesos de cauces reflejan avulsiones repetidas, lo que produce una amalgamación lateral de los cuerpos de arena.

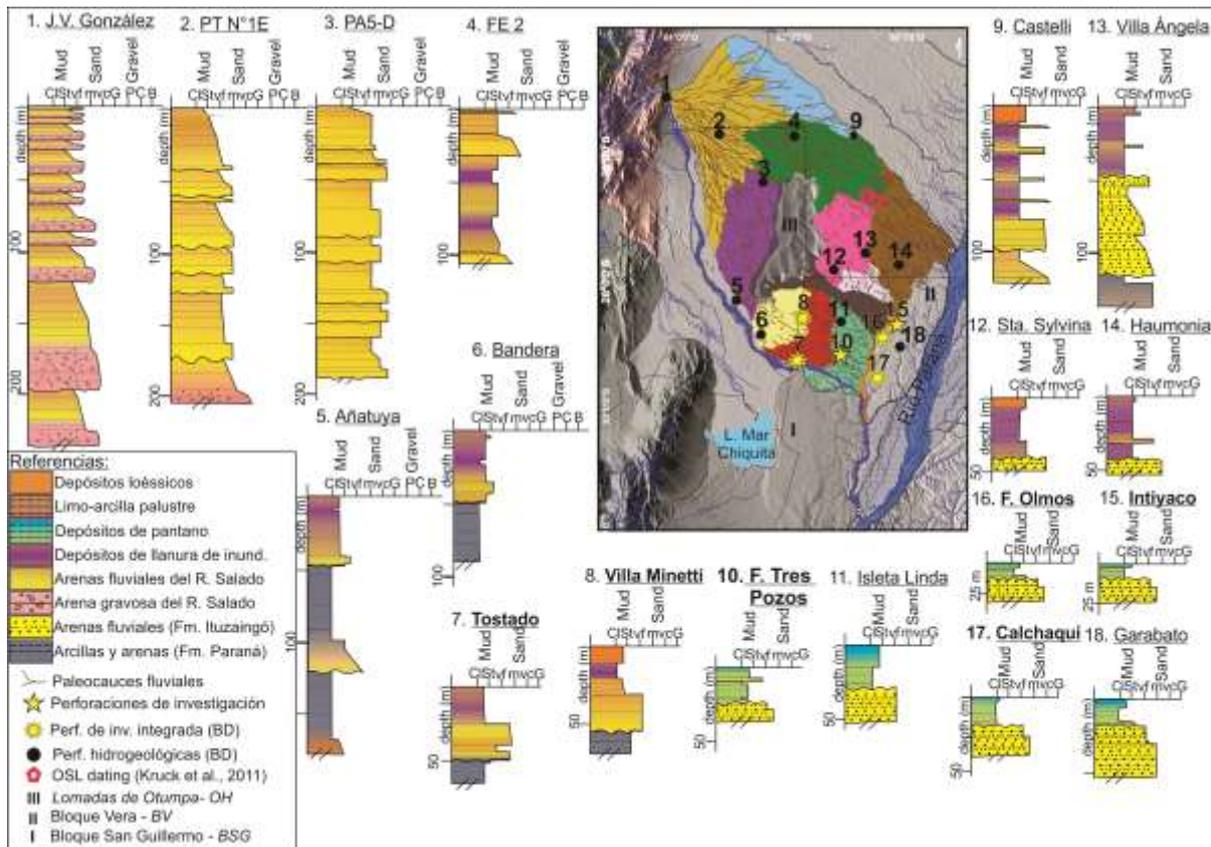


Fig. 4.28: Columnas estratigráficas representativas del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento, desde su parte proximal a distal, interpretadas de base de datos de perforaciones de agua subterránea de la (BD) y de perforaciones de investigación. En letra negra, se destacan las perforaciones realizadas e integradas. La base de datos de perforaciones hidrogeológicas corresponde a: 1, 2, 3, 4, 12, 14: INCYTH (1987); 5, 6: Stappenbeck (1926); 11, 18: INA (2002); 9, 13: DNGyM (1965). Se observa el mapa geomorfológico del mega-abanico con las ubicaciones de las columnas estratigráficas (Tomada de Thalmeier et al., 2021).

En el área media del mega-abanico dominan las secuencias grano-decrecientes de 20-40 m de espesor, las cuales comienzan con estratos medianos de arenas gruesas a medias limosas intercaladas con arenas finas/muy finas de cauce, y terminan con arenas limosas finas/muy finas hasta limos arenosos y limos arcillosos (Fig. 4.28 (3)). Estas secuencias se interpretan como sucesiones de relleno de cauces principales. Se identifican estratos de arena muy finos a finos de 0,30-1,20 m de espesor en la parte superior en algunas perforaciones (SUG 1c y 1d; Fig. 4.28 (4)). Estas se interpretan como depósitos representativos de estratos finos de arena relacionados con lóbulos de derrames (*terminal splays*), intercalados en los depósitos finos de limos-arcillas de llanura de inundación. Arenas de relleno de paleocauces (0,5 m de profundidad) en el área E de la SUG1c fueron datadas mediante IRSL por Kruck *et al.* (2011), arrojando una edad de $3,7 \pm 0,3$ ka. AP. Otro depósito clasificado por los autores como "flood loam" (a 1,20 m de profundidad), y ubicado cerca del paleocauce citado, fue datado por IRSL con una edad de $19,8 \pm 1,3$ ka. AP; mientras que otra muestra de similares características (tomada a 2,75 m de profundidad), localizada a 20 km al SE en un área plana del mega-abanico, dio una edad IRSL de $28,7 \pm 5,4$ ka AP (Kruck *et al.*, 2011).

Thalmeier *et al.* (2021) interpretan que el espesor de las secuencias en el borde oriental de la SUG1d (Fig. 4.28 (4)) se debe al espacio disponible para la sedimentación (acomodación), causado por la existencia de las Lomadas de Otumpa y el relleno de la cuenca sedimentaria, que da al perfil geomorfológico (Fig. 4.12) la forma convexa en esta parte del mega-abanico.

Las perforaciones a lo largo de la transición entre la zona media y distal de la zona S del mega-abanico (SE de SUG1d y SUG 2d) proporcionan información para toda la sucesión sedimentaria que conforma la columna del mega-abanico. En esta sección, los depósitos de mega-abanico se encuentran sobre una unidad marina del Mioceno (Fm. Paraná) formada por arenas muy finas intercaladas con arcillas verdes y calizas organógenas. Sobreyaciendo dicha formación se observan depósitos de arenas micáceas muy finas, correspondientes a la base de la secuencia grano-decreciente del mega-abanico, las cuales gradan a limos arenosos marrones (GU 4 y GSU 2d; Fig. 4.28 (5) y (6)) o a arcillas limosas (GSU 2d; Fig. 4.28 (8)). La parte superior de las columnas consiste en limos eólicos acumulados en pantanos temporarios (arcillas gris oscuras y arcillas limosas marrón oscuro) (Fig. 4.28 (5) y (6)). Las facies de limos arcillosos que cubren los depósitos de relleno de cauce son comunes en esta área del mega-abanico. Hacia el E, una unidad loésica cubre la secuencia del mega-abanico (Fig. 4.28 (8)). Una descripción de campo cercana a la localidad de Villa Minetti ($28^{\circ}50'11.72''S$, $61^{\circ}41'25.64''O$) muestra un perfil constituido por limo arcilloso (7.5YR 4/4) con nódulos de limos (1,6-1 m.b.b.p.) y concreciones de Mn, afectado por pedogénesis hacia la superficie -techo- (1-0 m.b.b.p.). Esta descripción, combinada con la información de la recopilación de antecedentes, se refleja en la Figura 4.28 (8). Siguiendo a Gibbling (2006) y a Sinha *et al.* (2014), las facies arenosas de cauce a lo largo de la transición entre la zona media y distal de un abanico (2-4 m) indicarían flujos pobremente encauzados. Tal como observan Nichols y

Fisher (2007), los depósitos de arena limosa de menos de 1 m de espesor correspondientes a lóbulos de derrames (*terminal splays*) suelen ser comunes en estas áreas de los mega-abanicos.

Las perforaciones que están ubicadas dentro de la faja actual del río Salado (GU4) muestran secuencias grano-decrecientes de arenas muy finas/finas que están cubiertas por depósitos limo-arcillosos (facies de planicie de inundación; Fig. 4.28 (7)).

Los datos de perforaciones dentro de las SUG 1b a 2b muestran una intercalación de sedimentos aportados por los ríos Salado y Bermejo, que componen potentes secuencias formadas por arenas cuarzosas muy finas/finas (facies de cauce), cubiertas por sedimentos finos (limo-arcillosos; facies de llanura de inundación). En algunas secuencias se observan estratos de arena correspondientes a los lóbulos de derrames (*crevasse splays* y *terminal splays*), cubiertos por depósitos loésicos o por arcillas limosas (Fig. 4.28 (9) y (14)). Por ejemplo, en la perforación (9) de la figura 4.28 (SUG 1b) se detecta un depósito de unos 50 m de espesor con intercalaciones de arenas muy finas-finas rojizas. Algunos de estos estratos contienen más minerales micáceos que otros, lo que podría sugerir la diferente procedencia de los sedimentos. La secuencia está coronada por un limo rojizo calcáreo de unos 10 m de espesor.

Las perforaciones representativas de la sección distal del mega-abanico son de fundamental interés por ser las ejemplares del área de los BBSS. A partir de las perforaciones analizadas en detalle, como la de Gato Colorado (SUG 2a) detallada en la sección anterior (4.5) y la de Fortín Tres Pozos (SUG 2f; Iriondo 2007, Thalmeier *et al.*, 2021), se llevó a cabo la correlación con perforaciones existentes en el área. En general se observa en la sección distal del mega-abanico, una secuencia de depósitos de abanico con un espesor de 20-30 m de arcillas grises-marrones verdosas, a limos arcillosos, con nódulos de yeso y CaCO_3 y restos de raíces, que están cubiertas por limos arcillosos de ca. 6 m de espesor (SUG 2f; Fig. 4.28 (10) y (11)). Estos representan llanuras de inundación y ambientes palustres (humedales, pantanos temporarios y paleosuelos hidromórficos). La sucesión sedimentaria del mega-abanico para la SUG 2a (34 m de espesor) comienza con un estrato limo arenoso (con nódulos de yeso y CaCO_3) a limoso-arcilloso (facies de llanura de inundación) con estratos finos de arena fina y limosa cerca de la parte superior, cubiertos por una unidad loésica (Fig. 4.28 (12)). Otra perforación en esta unidad, al igual que la perforación de Gato Colorado (Fig. 4.22), muestra una secuencia de abanico potente (40 m de espesor) suprayaciendo a estratos de arena fina algo arcillosa de facies de cauce (Fm. Ituzaingó). Los depósitos de abanico en el área distal son potentes depósitos limo-arcillosos y arcillo-limosos de llanura de inundación (con nódulos de yeso y CaCO_3). Estos sedimentos finos presentan intercaladas láminas de arena cuarzosa muy fina (interpretadas como *terminal splays*) como se observan por ejemplo en la Fig. 4.28 (9, 10 13 y 14). La columna finaliza con un depósito limo-arcilloso (pantanos temporarios) (Fig. 4.28 (13)).

Las perforaciones muestran que los depósitos más distales del mega-abanico, de 15 a 17 m de espesor, se encuentran ubicados en el Bloque de Vera (Fig. 4.28 (15), (16), (17) y (18)). Las secuencias

perforadas están representadas por arcillas plásticas verde a gris oscuro con óxidos de Mn, CaCO₃ y yeso, correspondientes a un ambiente de humedal, y están cubiertas por un depósito de arcilla-limosa a limo-arcilloso, de color marrón, con pocas concreciones de CaCO₃, correspondientes a pantanos temporarios. Un barrenado realizado cercano a la localidad de Calchaquí permitió observar la continuidad hacia el E de los sedimentos típicos perforados en el sitio Fortín Tres Pozos (29°52'33"S, 60°18'35"O). Se encontraron arcillas limosas marrones (7.5YR 4/4), sin concreciones de CaCO₃ ni motas de óxidos de Fe/Mn (2,70-1,75 m.b.b.p), cubiertas por arcillas muy plásticas y de color marrón (7.5YR 4/4), sin concreciones de CaCO₃ ni motas de óxidos de Fe/Mn (1,75-1,62 m.b.b.p). Hacia arriba sigue un limo arcilloso friable marrón (7.5YR 4/4), sin concreciones de CaCO₃, ni motas de óxidos de Fe/Mn (1,62-1,2 m.b.b.p). Entre los 1,2-0,7 m de profundidad se encuentra un limo arcilloso marrón (7.5YR 4/3), con carbonato disperso en la masa y en escasas concreciones frágiles y finas, de superficie lisa y redondeadas, y con moteados negros finos de óxidos Fe/Mn. Estos sedimentos presentan las mismas características que los observados en los testigos indisturbados de la perforación de Fortín Tres Pozos, y se interpretan como depósitos temporarios de ambientes de pantanos, correspondientes al miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos. Suprayace una arcilla plástica de color negro grisácea (7.5YR 3/1), algo limosa, sin carbonatos y con moldes de raíces actuales (0,70-0,45 m.b.b.p). Entre los 0,45-0,2 m.b.b.p se observa una arcilla limosa color negro grisácea (7.5YR 3/1), friable, sin carbonatos y afectada por pedogénesis actual. Corona la columna un depósito limo arcilloso a arcillo limoso de color negro grisáceo (7.5YR 3/1), friable, sin carbonatos y afectado por pedogénesis actual (0-0,2 m.b.b.p). Este barreno fue contrastado con las columnas reconstruidas a partir de la recopilación de antecedentes de perforaciones (Fig. 4.28 (17)), al igual que las perforaciones de Intiyaco, F. Olmos y Garabato (Fig. 4.28 (15), (16) y (18)). En las descripciones de Intiyaco (Fig. 4.28 (15)) por ejemplo, suprayace a las arenas muy finas de color marrón de la Fm. Ituzaingó (> 10 m.b.b.p.) una arcilla marrón clara, compacta, con concreciones de óxidos de Mn, que pasa a una arcilla verde muy plástica con cristales de yeso (8 m de espesor; 10-2 m.b.b.p.); corona la secuencia, un limo-arcilloso afectado por pedogénesis actual. Estos sedimentos presentan las mismas características que los observados en las muestras de la perforación de Fortín Tres Pozos, y se interpretan como depósitos de pantanos temporarios correspondientes al miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos, suprayaciendo a las arenas de la Fm. Ituzaingó. Las secuencias distales del mega-abanico suprayacen a estratos gruesos/muy gruesos de arenas cuarzosas finas a medias que contienen nódulos de óxido férrico, y que fueron depositados por el río Paraná (Fm. Ituzaingó del Plio-Pleistoceno). Esto fue corroborado con el análisis mineralógico de la perforación de investigación de Fortín Tres Pozos (Fig. 4.28 (10)).

4.7. Análisis de la estratigrafía del Cenozoico en el área de estudio

Teniendo en cuenta las unidades lito-estratigráficas representativas del Cuaternario para el área de estudio, el análisis de los antecedentes de la cuenca Chaco-Pampeana y la información obtenida de la

reinterpretación de más de 150 perforaciones (entre 10 y 300 m de profundidad) y de 20 perforaciones profundas de > 300 m de profundidad – YPF), se intenta una primera interpretación de las unidades geológicas cenozoicas que constituyen la base para la realización del modelo hidrogeológico. En la Figura 4.29 se representan los perfiles estratigráficos obtenidos a partir de la correlación de las perforaciones analizadas. A continuación, se detallan las formaciones interpretadas desde la base del Cenozoico (Paleoceno tardío) al Cuaternario.

Se identificó a la Fm. Chaco (Russo *et al.*, 1979) como la formación base de interés para el Cenozoico. Esta unidad está constituida por una alternancia de arenas limosas y arenas arcillosas de color marrón rojizo, con abundante yeso y concreciones calcáreas. Se compone de tres miembros que pertenecen al Oligoceno-Mioceno (Mbos. Palermo, San Francisco y Pozo del Tigre). El porcentaje de arena varía a lo largo de los miembros, siendo mayor en el Mbo. Inferior Palermo. Marengo (2006) supone que en algún sector del Mbo. Superior Pozo del Tigre habría comenzado la sedimentación de los grandes abanicos aluviales (mega-abanicos en este trabajo). El Mbo. Palermo pertenece al Oligoceno-Mioceno y está conformado por areniscas limo arcillosas, limolitas y areniscas conglomerádicas, con un rango de espesor entre 200 y 500 m. El porcentaje de arenas es mayor que en otras unidades, lo que podría indicar una mayor disponibilidad de afloramientos rocosos cercanos y condiciones de mayor energía, como consecuencia de los procesos tectónicos que condujeron a la profundización de la cuenca. Su edad está estimada por la composición, diagénesis y preservación, así como por su pasaje gradual hacia las unidades marinas intercaladas de la Fm. Laguna Paiva (50-80 m de espesor; Marengo, 2006), con la que guarda relación aparentemente concordante. Hacia el O tienden a desaparecer las intercalaciones de material fino, siguiendo la evolución de una gran llanura aluvial. El Mbo. Medio San Francisco, del Mioceno Inferior, es más homogéneo y posee un predominio mayor de sedimentos finos, prevaleciendo las pelitas con elevado contenido de yeso, con un espesor promedio de 200 m. Los niveles arenosos intercalados son esporádicos y de escaso desarrollo, lo que indicaría ambientes de menor energía o escasa disponibilidad de arenas. El Mbo. Pozo del Tigre (Mioceno tardío), identificado en algunas perforaciones de las provincias de Chaco y Formosa, presenta una alternancia de pelitas y arenas pelíticas con contenido de yeso y concreciones calcáreas, con un espesor entre 50 y 100 m. Un marcado incremento de cuarzo en comparación con el miembro infrayacente y el aumento en el porcentaje de arenas, indicarían un mayor retrabajo fluvial que en los miembros inferiores (Marengo, 2006).

En aparente discordancia sobre el Miembro Medio de la Fm. Chaco (San Francisco), en el centro-E de Argentina (área correspondiente a la sección distal del mega-abanico del Salado), Aceñolaza (1976) identificó la Fm. Paraná (definida por Bravard, 1858), compuesta por arenas finas cuarzosas, con intercalaciones de arcillas gris verdosas y fósiles calcáreos, con un rango de espesor entre 20 y 200 m (Marengo, 2006). Esta corresponde a depósitos originados durante la transgresión marina del Mioceno Superior en la cuenca Chaco-Pampeana. Hacia el O, numerosas perforaciones profundas de YPF

describen a la Fm. Entre Ríos, representada por arenas y arcillas-limosas litorales o de ambientes transicionales. Representa la etapa regresiva final hacia la continentalización definitiva y se asocian a la regresión marina vinculada a la Fm. Paraná. Este esquema Fm. Paraná sumada la Fm. Entre Ríos fue definido por Camacho (1967) y adoptado por los autores de la Geología regional argentina (Russo *et al.*, 1979 y Chebli *et al.*, 1999).

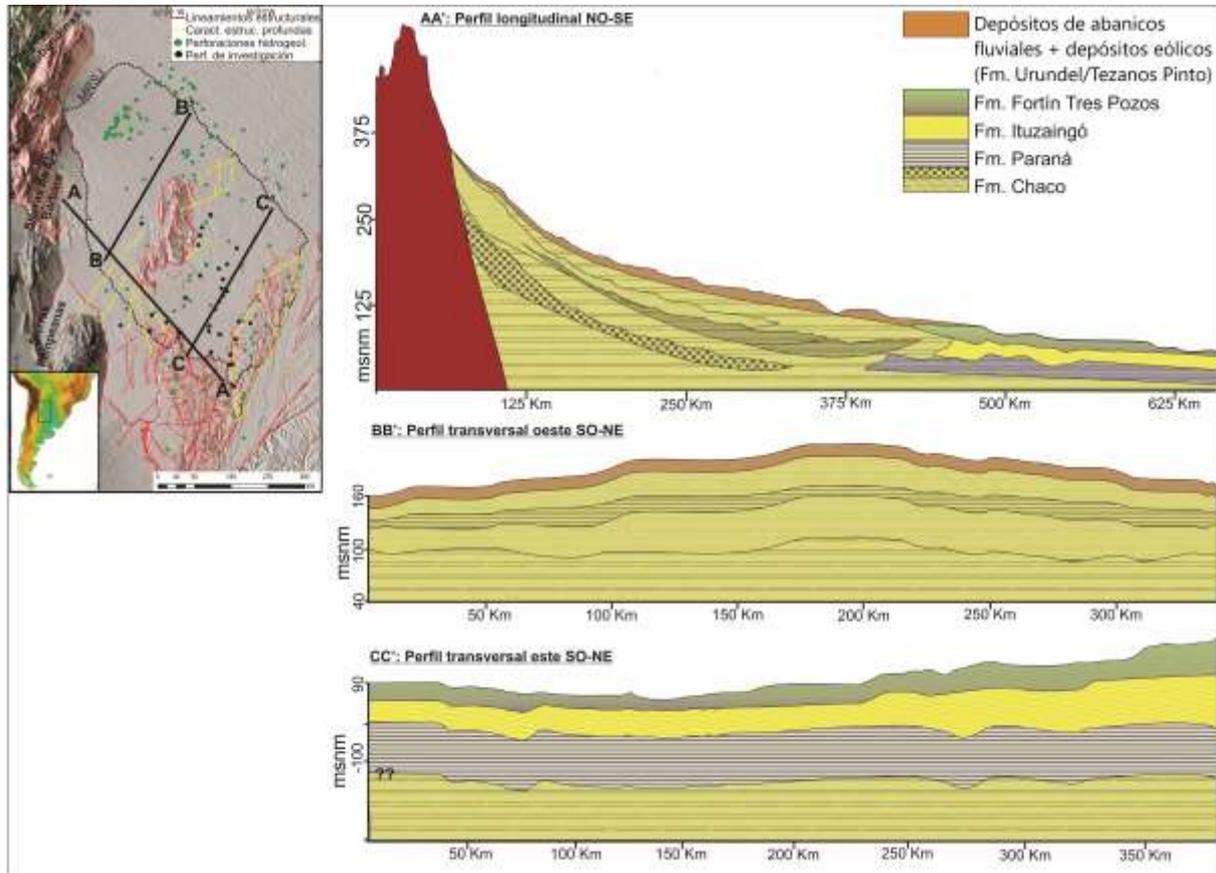


Fig. 4.29: Mapa y perfiles lito-estratigráficos esquemáticos, sintetizados a partir del análisis y la correlación estratigráfica de la información de perforaciones.

En la región de los BBSS y suprayaciendo a la Fm. Paraná, yace en discordancia la Fm. Ituzaingó (De Alba, 1953; Herbst, 1971; Iriondo, 1993; Brunetto *et al.*, 2013; Kröhling *et al.*, 2013), correspondiente a depósitos fluviales del río Paraná (Mioceno Tardío -Pleistoceno). Está compuesta por arenas cuarzosas, amarillas con variaciones al rojo, intercaladas con estratos de limo arcilloso y de arcillas en porcentajes bajos (Iriondo, 2007; Brunetto *et al.*, 2013). Además de minerales como cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas, presenta minerales ferruginosos, opacos como magnetita/ titanita y accesorios (zircón, turmalina, cianita, estauroлита; Iriondo y Rodríguez, 1972). Herbst y Santa Cruz (1985) señalan el predominio marcado de caolinita sobre montmorillonita e illita entre los minerales de arcillas. Su espesor varía considerablemente según el área de análisis, pero se puede tomar un valor de referencia entre 20 y 70 m en la zona de los BBSS. Hacia los límites O y NO de la cuenca de los BBSS, la Fm. Paraná y la Fm. Ituzaingó se acuñan hacia la Fm. Chaco. La extensión exacta de estas formaciones hacia el O es desconocida debido a la ausencia de perforaciones profundas en ese sector, sin embargo, las

perforaciones de Gato Colorado y de Fortín Tres Pozos han permitido constatar que la Fm. Ituzaingó habría alcanzado posiciones más al O de las que originalmente se suponían para el N de la provincia de Santa Fe. Inician en el Mioceno tardío, los mega-abanicos fluviales construidos por las redes fluviales mayores del área andina ubicada al O. Probablemente tuvieron un gran desarrollo en la región del sur del Chaco durante el Plioceno y a lo largo del Cuaternario, vinculado a la migración de la deformación y del frente montañoso hacia el E (Sierras de Santa Bárbara y Sierras Pampeanas) (Ramos *et al.*, 2002).

La sucesión sedimentaria de los BBSS se completa con la Fm. Fortín Tres Pozos (Iriondo, 2007), formada por un sedimento limo arcilloso a arcillo limoso, con concreciones de CaCO_3 y cristales de yeso, con espesores entre 20 y 40 m. Dicha unidad se atribuye al Pleistoceno Tardío. Es la unidad litoestratigráfica característica del área distal del mega-abanico del río Salado-Juramento (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021). Se intercalan en los depósitos limo-arcillosos de pantano estratos de arena muy fina de relleno de cauce y a lóbulos de derrames. La Fm. Urundel (Pleistoceno Tardío; Iriondo, 1990), compuesta por limo con arcillas illíticas y escasa arena fina, incluyendo nódulos de CaCO_3 dispersos, se encuentra formando parches sobre los depósitos del abanico en el Chaco Occidental, área del límite oeste del modelo hidrogeológico propuesto. Dicha unidad loésica se correlaciona con la Fm. Tezanos Pinto, unidad característica del loess de la Pampa Norte, con amplio desarrollo en el centro de la provincia de Santa Fe (Pleistoceno Tardío; Iriondo, 1990; Iriondo y Kröhling, 1995; Kröhling e Iriondo, 2003; Kröhling *et al.*, 2013; Brunetto *et al.*, 2017).

En el Holoceno, en el área de los BBSS, se depositó una unidad informalmente denominada: Sedimentos Palustres Superficiales (Iriondo, 2007), formada por arcillas limosas marrón oscuras sobre las que se desarrolla el suelo actual, con características hidromórficas.

4.8. Configuración de la cuenca sedimentaria cenozoica – Neotectónica

La configuración de la cuenca sedimentaria y la neotectónica resumidas en esta sección fueron presentadas en el trabajo de Thalmeier *et al.* (2021) y se encuentra en desarrollo en un trabajo en preparación.

El análisis tectónico a nivel de cuenca sedimentaria es de fundamental importancia porque no solo interviene en el desarrollo de los mega-abanicos chaqueños, sino que tiene una implicancia endógena. Las cargas isostáticas y cargas de topografía dinámica, controlan los espacios de acomodación de la sedimentación a escala regional en las cuencas de antepaís Chaco-Pampeana, favoreciendo la subsidencia, avulsión y acumulación de sedimentos (Horton y DeCelles, 1997; 2001). Además, el análisis de las morfoestructuras y lineamientos en el área de estudio de esta Tesis permite interpretar la complejidad del patrón de flujo regional del agua subterránea.

En el mapa geomorfológico del mega-abanico fluvial del Salado pueden observarse dos rasgos estructurales del paisaje. Uno de ellos corresponde a la morfoestructura positiva denominada Lomas de Otumpa (Rosello y Bordarampé, 2005; Peri, 2012 - Fig. 4.10), que se interpone en el área media del mega-abanico y constituye el límite O de la cuenca hídrica superficial de los BBSS. Otra morfoestructura que se destaca por encima de la llanura distal del mega-abanico es el Bloque de Vera (Iriondo, 1987; Thalmeier *et al.*, 2021 - Fig. 4.10).

En la región del Chaco Austral (26°-30°S), las OH se encuentran a 700 km del frente orogénico andino (Fig. 4.8). Esta morfoestructura, con orientación NNE-SSO, se eleva por encima de las tierras bajas. Está limitada hacia el E por una depresión estructural que recibe el nombre de Bajos Submeridionales. El alto estructural y la depresión adyacente se encuentran en la parte distal de la cuenca de antepaís que alberga sedimentos finos del frente occidental de los sistemas de Sierras Subandinas, Santa Bárbara y Sierras Pampeanas. Esta estructura positiva constituiría la zona de *forebulge* del modelo estructural de Horton y DeCelles (1997 - Fig. 4.30), al igual que el Bloque de San Guillermo (BSG; Brunetto *et al.*, 2017). La zona corresponde a la transición entre una subducción de losa de inmersión normal ($> 30^\circ$) y una subducción de la losa plana relacionada con el empuje de la placa de Nazca desde el Plioceno hasta el presente (Ramos *et al.*, 2002). La presencia del segmento de losa plana de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana (27-34°S) explica la aparición de manifestaciones de deformación intraplaca reflejadas en el relieve, en esta región continental interior lejos del margen de la placa occidental (Brunetto *et al.*, 2017; 2019). Esta deformación ha sido activa en el Cuaternario en el sistema de cuenca de antepaís del S del Chaco y el N de la llanura pampeana.

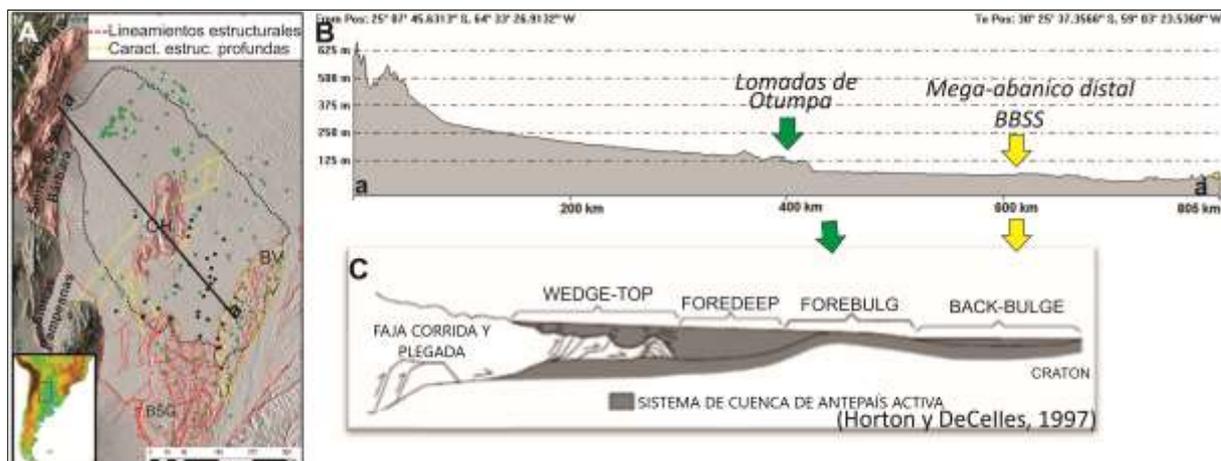


Fig. 4.30: **A:** Mapa de lineamientos estructurales, unidades morfo-estructurales y ubicación del perfil topográfico NO-SE del área del mega-abanico fluvial del Salado. **B:** estructuras del modelo estructural esquemático de cuenca de antepaís de Horton y DeCelles (1997; **C:** OH = Lomas de Otumpa; BV = Bloque Vera; BSG = Bloque San Guillermo (Thalmeier *et al.*, in prep.).

Peri (2012) concluye que las OH son una estructura remanente gondwánica afectada por las reactivaciones mesozoicas y cenozoicas que controlaron la evolución de la red de drenaje. La tectónica asociada a la deformación andina cenozoica reactivó estructuras preexistentes, principalmente en la

ladera oriental de Otumpa, inclinando y exhumando las secuencias mesozoicas. Se considera que el paisaje actual dominado por la presencia del mega-abanico del Salado comienza a desarrollarse a partir del Plioceno y continúa durante el Cuaternario. Por lo tanto, según Peri (2012), el río Salado habría sido un río antecedente desde que las OH comenzaron a elevarse, siguiendo una dirección SE hacia aguas abajo. El río emigró hacia el S a medida que crecía el relieve de las Lomadas. Las anomalías en el patrón fluvial de drenaje observado sugieren actividad tectónica cuaternaria, a pesar de no contar con evidencias geomorfológicas o estratigráficas cuaternarias que lo confirmen (Peri, 2012).

El BV (Iriondo, 1987) (Fig. 4.10) es una estructura regional con orientación NNE-SSO, de 300 km de largo y 85 km de ancho, que limita la depresión de los BBSS hacia el E. Los taludes de mayor gradiente del E del bloque muestran diferencias de elevación de 15-20 m. El margen occidental del BV está constituido por el sistema de fallas Golondrinas-Calchaquí, que también muestra una dirección general NNE-SSO (Iriondo, 1987). En este lado, las diferencias de elevación no superan los 7-9 m. La presencia de fallas disminuye hacia el N, donde el BV está cubierto por los sedimentos de los mega-abanicos distales del río Bermejo y del río Salado (Thalmeier *et al.*, 2021). Este bloque está fuertemente incidido por cauces fluviales, que están controladas por fracturas y límites de bloques más pequeños. En la Figura 4.10 (*inset*) se pueden observar los lineamientos estructurales en los MDE procesados y en el mapa geomorfológico.

En la Figura 4.31 se presentan secciones transversales de la cuenca Chaco-Pampeana, basadas en la interpretación de 21 pozos profundos de YPF. Éstas muestran el modelo clásico de cuenca de antepaís producido por cargas flexurales, originadas por la faja corrida y plegada del Sistema Subandino (Horton y DeCelles, 1997; 2001, Pelletier, 2007; Chase *et al.*, 2009). Esto controla la sedimentación sinorogénica principalmente en la zona profunda de *foredeep* (hasta aproximadamente 500 m de espesor – Fig. 4.30).

La sección transversal del N, de dirección O-E, muestra este típico perfil de cuenca antepaís (Fig. 4.31), donde la Fm. Anta (del Sistema de Sierras Subandinas – Hernández *et al.*, 2005), correlacionada con la Fm. Paraná (de la cuenca Chaco-Paranaense), constituye un buen marcador estratigráfico para interpretar la evolución neógena-cuaternaria de la cuenca de antepaís, asociada a la sedimentación del mega-abanico del Salado. Estas unidades estratigráficas representan la ingresión marina intracontinental del Mioceno Tardío (Thalmeier *et al.*, *in prep.*).

Por el contrario, en la sección central O-E (Fig. 4.31), se destaca en la parte media del mega-abanico y de la cuenca sedimentaria, la morfoestructura de las OH. Esta morfoestructura es el resultado de una larga historia tectónica (Peri, 2012). Allí, la deformación tectónica del Cenozoico Superior fue interpretada por Peri (2012) y Peri *et al.* (2014), y documentada por los afloramientos de una antigua sucesión buzante de psammitas con estratificación cruzada muy meteorizadas (silcrete), probablemente de edad mesozoica.

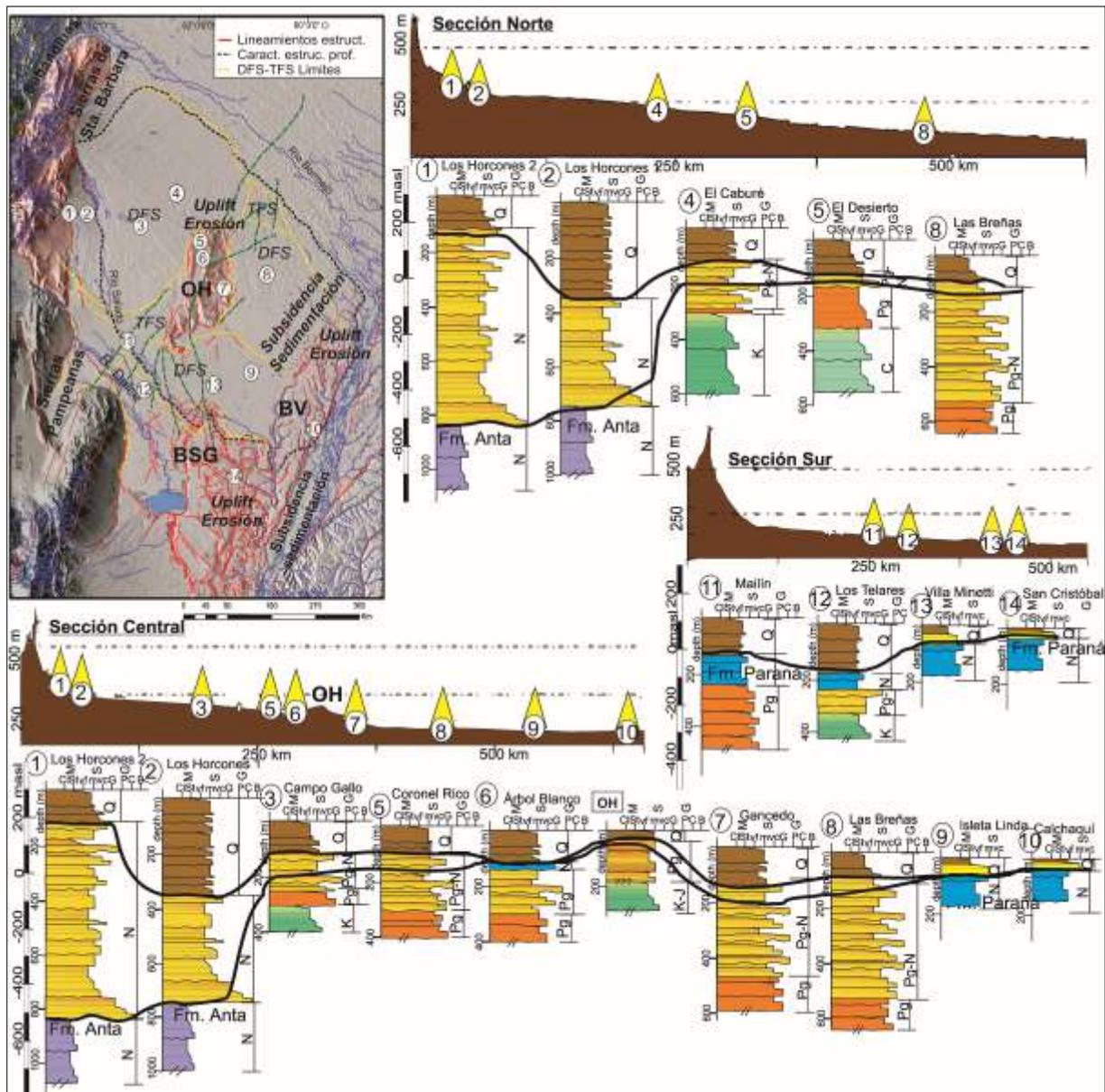


Fig. 4.31: Mapa de lineamientos estructurales y unidades morfoestructurales con las zonas de levantamiento (uplift) y erosión, subsidencia y sedimentación. Morfoestructuras: BSG = Bloque San Guillermo, BV = Bloque Vera, OH = Lomas de Otumpa. Nótese que las características estructurales profundas y las zonas de reactivación tectónica (líneas de guiones verdes y rayas amarillas) de la superficie del mega-abanico se infirieron a partir de los cambios en el patrón de drenaje y erosión (ver Fig. 4.32). Se observan las secciones transversales O-E del MRSJ basadas en la interpretación de perforaciones profundas que muestra un perfil clásico de cuenca de antepaís. Tener en cuenta que la Fm. Anta se correlaciona con la Fm. Paraná (línea de correlación, negra inferior); ambas unidades constituyen un marcador estratigráfico para interpretar la evolución del Neógeno Superior-Cuaternario de la cuenca del antepaís. La sección N muestra un caso de cuenca de antepaís sobrellenado; por el contrario, la sección central corresponde a una cuenca subrellenada. Las transiciones TFS-DFS observadas en el mega-abanico del Salado medio están vinculadas a las principales morfo-estructuras. Q = Cuaternario; Pg = Paleógeno (Fm. Chaco sensu lato); N = Neógeno (Fm. Anta, Paraná y Chaco, Mbo. Pozo del Tigre); K= Cretácico (Thalmeier et al., in prep.).

Una sucesión más o menos horizontal compuesta por areniscas meteorizadas (silcrete y brecha diagenética) se presenta en discontinuidad por encima de la secuencia mesozoica (Peri, 2012). Si esta unidad se interpreta como parte del *sensu lato* Terciario envejecido de la Fm. Chaco (Marengo, 2006), podría evidenciar una etapa de levantamiento que interrumpió la sedimentación en el área de las OH durante la evolución de la cuenca de antepaís. Como resultado, siguiendo la línea de correlación entre las unidades marinas y continentales correspondientes, esta región se puede considerar como el área de *forebulge* (Fig. 4.30) superpuesta a un alto estructural heredado (Paleozoico y Mesozoico), formado por su elevación debido a las cargas de flexura y reactivación de fallas en el Cenozoico Superior. Esta área elevada de la cuenca de antepaís es más amplia (300 km) que el ancho de las OH (sección central de la Fig. 4.31), sugiriendo que se superpone el *uplift* por reactivación de fallas sobre un levantamiento flexural más amplio y un relieve heredado. En este perfil central se observa el control en la sedimentación, dado por la configuración tectónica de la cuenca de antepaís. La sedimentación en el área proximal de mega-abanico del río Salado ocurre en la zona de *foredeep* formada por el depocentro de Alhuampa (Peri, 2012) y la zona de *back-bulge*, la cual corresponde a la depresión de los BBSS, separadas por el *forebulge* representado por las OH (Fig. 4.30; Thalmeier *et al.*, *in prep.*).

La sección S de O-E (Fig. 4.31) muestra un desplazamiento de las depozonas hacia el E, lo que sugiere que la distribución está controlada por la partición de la deformación de la corteza entre varias estructuras asociadas al levantamiento de los diferentes frentes montañosos de las Sierras Pampeanas. Las OH se vinculan con la deformación del N de las Sierras Pampeanas y la influencia de la zona de subducción plana, mientras que el ápice del abanico del Salado y los mega-abanicos del Chaco Septentrional, se asocian a la deformación vinculada con el sistema subandino (Fig. 4.32).

La configuración de la cuenca de antepaís controla el patrón de sedimentación del mega-abanico fluvial del Salado. Este es un caso de cuenca subrellenada, donde las tasas de sedimentación no exceden las tasas de elevación que tienen lugar en la parte media-distal de la cuenca de antepaís. Una señal de que la deformación de la corteza está activa es el hecho de que las partes proximales de los mega-abanicos de los ríos Salado y Dulce forman sistemas fluviales distributivos (DFS) que cambian a sistemas fluviales tributarios (TFS) en zonas próximas a las principales morfoestructuras (Fig. 4.32). Estos rasgos estructurales del subsuelo, con sutil expresión en superficie, están vinculados a los principales niveles topográficos morfoestructurales: Lomadas de Otumpa, E de las Sierras Pampeanas (Sierra Norte) y Bloque de San Guillermo (Thalmeier *et al.*, *in prep.*).

El drenaje converge (TFS) debido a la presencia de estos obstáculos estructurales. El área media-distal del mega-abanico se caracteriza por la formación de lóbulos agradacionales menores con patrones de drenaje radial DFS (Fig. 4.32) descritos en el ítem Geomorfología de esta Tesis, y que transportan la carga sedimentaria hacia la zona de *back-bulge*.

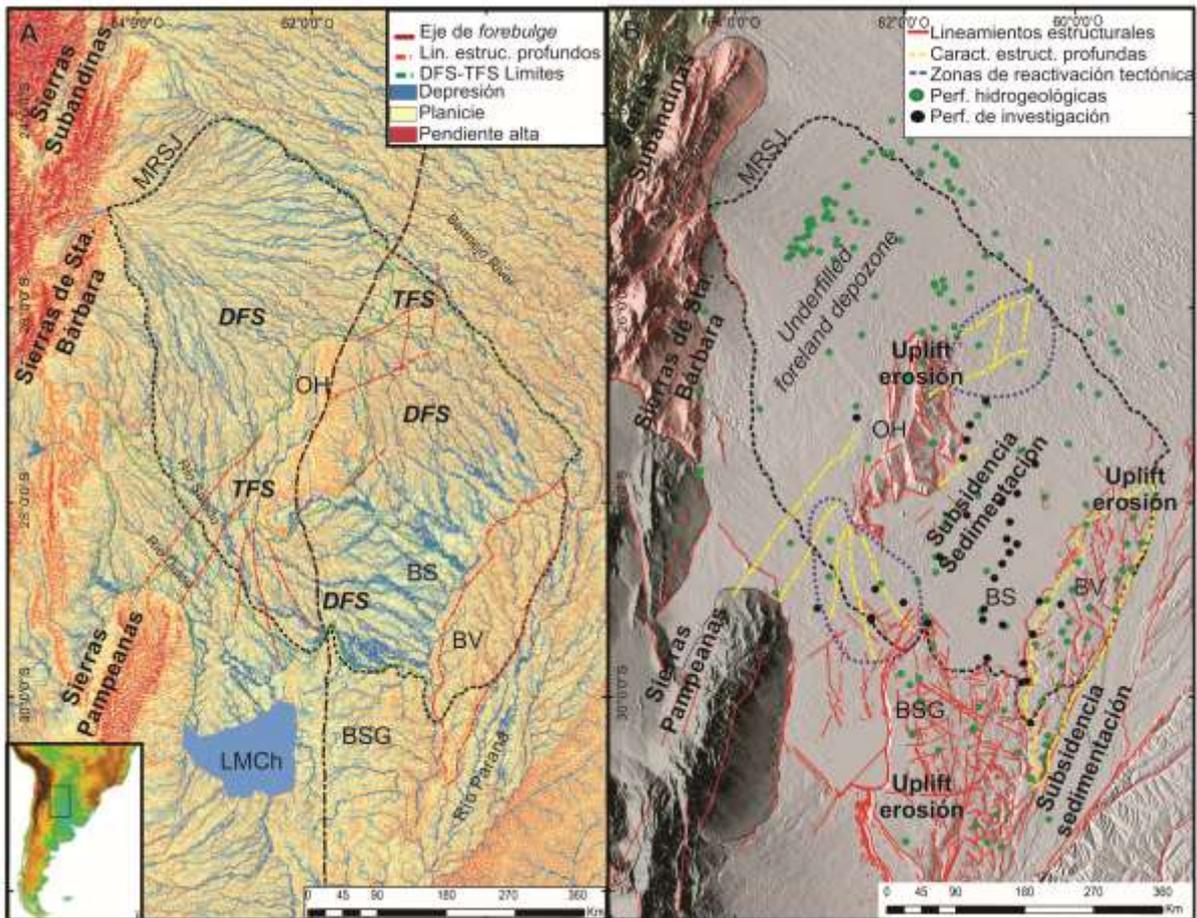


Fig. 4.32: **A:** Mapa TCI donde se destacan las transiciones entre los patrones de drenaje DFS y TFS, controlado por las estructuras tectónicas relacionadas a las OH, las Sierras Pampeanas y el BSG. **B:** Mapa de relieve donde se destacan las zonas de levantamiento estructural (uplift) y erosión, y las de subsidencia y sedimentación. Observe las zonas de reactivación tectónica en líneas de puntos azul. MRSJ = Mega-abanico fluvial del Salado-Juramento; OH = Lomadas de Otumpa; BV = Bloque Vera; BSG = Bloque San Guillermo; LMCh = Laguna Mar Chiquita. (Tomada de Thalmeier *et al.*, 2021).

Adaptando la interpretación de Blair y McPherson (2009) a escalas de mega-abanicos, los cambios zonales en el patrón de drenaje sugieren que el mega-abanico del Salado está segmentado por neotectónica activa en las áreas media (Fig. 4.33). Los mega-abanicos del Salado (parte media-distal) y Dulce se encuentran en el segmento de subducción de losa plana pampeana, que se caracteriza por la propagación de la deformación lejos de los límites de la placa. Estos difieren de los mega-abanicos del Bermejo y Pilcomayo, que producen cuencas de antepaís sobrellenadas, vinculados a una deformación de la corteza diferente a la asociada con las Sierras Pampeanas, producto de una dinámica de subducción diferente a lo largo del margen andino (Thalmeier *et al.*, *in prep.*).

No existen evidencias sismológicas que demuestren una tectónica activa en el BV y que controlen la elevación de esta morfoestructura. Sin embargo, las investigaciones realizadas en áreas cercanas permiten deducir que estas estructuras están activas durante el Cuaternario (Brunetto *et al.*, 2010; 2017; 2019).

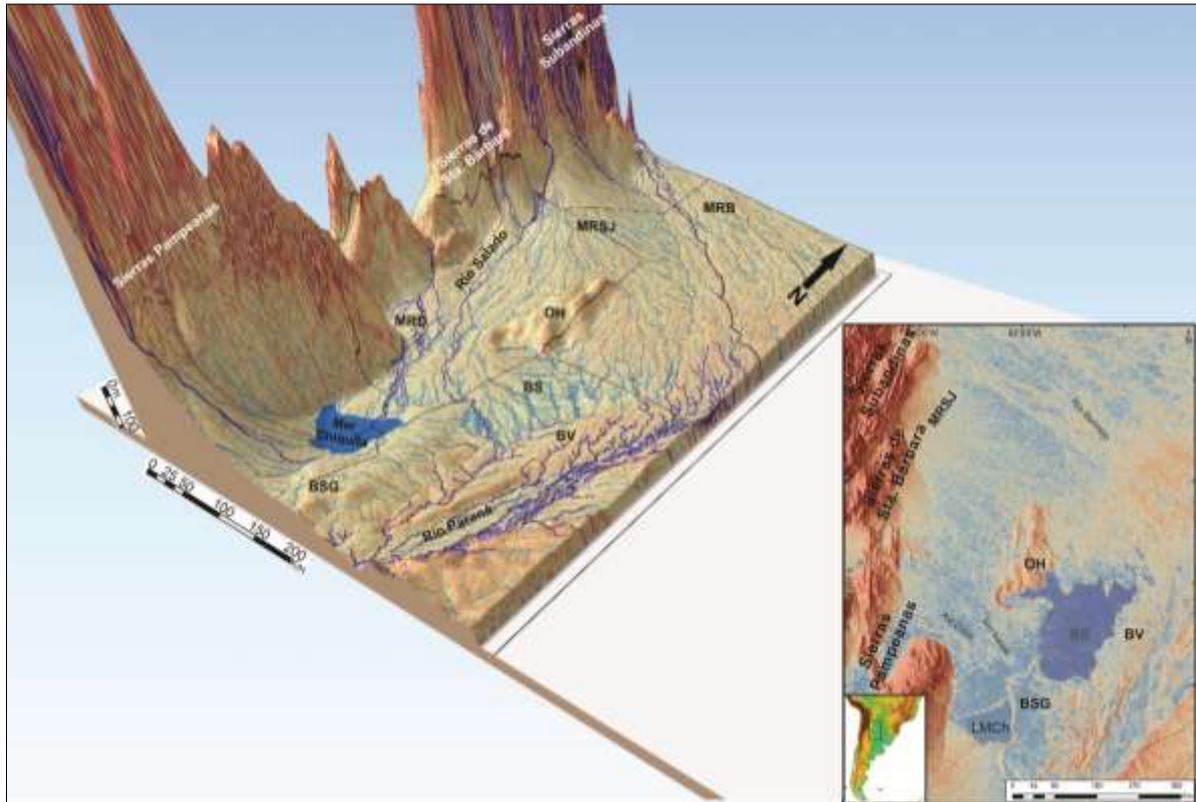


Fig. 4.33: Bloque 3D del mapa TCI sobre el MDE ALOS PALSAR. Obsérvense las morfoestructuras de las Lomas de Otumpa (OH), Bloque Vera (BV), Bloque San Guillermo (BSG), y el patrón de drenaje DFS en la zona proximal del mega-abanico, y TFS al O de las OH, y DFS en el área media-distal, al SE de las OH. El recuadro inferior muestra la región de los BBSS (Thalmeier *et al.*, in prep.)

La presencia de extensos depósitos palustres de humedales cerca de la superficie del BV, verificado en varios puntos de control de campo mediante la ejecución de pozos con barreno, sugiere que esta área formaba parte de la llanura distal del mega-abanico del Salado, una llanura de tierras bajas en el pasado. Actualmente, estos depósitos se encuentran elevados unos pocos metros con respecto a depósitos similares hallados en las perforaciones ubicadas al O, en la depresión de los BBSS (Fig. 4.34).

Además, las evidencias regionales muestran la existencia de un gran humedal del Pleistoceno medio-tardío (Fm. Palo Negro), dislocado por deformación cuaternaria en los bloques de San Guillermo y San Cristóbal (en la región adyacente de la Pampa del Norte; Fig. 4.10) (Brunetto *et al.*, 2010; 2017; 2017, 2019; Kröhling y Brunetto, 2013), lo cual sugiere que la deformación activa también podría ocurrir en el S del Chaco. Se deduce entonces que el sector distal del mega-abanico del río Salado se habría extendido hasta el valle del río Paraná antes de la elevación del BV, tal como lo hacen actualmente los mega-abanicos del Pilcomayo y Bermejo.

Recientemente se ha considerado que la deformación cuaternaria intracratónica es el resultado de fallas producidas por la reactivación de desplazamientos de fallas preexistentes o planos de debilidad de la corteza generados en la evolución del cratón del Río de la Plata (Brunetto *et al.*, 2019). Este tipo de desplazamiento de fallas no producen rupturas en superficie y se revelan como suaves flexuras de la

cubierta sedimentaria. Son interpretados como pliegues suaves por propagación de fallas ciegas generados en el área intracratónica (Brunetto *et al.*, 2010; 2017).

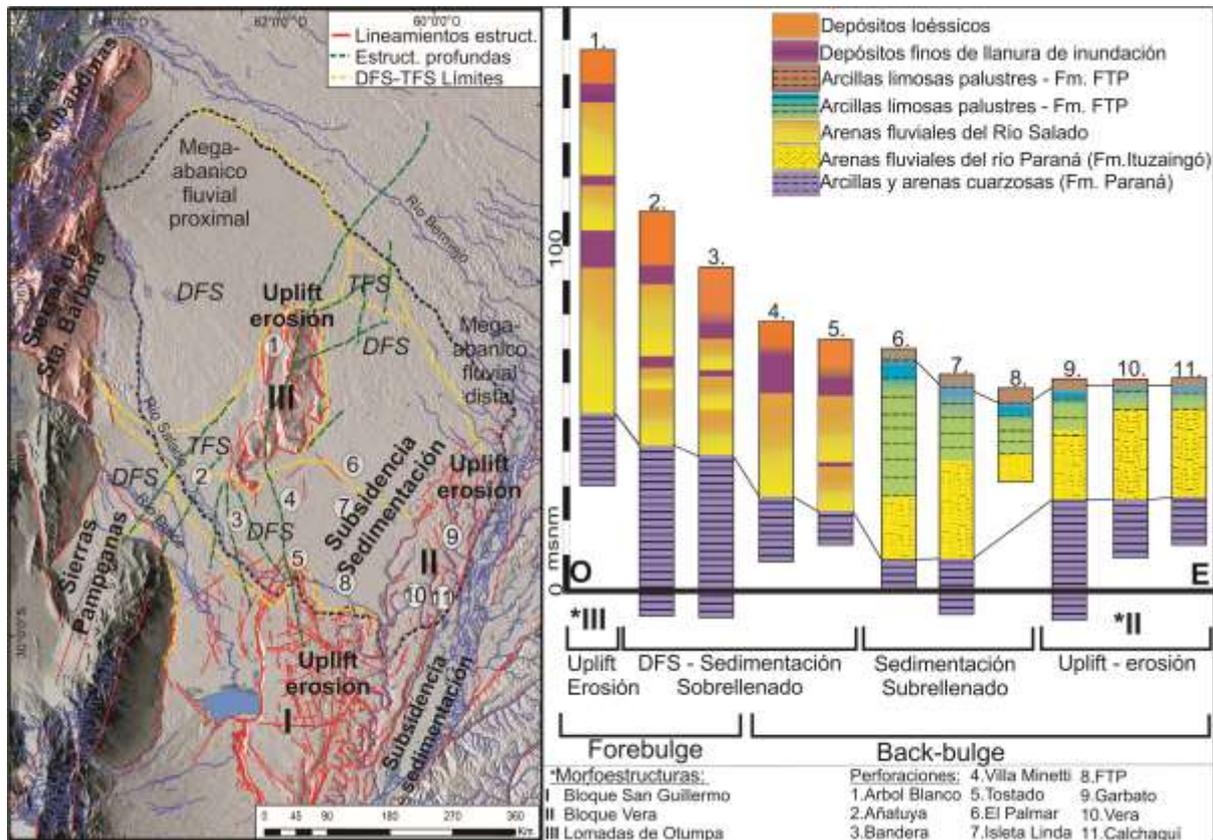


Fig. 4.34: Mapa con las ubicaciones de las columnas sedimentarias elaboradas, las unidades morfoestructurales y los lineamientos estructurales. Observar las perforaciones según su correspondencia con la configuración de la cuenca de antepaís y los desniveles de las Fm. Paraná y Fm. Fortín Tres Pozos (FTP).

4.9. Evolución del mega-abanico del Salado y reconstrucción paleoambiental

Un análisis detallado de la evolución del mega-abanico del Salado y el aporte a la reconstrucción paleoambiental del Chaco Austral es presentado en Thalmeier *et al.* (2021). Este resultado, como integración de los datos geológicos presentados y del análisis paleoclimático, es de gran interés no sólo para comprender la gran heterogeneidad litoestratigráfica de la zona de estudio, sino para interpretar la gran variedad hidroquímica que presentan las aguas subterráneas de la unidad hidrogeológica más superficial (UH1; Capítulo 5). Una síntesis de la evolución se reproduce a continuación.

La dinámica de los mega-abanicos fluviales del Gran Chaco y sus relaciones con las sucesiones de climas cuaternarios y la influencia de la neotectónica han sido abordados por varios autores (e.g. Iriondo, 1993, 2007; Latrubesse *et al.*, 2012; Zani *et al.*, 2012; Assine *et al.*, 2014; Pupim *et al.*, 2017). Las dataciones por luminiscencia y radiocarbono realizadas por algunos autores en muestras de secuencias pedosedimentarias de la llanura Chaco-Pampeana constituyen la base para las correlaciones

estratigráficas con el fin de realizar un primer análisis de la evolución del mega-abanico del Salado en el Cuaternario Superior. Estas son claves para el análisis de la influencia de factores intrínsecos o cambios climáticos en el desarrollo y evolución de los mega-abanicos chaqueños. En la Figura 4.35 se presenta un diagrama que ilustra los diferentes estadios de evolución del mega-abanico del Salado.

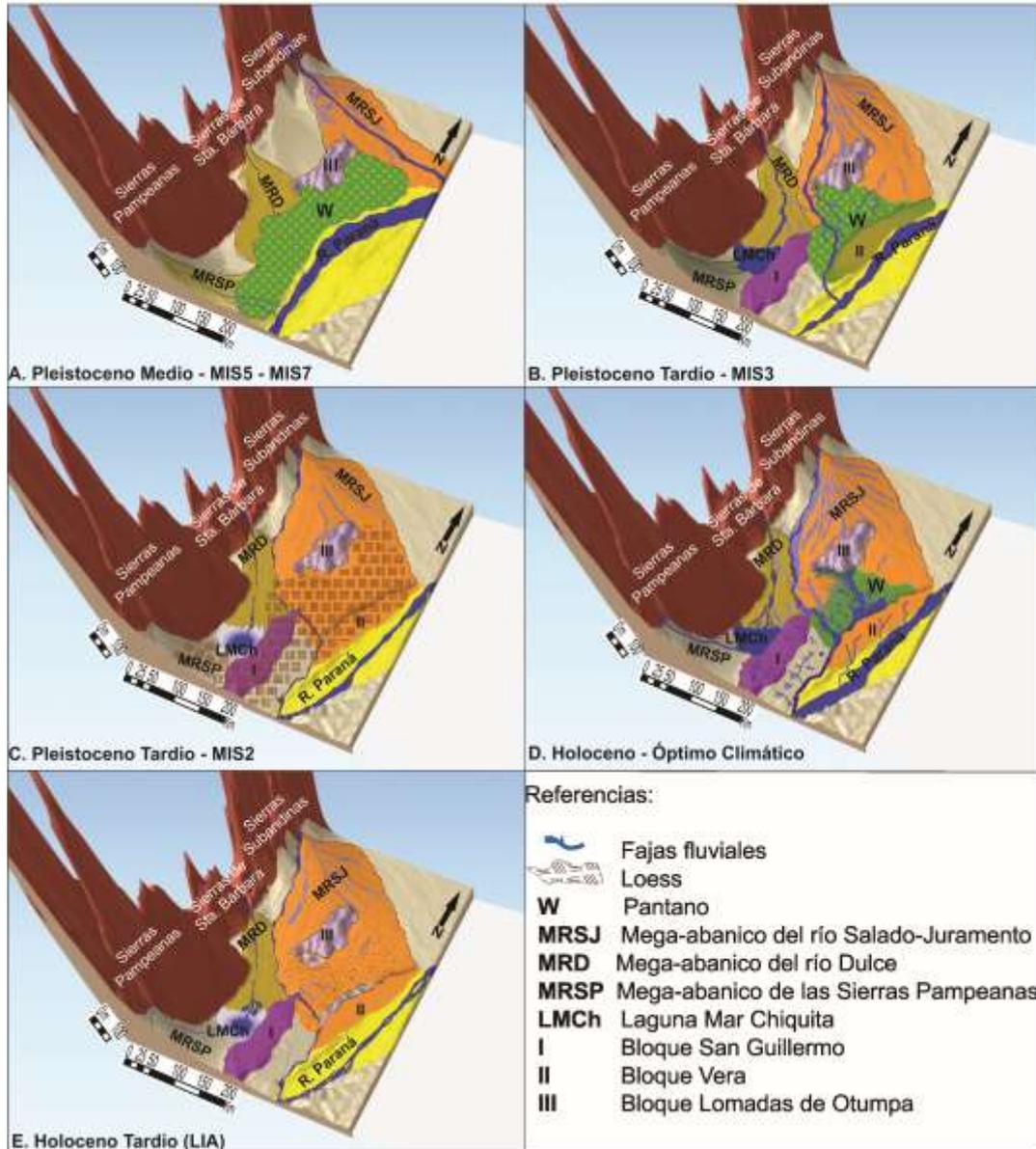


Fig. 4.35: Esquema de evolución del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento a través del Cuaternario (Tomada de Thalmeier *et al.*, 2021).

De acuerdo con los primeros estudios exhaustivos sobre mega-abanicos de otros lugares del mundo (e.g. Gupta, 1997; Horton y DeCelles, 2001; Leier *et al.*, 2005; Hartley *et al.*, 2010a), la salida del cauce al frente montañoso, el gran suministro de sedimentos y las fluctuaciones pronunciadas de la descarga ejercen un control clave en la construcción de los mega-abanicos, al favorecer la sedimentación rápida y la avulsión repetida de los cauces. Según Hartley *et al.* (2010b), los factores que controlan la longitud de un mega-abanico, como el espacio de acomodación horizontal y el gradiente, están fuertemente relacionados con el entorno tectónico. Además, la descarga y el suministro de sedimentos están

directamente relacionados con la escorrentía en la cuenca, a su vez controlada por el clima. Estos factores son de gran importancia porque combinados determinan si el flujo se puede mantener hasta que el sistema alcance el límite del espacio de acomodación disponible.

Considerando las variables autogénicas relacionadas con el ambiente deposicional, y los datos geomorfológicos, estratigráficos y sedimentológicos disponibles, la construcción del mega-abanico del río Salado-Juramento durante el Cuaternario Superior estuvo dominada por sedimentación de corto plazo y avulsiones de cauces hacia las áreas adyacentes, sobre las formaciones geológicas de la cuenca de antepaís (Fm. Chaco, Mbo. Superior y Fm. Ituzaingó). Entre los factores externos (alógenos), el clima pudo haber impulsado los principales cambios durante al menos, el Cuaternario Superior. Los depósitos de grava arenosa (lóbulos de agradación con un patrón distributivo) del mega-abanico proximal indican eventos de inundación de alta energía. También los depósitos de cauces arenosos y los estratos de arena vinculados a lóbulos de derrame (*terminal splay*) que cubren los depósitos limo-arcillosos de pantanos (llanuras de inundación, incluidos paleosuelos) en el área media del mega-abanico sugieren un régimen de flujo alto. Los elementos geomorfológicos identificados evidencian la respuesta del río Salado-Juramento ante diferentes regímenes hidrológicos.

La morfología del mega-abanico, los cambios en el tipo de forma en planta del cauce y la gradación en el tamaño de grano de los sedimentos indican una capacidad de transporte decreciente del cauce formativo hacia aguas abajo. Hartley *et al.* (2010b) deducen que la respuesta de los cauces en el DFS a los cambios en la descarga y el suministro de sedimentos es esencialmente independiente del entorno tectónico particular y puede estar frecuentemente relacionada con las características de la cuenca. En ese sentido, Gupta (1997) y Horton y DeCelles (2001) deducen que la dimensión de los valles montañosos es crítica en la formación del mega-abanico, tal como ocurre en la llanura Indo-Gangética y en el Chaco. Fontana *et al.* (2014) concluyen que la dimensión de las cuencas de montaña para mega-abanico en el frente alpino son importantes para el suministro de sedimentos. Además, Weissmann *et al.* (2013) deducen que la gran evolución del DFS, a través de la progradación del ápice del abanico hacia áreas de mayor espacio de acomodación, está controlada por la tectónica, el clima, la topografía, los patrones de vegetación y las propiedades regionales de las rocas. Estas condiciones interactúan determinando las tasas de meteorización y erosión en escalas de tiempo de 10^4 a 10^7 años. En particular, algunos autores (e.g. Silva *et al.* 1993; Harvey, 2002; Harvey *et al.*, 2005) refieren que la tectónica influye en la ubicación, el entorno de los mega-abanicos y en su morfología, y en el tipo de secuencias sedimentarias, principalmente a través de una influencia en el espacio de acomodación. Por otro lado, si un cambio climático altera la magnitud de la inundación y/o el suministro de sedimentos, el abanico responde mediante un cambio en el régimen erosivo o deposicional, lo que resulta en un cambio en el ambiente sedimentario (Harvey *et al.*, 2005). Es importante considerar que las respuestas al cambio climático y a la actividad tectónica operan en diferentes escalas de tiempo (Harvey, 2002).

Varios autores (e.g. Iriondo, 1993; Latrubesse *et al.*, 2012) deducen un fuerte vínculo entre la dinámica sedimentaria y los cambios climáticos durante el Cuaternario para los mega-abanicos del Chaco. Novello *et al.* (2017), sobre la base de los registros de paleo-lluvias concluyen que las posiciones de SACZ e ITCZ han cambiado en el pasado en respuesta a eventos abruptos a escala de milenios, y que afectaron la precipitación del SAMS. Según Latrubesse *et al.* (2012), la carga de sedimentos y las precipitaciones provenientes de los Andes aumentaron y las descargas fueron lo suficientemente enérgicas como para mover abundante carga del lecho a mayor distancia del piedemonte que en la actualidad. Además, la descarga estacional fue sustancialmente mayor y los ríos llegaron más lejos de los Andes, buscando los niveles de base regionales. A partir del análisis de datos históricos, la evolución del drenaje de los mega-abanicos del Chaco Austral se asocia al impacto climático sobre el suministro y descarga de sedimentos de sus áreas de captación en los Andes, generando avulsiones de cauces y lóbulos de derrames. Además, deben tenerse en cuenta los recientes impactos antropogénicos sobre la dinámica de los mega-abanicos en escalas de tiempo cortas (Assine *et al.*, 2016). De hecho, Martín-Vide *et al.* (2014) deducen a partir del estudio de colapsos actuales provocados por sedimentos del río Pilcomayo, un aumento de la producción de sedimentos en los Andes en el siglo XX.

Considerando los datos estratigráficos, la Fm. Anta/Paraná (que representa la transgresión marina del Mioceno tardío) constituye la base de las secuencias del mega-abanico del río Salado. La progradación del mega-abanico se habría producido inicialmente en el Plioceno, debido a la gran cantidad de sedimentos generados por la erosión vinculada al levantamiento de los Andes. Las secuencias de mega-abanico del Cuaternario responderían principalmente a los controles climáticos, en particular a una fuerte estacionalidad hidroclimática relacionada principalmente con el SAMS. La relación entre el desarrollo de mega-abanico y las condiciones del monzón fue observada por Leier *et al.* (2005) y Davidson *et al.* (2013). Además, Iriondo (1993) dedujo para la llanura del Gran Chaco que los cambios climáticos se expresaron principalmente como variaciones en la precipitación más que en la temperatura.

Sobre la base de correlaciones regionales integradas con algunos datos geocronológicos, Latrubesse *et al.* (2012) deducen que los mega-abanicos del Chaco boliviano alcanzaron su máximo desarrollo durante el Pleniglacial Medio (MIS 3 a principios del MIS 2; aprox. 60 a 28 ka. AP). Se caracterizaron por una alta capacidad de transporte y potencia de los arroyos, y una fuerte agradación en las fajas fluviales del abanico (con abundante carga suspendida que desencadenó los procesos de avulsión). Esto se encuentra relacionado con el aumento de la producción de sedimentos y un alto caudal estacional de los ríos por lluvias ocurridas en los Andes, en combinación con una probable disminución de la densidad de vegetación. En la Última Glaciación se habría producido una tendencia al deterioro climático en los trópicos durante el Pleniglacial hasta alcanzar un máximo durante el UMG (*Ultimo Máximo Glacial*). Las condiciones más frías y las lluvias de tipo torrencial aumentaron la actividad eólica y los regímenes fluviales, presentando más estacionalidad climática que la observada en el clima actual (Latrubesse *et al.*, 2012). Según estos autores, este escenario probablemente resultó en una circulación del SASM

intensificada, con una estación seca marcada y lluvias concentradas durante el período estival y con lluvias orográficas intensas en el flanco oriental de los Andes (MIS 3 a principios de MIS 2). Concomitantemente con los procesos fluviales se produjo la deflación de las fajas fluviales de los mega-abanicos del Chaco Norte (Grande, Parapetí y Pilcomayo), y se desarrollaron campos de dunas de arena a gran escala por vientos que soplaban de N a S en una dirección similar a la actual SALLJ. La aridez estacional combinada con lluvias muy intensas relacionadas con el sistema monzónico permitió la coexistencia de mega-abanicos proporcionando una fuente abundante de arena para la removilización eólica estacional (Latrubesse *et al.*, 2012). Estos autores dedujeron condiciones más áridas durante el UMG cuando la descarga fluvial de los sistemas disminuyó y los mega-abanicos fueron más estables, también persistió la deflación eólica y se depositó loess en varias zonas del piedemonte y la llanura, cubriendo parte de los cauces abandonados del mega-abanico. Previamente, Iriondo (1993) describe un espeso manto de loess (Fm. Urundel, UMG en edad), en gran parte del Chaco Occidental y las vertientes orientales de las Sierras Subandinas, en el NO de Argentina y S de Bolivia. El autor interpreta que los sedimentos de las planicies aluviales de los sistemas fluviales Parapetí, Pilcomayo y Bermejo fueron deflacionadas por los vientos del N y transportados al Chaco durante climas más secos que el actual. Además, Latrubesse *et al.* (2012) deducen que la mayor aridez durante el MIS 2 en el Chaco y la reducción de las lluvias monzónicas anuales y/o estacionales también pueden explicarse por un mayor efecto de las masas de aire frío provenientes del Sur durante la Última Glaciación.

Se deduce una importante fase agradacional en el Pleistoceno Superior en el desarrollo del mega-abanico del Salado. Los datos cronoestratigráficos regionales de la llanura pampeana (e.g. Iriondo y Kröhling, 1996; Iriondo, 1999; Kröhling e Iriondo, 1999; Iriondo, 2007; Kröhling y Carignano, 2014; Brunetto *et al.*, 2015) permiten correlacionar condiciones favorables durante el MIS 5 y MIS 3 para la generación de fajas fluviales, lóbulos de agradación y procesos de avulsión de las zonas medio-proximales del mega-abanico, que estarían relacionados con condiciones climáticas fuertemente estacionales. Un extenso humedal subtropical ocupó la zona distal del mega-abanico del Salado durante el MIS 3. Esto se observa en el miembro medio de la Fm. Fortín Tres Pozos, donde se obtuvo una edad OSL de aproximadamente 58 ka. AP (Iriondo, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021). Teniendo en cuenta el espesor de la unidad representativa del humedal, las tasas de deposición y la influencia de la neotectónica (subsistencia) en la zona distal del mega-abanico, el gran humedal probablemente se habría iniciado anteriormente (MIS 5?). Además, una unidad representativa de un paleo-humedal del Bloque de San Guillermo (Pampa Norte), morfoestructura adyacente al sur del mega-abanico del Salado distal, fue fechada por OSL en aproximadamente 67/178 ka. AP (Fm. Palo Negro; Brunetto *et al.*, 2010; 2017).

El MIS 2 se caracteriza por avances glaciarios en los Andes y Patagonia Sur, y por una creciente aridez en las tierras bajas (Iriondo y Kröhling, 1996; Iriondo, 1999). Iriondo y Kröhling (1996; 2007) definen el Sistema Eólico Pampeano, evolucionó principalmente durante el UMG (la mayoría de las dataciones OSL obtenidas entre 24 y 18 ka. AP). Este comprende una gran faja de loess extendida en la Pampa

Norte que alcanza el Chaco Austral. Según Iriondo (1993), dos sistemas eólicos regionales aparecieron en la región del Chaco durante el UMG (el sistema de circulación Sur o Pampeano y el sistema Norte, paralelo a las Sierras Subandinas). La fuente de materiales del loess en el UMG en las secuencias sedimentarias del Chaco está vinculada principalmente a los Andes Centrales y NO de la Patagonia, con una segunda fuente de aportes vinculada con la Puna (Milana y Kröhling, 2017, y referencias allí). Durante el MIS 2 se deduce una disponibilidad de descarga decreciente de los cauces del mega-abanico (con un régimen fluvial estacional). El loess del UMG cubrió cauces del mega-abanico y fajas fluviales, lóbulos de derrames y llanuras de inundación fangosas desarrolladas durante el MIS 5-MIS 3, y también elementos geomorfológicos de carácter estructurales de algunas SUG (área media-distal del mega-abanico del Salado). En algunos sitios, el loess típico está intercalado con depósitos loessoides. Además, se interpreta un aporte eólico de sedimentos finos a los ambientes palustres del mega-abanico distal del Salado (miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos) durante el UMG.

Nuevos episodios agradacionales del mega-abanico del Salado ocurrieron durante parte del Holoceno. Según Latrubesse *et al.* (2012), las regiones de los mega-abanicos del N (Grande, Parapetí y Pilcomayo) permanecieron áridas a semiáridas durante el Holoceno, pero a pesar de las oscilaciones climáticas (más secas o más húmedas), las condiciones probablemente fueron muy similares al clima subhúmedo actual. Sin embargo, el tamaño y el nivel de actividad de los mega-abanicos y los campos de dunas durante el Holoceno no superó al del Pleistoceno Tardío. Durante el *Optimum Climaticum* del Holoceno (ca. 9-5 ka. AP), la sedimentación se relacionó con procesos avulsivos del cauce activo del mega-abanico, con la generación de lóbulos distales menores, la extensión de pantanos y lagunas debido a la elevación de la capa freática y el desarrollo de suelo (suelos hidromórficos) y depósitos fangosos en las llanuras de inundación del mega-abanico en su zona media-distal. Los eventos estacionales secos/húmedos están relacionados principalmente con el SAMS. Iriondo (1993) y Latrubesse *et al.* (2012) refieren el desarrollo de una terraza fluvial en los principales cauces formativos de los mega-abanicos del Chaco al N, lo que indicaría un período húmedo caracterizado por una mayor precipitación y escorrentía. Los datos sedimentológicos, geomorfológicos, magnetoestratigráficos y biogeográficos también refuerzan las condiciones climáticas cálidas y húmedas para el *Optimum Climaticum* en la llanura pampeana (Iriondo *et al.*, 2009 y referencias allí). Un clima seco (semiárido) ocurrió durante el Holoceno Tardío (aproximadamente 3,5-1,4 /1 ka. AP) en toda la llanura Chaco-Pampeana y regiones adyacentes (Iriondo, 1993). La actividad eólica dominante provocó la deflación de los sedimentos superficiales y la generación de un extenso manto de arena y limo, y de campos de dunas locales (Iriondo y Kröhling, 1996, 2007). El descenso del nivel freático generó la presencia de lagunas saladas en el área distal del mega-abanico del Salado, y la acumulación de limo eólico en pantanos temporales. Se generaron hoyas de deflación en algunas de las SUG del mega-abanico distal. Las depresiones elípticas asociadas a lunetas se desarrollaron en la paleofaja del río Paraná, actualmente ocupada por el sistema fluvial Golondrinas-Calchaquí. Además, las descargas del río formativo del mega-abanico y del sistema troncal

axial (río Paraná) disminuyeron significativamente. Iriondo *et al.* (2009) reconstruyen las condiciones climáticas para el Holoceno Superior en la llanura proponiendo patrones de paleovientos. Durante este período se generaron grandes campos de dunas parabólicas en el NO del Chaco (mega-abanicos del Parapetí y Grande), vinculados a vientos del N-S (Iriondo, 1993).

La influencia en el patrón regional de lluvias durante la fase cálida conocida como Anomalía Climática Medieval (ACM, aproximadamente 900-1.300 d.C.) y durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) ejerció cambios en el paisaje del mega-abanico del Salado medio-distal. Los registros pedológicos, paleobotánicos, estratigráficos y arqueológicos hacen referencia a condiciones de humedad en las llanuras durante la ACM (e.g. Iriondo y Kröhling 1996; Kröhling y Carignano, 2014). Los principales procesos superficiales afectaron al mega-abanico, como inundaciones y una nueva expansión de pantanos y lagunas que ocuparon los elementos geomorfológicos de origen eólico debido a la elevación del nivel freático, la bioturbación y la pedogénesis incipiente en los interfluvios. Niveles lacustres altos fueron deducidos de los datos geolimnológicos de la laguna Mar Chiquita por Piovano *et al.* (2002; 1,5 / 1,1 cal ka. AP). Durante la PEH se establecieron condiciones semiáridas en la llanura Chaco-Pampeana (Iriondo y Kröhling, 1996). Se reactivaron los procesos erosivos en los interfluvios, se produjo una notable reducción de las descargas, altas tasas de incisión en los colectores fluviales, y una intensificación de los procesos de deflación que afectaron principalmente a los elementos geomorfológicos eólicos y fluviales previamente generados. Además, se desarrollaron ambientes tipo *sabkha/playa* formando lagunas saladas extendidas y salinas, y la reducción de los niveles de las lagunas, siendo la laguna Mar Chiquita la principal evidencia (Kröhling e Iriondo, 1999; Piovano *et al.* 2002). Los registros paleobotánicos y los datos históricos también documentan la aridificación en las grandes llanuras (e.g. Cioccale, 1999; Kröhling y Carignano, 2014).

El mega-abanico distal del Salado en la actualidad forma extensos humedales estacionales, como resultado de lluvias estivales más concentradas y de las oscilaciones del nivel freático, sumado a la existencia de la morfoestructura del BV entre el sistema troncal fluvial (río Paraná) y el mega-abanico, impidiendo el drenaje normal hacia el E del sistema hídrico de los BBSS. Las hoyas de deflación y los valles fluviales se inundan estacionalmente.

4.10. Resumen de la caracterización geológica como base para el modelo hidrogeológico – Modelo geológico

Un modelo conceptual geológico que caracterice las unidades o estratos depositados en un ambiente o en un conjunto relacionado de ambientes, incorporando las posibles geometrías y sucesiones de facies sedimentarias principales, sus características estructurales y la variación espacial de sus propiedades principales, es necesario para una mejor comprensión de la génesis de las condiciones estáticas del

medio como base para cualquier interpretación dinámica de modelos hidrogeológicos conceptuales y numéricos.

En este caso, en base a los resultados obtenidos en las secciones precedentes, se deduce que la sedimentación está controlada por la configuración tectónica de la cuenca de antepaís asociada a la subducción diferencial a lo largo del margen andino. La cuenca fue afectada por neotectónica, la cual generó números lineamientos estructurales y morfoestructuras observados a través de los procesamientos de los MDEs e imágenes satelitales. El Cenozoico, afectado por pliegues de propagación de fallas en el *forebulge* de la cuenca de antepaís, zona de las Lomadas de Otumpa, está representado por las arenas limosas y arenas arcillosas continentales de color marrón rojizo con abundante yeso y concreciones calcáreas de la Fm. Chaco, de 450-700 m de espesor. El levantamiento de las OH ha generado una discontinuidad local en la secuencia Cenozoica, exhumando unidades mesozoicas (Peri, 2012). La Fm. Chaco (Oligoceno-Mioceno; Russo *et al.*, 1979) se divide en tres miembros, que se interdigitan hacia el E de la cuenca Chaco-Pampeana con las facies litorales y marinas de la Fm. Laguna Paiva y Fm. Paraná (Mioceno; Bravard, 1858; Aceñolaza, 1976; Marengo, 2006), compuestas por arenas finas cuarzosas con intercalaciones de arcillas gris verdosas y fósiles calcáreos, con un rango de espesor entre 20 y 200 m (Marengo, 2006).

Sobre el área de los BBSS (zona de *back-bulge*), suprayacen en discordancia sobre la Fm. Paraná, las arenas fluviales de la Fm. Ituzaingó depositadas por el río Paraná (Mioceno Tardío-Pleistoceno; De Alba, 1953; Herbst, 1971; Iriando, 1993, Brunetto *et al.*, 2013). Está compuesta por arenas cuarzosas, amarillo-rojizas, intercaladas con limo illítico y caolínítico, con arcillas en porcentajes bajos. Su espesor varía considerablemente según el área, pero se puede tomar un valor entre 20 y 70 m en la zona de los BBSS. Sobre esta formación se depositan en discordancia los sedimentos palustres de la sección distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento. Este registro sedimentológico de arcillas limosas y limos arcillosos con concreciones de CaCO_3 y cristales de yeso corresponde a un ambiente de pantanos temporarios a permanentes, que presenta además intercalaciones lenticulares de depósitos de limos arenosos principalmente asociados a paleocauces. Este registro corresponde a la Fm. Fortín Tres Pozos, de 20-40 m de espesor (Pleistoceno Tardío; Iriando, 2007; Thalmeier *et al.*, 2021). Hacia el O y N de los BBSS (Chaco Occidental), el miembro superior de esta formación (representado por pantanos temporarios con aportes eólicos) se correlaciona con los loess de las Fm. Urundel y Tezanos Pinto (Pleistoceno Tardío; Iriando, 1990; 2010), formadas por limo con arcillas illíticas y escasa arena fina, incluyendo nódulos de CaCO_3 dispersos. Al S de los BBSS (Pampa Norte) domina el loess de la Fm. Tezanos Pinto (Pleistoceno Tardío; Iriando, 1990). Sedimentos palustres superficiales (Holoceno; Iriando, 2007), en general rematan la columna sedimentaria de los BBSS, formados por arcillas limosas marrón oscuras sobre los que se desarrolla el suelo actual de características hidromórficas.

La gran heterogeneidad sedimentológica del mega-abanico se ve expresada en el patrón de las diferentes unidades geomorfológicas definidas. Esta caracterización geológica a gran escala constituye la base fundamental para el modelo hidrogeológico. A medida que se vaya profundizando en la obtención de nuevos datos mediante métodos directos (perforaciones, barrenados, etc.) y/o indirectos (geofísicos, etc.) nos iremos acercando a una reproducción del medio físico. En la Figura 4.36 se presenta el esquema del modelo geológico simplificado por formaciones geológicas, como síntesis de los resultados presentados en los puntos anteriores.

El modelado es un término muy amplio utilizado y aplicado en las Ciencias de la Tierra. El vínculo claro entre la elaboración de mapas y modelos geológicos y la modelización de aguas subterráneas es la construcción de un modelo conceptual. Éste constituye la representación del sistema de flujo de agua subterránea. Las simplificaciones del gran sistema y la interpretación cualitativa de los datos y la información del área de los BBSS se incluyen en el modelo conceptual hidrogeológico en el próximo capítulo, desarrollado a partir de la caracterización geológica presentada en este capítulo.

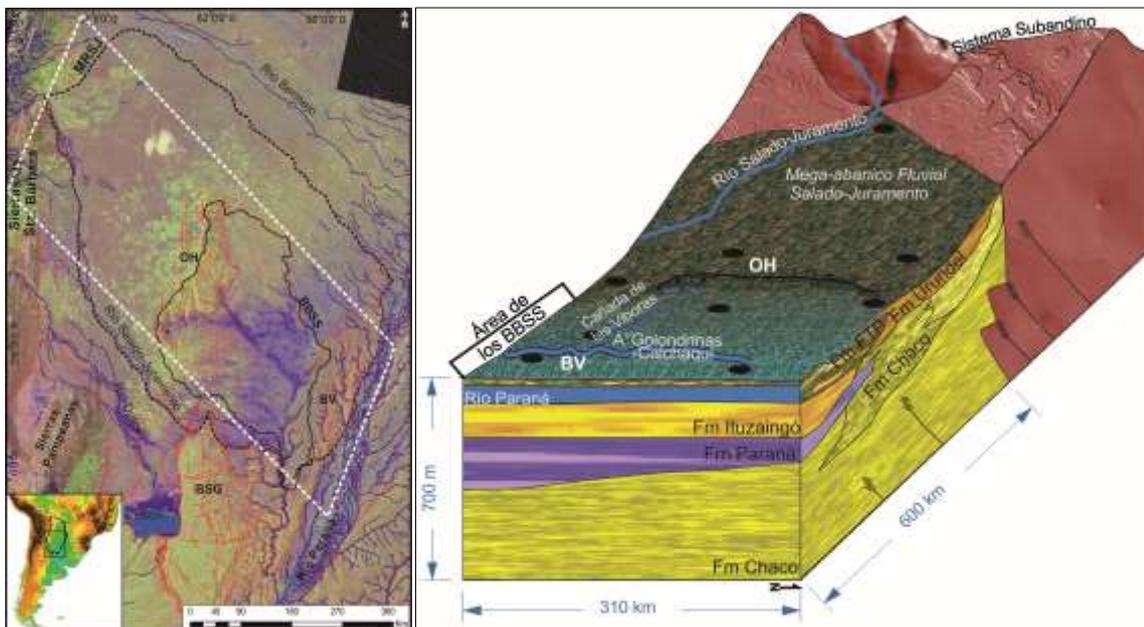


Fig. 4.36: Esquema del modelo geológico. En la imagen Landsat-8 (nov. 2019, combinación B6, B5, MNDWI en Google Code Engine©) se observa en línea cortada blanca el área representada en el bloque diagrama del modelo geológico, realizado a partir los resultados obtenidos y la complementación con las diferentes fuentes de información. En líneas rojas en la imagen Landsat se observan los lineamientos estructurales y en círculos negros sobre el diagrama, algunas de las perforaciones utilizadas. MRSJ = Mega-abanico del río Salado-Juramento; BV = Bloque Vera; OH = Lomadas de Otumpa; BSG = Bloque San Guillermo; FTP = Fm. Fortín Tres Pozos.

Capítulo 5: Resultados de la caracterización hidrogeológica de los Bajos Submeridionales

La interpretación de los diversos factores que participan en los procesos que condicionan el movimiento del agua subterránea en un sistema de acuíferos y su integración conduce a la formulación del modelo conceptual o de funcionamiento hidrogeológico del mismo. El estudio de grandes sistemas acuíferos asociados a paisajes de llanura plantea muchos desafíos y dificultades. Entre ellos, identificar patrones de flujos circulantes y zonas de recarga. La poca información en extensas áreas, concentrada solamente en ciertos sectores, la complejidad geológica a gran escala, etc. son compartidas en todos estos ambientes.

En este capítulo se presenta la caracterización hidrogeológica del sistema de los BBSS en base a la integración de los resultados geológicos presentados en el capítulo anterior, la geofísica, y las características hidrodinámicas, hidroquímicas e isotópicas de la región. Se definieron unidades hidrogeológicas (UH) a partir de las formaciones estratigráficas que componen el modelo geológico como el medio físico en el cual rige la presencia, circulación y constitución química de las aguas subterráneas, así como sus posibles vinculaciones con la superficie. Además, se identifican las zonas de recarga/descarga del sistema y se discriminan los sistemas de flujos a distintas escalas en el marco del modelo jerárquico de Tóth. De esta manera, se define un modelo conceptual hidrogeológico de los BBSS, teniendo en cuenta la interrelación con los cuerpos de agua superficial a nivel regional y, en particular, la interacción entre los sistemas de flujo subterráneo, en la que juegan un rol destacado las variaciones de la hidroquímica del flujo circulante. Los siguientes resultados se obtuvieron aplicando la metodología presentada en el capítulo 3.

5.1. Sondeos eléctricos verticales – SEV

Los sondeos eléctricos verticales (SEV) realizados en el desarrollo de la Tesis permitieron en base a las resistividades de los sedimentos, establecer un esquema de las características geológicas/sedimentológicas e indirectamente del funcionamiento hidrogeológico de una zona de la que no se tenía mucha información litoestratigráfica para definir el modelo hidrogeológico. Los resultados complementan y se integran a los demás resultados obtenidos en el capítulo anterior para una mejor comprensión del funcionamiento hidrogeológico de la zona.

A efectos de relacionar la información obtenida con las características del subsuelo, se realizó un sondeo paramétrico junto a la perforación de investigación de Gato Colorado (Fig. 4.21), en la cual se analizó detalladamente su sedimentología (capítulo 4) y, además, se obtuvo información sobre la salinidad del agua a distintas profundidades. En una transecta de rumbo NO-SE en la parte distal del mega-abanico

del Salado, se realizaron solamente cuatro SEV debido a las inclemencias climáticas que provocaron la suspensión de la campaña (Fig. 4.21). La Tabla 5.1 incluye la denominación, ubicación y profundidad de cada sondeo. Los SEV alcanzaron profundidades de no más de 80 m.

Tabla 5.1: Ubicación de SEVs

SEV	Ubicación	Latitud	Longitud	Prof. (m)
1	Bandera	28°52'1,17"S	62°14'15,86"O	76
2	Cuatro Bocas	28°51'14,96"S	61°51'32,19"O	76
3	RP95	29° 1'23,92"S	61°36'57,14"O	76
4	RP40	29°12'5,68"S	61°24'48,61"O	40
C	Gato Colorado	28° 1'22,76"S	61°12'12,07"O	22

En la Figura 5.1 y 5.2 se presentan los modelos obtenidos en el SEV de control y de cada SEV realizado, respectivamente, incluyéndose las capas establecidas con sus respectivas resistividades y espesores. Estos modelos de capas de resistividad eléctrica permitieron definir horizontes o electrocapas que fueron agrupados en tres conjuntos según los rangos de resistividades que presentaban, y teniendo en cuenta interpretaciones en estudios geoelectricos anteriores en otros sectores de la zona de estudio. El valor de estas resistividades decrece con la profundidad, lo cual es coherente con las conductividades eléctricas que presenta el agua subterránea en esa zona.

Se observan:

- *Electrocapa menos conductora (A)*: presenta una resistividad eléctrica mayor a 8 Ω .m. Posee un espesor de 1 a 8 m, siendo más potente en el SEV 1, en la localidad de Bandera, en la SUG2d. Es la electrocapa más superficial.

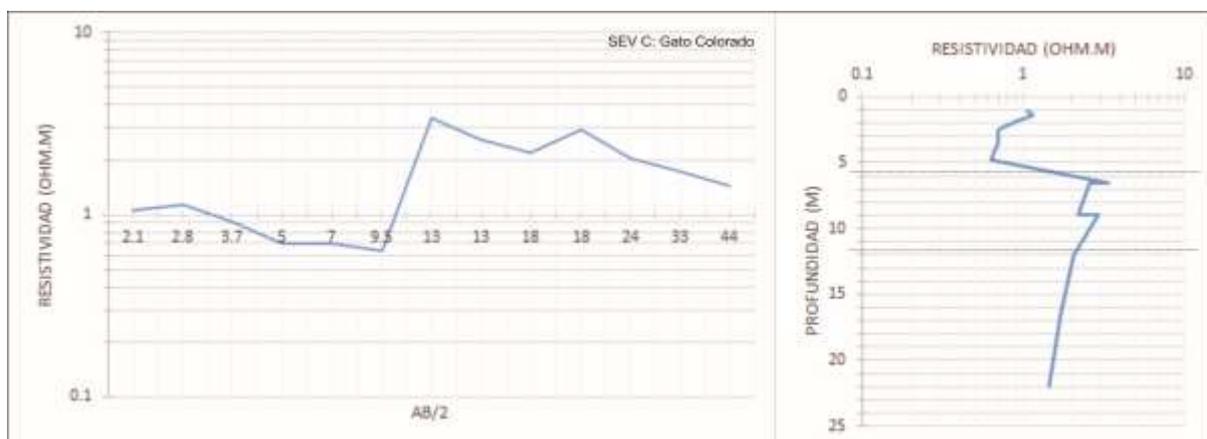


Fig. 5.1: Curvas 1D y modelo de capas finales para la SEV realizada en Gato Colorado.

- *Electrocapa conductora (B)*: presenta una resistividad eléctrica entre 2,5 Ω .m y 8 Ω .m. Posee un espesor entre 20 y 30 m. Esta electrocapa subyace a la A en algunos sectores SEV 1, 2 y 3, en la SUG 2d y 2e.
- *Electrocapa muy conductora (C)*: presenta una resistividad eléctrica menor a 2,5 Ω .m. Su espesor no puede determinarse por ser la última capa del modelo para las SEV 1, 2 y 3, mientras que para las SEV 4 y de control constituye la capa superficial de menos de 7 m de espesor.

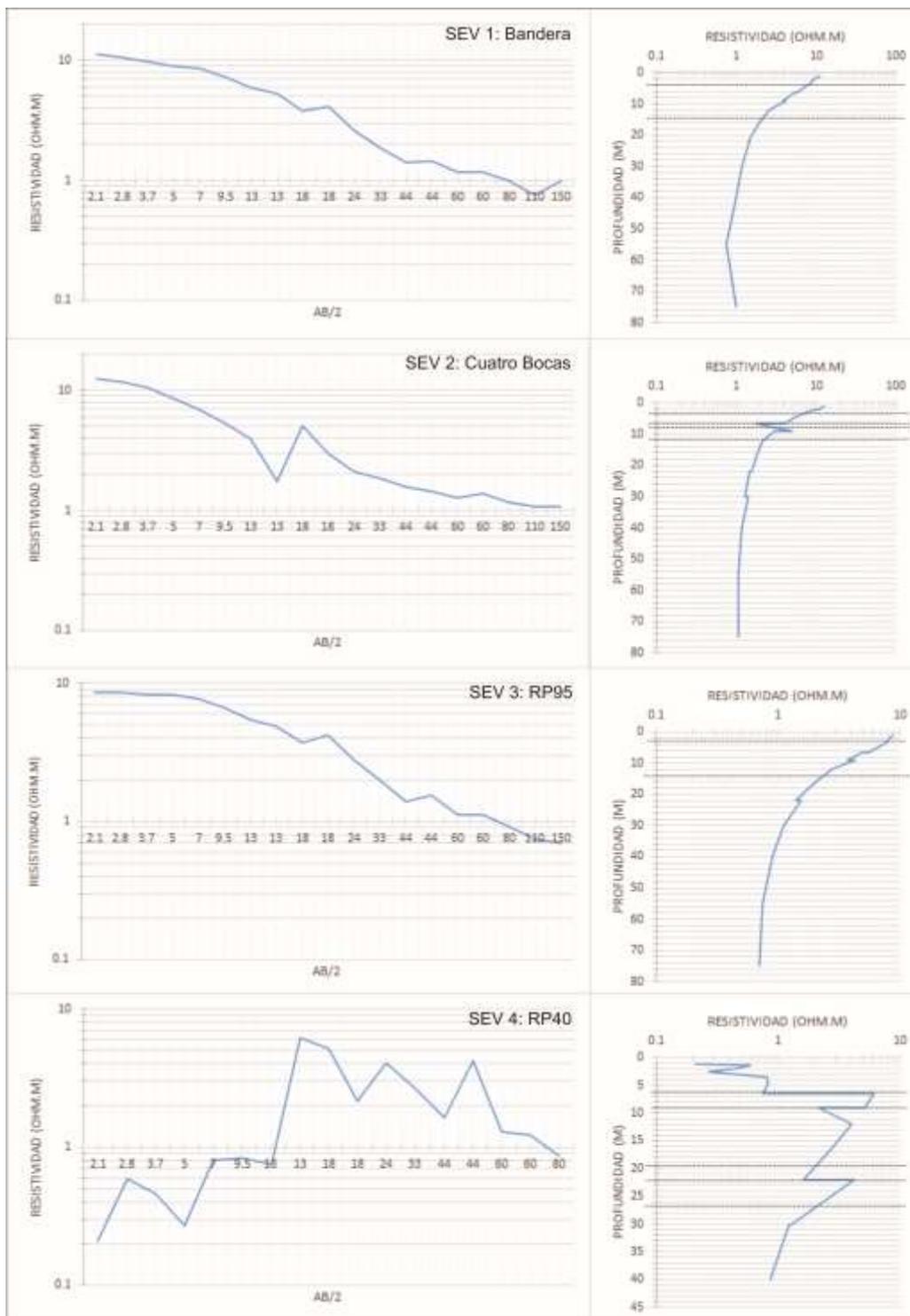


Fig. 5.2: Curvas 1D y modelo de capas finales para los SEVs realizados.

Las electrocapas obtenidas de los SEVs fueron integradas a la información geológica de subsuelo generada con la perforación de Gato Colorado (Fig. 5.3). Incluyéndose el análisis geomorfológico realizado con la correspondiente interpretación de la litología superficial, los antecedentes en estudios geoelectricos del área de estudio en la provincia de Chaco (Conhidro, 2008, 2009; APA, 2009) y la información de subsuelo disponible, se logró una equivalencia litoestratigráfica de las mismas. Las correlaciones establecidas tanto para la perforación de control como los demás SEV realizados son las siguientes (Fig. 5.3 y 5.4):

- *Electrocapa A*: se correlaciona con los limos-arcillosos del miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos, en las SUG 2d.
- *Electrocapa B*: se correlaciona con los limos-arcillosos inferiores del miembro superior la Fm. Fortín Tres Pozos, en las SUG 2d, 2e y 2f.
- *Electrocapa C*: se correlaciona con las arcillas limosas del miembro medio-inferior de la Fm. Fortín Tres Pozos, en las SUG 2f, y con arenas limosas muy finas observadas en el análisis de la estratigrafía subsuperficial de la sección distal del mega-abanico del río Salado-Juramento. Las resistividades muy bajas se relacionan con las conductividades eléctricas del agua subterránea en ese acuífero ($> 25.000 \mu\text{S}/\text{cm}$). En el caso del SEV de control y el 4, se interpreta a esta electrocapa en una posición superficial, lo que se atribuye a la saturación de agua salada que presentaba el suelo.

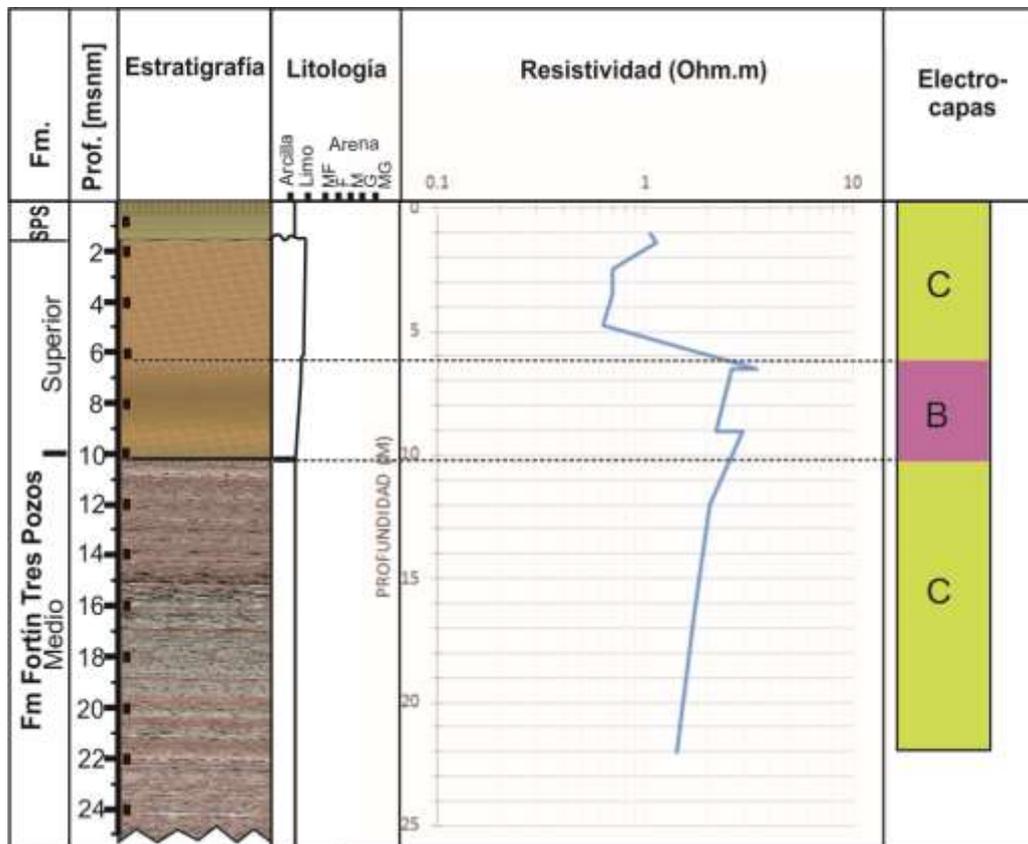


Fig. 5.3: Perforación de investigación de Gato Colorado para la parametrización y definición de electrocapas.

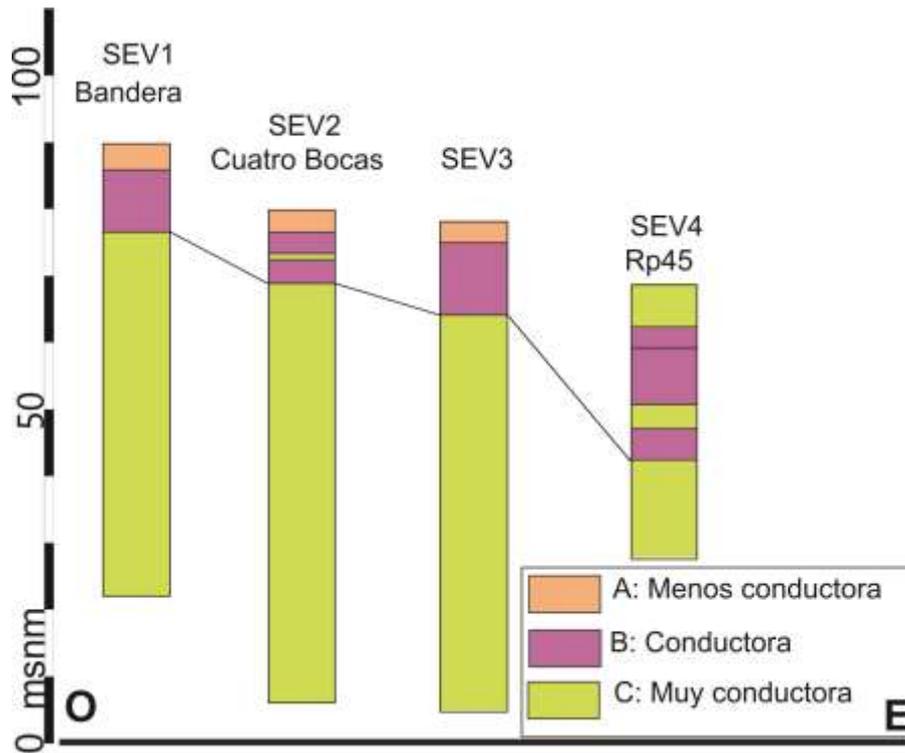


Fig. 5.4: Modelo de electrocapas para cada SEV, a partir del realizado en Gato Colorado.

5.2. Unidades hidrogeológicas

A pesar de la gran heterogeneidad litoestratigráfica tanto vertical como horizontal que presenta el sistema, fue posible definir unidades hidrogeológicas (UH) para plantear el modelo hidrogeológico. Las UH representan un conjunto de formaciones geológicas que presentan variaciones regionales debido a los procesos deposicionales que le dieron origen y/o a su estado físico, lo cual les confiere propiedades hidráulicas determinadas con una clara influencia en el almacenamiento y movimiento del agua subterránea (Freeze y Cherry, 1979). De esta forma, a partir de las unidades litoestratigráficas que componen el modelo geológico y de las electrocapas definidas en el análisis de los SEVs para las profundidades que éstos alcanzaron, se identificaron las grandes unidades hidrogeológicas que rigen la presencia, circulación y composición química de las aguas subterráneas, así como sus posibles vinculaciones con la superficie. Se considera que la consistencia y representatividad del modelo dividido en las grandes UH es adecuada con la escala regional de trabajo y los objetivos propuestos en la Tesis.

De esta manera, la columna hidroestratigráfica queda constituida por grandes unidades hidrogeológicas. Estas comprenden los sedimentos que se extienden desde las arenas de la Fm. Chaco hasta los depósitos palustres de la Fm. Fortín Tres Pozos (Fig. 5.5). El sistema hidrogeológico está compuesto por cuatro unidades hidrogeológicas: UH4, UH3, UH2 y UH1, numeradas inversamente desde lo más profundo hasta la superficie del terreno. Están conformadas por acuíferos confinados y semi-confinados terciarios y cuaternarios correspondientes a los sedimentos limo arenosos continentales y arenas finas de la Fm.

Chaco – UH4 – (Fuentes, 2004). El acuífero terciario de esta última está confinado por un acuitardo asociado a las arcillas de la Fm. Paraná (UH3) el E de las Lomadas de Otumpa (OH) y por los sedimentos finos con yeso de la Fm. Chaco (miembro medio) al O de OH. Las arenas de la Fm. Ituzaingó (UH2) contienen un acuífero semi-confinado asociado a la electrocapa C, cubierto por un acuitardo formado por arcillas y arcillas limosas del miembro medio-inferior de la Fm. Fortín Tres Pozos (UH1x, asociado a la electrocapa B), de extensión no uniforme. El sistema hidrogeológico lo completa el acuífero freático asociado al modelo de electrocapa A, y ubicado en sedimentos limo-arcillosos del miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos (UH1z) en el área de los BBSS y Fm. Tezanos Pinto según los mapeos de Iriondo (2010). Por otro lado, al O de las OH, las arenas de la Fm. Chaco (miembro superior) (UH2, asociadas a la electrocapa C) que contienen un acuífero semi-confinado, están cubiertas por los sedimentos de la Fm. Urundel (UH1, electrocapa A), correlacionada con el miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos. Las aguas de todo el perfil hidroestratigráfico tienen una alta mineralización que limita su uso para actividades productivas y consumo humano.

El acuífero confinado (UH4; miembros medio e inferior de la Fm. Chaco) tiene una transmisividad promedio de 70 m²/d, una conductividad hidráulica promedio de 1,75 m/d, y un coeficiente de almacenamiento específico entre 5x10⁻⁴ 1/m y 6x10⁻⁶ 1/m (Fuentes, 2004). Su espesor no se encuentra definido, debido a la escasa información de perforaciones profundas, sin embargo, se estima que el espesor de la Fm. Chaco varía entre 200 y 700 m (Marengo, 2006).

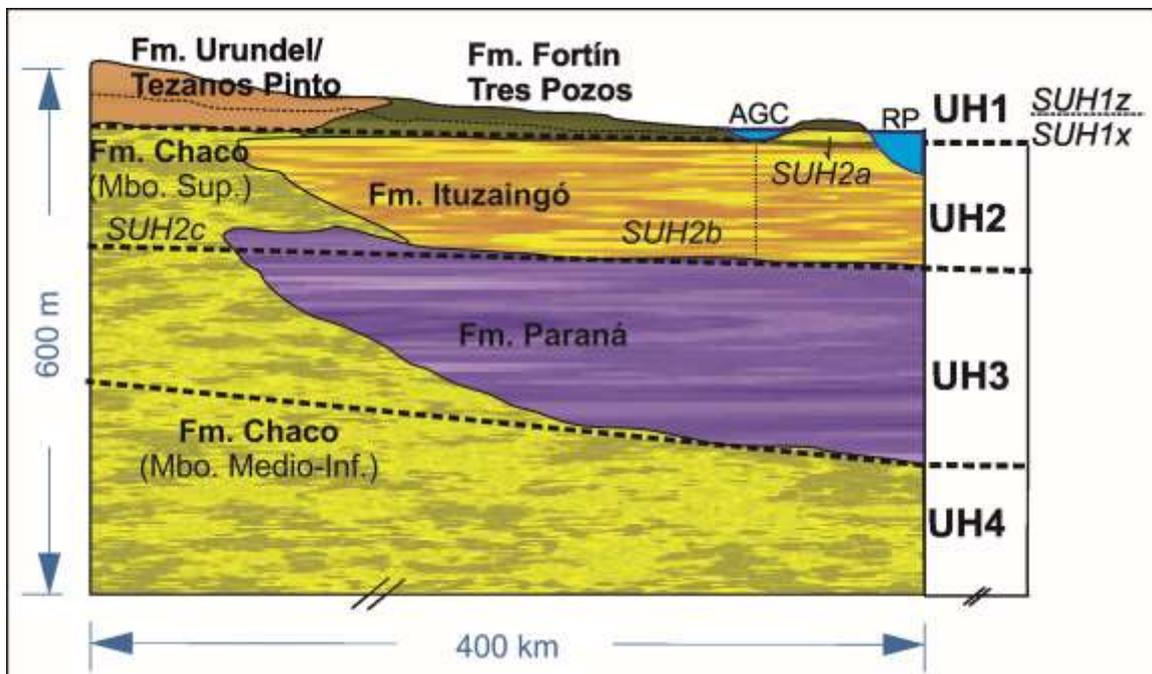


Fig. 5.5: Esquema de correlación entre formaciones geológicas y unidades hidrogeológicas (UH). La sección corresponde a un corte longitudinal de dirección NO-SE en el área de estudio. RP = Río Paraná; AGC = Arroyo Golondrinas-Calchaquí.

La UH3 está compuesta por las arcillas de la Fm. Paraná, de características acuitardas. Debido a su bajo interés hidrogeológico, las descripciones de la UH3 en la zona de estudio apenas alcanzan el techo de la Fm. Paraná, lo cual hace difícil estimar su espesor a partir de las descripciones litoestratigráficas. Sin embargo, su espesor promedio sería de 75 m, con un máximo de 200 m (Marengo, 2006), aumentando su potencia hacia el SE del área de estudio. Dentro de esta UH3 también se incluyen los sedimentos finos de la Fm. Chaco hacia el O. Si bien ambas formaciones (Fm. Chaco y Fm. Paraná) presentan cuerpos arenosos esporádicos que le confieren características hidrogeológicas diferentes, se consideran dentro de esta UH, tomando una conductividad hidráulica equivalente en toda la UH, ya que no se cuenta con información precisa para su diferenciación.

La UH2 está compuesta por arenas continentales de la Fm. Ituzaingó al E y el miembro superior de la Fm. Chaco al O (Fig. 5.5). En asociación con la estratigrafía, se identifican tres subunidades hidrogeológicas (SUH) formadas predominantemente por arenas de diferentes fuentes. La SUH2a, ubicada a lo largo del Bloque de Vera, entre el arroyo Golondrinas-Calchaquí y el río Paraná, corresponde a las arenas fluviales de la Fm. Ituzaingó, sin yeso ni carbonato. La SUH2b, ubicada al O del Bloque Vera y hasta cercanías de las OH, en la depresión de los BBSS, está compuesta por las arenas cuarzosas de la misma formación, aunque con presencia de yeso. La SUH2c corresponde al miembro superior de la Fm. Chaco, contiene arenas con yeso y concreciones carbonáticas y se extiende desde las OH hacia el O. El acuífero semi-confinado de la UH2 en general contiene agua altamente mineralizada. Presenta un espesor promedio de 75 m, con un máximo local de 150 m al O de las OH; y una transmisividad entre 8.440 y 15.760 m²/d (INA, 2002). La conductividad hidráulica para un espesor de 75 m (promedio), sería de aproximadamente 288 m/d, en el orden informado por Freeze y Cherry (1979) para arena limpia, y en el rango de arena gruesa limpia informado por Custodio y Llamas (1976), descripción que coincide con los materiales de la unidad.

La UH1 está compuesta por las arcillas-limosas y limo-arcillosas de la Fm. Fortín Tres Pozos en el área de los BBSS y por las Fm. Urundel/Tezanos Pinto en el Chaco Occidental. El estrato del miembro medio-inferior de la Fm. Fortín Tres Pozos (Fig. 5.5), formado por arcilla limosa, de menor permeabilidad, puede conferir condiciones locales de semi-confinamiento a las unidades subyacentes de la SUH2a y 2b. Mientras que el miembro superior limo-arcilloso de la Fm. Fortín Tres Pozos y la Fm. Urundel (UH1z – Fig. 5.5), alojan al acuífero libre. Estas formaciones alojan numerosos paleocauces del río Salado, cuyos sedimentos poseen conductividades hidráulicas mayores a las de su entorno. Esta UH tiene un espesor promedio de 20 m, con un máximo local de 40 m. Los caudales de extracción varían según donde se produzca la misma. En los paleocauces son del orden de 120 m³/d, mientras que en el resto del acuífero no superan los 24 m³/d (INA, 2002). No existen datos de las propiedades hidrogeológicas de UH1, pero en áreas vecinas (centro de la provincia de Santa Fe) y con materiales similares, la conductividad hidráulica varía de 1 a 5 m/d (Pérez *et al.*, 2000).

Asociada a la geomorfología y al análisis morfo-sedimentario (Fig. 4.10; Capítulo 4), se dividió a la UH1 en subunidades hidrogeológicas para facilitar el estudio local de la composición química de las aguas subterráneas. Estas SUH son:

- SUH1a: corresponde a limo-arcillas con carbonato de calcio disperso en la masa o en concreciones, pertenecientes a la Fm. Fortín Tres Pozos/Tezanos Pinto. Corresponde al lóbulo sedimentario ubicado al S de las OH, respectivo a las SUG 2d, 2e y 2f de la sección distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento.
- SUH1ap: limo-arenoso correspondiente a los depósitos sedimentarios de los paleocauces dentro de la Fm. Fortín Tres Pozos en las SUG 2d, 2e y 2f.
- SUH1c: Limos arenosos y limo-arcillosos de la Fm. Urundel/Tezanos Pinto, al O de las OH, en la SUG1d del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento.
- SUH1d: Limos de la Fm. Urundel/Tezanos Pinto sobre la morfoestructura de las OH.
- SUH1e: corresponde a limos-arcillosos de la Fm. Fortín Tres Pozos en el lóbulo sedimentario ubicado al N y E de las OH, respectivo a las SUG 2a, 2b y 2c de la sección distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento.
- SUH1ep: limo-arenoso correspondiente a los depósitos sedimentarios de los paleocauces incluidos en la Fm. Fortín Tres Pozos, en las SUG 2a, 2b y 2c.
- SUH1s: Limos-arcillosos asociados a la dinámica del cauce actual del río Salado (UG 4).

En las próximas secciones se describen los sistemas de flujos y características isotópicas e hidroquímicas del agua subterránea que complementan la caracterización de cada UH.

5.3. Sistema de flujos de agua subterránea

5.3.1. Piezometría

El contexto geológico (geomorfológico, estratigráfico, sedimentológico, estructural) es el principal condicionante de la configuración del flujo regional del agua subterránea, definiendo las principales áreas de recarga y descarga y, consecuentemente, de las características químicas del agua subterránea dadas por los principales procesos hidroquímicos (Boujeon *et al.*, 2016). A ello se suma el condicionante hidroclimático que afecta a las unidades más someras.

Los mapas piezométricos se construyeron en base a 453 datos de niveles que abarcan una ventana temporal desde 1975 hasta 2018. Las incertidumbres en la confección del mapa piezométrico debido a la información base disponible puede influir más localmente que regionalmente en la UH1, la más somera. Sin embargo, se considera que no son significativas para los niveles de aguas subterráneas intermedias-UH2 y profundas-UH4. El tiempo transcurrido y, fundamentalmente, el escenario climático

en que se ejecutaron las mediciones históricas de niveles podría influir en la confección del mapa piezométrico de UH1 debido a su sensibilidad a los procesos verticales cercanos a la superficie, como la infiltración y la evapotranspiración, y las condiciones hidrológicas en el momento de la medición. Otras incertidumbres son la falta de información acerca de la profundidad del filtro en la perforación y de la profundidad final de la misma, la ausencia del dato de altura de brocal en algunos casos, y el mismo error del MDE dentro de los valores aceptados de su validación. No obstante, la escala espacial del área de estudio contribuye a minimizar estos efectos en los mapas piezométricos regionales.

Los mapas de curvas equipotenciales se realizaron considerando los niveles de h corregidos por salinidad y los niveles hidrométricos medios en ríos (H) de la región como nivel de descarga de flujos locales y regionales en la sección distal del mega-abanico, en el marco del sistema de flujos de Tóth (1966). A partir de la profundidad al nivel piezométrico disponible en puntos distribuidos irregularmente, y de cotas determinadas a partir del MDE validado, se calculó la cota del nivel piezométrico en cada punto. Posteriormente, se realizó la corrección de estos niveles piezométricos por salinidad siguiendo la ecuación de Luszczynski (1961 – ecuación 3.1) para calcular el nivel piezométrico equivalente a agua dulce. Las correlaciones generadas de residuo seco – conductividad eléctrica – densidad que se realizaron para aplicar la corrección mencionada, se observan en la Figura 5.6 (A y B). Se aplicó de esta manera la fórmula (3.1) de Luszczynski (1961) y se calculó el H equivalente. Finalmente, con la correlación entre el h equivalente y el h de campo o de las bases de datos, se calcularon los h equivalentes para perforaciones sin dato (Fig. 5.6 C). Con estos valores obtenidos se generaron los mapas piezométricos.

Los niveles piezométricos corregidos fueron en promedio 0,42 m mayores que los niveles medidos, con un máximo de 4,96 y un mínimo de 0,00 m. Esas diferencias no son relevantes a nivel regional, sin embargo, podrían tener implicancias locales en los gradientes verticales y flujos en la proximidad de elementos estructurales como los lineamientos que marginan las Lomas de Otumpa. La Figura 5.7 (A, B y C) muestra los mapas piezométricos para UH1, UH2 y UH4, respectivamente. No se definió la piezometría en la UH3 debido a la inexistencia de datos, dado que no existen perforaciones hasta sus facies arenosas por su alta salinidad. En general, los patrones de flujo de las aguas subterráneas siguen una dirección NO-SE en todas las UH, una orientación asociada a la topografía superficial, un rasgo particular de los sistemas hidrogeológicos de grandes llanuras, y al mega-abanico fluvial del Salado-Juramento, con sutiles cambios en la zona de la morfoestructura de las OH.

El gradiente hidráulico horizontal es similar en todas las UH. Al O de las Lomas de Otumpa es levemente mayor a 7×10^{-4} , y toma valores cercanos a $1,7 \times 10^{-4}$ hacia el extremo E del área de estudio donde la superficie piezométrica se aplana, coincidiendo con la superficie topográfica de la depresión de los BBSS donde se desarrollan humedales.

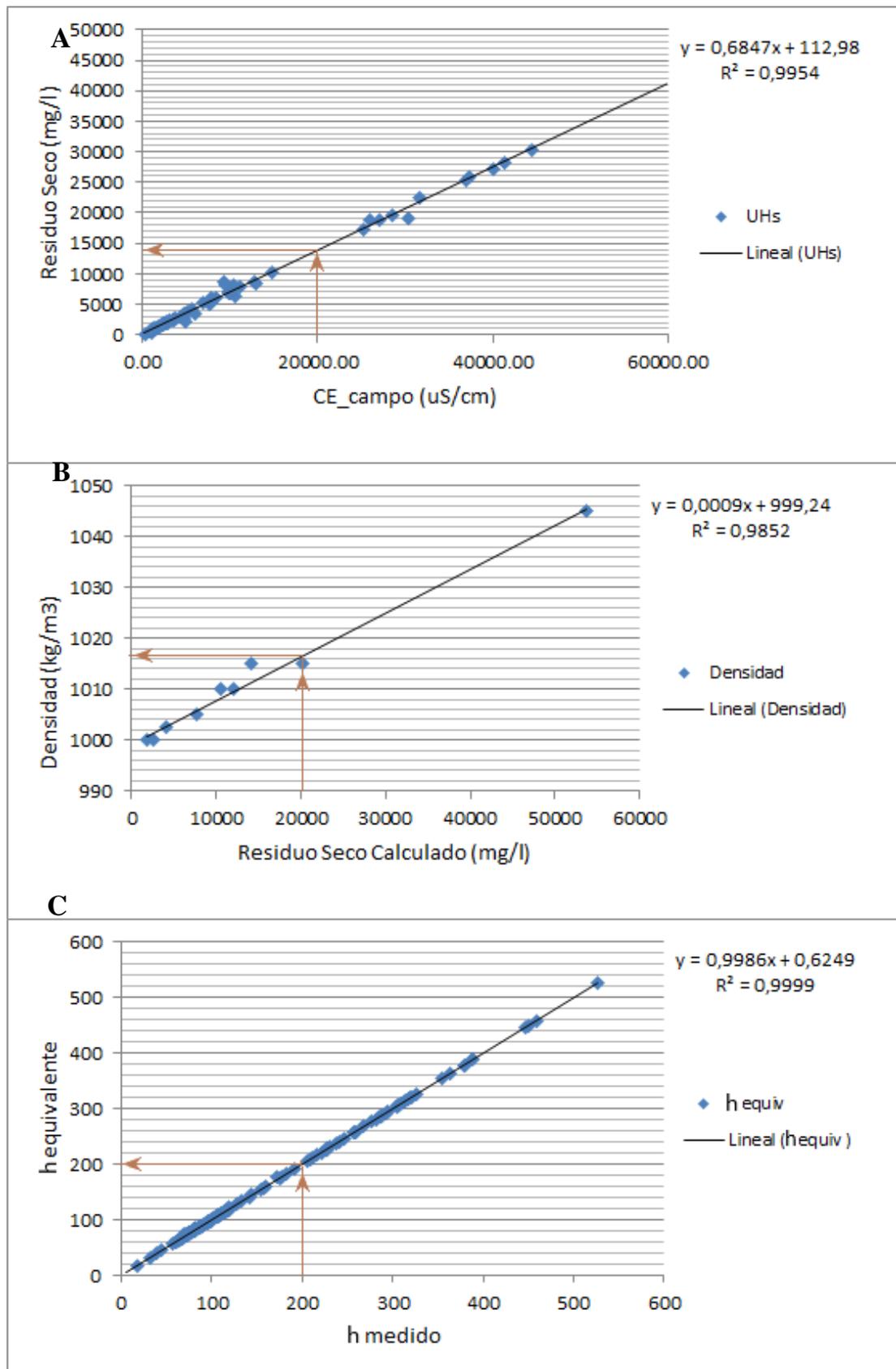


Fig. 5.6: Correlaciones de residuo seco – conductividad eléctrica de campo – densidad para poder aplicar la corrección de Luszczynski (1961) para el cálculo del nivel piezométrico corregido por salinidad. **A:** Residuo seco vs. Conductividad eléctrica de campo. **B:** Densidad vs. Residuo seco calculado. **C:** Nivel piezométrico corregido o h equivalente vs. Nivel piezométrico medido o h medido.

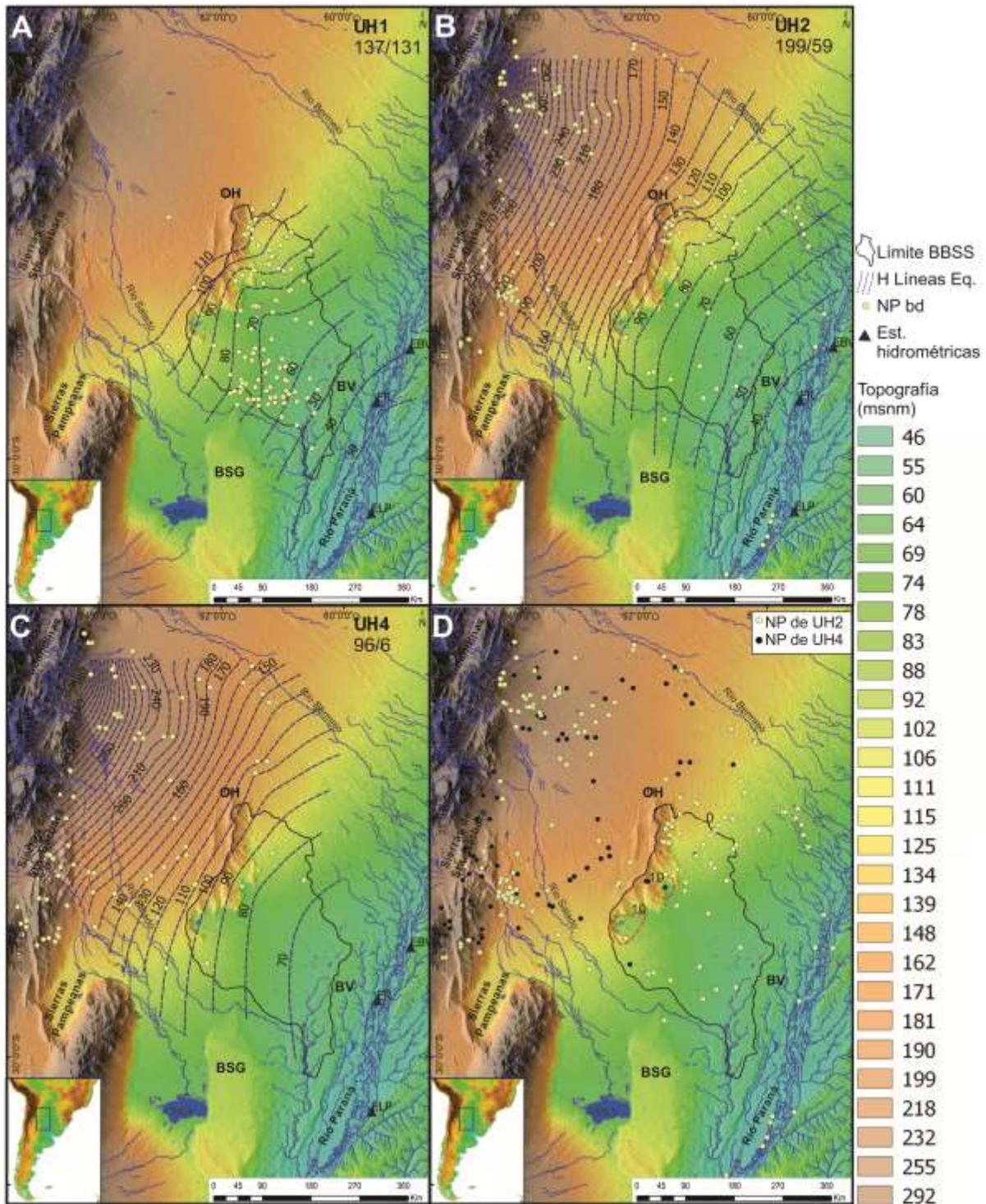


Fig. 5.7: Mapas piezométricos de cada UH, mostrando las ubicaciones de los niveles de agua de la base de datos y las estaciones hidrométricas del río Paraná sobre el MDE SRTM. Los números en el margen derecho de cada figura corresponden a los datos regionales y a los localizados en los BBSS, respectivamente. **A:** UH1. **B:** UH2. **C:** UH4. **D:** Diferencia piezométrica positiva entre UH4 y UH2 en línea roja.

La circulación profunda (UH4) requiere un análisis más cuidadoso debido al control que pueden ejercer sobre ella los factores estratigráficos y estructurales. La morfoestructura de las OH y los lineamientos estructurales mapeados le dan cierta complejidad al patrón de flujo regional, lo cual se verifica con los

resultados isotópicos de Heredia *et al.* (2018) discutidos más adelante. Basado en un análisis cuidadoso de la información estratigráfica y neotectónica para apoyar la interpretación piezométrica, se considera que las OH no constituirían una barrera para los flujos de agua subterránea regionales a través de UH2 y UH4. No obstante, los lineamientos estructurales en torno a las lomadas podrían constituir caminos de flujo preferente en presencia de gradientes hidráulicos verticales. Estos gradientes verticales son de especial interés para identificar la conectividad entre las UH. En el caso de la UH1, observando la Figura 5.7 A, no se puede determinar la influencia de las lomadas sobre ésta debido a la falta de información fuera de los límites hidrográficos de los BBSS.

La Figura 5.7 (D) muestra la diferencia de nivel piezométrico entre UH4 y UH2. A pesar de presentar algunas áreas sin datos, particularmente en el extremo E del área de estudio, hay dos sectores donde la diferencia es positiva, lo que resulta en un gradiente hidráulico vertical positivo. Esto sugiere la contribución potencial de flujos de unidades más profundas (UH4), hidroquímicamente más evolucionadas (ver sección 5.4), hacia las superficiales (UH2) en áreas con una gran cantidad de lineamientos geológicos. Estos sectores se encuentran donde existen abundantes lineamientos interceptando la dirección del flujo regional. En una de las campañas realizadas se encontró en el límite E de las OH una perforación artesiana de 220 m de profundidad, sobre los lineamientos estructurales perpendiculares a la dirección de las líneas de flujo regionales. Esta perforación presentaba cierto grado de termalismo (30,9 °C) coherente con el gradiente geotérmico (3° cada 100 m aproximadamente), lo cual indicaría un tránsito ascendente por caminos preferentes (lineamientos estructurales). El otro sector donde se observa esta interacción de flujos es en las Lagunas Santiagueñas, hacia el SO de la cuenca. Por otro lado, al O de las Lomadas de Otumpa, esta relación piezométrica en general no se observaría. Sin embargo, fuera del área de estudio, ocurre una diferencia piezométrica positiva y se corresponde con la zona de las Termas de Río Hondo, Santiago del Estero.

5.3.2. Variaciones en el nivel freático del acuífero libre

La variación del nivel freático del acuífero libre obtenida de la lectura diaria del sensor en el piezómetro realizado contiguo a la perforación de Gato Colorado se observa en la Figura 5.8. En los 13 meses monitoreados, no se observan grandes variaciones del nivel, en general no superan los 0,5 cm entre invierno y verano en el año analizado (2020). Se observa una tendencia decreciente a partir del mes de abril hasta noviembre, donde se eleva sutilmente. Si bien no se tiene una serie de precipitaciones del lugar para asociarlo directamente con lo observado en los niveles, se infiere a partir de la estación hidrometeorológica más cercana, ubicada a 50 km (Coronel Du Graty, Chaco) que la variación del nivel freático responde en general a las precipitaciones de la zona del N de Santa Fe y S de Chaco que ocurren hasta marzo de 2020. Posterior a esta fecha, no ocurren precipitaciones según la estación analizada, lo cual es consistente con el leve descenso del nivel freático. Sin embargo, es posible que las medidas pluviométricas de esta estación presenten falta de datos debido a que se conoce por las campañas

realizadas, la ocurrencia de precipitaciones en los meses de diciembre de 2020, lo cual se correlacionaría con el ascenso del nivel freático para la fecha.

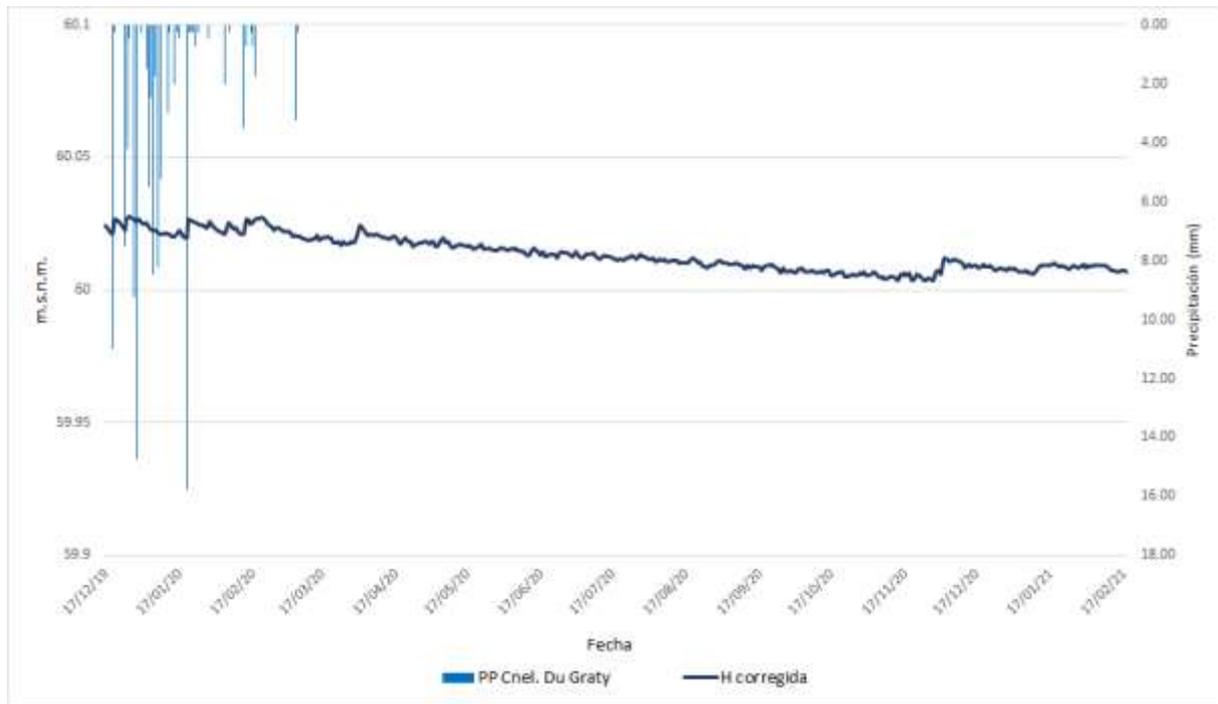


Fig. 5.8: Oscilaciones del nivel freático en la perforación de Gato Colorado (16/12/2019 – 17/02/2021) y precipitación registrada en la estación meteorológica de Coronel Du Graty (Chaco) hasta el 17/02/2021.

5.3.3. Recarga y descarga de los flujos subterráneos

Los atributos geomorfológicos del paisaje, la hidrografía, el tipo de cobertura, las características hidráulicas de la columna sedimentaria y las condiciones hidrometeorológicas presentados en el marco teórico del Capítulo 2, son todos factores que condicionan la recarga del sistema subterráneo, especialmente de la UH1. Las líneas equipotenciales de UH2 y UH4 indican un flujo radial divergente desde las sierras y hacia la periferia, lo cual sugiere una zona de recarga regional en el piedemonte subandino. En consecuencia, se considera que la recarga regional de las UHs 2 y 4 se produciría al pie de las Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara. Esta hipótesis fue planteada por autores previos sin disponer de mapas piezométricos regionales como los construidos en esta Tesis. UH1 recibe recarga local que se origina a partir de la precipitación y de la infiltración de las aguas superficiales acumuladas en depresiones. Se destaca la recarga sobre los paleocauces mapeados (Fig. 4.10) dada la diferenciación geomorfológica con su entorno (depresión) y la permeabilidad.

Por otro lado, los flujos de las UH descargan en el sistema de drenaje superficial descrito en el capítulo 2. Los flujos de UH1 descargan localmente en el sistema Golondrinas-Calchaquí, en el río Salado, en lagunas permanentes, en drenes y en la cañada de las Víboras, ocurriendo también por evaporación. La explotación subterránea de esta unidad aún no fue evaluada, se destina al consumo humano y ganadero,

pero se presume pequeña a escala regional dada la escasa población en el territorio y la densidad de animales por hectárea. Las UH2 y UH4 descargarían regionalmente en el río Paraná, el cual impone el nivel de base general a esta escala, considerando la teoría de sistemas hidrogeológicos en grandes llanuras. Sin embargo, podría existir alguna parte de la componente regional que no descargue al río Paraná cuya ubicación y magnitud se desconocen. Dada la información actualmente disponible, la descarga regional al río Paraná es la más plausible. Además, como lo esboza la piezometría, se producirían descargas locales de flujos desde las UH más profundas hacia las más superficiales y el río Paraná.

La topografía de la gran planicie del Chaco constituye un factor determinante en los patrones de flujo subterráneo, en los gradientes hidráulicos y recarga/descarga de éstos. En este sentido, la integración de información hidroquímica y de trazadores ambientales puede contribuir a profundizar en el conocimiento de los patrones de flujo y recarga/descarga para cada unidad. Los muestreos y análisis hidroquímicos e isótopos desarrollados en los proyectos que enmarcan la presente Tesis, si bien no son resultados propios de la misma, fueron integrados a la información hidrogeológica para la definición del modelo conceptual en un marco de trabajo multidisciplinario.

5.4. Hidroquímica e isotopía

Las unidades y subunidades hidrogeológicas descritas en las secciones anteriores fueron la base para el análisis y la interpretación de los datos hidroquímicos presentados en Thalmeier *et al.* (*in prep.*), y a su vez, éstos completan la caracterización hidrogeológica de las mismas. La UH4, a pesar del número limitado de muestras de aguas subterráneas que presenta, se mantiene en el análisis por su relevancia dentro del sistema hidrogeológico. Se recolectaron muestras de agua subterránea en diferentes fechas y, por lo tanto, distintas condiciones hidro-climatológicas. Este hecho puede afectar la composición del agua en aguas subterráneas poco profundas (UH1) y aguas superficiales. Sin embargo, se analiza todo el conjunto de datos (Tabla anexo A.7), independientemente de la fecha de recolección para identificar tipos químicos de agua subterránea y de agua superficial, distribución areal y en profundidad, y posibles procesos de modificación de la hidroquímica. El error de balance iónico fue menor al 10 %, excepto en tres muestras (<15 %), consideradas estratégicas.

A continuación, se describen los resultados del análisis de la hidroquímica y los isótopos ambientales de las muestras que contribuyen al conocimiento del sistema de flujos de aguas subterráneas. Las ubicaciones, nombres de las muestras y sectorizaciones de las UH se observan en la Figura 5.9.

La Tabla 5.2 muestra las diferentes fuentes de información utilizadas, identificadas con una letra correlativa que se corresponde con la denominación de las muestras incluidas en la figura. No todas las bases de datos contenían información dentro del límite de error definido.

Tabla 5.2: Fuentes de información utilizadas y denominación de las muestras.

Denominación	Fuente	N° datos	N° datos FQ
A-BD1-MAyG_1960-1970	Ministerio de Agricultura y Ganadería, Sta. Fe	13	13
B-BD2-INA2008	INA	245	0
C-BD3-INA2011	INA	50	7
D-BD4-Lagunas2012-INA-Zul	INA	8	8
E-BD5-Chaco	APA	76	45
F-BD6-Informe INTA Las Breñas	INTA Las Breñas, Chaco	36	0
G-BD7-Otros pozos	INTA Las Breñas - SIFAS	16	3
H-BD8-Set2016-IGME-INA-UNL	Propia-Proyectos Sectei-INA-UNL-IGME	31	26
I-BD9-Jul2017-INA-UNL	Propia-Proyectos Sectei-INA-UNL-IGME	24	24
J-BD10-Sep2017-IGME-INA-UNL	Propia-Proyectos Sectei-INA-UNL-IGME	9	9
K-BD11-2018-IGME-INA-UNL	Propia-Proyectos Sectei-INA-ANPCyT-IGMEE	16	16
L-BD12-1940-Sgo. Del Estero	Dirección Gral. de Industria Minera (1949)	11	11
M-BD13-1981-Bielsa y Fratti	Bielsa y Fratti (1981) – CFI	23	23
N-BD14-2009-APA Chaco	APA	23	0
	Total	581	185

5.4.1. Tipos hidroquímicos de las aguas muestreadas

Los tipos químicos de aguas superficiales y subterráneas provenientes de las diferentes UH se identifican independientemente de su ubicación geográfica (Fig. 5.10). La Tabla 5.3 indica el número de muestras utilizadas en la construcción de gráficos circulares, así como el porcentaje del total de muestras de cada grupo representado por la facies predominante.

Se identificaron 9 tipos químicos representativos en las aguas muestreadas, cuyo predominio varía tanto para las subterráneas como para las superficiales. Hay dos tipos presentes en todas las aguas muestreadas: Cl-Na y Cl/SO₄-Na. Se encontraron aguas de tipo HCO₃/Cl-Na en las aguas superficiales, UH1 y UH2, pero no en UH4, probablemente debido al reducido número de muestras. Cl/HCO₃-Na solo

se encontró en las superficiales (14,3 %) así como en UH1 y UH2, aunque con porcentajes de representación más bajos (6,2 % y 8,2 %, respectivamente). Hay un claro dominio de los iones Na^+ , Cl^- y SO_4^{2-} en el área de estudio, aunque el grado de mineralización difiere. A pesar de los tipos comunes encontrados para todos los grupos muestreados, hay algunas características particulares para cada uno de ellos.

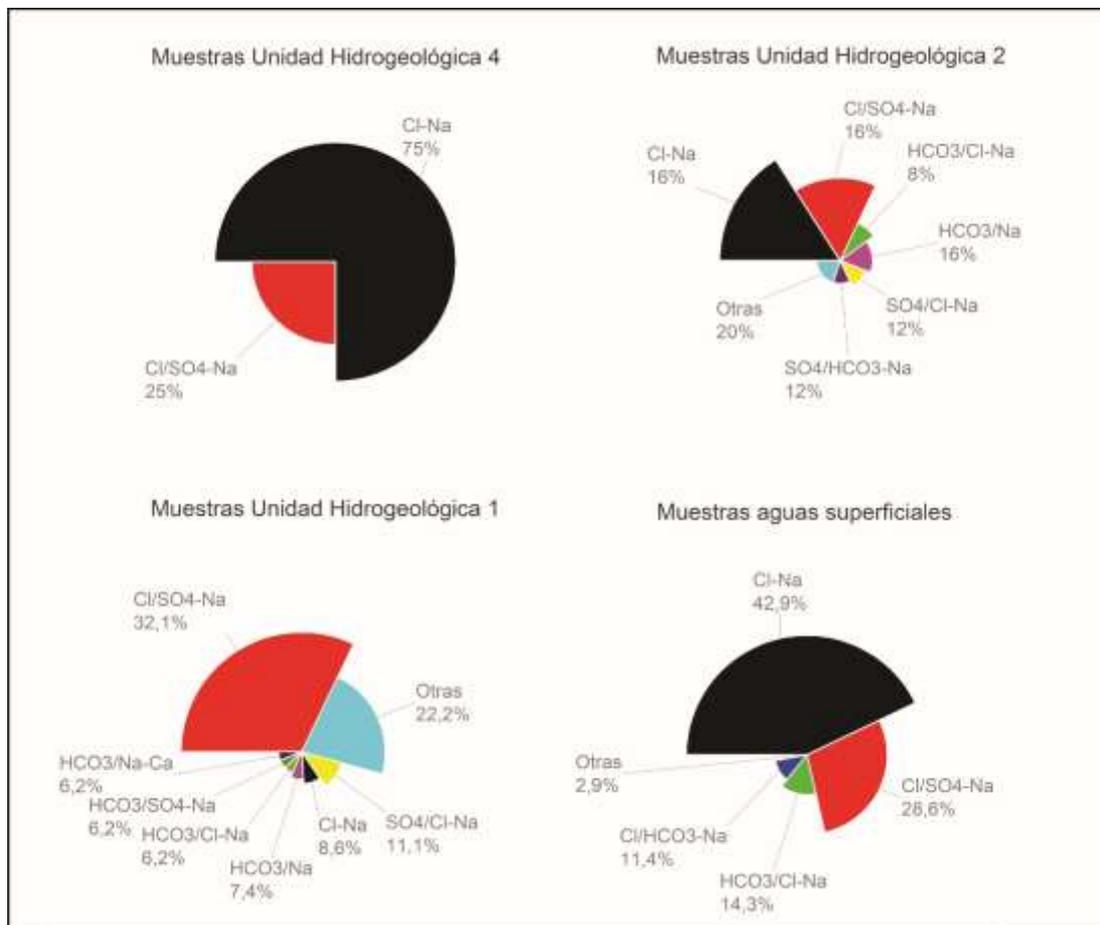


Fig. 5.10: Tipos químicos de las aguas subterráneas por UH, y superficiales (Thalmeier et al., in prep.).

La UH4, a pesar de un número reducido de muestras, presenta aguas exclusivamente del tipo Cl-Na y del tipo Cl/SO₄-Na. Estas facies son características de flujos de escala regional (Tóth, 2000). Se tomaron muestras de todas las perforaciones profundas disponibles en el área. Su escasez obedece al hecho de que los productores locales han intentado sin éxito durante años explotar acuíferos profundos y de buena calidad.

En la UH2 no existe un tipo dominante claro. Los seis más abundantes varían entre el 8 % y el 16 % del total de las muestras (Tabla 5.3). El 20 % se clasifica como "otros". Esta categoría incluye 5 tipos químicos que agrupan 5 muestras. Las muestras más profundas tienen un número menor de facies químicas que UH1, probablemente no se vean afectadas por las condiciones hidrológicas en las fechas de muestreo. Los tipos de aguas de esta UH se asocian con la zonificación en relación a las características

sedimentológicas, relacionadas con las arenas del río Paraná (Fm. Ituzaingó) y las arenas de procedencia andina de la Fm. Chaco (Fig. 5.11).

Tabla 5.3: Distribución porcentual de los tipos químicos identificados en las aguas subterráneas y superficiales. Los espacios en blanco significan que las facies no están presentes o su participación en el número total de muestras para el grupo correspondiente fue inferior al 5 %. El número de muestras de cada grupo se da entre paréntesis. (Thalmeier et al., in prep.)

UH (N° de muestras)	UH4 (4)	UH2 (25)	UH1 (81)	Superficiales (35)
Facies	%	%	%	%
Cl-Na	75,0	16,0	8,7	42,9
Cl/SO ₄ -Na	25,0	16,0	32,0	28,6
HCO ₃ /Cl-Na		8,0	6,2	14,3
Cl/HCO ₃ -Na				11,4
HCO ₃ -Na		16,0	7,4	
SO ₄ /Cl-Na		12,0	11,1	
SO ₄ /HCO ₃ -Na		12,0		
HCO ₃ /SO ₄ -Na			6,2	
HCO ₃ -Na/Ca			6,2	
Otros	0,0	20,0	22,2	2,8
Total (%)	100	100	100	100

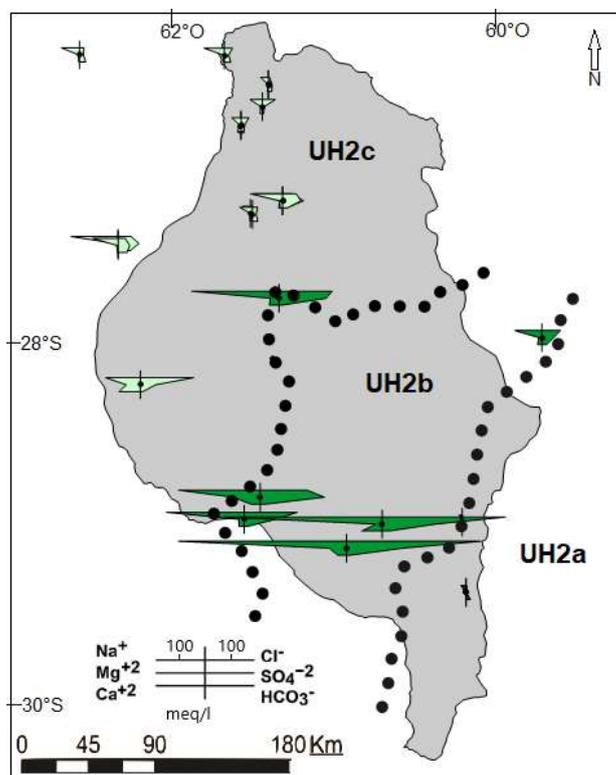


Fig. 5.11: Tipos químicos de las aguas subterráneas de la UH2.

En la UH1 se identifican siete facies químicas, siendo el 32 % de las aguas muestreadas del tipo Cl/SO₄-Na. El resto de las facies representan entre el 6 % y menos del 10 % de las aguas muestreadas, contenidas en el acuífero de la Fm. Fortín Tres Pozos, entre 3 y 20 m de profundidad. El 22,2 % se clasifica como “otros”. Esta categoría incluye 14 facies que agrupan 17 muestras (Tabla 5.3). La química del agua subterránea muestra una amplia gama de facies atribuidas a varios factores: la complejidad morfo-sedimentaria del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento, particularmente las características sedimentológicas y geoquímicas del humedal que representa la Fm. Fortín Tres Pozos, y la influencia de las condiciones hidrológicas en el momento del muestreo (aguas más profundas en UH1, más salinas pueden movilizarse durante los períodos secos, por el contrario, el agua recién recargada de la precipitación local puede ser muestreada durante los períodos húmedos), y el contacto con suelos actuales salinos típicos del área de estudio.

Las aguas superficiales se obtuvieron en condiciones secas, normales y húmedas, sin embargo, alrededor del 97 % de ellas pertenecen a uno de los 4 tipos químicos identificados, con Na⁺ como catión dominante y Cl⁻ como anión dominante (Tabla 5.3). El SO₄⁻² es el segundo anión más importante.

5.4.2. Rangos de concentraciones

La Tabla 5.4 muestra un resumen de valores estadísticos para las variables físico-químicas evaluadas en muestras de las aguas estudiadas. Debido al número reducido de muestras, no se calcularon estadísticas para UH4; en su lugar, se informan los resultados analíticos de las cuatro muestras (Tabla 5.5). También se incluyen en la Tabla 5.5 las muestras H2 y H4 que corresponden a lagunas muy salinas ubicadas en la cabecera de la cañada de las Víboras (SUG2g), en la provincia de Santiago del Estero (ver Figura 5.9A).

Tabla 5.4: Resumen de los valores estadísticos de las muestras de aguas subterráneas y superficiales estudiadas. n: número de muestras; DS: desviación estándar; CV: coeficiente de variación (Thalmeier et al., in prep.).

	n	Promedio	Mediana	DS	CV	MAX	MIN
UH2							
pH	22	7,8	7,8	0,4	0,1	8,5	7,0
EC (µS/cm)	22	9034,7	4705,0	11428,4	1,3	41800,0	655,0
Cl⁻ (mg/l)	25	2633,8	800,3	3873,2	1,5	13471,0	7,3
SO₄⁻² (mg/l)	25	2340,98	595,9	2798,9	1,2	8680,0	5,6
HCO₃⁻ (mg/l)	24	788,9	665,0	396,7	0,5	2133,8	351,5
NO₃⁻ (mg/l)	20	4,8	0,0	15,3	3,2	65,5	0,0
CO₃⁻² (mg/l)	21	38,0	18,8	41,3	1,1	157,8	0,0
Na⁺ (mg/l)	25	2524,5	1298,0	3081,0	1,2	10920,0	183,4

Mg⁺² (mg/l)	25	150,5	50,0	230,9	1,5	934,0	0,5
Ca⁺² (mg/l)	25	260,3	135,0	353,4	1,4	1207,5	0,0
K⁺ (mg/l)	21	147,7	27,0	338,7	2,3	1513,0	0,7
UH1							
pH	73	7,5	7,5	0,5	0,1	9,0	6,6
EC (µS/cm)	70	9558,8	4375,5	12017,5	1,3	47600,0	254,0
Cl⁻ (mg/l)	81	2024,3	650,0	3258,9	1,6	19162,5	7,0
SO₄⁻² (mg/l)	81	1705,0	850,0	2055,0	1,2	8083,0	5,0
HCO₃⁻ (mg/l)	81	553,7	537,0	204,3	0,4	1462,0	116,0
NO₃⁻ (mg/l)	61	4,1	0,0	12,0	2,9	53,0	0,0
CO₃⁻² (mg/l)	61	33,1	11,5	55,5	1,7	240,2	0,0
Na⁺ (mg/l)	81	1687,2	833,5	2071,4	1,2	7845,0	6,0
Mg⁺² (mg/l)	81	122,7	55,9	174,9	1,4	947,1	0,0
Ca⁺² (mg/l)	81	304,4	160,0	499,9	1,6	4186,0	8,4
K⁺ (mg/l)	70	223,5	37,7	569,4	2,5	2350,0	0,7
Superficiales							
pH	9	8,4	8,4	0,5	0,1	9,6	7,9
EC (µS/cm)	33	2573,0	2137,0	2727,2	1,1	16000,0	352,0
Cl⁻ (mg/l)	33	706,7	429,9	1572,1	2,2	9300,0	41,0
SO₄⁻² (mg/l)	33	435,9	225,0	1029,7	2,4	6060,0	0,0
HCO₃⁻ (mg/l)	33	266,6	250,0	129,4	0,5	783,5	105,0
CO₃⁻² (mg/l)	33	9,1	0,0	20,3	2,2	78,8	0,0
NO₃⁻ (mg/l)	33	5,6	4,9	5,5	1,0	16,0	0,0
Na⁺ (mg/l)	33	649,2	417,0	1313,5	2,0	7830,0	65,5
Mg⁺² (mg/l)	33	27,5	15,4	49,6	1,8	286,0	1,6
Ca⁺² (mg/l)	33	69,8	38,2	112,3	1,6	636,0	2,6
K⁺ (mg/l)	33	10,4	0,0	17,6	1,7	92,6	0,0

Tabla 5.5: Concentraciones de iones principales en mg/l para muestras de agua en HU4 y lagunas saladas de Santiago del Estero. (Thalmeier et al., in prep.)

	J2	J9	L6	L7	H2	H4
pH	6,8	6,8			7,1	7,5
CE	31600,0	13330,0			135000,0	180000,0
Cl⁻	8767,9	3783,8	13793,0	11454,0	165750,0	182500,0
SO₄⁻²	5669,1	3964,3	7496,0	7293,0	24863,4	61979,1
HCO₃⁻	460,6	132,5	402,0	402,0	503,2	689,4

CO₃⁻²	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NO₃⁻	40,1	6,0			1610,0	1538,0
Na⁺	6132,2	3166,0	8936,0	7421,0	109720,0	136400,0
Mg⁺²	726,5	262,4	663,0	581,0	4647,3	3675,0
Ca⁺²	877,7	690,1	797,0	731,0	700,0	3955,0
K⁺	78,3	74,4	0,0	0,0	1100,0	2980,1

Las tablas resaltan la siguiente información:

- a. El rango de variación de los valores de conductividad eléctrica (CE) es consistente con el rango de variación de los componentes iónicos principales, aunque las aguas superficiales son menos salinas que las subterráneas. Las estadísticas de los valores de CE son bastante similares para UH1 y UH2, mientras que son significativamente menores para las superficiales, excepto para las muestras H2 y H4, donde alcanza valores de 135.000 y 180.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente. Los contenidos de la mayoría de los componentes principales (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} y K^+) varían de uno a dos órdenes de magnitud en HU1 y HU2, mostrando coeficientes de variación > 1 . Las aguas superficiales muestreadas tienen una dispersión aún mayor de algunos componentes, influenciadas por las condiciones hidrológicas de muestreo.
- b. La salinidad del agua subterránea aumenta con la profundidad (Fig. 5.12 A). El contenido medio de los componentes Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2} aumenta de UH1 a UH2, por ejemplo, el Cl^- de 2.024,3 mg/l a 2.633,8 mg/l. Todas las concentraciones de Cl^- en UH4 están muy por encima de esos promedios; el SO_4^{2-} de 1.705,0 mg/l en UH1 a 2.341,0 mg/L en UH2. El rango de SO_4^{2-} de la UH4 se encuentra entre 3.964,3 y 7.496 mg/l. De manera similar, el Na^+ promedio aumenta de 1.687,2 mg/l en UH1 a 6.413,8 mg/l en UH4. En la Figura 5.12 se observa la tendencia del aumento de los iones de Na^+ , SO_4^{2-} y Cl^- con la profundidad, lo cual es compatible con la evolución hidroquímica del agua subterránea con la profundidad (Chebotarev, 1955).
- c. En general, todas las aguas muestreadas tienen baja concentración de K^+ , aunque el K^+ disminuye con la profundidad desde un promedio de 223,5 mg/l en UH1 hasta 147,7 mg/l en UH2. Para UH4 se reduce a la mitad de este último valor.
- d. Prácticamente no existen fuentes de contaminación en las aguas muestreadas. Las concentraciones de iones pueden considerarse representativas del fondo natural. La concentración media de NO_3^- para las superficiales, UH1 y UH2, indicador de los aportes antropogénicos, siempre estuvo por debajo de 6 mg/l, excepto para las muestras H2 y H4, donde alcanzó 1.610 y 1.538 mg/l, respectivamente. La muestra J2 ubicada en UH2, tiene un valor de 40,1 mg/l, se encuentra cercana a un frigorífico.

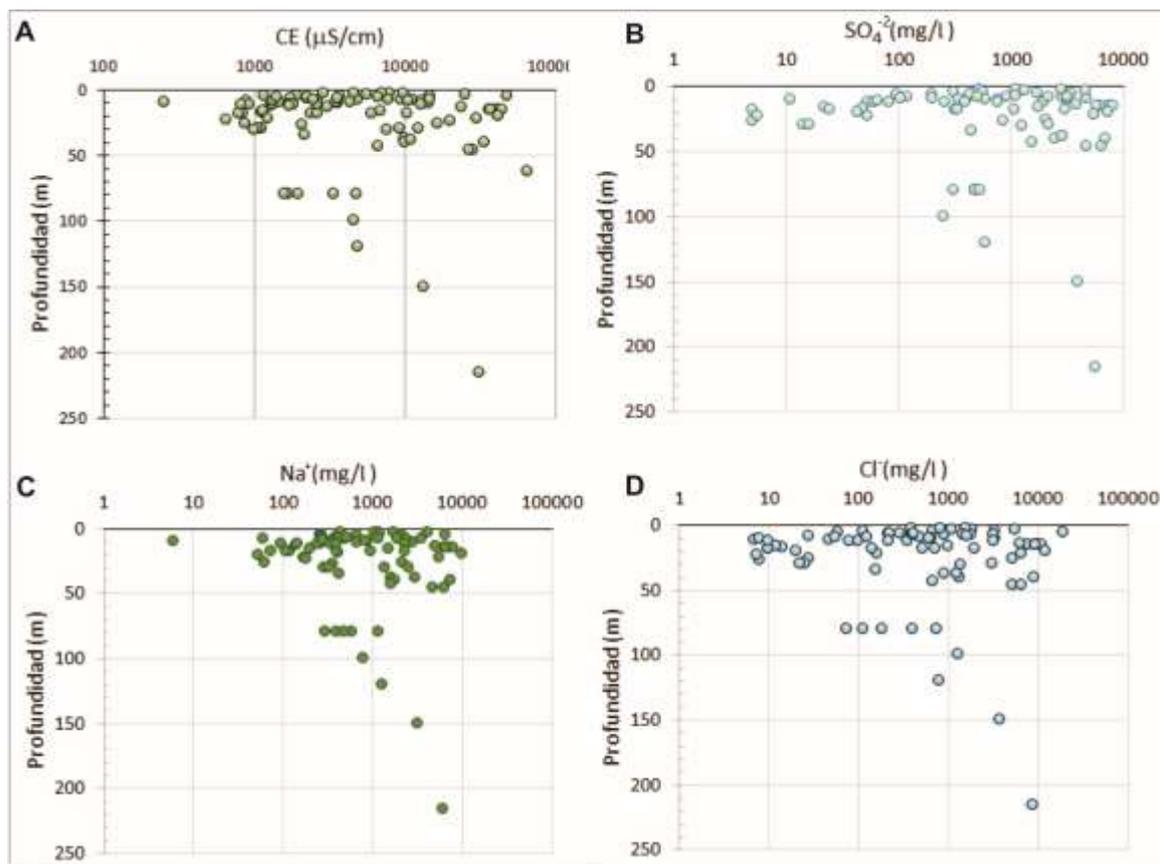


Fig. 5.12: Relación entre la profundidad y la conductividad eléctrica (A), el SO_4^{2-} (B), el Na^+ (C) y el Cl^- (D).

- e. En promedio, todas las aguas subterráneas son ligeramente alcalinas. Las aguas de la UH4 son ligeramente ácidas, mientras que las superficiales son más alcalinas.
- f. La química de las lagunas saladas de Santiago del Estero (muestras H2 y H4) se distingue del resto de las aguas superficiales y subterráneas muestreadas. Concentraciones de Cl^- tan altas como 182.500 mg/l y concentraciones de Na^+ de 136.000 mg/l indican aguas con NaCl. Estas salmueras también contienen altas concentraciones de SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , Mg^{+2} y Ca^{+2} .

5.4.3. Hidroquímica de las UH

La hidroquímica refleja la heterogeneidad litoestratigráfica del sistema asociada a los procesos geológicos y geomorfológicos, como tal, el grado de mineralización de las aguas subterráneas varía tanto vertical como horizontalmente dentro de la cuenca.

Las muestras de aguas subterráneas más profundas se obtuvieron a profundidades entre 150 y 350 m, dentro de UH4 en perforaciones ubicadas sobre los lineamientos al E de las Lomas de Otumpa, y son del tipo $Cl^-/SO_4^{2-}-Na$. La Figura 5.13 muestra la ubicación de las muestras y el diagrama Schoeller-Berkaloff donde se ilustra el tipo de agua ($Cl^-/SO_4^{2-}-Na$) y las concentraciones iónicas correspondientes a esta UH.

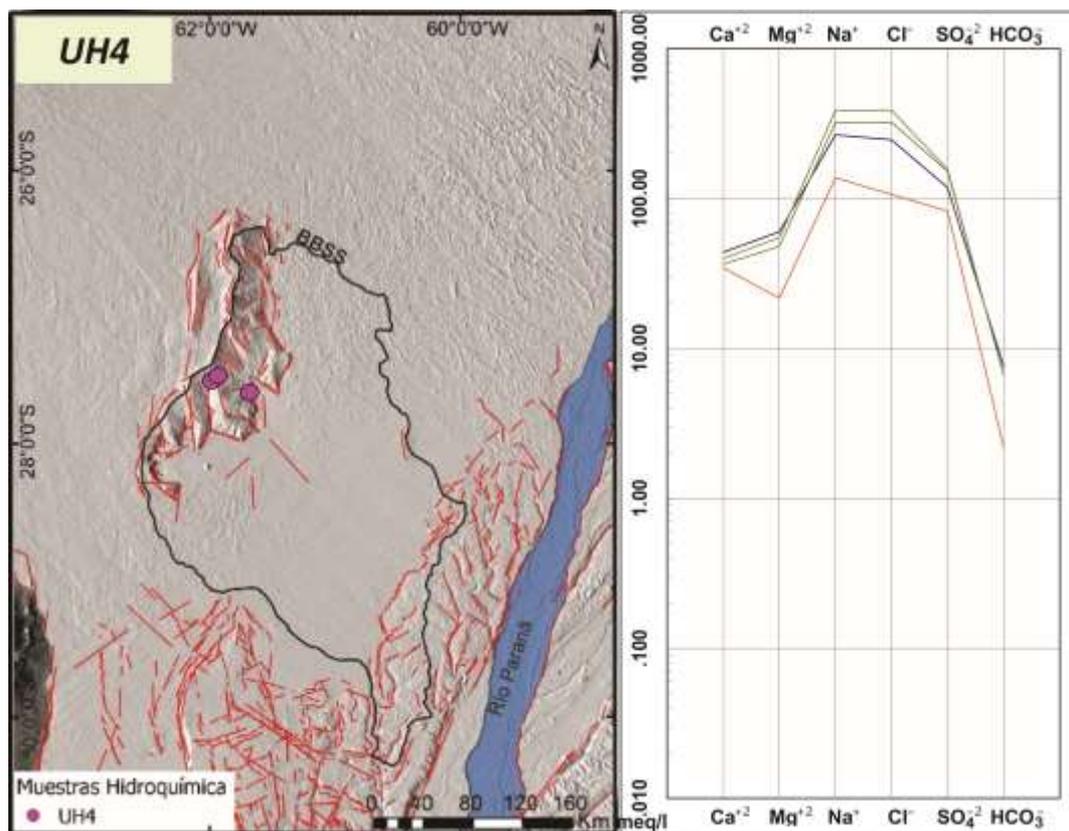


Fig. 5.13: Mapa con la ubicación de las muestras correspondientes a UH4 y diagrama de Schoeller-Berkaloff correspondiente (Thalmeier et al., in prep.) sobre un DEM donde se mapearon los lineamientos estructurales (Tomado de Thalmeier et al., 2021).

Las subunidades a, b y c de UH2 presentan aguas diferentes (Fig. 5.14 A). El grupo menos salino corresponde a muestras obtenidas a profundidades entre 23 y 30 m en la morfoestructura del Bloque de Vera, correspondiente a SUH2a (Fig. 5.14 B y C). Los valores de CE para las muestras de SUH2a oscilan entre 655 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1.126 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Son del tipo agua $\text{HCO}_3\text{-Na}$, con concentraciones iónicas similares, de 10 meq/l para el anión y catión predominantes, y menos de 1 meq/l para otros componentes. La concentración de HCO_3^- en SUH2a se debe posiblemente a la disolución de CO_2 gaseoso del suelo en contacto con agua de precipitación cuya infiltración se ve favorecida por los materiales muy permeables de esta subunidad (arenas fluviales de la Fm. Ituzaingó) expuestos en barrancas de arroyos en el E del Bloque de Vera, por lo que recibiría agua de recarga local.

Las aguas muestreadas dentro de SUH2b se obtuvieron a profundidades entre 20 y 46 m, distribuidas en la depresión de los BBSS, área de la sección distal del mega-abanico (Fig. 5.14 B y C). Son las más salinas de todas las muestras de UH2, las concentraciones iónicas son de dos a tres órdenes de magnitud mayores que en SUH2a, los valores de CE oscilan entre 8.150 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 41.800 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El tipo de agua es $\text{Cl}/\text{SO}_4\text{-Na}$ o $\text{SO}_4/\text{Cl}\text{-Na}$, al igual que en UH4 (Fig. 5.14 A), con concentraciones iónicas del mismo orden de magnitud. Por otro lado, la concentración de Mg^{+2} presenta una alta variabilidad, pero dentro de rangos muy diferentes (10-100 meq/l para SUH2b, 0,03-0,3 meq/l para SUH2a). Las muestras extraídas en SUH2c en perforaciones de 26 a 120 m de profundidad, hacia el O y sobre las Lomadas de

Otumpa, presentan valores de CE entre $1.592 \mu\text{S}/\text{cm}$ y $16.530 \mu\text{S}/\text{cm}$; y el tipo de agua es $\text{Cl}/\text{SO}_4\text{-Na}$. Las aguas de SUH2c posiblemente sean mezclas de aguas con aguas más profundas con contribución de agua de recarga meteórica a través de lineamientos estructurales de la zona. Esta hipótesis está basada en la piezometría, los datos hidroquímicos y el enriquecimiento isotópico de las muestras de esta unidad (ver sección siguiente).

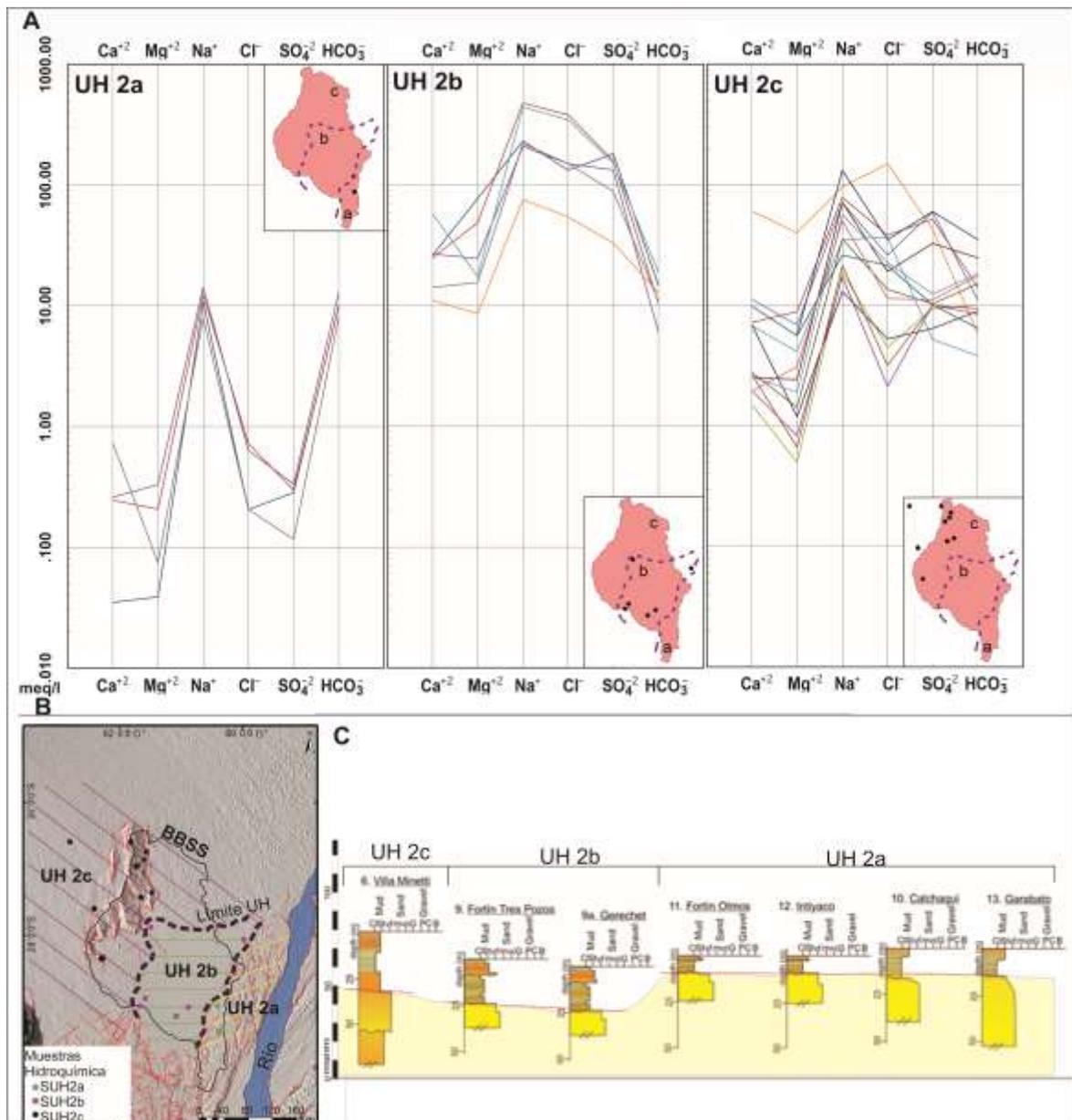


Fig. 5.14: A: Diagrama de Schoeller-Berkaloff de las subunidades de UH2 (Thalmeier et al., in prep.). B: Mapa con la ubicación de las muestras correspondientes a UH2 y los límites de las subunidades. C: Correlación de perforaciones (capítulo 4; Thalmeier et al., 2021) donde se destaca con un sombreado amarillo claro, la UH2 y las subunidades correspondientes.

El análisis hidroquímico de la UH1 se realiza en base a las subunidades hidrogeológicas descritas en la sección 5.2. para facilitar el estudio local de las muestras de aguas subterráneas. Los sedimentos que componen las SUGs y los paleocauces del mega-abanico influyen en la hidroquímica, como así también

la alternancia de ciclos secos y húmedos que provocan el ascenso del nivel freático hasta escasos centímetros de la superficie y con ello el contacto de agua con los perfiles del suelo más salinizados, lo cual produciría un incremento de sales.

La Figura 5.15 muestra los diagramas de Schoeller-Berkaloff para las aguas muestreadas dentro de las subunidades *a*, *ap*, *d*, *e*, *ep* y *s*, respectivamente. Las profundidades promedio muestreadas fueron de 11,1 m, 9,2 m, 19,7 m, 14,4 m, 12,6 m y 9,7 m, para SUH1a, SUH1ap, SUH1d, SUH1e, SUH1ep y SUH1s, respectivamente. De la observación de los diagramas se distingue, como se describió anteriormente, que el Na^+ , el Cl^- y el SO_4^{2-} son los iones más abundantes en prácticamente todas las aguas de las subunidades UH1. Las concentraciones máximas superan los 100 meq/l, a excepción de las aguas muestreadas en las SUH1ap y SUH1ep. Todas las subunidades de UH1 tienen HCO_3^- similar, alrededor de 10 meq/l. Se estima que estas concentraciones puedan deberse a disolución de CO_2 gaseosa del suelo en contacto con agua de precipitación, que infiltra y recarga el acuífero. El suministro atmosférico puede ser una fuente potencial de sodio, cloruro y otros componentes a la UH1, sin embargo, no existen datos sobre la composición química de la precipitación en el área de estudio.

Las muestras de agua correspondientes a SUH1a provienen del acuífero freático de la Fm. Fortín Tres Pozos en el área ocupada por el lóbulo de deposición S del mega-abanico, constituido por las SUG 2d, 2e y 2f. La mayoría de las aguas muestreadas en SUH1a son del tipo Cl-Na. La concentración de Mg^{+2} varía en dos órdenes de magnitud, desde menos de 1 meq/l hasta 90 meq/l. Mientras que el Ca^{+2} es abundante en comparación con otras aguas en HU1. Las aguas de la SHU1e provienen del acuífero freático de la Fm. Fortín Tres Pozos en el lóbulo de deposición N del mega-abanico, al E de las OH, constituido por las SUG 2a, 2b y 2c, son del mismo tipo químico que SHU1a. La variabilidad de las concentraciones probablemente se deba a la combinación de varios factores y procesos cuya influencia relativa no es sencillo determinar. Por ejemplo, la profundidad del muestreo (mayor que en SUH1a) podría tener alguna contribución de aguas de unidades inferiores, como es el caso de las muestras en cercanías de abundantes lineamientos estructurales (aunque el carácter regional de la piezometría impide un análisis local de detalle para estimar gradientes verticales); y las condiciones hidrológicas en la fecha del muestreo podrían significar muestras más diluidas/concentradas según años húmedos/secos.

Por otro lado, las aguas muestreadas en paleocauces (SUH1ap y SUH1ep – Fig. 5.15) tienen menor salinidad que las aguas del acuífero freático que las rodea (SUH1a y SUH1e, respectivamente). Los depósitos sedimentarios de paleocauces están compuestos por materiales más permeables e hidráulicamente más conductores que el medio que los rodea, por lo que se interpreta que la recarga de agua de lluvia contribuye a la dilución de un depósito de agua subterránea que de otro modo sería más salino. Esto se evidencia en la disminución notable del ion Cl^- en las SUHs 1ap y 1ep con respecto a las SUHs 1a y 1e.

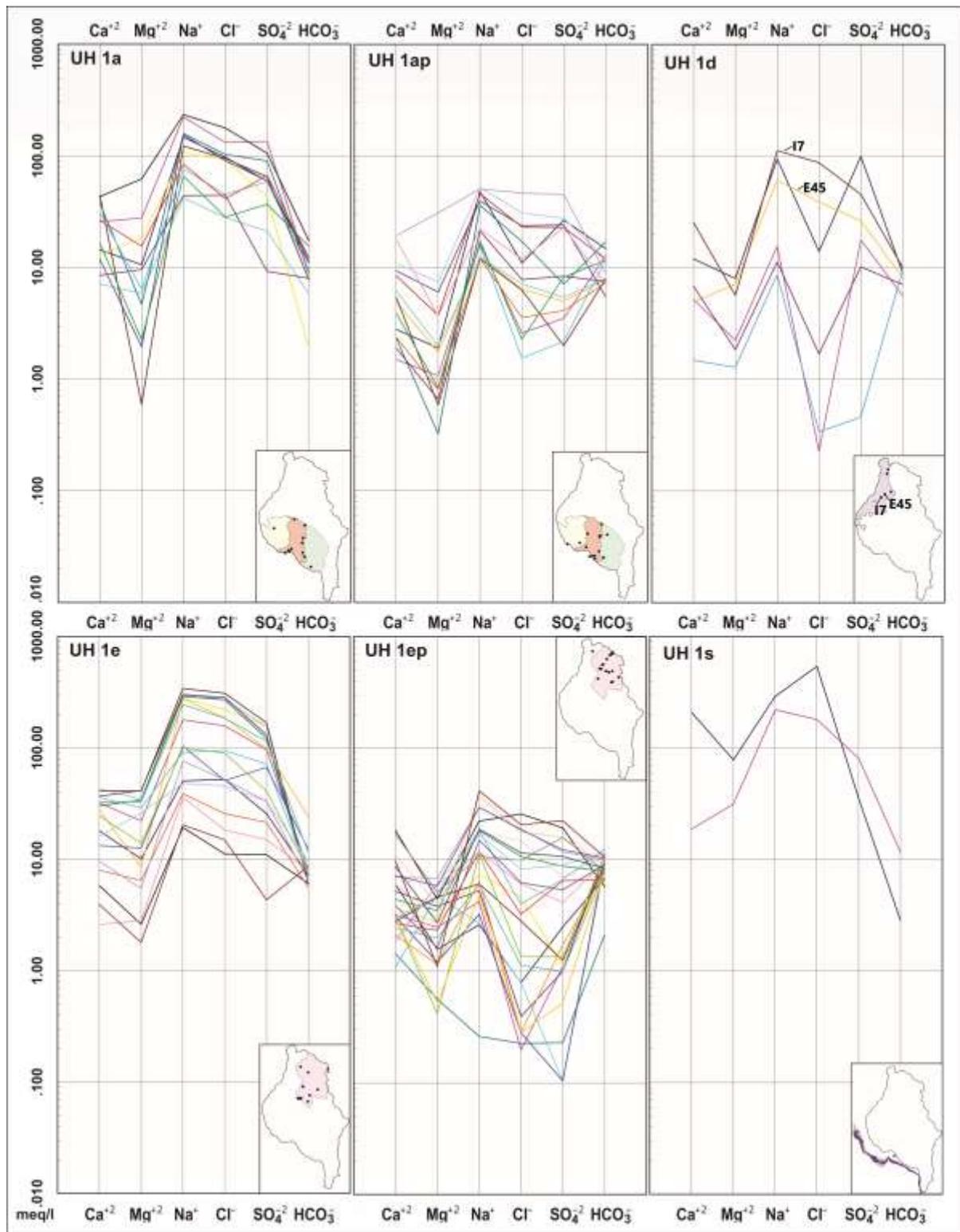


Fig. 5.15: Diagrama de Schoeller-Berkaloff de UH1 para cada subunidad y la ubicación en los recuadros inferiores de cada diagrama con la correspondiente ubicación de la muestra dentro de los BBSS y considerando la unidad geomorfológica a la que pertenecen (Thalmeier et al., in prep.).

Las aguas muestreadas en SUH1d, obtenidas del acuífero libre de los sedimentos limosos de la Fm. Urundel/Tezanos Pinto, son SO₄-Na, sin embargo, existen dos muestras (E45 e I7; Fig. 5.9) que son Cl-Na. Las fechas de muestreo difieren, aunque las condiciones hidrológicas no jugarían un papel

determinante en su composición debido a que todas las muestras se obtuvieron durante los meses secos para los cuales la cantidad de precipitación estuvo por debajo del promedio mensual. Por lo tanto, las diferencias químicas pueden atribuirse en parte a la profundidad del muestreo, la ubicación de la perforación y a características geológicas particulares considerando que el muestreo se realizó en las OH. Las muestras E45 e I7 pertenecen a pozos de 30,5 m y 30 m de profundidad, respectivamente, ubicados al pie de la pendiente lateral E de las OH. Sus aguas son probablemente mezclas aportadas por aguas profundas y más salinas considerando su ubicación coincidente con los lineamientos estructurales vinculados a las Lomadas de Otumpa, la hidroquímica diferente a las demás subunidades y la isotopía (ver sección 5.4.4.). Por ejemplo, la CE en I7 es de 13.160 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y la CE en J2, una perforación artesiana de 216 m de profundidad en UH4 en una ubicación cercana, de 31.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El resto de las muestras se extrajeron de pozos menos profundos sobre OH, entre 5,5 y 15 m de profundidad, más representativos de las condiciones freáticas. Este resultado verificaría que las estructuras geológicas lineales en torno a las OH constituyen vías de flujo preferentes entre UHs.

Finalmente, las aguas muestreadas en el acuífero libre de los sedimentos asociados a la faja fluvial más reciente (Holoceno) del río Salado (SUH1s) son de tipo Cl-Na (Fig. 5.15), con concentraciones de Ca^{+2} iguales o superiores a las del resto de los grupos.

Las aguas superficiales muestreadas son del tipo Cl-Na, no obstante, se distinguen dos grupos según su concentración de SO_4^{-2} (Fig. 5.16). El primero contiene entre 3 y 10 meq/l de SO_4^{-2} , mientras que en el segundo la concentración es un orden de magnitud menor y el segundo anión relevante es HCO_3^- . Es de importancia destacar que este segundo grupo fue tomado durante un evento hidrológico húmedo, por lo que las muestras están diluidas debido a los volúmenes de agua pluvial.

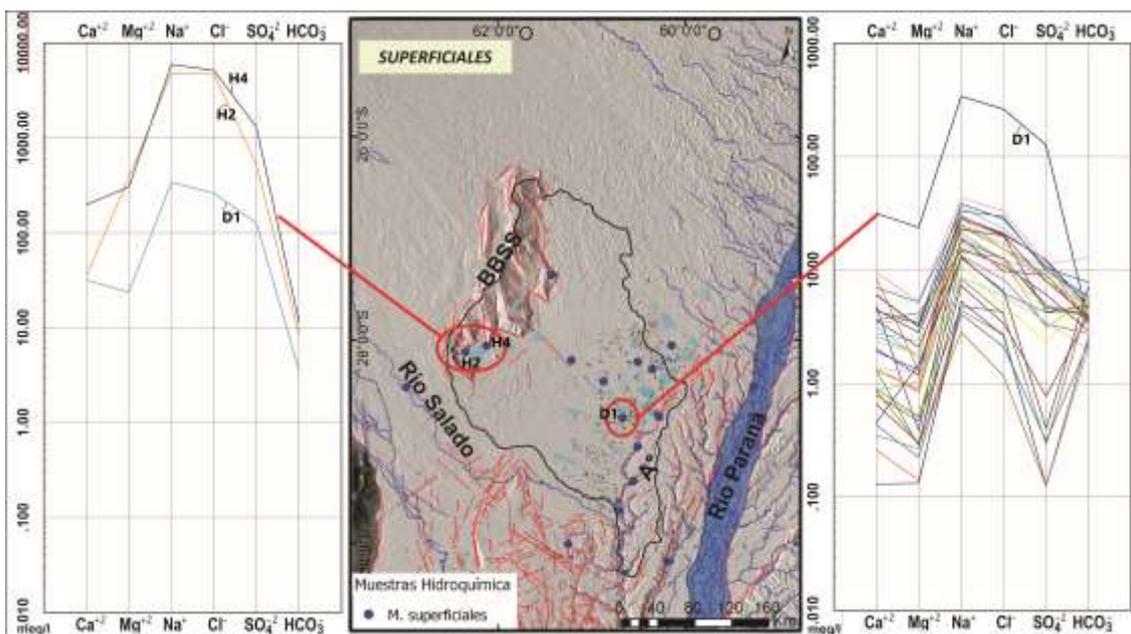


Fig. 5.16: Diagrama de Schoeller-Berkaloff de las muestras superficiales (Thalmeier et al., in prep.) y en el centro, el mapa con las ubicaciones de las muestras correspondientes.

En todas las aguas muestreadas, Ca^{+2} y Mg^{+2} varían dos órdenes de magnitud, no así la concentración de HCO_3^- , que se mantiene entre 2 y 8 meq/l. Se destaca la muestra D1, que, si bien es del mismo tipo químico, posee concentraciones muy superiores al conjunto de aguas superficiales. D1 pertenece a la Laguna La Tigra, distante 171 km al SE de las lagunas de agua salobre de Santiago del Estero (muestras H2 y H4). La similitud entre estas últimas tres muestras, se observa en la Figura 5.16, en la que se debió modificar la escala vertical para acomodar las elevadas concentraciones de H2 y H4. Estas muestras, a su vez, son similares a las muestras de la UH4 y SUH2b. Por lo cual, se interpretan flujos regionales que interactúan con aguas más superficiales, y descargan en estos puntos singulares como son ciertas lagunas en determinadas condiciones hidro-meteorológicas.

En general, la química del agua subterránea se ve afectada por varios procesos y factores que interactúan, incluida la composición del agua de recarga (precipitación y/o agua transferida desde acuíferos adyacentes), reacciones en el suelo, zonas no saturadas y saturadas, la composición mineralógica de la secuencia sedimentaria y su heterogeneidad en toda la extensión de la cuenca sedimentaria asociada a los diferentes procesos deposicionales, el tiempo de residencia en el acuífero, interacciones de la actividad humana en la superficie y otras características de la trayectoria del flujo del agua subterránea (Shand *et al.*, 2007; Redwan y Moneim, 2015). En el área de estudio, la coalescencia de los mega-abanicos fluviales del Bermejo y del Dulce con el del Salado-Juramento, y la presencia de morfoestructuras afectadas por neotectónica, también contribuirían a la mezcla de aguas subterráneas. La interacción de las aguas subterráneas de las UH con los sedimentos del área de estudio juegan un papel fundamental en la química de las aguas profundas y más someras; al igual que los ciclos hidroclimáticos de inundaciones/sequías que producen evaporación, precipitación de sales, infiltración, disolución de sales, entre otros, que afectan a la UH1. Si bien se han adelantado sugerencias acerca del origen de iones en solución, se analizan algunas relaciones iónicas que puedan ayudar a explicar la presencia de los iones más abundantes.

La relación molar de Na/Cl, observada en la Figura 5.17 A, es cercana a 1 para las muestras de la UH4 y algunas aguas de las UH1 y UH2, situándose por encima de la línea de $x = y$, exceptuando la muestra H1 de la UH2. Lo cual sugiere que han sufrido disolución de halita posiblemente (Fig. 5.17 A).

Por otro lado, si el Ca^{+2} y el SO_4^{-2} derivaran de la disolución del yeso, la relación molar Ca/ SO_4 sería de 1:1 (Zhang *et al.*, 2019). En la Figura 5.17 B, se observa que la relación molar de Ca/ SO_4 donde la mayoría de las aguas subterráneas muestreadas se encuentra por encima de la línea 1:1, lo que indica que la meteorización del yeso de los sedimentos de los BBSS es una fuente de SO_4^{-2} y de Ca^{+2} (Zhang *et al.*, 2019). Para la UH1 la relación Ca/ SO_4 es aproximadamente 2,45, mientras que es de 4,31 para HU2 y 3,3 para UH4. La muestra H1 en este caso, sigue siendo una excepción, motivo que deberá ser abordado en detalle en futuros estudios.

Además, si se considera la ocurrencia del intercambio de cationes como otro mecanismo posible que controla la química del agua, la cual se explica a través de los índices de intercambio de bases (IBE), concretamente a través de los índices cloro-alcalinos (CAI) (Schoeller, 1965; Liu *et al.*, 2015), calculados mediante las siguientes ecuaciones (en meq/l):

$$CAI-I = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{Cl^-}$$

$$CAI-II = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{SO_4^{2-} + HCO_3^- + CO_3^{2-} + NO_3^-}$$

Cuando se produce un intercambio entre el Ca^{+2} o el Mg^{+2} y el Na^+ o el K^+ entre las aguas subterráneas y los materiales del acuífero, tanto el CAI-I como el CAI-II son negativos (Berhe *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2019). Por lo tanto, a partir de la Figura 5.17 C, puede observarse que casi todas las aguas subterráneas muestreadas en la zona de estudio tienen índices cloro-alcalinos negativos, lo que indicaría que la liberación de Na^+ en las aguas subterráneas es probablemente consecuencia del intercambio catiónico, además de los procesos ya comentados.

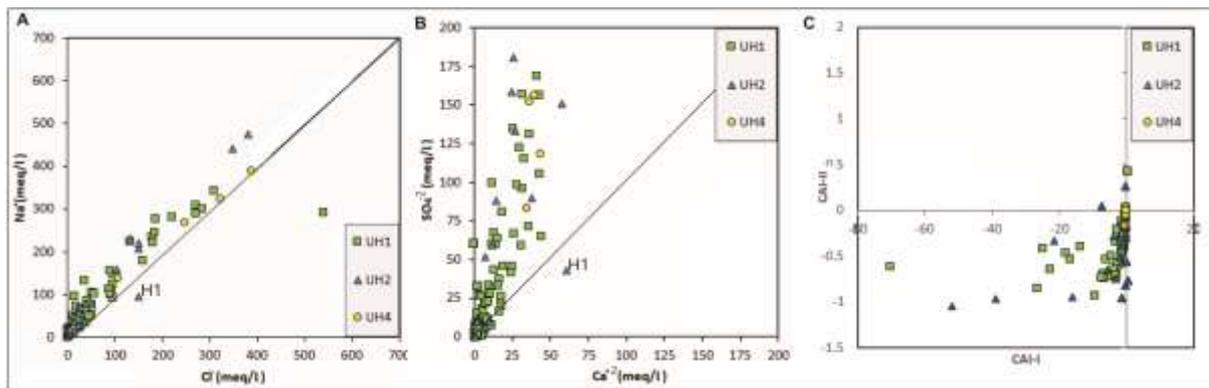


Fig. 5.17: Relaciones iónicas. A: Na/Cl. B: SO₄/Ca. C: CAI-II/CAI-I. (Thalmeier *et al.*, *in prep.*).

5.4.4. Isótopos ambientales – Sistema de flujos de aguas subterráneas

El estudio de la relación $\delta^{18}O$ - δ^2H puede contribuir a identificar distintos procesos que imprimen las características de las aguas subterráneas (origen de la precipitación, evaporación y sus condiciones sobre recarga de agua, mezcla de agua, interacciones agua-roca, etc.). Por otro lado, como la evaporación se produce en condiciones de no equilibrio, el efecto cinético relativo es mayor para el ^{18}O que para el 2H . En este sentido, la relación entre $\delta^{18}O$ y un indicador del contenido de sal del agua (Conductividad eléctrica, Sólidos totales disueltos, Residuo seco) podría ayudar a identificar la génesis de las sales (Gonfiantini, 1978).

Se consideraron 20 muestras de aguas superficiales y 66 de aguas subterráneas tomadas en la región de los BBSS. Además, se tuvieron como referencia 13 datos de perforaciones hidrotermales (FW; profundidad > 180 m) ubicados en la zona de Río Hondo (Santiago del Estero), las cuales se sitúan entre 250 km y 300 km al O de la cuenca hidrográfica de los BBSS. En el análisis se diferenciaron las aguas subterráneas por subunidad hidrogeológica y las superficiales (Sw). Entre las superficiales se discriminaron las Lagunas Santiagueñas (Sw-W), situadas en el extremo O de los BBSS, en una región semiárida y alimentadas por descargas subterráneas; y las lagunas del sistema Golondrinas-Calchaquí (Sw-E), situadas en el extremo E de los BBSS, en una región húmeda y alimentadas preponderantemente por escorrentía superficial durante los años húmedos y medios, mientras que los años secos se mantienen por las descargas de los flujos subterráneos (Espinosa, 2021). De esta manera, las Sw-E se diferenciaron según el año hidrológico en que se muestrearon, debido a que su régimen hídrico hace que el quimismo de sus aguas esté condicionado fuertemente por la meteorología imperante. Por lo tanto, las aguas Sw-E se discriminaron entre las muestreadas en el año hidrológico 2010-2011, un año seco, y las muestreadas en el período 2016-2018, años medios-húmedos. Se utilizaron como referencia la recta meteórica global (Craig, 1961), y las rectas meteóricas locales de las ciudades de Salta y Tucumán (Dapeña y Panarello, 2011) y la ciudad de Santa Fe (valle del río Paraná) (Dapeña y Panarello, 2007). Las rectas meteóricas locales de Salta y Tucumán, indican la marca isotópica de la precipitación en el pie de las Sierras Subandinas, correspondiente a la zona de recarga de los flujos regionales, y la recta de Santa Fe el perfil isotópico de la precipitación en el valle del río Paraná al SE de la zona de estudio.

La relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ de las aguas de las SUH del sur de los BBSS (UH1ap, UH1a, UH1s, UH2a, UH2b) y las aguas de las Lagunas Santiagueñas (Sw-W) y las de las lagunas del E de los BBSS muestreadas en el año seco 2010-2011 (Sw-E2010) definen una línea de evaporación (EvL) (Fig. 5.18), determinada por la ecuación:

$$\delta^2\text{H} = 5,08 \delta^{18}\text{O} - 5,52 \quad \text{con } R^2 = 0,99$$

Esta recta (EvL; Fig. 5.18) tiene su origen entre las rectas meteóricas locales de Salta y Tucumán, lugar donde se ubican las muestras de aguas subterráneas de la UH2a y algunas pocas muestras de UH 1a y ap, lo cual indica que estas muestras no estarían evaporadas. Las aguas de UH2b y de la mayor parte de las de UH 1a y ap, se encuentran ligeramente evaporadas. Mientras que otras muestras de estas UH y de algunas de las Sw-E2010, presentan una evaporación más marcada. Las aguas de UH1s, 4 muestras de UH1a-ap y las restantes de Sw-E2010 indican una fuerte evaporación. Por su parte, las Sw-W se ubican en el extremo de esta recta, lo cual indicaría un escenario de evaporación intensa.

Por otro lado, la relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ de las aguas de UH 1e y ep en el N de los BBSS y las aguas superficiales del E de los BBSS muestreadas en el periodo año húmedo 2016-2018 (Sw-E2016/18), definen otra recta de evaporación (LMWL; Fig. 5.18), determinada por la ecuación:

$$\delta^2H = 7,34 \delta^{18}O + 0,2 \quad \text{con } R^2 = 1,00$$

En este caso, el exceso de 2H indica aguas evaporadas en condiciones próximas al equilibrio (Plata, 1994; Mook, 2002). Lo cual correspondería a un ambiente muy húmedo y sería coherente con el clima húmedo del sector E de los BBSS. En estos periodos húmedos, las aguas superficiales del E de los BBSS se alimentan principalmente de escorrentía superficial y la recarga subterránea somera del N (UH1e y UH1ep) tiene un tránsito rápido. La recta obtenida podría ser representativa de una línea meteórica local correspondiente a tormentas convectivas formadas en su entorno o en las zonas húmedas situadas al oriente (valle fluvial del río Paraná, Esteros del Iberá).

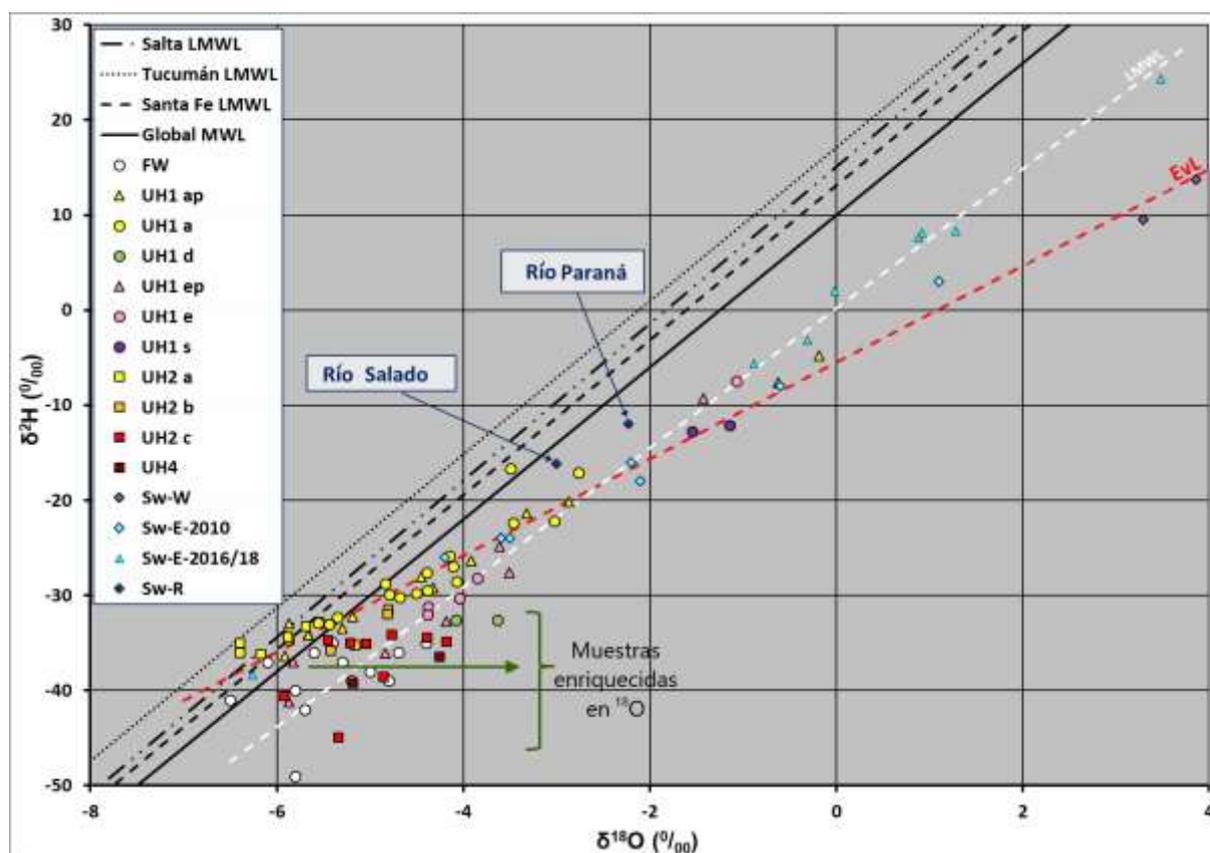


Fig. 5.18: Relación $\delta^{18}O$ - δ^2H de las muestras analizadas. EvL = recta meteórica local año seco (2010-2011). LMWL = recta meteórica local años húmedos (2016-2018) (Thalmeier et al., in prep.).

La relación $\delta^{18}O$ - δ^2H de las aguas subterráneas en el NO de los BBSS, correspondientes a las UH1d, UH2c y UH4 (Fig. 5.18), ubicadas en la morfoestructura de las OH y al pie de ellas, no se encuentran evaporadas y muestran un enriquecimiento de ^{18}O . Esto suele corresponder a un intercambio isotópico aguas termales-medio rocoso (Plata, 1994), lo que resulta coherente con el flujo ascendente observado en la diferencia piezométrica (Fig. 5.7 D), facilitado por la existencia de esta morfoestructura positiva y los lineamientos mapeados. Además, se evidencia con la muestra proveniente de la perforación artesiana inmediatamente al E de las lomadas (J2 en Fig. 5.9), donde se observa un gradiente ascendente, con características termales (30,9 °C). En la Figura 5.18 también se representa la relación $\delta^{18}O$ - δ^2H de aguas

termales profundas FW (correspondientes a la zona de las Termas de Río Hondo, Santiago del Estero), en la que se observa el mismo enriquecimiento en ^{18}O .

Además, puede observarse en la Figura 5.18 que la isotopía de las aguas de los ríos Paraná y Salado no se ajustan a las anteriores descripciones. Esto responde a que las aportaciones que reciben estas aguas trascienden al sistema de los BBSS, en particular al río Paraná.

Por otro lado, las aguas subterráneas de paleocauces, UH 1ep y 1ap, presentan características isotópicas similares a las aguas de UH 1e y 1a, respectivamente. Estas muestras presentan las mismas facies químicas que 1a y 1e, aunque menos concentradas. Por lo tanto, probablemente la diferencia en las concentraciones de sales de las aguas de estas UH se deba a la dilución del agua de paleocauces.

El análisis de la relación $\text{CE}-\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5.19) permite identificar si existe algún otro proceso que contribuya al enriquecimiento en sales de las aguas, además de la concentración por evaporación, como podrían ser la evolución hidrogeoquímica o la disolución de evaporitas entre otros, y si los procesos son comunes a otras aguas. Los resultados obtenidos en este caso se agrupan en tres conjuntos para un mejor análisis. El primer conjunto Ev está constituido por todas las aguas superficiales muestreadas en el sector de los BBSS, a excepción de la laguna La Tigra, muestreada en el año 2010-2011 (año seco). Este conjunto incluye también las aguas superficiales de la faja fluvial actual del río Salado, una hoya de deflación anegada y una perforación de UH1, muestreados en 2016-2018 (años húmedos). Este grupo es representativo de las aguas cuyo enriquecimiento en sales es preponderantemente debido a la concentración por evaporación. El conjunto LNv está conformado por todas las aguas subterráneas de UH2a y algunas de UH2c, y corresponden a aguas de baja salinidad e isotópicamente más ligeras en los BBSS. El último conjunto Op está conformado por las aguas al O de las OH, independientes de las UHs, las provenientes de UH1a UH1e, UH1s, UH2b, algunas de la UH2c, UH4 y las Lagunas Santiagueñas. La tendencia de la relación $\text{CE}-\delta^{18}\text{O}$ de este grupo indica que en el enriquecimiento en sales de estas aguas frente a la evapo-concentración, preponderarían otros procesos de adquisición de sales (evolución hidrogeoquímica, disolución de evaporitas, lavado de sales).

Es de destacar que las aguas superficiales muestreadas en 2016-2017 (años húmedos), presentan un contenido en sales (CE de 1.410 a 3.910 $\mu\text{S}/\text{cm}$, $\overline{\text{CE}} = 3.276 \mu\text{S}/\text{cm}$) mayor que las colectadas en 2010-2011, año seco (CE de 540 a 3.050 $\mu\text{S}/\text{cm}$, $\overline{\text{CE}} = 1.681 \mu\text{S}/\text{cm}$). Esta aparente paradoja se explica al compararse las aguas muestreadas en el arroyo Golondrinas en 2017-2018 (CE = 2.560 $\mu\text{S}/\text{cm}$), un año muy húmedo y el segundo de un ciclo húmedo, respecto a las muestreadas en 2016-2017 (CE = 3.910 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Este último año fue el primer año de un ciclo húmedo precedido por un ciclo seco, las muestras se colectaron en septiembre, el primer mes del año hidrológico. Por ello, es posible inferir que las primeras lluvias hubieran disuelto y transportado las sales depositadas durante el periodo seco previo, y las aguas de la red hídrica superficial fueran “cargadas” con ellas.

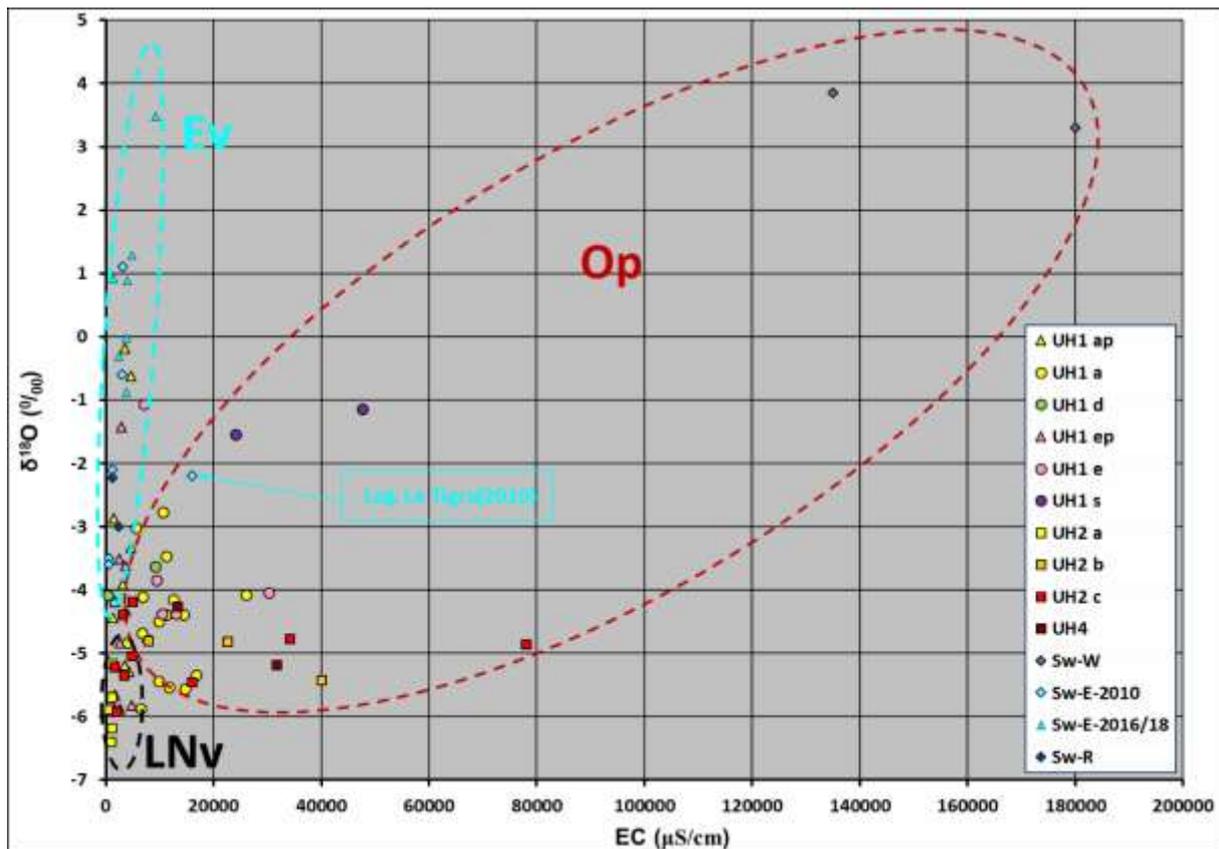


Fig. 5.19: Relación CE - $\delta^{18}O$ (Thalmeier et al., in prep.).

El análisis isotópico sugiere que el sistema de flujo subterráneo se encuentra sectorizado en los BBSS. Es decir, en la parte conformada por las SUG 2d, 2e y 2f, lóbulo deposicional al S de las OH, el flujo en la UH1 y las demás UH presenta una circulación NO-SE, con recarga originada en las Sierras Subandinas y de Santa Bárbara. Mientras que, en la zona de la SUG 2a (que representa parte del lóbulo agradacional del mega-abanico al N de las OH, los flujos de UH1 serían locales, no pudiendo constatar la presencia de los flujos regionales para las demás UH por falta de información. Finalmente, en el sector de las Lomadas de Otumpa y al E de las mismas, existiría una contribución de los flujos hidrotermales profundos. Los flujos regionales y locales descargarían en el río Paraná. Esta sectorización destaca que la morfoestructura de las OH ha condicionado el patrón de flujo subterráneo típico de mega-abanicos para la UH1. Además, el estudio ha puesto en evidencia la fuerte influencia de las condiciones climáticas en los BBSS, donde alternan ciclos interanuales secos y húmedos, y donde los escenarios climáticos “medios” no son habituales, en la composición química del agua de la UH1.

5.5. Resumen del modelo conceptual hidrogeológico de los BBSS

El modelo hidrogeológico conceptual de funcionamiento de los BBSS aquí expuesto constituye una primera contribución al conocimiento regional del sistema hidrogeológico de los BBSS. Teniendo en cuenta los datos y consideraciones apuntadas en los apartados precedentes, se resume y se esquematiza

en el diagrama de bloque de la Figura 5.20, el cual representa un sistema acuífero heterogéneo, anisótropo, constituido por las cuatro UH definidas. Se esquematizan, además, las condiciones de recarga/descarga.

El sistema hidrogeológico de los BBSS está integrado por las cuatro UH reconocidas, asociadas a las formaciones geológicas principales identificadas, y que constituyen un sistema multicapa. Las UH quedan definidas según las sucesiones de estratos arenosos y limo-arcillosos de origen continental y marino de las formaciones geológicas del Cenozoico Tardío al Holoceno, que se extienden en el subsuelo de la cuenca Chaco-Pampeana. Cada UH tiene una capacidad de almacenar, transmitir agua y de presentar una continuidad física aparente a escala regional en la sección estudiada, a pesar de la gran heterogeneidad tanto vertical como horizontal de sus componentes sedimentarios. Al margen de estas variaciones litológicas propias de las formaciones que componen el sistema hidrogeológico, la estructura interna de las UH no influiría en el flujo subterráneo global, es decir, la dirección general del flujo se mantendría, mientras que las aguas de las UH presentarían una importante variedad química, en particular en UH1.

Las UHs están constituidas entonces por las arenas de los miembros medio e inferior de la Fm. Chaco, que constituyen un acuífero confinado (UH4); las arcillas arenosas de la Fm. Paraná y miembro medio de la Fm. Chaco, que se consideran como acuitardo (UH3); las arenas fluviales de la Fm. Ituzaingó y miembro superior de la Fm. Chaco, que constituyen un acuífero semi-confinado (UH2); y por arcillas limosas del miembro medio-inferior de la Fm. Fortín Tres Pozos de menor permeabilidad, que confiere las condiciones locales de semi-confinamiento a las unidades subyacentes (HU1x), y por los materiales limo-arcillosos del miembro superior de la Fm. Fortín Tres Pozos en el área de los BBSS y las unidades loésicas representadas por las Fm. Urundel al O de las OH y Fm. Tezanos Pinto el SO de las OH, que constituyen el acuífero freático (UH1z).

El límite superficial del sistema hidrogeológico está definido por la topografía y la red de drenaje, mientras las morfoestructuras tectónicas dentro de la cuenca de antepaís andino (Lomas de Otumpa al O, Bloque de Vera al E y Bloque de San Guillermo al S), generan condicionamientos para la UH1 principalmente. Por sus características, se considera que las estructuras neotectónicas y lineamientos estructurales no son elementos que impidan el flujo subterráneo, sin embargo, favorecen la mezcla entre aguas de diferentes UH.

El movimiento del agua subterránea en los BBSS estaría controlado por las condiciones geológicas de los acuíferos, es decir, su composición, espesor, geometría y estructura, y demás factores intervinientes. Estas variaciones litoestratigráficas que presenta la columna sedimentaria neógena – cuaternaria constituyen un medio anisotrópico tanto en sentido vertical como horizontal. Esto da como resultado variaciones verticales de las conductividades hidráulicas, con horizontes más productivos en

profundidad, aunque limitado por la química de las aguas. Sin embargo, considerando la piezometría a escala regional de las UH, el sistema hidrogeológico de los BBSS presentaría un comportamiento hidráulico aparentemente simple, donde no se evidenciaría la sectorización que sugieren la hidroquímica y la isotopía. No obstante, en los BBSS predominan los flujos regionales y locales, sin desarrollo de flujos intermedios según el esquema de Tóth (1969). Este comportamiento responde al paradigma de los patrones de flujo de los sistemas hidrogeológicos de grandes llanuras. A escala local se presentan condiciones hidráulicas favorables para el ascenso de flujos profundos en el entorno oriental de las OH, que se ven reflejadas en la composición química e isotópica del agua subterránea muestreada en la zona. Los patrones de flujos de las UH tienen una dirección regional predominante NO-SE, asociada a la topografía de la llanura chaqueña y la morfología del mega-abanico fluvial del Salado, con gradientes hidráulicos variables entre aproximadamente 0,125 m/km y 0,33 m/km. En la Figura 5.7 se encuentran representados los mapas piezométricos construidos.

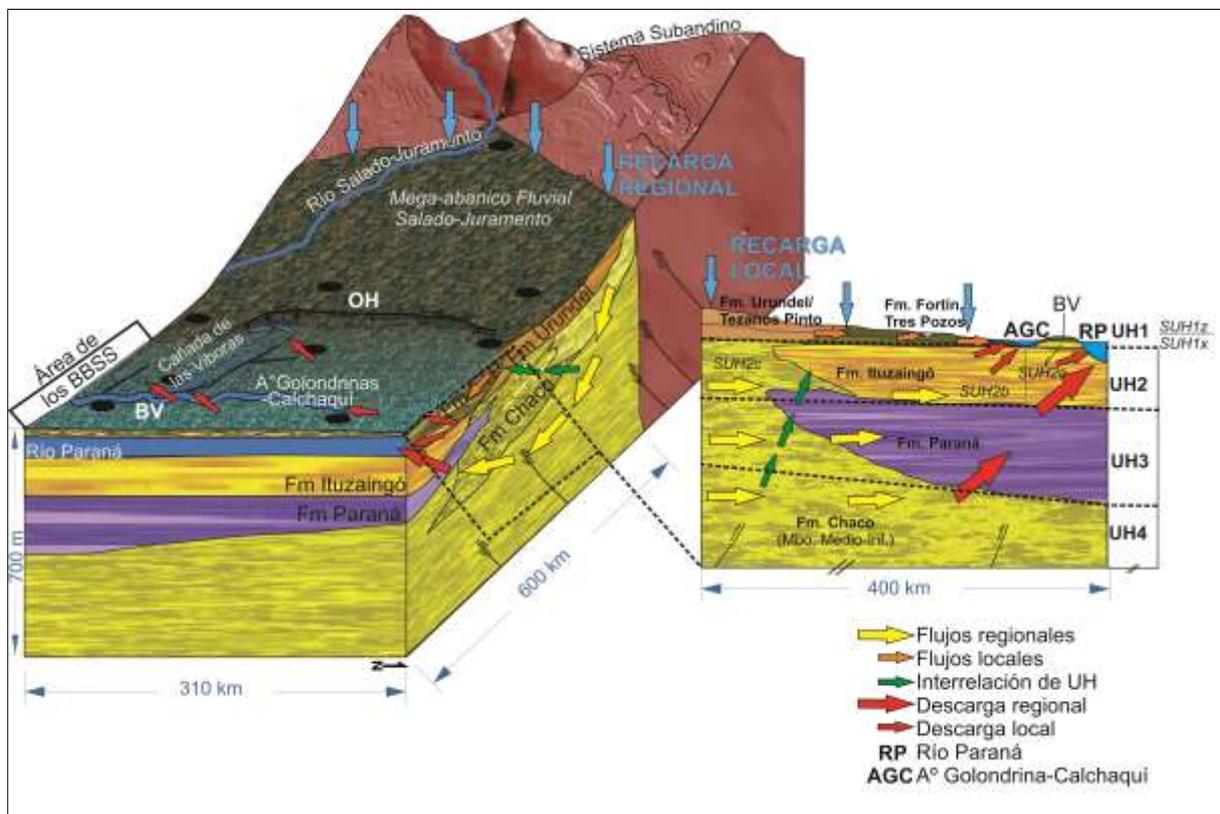


Fig. 5.20: Esquema del modelo hidrogeológico conceptual de funcionamiento de los BBSS. Por simplificación, en el perfil no se incluyen los lineamientos mapeados en torno a OH.

En general, las aguas de todo el perfil hidroestratigráfico tienen una mineralización muy elevada. El contenido promedio de la mayoría de los componentes principales (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} y K^+) tiende a aumentar con la profundidad. Esto sería consistente con la presencia de flujos regionales profundos químicamente más evolucionados. Sin embargo, las aguas contenidas en UH1 tienen contenidos iónicos que abarcan todo el rango de concentraciones determinadas, esto es, una elevada heterogeneidad. Una característica distintiva del sistema hidrogeológico superficial (UH1) es la

presencia de numerosos paleocauces del río Salado-Juramento, los cuales contienen agua con menor salinidad que las aguas circundantes. Estas aguas circundantes pueden alcanzar conductividades eléctricas superiores a 25.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que las aguas de los paleocauces (que contienen sedimentos más permeables) varían entre 3.000 y 4.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$; la recarga local y la mayor conductividad hidráulica favorecen la presencia de estas aguas.

Los isótopos ambientales como ^2H y ^{18}O ayudan en la interpretación del sistema de flujo y permiten establecer que en el sector de las SUG 2d, 2e y 2f, para las diferentes UH, la circulación del agua está condicionada por la superficie topográfica y al actual mega-abanico del río Salado-Juramento, y la recarga se originaría en las Sierras Subandinas y de Santa Bárbara. Mientras que en el sector de las SUG 2a, para la UH1, correspondería a los flujos/recargas locales. Los flujos regionales descargan en el río Paraná.

Basado en el modelo conceptual para cuencas sedimentarias de Tóth (1966), los flujos locales se encuentran fuertemente condicionados por la circulación vertical del agua y resultan de los movimientos dados por los pulsos hidroclimáticos y la evaporación, lo cual contribuye en parte, a la heterogeneidad hidroquímica de las aguas de la UH1. Si bien los materiales son poco permeables, la baja pendiente favorece la infiltración sobre la escorrentía, lo que permite la recarga local de esta unidad. La descarga de UH1 ocurre en el sistema del A° Golondrinas-Calchaquí, lagunas permanentes y semipermanentes, canales de drenaje y los ríos Salado-Juramento y Paraná, ocurriendo también por evaporación. No obstante, dadas las características hidromórficas de los suelos de la zona distal del mega-abanico y los pulsos hidroclimáticos extremos húmedos, podría considerarse una descarga en el sistema de lagunas y bañados. La explotación subterránea de esta unidad se destina al consumo humano y ganadero, pero se presume pequeña a escala regional dada la escasa población en el territorio y la baja densidad de animales por hectárea. Probablemente, también ocurran descargas de otras UHs más profundas, a través de la UH1. Esto se evidencia en La Tigra en períodos secos, no así en períodos normales o húmedos donde la magnitud de la escorrentía superficial local o la precipitación directa (1.400 mm) enmascara las descargas profundas

Por otro lado, la UH2 presentaría recarga regional al pie del Sistema Subandino y recarga local de flujos de unidades infrayacentes, y una descarga regional en el río Paraná. La UH4 presentaría también una recarga regional al pie del Sistema Subandino, una descarga local hacia unidades suprayacentes y una descarga regional en el río Paraná. Ambas partes están hidráulicamente conectadas, como denotan la relación piezométrica y la composición química e isotópica del agua subterránea de las UH. Se considera además que ambas UH descargarían al SE dada la continuidad litoestratigráfica.

La Figura 5.21 complementa el esquema conceptual de la Figura 5.20, ilustrando la dinámica de los flujos subterráneos y sus interacciones con los cuerpos de agua superficiales y los aportes desde la atmósfera.

Este sistema se deberá continuar estudiando para lograr una mejor comprensión acerca de la dinámica de ciertos flujos locales/intermedios del modelo de Tóth (1966) que hoy no es posible abordar dada la información disponible.

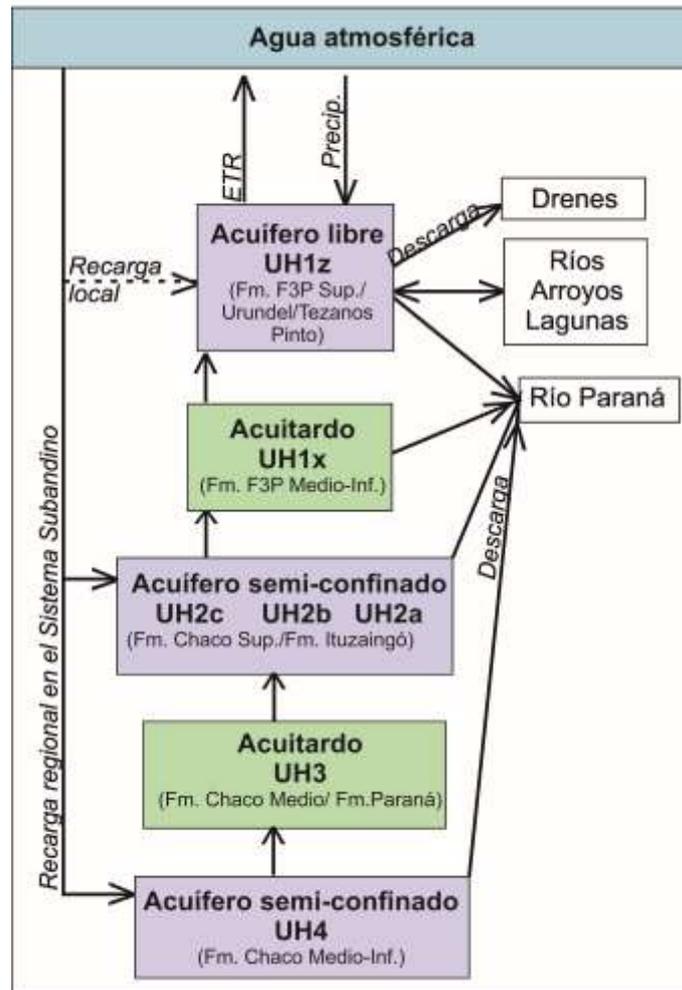


Fig. 5.21: Esquema de flujos entre UH y el sistema superficial/atmósfera del modelo hidrogeológico conceptual propuesto.

Capítulo 6: Modelación numérica del sistema hidrogeológico de los Bajos Submeridionales

Durante las últimas décadas, los modelos numéricos para simular sistemas de aguas subterráneas han jugado un papel importante en la evaluación de alternativas de gestión y desarrollo de estas aguas. El modelado es un medio cuantitativo para evaluar el balance hídrico de un acuífero/s, los impactos del cambio climático, el éxito de esquemas de explotación del recurso subterráneo, entre muchos otros, y es una herramienta de investigación en sí misma (Nastev *et al.*, 2005).

En este capítulo se comprueba la plausibilidad del modelo conceptual de funcionamiento del sistema hidrogeológico presentado en el capítulo anterior, mediante la modelación numérica en régimen de flujo estacionario. Los objetivos de la modelación fueron reproducir el funcionamiento del sistema subterráneo y su vinculación con los principales elementos del sistema hídrico superficial, que incluyó la estimación del balance hídrico y los flujos/recarga regional, recarga efectiva local, diferentes flujos de descarga y el intercambio de flujos entre las diferentes unidades hidrogeológicas. Para ello se definió la estructura del modelo y el conjunto de parámetros, en este caso espaciales. Estos parámetros junto con el dominio de modelación y las condiciones de contorno, representan los procesos físicos y las características del sistema definidos en el modelo conceptual. En el presente capítulo se presentan el modelo desarrollado y los resultados alcanzados. Así, se exponen: el dominio del modelo, su discretización espacial, los espesores/extensión de las UHs, las condiciones de contorno externas, las zonas de recarga/descarga, los cursos de agua y la zonificación de los distintos parámetros hidrogeológicos. Una vez expuesta la estructura del modelo, se presentan la calibración del mismo y el análisis de sensibilidad para evaluar su respuesta ante la incertidumbre de parámetros que condicionan o controlan la dinámica del flujo subterráneo. Los siguientes resultados, se obtuvieron aplicando la metodología presentada en el capítulo 3.

6.1. Dominio y discretización espacial

El modelo numérico fue implementado bajo la interfase gráfica GMS – V10.1 (AquaveoTM), y las simulaciones del flujo subterráneo mediante MODFLOW (Harbaugh *et al.*, 2000). El área de estudio está delimitada por un rectángulo de coordenadas X= 44260 m al E, X= 911500 m al O, Y=6591200 m al S y Y= 7248900 m al N según el sistema cartográfico UTM-20S, Datum D_South_American_1969. Se adoptó una discretización en planta utilizando celdas cuadradas de 1.500 m de lado, quedando conformada una grilla rectangular de 452 filas y 327 columnas, y 4 capas. Dentro del mismo, la superficie activa del modelo es de 155.827 km². Esta área se extiende más allá de los límites de la cuenca hidrográfica de los BBSS (Fig. 6.1), y queda definida por las condiciones de contorno hidrogeológicas externas.

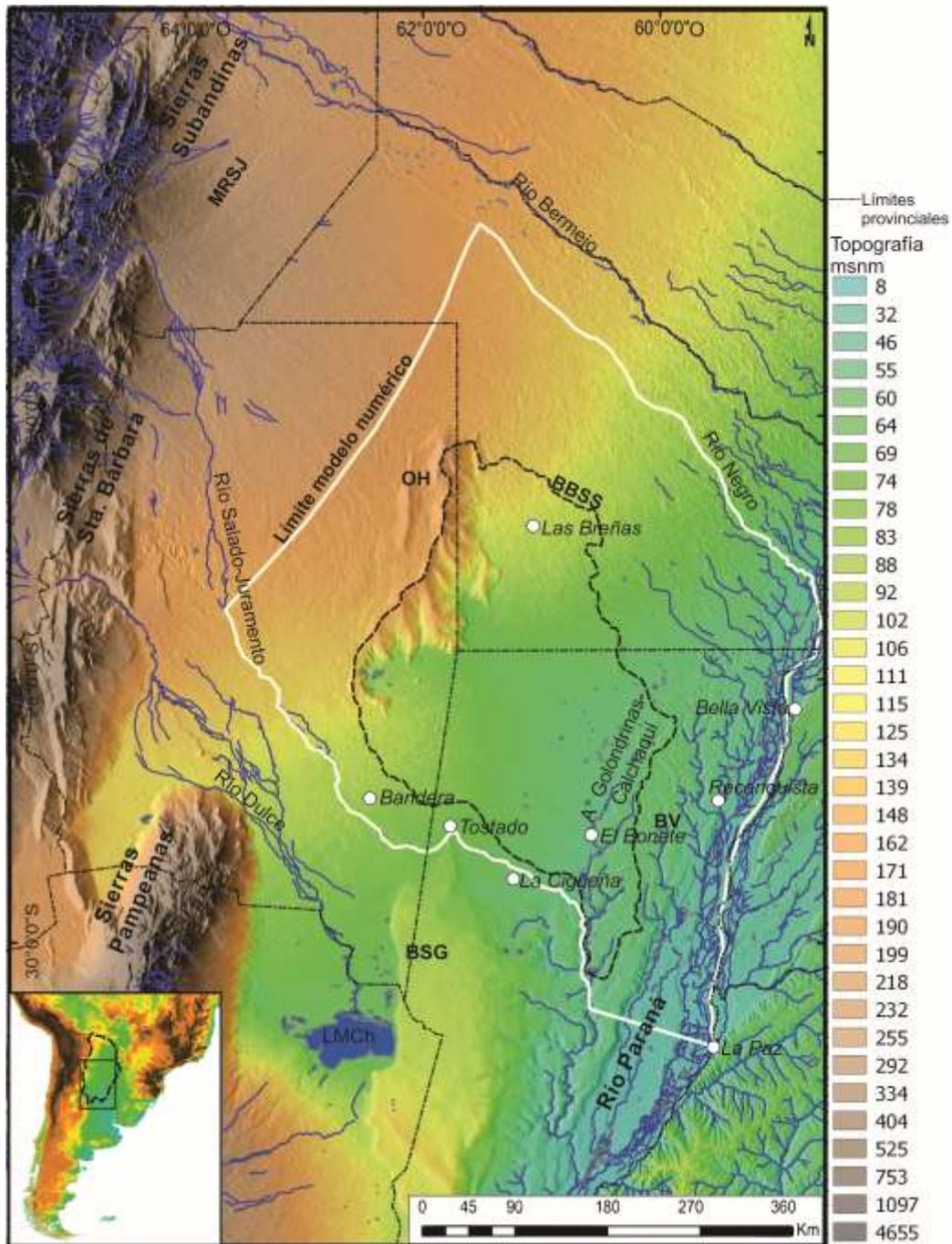


Fig. 6.1: Límite del modelo numérico de los BBSS. BSG = Bloque San Guillermo; OH = Lomadas de Otumpa; BV = Bloque de Vera.

Las UHs fueron modeladas mediante el paquete HUF disponible en MODFLOW. A partir de la información geológica de antecedentes y de resultados de esta Tesis, se cargaron manualmente los datos litoestratigráficos de perforaciones según formaciones geológicas, las cuales constituyen las UHs del modelo hidrogeológico. Mediante interpolación se generó el modelo hidrogeológico 3D definido con los espesores y la geometría de las UHs, y los materiales que las conforman (Figs. 6.2 y 6.3). A cada material se le asignó una propiedad hidrogeológica a partir de antecedentes, que fue ajustada durante la calibración. Este modelo hidrogeológico se acotó a la grilla 3D para exportar el modelo de UH a capas de MODFLOW (Fig. 6.4).

Las diferentes UHs están representadas por cuatro capas, numerados desde la superficie hacia abajo. El límite superior corresponde a la superficie topográfica determinada por el MDE validado, mientras que el límite inferior del modelo corresponde a una cota arbitraria de la Fm. Chaco que contiene la UH4, en ausencia de información estratigráfica para su definición, en particular en el área de los BBSS en Santa Fe. Este límite es considerado como base del modelo, correspondiente a un plano inclinado.

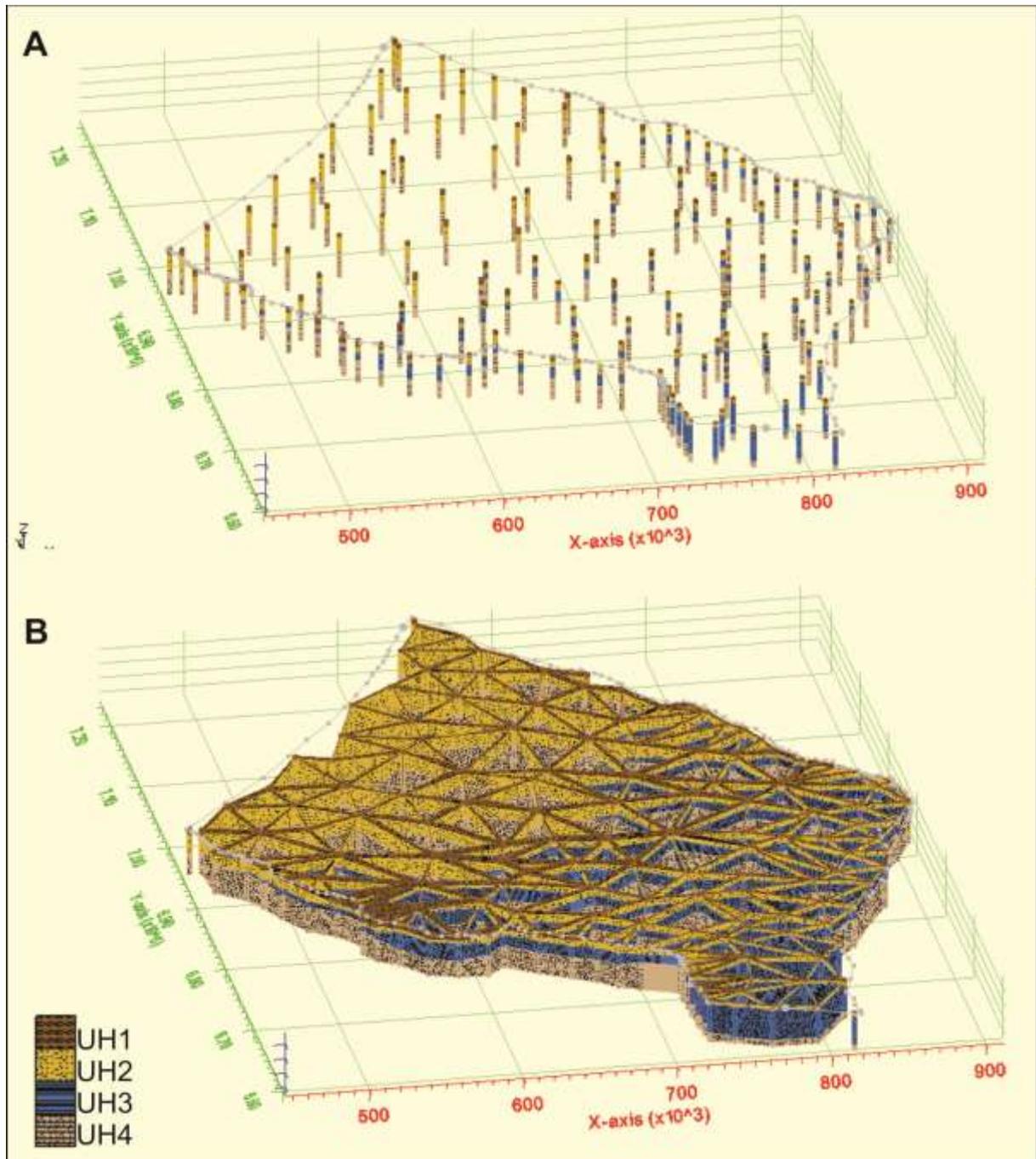


Fig. 6.2: Construcción del modelo hidrogeológico para su posterior discretización espacial. Vista en perspectiva 3D hacia el N. **A:** Perforaciones lito-estratigráficas. **B:** Correlación de perforaciones.

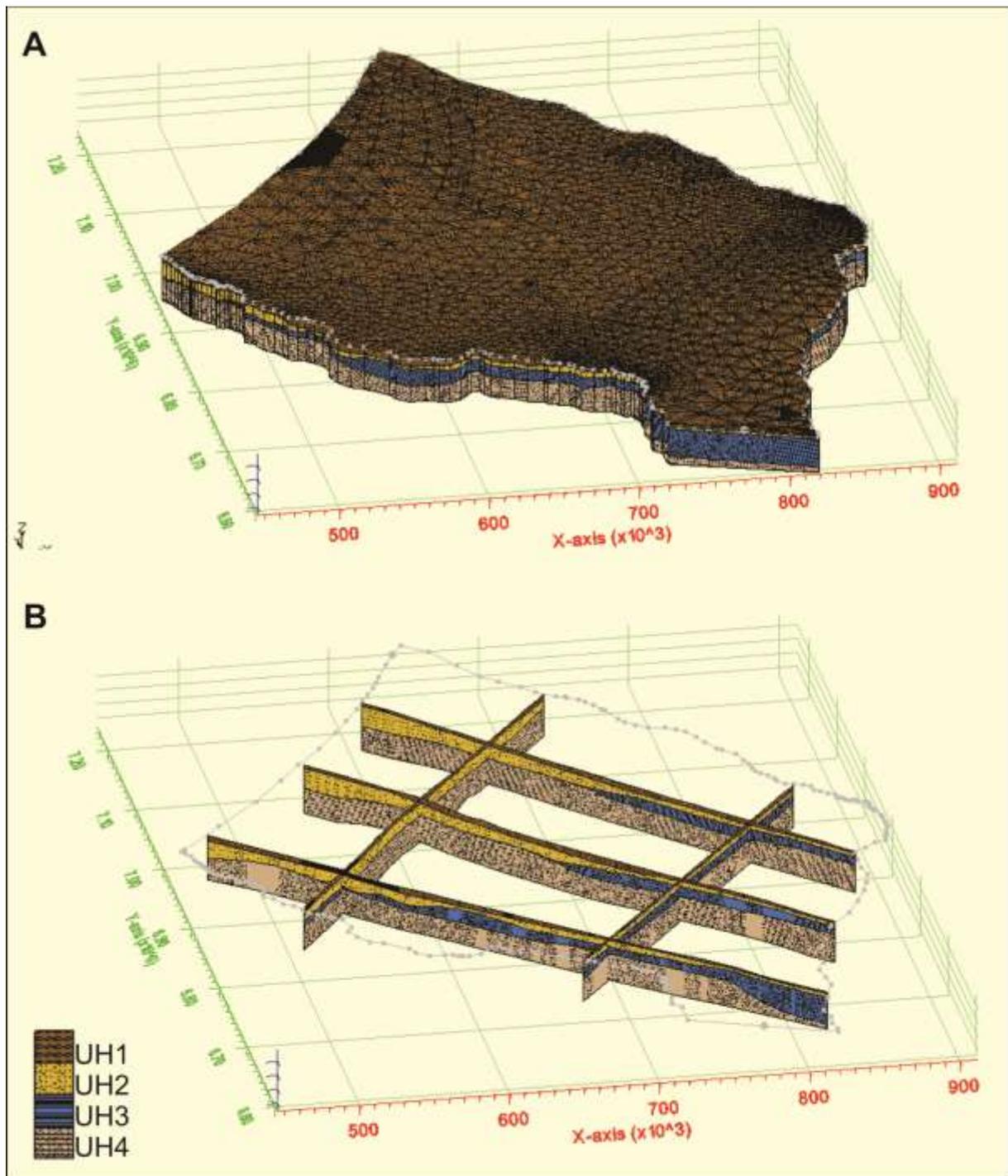


Fig. 6.3: Construcción del modelo hidrogeológico para su posterior discretización espacial. Vista en perspectiva 3D hacia el N. **A:** Construcción del modelo 3D. **B:** Perfiles longitudinales y transversales del modelo 3D.

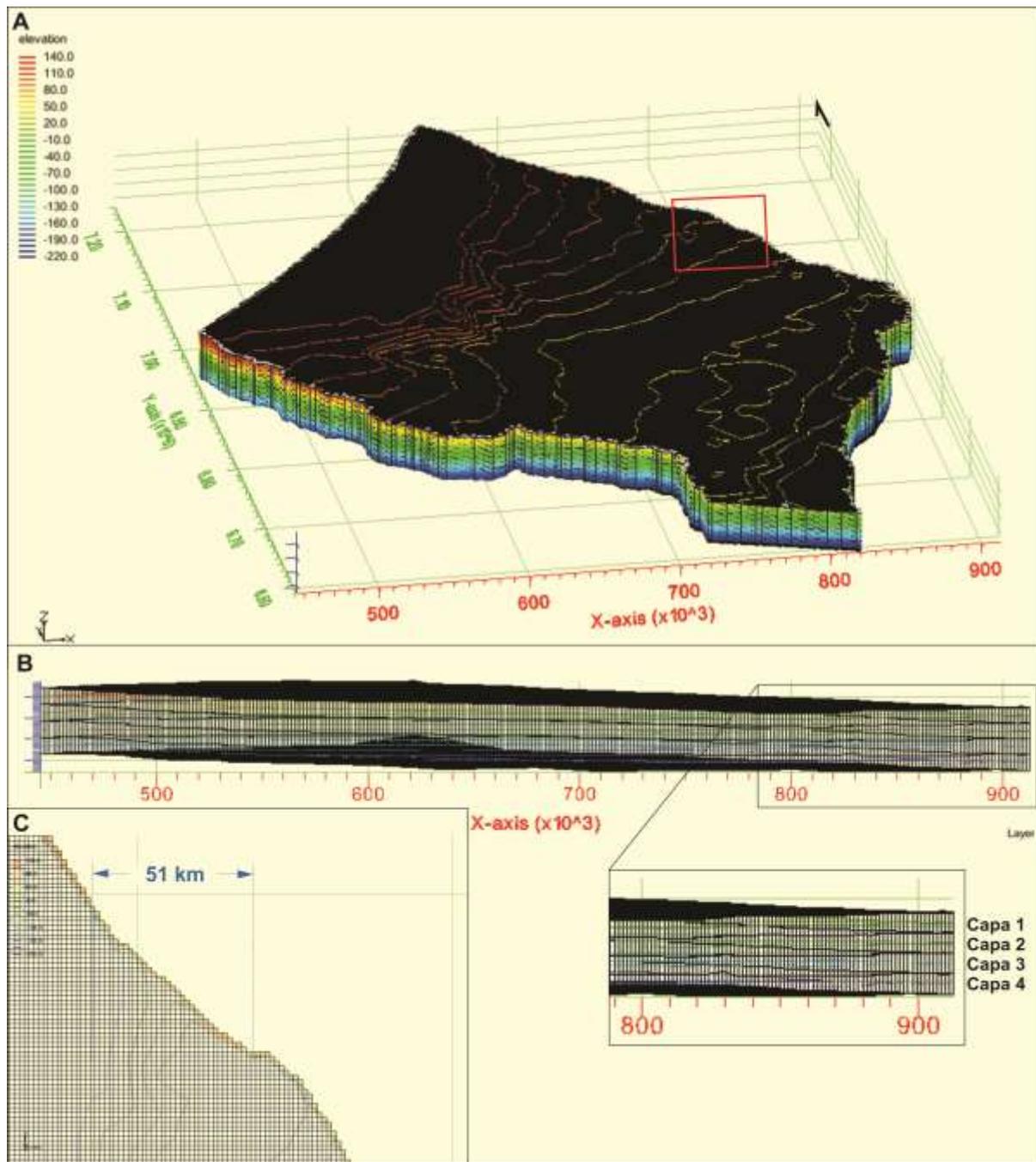


Fig. 6.4: Discretización espacial del modelo conceptual. A: Vista en perspectiva 3D hacia el N. Debido a la escala, no se observan las celdas en la superficie, sin embargo, puede observarse la topografía (curvas de nivel) como las cotas en profundidad (z). El recuadro rojo indica el área de la figura C. B: Discretización del modelo en profundidad, vista S. C: Esquema de la discretización en planta del modelo donde, a menor escala, pueden observarse las celdas de 1.500 m.

6.2. Condiciones de contorno externas

Una de las dificultades en el modelado de una región tan amplia y plana como la del área de estudio es la definición de los contornos externos. Se establecieron las condiciones de contorno hidrogeológicas alejadas, en lo posible, de la zona de mayor interés.

Las condiciones de contorno externas del modelo numérico que se emplearon fueron de carga piezométrica prescrita, de goteo y de flujo nulo, según sea la capa. Su implementación en GMS se realizó mediante los módulos *Constant head (IBound)*, y *River (RIV)*, respectivamente. En la Figura 6.5 se pueden observar las condiciones de contorno para las capas del modelo numérico.

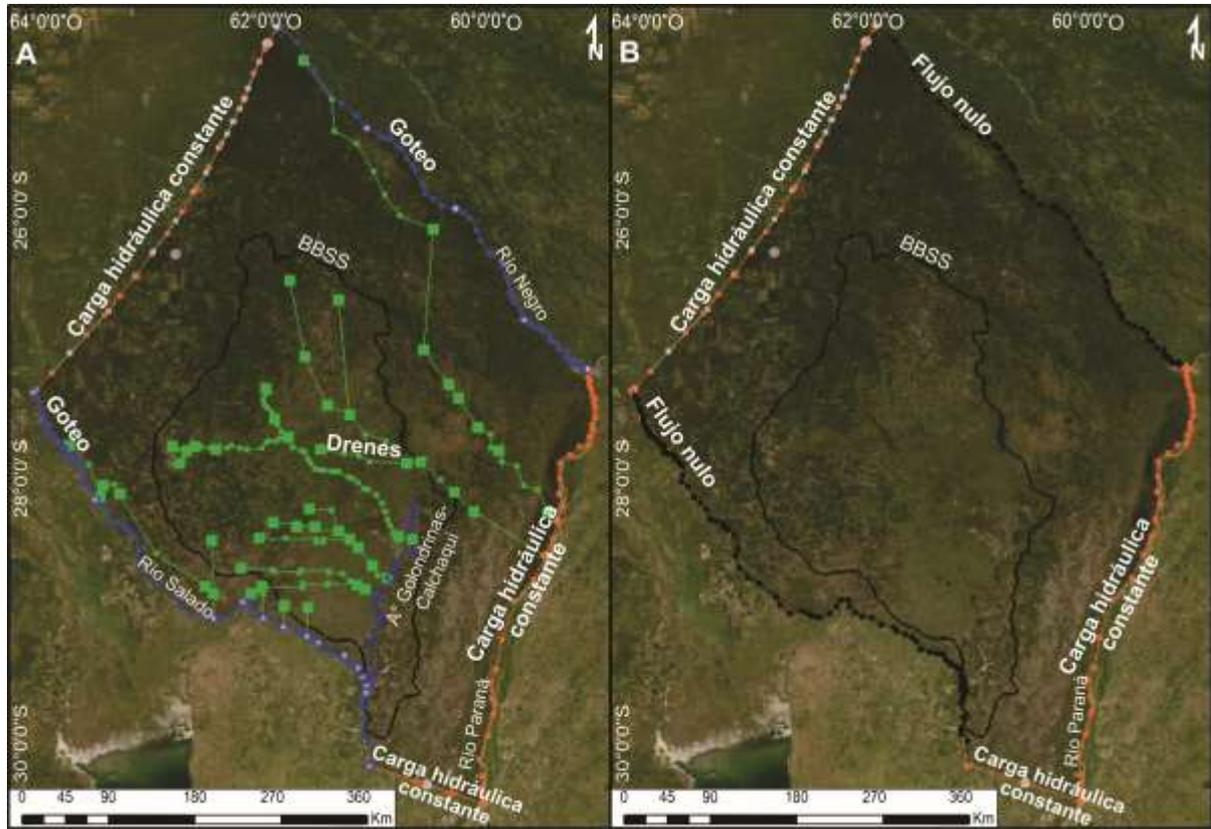


Fig. 6.5: Condiciones de contorno utilizadas en el modelo numérico. A: UH 1. B: UH 2, 3 y 4.

Considerando el modelo conceptual hidrogeológico, en la UH1 se conceptualizó al borde O como una carga hidráulica constante, coincidente con línea piezométrica de 150 m, e implementó como un *Constant head*. El río Salado al S y río Negro al N, se consideraron como condiciones de goteo e implementaron con el módulo *River* (Fig. 6.5). En este caso los valores de la cota de pelo de agua en cada extremo de los ríos se extrajeron del MDE validado. Debido a que al momento de la calibración sólo se contaba con información hidrométrica para el río Salado, se compararon los valores extraídos del MDE con valores promedio de nivel de la estación hidrométrica cercana a la localidad de Tostado (Fig. 6.1). Los valores de la conductividad hidráulica del lecho de los cursos de agua se establecieron en función de los sedimentos que conforman los mismos. En los cursos de mayor recorrido se consideró una disminución de la conductividad hidráulica hacia aguas abajo teniendo en cuenta los procesos de sedimentación en cauces. Por otro lado, el río Paraná, como límite E, fue conceptualizado como una carga hidráulica constante e implementado como un *Constant head*. La cota de pelo de agua en cada extremo del río Paraná fue extraída del MDE validado e interpolada linealmente. Las cotas resultantes fueron comparadas con valores promedio de nivel de estaciones hidrométricas ubicadas en Bella Vista,

Reconquista y La Paz (Fig. 6.1). Además, en UH1, la salida sur del sistema fue considerada también como una carga hidráulica constante e implementada como un *Constant head*. La carga piezométrica se corresponde con el valor establecido por el río Salado en el O y con el establecido por el río Paraná al E.

En las UH2, UH3 y UH4 del modelo conceptual se consideró al borde O como la carga hidráulica prescrita, coincidente con línea piezométrica de 150 m, e implementó como un *Constant head*. El río Salado al S y río Negro al N se consideraron como flujo nulo. Al igual que la UH1, el río Paraná, como límite E, fue conceptualizado como una carga hidráulica constante e implementado como un *Constant head*. Los valores se instauraron según la cota de pelo de agua en cada extremo del río Paraná al igual que en UH1. La salida sur del sistema fue considerada también como una carga hidráulica constante e implementada como un *Constant head* (Fig. 6.5). Los valores en ésta se corresponden con el valor establecido por el río Salado en el O y por el establecido por el río Paraná al E, al igual que en UH1.

6.3. Arroyos y canales de drenaje

Además, numerosos cuerpos de agua superficial que interaccionan con el acuífero freático (UH1) en el interior del dominio, como el arroyo Golondrinas-Calchaquí y la cañada de Las Víboras, fueron considerados como condiciones de contorno internas (Fig. 6.5). En el caso de la cañada de Las Víboras que escurre hacia el arroyo Golondrinas-Calchaquí, considerando los antecedentes que expresan su funcionamiento como un gran sistema colector de aguas superficiales y de descarga del acuífero libre, fue conceptualizada como dren y se impuso una condición de goteo en su implementación como el módulo *Drain*. Por otro lado, el Golondrinas-Calchaquí fue considerado como río y se impuso una condición de goteo en su implementación como *River*. Al igual que los ríos Salado y Negro, se establecieron los valores según la cota de pelo de agua en cada extremo de los ríos, extraídas del MDE validado, y se compararon con valores promedio de nivel de la estación hidrométrica El Bonete (sobre el arroyo Golondrinas; Fig. 6.1) para corroborar la representatividad del dato. El valor de la conductividad hidráulica del lecho se estableció en función de los sedimentos que conforman los mismos. Debido a la presencia de sedimentos de similar característica a lo largo de la faja fluvio-eólica del Golondrinas-Calchaquí (UG3), no se consideró una disminución de las conductividades hidráulicas hacia aguas abajo.

Otras de las condiciones de borde internas de gran importancia para el acuífero libre y su vinculación con el sistema superficial, son los numerosos canales de drenaje que se han realizado durante años en los BBSS. El Sistema Línea Paraná, la Línea Tapenagá, el Sistema de canales Golondrinas-Calchaquí y los vinculados al río Salado, se conceptualizaron como dren e implementaron con el módulo *Drain*. En la Figura 6.5 se observan los canales principales modelados y en la sección de calibración se incluyen

los valores de conductancias utilizados para cada tramo, al igual que los valores de conductancia utilizados de los ríos.

6.4. Conductividad hidráulica

En áreas de gran extensión como es la de los BBSS, una de las mayores limitantes es la ausencia de datos, especialmente de aquellos parámetros que no son resultado de una medida directa.

Los antecedentes y la recopilación de la información hidrogeológica realizada por INA-CRL (2002) define para algunas localidades de la provincia de Santa Fe valores de parámetros hidrogeológicos provenientes de ensayos de bombeos realizados en el acuífero libre por diversas empresas. Por lo cual no se pueden constatar las metodologías empleadas en los ensayos como para garantizar la calidad de la interpretación de los mismos. Además, las medidas puntuales son cuestionables para un modelo regional donde el factor de escala es de gran importancia (Martínez-Landa y Carrera, 2005). Por lo tanto, en la presente Tesis estos valores de antecedentes se consideran como orientativos. A partir de los mismos y las formaciones geológicas que integran las UH, el dominio de modelación fue dividido en zonas de igual conductividad hidráulica según el modelo hidrogeológico conceptual propuesto. En la Figura 6.6 se observa la zonificación de la conductividad hidráulica por cada UH según las formaciones geológicas identificadas y sus características. En la sección de calibración (6.8) se pueden observar los valores resultantes de la calibración.

6.5. Estimación de la recarga efectiva

Se adopta como recarga efectiva a aquella porción de la precipitación que llega al sistema acuífero una vez sorteada las pérdidas. En estos ambientes de extensas llanuras, en un contexto de mega-abanico distal, los flujos verticales como la evapotranspiración real (ETR) constituyen una componente de mucho peso en el balance hidrológico regional (Usunoff *et al.*, 1999; Espinosa, 2021). Sin embargo, la obtención de valores de ETR es metodológicamente compleja y más aún en áreas con información limitada. Por esta razón, se realizó una estimación de la recarga basada en la evaluación del balance vertical en un área unitaria de análisis aplicando dos modelos hidrológicos agregados diferentes, en el que se supone que las propiedades de la UH1 son homogéneas. Esto implica una uniformidad espacial de las características físicas, climatológicas y de uso de suelo, hipótesis que se considera adecuada dada la información disponible. El balance se resuelve entonces en varias zonas representativas del área de estudio seleccionadas según el gradiente de temperatura y precipitaciones O-E (Espinosa, 2021), las unidades geomorfológicas del área distal del mega-abanico fluvial del Salado-Juramento (Thalmeier *et al.*, 2021) y la disponibilidad de diferentes series hidrometeorológicas.

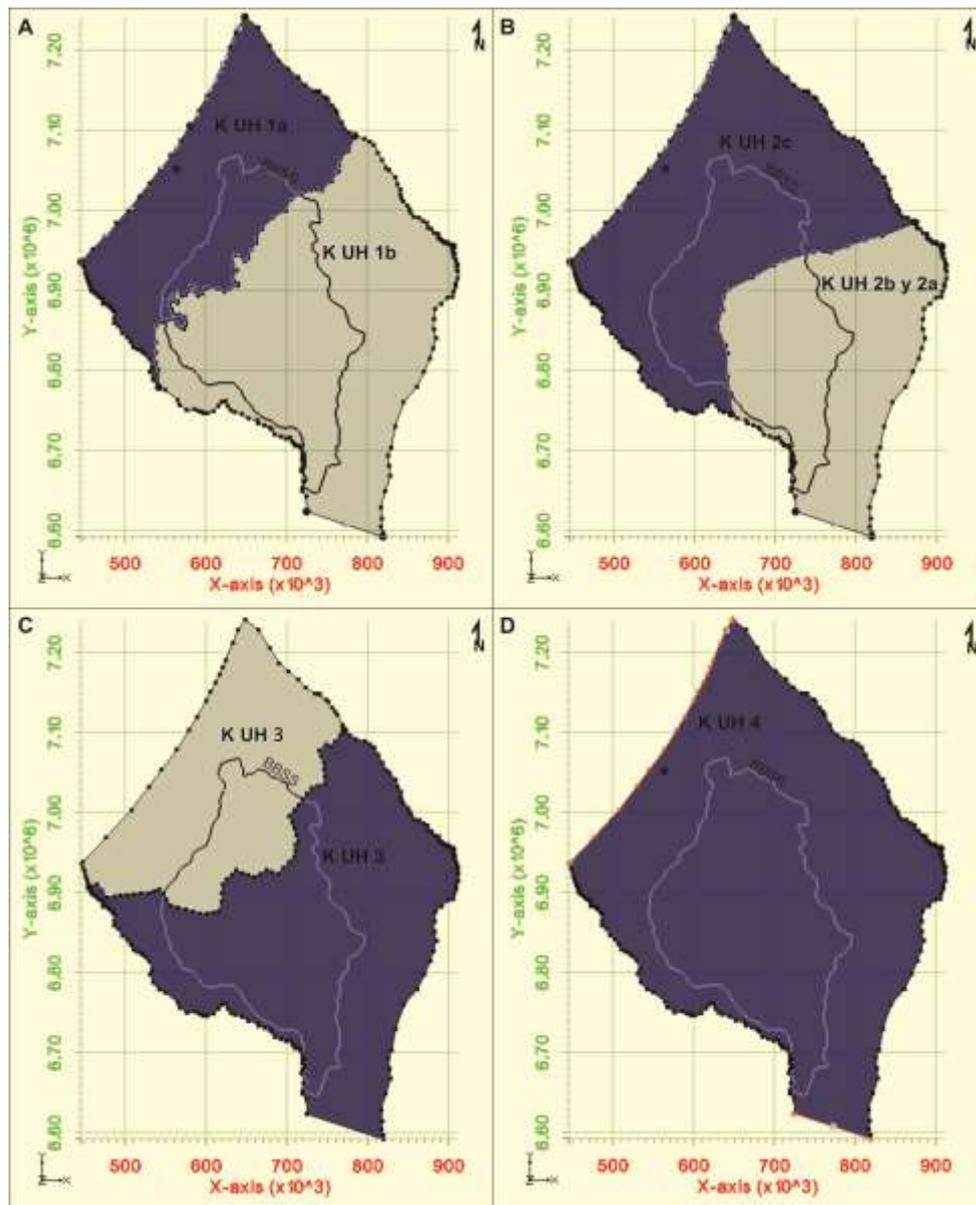


Fig. 6.6: Zonificación de la conductividad hidráulica (K) por cada UH, en colores gris y azul según las formaciones geológicas asociadas. A: UH1; B: UH2; C: UH3; D: UH4.

La estimación de recarga se realizó mediante dos *softwares* de diferente complejidad. El *EasyBal* realiza un balance a partir de datos de precipitación, temperatura mínima y máxima y datos del suelo edáfico; y el *Visual Balan* que requiere de una mayor cantidad de datos al realizar un balance más complejo, tiene en cuenta más componentes del sistema hidrológico. A continuación, se presentan los resultados del balance hidrológico para diferentes estaciones y los dos *softwares*. Debido al requerimiento de información, para el primero se utilizaron tres estaciones hidrometeorológicas del INTA, mientras que, para el segundo, sólo dos.

6.5.1. Balance hidrológico vertical aplicando *EasyBal*

EasyBal fue diseñado por el Grupo de Hidrología Subterránea, Universidad Politécnica de Catalunya, España (Serrano-Juan *et al.*, 2020). Se aplicó en las localidades de Bandera, Las Breñas y Reconquista

(Fig. 6.1), las cuales se ubican de O a E. A su vez, se encuentran distribuidas en áreas morfo-sedimentarias diferentes, lo cual se asocia con la gradación más fina de sedimentos hacia aguas abajo del mega-abanico.

En la Figura 6.7 se observa la ubicación de las estaciones que se analizan en esta sección, sobre el mapa de precipitación anual de Espinosa *et al.* (2020), donde los autores caracterizan temporal y espacialmente la precipitación y la ETR (periodo 1986-2016).

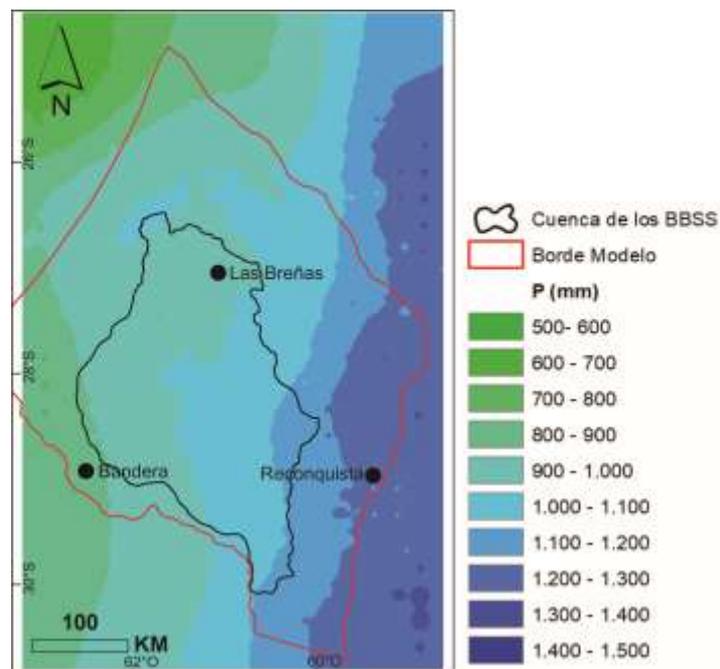


Fig. 6.7: Mapa de precipitaciones de Espinosa *et al.* (2020), donde puede observarse la distribución de las precipitaciones de O-E y las estaciones hidrometeorológicas del INTA utilizadas.

En la Figura 6.8 se muestran los climogramas de las estaciones utilizadas, con la concentración de las precipitaciones en los meses de primavera y verano, hasta entrado el otoño, y un invierno casi desprovisto de precipitaciones para las estaciones de Las Breñas y Reconquista. Por otro lado, en la estación de Bandera se observan precipitaciones de menor magnitud durante todo el año, aunque la corta longitud de la serie puede tener influencia en el climograma. La temperatura máxima en general alcanza los 39 °C en los meses de diciembre y enero, y los 22 °C en el mes de julio, el más frío del año. La temperatura media oscila entre 25 °C en los meses más cálidos y 14 °C en julio, mientras que las mínimas del invierno se encuentran entre 1 y 7 °C. Cabe destacar que la estación de Bandera (2011-2016) no cuenta con una serie de datos diarios larga como las estaciones de Las Breñas y Reconquista (1967-2016). A pesar de la falta de los periodos equivalentes entre las estaciones, se realizó un análisis anual en la estación de Bandera que presenta datos mensuales entre 1967-2016, identificando el tipo de año hidrológico. De tal manera, se verificó que la precipitación media anual del periodo 1967-2016 de esta estación es 865,79 mm/a, mientras que la del periodo 2011-2016 es 876,91 mm/a, apenas un 1,3 % más que la serie del periodo 1967-2016, por lo cual se asume que el porcentaje de precipitación que se

convierte en recarga obtenido de la serie 2011-2016 es representativo de las condiciones climáticas promedio a largo plazo para esta estación. Este análisis se considera válido ante la falta de datos y el análisis del estado promedio del sistema.

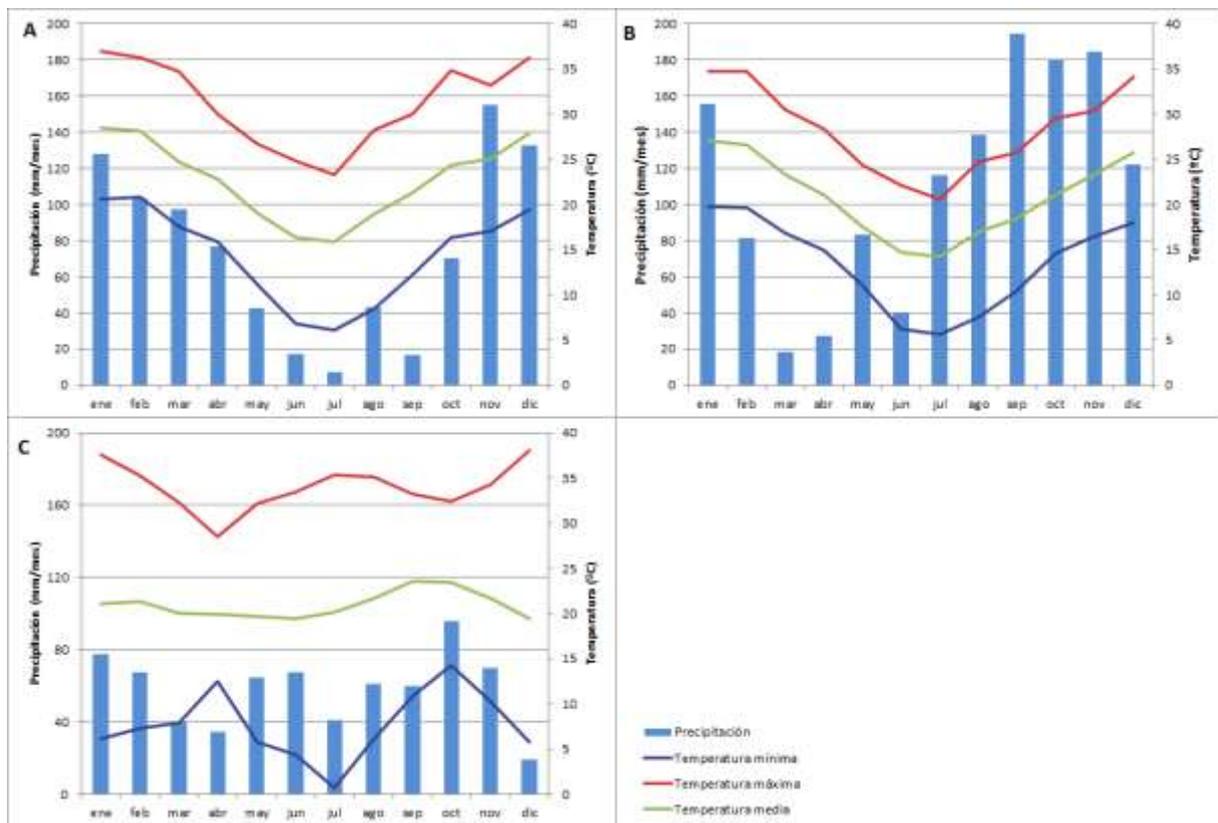


Fig. 6.8: Climograma de las estaciones de INTA A: Las Breñas (1967-2016); B: Reconquista (1967-2016); C: Bandera (2011-2016).

Los parámetros especificados en el *software* para el cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP; método *Hargreaves*) para cada estación considerada, se especifican en la Tabla 6.1. La Figura 6.9 muestra los resultados del balance obtenidos mediante *Easybal* en una base anual y media mensual para cada estación.

Tabla 6.1: Parámetros utilizados para el cálculo de la recarga efectiva en el *software EasyBal*, obtenidos de Giménez (2005) y la carta de suelos de INTA para capacidad de campo, punto de marchitez, humedad inicial y espesor radicular; y de Scioli (2011) para el valor de laminación.

Estación/ Parámetro	Las Breñas	Reconquista	Bandera	Unidad
Capacidad de Campo	0,18	0,20	0,18	Contenido vol.
Punto de Marchitez	0,10	0,10	0,15	
Humedad Inicial	0,10	0,15	0,15	
Espesor radicular	0,80	1,00	0,80	m
Valor de Laminación	20	25	25	mm/d

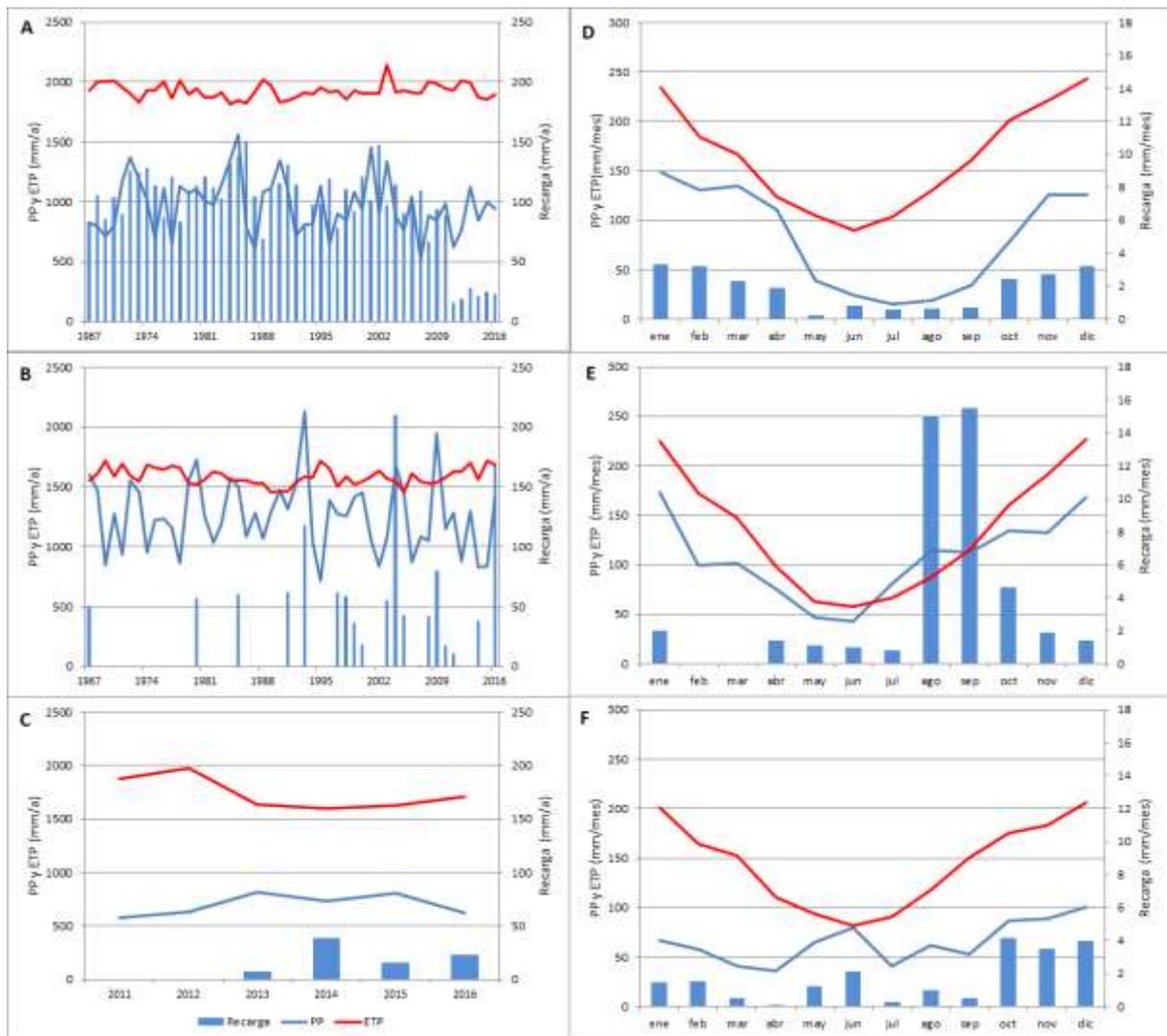


Fig. 6.9: A la izquierda, precipitación (PP) y evapotranspiración (ETP) y recarga anual calculadas mediante Easybal en **A:** Las Breñas (1967-2016); **B:** Reconquista (1967-2016); **C:** Bandera (2011-2016). A la derecha PP, ETP y recarga mensual para un año medio, calculadas mediante Easybal de **D:** Las Breñas (1967-2016); **E:** Reconquista (1967-2016); **F:** Bandera (2011-2016).

Se obtuvo un promedio de recarga anual sectorizado de O a E, al igual que en la Figura 6.7 de Espinosa *et al.* (2020) para la precipitación y ETR. En la Tabla 6.2 se observan los valores de recarga obtenidos del *EasyBal* para las series de cada estación. Estos valores corresponden al promedio anual de los años de cada serie. En la estación de Bandera, la recarga es el 2,31 % de la precipitación media anual, mientras que para la estación de Las Breñas es del 2,50 %. Reconquista recargaría el 3,52 % de la precipitación media anual. Si bien los porcentajes son similares, existen ciertas diferencias E-O debido al gradiente de precipitaciones y evapotranspiración, a las características edáficas. Los valores pueden resultar un poco bajos debido a que la expresión de *Hargreaves* tiende a sobreestimar la ETP.

Tabla 6.2: Recarga efectiva obtenida con el software *EasyBal*.

Estación	Periodo	Precip. (mm/año)	Recarga (mm/año)
Las Breñas	1967-2016	969,62	21,33
Reconquista	1967-2016	1.256,48	44,19
Bandera	2011-2016	876,91	20,25

6.5.2. Balance hidrológico vertical aplicando *Visual Balan*

Se implementó el modelo *Visual Balan* (Samper *et al.*, 2005) previamente descrito en el capítulo 3 para analizar el comportamiento del medio ante las características climáticas actuales de la zona y obtener un mayor detalle de la distribución de los flujos de agua entre las diferentes componentes. El valor final de los parámetros que caracterizan el suelo, la zona no saturada y el acuífero surgen del proceso de calibración del modelo a partir de un conjunto muy reducido de datos de niveles freáticos en algunas estaciones hidrometeorológicas (Bandera y Reconquista; Fig. 6.1). Los datos de niveles freáticos se acotan al periodo 2011-2016, mientras que las series meteorológicas de Reconquista al 1967-2016 y Bandera al 2011-2016. Al igual que para Bandera en la sección anterior, se realizó un análisis anual en la estación de Reconquista, identificando los tipos de años hidrológicos. De tal manera, se verificó que la precipitación media anual del periodo 1967-2016 de esta estación es 1256,48 mm/a, mientras que la del periodo 2011-2016 es 1090,65 mm/a, un 13 % menor a la serie larga. Se asume que el periodo representado en el análisis con niveles freáticos es representativo de las condiciones climáticas promedio para esta estación. Este análisis se considera válido ante la falta de datos y el análisis del estado promedio del sistema.

Por otro lado, la estimación previa de los parámetros al inicio de la simulación fue obtenida de los antecedentes de la zona de interés, tanto bibliográficos como cartográficos y de las simulaciones de *EasyBal*.

A efectos del flujo de agua, los componentes del modelo de balance son la escorrentía superficial, el suelo, la zona no saturada (ZNS) y el acuífero libre o freático (ZS). En el suelo tienen lugar varios procesos: a) la intercepción por parte de la vegetación. Según la cobertura predominante en la zona, se asume una cobertura vegetal con cereales al O y pastizales al E, de altura promedio 0,5 m. b) La infiltración del agua de lluvia (en este caso no se considera el ingreso de agua excedente de regadíos ya que no se utiliza esta práctica), y la escorrentía superficial. En el suelo penetra la recarga diferida y sobre su reserva útil actúan los procesos de evaporación y transpiración, por lo que se considera que el flujo en este componente es fundamentalmente vertical. El espesor del suelo varía entre 1-0,8 m según los antecedentes de la zona.

En la ZNS se genera un flujo horizontal llamado flujo hipodérmico de magnitud reducida frente a las demás componentes de flujo del sistema, y un flujo vertical que percola hacia el acuífero, generando la recarga del mismo. La conductividad hidráulica de la ZNS es de 2-7 mm/d según antecedentes (INA, 2002; Vidal, 2005). Por último, el acuífero freático o ZS, presenta un espesor que puede alcanzar hasta 6 m y un coeficiente de almacenamiento de 0,08 (INA, 2002), con un nivel de descarga considerada en el arroyo Golondrinas-Calchaquí. La recarga constituye una componente de flujo relevante dado que el nivel freático, relativamente cercano a superficie ha experimentado ascensos importantes ante sucesiones de años húmedos, ocasionando anegamientos debido a la influencia de las características geomorfológicas del mega-abanico.

En la Tabla 6.3 y 6.4 se incluyen los parámetros más importantes del modelo y el valor resultante del proceso de calibración en las diferentes estaciones.

Tabla 6.3: Valores de parámetros representativos de la estación INTA Bandera.

Parámetros			Valores
Intercepción	Cereales	Altura planta (m)	0,5
		Capacidad de almacenamiento (%)	42
		Coef. de intercepción (%)	16
Suelo edáfico	Parámetros hidráulicos	Porosidad (%)	20
		Pto. Marchitez - PM(%)	15
		Contenido inicial de humedad (%)	15
		Cap. Campo - CC (%)	18
		Espesor radicular (m)	0,8
	Cálculo de ETR	Penman-Grindley modificado	7 mm
	Escorrentía	Capacidad de infiltración en cond. CC (mm/d)	35
Capacidad de infiltración en cond. PM (mm/d)		40	
ZNS		Cond. Hidráulica (mm/d)	20
		Contenido inicial de agua (mm)	150
		Coef. de agotamiento a la percolación	0,069
Acuífero		Coef. de almacenamiento	0,065
		Nivel inicial (msnm)	93,5
		Nivel de descarga (msnm)	65,0
		Coef. de agotamiento	0,000011

Tabla 6.4: Valores de parámetros representativos de la estación INTA Reconquista.

Parámetros			Valores
Intercepción	Cereales	Altura planta (m)	0,5
		Capacidad de almacenamiento (%)	42
		Coef. de intercepción (%)	16
Suelo edáfico	Parámetros hidráulicos	Porosidad (%)	25
		Pto. Marchitez - PM(%)	10
		Contenido inicial de humedad (%)	15

		Cap. Campo - CC (%)	20
		Espesor radicular (m)	0,8
	Cálculo de ETR	Penman-Grindley modificado	7 mm
	Escorrentía	Capacidad de infiltración en cond. CC (mm/d)	35
		Capacidad de infiltración en cond. PM (mm/d)	40
ZNS		Cond. Hidráulica (mm/d)	25
		Contenido inicial de agua (mm)	150
		Coef. de agotamiento a la percolación	0,069
Acuífero		Coef. de almacenamiento	0,065
		Nivel inicial (msnm)	43
		Nivel de descarga (msnm)	35
		Coef. de agotamiento	0,000011

Los parámetros calibrados resultaron coherentes con las estimaciones previas representativas de las características físicas del sistema edáfico (Vidal, 2005), no saturado y saturado de la zona. En la Figura 6.10 se muestra la evolución de los niveles freáticos simulados junto con las precipitaciones en las estaciones. En la misma sólo se muestra el tiempo acotado a la información de niveles freáticos (2011-2016) para ambas estaciones. El hidrograma reproduce adecuadamente la tendencia de los niveles medidos, tanto en Bandera como en Reconquista.

La Figura 6.11 muestra la precipitación diaria y la recarga diaria que llega al acuífero luego de distribuir la precipitación entre los demás términos del balance para el período representado anteriormente. En la figura se aprecia que la máxima recarga simulada ocurre en coincidencia con las máximas precipitaciones.

La Figura 6.12 muestra la precipitación, la ETP y ETR, la recarga y la escorrentía anual expresadas como lámina de agua para el periodo 2011-2016. En general, los años de mayor recarga coinciden con los años de mayor precipitación, como 2012, 2013 y 2014, en cambio las menores recargas se producen en los años de menor precipitación, como 2011. Al igual que la recarga, la ETR tiende a ser mayor en los años con mayor disponibilidad de precipitaciones, reduciendo el déficit hídrico. Cabe recordar que *Visual Balan* se basa en una representación mucho más detallada del sistema, considerando tres componentes del perfil vertical, redistribuyendo la precipitación mediante un conjunto de ecuaciones matemáticas más complejas y representativas de los procesos físicos.

La recarga máxima en la estación de Bandera es de 35,58 mm/a en el año 2013, mientras que el mínimo es de 17,74 mm/a en el año 2012. Por otro lado, en la estación de Reconquista se observa una recarga máxima de 86,67 mm/a en el año 2015, mientras que el mínimo es de 11,34 mm/a en el 2011. El promedio anual es de 24,66 mm/a para la estación de Bandera, mientras que en la estación de Reconquista es de 46,05 mm/a. Las diferencias observadas con respecto al análisis del *EasyBal* se deben a las variables que se incorporan en el cálculo de balance del software *Visual Balan*, y el método de cálculo de la ETP (*Penman-Monteith*) que difiere con el *software EasyBal*.

El análisis de las componentes del balance, utilizando valores mensuales, adquiere importancia en la futura implementación del modelo numérico en régimen transitorio. Además, permite identificar tendencias históricas que pueden resultar de interés para la etapa de explotación del modelo para evaluar los efectos del cambio climático recientemente instalado.

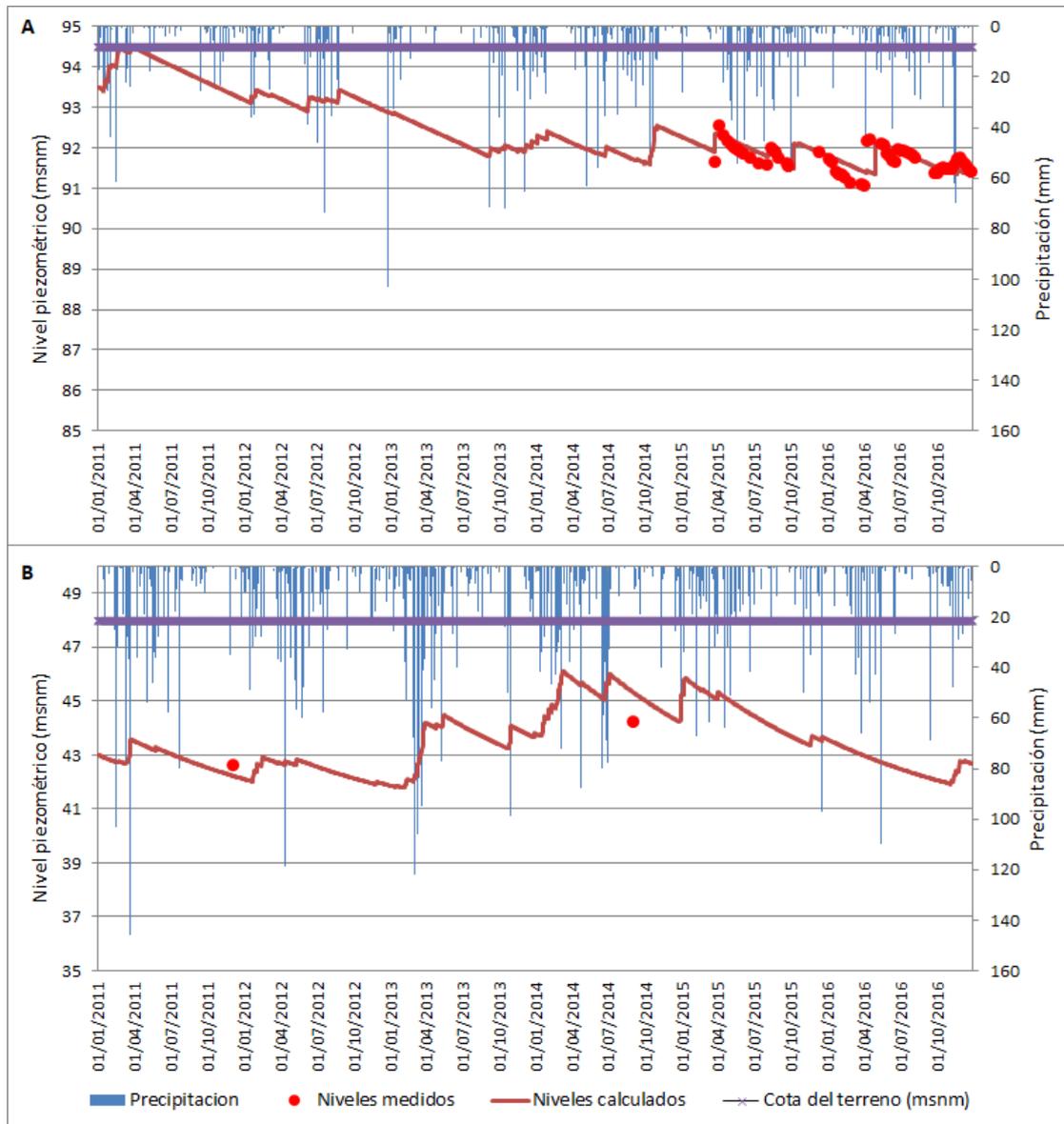


Fig. 6.10: Precipitación diaria, hidrograma simulado y niveles freáticos medidos en las estaciones analizadas (periodo 2011-2016). **A:** INTA Bandera. **B:** INTA Reconquista.

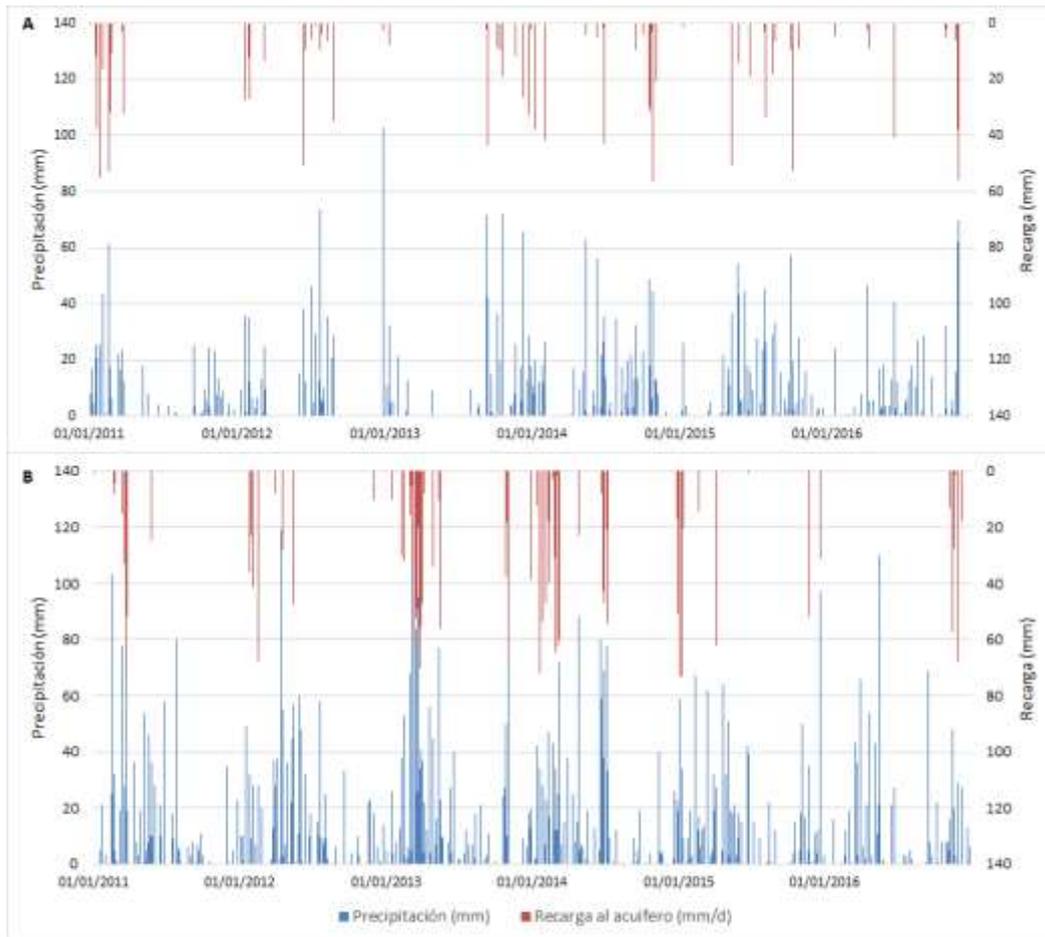


Fig. 6.11: Precipitaciones diarias y recarga calculada para cada estación. **A:** INTA Bandera. **B:** INTA Reconquista.

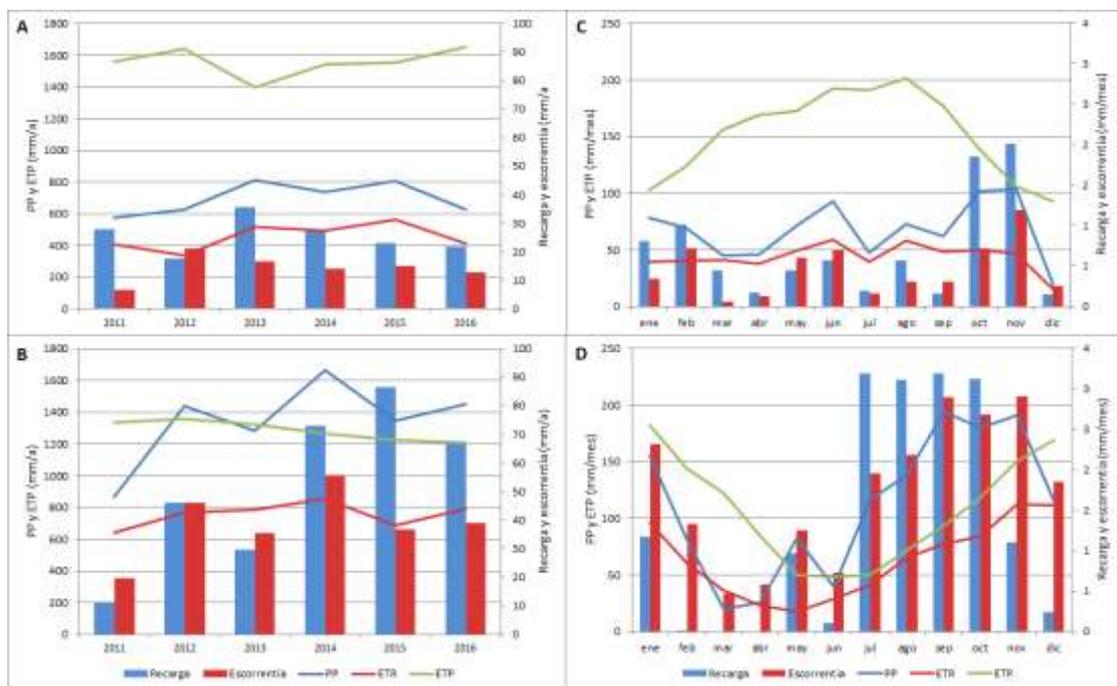


Fig. 6.12: A la izquierda, precipitación (PP), evapotranspiración real (ETR), evapotranspiración potencial (ETP), escorrentía y recarga anual obtenidos mediante Visual Balan de las estaciones **A:** Bandera y **B:** Reconquista. A la derecha, PP, ETR, ETP, escorrentía y recarga mensual obtenidos mediante Visual Balan de las estaciones **C:** Bandera y **D:** Reconquista. Periodo analizado: 2011-2016.

6.5.3. Recarga efectiva utilizada en el modelo numérico

Finalmente, del análisis realizado previamente, y teniendo en cuenta el mapa de precipitación media anual de Espinosa *et al.* (2020), se definen cuatro zonas de recarga siguiendo las isohietas de precipitación de la Figura 6.7. Tres de ellas contienen una de las estaciones analizadas mediante el *EasyBal*, sin embargo, una de las zonas, la definida entre Las Breñas y Reconquista, no cuenta con un análisis por la falta de datos de estaciones meteorológicas. Por tanto, considerando las recargas calculadas en las estaciones de Bandera y Las Breñas, las cuales comparten características similares tanto en condiciones hidráulicas de la columna sedimentaria y suelo como de condiciones hidroclimáticas, no así con la estación Reconquista, se considera una recarga promedio de ambas estaciones. La recarga se asume como una estimación previa en el modelo numérico (Fig. 6.13).

Resulta interesante analizar una sectorización de recarga o de conductividades hidráulicas en algunos de los elementos geomorfológicos reconocidos y de gran importancia en la zona por su abastecimiento de agua. Estos elementos son los paleocauces mapeados en la Figura 4.9. Sin embargo, no se considera realizar una sectorización de los mismos debido a que por su tamaño (entre 50-80 m de ancho) y distribución, representan menos del 5 % de la superficie total de cada celda. Se considera conceptualmente que la recarga se vería facilitada en estas áreas deprimidas de menos de 1 m con respecto a la superficie del terreno, por concentración de precipitaciones y/o escorrentía superficial, e infiltración por el tiempo de permanencia del agua en esas zonas. La construcción de modelo de escala local permitiría un análisis de detalle de estos elementos.

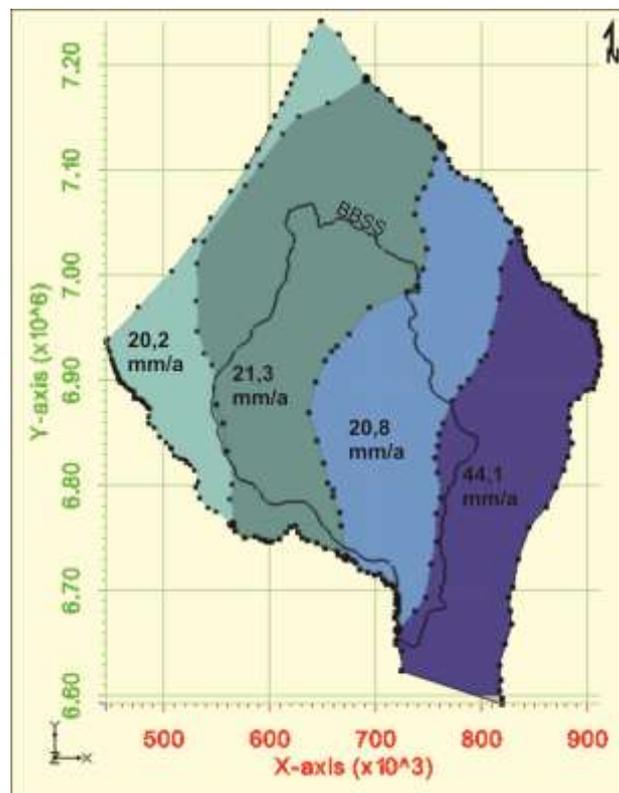


Fig. 6.13: Sectorización de la recarga.

6.6. Captación de agua mediante bombeo

En el modelo numérico no se han incluido pozos de extracción de agua subterránea debido a sus bajos volúmenes de explotación. Este criterio se adoptó en función de algunos antecedentes de ensayos de pozo y datos recopilados en los viajes de campo a los BBSS.

6.7. Niveles medidos

De los 453 puntos de nivel piezométrico usados para realizar los mapas piezométricos (Fig. 5.7), se seleccionaron 137 puntos para la calibración, repartidos en cada UH según corresponda. Esta diferencia de puntos se debe a la excesiva concentración de medidas en algunos sectores. En la UH1 se seleccionaron los datos de 86 perforaciones, donde se observa una notable ausencia de medidas en la parte NE del modelo (Fig. 6.14). Para la UH2, se utilizaron 45 datos distribuidos de manera más homogénea, pero con escasez en el E de los BBSS. La UH3 no presenta medidas ya que no propiciaron la ejecución de sondeos en la misma. Finalmente, la UH4 presenta 6 datos de medidas concentradas en el centro del modelo. Si bien estas mediciones son temporalmente aleatorias del período 1975-2018, es el único dato puntual con información piezométrica, por tal motivo son consideradas representativas del estado estacionario/promedio del sistema dada la muy escasa explotación del recurso subterráneo en la zona de estudio. Como se expresó anteriormente, las mayores incertidumbres estarían en los niveles más someros debido a la variabilidad hidrológica propia del sistema.

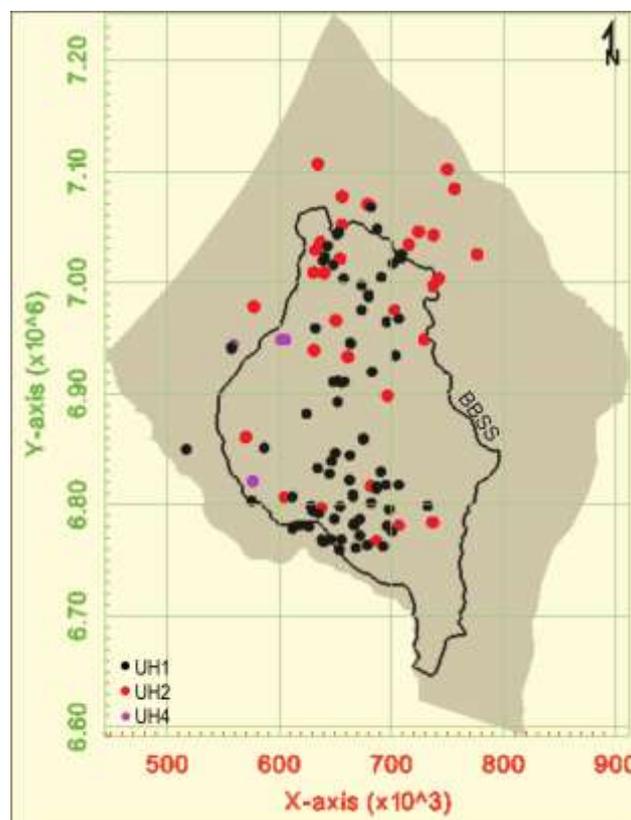


Fig. 6.14: Puntos de observación de nivel para la calibración de las UH.

6.8. Resultados de la calibración

El proceso de calibración consistió en modificar los valores de los parámetros del modelo numérico dentro de rangos físicamente plausibles, con el objetivo de lograr un ajuste aceptable entre los niveles piezométricos observados y calculados por el modelo, y obtener un balance de masas coherente con el sistema hidrogeológico. La calibración se realizó en régimen estacionario, a través del método de prueba y error. La comparación entre los niveles calculados y los observados permitió minimizar el error medio entre ambos valores. Cada perforación fue considerada como un punto de observación de h para cada UH, según su ubicación en las unidades.

6.8.1. Ajuste de parámetros

Los parámetros calibrados fueron la conductividad hidráulica de las zonas definidas en cada UH y las conductancias de los ríos, arroyos y drenes. Estos parámetros han sido seleccionados como parámetros de calibración por dos razones principales. En primer lugar, como ya se explicó, los valores de la conductividad hidráulica en la región de los BBSS presentan una gran incertidumbre por la escasez de datos y la heterogeneidad del medio. En segundo lugar, la conductividad hidráulica y conductancias de ríos y drenes, influyen en la dinámica del modelo. Si bien la recarga es otro de los parámetros que influye en la dinámica, no se calibró porque la calibración conjunta de la permeabilidad y la recarga en régimen estacionario es una indeterminación, esto es, existen infinitos pares de valores de permeabilidad y recarga que permitirían calibrar el modelo. Por lo tanto, ante la calibración de un modelo en régimen estacionario se debe optar por calibrar la permeabilidad, o la recarga. En el modelo que se presenta se desestimó calibrar la recarga por considerar que su evaluación presenta mucho menos incertidumbre que la permeabilidad. Se utilizó la recarga efectiva calculada con Easybal.

Los valores iniciales para la calibración de la conductividad hidráulica se tomaron de los antecedentes y de la recopilación de información respecto a las características hidrogeológicas de la zona de estudio. La identificación de las zonas con conductividades hidráulicas se realizó en cada UH del modelo según los sedimentos que las conforman. Los valores de este parámetro resultantes de la calibración se presentan en la Tabla 6.5, mientras que en la Figura 6.6 se observan las zonificaciones de K .

Los valores de las conductancias resultantes de la calibración se detallan en la Tabla 6.6 para los ríos/arroyos (Fig. 6.15 A) y en la Tabla 6.7 para los drenes (Fig. 6.15 B). Si bien en la Figura 6.15 se muestra una zonificación del arroyo Golondrinas-Calchaquí, en este caso, dada sus características morfo-sedimentarias, la conductancia fue la misma para todo el sistema. Esta sectorización se relaciona al balance de masas del mismo (sección 6.8.4).

Tabla 6.5: Valores de conductividad hidráulica (K) resultantes de la calibración. MG: formaciones del modelo geológico; MH: unidades del modelo hidrogeológico. ^aPérez et al., 2000; ^bFreeze y Cherry, 1979; ^c Cuello, 2020; ^d Fuertes, 2006, ^e INA, 2002. [$K=m/d$]. h: horizontal, v: vertical; A: anisotropía.

MG	MH	K_h	K_v	A_h	A_v	Porosidad	K antec.
Fm. Urundel/T. Pinto	UH1a	7,0	0,70	1,0	10,0	0,20	1 a 5 (para la Fm. Tezanos Pinto ^a)
Fm. Fortín Tres Pozos	UH1b	3,0	0,15	1,0	20,0	0,10	
Fm. Ituzaingó	UH2a	30,0	3,00	1,0	10,0	0,30	288 (arenas limpias ^b)
	UH2b	30,0	3,00	1,0	10,0	0,30	
Fm. Chaco	UH2c	25,0	2,50	1,0	10,0	0,25	19-77 (^c)
Fm. Paraná	UH3	16,2	1,60	1,0	10,0	0,20	16 (^c)
Fm. Chaco	UH4	14,0	1,40	1,0	10,0	0,30	1,75 (^d)

Tabla 6.6: Conductancia de ríos, resultante de la calibración.

	Tramo	Conductancia (m^2/d)
Río Negro	I	800
	II	700
	III	600
	IV	500
Río Salado	I	7000
	II	6000
	III	5000
	IV	4000
	V	3000
Arroyo Golondrinas-Calchaquí	I	500

Tabla 6.7: Conductancia de drenes resultante de la calibración.

	Dren (tramo)	Conductancia (m^2/d)
Línea Tapenagá	I	100
	II	150
	III	200
Línea Paraná	I	150
	II	100
	III	200
	IV	250
	V	250
Línea Golondrinas	I	50
	II	50
	III	75
	IV	100
	V	75

	VI	50
	VII	100
Línea al río Salado	I	300
	II	300
	III	250
	IV	250
	V	250
	VI	250
Cañada de las Víboras	I	500
	II	500
	III	500

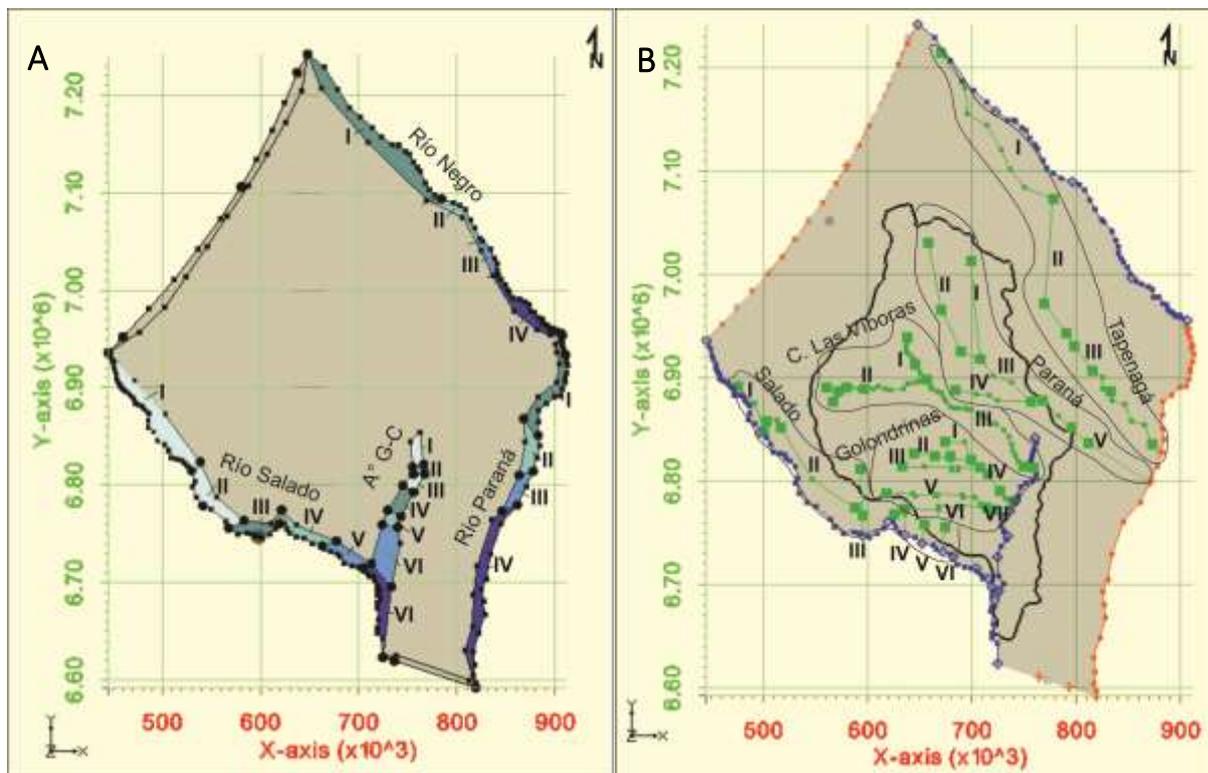


Fig. 6.15: División en tramos de los ríos y drenes. **A:** En diferentes tonos de azules se observan los tramos de los ríos. Los tramos del río Paraná (Constant head) y arroyo Golondrinas-Calchaquí (River - A G-C) son al efecto de analizar el balance de masas. **B:** Tramos utilizados para representar los canales de drenaje y cañada de las Víboras. Condiciones de borde: en líneas rojas Constant head, en azul River, y verde, Drain.

A continuación, se presentan los resultados del ajuste de niveles, la piezometría y el balance de masas obtenidos.

6.8.2. Análisis del ajuste de niveles

En la Figura 6.16 se observa la correspondencia entre los niveles calculados por MODFLOW y los observados. La calidad del ajuste, reflejada por la línea (1,1) (Zheng y Bennett, 2002), es aceptable. En todos los casos, el valor del coeficiente de correlación es prácticamente igual a 1, indicando que el

modelo reproduce adecuadamente la piezometría en los puntos de observación, asumida representativa de las condiciones promedio del sistema. Esto indicaría además la consistencia del modelo conceptual propuesto.

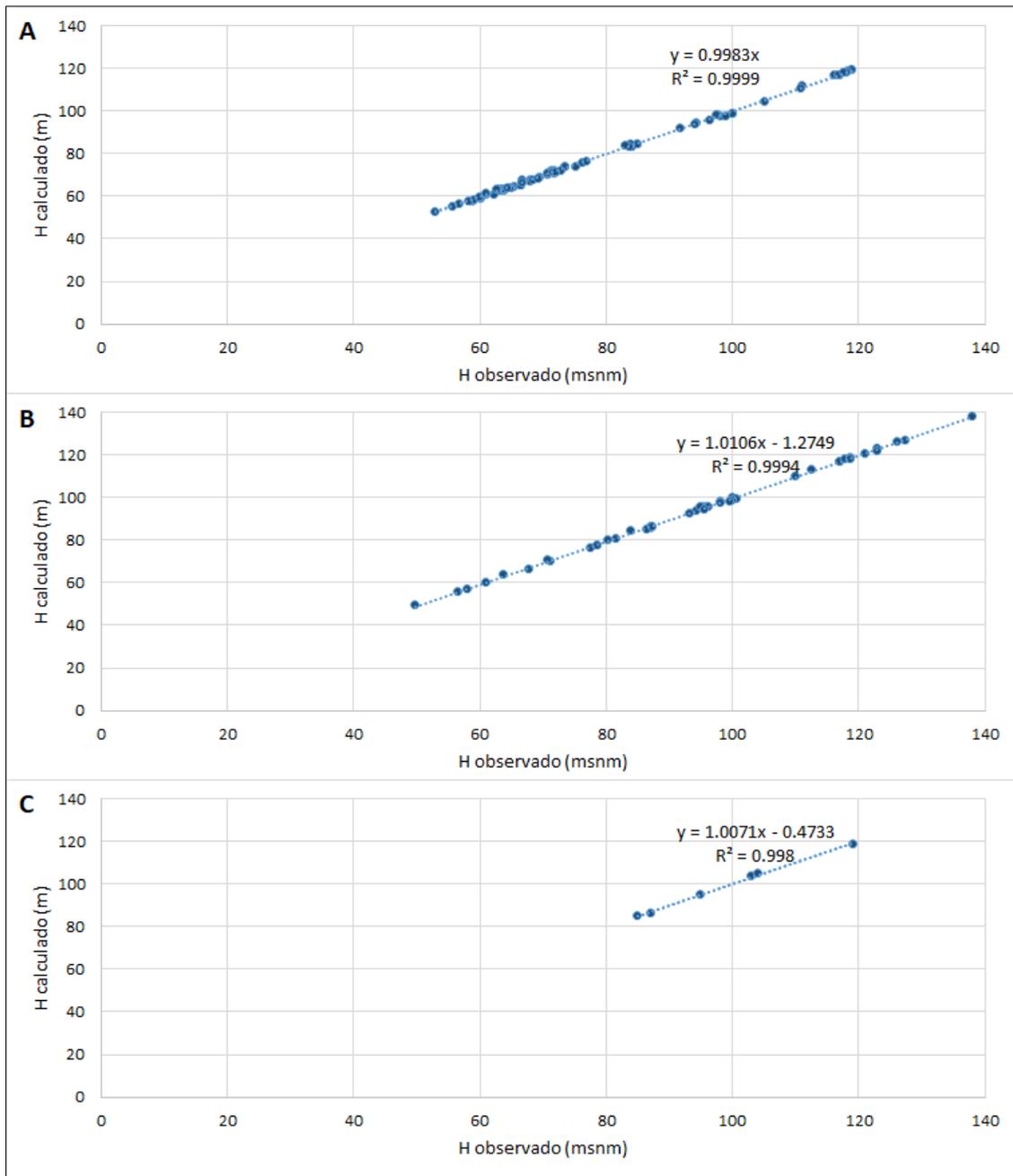


Fig. 6.16: Niveles calculados vs. observados. **A:** UH1; **B:** UH2; **C:** UH4.

El residuo medio de los valores de nivel piezométrico fue estimado como la diferencia entre el valor observado y el valor estimado para todas las capas. El residuo medio (RM) obtenido es de 0,20 m, mientras que el residuo medio absoluto (RMA) es de 0,51 m. El ajuste entre valores medidos y calculados también fue analizado mediante el residuo medio cuadrático (RMSE). Éste es de 0,62 m, el cual representa un 0,97 % del valor normalizado de RMSE. Este valor es inferior al 5 % máximo que indica una calibración óptima del modelo según Barnett *et al.* (2012) o al 10 % comúnmente aceptado

para calibración de modelos de flujo subterráneo (Anderson y Woessner, 1992; SEA, 2012). Si bien los errores obtenidos heredan la incertidumbre del error del MDE usado para calcular el valor observado de niveles, se considera como meta de calibración, obtener un error del orden de magnitud del MDE (± 1 m). Por tanto, como los errores obtenidos entre los valores observados y los calculados son de menor magnitud que el error del MDE, se consideran aceptables. En la Figura 6.17 se observa la diferencia de los valores observados y calculados para cada punto en las diferentes UH.

Respecto a la distribución espacial de errores, existe una ligera tendencia a sobreestimar los valores calculados a mayor cota piezométrica de las UHs. Para identificar espacialmente aquellas zonas con sobreestimación o subestimación de niveles calculados respecto a los medidos se construyeron mapas de distribución geográfica de errores (Fig. 6.18 y 6.19).

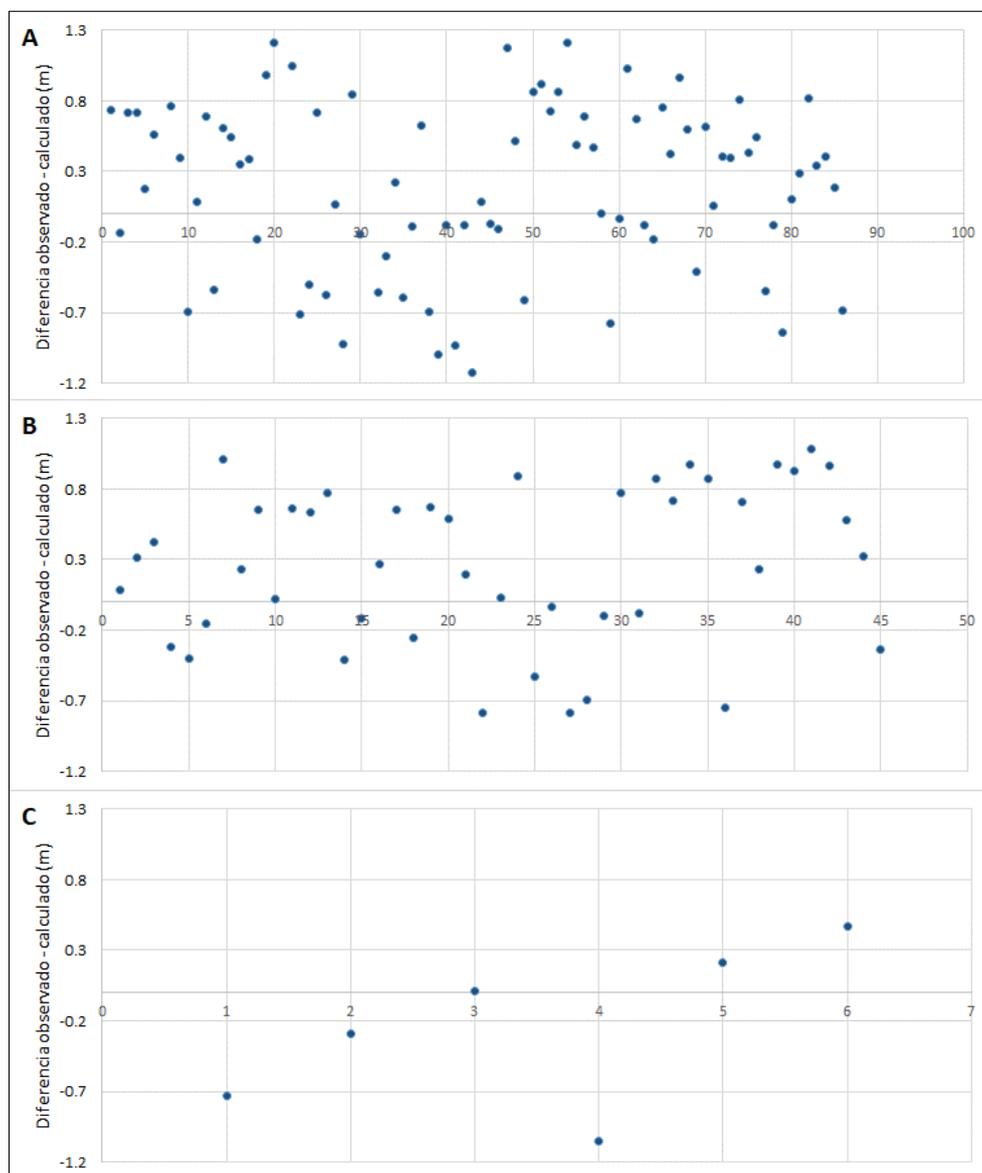


Fig. 6.17: Diferencia entre los niveles observados y calculados. El eje de abscisas presenta el número de orden de los puntos observados (sin ordenar según el valor de H). A: UH1; B: UH2; C: UH4.

A través de estos mapas, se identifican áreas del modelo que requieren de mayor atención durante la calibración y/o en la definición del modelo conceptual. En general, se observa que los residuos están todos dentro de la meta de calibración prefijada (valor observado $\pm 1m$), salvo en un pequeño número de puntos aleatoriamente distribuidos (amarillos) que podrían estar asociados a alguna condición local no representada o a la incertidumbre de los valores observados.

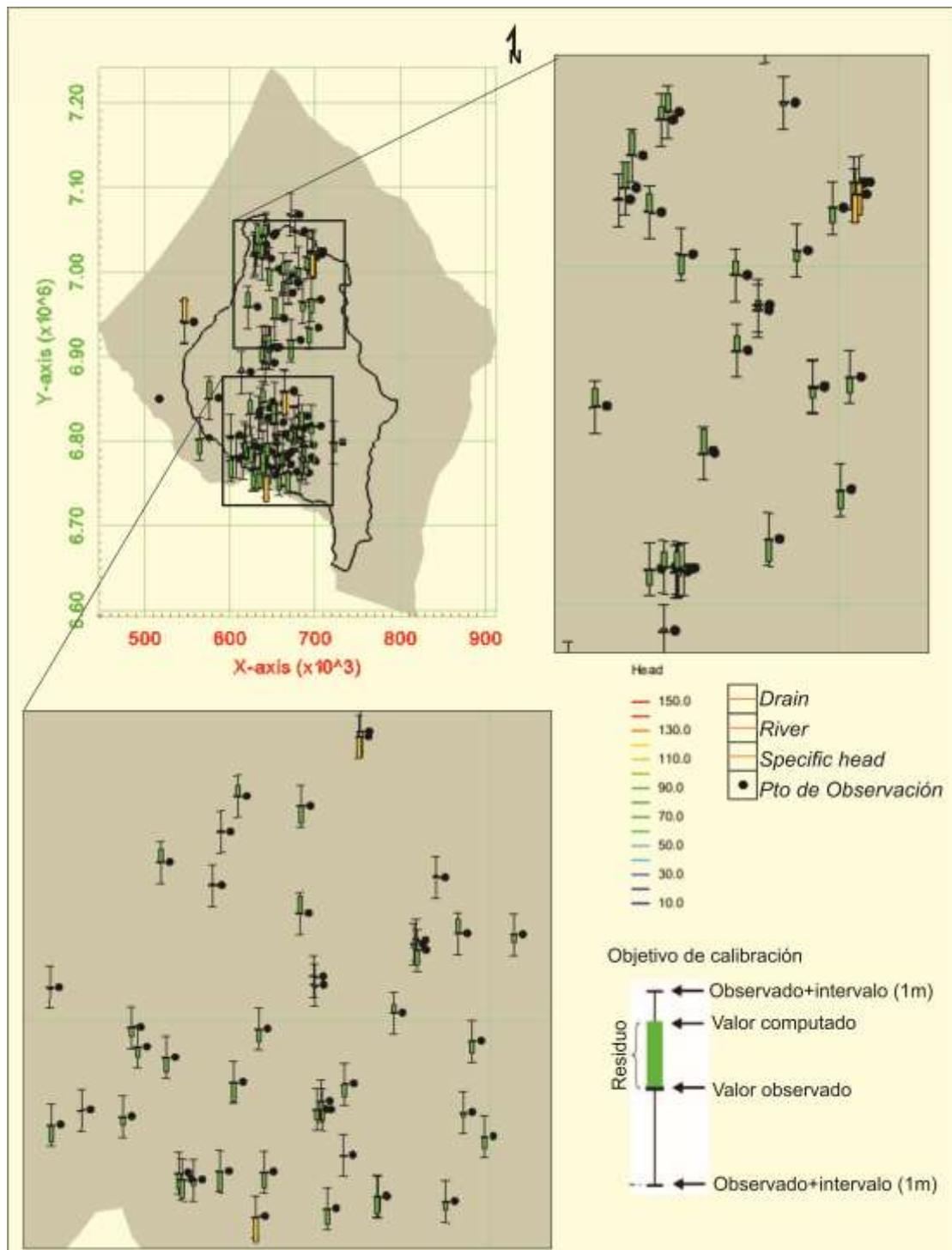


Fig. 6.18: Mapa de distribución geográfica de los errores de la capa 1 con dos ventanas de detalle. Error > 100 % significa $h_{\text{observado}} + 1m < h_{\text{calculado}} < h_{\text{obs}} + 2m$; y Error > 200 % significa $h_{\text{observado}} + 2m < h_{\text{calculado}}$.

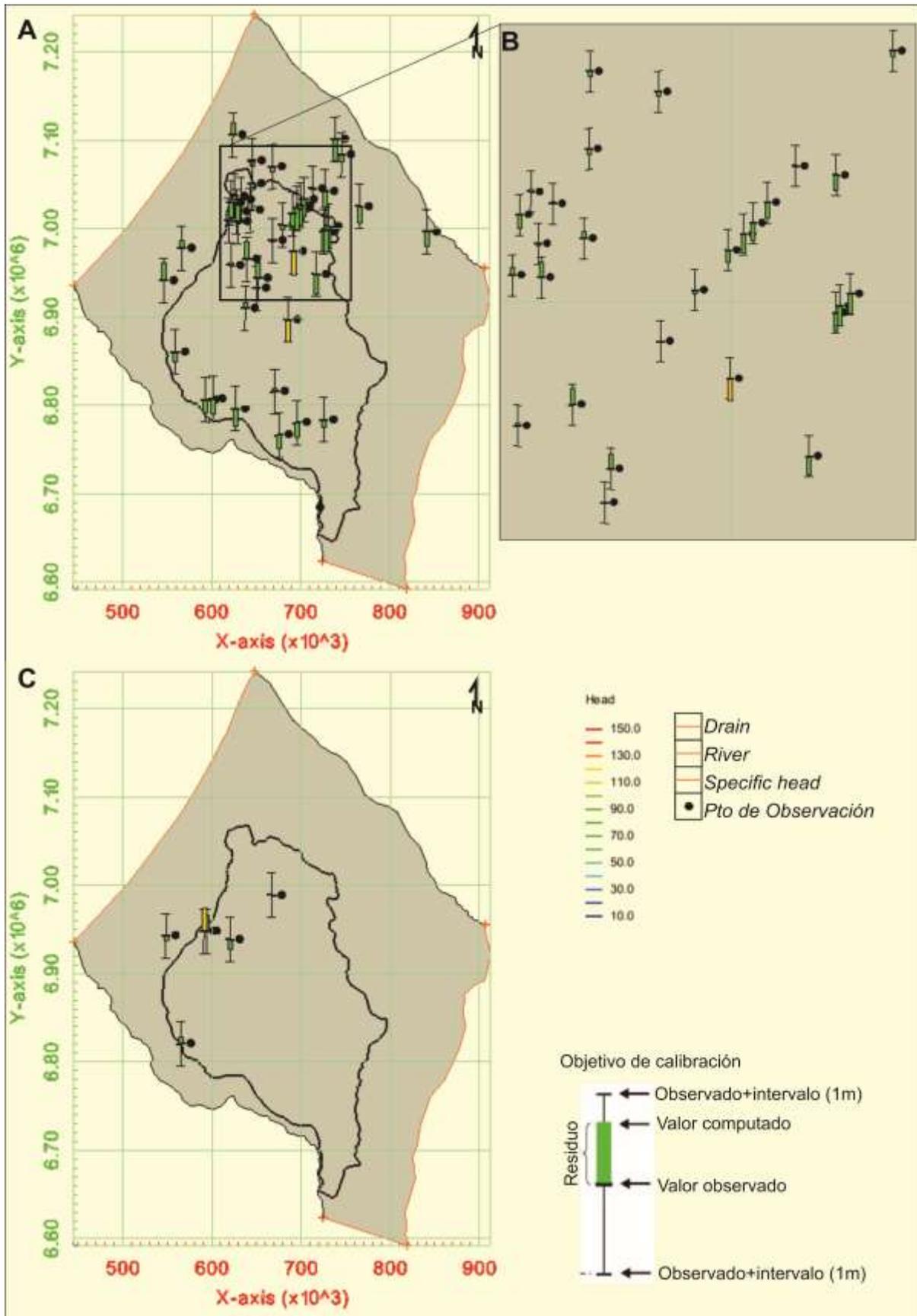


Fig. 6.19: Mapa de distribución geográfica de los errores. **A:** capa 2; **B:** capa 2 ventana; **C:** capa 4. Error > 100 % significa $h_{\text{observado}} + 1m < h_{\text{calculado}} < h_{\text{obs}} + 2m$; y Error > 200 % significa $h_{\text{observado}} + 2m < h_{\text{calculado}}$.

6.8.3. Piezometría

La piezometría calculada para el sistema modelado en general mantiene los patrones de flujo según el modelo conceptual propuesto en el capítulo precedente. En la Figura 6.20 puede apreciarse la piezometría correspondiente al promedio vertical de la carga piezométrica de todas las capas que constituyen el modelo. Si bien el paquete HUF del MODFLOW calcula la carga piezométrica para cada UH, lo cual puede observarse en la calibración para los valores calculados y los observados, el resultado final de la piezometría queda expresado en el promedio de las mismas (Anderman y Hill, 2000). Esto impide una comparación directa entre la piezometría presentada en el capítulo precedente (Fig. 5.7), y la calculada por el modelo.

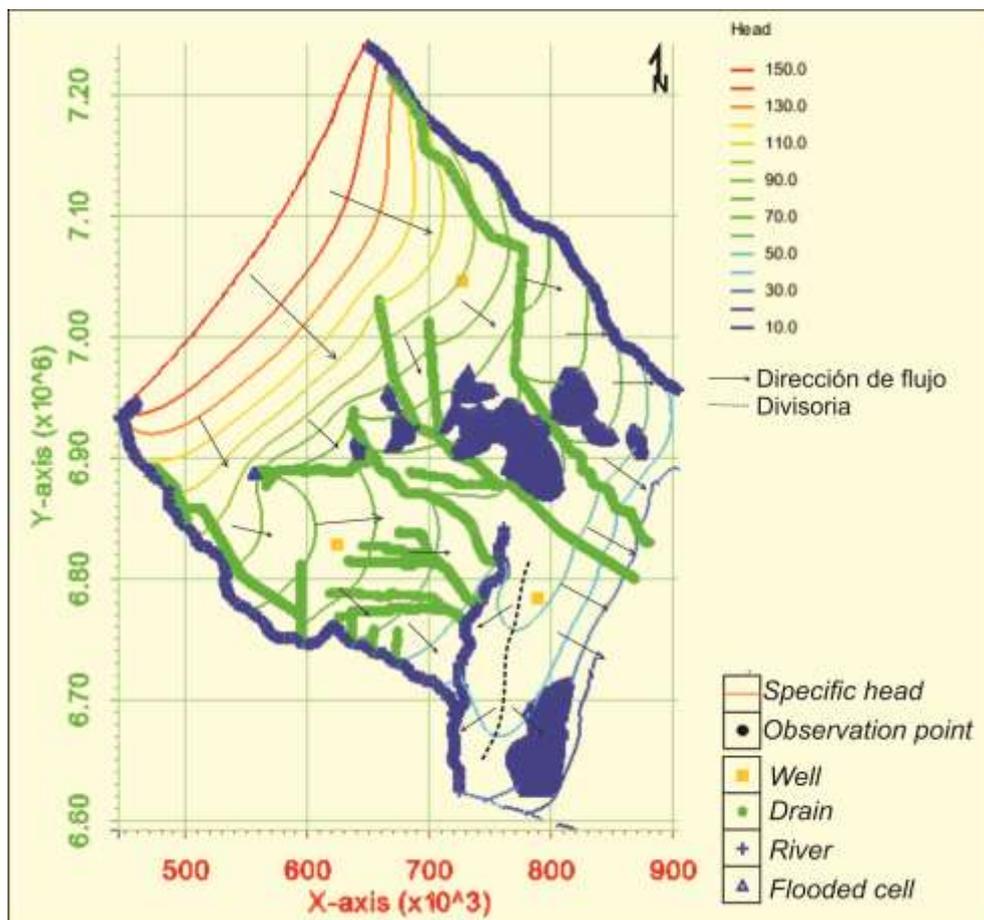


Fig. 6.20: Piezometría promedio modelado por el paquete HUF. En azul se observan las acumulaciones de agua en superficie.

El patrón de flujo calculado se mantiene con una dirección NO-SE similar a la del modelo conceptual, donde la recarga regional se sitúa al O del modelo, hacia las zonas de descarga como lo son el sistema Golondrinas-Calchaquí, ríos Negro, Salado y Paraná. En el arroyo Golondrinas-Calchaquí, el flujo proveniente del O y el E, convergen en el mismo. Esto genera al E del arroyo una divisoria de agua subterránea en el Bloque de Vera (Fig. 6.20), la cual es coherente con los distintos tipos hidroquímicos de agua subterránea para las UH a un lado y otro del arroyo bajo la hipótesis de recarga local sobre el

bloque. Esta divisoria no se observa en los mapas piezométricos presentados en el capítulo anterior debido a la falta de datos para interpolación. Asimismo, la piezometría modelada refleja el claro efecto de los canales de drenaje principales con flujos subterráneos en direcciones convergentes. Este comportamiento, esperable en el sistema real, no se aprecia en los mapas piezométricos construidos por igual razón a la anterior.

Los niveles calculados por el modelo y la piezometría reproducen adecuadamente el comportamiento regional del sistema subterráneo según el modelo conceptual propuesto. Se aprecia, además, que en aquellos lugares donde el nivel piezométrico está por encima de la superficie del terreno, la altura de agua respecto a la superficie del terreno siempre es < 1 m. Estas zonas coinciden con áreas donde las condiciones geomorfológicas, sedimentológicas, estratigráficas e hidrológicas son propicias para acumular agua en periodos de condiciones meteorológicas levemente o bastante mayores a las condiciones medias. Esta área ocupa partes de las SUG 2^a, b y c, y el Bajo de Chorotis en la SUG 2g (Fig. 6.21 A).

En la Figura 6.21 puede observarse además que estas áreas se encuentran inundadas o con acumulación de agua en superficie en las imágenes Landsat de enero de 2001 y marzo de 2019 de Espinosa (2021) para la cuenca de los BBSS. Dicha autora ha mostrado la importancia que los niveles freáticos cercanos a la superficie del terreno tienen en la generación de escurrimiento por saturación y crecimiento del almacenamiento superficial. Si bien las imágenes pertenecen a fechas precedidas por precipitaciones mayores a la media mensual del mes respectivo, y aun cuando el modelo representa condiciones estacionarias, el mismo refleja en forma cualitativa la presencia de agua en zonas propensas a la acumulación. Se observa, además, que tanto las Lagunas Santiagueñas como el área donde se encontró el pozo artesiano, presentan agua por encima de la superficie, lo cual se asocia con la relación piezométrica entre las diferentes UH y la descarga de flujos profundos en esas zonas. Finalmente, fuera del área de los BBSS, el área inundada al S del modelo corresponde al valle fluvial del río Paraná (Fig. 6.21 D).

6.8.4. Balance de masas

El balance de masas global para cada componente de carga hidráulica prescrita, goteo, drenes y recarga, se presenta en la Tabla 6.8. El flujo total que entra/sale del sistema hidrogeológico es $3.489 \text{ Hm}^3/\text{año}$ ($110,63 \text{ m}^3/\text{s}$). Se observa que la recarga local es el término dominante en las entradas de agua al sistema hidrogeológico, resultando tres veces mayor que la recarga regional que ingresaría a través del borde NO (representado por carga hidráulica prescrita). Por otra parte, con el gradiente hidráulico, conductividad hidráulica y la sección de las UHs, se estimó la recarga regional que ingresaría a través de este borde NO usando Darcy, resultó igual a $593,82 \text{ Hm}^3/\text{a}$ ($18,83 \text{ m}^3/\text{s}$), en el orden del obtenido en la simulación igual a $573,29 \text{ Hm}^3/\text{a}$ ($18,18 \text{ m}^3/\text{s}$).

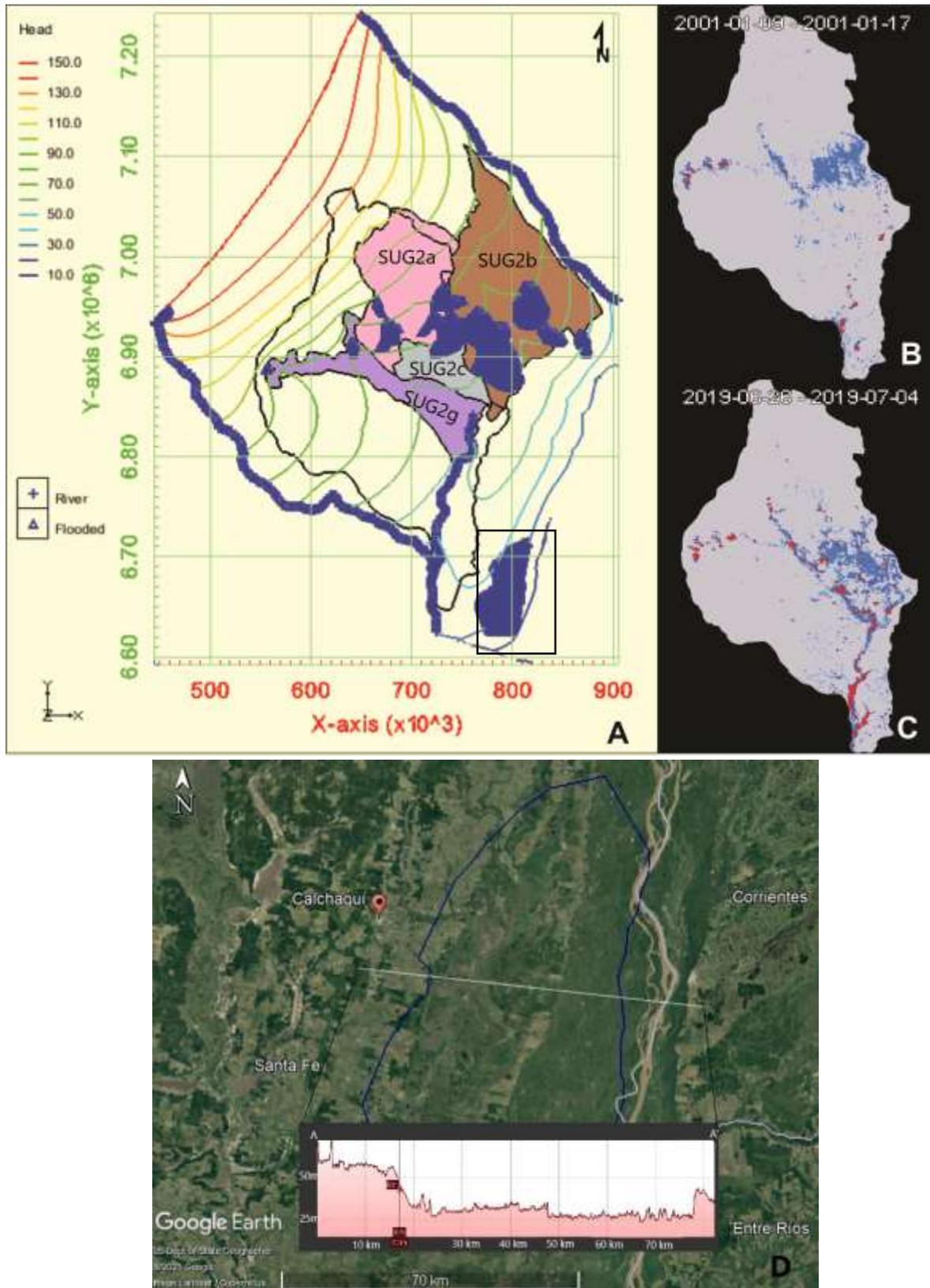


Fig. 6.21: Mapa piezométrico con niveles de agua por encima de la superficie del terreno en azul, y límites de las SUG en los que se encuentran (A). B y C: imágenes Landsat enero de 2001 y marzo de 2019 respectivamente, de la cuenca de los BBSS tomadas de Espinosa (2021). D: imagen satelital GoogleEarth© del valle aluvial del río Paraná. En línea azul el área inundada del sur del modelo, recuadro negro en A.

La mayor parte del agua del sistema se descarga a través de los drenes y los ríos, con un flujo de 89,75 m³/s. La descarga por el borde S y por el río Paraná (representados como carga prescrita) es baja en comparación con el caudal base de los ríos, según se analiza más adelante.

Tabla 6.8: Balance de masas global.

Fuentes/sumideros	Flujo entrante (IN)		Flujo saliente (OUT)	
	Hm ³ /a	m ³ /s	Hm ³ /a	m ³ /s
<i>Constant head</i>	573,293	18,179	-658,534	-20,882
<i>Drains</i>	0,000	0,000	-823,404	-26,111
<i>River leakage</i>	1.164,593	36,929	-2.007,014	-63,642
<i>Recharge</i>	1.750,878	55,520	0,000	0,000
FLUJO TOTAL	3.488,764	110,628	-3.488,985	-110,635

Los flujos resultantes de la interacción entre el sistema subterráneo y el sistema superficial representado por los principales ríos se exponen en la Tabla 6.9. Todos los cursos de agua modelados son ganadores, es decir, constituyen vías de descarga de agua subterránea en términos de flujos netos, entendiendo por flujo neto a la diferencia entre el flujo entrante al acuífero (IN) y el flujo saliente del acuífero (OUT) según la convención utilizada por MODFLOW. El arroyo Golondrinas-Calchaquí, el río Negro y el río Paraná prácticamente no aportan flujo al sistema subterráneo. Mientras que el río Salado si bien aporta flujo al sistema subterráneo, es mayor la salida de flujo del sistema. Cada uno se analiza a continuación.

Tabla 6.9: Balance de masas global para ríos/arroyos.

Ríos	Flujo entrante – IN (m ³ /s)	Flujo saliente – OUT (m ³ /s)	IN-OUT
A° Golondrinas-Calchaquí (River)	0,91	4,80	-3,89
Río Salado (River)	35,56	44,98	-9,42
Río Negro (River)	0,46	13,88	-13,42
Río Paraná (Constant Head)	0,52	14,32	-13,80
Total	37,45	77,98	-40,53

El balance para el río Paraná, el cual se ha postulado como vía de descarga de flujos regionales de las unidades más profundas y descarga local de la unidad hidrogeológica más somera, se presenta en la Tabla 6.10. Se observa que efectivamente esta condición de contorno del modelo es de salida de flujo del sistema. En dicho borde llama la atención una pequeña entrada de flujo, insignificante considerando el caudal del río Paraná, que puede atribuirse a la materialización de la condición de borde (nivel constante) y a la intersección local de un dren, debido al tamaño de las celdas y la promediación espacial

de los niveles utilizados para la implementación de la condición de contorno. Esta materialización es ampliamente responsable de cómo será el flujo en el sistema, tal como lo indican Anderson y Woessner (1992). En este caso, entonces, se genera una recarga inducida desde aguas arriba del río Paraná al acuífero, reflejada como una pequeña entrada de agua.

Tabla 6.10: Balance de masas detallado por tramos del río Paraná. En la Figura 6.15 se observa la ubicación de cada tramo.

Río Paraná	Flujo entrante – IN (m ³ /s)	Flujo saliente – OUT (m ³ /s)	IN-OUT
Tramo I	0,0047	4,33	-4,32
Tramo II	0,3000	0,80	-0,50
Tramo III	0,0043	1,11	-1,10
Tramo IV	0,2100	8,08	-7,87

A fin de analizar en más detalle el intercambio de flujos a lo largo de los ríos en la UH1, en la Tablas 6.11 y 6.12, se presenta el balance obtenido para el río Salado y arroyo Golondrinas-Calchaquí respectivamente, por tramos (Fig. 6.15). El objetivo de este análisis fue observar las interacciones sistema subterráneo-superficial. En el tramo I, la descarga neta del río Salado es mayor que en el resto de los tramos; mientras que los tramos II, III, IV y V, presentan descargas netas menores a 1 m³/s, lo cual se asocia con el área distal del mega-abanico y las zonas de bañados que allí se encuentran. Por su parte, el arroyo Golondrinas-Calchaquí descarga más agua en su último tramo. Si bien no se han representado zonas de bañados y bajos en forma explícita, la topografía representada en el modelo, en combinación con la adecuada representación del sistema superficial, permite analizar comportamientos diferenciales acuífero/río. El río Negro no fue analizado por tramos debido a que, en el proceso de calibración, su comportamiento siempre fue de río ganador, y no se contaba con datos hidrométricos/aforos para comparación.

Tabla 6.11 Balance de masas detallado por tramos del río Salado. En la Figura 6.15 se observa la ubicación de cada tramo.

Río Salado	Flujo entrante – IN (m ³ /s)	Flujo saliente – OUT (m ³ /s)	IN-OUT
Tramo I	3,10	7,96	-4,86
Tramo II	3,40	3,64	-0,24
Tramo III	0,97	1,93	-0,96
Tramo IV	5,00	5,86	-0,86
Tramo V	15,74	16,27	-0,53
Tramo VI	7,35	9,32	-2,00

Tabla 6.12: Balance de masas detallado por tramos del arroyo Golondrinas-Calchaquí. En la Figura 6.15 se observa la ubicación de cada tramo.

A° Golondrinas-Calchaquí	Flujo entrante – IN (m ³ /s)	Flujo saliente – OUT (m ³ /s)	IN-OUT
Tramo I	0,11	0,23	-0,12
Tramo II	0,27	0,66	-0,39
Tramo III	0,00	0,69	-0,69
Tramo IV	0,08	0,79	-0,71
Tramo V	0,04	0,34	-0,30
Tramo VI	0,41	2,09	-1,68

A partir del balance de masas detallado por tramos, realizado en el río Salado y arroyo Golondrinas-Calchaquí, es posible determinar su caudal base y compararlo con el caudal base estimado en las pocas estaciones hidrométricas disponibles. En la Tabla 6.13 se presentan los valores simulados y los medidos. El caudal base modelado del río Salado en el Tramo IV fue comparado con el caudal base estimado en la estación hidrométrica de Tostado. El caudal base modelado del Tramo VI del arroyo Golondrinas-Calchaquí fue comparado con el caudal base estimado en la estación El Bonete. El hidrograma del arroyo Golondrinas-Calchaquí, del que se extrajeron los valores de los caudales base aforados, puede observarse en la Figura 6.22.

Es importante aclarar que los caudales base obtenidos de la modelación se deben exclusivamente al balance de masas correspondiente a la zona de modelación. Solo se obtendrá el caudal base real en aquellos cursos cuya cuenca total esté totalmente dentro de los límites de dicha zona, como lo es el arroyo Golondrinas-Calchaquí.

En general, los caudales base obtenidos en la simulación son satisfactorios, no solo por su magnitud sino también por la relación que guardan entre sí los caudales base de los cursos representados en función de su tamaño.

Tabla 6.13: Comparación entre valores del caudal base aforados y modelados. Est. El Bonete: 29°23'18.08"S, 60°32'50.01"O; Est. Tostado: 29°16'30.11"S, 61°45'40.55"O.

Río	Caudal base estimado	Caudal base modelado	Unidad
Río Salado – Est. Tostado – Tramo IV	5,15	6,92	m ³ /s
A° Golondrinas-Calchaquí – Est. El Bonete – Tramo VI	2,30	2,21	m ³ /s

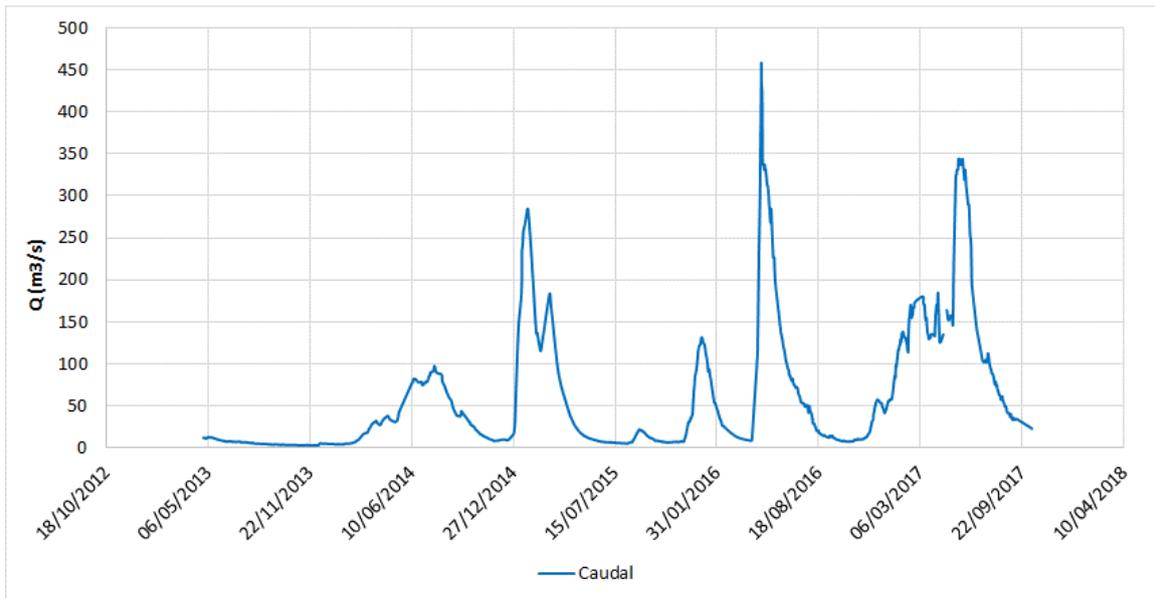


Fig. 6.22: Hidrograma de la estación El Bonete en el arroyo Golondrinas-Calchaquí (2013-2017).

El intercambio de flujos entre fuentes/sumideros y capas de todo el sistema hidrogeológico se observa en la Figura 6.23.

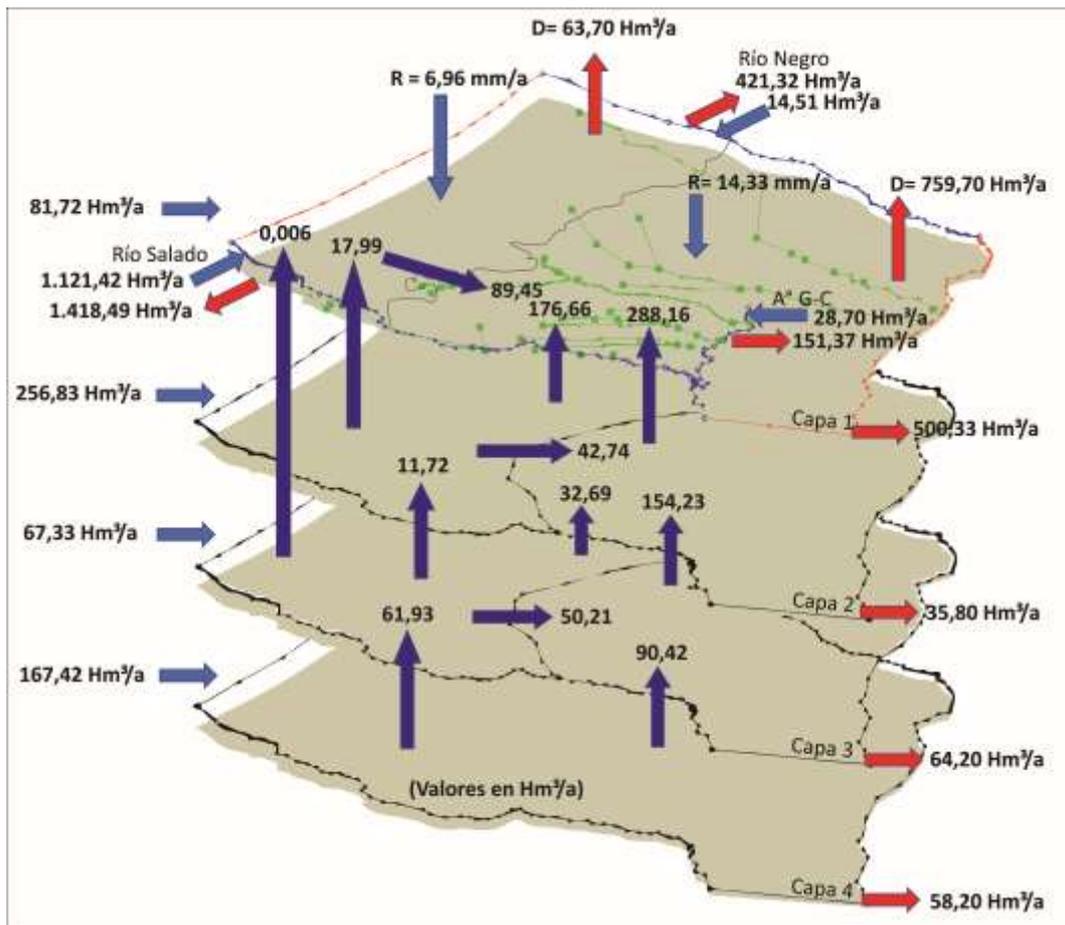


Fig. 6.23: Esquema del balance de masas que ocurre en el sistema multicapa. Las divisiones observadas dentro de cada capa corresponden a la zonificación de la conductividad hidráulica, y los flujos entre capas están en $Hm^3/año$. Las flechas azules indican entradas de agua mientras que las rojas salidas. R = Recarga; D = Drenes.

Se aprecia que los flujos regionales que ingresan por el O del sistema son de un orden de magnitud plausible acorde al espesor y conductividades hidráulicas dados a cada capa. Por otro lado, las salidas por el río Paraná y la salida S del sistema es, en promedio, 12 veces mayor en la capa 1, lo cual se asocia a una descarga de flujos regionales y locales de la UH1 (Fig. 6.23). Además, se comprueba la descarga de flujos regionales en las demás UH, observada en las capas inferiores. En la capa 1 se refleja la interacción con los ríos, siendo todos ganadores netos; la recarga efectiva es algo más del doble en el E, y la descarga por drenes calculada por el modelo que es tres veces menor a los valores de caudales de diseño antecedentes (Fig. 6.23). Finalmente, los intercambios de flujos entre capas muestran un ascenso de flujos profundos hacia las capas suprayacentes. Los mayores aportes (90 – 288 Hm³/a) ocurren en general en el centro-E del modelo, siendo menores en el O (0 – 60 Hm³/a), lo cual es coherente teniendo en cuenta el modelo conceptual propuesto y la evidencia de un pozo artesiano en las cercanías de las OH (Fig. 6.23).

6.8.5. Tiempo de tránsito en el patrón de flujo resultante

El seguimiento de partículas es uno de los métodos más simples de visualización cuantitativa de velocidad y de patrón de flujo en áreas extensas. Preliminarmente, para identificar el tiempo de tránsito del patrón de flujo resultante, se empleó el MODPATH (Pollock, 2016) con un número de 10 partículas por pozo, a una tasa de extracción de los mismos de 1.000 m³/d en cada UH. La ubicación de los 5 pozos se definió teniendo en cuenta las zonas donde existen aportes de flujos regionales profundos hacia unidades suprayacentes, como son las Lagunas Santiagueñas y el pozo artesiano en las cercanías de las Lomadas de Otumpa. Además, se consideraron áreas como el arroyo Golondrinas-Calchaquí, la cañada de las Víboras y un punto en la zona SUG2c de la sección distal del mega-abanico del Salado.

En el modelo se aprecia que los flujos presentan diferentes tiempos de tránsito según sea la UH analizada (Tabla 6.14), siendo los mayores en las UH inferiores debido a la mayor distancia/espesor por la que deben circular los flujos para llegar a la UH superior. Se aprecia además que, en la UH1 las trayectorias de las partículas tienen distancias cortas, mientras que en las UH más profundas, las distancias de las trayectorias son cada vez más largas (Fig. 6.24). Es decir, por ejemplo, el flujo en UH1 tarda 965 años desde un punto al O a otro al E, separados por < 60 km de distancia. Mientras que, en la UH4, tarda 15.310 años desde un punto al O a otro al E separados por 210-110 km de distancia según sea el pozo considerado. En este último caso, el flujo proviene de UH4 y llega a UH1.

Tabla 6.14: Tiempos de tránsito del flujo en las diferentes UH.

UH	Promedio (años)	Tiempo mínimo (años)	Tiempo máximo (años)	Distancia Media (km)
1	965	907	1.130	30
2	3.353	3.074	3.654	58
3	5.609	3.074	8.689	95
4	15.310	13.032	17.827	150

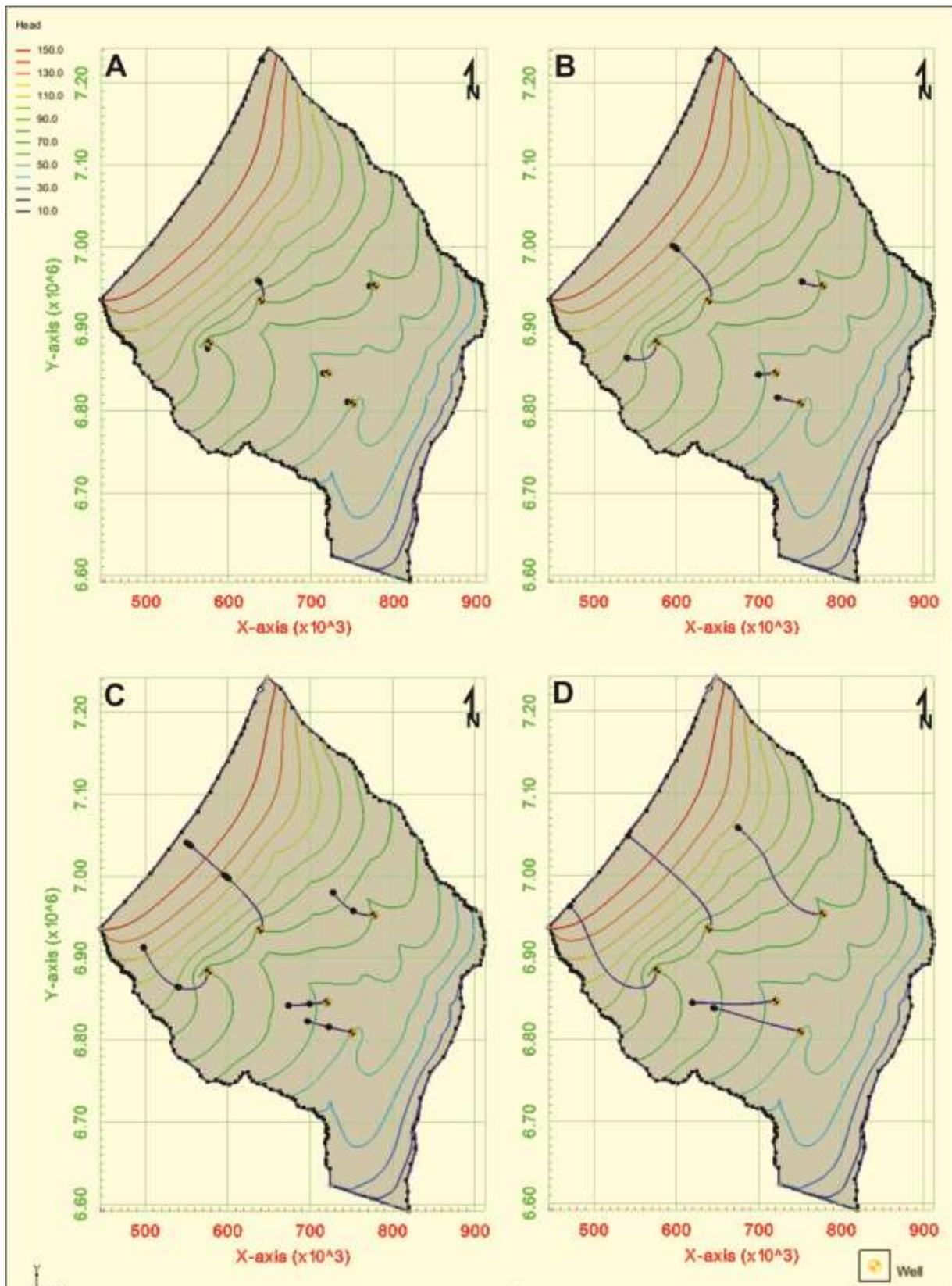


Fig. 6.24: Ubicación de pozos y trayectoria de partículas de cada capa en líneas azules. A: UH1. B: UH2. C: UH3. D: UH4

6.9. Análisis de sensibilidad

En esta Tesis, el análisis de sensibilidad se realizó manualmente, cambiando un solo parámetro por vez y ejecutando el modelo. De esta manera, se obtuvieron nuevos valores de niveles piezométricos y de flujos, con los cuales se evaluaron posteriormente los resultados a través de análisis estadísticos comparando con dichas variables para la simulación de calibración.

Los parámetros seleccionados para el análisis fueron las conductividades hidráulicas y las conductancias de ríos y drenes. Los parámetros se modificaron en un rango porcentual de +/- 20 % con un incremento $\Delta = 10$ %. El residuo R es la diferencia entre el nivel observado calibrado y el obtenido mediante el parámetro perturbado. El valor de variación igual a 0 % corresponde a la calibración.

6.9.1. Sensibilidad del modelo a las conductividades hidráulicas

Las modificaciones realizadas en los valores de las conductividades hidráulicas de cada UH del modelo, generaron variaciones en los niveles piezométricos simulados. El RM, el RMA y RMSE de todas las capas (analizadas en conjunto) para los diferentes valores de conductividad ensayados se presenta en la Figura 6.25. Mientras que el análisis de la variación del RMSE realizado a partir de la modificación de la conductividad por cada UH, se representa en la Figura 6.26.

En general, el RMSE se incrementa un máximo de 0,45 m cuando K de todas las UH se incrementa un 20 %. La diferencia obtenida para un 10 % de variación de K fue de 0,08 m. Si se analiza la variación por cada capa, puede observarse que las mayores diferencias se producen en la capa 3, por otro lado, para la capa 1 el RMSE se mantiene constante durante los incrementos. Una variación de la K de la UH4 dio lugar a un aumento del RMSE en la capa 4 con respecto al obtenido para la situación calibrada.

El análisis de sensibilidad a partir de la variación de este parámetro, evidencia que el modelo no se muestra sensible a la conductividad hidráulica de la UH1, en donde el RMSE se mantuvo constante. La capa 2 mostró una variación pequeña para los incrementos y se mantuvo igual que la capa 4 para los incrementos positivos. En esta capa, cualquier variación de K de la UH3 producirá un aumento en los niveles piezométricos de 0,17 m del RMSE con respecto al valor calibrado. Las variaciones en la UH4 mostraron un aumento del RMSE ante la variación de la conductividad hidráulica.

En cuanto a los flujos, se observa en la Figura 6.27 que a medida que aumenta K, los flujos entrantes/salientes aumentan, pero en un porcentaje mucho menor, por el contrario, cuando disminuye, los flujos también disminuyen en un porcentaje mucho menor. Lo cual es lógico debido a la mayor o menor facilidad del medio para dejar pasar agua a través de él.

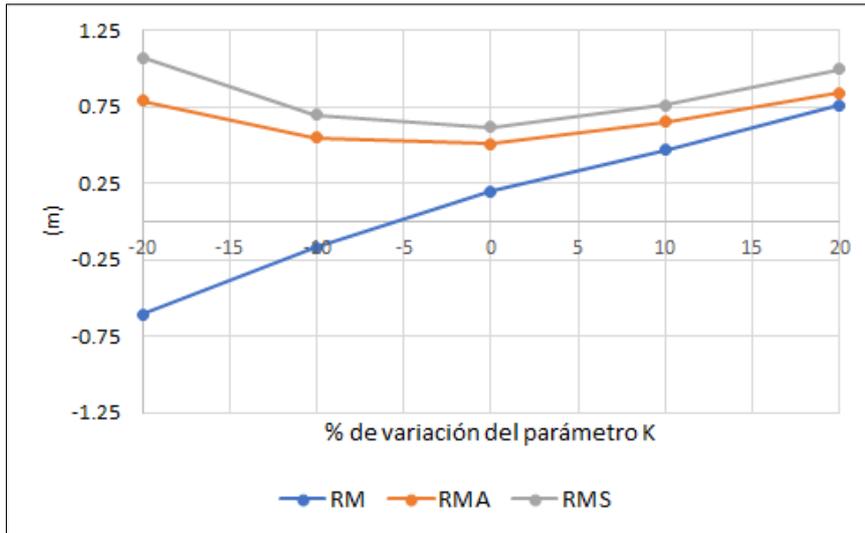


Fig. 6.25: Variación de los errores a partir de la variación del parámetro de conductividad hidráulica (K) con respecto al valor calibrado.

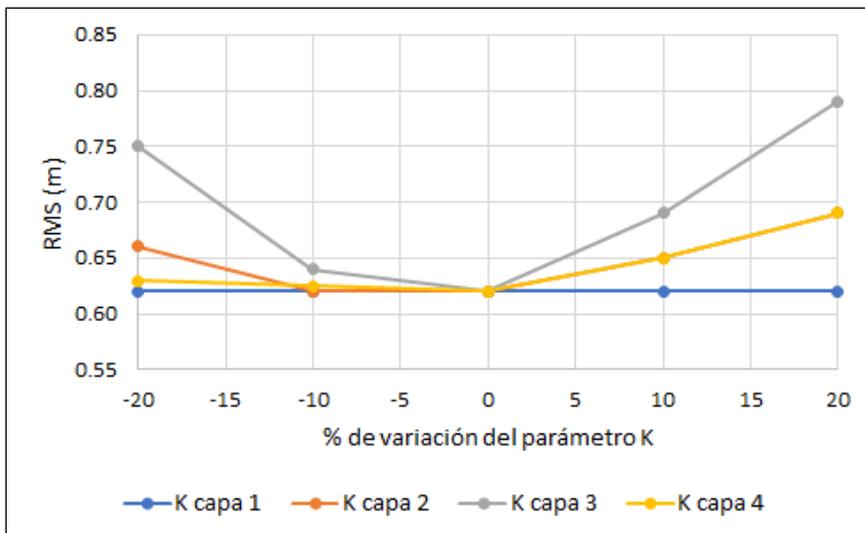


Fig. 6.26: RMSE para las diferentes capas respecto de la variación del parámetro K por cada UH con respecto al valor calibrado.

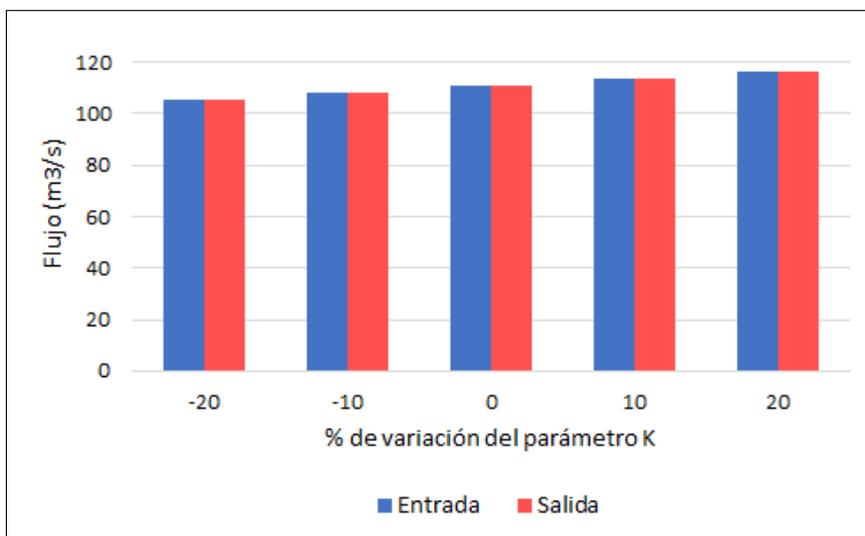


Fig. 6.27: Balance de masas de flujo obtenido a partir de la variación del parámetro K.

6.9.2. Sensibilidad del modelo a las conductancias de ríos y drenes

El incremento/disminución de los valores de las conductancias-C de ríos y arroyos no generaron variaciones significativas en los niveles piezométricos simulados (Fig. 6.28). Sin embargo, el incremento de la conductancia de los drenes en un 20 % generó la no convergencia del modelo. En ésta se observa que los niveles piezométricos del modelo calibrado sólo aumentan 0,001 m como máximo al modificar las C de los ríos, lo cual es despreciable. Por su parte, la modificación de C de los drenes en conjunto, produce una disminución de 0,01 m, lo cual se considera también despreciable. Por otro lado, el análisis por separado de los cursos de agua y drenes pone en evidencia que la no convergencia observada en conjunto para los incrementos de la conductancia de un 20 %, se debe a los drenes. Esto probablemente deba atribuirse al secado de celdas que produciría el incremento de este parámetro.

El análisis de sensibilidad respecto a las conductancias de los cursos de agua pone de manifiesto, que si bien el modelo no presenta una gran sensibilidad respecto a estos parámetros (Fig. 6.28), sí se puede afirmar que los valores calibrados se encuentran claramente cercanos a los óptimos (Fig. 6.29).

Si se analiza el balance global de flujos y de los ríos particularmente (Fig. 6.30), se observa una disminución/aumento del flujo global con una disminución/aumento de C, respectivamente. Estas variaciones presentan un valor entre un $\pm 3,26$ % y un $\pm 6,55$ % del valor del flujo global calibrado. Lo cual significa que, al modificar C, puede suponerse que se modificaría la K y el espesor del material del lecho de los ríos ya que la longitud y el ancho del curso no varía, por lo tanto, el balance de flujos tanto global como para los ríos es mayor o menor según sea la facilidad del medio para dejar pasar agua a través de él.

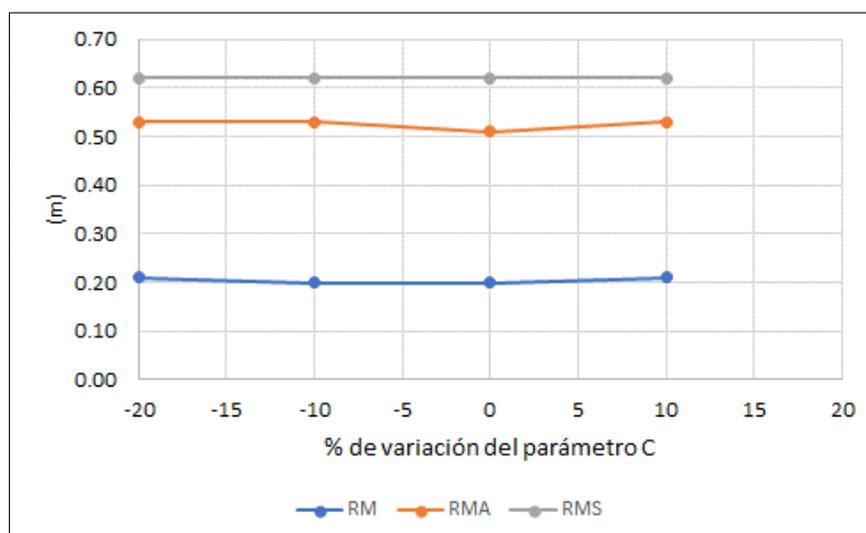


Fig. 6.28: Variación de los errores a partir de la variación del parámetro de conductancia (C) de ríos y drenes.

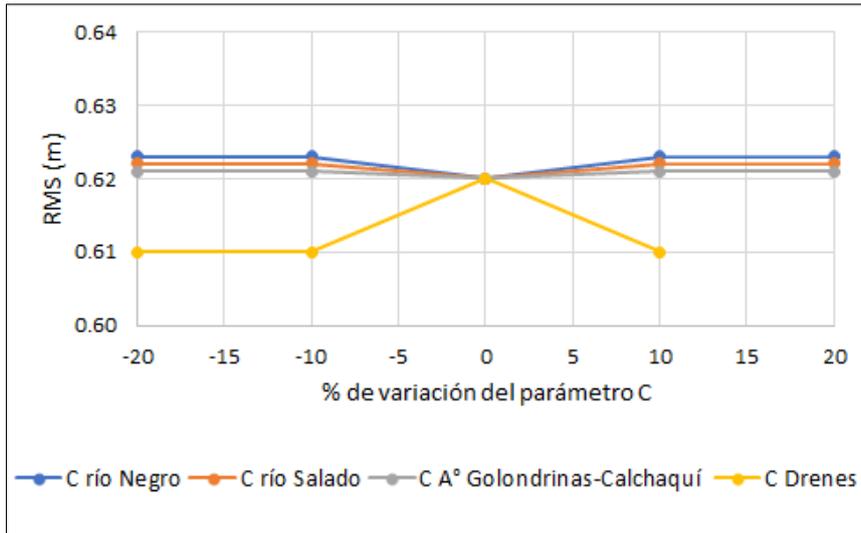


Fig. 6.29: Resultados de la variación del parámetro de conductancia (C) de ríos y drenes.

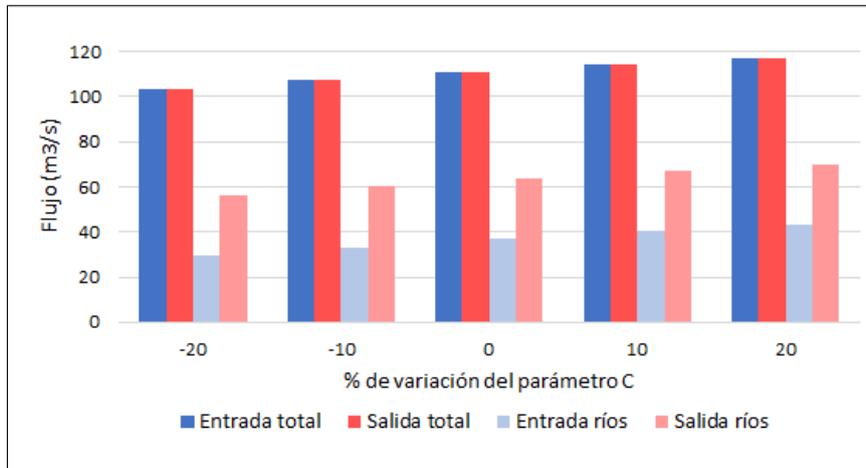


Fig. 6.30: Balance de masas de flujo obtenido a partir de la variación del parámetro C de ríos.

Estos parámetros analizados (conductividad hidráulica y conductancia) condicionan el comportamiento del sistema a nivel regional y local. En el caso de la conductividad hidráulica, la sensibilidad a las variaciones de dicho parámetro se manifiesta en la piezometría principalmente, y en el balance de masas en los flujos con un aumento proporcional al aumento de K, al igual que la conductancia.

6.10. Incertidumbres del modelo numérico de los BBSS

Como se mencionó anteriormente, un modelo conceptual es una representación simplificada de un sistema natural complejo y, a su vez, un modelo numérico es una representación esquematizada de la conceptualización. En estas sucesivas simplificaciones existen, y a la vez introducen, muchas fuentes de error e incertidumbre. Generalmente se asocian a la discretización espacial y temporal, la parametrización, la insuficiencia de datos observados para la calibración o se relacionan al efecto de procesos no simulados en el modelo. Estos factores junto con los errores propios de las observaciones, generan incertidumbre en las predicciones del modelo, por lo cual, la exactitud de la simulación es

limitada. Sin embargo, no invalidan su aplicación y utilidad como herramienta de análisis, gestión y predicción. Estas limitaciones deben ser conocidas cuando se interpretan resultados del modelo, teniendo siempre en cuenta el contexto regional y no local o de detalle en el que se enmarca la región de modelación. No obstante, las incertidumbres del modelo fueron reducidas parcialmente mediante una serie de hipótesis basadas en criterios geológicos e hidrogeológicos como son las siguientes:

- Dominio y discretización espacial: cada celda representa un área de 2,25 km², por lo que el modelo no está diseñado para simular condiciones para escalas más pequeñas. Por ejemplo, la zonificación de conductividades hidráulicas por la presencia de paleocauces que representan menos del 5 % de esa área por celda, se encuentra limitada a esta escala.
- Parámetros: debido a la limitada información geológica en profundidad y el gran rango de espesores entre las formaciones geológicas, la conductividad hidráulica se simula como uniforme para grandes áreas, lo cual no refleja la complejidad geológica y heterogeneidad sedimentológica de los BBSS, pero es representativa del conjunto. Otros parámetros como la conductancia o el coeficiente de goteo de ríos han sido simplificados por la ausencia de información precisa, aunque son comúnmente parámetros de calibración en este tipo de modelos.
- La incertidumbre de los resultados numéricos se asocia además con la incertidumbre misma de los modelos geológicos e hidrogeológicos, el error mismo del MDE del cual se extrajeron las cotas y constituyó el límite superficial del modelo numérico, los parámetros utilizados, a la representación numérica espacialmente discreta de un sistema real continuo y de un régimen estacionario de un escenario medio de un sistema que hidro-climáticamente evoluciona temporalmente a través de escenarios extremos, entre otras cosas.
- Los niveles observados para la calibración distan de ser el promedio de diferentes años hidrológicos y pueden afectar el ajuste del modelo. Sin embargo, al ser los únicos datos existentes, en su conjunto se les asigna la representatividad del nivel para el estado estacionario, lo que se considera una aproximación válida a escala regional.
- La falta de información acerca de los pozos de bombeo para ganadería o plantas de ósmosis en pequeñas localidades introduce un factor de incertidumbre en cuanto al caudal extraído, que puede tener influencia en el balance a nivel local, un efecto no capturado por el tamaño de la grilla. Por ejemplo, si se considera que en los departamentos Vera y 9 de Julio de la provincia de Santa Fe, según SENASA (2018) existen 1.435.000 cabezas de ganado, y si cada animal de engorde consume 50 l/d, serían 71.750 m³/d extraídos del acuífero, es decir 0,83 m³/s, lo cual tiene alguna influencia en el balance. No obstante, los volúmenes de extracción serían aproximadamente 0,7 % en el balance de masa global, valor que se considera despreciable.

- El error del modelo y la incertidumbre se pueden reducir en el futuro mediante un estudio más detallado de la geología e hidrogeología, los refinamientos adicionales del modelo, la recolección de nuevos datos de calibración, la datación de aguas, entre otros.

Capítulo 7: Conclusiones

El estudio de los BBSS en la presente Tesis se ha desarrollado sobre tres puntos principales. El primero corresponde a la caracterización geológica regional, enfocada en el área de los BBSS. El segundo, a la propuesta de modelo hidrogeológico conceptual en base el modelo geológico generado y a la integración de información hidrogeológica, hidroquímica e isotópica. Por último, la implementación de un modelo numérico de flujo subterráneo en estado estacionario a partir del modelo conceptual de los BBSS.

7.1. Conclusiones de la caracterización geológica

Los BBSS se ubican dentro de uno de los sistemas deposicionales complejos más extensos del sistema de cuencas de antepaís centro-andino en América del Sur. Se encuentra en la parte distal de uno de los mega-abanicos más grandes del planeta, el del río Salado-Juramento (área medida del mega-abanico 204,747 km²). Principalmente, en lo que respecta a la caracterización geológica de los BBSS:

- El mapa geomorfológico del mega-abanico, generado a partir del análisis de parámetros geomorfométricos en MDE, interpretación de imágenes satelitales y trabajo de campo específico, demuestra que el Sistema Geomorfológico Mega-abanico Fluvial del Salado-Juramento constituye un avance significativo respecto a la versión anteriormente disponible. El mismo comprende cuatro Unidades Geomorfológicas: 1) el área medio-proximal del mega-abanico, 2) el área distal del mega-abanico, 3) la faja fluvio-eólica del Golondrinas-Calchaquí, y 4) la faja actual fluvial del Salado. En el mismo se definen trece subunidades geomorfológicas. Además, la interpretación de los mapas históricos que documentan la dinámica del río Salado sobre el área sur del mega-abanico durante los últimos cientos de años, evidencia la interacción con el mega-abanico del río Dulce. Este análisis adquiere importancia en la interpretación de la complejidad morfo-sedimentaria que se observa en los BBSS.
- Las variaciones mineralógicas de los sedimentos actuales de cauce y la carga en suspensión de los ríos Paraná, Bermejo, Salado y Dulce, y de sedimentos muestreados en algunos perfiles estratigráficos de la zona de estudio, permitieron avanzar en la caracterización de algunas de las fuentes de procedencia de los sedimentos de la Llanura Chaqueña (Sierras Pampeanas, Sierras Subandinas y de Santa Bárbara, Cratón Brasileño).
- La columna sedimentaria cuaternaria del NO de los BBSS reconstruida a partir de la perforación de investigación de Gato Colorado, permitió obtener una caracterización general de los sedimentos que componen la sucesión estratigráfica cuaternaria de los BBSS que complementa a la de la perforación de investigación de Fortín Tres Pozos. Además, permitió su asociación con las características hidrogeológicas de los BBSS.

- Los cambios lito-estratigráficos interpretados en el mega-abanico, desde depósitos de canales amalgamados y lóbulos terminales en el área proximal del mega-abanico, y sedimentos finos de llanura de inundación, paleocauces de baja energía, y depósitos de pantanos y desarrollo de suelos y paleosuelos hidromórficos, asociados al área distal del abanico, permitió generar una caracterización geológica marco de los BBSS. Éstos fueron realizados a partir del análisis de datos de perforaciones de investigación y del relevamiento de exposiciones en barrancas fluviales, y canteras artificiales, integrados con datos de pozos de agua subterránea.
- El análisis de la estratigrafía del Cenozoico del área de estudio, teniendo en cuenta las unidades litoestratigráficas representativas del Cuaternario los antecedentes de la cuenca sedimentaria Chaco-Pampeana y la información obtenida de la reinterpretación de más de 150 perforaciones, permitió la identificación de las formaciones geológicas cenozoicas definidas formalmente por otros autores en la región (Fm. Chaco, Fm. Paraná, Fm. Ituzaingó, Fm. Fortín Tres Pozos, Fm. Urundel y Fm. Tezanos Pinto). Este análisis constituyó la base para la realización del modelo hidrogeológico, el cual adquiere importancia en la interpretación de las formaciones más profundas que comprenden el modelo geológico de los BBSS.
- Los rasgos estructurales del paisaje, incluidos en el mapa geomorfológico del mega-abanico fluvial del Salado (incluyendo las morfoestructuras: Lomadas de Otumpa y Bloque de Vera), adquiere importancia en la interpretación de la complejidad en el patrón de flujo regional del agua subterránea.
- El análisis integrado de los procesos morfo-sedimentarios con datos cronoestratigráficos de la llanura Chaco-Pampeana, permitió una primera vinculación con determinados eventos climáticos cuaternarios deducidos por autores previos. Esto aporta a la reconstrucción de la evolución del mega-abanico durante el Cuaternario Superior. Se evidencia una larga historia de sedimentación, particularmente del ambiente de paleo-humedal que representan los BBSS, en la zona distal del mega-abanico. Si bien esta zona fue expuesta a prolongados periodos húmedos (MIS 5, MIS 3, *Optimum Climaticum del Holoceno* y MCA) y periodos más secos (MIS 2, Holoceno Superior y PEH), su identidad como humedal se ve reflejada a lo largo de varias decenas de miles de años de registro sedimentario.
- La caracterización geológica realizada y el modelo conceptual geológico obtenido son la base para el modelo hidrogeológico. En éste, las unidades o estratos depositados en un ambiente o en un conjunto relacionado de ambientes, incorporando las posibles geometrías, sus características estructurales y la variación espacial de sus propiedades principales, permiten una mejor comprensión de la génesis de las condiciones físicas del medio como base para cualquier desarrollo de modelos hidrogeológicos conceptuales y numéricos.

7.2. Conclusiones de la caracterización hidrogeológica

La exploración y la investigación de grandes sistemas hidrogeológicos de llanura, como es el caso de los BBSS, es compleja; se necesitan proyectos interdisciplinarios a gran escala. A pesar de algunas limitaciones de datos debido a la extensión del área de estudio, los resultados obtenidos en esta Tesis permiten proponer un modelo conceptual del sistema hidrogeológico que no había sido abordado en forma integral como el trabajo de esta investigación. Los principales resultados y conclusiones del modelo hidrogeológico son:

- Las cuatro unidades hidrogeológicas definidas, representan un conjunto de formaciones geológicas que componen el modelo geológico. Estas unidades hidrogeológicas rigen la presencia, circulación y constitución química de las aguas subterráneas, así como sus vinculaciones con las aguas superficiales. Es decir, esta conceptualización de la columna sedimentaria en diferentes unidades hidrogeológicas resume las características fundamentales de la dinámica de los flujos subterráneos y sus interacciones con los cuerpos de agua superficiales y aportes desde la atmósfera.
- La representatividad del modelo dividido en las grandes UH es adecuada con la escala de trabajo y objetivos propuestos en la Tesis, a pesar de la gran heterogeneidad litoestratigráfica tanto vertical como horizontal que presenta el sistema, lo cual podría conducir a hipótesis alternativas en el modelo hidrogeológico a medida que avance en el conocimiento y se introduzcan mejoras en el mismo.
- El contexto geológico (geomorfológico, estratigráfico, sedimentológico, estructural) es el principal condicionante de la configuración del flujo regional del agua subterránea, definiendo las principales áreas de recarga y descarga. El mapa piezométrico para cada UH constituye un importante aporte al conocimiento del comportamiento hidrogeológico regional de la zona de estudio. Estos permitieron detectar zonas de potencial conexión hidráulica vertical de las UH, caracterizar la dirección regional del flujo (NO a SE), y la zona de ocurrencia de recarga regional. La incertidumbre de la piezometría establecida debido a varios factores espaciales y temporales, no generarían mayores incertidumbres dada la escala regional del área de estudio, la cual contribuye a minimizar estos efectos en los mapas piezométricos construidos.
- La variación del nivel freático, muestra la relación directa de las precipitaciones y la recarga del sistema. Si bien es un comportamiento ya conocido, el sitio de medición elegido no había sido monitorizado con anterioridad.
- La interpretación de la hidroquímica y los isótopos ambientales conjuntamente con la piezometría fueron fundamentales para identificar zonas de recarga/descarga. En particular, la relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ de muestras de aguas subterráneas y superficiales de los BBSS evidencian que la recarga regional se origina en las Sierras Subandinas y de Santa Bárbara para todas las UH. El flujo mantiene una dirección de flujo NO-SE. Un aporte importante de la interpretación isotópica es la

propuesta de sectorización de UH1, en la que la dirección del flujo está asociado al lóbulo de deposición al sur de las Lomadas de Otumpa (SUG 2d, 2e y 2f). Por otro lado, al E de las Lomadas de Otumpa (SUG 2a), corresponde a los flujos locales en UH1, con una probable contribución de los flujos térmicos profundos. Si bien no se cuenta con información de detalle, conceptualmente es posible que UH1 también reciba recarga por infiltración de las aguas superficiales. Por otro lado, los flujos de descarga de las UH ocurren en el río Paraná. Además de la descarga en el río Paraná, para UH1 los flujos descargan localmente en arroyos y/o cuerpos de agua superficiales como lo son el sistema Golondrinas-Calchaquí y río Salado, cañada de las Víboras y los canales de drenaje, ocurriendo también por evapotranspiración.

- El contexto geológico es uno de los principales condicionantes de las características químicas del agua subterránea. El grado de mineralización de las aguas subterráneas varía tanto vertical como horizontalmente dentro del sistema. La topografía y las condiciones hidroclimáticas igualmente tienen su influencia en el quimismo de las aguas de la región. En general se observa la tendencia del aumento de las concentraciones de los iones de Na^+ , SO_4^{2-} y Cl^- con la profundidad, lo cual es compatible con la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea con la profundidad. La hidroquímica, principalmente de la UH1, refleja la heterogeneidad litoestratigráfica del sistema asociada a los procesos geológicos y especialmente a la dinámica sedimentaria del mega-abanico y a la influencia de los ciclos hidroclimáticos relacionados a la distribución espacio-temporal de la precipitación/evaporación.
- El modelo hidrogeológico conceptual de funcionamiento de los BBSS constituye un avance al conocimiento del sistema hidrogeológico a la región. Si bien existían propuestas anteriores, el carácter regional sustentado en nueva información de campo integrada a la antecedente de este trabajo mejora sustantivamente la comprensión del funcionamiento del sistema hidrogeológico. Éste representa un sistema multi-acuífero, heterogéneo, anisótropo, definido por las cuatro unidades hidrogeológicas reconocidas. Este sistema se deberá continuar estudiando para ahondar la comprensión del sistema y así poder explotarlo con los criterios de sostenibilidad ambiental.

7.3. Conclusiones del modelo numérico de los BBSS

El modelo conceptual de funcionamiento del sistema acuífero de los BBSS ha sido validado mediante un modelo numérico en régimen de flujo estacionario, el primero construido en el área de estudio. En relación a éste:

- El comportamiento del sistema es reproducido en un modelo multicapa que simula la relación de las diferentes UH de manera coherente con el modelo conceptual.
- La recarga efectiva del modelo, obtenida a partir de estimaciones previas de promedios anuales resulta adecuada en el balance hídrico del mismo. A su vez, la conductividad hidráulica zonificada

en cada UH según las formaciones geológicas, y las conductancias de los ríos, arroyos y drenes establecidos de antecedentes, resultaron adecuados en la etapa de calibración del modelo.

- El modelo regional alcanza un muy buen ajuste entre niveles piezométricos simulados y observados en perforaciones seleccionadas para la calibración, avalado por la magnitud de los errores obtenidos. El residuo medio resultó de 0,20 m, la media de los valores absolutos de los residuos de 0,51 m, y el error cuadrático medio de 0,62 m (RMSE), el cual representa un 0,97 % del valor normalizado de RMSE. Además, los puntos de observación al encontrarse distribuidos en toda la extensión del área de estudio, indican que los niveles calculados son representativos en toda la extensión modelada y no en forma sectorizada.
- La piezometría simulada mantiene el patrón de flujo con una dirección O-E igual a la del modelo conceptual. La recarga regional se sitúa al O del modelo, y la descarga en el arroyo Golondrinas-Calchaquí, ríos Negro, Salado y Paraná para la UH1, y el río Paraná para las demás UH. La divisoria de agua subterránea modelada en el Bloque de Vera verificaría la hipótesis de zona de recarga sugerida por los distintos tipos hidroquímicos de agua subterránea para las UH1 y UH2 sobre cada margen del arroyo Golondrinas-Calchaquí. Si bien en UH1 existen diferentes composiciones químicas del agua subterránea entre el agua almacenada en paleocauces y las aguas de su entorno, no se representan en el modelo numérico dada la resolución espacial del modelo. Los paleocauces que presentan un tipo químico con menores concentraciones de sales, ocupan menos del 5 % del área de cada celda (2.250.000 m²), por lo que la escala del modelo limita la posibilidad de simular condiciones para escalas más pequeñas.
- El balance de masas es coherente y muestra una interacción entre las UH representada por los flujos inter-unidades, esto es, un ascenso de flujos profundos hacia las UH superficiales, lo que queda evidenciado con el análisis hidroquímico e isotópico integrado en el modelo conceptual hidrogeológico.
- Los valores obtenidos de caudal base para los ríos y arroyos que constituyen el modelo conceptual hidrogeológico de los BBSS son coherentes, no sólo porque están próximos a los caudales reales aproximados sino también en la relación que guardan entre ellos. De esta forma también es posible corroborar la validez del modelo numérico.
- El análisis de sensibilidad indica que los valores de los parámetros resultantes de la calibración se encuentran próximos a los valores óptimos. Ello a pesar de la relativamente baja sensibilidad del modelo respecto a la conductancia hidráulica de la UH1 y conductancias de la red de drenaje superficial.

Finalmente se considera que este trabajo, como una primera caracterización geológica e hidrogeológica regional de los BBSS, esta última debidamente contrastada mediante técnicas de simulación numérica, afirma la hipótesis planteada. En ésta, el esquema de circulación de sistemas hidrogeológicos en cuencas sedimentarias postulado por Tóth es válido para los BBSS, a pesar de que la compresión acerca de la

dinámica de los flujos intermedios indicados en el esquema de Tóth queda abierta a discusión por la falta de información para su identificación en ciertos sectores, si bien en principio puede resultar coherente con los sistemas de grandes llanuras. Los rasgos tectónicos, estratigráficos, sedimentológicos y geomorfológicos condicionan el patrón de flujo del agua subterránea y sus características hidrogeoquímicas. Las características geoquímicas e isotópicas del agua evidencian las particularidades de este patrón de flujo, la interrelación entre los flujos y su medio físico, y las áreas de recarga y descarga del sistema hidrogeológico de los BBSS. En consecuencia, se propone continuar con las simulaciones llevando a cabo una modelación en régimen transitorio, incorporando la variabilidad temporal de las recargas. De esta manera, se podría llegar a ajustar aún más el modelo conceptual y numérico obtenidos durante la presente Tesis. Finalmente, se destaca la importancia de la geología en los estudios hidrogeológicos futuros en la compleja región de los BBSS, ya que hasta el momento no se había establecido el modelo geológico del mismo. Esta Tesis, es un paso en ese sentido.

7.4. Futuras líneas de investigación

Los numerosos resultados y conclusiones alcanzados motivan plantear objetivos futuros de investigación a fin de profundizar en conocimiento en los diversos ejes que conforman la tesis.

Se considera que cualquier avance en el conocimiento del modelo geológico puede llevar a complementarlo y consolidarlo más detalladamente. En relación a los estudios a realizar, idealmente sería deseable contar con nuevas perforaciones del tipo de la realizada en esta tesis. Alternativamente o en forma complementaria se propone la ejecución de SEVs en un perfil longitudinal y otro transversal en el área de los BBSS. Este perfil proporcionaría un detalle de toda la sección ya que existen zonas claves con vacíos de información. Si bien la salinidad del agua en profundidad puede condicionar las interpretaciones, el apoyo paramétrico de algunas de las descripciones estratigráficas cercanas ayudarán a reducir tal limitación. Una zona ejemplo es la transición entre los BBSS y el Bloque de Vera. A su vez, sería interesante estudiar en detalle algunos de los paleocauces principales del Salado, de manera que se pueda obtener conocimiento sobre su geometría, disposición y edad mediante dataciones de sedimentos, no solo para mejorar el modelo regional a escala local sino para realizar un aporte en la gestión del recurso subterráneo.

Una de las mayores falencias de información es la ausencia o escasez de niveles piezométricos y variables meteorológicas, especialmente en la región central de los BBSS. Desde el punto de vista hidrogeológico, se propone continuar con el monitoreo diario de niveles freáticos en la perforación de Gato Colorado y en lo posible, en otras perforaciones ubicadas tanto en la UH1 como en la UH2 y UH4. Esa información permitiría verificar y/o identificar la relación hidráulica entre capas. Idealmente, cada sitio de monitorización de niveles debería contar con una estación pluviométrica/meteorológica cercana, disponible o a instalar. En este sentido, con financiamiento del Consejo Federal de Inversiones, se

encuentra próximo a iniciar el diseño de un plan director para la región de los BBSS, que incluye una completa red de monitores de variables hidroambientales: niveles piezométricos e hidrométricos, precipitación, entre otras.

Más allá del monitoreo continuo de niveles puntuales, se propone también continuar con el relevamiento de niveles piezométricos en perforaciones de la base de datos y nuevas que se puedan llegar a localizar para ir mejorando y actualizando los mapas piezométricos regionales. Paralelamente, dada la estrecha dependencia de estos mapas con el MDE, y las bajas pendientes del área, en el futuro deberían analizarse fuentes de información altimétrica alternativas para reducir los errores.

La hidroquímica y los isótopos ambientales mostraron ser un fundamental apoyo para el modelo conceptual. Por ende, se debería continuar el muestreo de las aguas de la región, por ejemplo, en diferentes años hidrológicos, haciendo énfasis en lagunas o secciones donde se considera que puede existir descarga local y/o regional de flujos profundos, de manera de robustecer el modelo conceptual. Además, sería interesante muestrear la precipitación en la zona para determinar la isotopía y su composición química, de manera de ahondar en la interpretación de la contribución de diferentes aguas a las aguas muestreadas. Por otro lado, la datación de aguas y sedimentos sería de suma importancia para contribuir a la verificación del origen de la recarga, la interconexión de unidades, la descarga y la evolución paleoclimática, entre otras cosas.

En lo que respecta al modelo numérico del sistema hidrogeológico, es fundamental y de gran importancia generar un modelo en estado transitorio, incorporando la variabilidad temporal de las recargas y los niveles hidrométricos de ríos y canales/drenes. En momentos en que los impactos del cambio global ya son un hecho, la herramienta de la modelación podría utilizarse tanto para analizar escenarios de cambio climático como de usos de suelo (recarga), en base a la evidencia de las profundas transformaciones de cobertura evidenciadas por la región en los últimos 40 años.

Capítulo 8: Referencias

- Aceñolaza, F.G. 1976. Consideraciones bioestratigráficas sobre el Terciario marino de Paraná y alrededores. *Acta Geológica Lilloana* 13: 91–108.
- Adámoli, J.; Neumann, R.; de Colina, A.D.R; Morello, J. 1972. El Chaco aluvional salteño (Convenio INTA - Prov. de Salta). *Rev. Inv. Agropec. INTA, Serie 3, Clima y Suelo* 9: 165-237.
- Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D.; Smith, M. 2006. *Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. N°56 Ed. FAO. Italia, Roma. 323 pág.
- Amsler, M.; Drago, E. 2009. A review of the suspended sediment budget at the confluence of the Paraná and Paraguay Rivers. *Hydrological Processes*. V23, 3230-3235 pág. <https://doi.org/10.1002/hyp.7390>
- Anderman, E.R.; Hill, M.C. 2000. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey Modular Groundwater Model -Documentation of the Hydrogeologic-Unit Flow (HUF) Package. Open-File Report 2000-342. <https://doi.org/10.3133/ofr00342>
- Anderson, M.P.; Woessner, W.W. 1992. *Applied Groundwater Modeling— Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press, Inc., San Diego, CA, 381 p.
- Anderson, M.P.; Woessner, W.W.; Hunt, R.J. 2015. *Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport*. 2da edición. Academic Press, Inc., San Diego, CA, 535 pág.
- Angueira, C. 2007. *Geomorfología de Santiago del Estero*. Proyecto Sustentabilidad de los Sistemas Productivos del NOA. Ediciones INTA, 22 pág.
- Anonymous, C. 1972. The preparation of maps and plans in terms of engineering geology. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 5, 293-381.
- Anonymous, C. 1976. *Engineering Geological Maps: a guide to their preparations*. Earth Sciences Series No. 15. Commission on Engineering Geological Maps of the International Association of Engineering Geology, The UNESCO Press, Paris.
- APA – Administración Provincial del Agua de la Provincia del Chaco. 2012. *Panorama hidrogeológico de la provincia del Chaco*. Recopilación y evaluación de los recursos hídricos de la provincia del Chaco. Convenio entre el Ministerio de Infraestructura y Servicios de la Provincia del Chaco y Newphoenix srl. 65 pág.
- APA – Administración Provincial del Agua de la Provincia del Chaco. 2009. *Estudios hidrogeológicos y geofísicos para la provisión de agua potable en la región oeste de la provincia de Chaco, zona sudoeste, áreas Charata-Avia Terai, Los Frentones - Avia Terai*. Provincia de Chaco. Informe final 58 pág.
- APHA, 2012. *Standard methods for the examination of water and wastewater*. 22° edición. Editado por Rice, E.W.; Baird, R.B.; Eaton, A.D.; Clesceri, L.S. American Public Health Association (APHA), American Water Works Association (AWWA) and Water Environment Federation (WEF), Washington, D.C., USA. 724 pág.
- Appelo, T.; Postma, D. 2005. *Geochemistry, Ground Water and Pollution*. Geochemistry, Groundwater and Pollution, Second Edition. 10.1201/9781439833544.
- Aquaveo, L.L.C. 2007. *Groundwater Modeling System Version 10.1.5*, build date, Aug 9, 2016, UT, USA.
- Assine, M.; Corradini, Pupim, F.N.; McGlue, M. 2014. Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. *Sediment. Geol.* 301, 172–184. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.11.007>.

- Assine, M.; Merino, E.; Pupim, F.; Warren, L.; Guerreiro, R.; McGlue, M. 2016. Geology and Geomorphology of the Pantanal Basin. Dynamics of the Pantanal Wetland in South America. Springer, pág. 23–50 https://doi.org/10.1007/698_2015_349.
- Assine, M.L.; Macedo, H.A.; Stevaux, J.C.; Bergier, I.; Padovani, C.R.; Silva, A. 2015. Avulsive Rivers in the Hydrology of the Pantanal Wetland. The Handbook of Environmental Chemistry 37. Springer, pág. 83–110.
- Assumpção, M.; Ferreira, J.; Bezerra, F.H.; França, G.S.; Barbosa, J.R.; Menezes, E.; Ribotta, L.C.; Pirchiner, M.; Nascimento, A.; Dourado, J.C. 2014. Intraplate seismicity in Brazil. In: Talwani, P. (Ed.), Intraplate Earthquakes. Cambridge University press, UK, pp. 50-71.
- Atlas total, 2002. Atlas Digital de los Recursos Hídricos Superficiales de la República Argentina. Subsecretaría de Recursos Hídricos. Instituto Nacional del Agua.
- Bachmann, L.; Daniele, C.; Mereb, J.; Frassetto, A. 2007. Identificación Expeditiva de los Principales Problemas Ambientales en el Gran Chaco Argentino. Documento de trabajo, UBA-Instituto de Geografía. 35 pág.
- Bannert, D. 1974. Hydrogeological Investigations in the Pampa of Argentina. Federal Geological Survey, SR No 330, Federal Republic of Germany.
- Barnett, B.; Townley, L.R.; Post, V.; Evans, R.E.; Hunt, R.J.; Peeters, L.; Richardson, S.; Werner, A.D.; Knapp, A.; Boronkay, A. 2012. Australian groundwater modelling guidelines, Waterlines report 82, National Water Commission, Canberra.
- Basan Nickisch, M. 2011. Informe Técnico: nueva perforación más el sistema de bombeo en el Área de Ganadería de la EEA Reconquista (268).
- Basan Nickisch, M. 2012. Manejo eficiente del agua en los Bajos Submeridionales y su área de influencia. 2do Foro Regional del Agua: “Agua, gestión y desarrollo, aportes para la construcción del PEA en la región”. Avellaneda.
- Basan Nickisch, M.; Lahite, A.; Sosa, D.; Sánchez, L.; Tosolini, R. 2017. Aguadas para ganadería bovina en los Bajos Submeridionales y áreas de influencia. Revista FAVE - Ciencias Agrarias, 16(1), 11-38.
- Base de datos agroclimática, ICyA, CIRN. Gómez, S. INTA, Serie 1981-2005. [#http://geointa.inta.gov.ar/webfm/Descargas/L%C3%A1minas/Laminas_de_Suelos #](http://geointa.inta.gov.ar/webfm/Descargas/L%C3%A1minas/Laminas_de_Suelos)
- Base de Datos Hidrológica Integrada, 1954–2016. Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica, Ministerio de Obras Públicas, Argentina. En: <https://www.argentina.gob.ar/obras-publicas/hidricas/base-de-datos-hidrologica-integrada>.
- Bentley, H.W.; Phillips, F.M.; Davis, S.N.; Habermehl, M.A.; Airey, P.L.; Calf, G.E.; Elmore, D.; Gove, H.E.; Torgersen, T. 1986. Chlorine 36 dating of very old groundwater: 1. The Great Artesian Basin, Australia, Water Resour. Res., 22(13), 1991–2001, doi:10.1029/WR022i013p01991.
- Berhe, B.A.; Dokuz, U.E.; Çelik, M. 2017. Assessment of hydrogeochemistry and environmental isotopes of surface and groundwaters in the Kütahya Plain, Turkey. J. Afr. Earth Sci., 134, 230–240.
- Bertoldi de Pomar, H. 1970. Notas preliminares sobre la distribución de los minerales edafógenos en la Provincia de Santa Fe. Instituto Nacional de Limnología. Comunicaciones No. 61. 11 pág.
- Bertoldi de Pomar, H.B. 1962a. Sobre la composición mineralógica de algunos suelos del Norte Santafesino. - An. Museo Prov. Cien. Nat. F. Ameghino. Santa Fe - 1 (3): 77-84.
- Bertoldi de Pomar, H.B. 1962b. Algunas consideraciones sobre la composición mineralógica de las arenas en le provincia de Santa Fe. 1era Reunión de Trabajos y Comunicaciones de Ciencias Naturales y Geografía del Litoral Argentino, Instituto Profesional UNL, Santa Fe. Publicación técnica N° 7 Ministerio de Agricultura y Ganadería de la Provincia de Santa Fe, Dirección General de Recursos Naturales. 91-104 pág.

- Bielsa, L.; Fratti, R. 1981. Determinación del comportamiento del sistema natural y modificado con obras en temas referentes a calidad de agua. Convenio Bajos Submeridionales, Consejo Federal de Inversiones, Santa Fe, 43 pág.
- Bielsa, L.; Fratti, R. 1983. Estudio de las condiciones químicas del agua superficial y freática existente en áreas de embalse para estimar la calidad del agua que operan las obras propuestas. Programa de desarrollo agropecuario para la región de bajos Submeridionales provincias de Chaco, Santa Fe y Santiago del Estero. Consejo Federal de Inversiones 43 pág.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64, 450–489. <https://doi.org/10.1306/D4267DDE-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Blair, T.C.; McPherson, J.G. 2009. Processes and Forms of Alluvial Fans. In: Parsons A.J., Abrahams A.D. (eds) *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9_14
- Bojanich, E.; Risiga, A.H. 1975. Aguas subterráneas de la Provincia de Santa Fe. *Revista "Estudios de Geografía de la Provincia de Santa Fe"*. Soc. Arg. de Est. geográficos GAEA Tomo 9: 71-101.
- Bojanich, E; Risiga A. 1989. Aguas subterráneas de la Provincia de Santa Fe- Estudios de Geografía de la provincia de Santa Fe GAEA. Ser. Esp. 9: 71-101 Buenos Aires.
- Bossi, J. 1966. *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República. Montevideo. 469 pág.
- Boujon, P.; Fernández, ; Pereyra, F.; Trevisiol, S.; Lamarca, L.; Gambandé, L.; Rodríguez, V. 2019. Contribución al conocimiento hidrogeológico de la región chaqueña argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Anuales* 57. 62 pág. Buenos Aires.
- Boujon, P.; Fernández, D.S.; Trevisiol S.; Pereyra, F.X.; Gambandé, L. 2016. Hidrogeología de la Región Chaqueña de la República Argentina. IX Congreso Argentino de Hidrogeología y VII Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Hidrología Subterránea. Catamarca, Argentina.
- Bozzano, F.; Andreucci, A.; Gaeta., M.; Salucci, R. 2000. A geological model of the buried Tiber river valley beneath the historical center of Rome. *Bulletin of Engineering Geology and Environment*, 59, 1-21.
- Braccini, I.O. 1980. Cuenca del Salado. En J.C.M. Turner (Ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, II: 879-918.
- Brandoni, D. 2013. Los Tardigrada (Mammalia, Xenarthra) del Mioceno Tardío de Entre Ríos, Argentina. Brandoni, D. y Noriega, J.I. (Eds.), *El Neógeno de la Mesopotamia argentina*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 135-144.
- Bravard, A. 1858. *Monografía de los terrenos marinos terciarios de las cercanías del Paraná*. Imprenta del Registro Oficial, Paraná. 107 pág. (Reimpresión Imprenta del Congreso de la Nación, 1995).
- Bredehoeft J. 2005. The conceptualization model problem—Surprise. *Hydrogeology Journal*, 2005; 13:37–47.
- Brunetto, E. 2008. Actividad neotectónica en el sector oriental de la cuenca inferior del río Dulce, laguna Mar Chiquita y bloque San Guillermo. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales – Universidad Nacional de Córdoba; p. 306 (inédita).
- Brunetto, E.; Gimenez, M.E. 2012. Características de la deformación cuaternaria en el centro de la llanura pampeana. XV Reunión de Tectónica. S. Juan. 36-37.
- Brunetto, E.; Iriondo, M. 2007. Neotectónica en la Pampa Norte, Argentina. *Rev. Soc. Geológica de España*, 20(1-2):17-29. Madrid.

- Brunetto, E.; Iriondo, M.; Zamboni, L.; Gottardi, G. 2010. Quaternary deformation around the Palo Negro area, Pampa Norte, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 627–641. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.12.004>.
- Brunetto, E.; Kröhling, D.; Francisconi, C. 2014. La geomorfología de una región representativa de Pampa Norte y sur de la Mesopotamia en el contexto de los procesos endógenos. Aportes para el mapeo de áreas de llanura. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, 2-6 de junio, S13.
- Brunetto, E.; Kröhling, D.; Zalazar, M.; Francisconi, M. 2017. Analysis of the interaction between neotectonic and surface processes in a low-land intracratonic setting of South America. *Quat. Int.* 438, 141–159. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.018>.
- Brunetto, E.; Sobrero, F.; Giménez, M. 2019. Quaternary deformation and stress field in the Río de la Plata Craton (Southeastern South America). *J. S. Am. Earth Sci.* 91, 332–351. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.010>
- Brunetto, E.; Noriega, J.I.; Brandoni, D. 2013: Sedimentología, Estratigrafía y edad de la Formación Ituzaingó en la Provincia de Entre Ríos, Argentina. En Brandoni, D. & Noriega, J.I. (eds): El Neógeno de la Mesopotamia Argentina, 13–27. Asociación Paleontológica Argentina – Publicación Especial 14.
- Bucher, E. 2016. El futuro incierto de los humedales del Chaco: el caso de los bañados del Río Dulce. The uncertain future of the Chaco wetlands: the case of the Bañados del Río Dulce. *PARAQUARIA NATURAL*. Pág. 11-18.
- Bucher, E.H.; Chani, J.M. 1998. Chaco. In: Canevari, P., Blanco, D.E., Bucher, E.H., Castro, G., Davidson, I. (Eds.), *Los Humedales de la Argentina: clasificación, situación actual, conservación y legislación*. Wetlands for the Americas, Buenos Aires, pp. 73–96.
- Bull, W.B. 1964. Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper 352-E*, 89–128.
- Bullock, A.; Acreman, M.C. 2003. The role of wetlands in the hydrological cycle. *Hydrology and Earth System Sciences* 7, 3, 75-86.
- Burbank, D.W.; Anderson, R.S. 2001. *Tectonic Geomorphology*. John Wiley & Sons. 480 pág.
- Burkart, R.; Barbaro, N.; Sánchez, R.O.; Gómez, D.A. 1999. Eco-regiones de la Argentina. Programa para el desarrollo institucional, componente de la política ambiental. Administración de Parques Nacionales, 42 pág.
- Cabrera, Á.L.; Willink, A. 1980. Biogeografía de América Latina. 2a edición corregida. Monografía 13. Serie de Biología. Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos. Washington DC. EEUU. 120 pág.
- Cafaro, E.; Latrubesse, E.; Ramonell, C., 2010. Estimación de la carga sedimentaria que aportan los Andes y sierras asociadas al Chaco Argentino – Paraguayo. XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Uruguay.
- Cafaro, E.; Latrubesse, E.; Ramonell, C.; Montagnini, M.D. 2009. Channel pattern arrangement along Quaternary fans and mega-fans of the Chaco plain, central South America. In: Vionnet, C., Garcia, M., Latrubesse, E., Perillo, G. (Eds.), *RCEM 2009 River Coastal and Estuarine Morphodynamics*. vols. 1 and 2. CRC Press-Taylor Francis Group, Netherlands, pp. 349–354.
- Caí, J.; Liu, Y.; Leiy, T.; Pereira, L.S. 2007. Estimating reference evapotranspiration with the FAO Penman-Monteith equation using daily weather forecast messages. *Agric. For. Meteorol.* 145 (1-2): 22-35.
- Camacho, H. 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y del Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geologica Argentina* 22: 253–280.

- Campononico, V.; García, M.G.; Pasquini, A.I. 2015. The dissolved chemical and isotopic signature downflow the confluence of two large rivers: The case of the Parana and Paraguay rivers. *Journal of Hydrology*; Amsterdam; vol. 528 pág. 161 - 176
- Carignano, C.; Kröhlhling, D.M.; Degiovanni, S.; Cioccale, M. 2014. Geomorfología de la provincia de Córdoba (Argentina). In: Martino, R., Guerreschi, A. (Eds.), *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino - Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*, Edition: 1ra Asociación Geológica Argentina (AGA), pp. 747–822.
- Carrera Ramírez, J.; Sánchez Vila, X. 1994. La influencia de la variabilidad espacial en la incertidumbre de los modelos de transporte de solutos. En: *Análisis y evolución de la contaminación de las aguas subterráneas*. T. 1, 169-184.
- Carrera, J.; Mathias, A. 2010. Groundwater flow and transport. En: *Groundwater modelling in arid and semi-arid areas*. Wheeler, H., Mathias, A., Li, X. (Eds.) Cambridge University Press. Capítulo 4, 39-62.
- Cassidy, W.A.; Renard, M.L. 1996. Discovering research value in the Campo del Cielo, Argentina, meteorite craters. *The Meteoritical Society*. Volume 31, Issue 4. Pág. 433-448. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1996.tb02087.x>
- Castellanos, A. 1968. Desplazamientos naturales, en abanico, del río Salado del Norte en la llanura Chaco-Santiagueño - Santafesina. Instituto de Fisiografía y Geología, Universidad Nacional de Rosario, Publications 52, 19.
- Catt, J.A. 1990. Paleopedology manual. *Quat. Int.* 6, 1–95.
- Ceirano, E.; Paoli, C.; Schreider, M. 2000. Las inundaciones en el área de Santa Fe. Interpretación de sus efectos y simulación de los subsistemas Leyes-Setúbal y Ruta Nacional 168-Alto Verde. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral, 2: 239-297.
- Chakraborty, T.; Kar, R.; Ghosh, P.; Basu, S. 2010. Kosi megafan: historical records, geomorphology and the recent avulsion of the Kosi River. *Quat. Int.* 227, 143–160. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.12.002>.
- Chase, C. G.; Sussman, A.J.; Coblenz, D.D. 2009. Curved Andes: geoid, forebulge, and flexure. *Lithosphere*, 1, 358–363. doi: 10.1130/L67.1.
- Chebli, G.A.; Mozetic, M.E.; Rosello, E.A.; Buhler, M. 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. En: *Geología Argentina* (ed. Caminos R.), pág. 627-644. Instituto de Geología y Recursos Minerales de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Chebotarev, I.I. 1955. Metamorphism of natural waters in the crust of weathering—1, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 8, Issues 1–2, pág. 22-48, ISSN 0016-7037. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(55\)90015-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(55)90015-6).
- Chorley, R.J. 1957. Climate and Morphometry. *Journal of Geology*, 65, 628-638. <http://dx.doi.org/10.1086/626468>.
- Christie-Blick, N.; Biddle, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. pág. 1–34.
- Cioccale, M. Climatic fluctuations in the central region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International*, 62 (1999), pág. 35-47
- Clapperton, C. 1993. Glacier readvances in the Andes at 12 500–10 000 YR BP: implications for mechanism of Late-glacial climatic change. *J. Quat. Sci.* 8, 197–215. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390080303>.
- Cobbold, P.R.; Rossello, E.A.; Roperch, P.; Arriagada, C.; Gómez, L.A.; Lima, C., 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. En Ries, A.C., Butler, R.W.

- y Graham, R.H. (eds.) Deformation of the continental crust: The legacy of Mike Coward, Geological Society of London Special Publications 272: 321-343, London.
- Cohen, A.; McGlue, M.M.; Ellis, G.S.; Zani, H.; Swarzenski, P.W.; Assine, M.L.; Silva, A., 2015. Lake formation, characteristics, and evolution in retroarc deposystems: a synthesis of the modern Andean orogen and its associated basins. In: DeCelles, P.G.; Ducea, M.N.; Carrapa, B.; Kapp, P.A. (Eds.), Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile: Geological Society of America Memoir. 212, pp. 309–335. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(16\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(16)).
- Conhidro, 2008. Estudio hidrogeológico Villa Ángela, Departamento Mayor Luis J. Fontana, Provincia del Chaco. Agosto, 2008. 38 pág.
- Conhidro, 2009. Estudios hidrogeológicos y geofísicos para la provisión de agua potable en la región oeste de la provincia de Chaco. Zona sudoeste: areas Charata-Avia Terai, Los Frentones-Avia Terai. Provincia de Chaco. Informe final. Administración Provincial del Agua. Abril de 2009. 58 pág.
- Conhidro, 2009. Estudios hidrogeológicos y geofísicos para la provisión de agua potable en la región oeste de la provincia de Chaco. Área Comandancia Frías, Departamento General Güemes, Provincia de Chaco. APA – Administración Provincial del Agua. Enero, 2009. 46 pág.
- Convención de Ramsar, 2010. Manejo de humedales: Marcos para manejar Humedales de Importancia Internacional y otros humedales. Manuales Ramsar para el uso racional de los humedales, 4ª edición, vol. 18. Secretaría de la Convención de Ramsar, Gland, Suiza.
- Convenio Bajos Submeridionales – CBS. 1981. Alternativas de manejo interprovincial de excedentes hídricos. Anexo II. Evaluación hidrológica de las Alternativas. Anexo III. Estudio regional de calidad de aguas. Consejo Federal de Inversiones. Buenos Aires.
- Córdoba, D.F.; Meffe, R.; Martínez-Hernández, V. 2013. *Metodología para el desarrollo de un modelo hidrogeológico mediante herramientas de Información Geográfica*. In: Modelos y bases de datos geoespaciales para la evaluación e inventario de los recursos hídricos. Cuadernos de Geomática (2). IMDEA Agua - Centro para el Conocimiento del Paisaje. ISBN 978-84-695-8162-9.
- Correa, J.J.; Volante, J.; Seghezzi, L. 2012. Análisis de la fragmentación y la estructura del paisaje en bosques nativos del norte argentino. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente, 16.
- Craig, H. 1961. Isotope variations in meteoric waters. Science 133: 1702-1703.
- Custodio E.; Llamas M.R. 1976. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega S.A., Barcelona, Spain. 1161 pág.
- Dapeña, C.; Panarello, H. 2011. Composición isotópica de las precipitaciones en el Noroeste Argentino. VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Salta, Argentina, pág. 385-392
- Davidson, S.; Hartley, A.J.; Weissmann, G.S.; Nichols, G.J.; Scuderi, L.A. 2013. Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. Geomorphology 180–181, 82–95. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.09.008>.
- Dávila, F.M.; Lithgow-Bertelloni, C.; Gimenez, M., 2010. Tectonic and dynamic controls on the topography and subsidence of the Argentine Pampas: the role of the flat slab. Earth Planet. Sci. Lett. 295, 187–194. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.039>.
- De Alba, E. 1953. Geología del Alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8: 129–161.
- DeCelles, P.G.; Cavazza, W. 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordillarians (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. Bull. Geol. Soc. Am. 111, 1315–1334.

- DeCelles, P.G.; Giles, K. 1996. Foreland basin systems. *Basin Res.* 8, 105–123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>.
- Denny, C.S. 1967. Fans and pediments. *American Journal of Science*, 1967, 265: 81–105.
- Depettris, C.A. 2017. Propuesta de plan de operación y mantenimiento de obras existentes en los Bajos Submeridionales. Consejo Federal de Inversiones. Provincia del Chaco. 86 pág.
- Dirección General de Industria Minera. 1949. Diez años de perforaciones 1926-1935. Publicación N° 139. Ministerio de Industria y Comercio de la Nación.
- DNGyM - Dirección General de Geología y Minería, 1965. Recopilación de la información hidrogeológica en la República Argentina entre 1945–1965. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección de Minas y Geología. Hidrogeológico y Perforaciones Servicio.
- Domenico, P.A.; Schwartz, F.W. 1998. *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2nd ed. New York: John Wiley y Sons Inc. 494 pág.
- Doyle, M.; Barros, V.R., 2002. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *J. Clim.* 15, 3394–3410. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3394:MLLCAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3394:MLLCAP>2.0.CO;2).
- Dussel, P.; Herrera, R.G. 1999. Repercusiones socioeconómicas del cambio de curso del Río Salado en la segunda mitad del siglo XVIII. In: *Estudios sobre historia y ambiente en América* (eds. Garcia Martinez B. and Gonzalez J.A.). El Colegio de México. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México. 137–149.
- Espinosa Gómez, E.L. 2021. Análisis del comportamiento hidrológico del sistema de llanura “Bajos Submeridionales”, Argentina. Tesis de Maestría en ingeniería de los recursos hídricos, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral. 157 pág.
- Espinosa Gómez, E.L.; Rodríguez, L.; Scioli, C.C. 2020. Caracterización hidrometeorológica de la cuenca de los Bajos Submeridionales. XVIII Reunión Argentina y IX Latinoamericana de Agrometeorología. Pág. 229-230.
- Fabbian, T.; Ferreyro, V.; De Felippi, R.; Bernal, W.; Sanchez, M. 1979. Estudio geomorfológico en la zona del Bañado de Copo, área: Río Salado (provincia de Santiago del Estero). Proyecto NOA Hídrico. Segunda Fase, Consejo Federal de Inversiones. 37 pág.
- Falconer, J. 1931. Terrenos gondwánicos del Departamento de Tacuarembó: Memoria explicativa del Mapa Geológico. *Boletín Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay* 15: 1-17, Montevideo.
- Farr T.G.; Rosen, P.A.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kobrick, M.; Paller, M.; Rodríguez, E.; Roth, L.; Seal, D.; Shaffer, S.; Shimada, J.; Umland, J.; Werner, M.; Oskin, M.; Burbank, D.; Alsdorf, D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Felicísimo, A.M. 1994. Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Pendalfa Ediciones, Oviedo, p. 222.
- Fernández Garrasino C.; Laffitte G.; Villar H. 2005. Cuenca Chacoparanaense. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina: 97-114.
- Fertonani, M.; Prendes, H. 1983. Hidrología en áreas de llanura. Aspectos conceptuales teóricos y metodológicos. Coloquio Internacional sobre hidrología de grandes llanuras. Olavarría, Argentina. Tomo I: 120–156.
- Fertonani, M.; Prendes, H. 1984. Sistemas hidrológicos no típicos. *Anuales del Congreso del agua Olavarría*, Vol 1, 203-207.
- Fili, M.; Tujchneider, O. 1977- “Investigaciones Geohidrológicas en la Provincia de Entre Ríos” temas Actuales de la Hidrología Subterránea- Univ. Nac. Mar del Plata- CFI.

- Flantua, S.G.A.; Hooghiemstra, H.; Vuille, M.; Behling, H.; Carson, J.F.; Gosling, W.D.; Hoyos, I.; Ledru, M.P.; Montoya, E.; Mayle, F.; Maldonado, A.; Rull, V.; Tonello, M.S.; Whitney, B.S.; González-Arango, C. 2016. Climate variability and human impact in south America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records. *Clim. Past*, 12 (2016), pp. 483-523, 10.5194/cp-12-483-2016
- Foley, M.G.; Hoover, K.A.; Bradley, D.J.; Devary, J.L.; Wurstner, S.K.; Williams, M.D.; Vorvick. 1993. West Siberian Basin Regional Hydrogeology-Towards a Continent-scale model. In *Proceedings of the American Institute of Hydrology Second USA-CIS Joint Conference on Environmental Hydrology and Hydrogeology*. Eds Y. Eckstein and A. Zaporozec, p. 145-167. Water Environment Federation, Alexandria, Virginia.
- Fontana, A.; Mozzi, P.; Marchetti, M. 2014. Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Sediment. Geol.* 301, 150–171. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.09.003>.
- Fookes, P.J. 1997. *Geology for engineers: the geological model, prediction and performance*. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 30, 293-424.
- Foster, S.; Garduno, H.; Evans, R. 2004. Quaternary aquifer of the North China Plain—Assessing and achieving groundwater resource sustainability. *Hydrogeology Journal* 12(1):81-93.
- Freeze, R.A.; Cherry, J.A. 1979. *Groundwater*. Englewood Cliffs, N.J. : 604 pág.
- Fuertes, A. 2004. Caso de estudio Sistema Acuífero Yrendá-Toba-Tarijeño, Paraguay-Argentina-Bolivia: Salta, Argentina. Programa marco para la gestión sostenible de los recursos hídricos de la Cuenca del Plata en relación con los efectos hidrogeológicos de la variabilidad y el cambio climático, Comité Intergubernamental Coordinador de los Países de la Cuenca del Plata (CICPlata). Technical report, 41 pág.
- Furlong, G.S.J. 1946. *Los jesuitas y la cultura rioplatense*. Ediciones Universidad del Salvador. Huarpes, Buenos Aires. 233 pág. ISBN 590–592–011–3
- Fuschini Mejía, M.C. 1983. Hidrología de las grandes llanuras. *Actas del coloquio de Olavarría*. UNSECO, Buenos Aires, v. 1-3.
- Garreaud, R. 2000. Cold air incursions over subtropical South America: mean structure and dynamics. *Mon. Weather Rev.* 127, 7. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2544:CAIOSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2544:CAIOSS>2.0.CO;2).
- Garreaud, R.; Vuille, M.; Compagnucci, R.; Marengo, J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 28, 3–4. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>.
- Geddes, A. 1960. The alluvial fan morphology of the Indo-Gangetic Plains. *Trans. Inst. Br. Geogr.* 28, 253–276.
- Giacosa, R.; Paoli, C.; Cacik, P. 2000. Conocimiento del régimen hidrológico. En: *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura* (C. Paoli y M. Schreider, eds.). T. 1: 69-103. Centro de Publ. de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe.
- Giacosa, R.; Sosa, D.; Orué, R.; Castro, S.; Monteverde, C.; Macedo, G.; Maciel, J.C.; Nicuesa, R.; Tabering, D.; Macedo, S. 2017. Relevamiento estado de obras de infraestructura hídrica –Bajos Submeridionales – área provincia de Santa Fe. Consejo Federal de Inversiones. Informe Final. Noviembre 2017. Instituto Nacional del Agua – Centro Regional Litoral. 106 pág.
- Gibling, M. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *J. Sediment. Res.* 76 (5), 731–770. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.060>.
- Gioria, R.; Morreri, M.V.; Vinzón, E.; Lozano, N.; Krusse, E.; Vicino, H. 2002. Convenio Consejo Federal de Inversiones Provincia de Santa Fe. Sistema Bajos Submeridionales Subsistema A° Golondrinas – A° Calchaquí – Río Salado. Estudio de verificación del funcionamiento hídrico. 88 pág.

- Giraut, M.; Laboranti, E.; Rey, C.; Fioriti, M.; Ludueña, S. 2001. Cuenca Propia de los Bajos Submeridionales. Creación de una unidad hídrica independiente. En Seminario Internacional sobre manejo integral de cuencas hidrográficas. Rosario, Argentina, 5 pág.
- Glynn, P.D.; Plummer, L.N. 2005. Geochemistry and the understanding of ground-water systems. *Hydrogeol J* 13:263–287.
- Gohain, K., Parkash, B. 1990. Morphology of the Kosi Megafan. In: Rachoki, A., Church, M. (Eds.), *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley, Chichester, pp. 151–178.
- Gollán, J.; Lachaga, D. 1939. Aguas de la provincia de Santa Fe – Primera contribución a su conocimiento. Inst. Experimental; de Investigación y Fomento Agrícola Ganadero. Publicación Técnica N. 12. 384 pág. Santa Fe.
- Gonfiantini, R. 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534–536 (1978). <https://doi.org/10.1038/271534a0>
- Gordillo, C.E.; Lencinas, A.N. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y de San Luis. En Turner, J.C.M. (ed.) Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 577–650, Córdoba.
- Gorelick, S. M.; Zheng., C. 2015. Global change and the groundwater management challenge, *Water Resour. Res.*, 51, doi:10.1002/2014WR016825.
- GRDC Estación hidrológica, Corrientes, Argentina. <https://www.compositerunoff.sr.unh.edu/html/Polygons/P3265300.html>
- Grohmann, C. 2004. Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R? *Comput. Geosci.*, 30 (2004), pp. 1055-1067
- Gubbels, T.L., Isacks, B.L., Farrar, E. 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development. *Bolivian central Andes. Geology* 21 (8), 695–698. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0695:HLSPUA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0695:HLSPUA>2.3.CO;2).
- Gupta, S. 1997. Himalayan drainage patterns and origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25, 11–14. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0011:HDPATO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0011:HDPATO>2.3.CO;2).
- Harbaugh, A. 2005. MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—the Ground-Water Flow Process. Chapter 16 of Book 6. Modeling techniques, Section A. Ground Water. 253 pág.
- Harbaugh, A.; Banta, E.; Hill, M.; McDonald, M. 2000. Modflow-2000, the US Geological Survey modular ground-water model—user guide to modularization concepts and the ground-water flow process. U.S. Geological Survey open-file report 00-92.
- Hartley, A.J.; Weissmann, G.S.; Nichols, G.J.; Scuderi, L.A. 2010a. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems: REPLY. *Geology*, 38 (2010), Article e231, 10.1130/G31588Y.1
- Hartley, A.J.; Weissmann, G.S.; Nichols, G.J.; Warwick, G.L. 2010b. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. *J. Sediment. Res.* 80, 167–183. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.016>.
- Hartmann, L.; Campal, N.; Santos, O.; Mac Naughton, N.; Schipilov, A.; Lafon, J. 2001. Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay: SHRIMP U-Pb zircon renaissance geochronology; *J. South Am. E-Sci.* 14 : 557-570.1
- Harvey, A.M.; Mather, A.E.; Stokes, M. 2005. Alluvial fans: Geomorphology, Sedimentology, dynamics-Introduction: a review of alluvial fan research A.M. Harvey, A.E. Mather, M. Stokes (Eds.), *Alluvial Fans: geomorphology, sedimentology, dynamics*, Geological Society, London, Special Publications, vol. 251 (2005), pág. 1-7.
- Harvey, A.M. 2002a. Factors influencing the geomorphology of dry-region alluvial fans. In *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio*. Eds. Pérez-

- Gonzalez A., Vegas J., Machado M.J. (Instituto Geológico y Minero de España, Madrid), pág. 59–75.
- Herbst, R. 1969. Nota sobre la geología de Corrientes. Actas IV Jornadas de Geología Argentina (Mendoza). 3:87-95.
- Herbst, R. 1971. Esquema Estratigráfico de la Provincia de Corrientes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XXVI, 2:221-243
- Herbst, R.; Santa Cruz, J. 1995. Mapa geológico de la Provincia de Corrientes E: 1:500.000. Secretaría de Minería. Dirección Nacional del Servicio Geológico de Argentina.
- Herbst, R.; Santa Cruz, J.N. 1985. Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes. D'Orbignyana 2: 1–69.
- Heredia, J.; García de Domingo, A.; Ruiz, J.M.; Ibarra, P.; Rubio, F. 2009. Caracterización hidrogeológica y modelación numérica de un sistema de flujo con densidad variable: sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga). Tomo I. Caracterización hidrogeológica y modelo conceptual. Instituto Geológico y Minero de España. 192 pág.
- Heredia, J.; Rodríguez, L.; Sosa, D.; Veizaga, E.; Thalmeier, M.B; Moreno Merino, L.; Marchetti, Z.; Díaz, E.; Castro, S.; 2018. Indicios isotópicos de circulación regional en el Sistema Hidrogeológico de los Bajos Submeridionales. XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología. Octubre 2018, Salta, Argentina.
- Hernández, R.M.; Echavarría, L. 2009. Faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino: estratigrafía, geometría y cronología de la deformación. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (1): 68 – 80.
- Hernández, R.M.; Jordan, T.E.; Dalenz Farjat, A.; Echavarría, L.; Idleman, B.D; Reynolds, J.H. 2005. Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. Journal of South American Earth Sciences 19: 495-512.
- Herrera-Dusel, R. 1992. Eventos climáticos extremos y ambientes en el Santiago del Es-tero de la segunda mitad del siglo XVIII», Junta de Andalucía. Proyecto NOA 3, 1992, pág. 7-33.
- Horton, B.K.; DeCelles, P.G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. Geology. 25, 895–898. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2).
- Horton, B.K.; DeCelles, P.G. 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin systems of the central Andes, southern Bolivia: implication for drainage network evolution in fold-thrust belts. Basin Res. 13, 43–61. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2001.00137.x>.
- IGN, Dirección de Geodesia. 2016. Modelo Digital de Elevaciones de la República Argentina. 2016.
- INA - Instituto Nacional del Agua, 2002. Recopilación de la información hidrogeológica de la Provincia de Santa Fe. DPOH -Dirección Provincial de Hidráulica (SPAR), Santa Fe.
- INA - Instituto Nacional del Agua. 1997.Exploración geoelectrica en Charata, Chaco. Convenio Municipalidad de Charata – INA, Centro Regional Litoral, estudios y proyectos en hidrogeología. 157 pág.
- INCYTH - Instituto Nacional de Ciencia y Técnicas Hídricas, 1987. Recopilación de la información hidrogeológica de la Provincia de Chaco (Chaco).
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria INTA-Las Breñas. (2009). Parámetros climáticos. Estación Meteorológica EEA INTA Las Breñas.
- INTA - Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. 2011. Información técnica de trigo y otros cultivos de invierno. Publicación Miscelánea N° 119 1. Mapas de suelos y aptitud de las tierras de la provincia de Santa Fe.
- INTI - Instituto Nacional de Tecnología Industrial, 2014. Diagnostico hidrogeológico Tostado – Provincia de Santa Fe. Convenio INTA-INTI. 10 pág.

- Iriondo, M. 1982. Estudio geomorfológico de la cuenca del río Salado en Santa Fe como base para la investigación hidrológica.—Convenio UNL—INCYTH, 4 tomos, Santa Fe, Argentina.
- Iriondo, M. 1984. The Quaternary of Northeastern Argentina. Quaternary South American and Antarctic Peninsula. vol. 2. A.A. Balkema Publ., Rotterdam, pp. 51–78.
- Iriondo, M. 1987. Geomorfología y Cuaternario de la provincia de Santa Fe. *D´Orbignyana* 4, 1-54, Corrientes.
- Iriondo, M. 1989. Major fractures of the Chaco–Pampa plain. *Bulletin of the INQUA Neotectonics Commission*, Estocolmo, Suecia 12:42.
- Iriondo, M. 1990. Map of the South American plains - its present state. In: Rabassa, J. (Ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A.A. Balkema Publ. Rotterdam 6, 297–308.
- Iriondo, M. 1993. Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America). *Geomorphology* 7, 289–303. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(93\)90059-B](https://doi.org/10.1016/0169-555X(93)90059-B)
- Iriondo, M. 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 10:71-79.
- Iriondo, M. 1999. Last Glacial Maximum and hypsithermal in the Southern Hemisphere. *Quat. Int.* 62. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00019-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00019-1).
- Iriondo, M. 2007. El Chaco Santafesino. Neógeno y Geomorfología. *Comunicación Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino*, 13, 1-40.
- Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario de Argentina. *Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino*.
- Iriondo, M. 2011. Aguas subterráneas y superficiales de la provincia de Santa Fe, *Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino*, Santa Fe. 148 pág.
- Iriondo, M.; Kröhling, D. 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior). *XIII Congreso Geológico Argentino*. vol. 4, pág. 27–48 (Buenos Aires).
- Iriondo, M.; Aparicio, G.; Ramonell, C.; Walker, C.; Cocco, G.; Calvo, L.M.; Paoli, C.; Hammerly, J.; Prendes, H.; Arredondo, F.; Taverna Irigoyen, J.; Butti, E.; Rotger, H. 2011. *Río Paraná - 1a ed. - Santa Fe : Bolsa de Comercio de Santa Fe*, 2011. 300 p. ISBN 978-987-21099-4-3
- Iriondo, M.; Brunetto, E.; Kröhling, D. 2009. Historical climatic extremes as indicators for typical scenarios of Holocene climatic periods in the Pampean plain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 283, 107–119. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.09.005>.
- Iriondo, M.; Colombo, F.; Kröhling, D.M. 2000. El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina-Bolivia Paraguay): características y significado sedimentario. *Geogaceta* 28, 79–82.
- Iriondo, M.; Kröhling, D. 1995. El Sistema Eólico Pampeano. *Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales «Florentino Ameghino» (N.S.)* 5(1):1-68. Santa Fe
- Iriondo, M.; Kröhling, D.M. 2007. Non-classical types of loess. *Sediment. Geol.* 202 (3), 352–368. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.012>.
- Iriondo, M.; Manavella, C. 1990. Facies sedimentarias de la Fm Tezanos Pinto en el centro de la provincia de Santa Fe. En: Zárate, M. (ed.) *International Symposium on Loess, properties, chronology and paleoclimatic significance of loess*. INQUA, Expanded abstracts: 74-77. Mar del Plata.
- Iriondo, M.; Paggi, J.C.; Parma, M. J. 2007. *The Middle Paraná River: limnology of a subtropical wetland*. Springer Science & Business Media.
- Iriondo, M.; Rodríguez, E.D. 1972. Algunas características sedimentológicas de la Formación Ituzaingó entre La Paz y Brugo (Entre Ríos). *Actas. V Congreso Geológico Argentino*. 1: 317-330
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, *J. Geophys. Res.*, 93, 3211–3231, 1988.
- Jarvis, A.; Reuter, H.; Nelson, A.; Guevara, E. 2008. *Hole-filled Seamless SRTM Data*. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). Columbia Ed., Cali.

- Jasiewicz, J.; Stepinski, T. 2013. Geomorphons - a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. *Geomorphology* 182, 147–156. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.005>.
- JAXA, 2007. L1.1_PALSAR [2006–2011]. NASA Alaska Satellite Facility DAAC <https://doi.org/10.5067/PAFUZQHBZF3A>.
- Jordan, T.E.; Reynolds, J.H.; Erikson, J.P. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16±33u30k S. In: *Tectonic Uplift and Climate Change* (ed. By W. F. Ruddiman), pp. 41±61. Plenum Press, New York.
- Kanter, H. 1935. La Cuenca Cerrada de la Mar Chiquita en el Norte de la Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba, Argentina)*, 32:285-322.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 39-57.
- Kendall, C.; Mc Donnell, J. 2003. *Isotope tracers in catchment hydrology*. 3th Ed. 838 pág.
- Kompár L., P. Szűcs, L. Palcsu and J. Deák. 2012. Calculations of the natural recharge on the Hungarian Great Plain. International conference Catchment processes in regional hydrology: from experiment to modeling in Carpathian drainage basins Sopron, Hungary, 28-30 October 2012.
- Kovacs G. 1983. General Principles of Flatlands Hydrology. In: *Coloquio sobre Hidrología de Grandes Llanuras. I*: 297-356. PHI-UNESCO. Olavarría. Argentina.
- Kovacs, G. 1978. Hydrology and water control on large plains. *Hydrological Sciences-Bulletin-des Sciences Hydrologiques*, 23, 3, 305-332. <http://dx.doi.org/10.1080/02626667809491807>
- Kresic, N. 1997. *Quantitative solutions in hydrogeology and groundwater modeling*. Boca Raton: CRC Press. 480 pág.
- Kröhling, D., Costa, C., Carignano, C., Brunetto, E., Piovano, E.; Cordoba, F. 2013. *Guía de Campo del Field Training Course and Workshop of the Sam-GeoQuat Group (TERPRO-INQUA) "From the Pampean Ranges to the North Pampa: Tectonic and climatic forcing on the Late Quaternary landscape evolution of Central Argentina"*, 80 pág., Santa Fe.
- Kröhling, D.; Brunetto, E. 2013. Marco Geológico y Geomorfología de la cuenca del Arroyo Cululú, provincia de Santa Fe (Argentina). Capítulo en libro: *Bases Conceptuales y Metodológicas para el Ordenamiento Territorial en el Medio Rural – Región Centro, Argentina*, Edition: 1ra, Chapter: Marco Geológico y Geomorfología de la cuenca del Arroyo Cululú, provincia de Santa Fe, Publisher: Secretaria de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva de la Nación, UNC, UNRC, UNL, UNR, UNER., Editors: O. Giayetto, J. Plevich, V. Lallana, M. Pilatti, pág. 483-512.
- Kröhling, D.; Carignano, C. 2014. La estratigrafía de los depósitos sedimentarios cuaternarios. En: Martino, R., Guerreschi, A. (Eds.), *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino - Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*, 1st ed. Asociación Geológica Argentina (AGA), pp. 673–724 (Buenos Aires).
- Krohling, D.; Iriondo, M. 2003. El loess de la Pampa Norte en el Bloque de San Guillermo. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 10(2), 137-150.
- Kröhling, D.; Montagnini, M.; Thalmeier, M.B.; Brunetto, E.; Roldán, J.; Amsler, M. 2018. Aspectos sedimentológicos de la carga en suspensión en dos sistemas fluviales de llanura (tramo inferior del Salado-Juramento y tramo medio del Paraná). XVI RASXVI Reunión Argentina de Sedimentología, At General Roca (1 pág., Argentina).
- Kröhling, D.M., Iriondo, M., 1999. Upper Quaternary paleoclimates of the Mar Chiquita Area, North Pampa, Argentina. *Quat. Int.* 57-58, 149–163. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)00056-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)00056-1).

- Kruck, W.; Helms, F.; Geyh, M.A.; Suriano, J.M.; Marengo, H.G.; Pereyra, F. 2011. Late Pleistocene-Holocene history of Chaco-Pampa sediments in Argentina and Paraguay. *J. Quat. Sci.* 60 (1), 188–202. <https://doi.org/10.3285/eg.60.1.13>.
- Kruse, E.; Zimmermann, E. 2002. Hidrogeología de grandes llanuras: particularidades en la llanura pampeana (Argentina). Workshop publication on Groundwater and Human development, Mar del Plata, Argentina (2002), pp. 025-2038.
- Lagorio, S. 2003. El volcanismo alcalino cretácico de la sierra Chica de Córdoba: geoquímica, petrogénesis y su relación con provincias volcánicas del sector centro-oriental de Sudamérica. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (unpublished).
- Latrubesse, E.M. 2015. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: a potential “who’s who” in the geological record. *Earth Sci. Rev.* 425. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.004>.
- Latrubesse, E.M.; Restrepo, J.D. 2014. Sediment yield along the Andes: continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts. *Geomorphology* 216, 225–233. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.007>.
- Latrubesse, E.M.; Stevaux, J.C.; Cremon, E.C.; May, J.; Tatumi, S.H.; Hurtado, M.A.; Bezada, M.; Argollo, J.B. 2012. Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 356–357, 75–88. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.04.003>.
- Ledesma L.; Zurita J. 1995. Carta de Suelo de la Estación Experimental Agropecuaria Colonia Benítez. L. Ledesma, J. Zurita. E.E.A. R. Sáenz Peña.
- Leier, A.L.; DeCelles, P.G.; Pelletier, J.D. 2005. Mountains, monsoons and megafans. *Geology* 33, 289–292. <https://doi.org/10.1130/G21228.1>.
- Liu, F.; Song, X.; Yang, L.; Zhang, Y.; Han, D.; Ma, Y.; Bu, H. 2015. Identifying the origin and geochemical evolution of groundwater using hydrochemistry and stable isotopes in Subei Lake Basin, Ordos energy base, northwestern China. *Hydrol Earth Syst Sci* 19:551–565 www.hydrol-earth-syst-sci-net/19/551/2015/.
- Loaiza, J.C.; Stoops, G.; Poch, R.M.; Casamitjana, M. (Eds). 2014. Manual de micromorfología de suelos y técnicas complementarias. Fondo Editorial Pascual Bravo. Medellín, 386 pp.
- Luszczynski, N. 1961. Head and Flow of Ground Water of Variable Density. *Journal of Geophysical Research.* 66(12): 4247– 4256.
- Marchetti, Z.Y. 2018. Región Húmedales del Chaco. Capítulo en libro *Regiones de Húmedales de Argentina*. Fundación para la Conservación y el Uso Sustentable de los Húmedales; 1; 1; 2018; 59-70.
- Marchetti, Z.Y.; Rodríguez, L.; Thalmeier, M.B.; Veizaga, E.; Espinosa E.; Sosa, D.; Heredia, J.; Díaz, L.E. 2019. Bajos Submeridionales: un complejo de paisajes, más allá de los clásicos Espartillares. VII Jornadas y IV Congreso Argentino de Ecología de Paisajes. IV Foro Regional Ecovalle: Paisajes de cambio: La planificación posible y el consume de suelos. Cipolletti, Universidad de Flores (Sede Comahue). Pág. 73.
- Marengo, H.G. 2006. Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: Las transgresiones de Laguna Paiva y del “Entrerriense-Paranense”. (Tesis Doctoral). Universidad Nacional de Buenos Aires, Buenos Aires, 124 pág.
- Martín, A. 1999. Hidrogeología de la provincia de Santiago del Estero. Tesis Doctoral. Ediciones del Rectorado Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina. 368 pág.
- Martinez-Landa, L.; Carrera, J. 2005. An analysis of hydraulic conductivity scale effects in granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment (FEBEX), Grimsel, Switzerland). *Water Resour. Res.* 41, W03006.

- Martín-Vide, J.P.; Amarilla, M.; Zárate, F.J. 2014. Collapse of the Pilcomayo River. *Geomorphology*, Volume 205, 2014. Pág. 155-163, ISSN 0169-555X. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.007>.
- McDonald, M.; Harbaugh, A. 1988. *Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey*, Book 6, Chapter A1, 586 pág.
- McGlue, M.M.; Smith, P.H.; Zani, H.; Silva, A.; Carrapa, B.; Cohen, A.S.; Pepper, M.B. 2016. An Integrated Sedimentary Systems Analysis of the Río Bermejo (Argentina): Megafan Character in the Overfilled Southern Chaco Foreland Basin. *Journal of Sedimentary Research* 86: 1359-1377.
- Milana, J.P.; Kröhling, D. 2015. Climate changes and solar cycles recorded at the Holocene Paraná Delta, and their impact on human population. *Nat. Sci. Rep.* 5, 12851. <https://doi.org/10.1038/srep12851>.
- Milana, J.P.; Kröhling, D. 2017. First data on volume and type of deflated sediment from Southern Puna Plateau and its role as source of the Chaco-Pampean loess. *Quat. Int.* 438, 126–140. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.007>.
- Mingramm, A., 1965. Abandono del pozo estratigráfico F. MB. 1 - Mariano Boedo (Formosa). YPF, Buenos Aires. Inédito.
- Mook, W. 2002. *Isótopos Ambientales en el ciclo hidrológico*. PHI. Ed. IGME. 596 pág.
- Moore, D.M.; Reynolds, R.C. 1997. *X-ray Diffraction and Identification and Analysis of Clay Minerals* 2nd ed. Oxford University Press, New York, pág. 1–379.
- Moreno, L.; de la Losa, A.; Romero, A.; Carro, S. 2015. INAQUAS. Utilidad para la interpretación de Análisis Químicos de Aguas Subterráneas. Instituto Geológico y Minero de España.
- Morras, H.J.M. 1978. Contribution a la connaissance pédologique des Bajos Submeridionales (Province de Santa Fe, Argentine). Influence de 1° enviornment sur la formation et 1° evolution des sols halomorphes. Tesis Dr. Université de París. VII, 184 pág.
- Morras, H.J.M.; Bocquier, G. 1982. Caracterisation minéralogique de certains sols salsodiques et planosoliques du Chaco Deprimido (Argentine). *Cah. ORSTOM. Sér. Pédol.*, XIX (2): 151-169.
- Morras, H.J.M.; Delaune, M. 1981. Composición mineralógica de la fracción arena de algunos suelos de los bajos submeridionales (Santa Fe). *Actas 8avo Congreso Geológico Argentino*, 4: 343-352.
- Morras, H.J.M.; Delaune, M. 1985. Caracterización de áreas sedimentarias del norte de la provincia de Santa Fé en base a la composición mineralógica de la fracción arena. *Ciencia del suelo*, 3 (1-2): 140-151.
- NASA – National Aeronautics and Space Administration, 2013. Landsat Program 2013. Landsat ETM + Scenes. USGS, USA, In.
- Nastev, M.; Rivera, A.; Lefebvre, R.; Martel, R.; Savard, M. 2005. Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 13 (2005), pág. 835-848
- Neiff, J.J. 1983. Consejo Federal de Inversiones. Convenio Bajos Submeridionales. Consideraciones sobre la vegetación y sus probables modificaciones en el área que ocuparan los futuros embalses de los Bajos Submeridionales. Santa Fe. 68 pág.
- Neiff, J.J. 1990. Ideas para la interpretacion ecológica del Parana. *Interciencia* 15: 424–441.
- Nichols, G. 1987. Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees. *Geological Magazine*, 124(2), 121-133. doi:10.1017/S0016756800015934
- Nichols, G.J.; Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sediment. Geol.* 195, 75–90. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.07.004>.
- Nielsen, T.H.; Sylvester, A.G. 1995. Strike-slip basins. In: C.J. Busby & R. V. Ingersoll, *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, Cambridge, 549 pág.

- Nosetto, M.D., Paez, R.A., Ballesteros, S.I., Jobbágy, E.G., 2015. Higher water-table levels and flooding risk under grain vs. livestock production systems in the subhumid plains of the Pampas. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 206 60-70.
- Novello, V., Cruz, F., Vuille, M., 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Sci. Rep.* 7, 44267. <https://doi.org/10.1038/srep44267>.
- OEA – Organización de Estados Americanos. 1975. Protocolo Modificatorio del Tratado Interamericano de Asistencia Recíproca.
- Orfeo, O. 1986. Estudio sedimentológico de ambientes fluviales del Chaco Oriental. *Ambiente Subtropical*, 1: 60-72.
- Orfeo, O.; Stevaux, J.; Parsons, D. 2020. Geomorphological and sedimentological characteristics. Capítulo 3 en libro: *The Paraná River Basin. Managing Water Resources to Sustain. Ecosystem Services*. Eds.: Metcalfe, C.D.; Collins, P.; Menone, M.L.; Tundisi, J.G. Routledge London and New York. 42-60 pág. ISBN: 978-0-429-31772-9 (ebk).
- Oyarzabal, M.; Clavijo, J.; Oakley, L.; Biganzoli, F.; Tognetti, P.; Barberis, I.; Maturo, H.; Aragón, R.; Campanello, P.; Prado, D.; Oesterheld, M.; León, R. 2018. Unidades de vegetación de la Argentina. *Asociación Argentina de Ecología. Ecología Austral* 28: 040-063.
- Padula, E.; Mingramm, A. 1963. The fundamental geological pattern of the Chaco-Parana Basin (Argentina) in relation to its oil possibilities. Paper presented at the 6th World Petroleum Congress, Frankfurt am Main, Germany, June 1963.
- Padula, E.; Mingramm, A. 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del “Triásico” en el subsuelo de la llanura Chaco-Paranense. *Actas 3as. Jornadas Geológicas Argentinas* 1: 291-331
- Panigatti, J.L. 2017. Conocimiento y manejo de suelos halohidromórficos. Caso de los Bajos Submeridionales de Santa Fe. En: *Ambientes salinos y alcalinos de la Argentina*. Eds.: Taleisnik y Lavado. Orientación Gráfica Editora. 570 pág.
- Paoli, C.; Cacik, P. 2000. Régimen de crecidas y análisis de caudales máximos. En: Paoli, C. y M. Schreider (editores). *El río Paraná en su tramo medio. Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Centro de Publicaciones, Secretaría de Extensión, Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe, Argentina. Tomo 1. pág. 105-171.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6, pág. 233-248.
- Pasotti, P. 1968. Evidencias morfológicas del levantamiento de la Pampa Levantada en un sector de la llanura Santafesino-Bonaerense. *Instituto de Fisiografía y Geología, Universidad Nacional de Rosario, Publicaciones* 53, 46 p., Rosario.
- Pasotti, P.; Castellanos, A. 1963. El relieve de la llanura santafesina-cordobesa comprendida entre los paralelos 32° y 33°30" S y desde 62°45" W hasta el río Paraná. *Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología Dr. “Alfredo Castellanos”*, 9(48), 1-79.
- Passeggi, E. 1996. Variaciones mineralógicas de los sedimentos de lecho en cauces secundarios de la llanura aluvial del río Paraná. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (2): 156-164.
- Pelletier, J.D. 2007. Erosion-rate determination from foreland basin geometry. *Geology* 35, 5–8. <https://doi.org/10.1130/G22651A.1>.
- Pérez, L.M. 2013. Nuevo aporte al conocimiento de la edad de la Formación Paraná, Mioceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina. En: Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), *El Neógeno de la Mesopotamia argentina*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 7-12.
- Pérez, M.; Filí, M.; Tujchneider, O.; D’Elia, M.; Paris, M. 2000. *Planificación de la explotación de las aguas subterráneas en áreas urbanas de llanura*. Ponencia presentada en el I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas, XI de la Asociación Brasileira de Aguas Subterráneas (ABAS)

- y V de la Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el desarrollo (ALHSUD), Fortaleza, Brasil.
- Peri, V.G. 2012. Caracterización morfotectónica de las Lomadas de Otumpa (Gran Chaco, Santiago del Estero y Chaco): influencias en el control del drenaje. (Tesis Doctoral). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, 321 pág.
- Peri, V.G.; Barcelona, H.; Pomposiello, C.; Favetto, A. 2015. Magnetotelluric characterization through the Ambargasta-Sumampa Range: the connection between the northern and southern trace of the Río de La Plata Craton – Pampean Terrane tectonic boundary. *J. S. Am. Earth Sci.* 59, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.01.003>.
- Peri, V.G.; Barcelona, H.; Pomposiello, C.; Rosello, E.A.; Favetto, A. 2014. Shallow geophysical evaluation of the transition zone between the Guaraní and Yrendá-Toba-Tarijeño aquifer systems (Argentine Gran Chaco). *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas.* v. 31, núm. 1, 2014, p. 76-92
- Peri, V.G.; Naipauer, M.; Pimentel, M.; Barcelona, H. 2016. Eolian deposits of the southwestern margin of the Botucatú paleoerg: Reconstruction of the Gondwana landscape in Central Northern Argentina, *Sedimentary Geology*, doi: 10.1016/j.sedgeo.2016.03.019
- Peri, V.G.; Rossello, E. 2010. Drainage morphostructural anomalies of the Rio Salado in Lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco) detected by digital processing. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* 66, 634–645.
- Pezzi, E.E.; Mozetic, M.E. 1989. Cuencas sedimentarias de la región Chacoparanense. En G. Chebli, L. Spalletti (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie de Correlación Geológica, 3, 6 5 - 7 8.
- Pilatti, M.A.; Ghiberto P.J.; Felli O. 2017. Bajos Submeridionales (Santa Fe). Limitaciones del suelo predominante para la producción de cultivos anuales. In: *Ambientes salinos y alcalinos de la Argentina. Recursos y aprovechamiento productivo*. Editores. Taleisnik., E and Lavado R. Orientación Gráfica Editora. Pág. 119-133.
- Piovano, E.; Ariztegui, D.; Damatto, S. 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology.* 49. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00503.x>.
- Piovano, E.L.; Zanol, G.A.; Ariztegui, D. 2006. Historia geológica y registro climático. En: Bucher, E.H. (Ed.), *Bañados del río Dulce y Laguna Mar Chiquita (Córdoba, Argentina)*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, pp. 37–55.
- Piré, E.F.; Torres, P.S.; Romagnoli, O.D.; Lewis, J. P. 1991. The significance of ant-hills in depressed areas of the Great Chaco. *Rev. Biol. Trop.* 39: 71-76.
- Plata, A. 1994. Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica. Ed. CEDEX. 189 pág.
- Poi, A.S.G.; Patiño, C.A.; Neiff, J.J.; Ramos, A.O. 2003. Calidad del agua en el tramo bajo del río Negro (Chaco, Argentina). *FACENA*, Vol. 19, pp. 67-85, 2003
- Pollock, D.W. 1994. User's guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, version 3: A particle-tracking post-processing package for MODFLOW, the U.S. Geological Survey finite-difference groundwater flow model: U.S. Geological Survey Open-File Report 94–464, 249 pág.
- Pollock, D.W. 2016. User guide for MODPATH Version 7 -- A particle-tracking model for MODFLOW: U.S. Geological Survey Open-File Report 2016-1086, 35 p.
- Popolizio, E. 1978a. Genesis y evolución de las redes fluviales del Chaco Oriental. *Actas II:* 69 - 76 del VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. 9 -15 de abril, 1978.
- Popolizio, E. 1978b. Fotointerpretación aplicada al estudio de la cuenca del Río Negro. UNNE, Centro de Geociencias Aplicadas, Serie C, Tomo 14; 46 pág.

- Prieto, M.R.; Herrera, R. 2001. De sequías, hambrunas, plagas y otras varias y continuas calamidades acaecidas en la jurisdicción de Córdoba" durante el siglo XVIII. Cuadernos de Historia. Serie Economía y Sociedad 131–158.
- Prieto, M.R.; Herrera, R.; Dussel, P. 1998. Clima y disponibilidad hídrica en el sur de Bolivia y noroeste de Argentina entre 1560 y 1710. Los documentos españoles como fuente de datos ambientales. *Bamberger Geographische Schriften* 15, 35–56.
- Pupim, F.; Assine, M.L.; Sawakuchi, A.O. 2017. Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: channel patterns and paleoenvironmental changes. *Quat. Int.* 438 (Part A), 108–125. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.01.013>.
- Racca, J. 2007. Análisis hipsométrico, frecuencia altimétrica y pendientes medias a partir de modelos digitales del terreno. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* 77(1-2): 31-38. Rosario, 01-10-2007. ISSN 1666-115X.
- Ramos, R.S., Contreras, S.A., Vezzosi, R., Leon, D.C., Tasso, J.C., 2020. Charred wood and plantmicroremains associated to *Neosclerocalyptus* sp. (Cingulata, Chlamyphoriidae, Glyptodontinae) from the Upper Pleistocene of Western Chaco, Argentina. *Quat. Int.* <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.06.036>.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes* 11: 168-174.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anuales* 29(24): 715-784, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O.; Pérez, D., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 59-78.
- Ramos, V.A.; Vujovich, G.; Martino, R.; Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50(3-4): 243-255.
- Rapela, C.; Pankhurst, R.; Casquet, C.; Fanning, C.; Baldo, E.; González-Casado, J.; Galindo, C.; Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83, 49–82.
- Räsänen, M.; Neller, R.; Salo, J.; Jungner, H. 1992. Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Peru. *Geol. Mag.* 129, 296–306. <https://doi.org/10.1017/S0016756800019233>.
- Redwan, M.; Moneim, A. 2015. Factors controlling groundwater hydrogeochemistry in the area west of Tahta, Sohag, Upper Egypt, *J.Afr. Earth Sci.* 118, 328-338.
- Reilly, T.E.; Dennehy, K.F., Alley, W.M. and Cunningham, W.L. 2008. Ground-water availability in the United States. Groundwater Resources Program. Circular 1323. U.S. Geological Survey. 70 pp.
- Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prevot, M.; Perrin, M. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science* 06 Nov 1992: Vol. 258, Issue 5084, pág. 975- 979. DOI: 10.1126/science.258.5084.975
- Reynolds, J.H.; Galli, C.I.; Hernández, R.M.; Idleman, B.D.; Kotila, J.M.; Hilliard, R.V.; Naeser, C.W. 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, northwest Argentina: Magnetic stratigraphy from the Metán Subgroup, Sierra de González. *GSA Bulletin*; November 2000; v. 112; no. 11; pág. 1736–1751.
- Rosello, E.A.; Bordampé, C.P. 2005. Las Lomadas de Otumpa: nuevas evidencias cartográficas de deformación neotectónica en el Gran Chaco (Santiago del Estero, Argentina). *Actas del 16° Congreso Geológico Argentino*. La Plata.

- Ruberto, A.R., 1999. Hidroquímica en la cuenca inferior del río Negro (Chaco). Tesis de Maestría en Gestión Ambiental y Ecología. 37 pp. y anexos. Facultad de Arquitectura. Universidad Nacional del Nordeste.
- Russo, A., Ferello, R.E. y Chebli, G. 1979. Cuenca Chaco Pampeana. En Turner, J.M. (ed.) Geología Regional Argentina, 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 139-183, Córdoba.
- Sallies, A.R.; 1999. Clima e Inundaciones en la Pampa Deprimida. Floodplain Management Association – 17th Semiannual Conference, Sept-Oct 1999. Sacramento, California, U.S.A.
- Samper, J.; Huguet, L.; Ares, J.; García-Vera, M.A. 2005. Manual del usuario del programa Visual BALAN v2.0. Editorial ENRESA. Madrid. 139 pág.
- Samper, J.; Pisani, B.; Alvares, D.; García, M.A. 2007. GIS-BALAN: un modelo hidrológico semi-distribuido acoplado a un sistema de información geográfica para la estimación de los recursos hídricos. Estudio de la Zona no Saturada del Suelo Vol. VIII. J. V. Giráldez Cervera y F. J. Jiménez Hornero, 341-346.
- Schmidt, C.J.; Astini, R.A.; Costa, C.H.; Gardini, C.E.; Kraemer, P.E. 1995. Cretaceous Rifting, Alluvial Fan Sedimentation and Neogene Inversion Southern Sierras Pampeanas, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) Petroleum Basins of South America, American Association Of Petroleum Geologists Memoir: 341:358, Tulsa.
- Schmieder, O. 1980. Geografía de América Latina. Fondo de Cultura Económica. México. 654 pág.
- Schoeller, H. 1965. Hydrodynamique dans le karst [Hydrodynamics of karst]. Actes du Colloques de Dubrovnik, IAHS/UNESCO, Wallingford, UK and Paris, France pp 3–20
- Scioli, C.C. 2016. Un nuevo índice de similitud hidrológica para la simulación precipitación - escorrentía en sistemas de llanura (Tesis Doctoral). Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina.
- SEA – Servicio de Evaluación Ambiental. 2012. Guía para el uso de modelos de aguas subterráneas en el SEIA. Servicio de Evaluación Ambiental, Chile, SEA ISBN: 978-956-9076-12-1 2012, 108 pág.
- Secretaria de Estado de Energía-Agua y Energía Eléctrica, 1970. Resumen de la estadística hidrológica hasta 1967 (República Argentina).
- Semeniuk, V; Semeniuk, C.A. 2004. Wetland sediments and soils on the Swan Coastal Plain, southwestern Australia: types, distribution, susceptibility to combustion, and implications for fire management. Journal of the Royal Society of Western Australia; Welshpool Tomo 88, (Sep 2005): 91-120.
- SENASA – Servicio Nacional de Sanidad y Calidad Agroalimentaria. 2018. Caracterización de los rodeos bovinos y de los distintos sistemas productivos. Provincia de Santa Fe. 35 pág.
- Serrano-Juan, A.; Criollo, R.; Vázquez-Suñè, E.; Alcaraz, M.; Ayora, C.; Velasco, V.; Scheiber, L. 2020. Customization, extension and reuse of outdated hydrogeological software. Geologica Acta, 18.9, 1-11, I-II.DOI: 10.1344 / GeologicaActa2020.18.
- Shand, P.; Edmunds, W.M.; Lawrence, A.R.; Smedley, P.L.; Burke, S. 2007. The natural (baseline) quality of groundwater in England and Wales. British Geological Survey Research Report No. RR/07/06.
- Silva, P.G.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Zazo, C.; Bardají, T. 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain, Tectonophysics, Volume 224, Issue 4, 1993, Pág. 289-303, ISSN 0040-1951. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90034-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90034-H).
- Sinha, R.; Jawed, A.; Gaurav, K.; Morin, G. 2014. Shallow subsurface stratigraphy and alluvial architecture of the Kosi and Gandak megafans in the Himalayan foreland basin, India. Sediment. Geol. 301, 133–149. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.06.008>.

- Sinha, R.; y Friend, P.F. 1994. River systems and their sediment flux, Indo-Gangetic plains, northern Bihar, India. *Sedimentology* 41, 825–845. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01426.x>.
- Smerdon, B. D., Ransley, T. R., Radke, B. M., and Kellett, J. R. 2012. Water resource assessment for the Great Artesian Basin. Report to the Australian Government from the CSIRO Great Artesian Basin Water Resource Assessment. CSIRO Land and Water, Canberra.
- Soczynska, U.; Gutry-Korycka, M.; Jaworsky, J. 1983. Identification of basin physical parameters for mathematical modelling hydrological processes. In: *Coloquio de Hidrología de las Grandes Llanuras*. Vol. II. 569-610. PHI-UNESCO. Olavarría. Argentina.
- Soil Taxonomy, 2006. IUSS Working Group WRB. 2006. World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome. 128 pág.
- Sophocleous, M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10, 52–67. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- Sosa, D. 2012. El Agua, Excesos y Déficit en la Producción Agrícola de Secano y Pecuaria dentro de la Cuenca del río Salado. Tesis Doctoral. Universidad de La Coruña. España. 225 pág.
- Sosa, D. 2017. El agua subterránea en los Bajos Submeridionales Santafesinos y su aprovechamiento en la producción ganadera. *Revista FAVE - Ciencias Agrarias*, 16(1), 115-129.
- Sosa, D.; Diaz E.; Marchetti, Z.; Genesio, M.; Vergini, E. 2014. Los sistemas de flujos subterráneos en el norte de la Provincia de Santa Fe, Argentina. 2º Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Santa Fe, Argentina.
- Sosa, D.; Palazzo, R.; Genesio, M. 2001. Los paleocauces del río Salado como fuente de abastecimiento humano y ganadero. Congreso en memoria de Germán Galarza: Las Caras del Agua Subterránea. Barcelona.
- Sosa, D.; Picatto, H.; Genesio, M.; Pratto, M.; Vergini, E.; Mergional, P.; Bernal, G.; Fertoni, M.; Cammissi, N.; Morin, J.; Kruse, E.; Vicino, H.; Pérez, M. 2011. Comportamiento de las aguas subterráneas en el noroeste de la provincia de Santa Fe. Producción ganadera. Consejo Federal de Inversiones -CFI. Instituto Nacional del Agua -INA, Centro Regional Litoral -CRL. Informe final CFI. 128 pág.
- Sosa, D.; Schmidt, F.; Genesio, M. 2009. Informes técnicos del Instituto Nacional del Agua (CRL): “Prospección geoelectrica en establecimientos ganaderos del norte santafesino en el Departamento Vera”. Inedito. Entregas N° 1, N° 2 y N° 3. Convenio Específico N° 6 (MASPyMA).
- Spalletti, P.; Brea, D. 2002. Producción de sedimentos del noroeste argentino. *Proceedings XIX Congress on Natural Waters, Argentina*, pp. 12–17.
- Stanistreet, I.G.; McCarthy, T.S. 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*. Volume 85, Issues 1–4, 1993. Pág. 115-133. ISSN 0037-0738. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90078-J](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90078-J).
- Stappenbeck, R., 1926. Geología y aguas subterráneas de la Pampa. Ed. Pangea, Córdoba, 490 pág.
- Stefanescu, S.; Schlumberger, C. y M. 1930. Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain a couches horizontales, homogènes et isotropes. *Jour. Phisique et le Radium*. V. 1.
- Strahler, A.N. 1958. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms. *GSA Bulletin* 1958; 69 (3): 279–300. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[279:DAATFE\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[279:DAATFE]2.0.CO;2)
- Summerfield, M.A. 1991. *Global Geomorphology*. Longman, Harlow (1991). 560 pág.
- Szocs T.; Frapé S.; Gwynne R. 2015. Integrating hydrogeochemical and isotope data in studying regional groundwater flow systems in the Great Hungarian Plain. *Procedia Earth and Planetary Science* 13, 177 – 180.

- Taboada, C.; Farberman, J. 2014. Asentamientos prehispánicos y pueblos de indios coloniales sobre el río Salado (Santiago del Estero, Argentina). *Miradas dialogadas entre la Arqueología y la Historia*. *Revista de arqueología histórica argentina y latinoamericana* 8(1): 7-44.
- Thalmeier, M.B., Kröhling, D., Brunetto, E., Iriondo, M., 2019. Morpho-stratigraphic characteristics and Late Quaternary environmental evolution of the Salado–Juramento fluvial megafan, Chaco Plain, Argentina. Conference: 20th Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA). Dublin, Ireland.
- Thalmeier, M.B.; Kröhling, D.; Brunetto, E. 2021. The geomorphology and Late Quaternary sedimentary record of the Salado/Juramento fluvial megafan, Central Andes foreland basin (Chaco Plain, Argentina). *Geomorphology*, Volume 373, 107495, ISSN 0169-555X, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107495>.
- Thalmeier, M.B.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Sosa, D.; Veizaga, E.; Diaz, E.; Moreno, L. 2018. Patrones de flujo regionales del Gran Chaco Argentino: región de los Bajos Submeridionales. XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología. Salta.
- Thalmeier, M.B.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Veizaga, E. *In prep.* Hydrogeologic and hydrochemical framework of the Bajos Submeridionales, distal section of the Salado-Juramento fluvial megafan in the Gran Chaco.
- Thien, S. 1979. A flow diagram for teaching texture-by-feel analysis, *J. Agron. Educ.*, 8, 54–55.
- Tóth, J., 1966. Mapping and interpretation of field phenomena for groundwater reconnaissance in a prairie environment, Alberta, Canada, *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, 11:2, 20-68.
- Tóth, J., 2000. Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones. *Boletín Geológico y Minero*, 111(4), 9-26.
- Tricart, J. 1983. L'Hydrologie des Grans Plains, Quelques Reflexions Methodologiques. *Hidrología de las grandes Llanuras*. Olavarría, Argentina, 2, p 1191-1193.
- Tucker, M., 1988. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science Ltd., Oxford, United Kingdom. 408 pág.
- Uliana, M.A.; Biddle, K. 1988. Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Rev. Bras. Geoc.* 18 (2), pág.: 172-190
- Urien, C.M.; Zambrano, J.J.; Yrigoyen, M.R. 1995. Petroleum basins of southern South America: an overview. In: Phanerozoic correlation in Southern South America. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco & H.J. Welsink (eds.) *Petroleum basins of South America*. Amer. Assoc. Petrol. Geolog. Memoir 62, pág.: 63:77.
- USGS – US Geological Survey. 1996. Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30) Digital Object Identifier. DOI:/10.5066/F7DF6PQS
- Usunoff, E. 2009. Hydrogeology of large plains. In book: *Groundwater Vol. I*. Ed. Silveira, L. y Usunoff, E. Eolss Publishers Co. Ltd. Oxford. United Kingdom. 308 – 325 pág.
- Usunoff, E.; Varni, M.; Weinzettel, P. y Rivas, R. 1999. Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda argentina. *Boletín geológico y minero*. 110: 391-406.
- Vanlesberg, S.; Kröhling, D. 2010. Geomorfología y tendencia en índices climáticos. Su aplicación a la llanura chaco-pampeana. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras Azul, Prov. Bs.As. 8 pág.
- Vázquez Suárez, E. 2012. Excel EASYCHIM. Instituto de diagnóstico Ambiental y estudios del agua. *Hidrología Subterránea y Geoquímica*.
- Veizaga E.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Thalmeier, M.B.; Sosa, D.; Moreno, L.; Díaz, E. 2019. Caracterización hidroquímica regional de las aguas de los Bajos Submeridionales, Gran Chaco, Argentina. *Actas de la V Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie* (12 al 14 de junio

- de 2019, La Plata). Editorial: Asociación Argentina de Sedimentología. ISBN: 978-987-96296-7-3, 30-33.
- Veizaga, E.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Sosa, D.; Moreno, L.; Thalmeier, M.B.; Díaz, E.; Marchetti, Z.; Castro, S. 2018. Caracterización hidrogeoquímica regional de los Bajos Submeridionales en el Chaco Argentino. XIV Cong. Latinoam. de Hidrogeología. Octubre 2018, Salta. Arg.
- Ventra, D.; Clarke, L.E. 2018. Geology and geomorphology of alluvial and fluvial fans: current progress and research perspectives. *Geological Society London Special Publications* 440, 1–21. <https://doi.org/10.1144/SP440.16>.
- Vera, C.; Baez, J.; Douglas, M.; Emmanuel, C.B.; Marengo, J.; Meitin, J.; Nicolini, M.; Nogues-Paegle, J.; Paegle, J.; Penalba, O.; Salio, P.; Saulo, C.; Silva Dias, M.A.; Silva Dias, P.; Zisper, E. 2006. The South American low-level jet experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 87, 63–77.
- Vera, C.; Higgins, W.; Amador, J.; Ambrizzi, T.; Garreaud, R.; Gochis, D.; Gutzler, D.; Lettenmaier, D.; Marengo, J.; Mechoso, C.R.; Nogues-Paegle, J.; Silva Dias, P.L.; Zhang, C. 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Clim.* 19, 4977–5000. <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>.
- Vidal, C. 2005. Tabla de Propiedades físicas de Suelos- Proyecto RIAN -INTA Reconquista.
- Viglizzo, E.F.; Frank, F.C.; Carreno, L.V.; Jobbagy, E.G.; Pereyra, H.; Clatt, J.; Ricard, M.F. 2011. Ecological and environmental footprint of 50 years of agricultural expansion in Argentina. *Global Change Biology*, 17, 959-973. doi: 10.1111/j.1365-2486.2010.02293.x
- Viseras, C.; Calvache, M.L.; Soria, J.M.; Fernández, J. 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50 (2003), pág. 181-202
- Volponi, F.; Aparicio, E. 1969. La Actividad en las zonas mesosísmicas del territorio argentino. *Anuales de la Sociedad Científica Argentina*, Tomo 184, Serie I, Ciencias 12: 49-58.
- Vorosmarty, C.J.; Green, P.; Salisbury, J.; Lammers, R.B. 2000. Global Water Resources: Vulnerability from Climate Change and Population Growth. *Science* 289, 284; DOI: 10.1126/science.289.5477.284.
- Voss C.I. 2011a. Editor's message: Groundwater modeling fantasies —part 1, adrift in the details. *Hydrogeology Journal*, 19: 1281–1284. DOI 10.1007/s10040-011-0789-z
- Voss C.I. 2011b. Editor's message: Groundwater modeling fantasies -part 2, down to earth. *Hydrogeology Journal* (2011) 19: 1455–1458.
- Vuille, M.; Hardy, D.; Braun, C.; Keimig, F.; Bradley, R. 1998. Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama Ice Cap. Bolivia. *J. Geophysical Res.* 103, 11191–11204. <https://doi.org/10.1029/98JD00681>.
- Wang S., J. Shao, X. Song, Y. Zhang, Z. Huo and X. Zhou. 2008. Application of MODFLOW and geographic information system to groundwater flow simulation in North China Plain, China. *Environ. Geol.* 55:1449- 1462. DOI 10.1007/s00254-007-1095-x.
- Webster, R.E.; Chebli, G.A.; Fischer, J.F. 2004. General Levalle basin, Argentina: a frontier Lower Cretaceous rift basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88: 627-652.
- Weissmann, G.S.; Hartley, A.J.; Nichols, G.J.; Scuderi, L.A.; Olson, M.; Buehler, H.; Banteah, R. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology* 38, 39–42. <https://doi.org/10.1130/G30242.1>.
- Weissmann, G.S.; Hartley, A.J.; Scuderi, L.A.; Nichols, G.J.; Davidson, S.K.; Owen, A.; Atchley, S.C.; Bhattacharyya, P.; Chakraborty, T.; Ghosh, P.; Nordt, L.C.; Michel, L.; Tabor, N.J. 2013. En: Dreise, S. G., Nordt, L.C., and McCarthy, P.L. (Eds.): Prograding distributive fluvial systems - geomorphic models and ancient examples. *New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology: SEPM, Special Publication* 104, 131–147.

- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377–392.
- Werneck, F.P. 2011. The diversification of eastern South American open vegetation biomes: Historical biogeography and perspectives. *Quaternary Science Reviews*. Volume 30, Issues 13–14, 2011. Pág. 1630-1648, ISSN 0277-3791. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.03.009>.
- Wiens, F. 1995. Phanerozoic Tectonics and Sedimentation in the Chaco Basin of Paraguay, with comments on Hydrocarbon Potential. In: A.J. Tankard, R. Suárez Soruco & H.J. Welsink (eds.) *Petroleum Basins of South America*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 62, pág.: 185-205.
- Wilkinson, M.; McCaffrey, K.J.W.; Roberts, G.; Cowie, P.A.; Phillips, R.J.; Michetti, A.M.; Vittori, E.; Guerrieri, L.; Blumetti, A.M.; Bubeck, A.; Yates, A.; Sileo, G. 2010. Partitioned postseismic deformation associated with the 2009 Mw 6.3 L'Aquila earthquake surface rupture measured using a terrestrial laser scanner. *Geophys. Res. Lett.*, 37.
- Wilkinson, M.J.; Marshall, L.G.; Lundberg, J.G. 2006. River behavior on megafans and potential influences on diversification and distribution of aquatic organisms. *J. S. Am. Earth Sci.* 21, 151–172. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.08.002>.
- Winter, T. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7, 28–45. <https://doi.org/10.1007/s100400050178>
- Winter, T.C.; Labaugh, J.W. 2003. Hydrologic consideration in defining isolated wetlands. *Wetlands*, 23: 532-540.
- Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), 1950-1970. Legajos de las Perforaciones de Santiago del Estero, Santa Fe y Chaco (inédito).
- Zani, H.; Rossetti, D.F.; Cohen, M.L.C.; Pessenda, L.C.R.; Cremon, E.H. 2012. Influence of landscape evolution on the distribution of floristic patterns in Northern Amazonia revealed by $\delta^{13}C$ data. *J. Quat. Sci.* 27, 854–864. <https://doi.org/10.1002/jqs.v27.8>.
- Zhang, Y.; Dai, X.; Wang, M.; Li, X. 2020. The concept, characteristics and significance of fluvial fans, *Petroleum Exploration and Development*, Volume 47, Issue 5. Pág. 1014-1026. ISSN 1876-3804. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(20\)60113-6](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(20)60113-6).
- Zhang, J.; Liang, X.; Jin, M.; Ma, T.; Deng, Y.; Ma, B. 2019. Identifying the groundwater flow systems in a condensed river-network interfluvium between the Han River and Yangtze River (China) using hydrogeochemical indicators. *Hydrogeology Journal*, 27:2415–2430 <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01994-1>.
- Zheng, C.; Bennett, G.D. 2002. *Applied contaminant transport modeling*. 2da edición. Nueva York, John Wiley e hijos. 613 pág.
- Zhou, J.; Lau, K. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *J. Clim.* 11, 1020–1040. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2).
- Zume J.T.; Tarhule A.A. 2011. Modelling the response of an alluvial aquifer to anthropogenic and recharge stresses in the United States Southern Great Plains, *Journal of Earth System Science*. Volume 120, 4, 557-572.

Anexo I: Tablas de datos

Tabla A.1: Descripción de la columna sedimentaria perforada en Gato Colorado (28°1'21.39"S/ 61°12'11.76"O) cada dos metros de avance de perforación.

Prof. (m.b.b.p.)	Muestra	Color húmedo		Textura
0.3	GC1	10 YR 3/3	dark brown	Suelo hidromórfico, bien homogéneo, de textura arcillo-limosa.
0.0-2.0	GC2	7.5 YR 5/6	strong brown	Limo arcilloso color marrón fuerte con nódulos de limos frágiles y pátinas de Mn.
2.0-4.0	GC3	7.5 YR 5/6	strong brown	Limo arcilloso color marrón fuerte con nódulos de limos frágiles y de Mn de hasta 1mm.
4.0-6.0	GC4	7.5 YR 5/6	strong brown	Limo arcilloso color marrón fuerte con nódulos Mn muy finos (menores a 2mm)
6.0-8.0	GC5	7.5 YR 5/4	brown	Limo arcilloso color marrón con nódulos Mn menores a 2mm y nódulos de limos frágiles.
8.0-10.0	GC6	7.5 YR 5/4	brown	Limo arcilloso color marrón con nódulos Mn menores a 2mm. Mayor porcentaje de arcillas.
10.0-12.0	GC7	7.5 YR 6/4	light brown	Arcillo limoso color marrón claro con nódulos muy finos de Mn y concreciones de CO ₃ muy finos.
12.0-14.0	GC8	7.5 YR 5/3	brown	Arcillo limosa con nódulos muy finos de Mn, concreciones de CO ₃ <1cm , irregulares, y nódulos de limos frágiles.
14.0-16.0	GC9	7.5 YR 6/4	light brown	Arcillo limosa marrón claro con nódulos de Mn muy finos.
16.0-18.0	GC10	7.5 YR 6/4	light brown	Arcillo limosa marrón clara a grisácea con nódulos de Mn muy finos.
18.0-20.0	GC11	7.5 YR 5/3	brown	Arcillo limosa marrón con nódulos de Mn muy finos y concreciones de CO ₃ .
20.0-22.0	GC12	10 YR 6/3	pale brown	Arcilla grisácea a marrón pálido con nódulos de Mn muy finos a extremadamente finos.
22.0-24.0	GC13	10 YR 6/3	pale brown	Arcillo limosa grisácea a marrón pálido con nódulos de Mn muy finos a extremadamente finos y concreciones de CO ₃ .
24.0-26.0	GC14	10 YR 5/3	brown	Arcillo limosa con gran contenido de concreciones de CO ₃ muy finos y nódulos de Mn de tamaño arena, con yeso.
26.0-28.0	GC15	10 YR 5/3	brown	Arcillo limosa con gran contenido de concreciones de CO ₃ y nódulos de Mn muy finos, y nódulos frágiles de limos/arcillas marrones. Con yeso.
28.0-30.0	GC16	10 YR 6/3	pale brown	Arcilla con gran contenido de concreciones de CO ₃ y nódulos de Mn muy finos, y nódulos frágiles de limos/arcillas marrones. Con yeso.
30.0-32.0	GC17	10 YR 7/3	very pale brown	Arcilla grisácea a marrón muy pálido muy dura, con CO ₃ y Mn de tamaño arena (posiblemente roto por la mecha). Contenido de yeso.

32.0-34.0	GC18	10 YR 7/3	very pale brown	Arcilla grisácea a marrón muy pálido muy dura, con CO3 y Mn de tamaño arena. Contenido de yeso. (granulada)
34.0-36.0	GC19	10 YR 6/3	pale brown	Arcilla marrón clara grisácea con nódulos de Mn, concreciones de CO3, nódulos de limos/arcillas rojizos y yeso.
36.0-38.0	GC20	10 YR 6/3	pale brown	Arcillas grisácea a marrón clara con CO3, nódulos de Mn y yeso, bolitas de arcillas/limos marrón rojiza. (granulada)
38.0-40.0	GC21	10 YR 7/3	very pale brown	Arcillas grisácea a marrón clara con CO3, nódulos de Mn y yeso, bolitas de arcillas/limos marrón rojiza. (granulada)
40.0-42.0	GC22	7.5 YR 6/3	light brown	Arena muy fina amarillita con arcillas. Transición.
42.0-44.0	GC23	7.5 YR 6/6	reddish yellow	Arena muy fina amarillita, homogénea.
44.0-46.0	GC24	7.5 YR 6/6	reddish yellow	Arena muy fina, amarilla con arcillas y óxidos.
46.0-48.0	GC25	7.5 YR 5/8	strong brown	Arena muy fina a fina, color ocre con un poco de micas y mucho Qtz redondeado y pesados.
48.0-50.0	GC26	7.5 YR 5/8	strong brown	Arena fina color ocre con algo de micas.
50.0-52.0	GC27	7.5 YR 5/8	strong brown	Arena muy fina con micas, arcillosa, color marrón claro a amarillo.
52.0-54.0	GC28	7.5 YR 5/6	strong brown	Arena fina con pocas micas, algo de arcilla, color marrón amarillenta.
54.0-56.0	GC29	7.5 YR 5/6	strong brown	Arena marrón amarillenta muy fina con arcillas color gris verde pardo.
56.0-58.0	GC30	7.5 YR 5/4	brown	Arena marrón amarillenta muy fina con arcillas color gris verde pardo.
58.0-60.3	GC31	7.5 YR 5/3	brown	Arenas finas marrón con arcillas color verde azulado, transición con la base?
60.3-62.0	GC32	10 YR 7/1 con GLEY1 5/10GY	greenish gray	Arenas muy finas grisáceas amarillentas con arcillas azuladas. Transición/base con la fm. marina.

Tabla A.2: Conteo mineralógico de granos de arena muy fin de la columna sedimentaria perforada en Gato Colorado (28°1'21.39"S/61°12'11.76"O).

Muestra/Minerales	Fracción liviana									Fracción pesada											Total				
	Grupo de la sílice			Grupo de los feldespatos			Vid. volc.	Otros			Piroxenos				Anf	Otros									
	Cuarzo	Qtz policrist	Ópalo	Pl maclada	Kfs s/macla	Microclino	Vidrio volcánico	Alterita	Biogénico	Agregados	Mus Alt	Diópsido	Augita	Enstatita	Hornblenda	Monacita	Cianita	Sillimanita	Estaurrolita	Epidoto		Apatita	Hem/Ilm	Opaco negro	
GC1	187			8	52	13	2	21	4	1787					1									2075	
GC2	237			6	42	5	3	13	1	771					1							4		1083	
GC3	174			11	57	5	23	44	1	1283													1	1599	
GC4	303			18	98	12	57	33	1	1182					1					1			1	1707	
GC5	429			18	258	18	115	47		1411					1								1	2298	
GC6	304			16	96	5	1	23	4	1319										1			1	1770	
GC7	372			29	287	21	2	227		1178							1					2	1	2120	
GC8	396			24	111	28	3	102	6	1311												3	1	1985	
GC9	378			47	143	19	18	52	2	1231										1			1	1892	
GC10	272			10	64	3	6	15	1	1198													1	1570	
GC11	315			6	52	6	8	17	1	1320					1		1			1		1	1	1730	
GC12	442			7	99	6	1	9	1	1419													1	1985	
GC13	450			14	104	12	5	74		1245					1								1	1906	
GC14	245			1	32	4	8	2		1318													1	1611	
GC15	183			2	41	3	2	2		1311													1	1	1546
GC16	265			3	14	1	16	72	4	1285													5	1	1666
GC17	447			10	144	6	15	21	4	806													1	1	1468
GC18	348			4	42	6	15	23		998					1									1	1438
GC19	142			1	5		11	76	5	1179													1	1	1431
GC20	243			3	34	4	1	26		859					1								1	1	1172

GC21	260			14	81	11	18	145		1485					1						4	1	2020	
GC22	963	2		17	23	27		439					1	1	1	1							1	1489
GC23	975	18	1	23	158	28		89				1	1	1	1	2	1		1			1	2	1327
GC24	1051	13		19	141	38		113				1	1	1		2							4	1422
GC25	978	18	1	23	158	28		89				1	1	1	1	2	1		1			1	2	1330
GC26	1082	15		21	144	38		109				1	1	1									4	1454
GC27	1138	12	3	17	138	28		103					1	1	2	2	2		1		2		2	1474
GC28	1217	8		11	86	21		113						1				3					3	1492
GC29	1296	9	1	20	97	38		59						1	1	1	1	1					4	1574
GC30	1035	7	2	19	45	31		137		2		1	1	1	1	1	1	1					2	1314
GC31	967	2		17	23	27		439		2		1	1	1	1								1	1495
GC32	1319	8	1	21	38	29		269		16		2	4	2		1		1		1			5	1768
																							6	

Tabla A.3: base de datos de niveles piezométricos ($NP=H$) sin la corrección de salinidad de Lusczynski (1961) de UH1. Base de datos integrada de: INA, SIFAS, APA, INTA y de campañas realizadas en esta Tesis. SF = SF; CH = CH; SGO = Santiago del Estero; g = agua subterránea.

ID	N°	Prov.	Tipo de agua	Localidad	Ubicación geográfica		X	Y	Cota MDE	NP=H
FGP11	1	SF	g	Pto Policial	29° 12' 6.1"	61° 24' 56"	-29.2	-61.4	71	66.67
FGP12	2	SF	g	San Vicente	29° 06' 38"	60° 51' 11.8"	-29.1	-60.85	60	58.81
FGP13	3	SF	g	La Gama	28° 45' 23.4"	61° 00' 7.7"	-28.75	-61	64	62.26
FGP14	4	SF	g	Don Tito	29° 05' 13.5"	60° 59' 18.5"	-29.0833333	-60.9833333	65	63.31
FGP15	5	SF	g	"La Cig• ega"	29° 15' 39.6"	61° 01' 41.6"	-29.25	-61.0166667	62	61.95
FGP16	6	SF	g		28° 45' 50.2"	60° 53' 2.5"	-28.75	-60.8833333	63	61.24
FGP17	7	SF	g	San Antonio	29° 07' 50.9"	61° 51' 26.6"	-29.1166667	-61.85	80	78.06
FGP19	9	SF	g	El Descanso	28° 51' 59.1"	61° 18' 41.4"	-28.85	-61.3	69	64.83
FGP110	10	SF	g	La Porfija 2	28° 43' 10.7"	61° 20' 0.1"	-28.7166667	-61.3333333	73	66.97
FGP111	11	SF	g	Escuela 926	28° 34' 6.8"	61° 30' 35.4"	-28.5666667	-61.5	74	68
FGP112	12	SF	g	Don Lalo	28° 30' 49"	61° 28' 33"	-28.5	-61.4666667	75	68.93
FGP113	13	SF	g	Don Lalo	28° 30' 48"	61° 28' 10.4"	-28.5	-61.4666667	75	67.26
FGP114	14	SF	g	Las Guampitas	28° 42' 42"	61° 16' 20"	-28.7	-61.2666667	69	64.08
FGP115	15	SF	g	La Chiva	28° 57' 42.5"	60° 58' 15.8"	-28.95	-60.9666667	62	60.25
FGP116	16	SF	g	Las Bandurrias	28° 55' 50.9"	60° 37' 2"	-28.9166667	-60.6166667	58	56.18
FGP117	17	SF	g	Los 2 Hermanos	28° 31' 56.3"	61° 20' 32"	-28.5166667	-61.3333333	70	66.48
FGP118	18	SF	g	Don Mariano	29° 6' 29.2"	61° 42' 51.5"	-29.1	-61.7	76	70.61
FGP119	19	SF	g	Don Isidoro	29° 4' 56.9"	61° 17' 32.1"	-29.0666667	-61.2833333	67	63.2
FGP120	20	SF	g	El Toro	29° 14' 51.8"	60° 49' 53.9"	-29.2333333	-60.8166667	60	59.17
FGP121	21	SF	g	Los Nietos	29° 10' 48.8"	61° 14' 51.4"	-29.1666667	-61.2333333	66	64.07
FGP122	22	SF	g	Ea. Marja Luisa	29° 02' 36"	61° 14' 19"	-29.0333333	-61.2333333	68	67.1
FGP123	23	SF	g	El Transito	28° 54' 22.1"	61° 08' 15.9"	-28.9	-61.1333333	65	61.51
FGP124	24	SF	g	Los Claveles	28° 56' 0.9"	61° 25' 11.7"	-28.9333333	-61.4166667	70	64.55
FGP125	25	SF	g	El Uno	29° 2' 44.1"	61° 28' 12.8"	-29.0333333	-61.4666667	71	66.39

FGP126	26	SF	g	Ea. La Rosada	28° 56' 30.8"	61° 41' 36.2"	-28.9333333	-61.6833333	78	73
FGP127	27	SF	g	El Cacique	29° 11' 5.7"	60° 39' 31.7"	-29.1833333	-60.65	55	52.6
FGP128	28	SF	g	El Regreso	29° 33' 58.5"	60° 49' 15.3"	-29.55	-60.8166667	57	56.27
FGP129	29	SF	g	Don Hipólito	29° 26' 22.5"	61° 03' 2.5"	-29.4333333	-61.05	62	61.29
FGP130	30	SF	g	La Yusta	29° 16' 52.9"	61° 16' 29.2"	-29.2666667	-61.2666667	68	61.62
FGP131	31	SF	g	La Aldea	28° 11' 1.7"	61° 44' 20.6"	-28.1833333	-61.7333333	76	73.77
FGP132	32	SF	g	Km 468	28° 05' 4.6"	61° 27' 56.2"	-28.0833333	-61.45	69	67.77
FG2A1	1	SF	g		29° 11' 00"S	61° 13' 36"O	-29.18333	-61.22667	66	
FG1A3	3	SF	g		28° 59' 20"S	61° 36' 36"O	-28.98889	-61.61000	76	69
FG1A9	9	SF	g		29° 3' 12"S	61° 40' 18"O	-29.05333	-61.67167	76	
FG-H17	17	SF	g	Gregoria Pérez de Denis	28° 13' 54,3"	61° 31' 28,8"	-28.23167	-61.52444	74	
FG1I14	14	SF	g	Flia. Rosales. Las Dos A	28° 23.142'	61° 12.822'	-28.385701	-61.213704	67	66.53
FG2I16	16	SF	g	El Saguaypé	28° 50.067'	61° 18.076'	-28.83445	-61.301268	69	67.66
FG1I17	17	SF	g	Est. Las Guampitas	28° 42.764'	61° 16.667'	-28.712732	-61.277785	69	
FG2-I22	22	SF	g	Est. Don Hipólito	29° 26.372'	61° 03.045'	-29.439531	-61.050754	62	
FG-K3	3	SF	g	Est. La Laura	28° 56,380'	61° 0,926'	-28.9333333	-61	63	
GG1H13	13	SF	g	Santuario mailín	28° 27' 48,72"	62° 6' 50,4"	-28.46333	-62.11389	93	88.96
FG1A10	10	SF	g		29° 1' 36"S	61° 41' 48"O	-29.02667	-61.69667	78	
FG1A11	11	SF	g		29° 5' 18"S	61° 47' 13"O	-29.08833	-61.78694	78	72
FG1H23	23	SF	g	Coqui Vicentín	29° 04' 57,1"	61° 16' 50,4"	-29.08250	-61.28056	68	66.79
FG1K5	5	SF	g	Est. Las Brujas	28° 6,734'	60° 50,304'	-28.1	-60.8333333	67	
FG1K9	9	SF	g	Ea. Los CHñares	29° 10,852'	61° 2,132'	-29.1666667	-61.0333333	64	
FG2K2	2	SF	g	Tres Pozos	29° 10,289'	61° 9,471'	-29.1666667	-61.15	67	
GG1H9	9	SGO	g	Establecimiento San Felice	28° 53' 40,92"	62° 13' 26,88"	-28.89444	-62.22389	90	87.75
FG1A2	2	SF	g		28° 58' 12"S	61° 40' 12"O	-28.97000	-61.67000	79	72
FG1A7	7	SF	g		29° 14' 30"S	61° 9' 40"O	-29.24167	-61.16111	65	63.2
FG1A8	8	SF	g		29° 14' 36"S	61° 9' 36"O	-29.24333	-61.16000	65	63
FG1A12	12	SF	g		29° 12' 00"S	61° 29' 38"O	-29.20000	-61.49389	72	64
FG1H14	14	SF	g	Ea. San Jorge	29° 12' 59,7"	61° 34' 21,1"	-29.21639	-61.57250	72	66.58

FG-H16	16	SF	g	Villa Minetti	28° 37' 29"	61° 37' 35,2"	-28.62472	-61.62639	77	75.55
FG-H18	18	SF	g	Gato Colorado	27° 59' 55,2"	61° 11' 39,1"	-27.99861	-61.19417	75	
FG1H24	24	SF	g	Coqui Vicentín	29° 04' 56,7"	61° 17' 32,7"	-29.08222	-61.29222	68	66.97
FG1I13	13	SF	g	Est. Las Dos A	28° 22.569'	61° 12.720'	-28.376153	-61.212001	67	66.53
FG1I18	18	SF	g	Doña Aurelia	28° 42.234'	61° 16.750'	-28.703902	-61.27916	69	
FG1I19	19	SF	g	Est. El Once	28° 40.239'	61° 15.315'	-28.670654	-61.255245	68	
FG1	20	SF	g	Est. El Yunque	28° 38.768'	61° 2.901'	-28.646128	-61.048351	64	63.9
FG1I21	21	SF	g	Destacamento El Triángulo	29° 12.098'	61° 24.933'	-29.201637	-61.415544	74	73.12
FG1K8	8	SF	g	Don Tito	29° 5,224'	60° 59,305'	-29.0833333	-60.9833333	65	
FG1K10	10	SF	g	Isleta Linda 5	28° 46,917'	61° 5,140'	-28.7666667	-61.0833333	66	
FG-K11	11	SF	g	San Bernardo Piez.	28° 40,477'	61° 31,834'	-28.6666667	-61.5166667	74	72.215
FG-K12	12	SF	g	Est. Don Fernando	28° 9,187'	60° 36,180'	-28.15	-60.6	63	
FG1K16	16	SF	g	Pozo Ao. CalCHquí y RP38	29° 52,196'	60° 35,361'	-29.8666667	-60.5833333	50	
GG1J1	1	SF	g	Cuato Bocas Osmosis	28° 51' 37,8" S	61° 51' 22,68" O	-28.86050	-61.85611	82	79.81
FG-K6	6	SF	g	HT Ceibo Guapo	28° 33,438'	61° 43,149'	-28.55	-61.7166667	85	
FG1K7	7	SF	g	Piez 2 - VM	28° 33,438'	61° 43,149'	-28.55	-61.7166667	85	
GG2H5	5	SGO	g	José Gelid	27° 38' 55,8"	62° 24' 59"	-27.64861	-62.41639	137	109
GG-H8	8	SGO	g	Hotel Mirasol	27° 39' 32,2"	62° 24' 53,5"	-27.65889	-62.41472	136	109.37
GG3J8	8	SGO	g	Establecimiento El Diez	26° 40' 38,46"S	62° 48' 43,62"O	-26.67735	-62.81212	185	
HG2E45	45	CH	g	CG13 - Ceferino Tort - Gancedo	27° 29' 16,21"S	61° 39' 37,60"O	-27.48784	-61.66044	101	81
HG2E41	41	CH	g	Pozo Decavial - Las Piedritas	26° 49' 11,73"S	61° 33' 44,48"O	-26.81993	-61.56236	123	107.63
HG1E52	52	CH	g	Predio Vialidad Provincial - Tres Estacas	26° 56' 15,54"S	61° 35' 54,23"O	-26.93765	-61.59840	120	118.8
HG1N1	1	CH	g	P1	26° 54' 23,9" S	61° 34' 50,1" O	-26.9063889	-61.5805556	119	116.9
GG2I7	7	SGO	g	Est. Don Pedro	27° 33,961'	61° 46,135'	-27.566024	-61.768917	103	
HG2E46	46	CH	g	CG8 - AEPI 25 - Gancedo	27° 29' 16,21"S	61° 39' 37,60"O	-27.48784	-61.66044	101	87.4
HG1E31	31	CH	g	Chorotis - Perf. N°5	27° 55' 8,42"S	61° 29' 36,64"O	-27.91901	-61.49351	71	68.95
HG1E23	23	CH	g	Pozo N°41 - R. Voco - Chorotis	27° 55' 0,01"S	61° 23' 37,34"O	-27.91667	-61.39371	73	70.86
HG1E24	24	CH	g	Chorotis - Perf. N°1	27° 54' 57,60"S	61° 24' 44,32"O	-27.91600	-61.41231	77	75.53

HG1E27	27	CH	g	Chorotis - Perf. N°2	27° 55' 13.51"S	61° 24' 30.83"O	-27.92042	-61.40856	77	75.22
HG1E28	28	CH	g	Chorotis - Perf. N°3	27° 55' 30.72"S	61° 24' 54.57"O	-27.92520	-61.41516	73	71.45
HG1E30	30	CH	g	Chorotis - Perf. N°4	27° 54' 47.66"S	61° 27' 3.65"O	-27.91324	-61.45101	72	70.45
HG2E38	38	CH	g	Perf. Campo Grechny - La Tigra	27° 8' 44.17"S	60° 35' 57.35"O	-27.14560	-60.59926	90	
HG1E49	49	CH	g	Censo N°3 - I. Ojeda	27° 36' 32.86"S	61° 20' 23.21"O	-27.60913	-61.33978	84	81.03
HG-E65	65	CH	g	Escuela N°767 - Pozo B	27° 58' 46.37"S	61° 41' 22.20"O	-27.97955	-61.68950	79	
HG2I2	2	CH	g	Hermoso Campo	27° 36.198'	61° 20.647'	-27.603302	-61.344117	85	81.96
HG1I3	3	CH	g	Hermoso Campo	27° 36.306'	61° 20.614'	-27.605096	-61.343567	85	
HG2I4	4	CH	g	CHrata. POI	27° 13.645'	61° 11.091'	-27.227417	-61.184857	102	99.96
HG1I1	1	CH	g	Santa Sylvina	27° 50.126'	61° 8.591'	-27.835432	-61.143178	76	74.34
HG1E50	50	CH	g	Censo N°1 - F.M. Barros	27° 36' 32.86"S	61° 20' 23.21"O	-27.60913	-61.33978	84	81.82
HG1N11	11	CH	g	P13	26° 40' 27,9" S	61° 6' 59,8" O	-26.6741667	-61.1163889	119	106.8
HG1N18	18	CH	g	P5	27° 08' 5,5" S	61° 15' 2,4" O	-27.1347222	-61.2505556	102	96.75
HG-E66	66	CH	g	Escuela N°767 - Pozo 1	27° 58' 46.37"S	61° 41' 22.20"O	-27.97955	-61.68950	79	
HG-E67	67	CH	g	Escuela N°767 - Pozo 2	27° 58' 46.37"S	61° 41' 22.20"O	-27.97955	-61.68950	79	
HG-E64	64	CH	g	Escuela N°767 - Pozo A	27° 58' 46.37"S	61° 41' 22.20"O	-27.97955	-61.68950	79	
HG2N10	10	CH	g	P12	26° 33' 52,4" S	61° 30' 40,1" O	-26.5644444	-61.5111111	141	
HG1E22	22	CH	g	Pozo N°16 - Chorotis	27°54' 52.91"S	61° 24' 40.89"O	-27.08136	-61.41136	107	105.13
HG1N3	3	CH	g	P3	26° 43' 27" S	61° 28' 27,7" O	-26.7241667	-61.4741667	125	115.8
HG1N4	4	CH	g	P4	26° 42' 11,0" S	61° 27' 25,4" O	-26.7030556	-61.4569444	125	110.65
HG2E60	60	CH	g	Perf. (1/94) - Quinta G - Farías	27° 41' 1.21"S	60° 54' 11.22"O	-27.68367	-60.90312	82	
HG1E14	14	CH	g	Ruiz - Fortín Las Chuñas	26° 53' 03.8"S	60° 54' 30.2"O	-26.88439	-60.90839	105	99.5
HG1E15	15	CH	g	Fortín Las Chuñas - Jeppsen	26° 54' 53.41"S	60° 54' 10.41"O	-26.91484	-60.90289	105	97.9
HG2E16	16	CH	g	Fortín Las Chuñas - A.P.R.H.	26° 52' 59.63"S	60° 54' 46.33"O	-26.88323	-60.91287	105	84.5
HG2E18	18	CH	g	Fortín Las Chuñas - Escromedo	26° 53' 03.8"S	60° 54' 30.2"O	-26.88439	-60.90839	105	88.76
HG1E39	39	CH	g	PD N°1 - General Pinedo	27° 19' 18.51"S	61° 16' 57.00"O	-27.32181	-61.28250	96	
HG1E40	40	CH	g	PD N°2 - General Pinedo	27° 19' 47.43"S	61° 17' 35.96"O	-27.32984	-61.29332	95	
HG2E43	43	CH	g	Perf. 1/85 Sodería	26° 57' 30.61"S	60° 57' 56.82"O	-26.95850	-60.96578	104	
HG2E44	44	CH	g	Pozo Av. San Martín - Corzuela	26° 57' 30.61"S	60° 58' 41.89"O	-26.95850	-60.97830	110	

HG1E48	48	CH	g	Censo N°7 - Municipalidad	27° 36' 17.96"S	61° 20' 34.95"O	-27.60499	-61.34304	85	
HG1E53	53	CH	g	Pozo Rossin - Municipal N°2	27° 12' 46.1"S	61° 11'20.7"O	-27.21281	-61.18353	100	96.36
HG1E54	54	CH	g	Gómez Ramón	27° 25' 45.2"S	61° 01' 04.6"O	-27.42922	-61.01794	91	88.6
HG1E55	55	CH	g	Pedro Cruz	27° 25' 45.2"S	61° 01' 04.6"O	-27.42922	-61.01794	91	88.17
HG1E56	56	CH	g	Vicario J. R.	27° 25' 45.2"S	61° 01' 04.6"O	-27.42922	-61.01794	91	89.75
HG1E57	57	CH	g	Juarez Arnaldo	27° 25' 45.2"S	61° 01' 04.6"O	-27.42922	-61.01794	91	88.5
HG1E58	58	CH	g	Perf. N°4	27° 25' 38.37"S	61° 1' 1.42"O	-27.42733	-61.01706	91	89.06
HG1E59	59	CH	g	Pozo SAMEEP - Du Graty	27° 41' 1.21"S	60° 54' 11.22"O	-27.68367	-60.90312	82	
HG-E62	62	CH	g	Pampa Landriel - Iglesia	27° 23' 41"S	61° 6' 9"O	-27.39472	-61.10250	90	
HG1E68	68	CH	g	Perf. N°3 B° Malvinas Arg.	26° 57'16.08"S	60° 58' 10.72"O	-26.95169	-60.96964	105	99.05
HG2E72	72	CH	g	Valentín García - CHrata	27° 24' 04.1"S	60° 54' 35.1"O	-27.40114	-60.90975	90	82.5
HG1G2	2	CH	g	Pampa Gómez- Flia Mena	26° 51' 12.4"	61° 30' 28.7"	-26.853444	-61.507972	117	
HG2I5	5	CH	g	CHrata. Viviero	27° 13.614'	61° 12.526'	-27.2269	-61.208769	98	
HG1I9	9	CH	g	General Pinedo	27° 20.104'	61° 14.728'	-27.335061	-61.245467	100	95.66
HG1I10	10	CH	g	Villa Angela. Don Rode	27° 33.848'	60° 42.767'	-27.56413	-60.712785	86	
HG2I11	11	CH	g	Coronel Du Graty. Brauer Hnos.	27° 42.039'	60° 55.959'	-27.700648	-60.932643	79	77.73
HG1N14	14	CH	g	P19	26° 29' 54,8" S	61° 10' 32,3" O	-26.4983333	-61.1755556	124	112
HG1N19	19	CH	g	P6	26° 55' 7,7" S	61° 37' 46,4" O	-26.9186111	-61.6294444	135	128.7
HG1N23	23	CH	g	P23	26° 58' 13,5" S	61° 30' 22" O	-26.9702778	-61.5061111	111	105.1
HG1I6	6	CH	g	Las Breñas. Coop.	27° 4.023'	61° 4.352'	-27.067053	-61.072527	104	96.3
FG1H22	22	SF	g	Club Atlético Tostado	29° 12' 14,3"	61° 34' 48,1"	-29.20389	-61.58000	76	73.69
GG1H12	12	SGO	g	Barrio Rosso	28° 28' 37,44"	62° 49' 28,08"	-28.47694	-62.82444	109	106.59
FG1K17	17	SF	g	Fortín CHrrúa			-29.127691	-60.938155	62	60
FG1K18	18	SF	g	Isleta Linda P1			-28.771542	-61.093179	66	64.6
FG1K19	19	SF	g	Isleta Linda P4			-28.781878	-61.085742	66	64.85
FG1K20	20	SF	g	Isleta Linda P7			-28.782131	-61.085708	66	64.84
FG1K21	21	SF	g	Isleta Linda P9			-28.763755	-61.087499	66	64.39

Tabla A.4: base de datos de niveles piezométricos (NP=H) sin la corrección de salinidad de Lusczynski (1961) de UH2. Base de datos integrada de: INA, SIFAS, APA, INTA y de campañas realizadas en esta Tesis. SF = SF; CH = CH; SGO = Santiago del Estero; SL = Salta; g = agua subterránea.

ID	N°	Prov.	Tipo de agua	Localidad	Ubicación geográfica		X	Y	Cota MDE	NP=H
HG2N12	12	CH	g	P17	26° 55' 13.3" S	61° 26' 47.9" O	-26.92036111	-61.4466389	117	88.8
HG3N21	21	CH	g	P15	26° 55' 07,7" S	61° 26' 16,5" O	-26.91861111	-61.4377778	114	
HGP21	1	CH	g	Fortín Las Chuñas	26° 53' 03.8"	60° 54' 30.2"	-26.88333333	-60.9	106	89.76
HGP22	2	CH	g	Napenay			-26.698352	-60.643238	100	93.5
HGP23	3	CH	g	Colonia San Lorenzo	27° 24' 04.1"	60° 54' 35.1"	-27.4	-60.9	93	85.5
HGP24	4	CH	g	Colonia Elisa			-26.939163	-59.517127	77	72
HGP25	5	CH	g	Tres Isletas			-26.340302	-60.429986	105	98
HGP26	6	CH	g	Corzuela	26° 57' 25.6"	60° 58' 12.7"	-26.95	-60.9666667	105	97.3
HGP27	7	CH	g	Las Garcitas			-26.610763	-59.838093	83	77.5
HGP28	8	CH	g	La Tigra			-27.111065	-60.590619	92	89
HGP29	9	CH	g	CHrata			-27.336694	-60.952389	92	80
HGP210	10	CH	g	Fortin de las Chuñas			-26.900432	-60.915322	106	95.05
HGP211	11	CH	g	Paraje 71			-26.184079	-60.500358	105	98
HGP212	12	CH	g	Pampa del Infierno			-26.475177	-61.205378	130	118.62
HGP213	13	CH	g	Napenay			-26.718339	-60.610476	99	88.71
HGP215	15	CH	g	Fortín Las Chuñas	26° 52' 59.63"	60° 54' 46.33"	-26.86666667	-60.9	109	88.5
HGP216	16	CH	g	La Tigra			-27.132137	-60.603911	91	88
HGP217	17	CH	g	La Tigra			-27.075099	-60.555756	91	84.8
HGP218	18	CH	g	Quitilipi			-26.865989	-60.215736	89	79.9
HGP219	19	CH	g	Fortín Las Chuñas	26° 52' 57.46"	60° 53' 34.14"	-26.86666667	-60.8833333	105	84.62
HGP220	20	CH	g	Las Piedritas	26° 49' 11.73"	61° 33' 44.48"	-26.81666667	-61.55	120	104.63
HGP221	21	CH	g	Campo Largo			-26.803808	-60.838163	107	95.6
HGP222	22	CH	g	Gancedo	27° 29' 16.21"	61° 39' 37.60"	-27.48783611	-61.6604444	101	81
HGP223	23	CH	g	Hermoso Campo	27° 36' 49.8"	61° 20' 51.0"	-27.61383333	-61.3475	84	77.65
HGP224	24	CH	g	Zuberbhüller	27° 42' 57.5"	61° 21' 52.6"	-27.71597222	-61.3646111	79	76.5
HGP225	25	CH	g	General Capdevila	27° 25' 17.08"	61° 28' 37.77"	-27.42141111	-61.4771583	116	87.43
HGP226	26	CH	g	CHrata			-27.231336	-61.203139	97	89
HGP227	27	CH	g	Zuberbhüller	27° 42' 57.5"	61° 21' 52.6"	-27.71597222	-61.3646111	79	76.5

HGP228	28	CH	g	Río Muerto			-26.155326	-61.654096	155	128
HGP229	29	CH	g	Villa Angela	27° 34' 46.4"	60° 41' 17.0"	-27.56666667	-60.68333333	77	65.8
HGP230	30	CH	g	Villa Angela			-27.575877	-60.712067	81	69.8
HGP231	31	CH	g	Vibora Blanca			-25.444861	-60.639778	124	120
HG3N22	22	CH	g	P16	26° 55' 07,7" S	61° 26' 16,5" O	-26.91861111	-61.4377778	114	
FG3K13	13	SF	g	Gato Colorado -perf. Estudio	28° 1,36'	61° 12,19'	-28.01666667	-61.2	76	
HGP232	33	CH	g	CHrata	27° 13.645'	61° 11.091'	-27.22741667	-61.18485	102	99.96
HGP233	34	CH	g	Hermoso Campo	27° 36.198'	61° 20.647'	-27.6033	-61.3441167	87	83.96
GGP235	35	SGO	g	Los Juríes	28° 22' 34,9"	62° 16' 58,1"	-28.36666667	-62.2666667	115	91.45
GGP236	36	SGO	g	Quimilí	27° 38' 55,8"	62° 24' 59"	-27.64861111	-62.4163889	137	109
GGP237	37	SGO	g	Quimilí	27° 36' 27,9"	62° 23' 9,42"	-27.6075	-62.3858333	142	110
HGP238	38	CH	g	Coop OSP. Las Breñas	27° 4.305'	61° 4.416'	-27.07175	-61.0736	104	96.16
GGP240	40	SGO	g	4 Bocas-Virgencita	28° 51.811'	61° 55.851'	-28.863517	-61.93085	83	80.85
GGP241	41	SGO	g	La Esperanza	27° 02.267'	61° 43.236'	-27.037783	-61.7206	149	111.3
GGP242	42	SGO	g	La Esperanza-Gringo	27° 1.896'	61° 43.105'	-27.0316	-61.718417	149	111
FG2H25	25	SF	g	Centis	29° 04' 45,5"	60° 52' 32,4"	-29.07917	-60.87556	62	61.47
FG2H25	25	SF	g	Centis	29° 04' 45,5"	60° 52' 32,4"	-29.07917	-60.87556	62	61.47
FG2K15	15	SF	g	Est. La Rivera	29° 52,915'	60° 34,05'	-29.86666667	-60.5666667	51	
FG2A13	13	SF	g		29° 3' 54"S	61° 40' 36"O	-29.06500	-61.67667	76	
HG-I8	8	CH	g	Est. Los Guanacos	27° 29.551'	61° 38.917'	-27.49252003	-61.648613	98	
FG2H26	26	SF	g	Las Gamas	29° 25' 21,72"	60° 22' 54,48"	-29.42250	-60.38167	72	
FG2H29	29	SF	g	El Fortin-Jean Philippe	29° 03' 39,06"	60° 24' 44,88"	-29.06083	-60.41222	63	
FG2I24	24	SF	g	Las Gamas	29° 25.373'	60° 22.900'	-29.42288498	-60.381669	72	
FG2D7	7	SF	g	Las Gamas	29° 25' 21,72"	60° 22' 54,48"	-29.42250	-60.38167	72	
FG-H31	31	SF	g	Los Amores	28° 06' 6,3"	59° 58' 42,5"	-28.10167	-59.97833	62	
HG3N20	20	CH	g	P14	26° 55' 07,7" S	61° 26' 16,5" O	-26.91861111	-61.4377778	114	
HG2N9	9	CH	g	P11	26° 39' 0,6" S	61° 25' 59,1" O	-26.65	-61.4330556	134	102.3
HG2N8	8	CH	g	P10	26° 39' 3,4" S	61° 26' 2,2" O	-26.65083333	-61.4338889	134	107
HG2N6	6	CH	g	P8	26° 39' 01,6" S	61° 26' 1,5" O	-26.65027778	-61.4336111	134	106.5
HG2N7	7	CH	g	P9	26° 39' 2,5" S	61° 26' 2.0" O	-26.65055556	-61.4338889	134	108.4
HG2N13	13	CH	g	P18	26° 29' 48,0" S	61° 10' 45,2" O	-26.49666667	-61.1791667	125	
FG2K1	1	SF	g	RN98-KM98	29°14.464'	61° 9,673'	-29.0744	-61.15	66	
HG2E19	19	CH	g	Ana Maidana	27° 25' 17.08"S	61°28' 37.77"O	-27.42141	-61.47716	116	91.5
HG2E21	21	CH	g	Lucio CHnea	27° 25' 17.08"S	61°28' 37.77"O	-27.42141	-61.47716	116	87.43

HG2E34	34	CH	g	Perf. G 2/77 - Gancedo	27° 29' 16.21"S	61°39' 37.60"O	-27.48784	-61.66044	101	
FG2A5	5	SF	g		28° 57' 0"S	61° 35' 5"O	-28.95000	-61.58472	76	69
FG2A6	6	SF	g		29° 12' 24"S	61° 4' 48"O	-29.20667	-61.08000	64	61
GG3J7	7	SGO	g	SaCHyoj	26° 40' 26.92"S	61° 49' 5.28"O	-26.67414	-61.81813	190	
HGP244	44	CH	g	PERF 1 CS	26° 48' 19"	59° 33' 14"	-26.8	-59.55	76	72.6
FGP245	45	SF	g	Cuatro Bocas	28° 51' 50"	61° 51' 10"	-28.85	-61.85	81	76.6
HGP246	46	CH	g	PE N° 2/96-Alte Brown	26° 30' 52"	61° 10' 09"	-26.5	-61.1666667	124	114.8
HGP247	47	CH	g	Perf 1 LG	26° 37' 17"	59° 48' 10"	-26.61666667	-59.8	89	84.2
FGP248	48	SF	g	Logroño	29° 30' 00"	61° 41' 30"	-29.5	-61.68333333	74	70.15
FGP249	49	SF	g	Helvecia	31° 05' 57"	60° 05' 20"	-31.08333333	-60.08333333	20	16.23
FGP250	50	SF	g	Cayastá	31° 12' 03"	60° 09' 32"	-31.2	-60.15	20	15.07
FGP252	52	SF	g	Paraje Los Zapalos	31° 39' 32"	60° 29' 09"	-31.65	-60.48333333	13	10.77
FGP253	53	SF	g	Saladero Cabal	30° 52' 53"	60° 02' 10"	-30.86666667	-60.03333333	37	33.5
FGP254	54	SF	g	Colonias Macias	30° 48' 48"	60° 00' 25"	-30.8	-60	25	21.3
FGP255	55	SF	g	Monte Vera	31° 49' 06"	60° 40' 45"	-31.81666667	-60.6666667	9	6.58
HGP256	56	CH	g	Ciervo Petiso-Gral San Martin	26° 34' 40"	59° 36' 56"	-26.56666667	-59.6	86	77
FGP257	57	SF	g	Villa Ocampo	28° 30' 00"	59° 20' 00"	-28.5	-59.33333333	50	41.41
HGP258	58	CH	g	Club Cazadores-Gral Guemes	25° 38' 20"	60° 16' 5"	-25.63333333	-60.2666667	111	107.82
HGP259	59	CH	g	P3-Independencia	26° 41' 35"	60° 44' 44"	-26.69305556	-60.7455556	103	94.5
GGP260	60	SGO	g	Pozo3-Dpto Robles	27° 47' 08"	64° 09' 07"	-27.78555556	-64.1519444	184	180.7
GGP261	61	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 47' 46"	64° 09' 47"	-27.79611111	-64.1630556	183	178.8
GGP262	62	SGO	g	Pozo2-Dpto Robles	27° 48' 10"	64° 07' 55"	-27.80277778	-64.1319444	176	169.6
FGP263	63	SF	g	La reserva	28° 30' 00"	60° 30' 00"	-28.5	-60.5	60	58.06
FGP264	64	SF	g	Carcel de las Flores	31° 35' 32"	60° 43' 15"	-31.59222222	-60.7208333	23	17
GGP265	65	SGO	g	Pozo2-Dpto Robles	27° 48' 04"	64° 10' 12"	-27.80111111	-64.17	187	183.9
GGP266	66	SGO	g	Pozo4-Dpto Robles	27° 47' 16"	64° 11' 04"	-27.78777778	-64.1844444	183	177.9
FGP267	67	SF	g	Saladero Cabal	30° 52' 53"	60° 02' 10"	-30.88138889	-60.0361111	20	15.18
HGP268	68	CH	g	PPTM6-Alte Brown	24° 15' 10"	62° 08' 58"	-24.25277778	-62.1494444	184	175.8
GGP269	69	SGO	g	Pozo1-Dpto Capital	27° 48' 20"	64° 16' 10"	-27.80555556	-64.2694444	188	185.9
HGP270	70	CH	g	INDUNOR-Gral Donovan	27° 6' 18"	59° 26' 38"	-27.105	-59.4438889	73	63.92
HGP271	71	CH	g	CUE 2	26° 42' 5"	59° 38' 17"	-26.70138889	-59.6380556	80	73.77
GGP272	72	SGO	g	Pozo1-Dpto Choya	28° 29' 46"	64° 51' 18"	-28.49611111	-64.855	375	346.2
GGP273	73	SGO	g	Pozo6-Dpto Choya	28° 37' 34"	65° 08' 43"	-28.62611111	-65.1452778	342	309.9
GGP274	74	SGO	g	Pozo2-Dpto Choya	28° 37' 43"	65° 08' 04"	-28.62861111	-65.1344444	337	306.8

GGP275	75	SGO	g	Pozo3-Dpto Choya	28° 38' 14"	65° 07' 43"	-28.63722222	-65.1286111	334	304.5
GGP276	76	SGO	g	Pozo1-Dpto Choya	28° 38' 19"	65° 06' 46"	-28.63861111	-65.1127778	332	299.3
GGP277	77	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 51' 50"	64° 03' 40"	-27.86388889	-64.0611111	167	163.5
HGP278	78	CH	g	PTV5	25° 14' 18"	62° 58' 53"	-25.23333333	-62.9666667	243	227.68
GGP279	79	SGO	g	Pozo4-Dpto Choya	28° 38' 22"	65° 05' 56"	-28.63333333	-65.0833333	335	301
GGP280	80	SGO	g	Pozo6-Dpto Robles	27° 56' 59"	63° 52' 26"	-27.93333333	-63.8666667	152	144
GGP281	81	SGO	g	Pozo1-Dpto Pellegrini	26° 26' 23"	64° 12' 33"	-26.43333333	-64.2	271	268.9
GGP283	83	SGO	g	Pozo5-Dpto Choya	28° 38' 29"	65° 08' 01"	-28.63333333	-65.1333333	335	306.5
GGP284	84	SGO	g	Pozo4-Dpto Robles	27° 56' 17"	63° 52' 22"	-27.93333333	-63.8666667	152	145.2
FGP285	85	SF	g	Florencia	28° 03' 00"	59° 12' 30"	-28.05	-59.2	45	42
GGP286	86	SGO	g	Pozo1-Dpto Moreno	27° 01' 40"	62° 42' 18"	-27.01666667	-62.7	165	107
GGP287	87	SGO	g	Pozo2-Dpto Choya	28° 24' 48"	64° 44' 59"	-28.4	-64.7333333	345	334.9
FGP288	88	SF	g	El Palmar	28° 02' 0"	61° 00' 00"	-28.03333333	-61	68	66.2
FGP289	89	SF	g	Isleta Linda	28° 46' 00"	61° 08' 00"	-28.76666667	-61.1333333	68	66
SGP290	90	SL	g	POZO SAMUEL CABRERA	24° 26' 22"	63° 59' 13"	-24.43333333	-63.9833333	360	354.8
GGP291	91	SGO	g	Pozo3-Dpto Banda	27° 33' 56"	64° 13' 23"	-27.55	-64.2166667	180	174.1
GGP292	92	SGO	g	Pozo4-Dpto Choya	28° 29' 42"	64° 51' 58"	-28.48333333	-64.85	380	371.5
GGP293	93	SGO	g	Pozo3-Dpto Avellaneda	28° 48' 47"	62° 51' 53"	-28.8	-62.85	99	90.8
GGP294	94	SGO	g	Pozo2-Dpto Banda	27° 36' 37"	64° 14' 02"	-27.6	-64.2333333	183	179.45
GGP295	95	SGO	g	Pozo3-Dpto Robles	27° 55' 30"	63° 54' 01"	-27.91666667	-63.9	160	152.2
GGP297	97	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda	27° 34' 48"	64° 07' 50"	-27.56666667	-64.1166667	178	169.4
GGP298	98	SGO	g	Frias1-Dpto Choya			-28.63	-65.13	337	293.3
GGP299	99	SGO	g	Pozo2-Dpto Banda	27° 34' 21"	64° 08' 00"	-27.56666667	-64.1333333	177	167.8
GGP2100	100	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda	27° 28' 48"	64° 02' 52"	-27.46666667	-64.0333333	161	152.6
GGP2101	101	SGO	g	Pozo1-Dpto Choya	28° 27' 57"	64° 51' 51"	-28.45	-64.85	394	381.1
SGP2102	102	SL	g	FIDEI COMISO LOS CEIBOS	25° 05' 55"	64° 09' 14"	-25.08333333	-64.15	391	378.7
SGP2103	103	SL	g	Macapillo	25° 25' 05"	63° 59' 25"	-25.41666667	-63.9833333	326	321.64
GGP2104	104	SGO	g	Plaza Ind-Capital			-27.78	-64.27	191	183.5
HGP2105	105	CH	g	PTA4	25° 07' 00"	62° 48' 01"	-25.11666667	-62.8	230	211.1
GGP2106	106	SGO	g	Pozo1-Dpto Capital			-27.78	-64.26	189	182.95
HGP2107	107	CH	g	PTV9	25° 24' 9"	63° 4' 29"	-25.4	-63.0666667	252	241.2
GGP2108	108	SGO	g	Pozo1-Dpto Choya	28° 24' 12"	64° 44' 24"	-28.4	-64.7333333	345	333.6
GGP2109	109	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 46' 27"	64° 05' 03"	-27.76666667	-64.0833333	178	169
GGP2110	110	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 50' 15"	64° 09' 26"	-27.83333333	-64.15	177	171.3

GGP2111	111	SGO	g	Pozo2-Dpto Choya	28° 34' 59"	64° 33' 30"	-28.56666667	-64.55	204	134.6
SGP2112	112	SL	g	CARGILL SACI	24° 39' 02"	64° 11' 24"	-24.65	-64.18333333	468	459
GGP2113	113	SGO	g	Pozo1-Dpto San Martin	28° 00' 22"	63° 44' 34"	-28	-63.73333333	141	132.3
SGP2114	114	SL	g	POZO N° 1 GRAL PIZARRO			-24.21	-64.01	375	352.5
GGP2115	115	SGO	g	Pozo1-Dpto Figueroa			-27.71	-63.5	143	131.8
GGP2116	116	SGO	g	Pozo10-Dpto Capital			-27.79	-64.26	187	183.4
GGP2117	117	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda	27° 24' 5"	64° 31' 58"	-27.4	-64.51666667	253	237.55
GGP2118	118	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 49' 59"	64° 03' 45"	-27.81666667	-64.05	170	164.3
GGP2119	119	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda			-27.73	-64.25	195	187
GGP2120	120	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda	27° 40' 30"	64° 05' 40"	-27.66666667	-64.08333333	184	177.4
HGP2121	121	CH	g	PTV11	25° 15' 22"	62° 33' 10"	-25.25	-62.55	217	206.4
HGP2122	122	CH	g	PTV12	25° 04' 59"	62° 27' 34"	-25.06666667	-62.45	204	191.03
GGP2123	123	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda	27° 12' 43"	63° 58' 39"	-27.2	-63.96666667	168	165.55
GGP2124	124	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 44' 16"	64° 03' 59"	-27.73333333	-64.05	176	168
GGP2125	125	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 45' 58"	64° 07' 31"	-27.75	-64.11666667	181	172.5
GGP2126	126	SGO	g	Pozo1-Dpto Moreno	27° 19' 42"	62° 13' 44"	-27.31666667	-62.21666667	157	105.4
GGP2127	127	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 54' 56"	63° 59' 24"	-27.9	-63.98333333	166	157.5
SGP2128	128	SL	g	POZO N° 1 TOLLOCHE			-25.5	-63.53	283	263
GGP2129	129	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 52' 46"	63° 58' 49"	-27.86666667	-63.96666667	163	155
HGP2130	130	CH	g	PPTM 7	24° 19' 53"	62° 10' 29"	-24.31666667	-62.16666667	187	176.8
GGP2131	131	SGO	g	Monte Quemado-Dpto Copo			-25.8	-62.82	222	199.35
SGP2132	132	SL	g	POZO ZED	25° 57' 43"	63° 12' 48"	-25.95	-63.2	241	231
GGP2133	133	SGO	g	Pozo5-Dpto Robles	27° 56' 16"	63° 52' 27"	-27.93333333	-63.86666667	152	143
SGP2134	134	SL	g	POZO CEREALES DEL SUR	24° 49' 07"	64° 14' 50"	-24.81666667	-64.23333333	472	450
GGP2135	135	SGO	g	Pozo1-Dpto Avellaneda	28° 20' 11"	63° 20' 21"	-28.33333333	-63.33333333	119	106.5
GGP2136	136	SGO	g	Pozo3-Dpto Choya	28° 24' 56"	64° 43' 53"	-28.4	-64.71666667	332	259.2
GGP2137	137	SGO	g	Simbolar-Dpto Alberdi			-26.8	-63.43	194	187.8
GGP2138	138	SGO	g	Pozo2-Dpto Robles	27° 55' 26"	63° 53' 47"	-27.91666667	-63.88333333	153	150
SGP2139	139	SL	g	Los Brasileros	24° 58' 33"	63° 23' 09"	-24.96666667	-63.38333333	277	268.19
SGP2140	140	SL	g	POZO UAININI	25° 52' 27"	63° 18' 06"	-25.86666667	-63.3	248	237.5
SGP2141	141	SL	g	POZO UANINI 2	24° 54' 34"	63° 19' 53"	-24.9	-63.31666667	269	258.8
SGP2142	142	SL	g	POZO EL SAHARA	25° 00' 60"	63° 33' 44"	-25	-63.55	295	277
SGP2143	143	SL	g	RJ 07 FINCA LOS BRASILEROS	24° 54' 33"	63° 19' 53"	-24.9	-63.31666667	269	258.7

SGP2144	144	SL	g	FINCA LOS BRASILEROS III	24° 52' 33"	63° 19' 54"	-24.86666667	-63.3166667	267	256.74
SGP2145	145	SL	g	FINCA LOS BRASILEROS II	24° 56' 40"	63° 19' 54"	-24.93333333	-63.3166667	268	257.39
SGP2146	146	SL	g	POZO LA ILUSION	24° 44' 11"	64° 13' 33"	-24.73333333	-64.2166667	479	446.31
SGP2147	147	SL	g	LOTE SAN CARLOS 1	25° 08' 59"	63° 43' 00"	-25.13333333	-63.7166667	319	293.92
GGP2148	148	SGO	g	Pozo1-Dpto Pellegrini	26° 11' 53"	64° 14' 06"	-26.18333333	-64.2333333	328	324.15
SGP2149	149	SL	g	LA BALANZA	25° 12' 02"	63° 57' 47"	-25.2	-63.95	344	335.36
GGP2150	150	SGO	g	Pozo1-Dpto Jimenez	27° 10' 01"	64° 29' 32"	-27.16666667	-64.4833333	264	251.95
SGP2151	151	SL	g	FINCA LA PAZ	25° 15' 52"	63° 36' 18"	-25.25	-63.6	302	285.6
HGP2152	152	CH	g	PTM 15	24° 37' 09"	61° 25' 02"	-24.61666667	-61.4166667	151	144.54
SGP2153	153	SL	g	SURI BLANCO 1	25° 06' 22"	63° 43' 14"	-25.1	-63.7166667	321	304.95
HGP2154	154	CH	g	PPTM 10	24° 25' 42"	61° 41' 9"	-24.41666667	-61.6833333	163	155
SGP2155	155	SL	g	BM 02 PARCELA 8	25° 08' 33"	63° 49' 07"	-25.13333333	-63.8166667	333	317.75
HGP2156	156	CH	g	PTC3	25° 29' 48"	62° 55' 67"	-25.48333333	-62.9166667	238	226.9
SGP2157	157	SL	g	RJ 05 FINCA YUSHANCITO	24° 58' 43"	63° 46' 31"	-24.96666667	-63.7666667	322	311.7
SGP2158	158	SL	g	FINCA SAN SEVERO L 6/1	25° 01' 53"	63° 50' 23"	-25.01666667	-63.8333333	330	319.9
SGP2159	159	SL	g	RJ 07 FINCA SAN SEVERO 2	24° 59' 02"	63° 52' 16"	-24.98333333	-63.8666667	339	326.2
GGP2160	160	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda	27° 42' 42"	63° 59' 09"	-27.7	-63.9833333	167	159.5
GGP2161	161	SGO	g	Pozo1-Dpto Silipica	28° 03' 09"	64° 13' 34"	-28.05	-64.2166667	169	152.44
SGP2162	162	SL	g	BM 07 FINCA LA PAZ 1	25° 13' 27"	63° 37' 24"	-25.21666667	-63.6166667	310	294.4
SGP2163	163	SL	g	BM04 FINCA SAN CARLOS 1	25° 09' 01"	63° 43' 11"	-25.15	-63.7166667	318	304.56
SGP2164	164	SL	g	BM05 FINCA SAN CARLOS 2	25° 08' 53"	63° 44' 09"	-25.13333333	-63.7333333	322	307.7
SGP2165	165	SL	g	LA BALANZA 3	25° 11' 52"	64° 04' 05"	-25.18333333	-64.0666667	365	357.5
SGP2166	166	SL	g	BM 03 PARCELA 9	25° 08' 31"	63° 47' 39"	-25.13333333	-63.7833333	326	313.76
SGP2167	167	SL	g	POZO N° 1 J. V. GONZALEZ			-25.07	-64.18	394	385
SGP2168	168	SL	g	FINCA VINALITO	24° 37' 15"	63° 42' 10"	-24.61666667	-63.7	298	292
GGP2169	169	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 55' 29"	63° 53' 40"	-27.91666667	-63.8833333	153	144.2
GGP2170	170	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 52' 44"	63° 58' 50"	-27.86666667	-63.9666667	163	154.5
HGP2171	171	CH	g	PTC6	25° 30' 40"	63° 1' 16"	-25.5	-63.0166667	245	232.36
HGP2172	172	CH	g	PPTA8	25° 21' 39"	62° 45' 18"	-25.35	-62.75	225	215.42
GGP2173	173	SGO	g	Pozo1-Dpto Rio Hondo	27° 22' 44"	64° 47' 43"	-27.36666667	-64.7833333	293	289.7
SGP2174	174	SL	g	POZO OVIEDO	24° 26' 10"	63° 04' 11"	-24.43333333	-63.0666667	230	228.7
SGP2175	175	SL	g	POZO AHANDUNI - GRANERO	24° 44' 28"	64° 14' 37"	-24.73333333	-64.2333333	490	451.9
SGP2176	176	SL	g	POZO MONALDI	24° 49' 04"	64° 10' 50"	-24.81666667	-64.1666667	452	430.69

GG2H1	1	SGO	g	Tres Pozos	28° 22' 34,9"	62° 16' 58,1"	-28.37611	-62.28278	118	94.45
FG2K15	15	SF	g	Est. La Rivera	29°52.915'	60° 34,05'	-29.04858	-60.56667	60	56.75
HG3G3	3	CH	g	Tres Estacas	26° 56' 15.05"	61° 35' 56.39"	-26.937514	-61.598997	120	120

Tabla A.5: base de datos de niveles piezométricos (NP=H) sin la corrección de salinidad de Lusczynski (1961) de UH4. Base de datos integrada de: INA, SIFAS, APA, INTA y de campañas realizadas en esta Tesis. SF = SF; CH = CH; SGO = Santiago del Estero; SL = Salta; g = agua subterránea.

ID	N°	Prov.	Tipo de agua	Localidad	Ubicación geográfica		X	Y	Cota MDE	NP=H
SGP41	1	SL	g	FINCA SANTO DOMINGO	24° 41' 32"	64° 01' 02"	-24.68333	-64.01667	396	388.4
GGP42	2	SGO	g	Pozo1-Dpto Guasayan	27° 57' 16"	65° 09' 59"	-27.95	-65.15	377	336
GGP43	3	SGO	g	Pozo1-Dpto Sarmiento	27° 46' 23"	63° 39' 54"	-27.76667	-63.65	147	140.2
SGP44	4	SL	g	POZO VALE CUATRO	25° 26' 53"	63° 53' 41"	-25.43333	-63.88333	318	309.4
SGP45	5	SL	g	POZO LA BUEN AGUA III	24° 52' 34"	63° 12' 34"	-24.86667	-63.2	256	246.65
SGP46	6	SL	g	BM 08 FINCA LA PAZ 1	25° 14' 49"	63° 35' 01"	-25.23333	-63.58333	300	287
HGP47	7	CHA	g	PTC10	25° 36' 42"	63° 20' 36"	-25.6	-63.33333	267	252.27
GGP48	8	SGO	g	Pozo1-Dpto Moreno	27° 39' 03"	62° 24' 43"	-27.65	-62.4	137	119
SGP49	9	SL	g	BM 09 FINCA LA PAZ 4	25° 15' 54"	63° 35' 07"	-25.25	-63.58333	301	286.96
SGP410	10	SL	g	POZO LA BOMBA 2	24° 43' 01"	63° 38' 22"	-24.71667	-63.63333	291	278.7
SGP411	11	SL	g	FINCA LOS DALMATAS	24° 35' 08"	63° 40' 07"	-24.58333	-63.66667	287	270.45
SGP412	12	SL	g	POZO LA BOMBA III	24° 37' 45"	63° 41' 17"	-24.61667	-63.68333	295	289.8
SGP413	13	SL	g	FINCA PICAFLOR	24° 06' 09"	64° 07' 20"	-24.1	-64.11667	541	527.31
GGP414	14	SGO	g	Pozo1-Dpto Guasayan	28° 09' 44"	65° 01' 28"	-28.15	-65.01667	446	417.95
HGP415	15	CHA	g	PPTMH3	25° 1' 40"	62° 36' 31"	-25.01667	-62.6	215	209.5
GGP416	16	SGO	g	Pozo1-Dpto Jimenez	27° 13' 34"	64° 42' 03"	-27.21667	-64.7	300	298.85
GGP417	17	SGO	g	Pozo1-Dpto Guasayan	27° 50' 11"	64° 49' 50"	-27.83333	-64.81667	496	421
SGP418	18	SL	g	POZO N° 1 NUESTRA SEÑORA DE TALAVERA			-25.45	-63.78	304	291.5
GGP419	19	SGO	g	Pozo2-Dpto Banda	27° 28' 20"	64° 03' 16"	-27.46667	-64.05	176	175.11
GGP420	20	SGO	g	Pozo1-Dpto Sarmiento	27° 55' 15"	63° 28' 43"	-27.91667	-63.46667	138	131.7
SGP421	21	SL	g	BM 11 FINCA LA PAZ 6	25° 17' 12"	63° 33' 21"	-25.28333	-63.55	296	281.5
GGP422	22	SGO	g	Pozo1-Dpto Pellegrini	26° 03' 49"	64° 20' 36"	-26.05	-64.33333	389	386

SGP423	23	SL	g	BM 10 FINCA LA PAZ 5	25° 17' 13"	63° 36' 01"	-25.28333	-63.6	302	287.52
SGP424	24	SL	g	FINCA SARA RANCH	25° 15' 25"	63° 39' 40"	-25.25	-63.65	309	292.85
GGP425	25	SGO	g	Pozo1-Dpto San Martin	28° 14' 38"	63° 57' 12"	-28.23333	-63.95	143	133.86
HGP426	26	CHA	g	PPTMH1	24° 34' 34"	61° 31' 57"	-24.56667	-61.51667	161	156.7
GGP427	27	SGO	g	Pozo2-Dpto Guasayan	28° 08' 29"	65° 01' 12"	-28.13333	-65.01667	446	427.6
HGP428	28	CHA	g	PTC9	25° 31' 27"	63° 16' 25"	-25.51667	-63.26667	263	249.16
HGP429	29	CHA	g	DTP4	25° 55' 53"	61° 26' 10"	-25.91667	-61.43333	150	119.8
HGP430	30	CHA	g	PTC4	25° 34' 54"	62° 53' 14"	-25.56667	-62.88333	233	221.27
HGP431	31	CHA	g	PTP 2	26° 05' 03"	61° 28' 02"	-26.08333	-61.46667	145	106.1
SGP432	32	SL	g	POZO SEGURA	24° 21' 52"	63° 22' 11"	-24.35	-63.36667	239	226.54
SGP433	33	SL	g	FINCA EL TIZNAO	24° 14' 58"	64° 00' 30"	-24.23333	-64	372	364
HGP434	34	CHA	g	PTC2	25° 34' 57"	62° 45' 36"	-25.56667	-62.75	224	216.83
GGP435	35	SGO	g	Pozo1-Dpto Choya	28° 20' 14"	65° 05' 36"	-28.33333	-65.08333	460	385.3
GGP436	36	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda	27° 29' 08"	63° 58' 27"	-27.48333	-63.96667	163	161.16
GGP437	37	SGO	g	Pozo1-NN	28° 06' 09"	62° 59' 43"	-28.1	-62.98333	123	111.8
GGP438	38	SGO	g	Pozo1-Dpto Moreno	27° 14' 35"	62° 32' 24"	-27.23333	-62.53333	158	108.1
GGP439	39	SGO	g	Pozo3-Dpto Choya	28° 20' 22"	64° 32' 22"	-28.33333	-64.53333	221	216
GGP440	40	SGO	g	Pozo1-Dpto Jimenez	27° 17' 59"	64° 36' 49"	-27.28333	-64.6	278	259
GGP441	41	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda	27° 24' 50"	64° 29' 59"	-27.4	-64.48333	255	230.4
HGP442	42	CHA	g	PTP1	25° 55' 3"	61° 17' 1"	-25.91667	-61.28333	143	116.4
GGP443	43	SGO	g	Pozo1-Dpto Rio Hondo	27° 29' 36"	64° 43' 21"	-27.48333	-64.71667	242	238.8
GGP444	44	SGO	g	Pozo1-Dpto Moreno	27° 24' 44"	62° 53' 18"	-27.4	-62.88333	156	124.1
HGP445	45	CHA	g	PPTMH11	25° 05' 14"	61° 15' 39"	-25.08333	-61.25	142	133.93
HGP446	46	CHA	g	PPTMH10	24° 58' 01"	61° 21' 58"	-24.96667	-61.35	150	141.55
HGP447	47	CHA	g	PTM19	24° 52' 17"	62° 10' 41"	-24.86667	-62.16667	184	172.3
GGP448	48	SGO	g	Pozo1-Dpto Robles	27° 45' 41"	63° 59' 10"	-27.75	-63.98333	169	160.4
SGP449	49	SL	g	FINCA EL REAL	24° 14' 29"	64° 03' 40"	-24.23333	-64.05	403	387.7
SGP450	50	SL	g	FINCA EL REAL - POZO II	24° 14' 35"	64° 03' 16"	-24.23333	-64.05	403	379
SGP451	51	SL	g	FINCA LA BUEN AGUA	24° 52' 59"	63° 21' 57"	-24.86667	-63.35	273	266.22
HGP452	52	CHA	G	Pje La Ensenada			-24.80325	-61.65089	159	157.71
GGP453	53	SGO	g	Pozo1-Dpto Choya	28° 14' 01"	65° 01' 13"	-28.23333	-65.01667	446	349.2
GGP454	54	SGO	g	Pozo7-Dpto Choya	28° 26' 39"	64° 34' 26"	-28.43333	-64.56667	228	135
GGP455	55	SGO	g	Pozo1-Dpto Avellaneda	28° 48' 51"	62° 51' 5"	-28.8	-62.85	99	85.2
GGP456	56	SGO	g	Pozo1-Dpto Banda	27° 22' 47"	64° 17' 17"	-27.36667	-64.28333	204	194.3

HGP457	57	CHA	g	PPTM 20	24° 45' 11"	62° 20' 22"	-24.75	-62.33333	192	182.9
GGP458	58	SGO	g	Pozo1-Dpto Pellegrini	26° 25' 08"	64° 17' 58"	-26.41667	-64.28333	292	286.5
HGP459	59	CHA	g	Las Viboras	27 40.038	61 40.291	-27.66718	-61.67242	80	80
HG3J2	2	Chaco		Paraje Las Víboras	27° 40' 2.28"S	61° 40' 17.4" O	-27.66730	-61.67150	80	80
GGP460	60	SGO	g	Pozo2-Dpto Moreno	27° 16' 55"	62° 40' 23"	-27.26667	-62.66667	158	112.8
GGP461	61	SGO	g	Pozo1-Dpto Rio Hondo	27° 31' 06"	64° 32' 56"	-27.51667	-64.53333	231	160.2
GGP462	62	SGO	g	Pozo2-Dpto Moreno	27° 38' 54"	62° 24' 07"	-27.63333	-62.4	137	108.2
GGP463	63	SGO	g	Pozo1-Dpto Guasayan	28° 11' 58"	65° 06' 04"	-28.18333	-65.1	474	469.4
GGP464	64	SGO	g	Pozo1-Dpto jimenez	27° 08' 42"	64° 47' 30"	-27.13333	-64.78333	383	361.3
GGP465	65	SGO	g	Pozo2-Dpto Jimenez	27° 14' 41"	64° 39' 52"	-27.23333	-64.65	299	293
GGP466	66	SGO	g	Pozo5-Dpto Choya	28° 15' 57"	64° 31' 19"	-28.25	-64.51667	235	143
GGP467	67	SGO	g	Pozo1-Dpto jimenez	26° 43' 17"	64° 24' 0"	-26.71667	-64.4	281	269.6
GGP468	68	SGO	g	Pozo1-Dpto Choya	28° 23' 44"	64° 40' 19"	-28.38333	-64.66667	291	147.5
GGP469	69	SGO	g	Pozo1-Dpto Jimenez	26° 43' 15"	64° 36' 01"	-26.71667	-64.6	350	335.5
HGP470	70	CHA	g	APRODIM-1			-25.59	-63.2	255	226.95
GGP471	71	SGO	g	Pozo1-Dpto Alberdi	26° 43' 14"	62° 43' 30"	-26.71667	-62.71667	181	115.9
GGP472	72	SGO	g	Pozo1-NN	27° 56' 18"	63° 25' 39"	-27.93333	-63.41667	136	130
GG4L6	6	Santiago		Roversi Perforación 1 - Capa 4	27° 35'	61° 58'	-27.58333	-61.96667	152	152
GGP473	73	SGO	g	Pozo1-Dpto Choya	28° 37' 53"	65° 08' 02"	-28.61667	-65.13333	339	307.3
GGP474	74	SGO	g	Pozo1-Dpto Moreno	27° 31' 12"	63° 05' 52"	-27.51667	-63.08333	151	129.6
GGP475	75	SGO	g	Pozo4-Dpto Choya	28° 22' 40"	64° 31' 47"	-28.36667	-64.51667	211	139
GGP476	76	SGO	g	Pozo2-Dpto jimenez	27° 07' 11"	64° 46' 02"	-27.11667	-64.76667	391	356
GG4L7	7	Santiago		Roversi Perforación 1 - Capa 5	27° 35'	61° 58'	-27.58333	-61.96667	152	152
GGP477	77	SGO	g	Pozo1-Dpto Rio Hondo	27° 34' 10"	64° 49' 34"	-27.56667	-64.81667	289	237.6
HGP478	78	CHA	g	Pozo1-Chacabuco			-27.21	-61.2	99	90.36
GGP479	79	SGO	g	Pozo7-Dpto Copo	26° 11' 16"	62° 47' 58"	-26.18333	-62.78333	211	197.6
GGP480	80	SGO	g	Pozo2-Dpto Choya	28° 29' 46"	64° 51' 16"	-28.48333	-64.85	380	232
GGP481	81	SGO	g	Pozo1-Dpto Guasayan	27° 51' 36"	64° 42' 29"	-27.85	-64.7	429	298.6
GGP482	82	SGO	g	Pozo1-NN	28° 44' 17"	62° 13' 36"	-28.73333	-62.21667	93	82.8
GGP483	83	SGO	g	Pozo1-Dpto Pellegrini	26° 23' 32"	64° 30' 35"	-26.38333	-64.5	406	363.8
GGP484	84	SGO	g	Pozo3-Dpto Moreno	27° 07' 42"	62° 33' 00"	-27.11667	-62.55	165	110.2
GGP485	85	SGO	g	Pozo1-Dpto Moreno	27° 34' 28"	63° 09' 40"	-27.56667	-63.15	148	129.4
GGP486	86	SGO	g	Pozo1-Dpto Capital	27° 56' 45"	64° 23' 47"	-27.93333	-64.38333	242	133.8
GGP487	87	SGO	g	Pozo1-Dpto Moreno	27° 35' 32"	61° 56' 45"	-27.58333	-61.93333	156	88.5

GGP488	88	SGO	g	Pozo1-Dpto Jimenez	27° 06' 31"	64° 22' 04"	-27.1	-64.36667	250	225.5
HGP489	89	CHA	g	Pozo1-Guemes			-25.95	-60.61	111	106.25
GGP490	90	SGO	g	Pozo2-Dpto San Martin	28° 14' 25"	63° 57' 06"	-28.23333	-63.95	143	130.2
GGP491	91	SGO	g	Pozo3-Dpto Rio Hondo	27° 31' 46"	64° 31' 21"	-27.51667	-64.51667	223	215.1
HGP492	92	CHA	g	Pozo1-Fontana			-27.58	-60.71	81	70.9
GGP493	93	SGO	g	Pozo4-Dpto Choya	28° 24' 34"	64° 45' 20"	-28.4	-64.75	361	291.5

Tabla A.6: Altura hidrométrica (H) de los ríos Paraná y Salado, y arroyo Golondrinas-Calchaquí para cada estación.

Estación	Ciudad	X	Y	H	Río
EBV	Bella Vista, Corrientes	-28.509038	-59.057278	37.92625	Río Paraná
ER	Reconquista, Santa Fe	-29.23847	-59.579269	30.845	
ELP	La Paz, Entre Ríos	-30.746747	-59.663015	20.03958	
EFO	Fortín Olmos, Santa Fe	-29.0655	-60.497167	72.8463	A° Golondrinas
EB	El Bonete, Santa Fe	-29.387934	-60.547454	50.27506	
ET	Tostado, Santa Fe	-29.274801	-61.744888	90.3524	Río Salado
Observaciones:					
Río Paraná	H = Promedio de mediciones anuales entre 1990-2017				
A° Golondrinas	H = Promedio de mediciones anuales entre 2013-2017 (2016 para EFO)				
Río Salado	H = Promedio de mediciones anuales entre 2004-2017				

Tabla A.7: conjunto de datos químicos analizados por cada UH.

Grupo	ID	Muestra	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ⁻² (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	pH	CE (μS/cm)
UH1a	A1	FG2A1	3444.00	2854.00	671.00		0.00	3370.00	128.00	288.00			
UH1a	A3	FG1A3	4679.00	6451.00	549.00		5.00	5113.00	336.00	512.00			

UH1a	A9	FG1A9	3284.00	2053.00	116.00		1.00	2438.00	220.00	261.00			
UH1a	A10	FG1A10	994.00	1014.00	351.00		4.00	964.00	71.00	142.00			
UH1a	A11	FG1A11	1576.00	443.00	488.00		21.00	1010.00	116.00	170.00			
UH1a	H5	GG2H5	1241.00	2869.50	2133.80	0.00	95.90	3018.00	69.30	0.00	42.40	7.96	10990.00
UH1a	H8	GG2H8	675.30	1562.60	1503.20	0.00	53.60	1633.00	29.30	50.50	33.50	7.84	6620.00
UH1a	H13	GG1H13	3358.00	3116.50	474.80	0.00	65.30	2814.00	7.14	889.00	88.80	7.57	14520.00
UH1a	J1	GG1J1	1649.7	2175.1	541.8	0.00	48.4	1166	374.3	386.6	65.1	8.2	7780
UH1a	H23	FG1H23	3212.00	2869.60	727.70	0.00	39.60	3552.00	23.50	237.30	31.40	7.80	14740.00
UH1a	I14	FG1I14	1601.7	2809.6	581.6	0.00	39.1	1753.7	77.2	620.1	73	7.3	9870
UH1a	I16	FG2I16	1004.4	1767	944.4	0.00	234.1	1520	27.3	331.5	40.4	7.4	6910
UH1a	I17	FG1I17	1464.3	3193.6	744.9	0.00	240.2	1936.3	187.2	531	0.67	7.1	11180
UH1a	I22	FG-I22	6293.5	5054.8	1053.7	0.00	4.25	5362	752.3	861.2	42	6.9	26000
UH1ap	A2	FG1A2	390.00	1277.00	903.00		13.00	1102.00	23.00	56.00			
UH1ap	A4	FG1A4	92.00	168.00	781.00		0.00	375.00	13.00	30.00			
UH1ap	A7	FG1A7	227.00	240.00	476.00		8.00	290.00	21.00	100.00		6.90	
UH1ap	A8	FG1A8	255.00	259.00	488.00		0.00	285.00	24.00	124.00		7.00	
UH1ap	A12	FG1A12	277.00	402.00	457.00		10.00	490.00	8.00	38.00			
UH1ap	H9	GG1H9	223.30	95.80	480.90	0.00	234.90	276.60	7.10	108.50	52.30	7.40	1743.00
UH1ap	H14	FG1H14	607.00	342.10	1038.80	0.00	11.50	833.50	3.90	46.80	15.10	8.20	3550.00
UH1ap	H16	FG-H16	839.50	1158.10	335.50	0.00	14.30	909.30	73.10	187.60	32.70	8.20	4690.00
UH1ap	H24	FG1H24	54.75	104.90	711.70	41.20	2.00	362.70	0.00	8.40	4.50	8.60	1466.00
UH1ap	I13	FG1I13	821.8	1100.3	723.9	0.00	4	1056	45.2	169.6	20.34	7.3	4630
UH1ap	I18	FG1I18	80.8	394.6	710.8	0.00	2.32	400.5	10.1	78.6	9.25	7.6	1813
UH1ap	I19	FG1I19	126.4	197.9	443.9	0.00	0.9	277.8	9.8	47.4	28.1	7.8	1330
UH1ap	I20	FG1I20	1099.2	1321.8	732.2	0.00	4.3	1199.8	89.7	219	23.2	7.2	5640
UH1ap	I21	FG1I21	421.4	1096.3	440.7	0.00	3.1	512.5	44.5	360.1	18.7	7.2	3600
UH1d	E20	HG1E20	497.00	4766.00	549.00	0.00		2169.00	97.00	240.00	438.00	7.40	12780.00
UH1d	E41	HG2E41	8.00	850.00	341.00	0.00	120.00	360.00	27.00	104.00	16.00	7.90	2079.00
UH1d	E45	HG2E45	1380.00	1260.00	497.30	31.20	70.00	1400.00	86.02	98.40	25.50	8.60	7576.00
UH1d	E46	HG2E46	12.00	22.00	577.00	48.00	10.00	200.00	15.50	29.60	22.00	9.00	1155.00
UH1d	E52	HG1E52	60.00	488.00	431.50	0.00	7.20	260.00	22.30	136.00	23.00	7.60	1938.00
UH1d	I7	GG2I7	3096.8	2176.7	614.6	0.00	30.4	2568	68.2	508.3	45.1	7.1	9230
UH1e	E22	HG1E22	1846.00	1234.00	439.00			1162.00	122.00	360.00	356.00	8.40	7880.00
UH1e	E23	HG1E23	5609.00	4598.00	488.00			4106.00	268.00	640.00	1298.00	7.20	25150.00

UH1e	E24	HG1E24	7810.00	7536.00	378.00			6431.00	394.00	640.00	1904.00	7.30	36886.00
UH1e	E27	HG1E27	9585.00	7502.00	378.00			7068.00	418.00	864.00	2283.00	7.20	41411.00
UH1e	E28	HG1E28	10082.00	6274.00	390.00	24.00		6879.00	501.00	736.00	2237.00	8.30	40010.00
UH1e	E30	HG1E30	10934.00	8083.00	366.00	24.00		7845.00	496.00	824.00	2350.00	8.40	44390.00
UH1e	E31	HG1E31	9585.00	5856.00	390.00	24.00		6649.00	413.00	600.00	2072.00	8.40	37320.00
UH1e	E38	HG2E38	20.00	43.00	216.00		3.00	54.00	7.00	40.00		7.20	
UH1e	E49	HG1E49	3360.00	3428.00	453.40	0.00	30.00	2096.00	350.00	720.00	128.00	7.60	14784.00
UH1e	E50	HG1E50	396.00	527.00	370.60	0.00	39.00	444.00	31.60	116.00	82.00	7.50	2904.00
UH1e	E60	HG2E60	6600.00	4700.00	1462.00			6340.00	102.00	560.00	174.00	7.50	27000.00
UH1e	E64	HG-E64	910.00	1030.00	341.00	0.00		890.00	78.00	160.00	13.70	7.30	5000.00
UH1e	E65	HG-E65	1620.00	1590.00	585.00	0.00		1100.00	316.00	320.00	18.10	7.50	10600.00
UH1e	E66	HG-E66	650.00	720.00	488.00	0.00		830.00	34.00	52.00	13.00	7.10	4400.00
UH1e	E67	HG-E67	1840.00	1590.00	390.00	0.00		1750.00	66.00	192.00	20.00	7.30	8400.00
UH1e	H18	FG-H18											3680.00
UH1e	I1	HG1I1	1805.2	3207.8	752.1	0.00	20.8	2381.1	152.5	265.2	63.8	7.6	9420
UH1e	I2	HG2I2	6546.4	5515	697.5	0.00	12.2	5627	399	653.9	59.5	7	30300
UH1e	I3	HG1I3	3195.9	1966	483.7	0.00	36.9	2295	168.1	491.6	74.4	6.9	12990
UH1e	I4	HG2I4	1991.3	3055.3	757.1	0.00	21.8	2308	198.9	313.3	27	7.2	10430
UH1ep	E14	HG1E14	28.00	120.00	415.00		20.00	60.00	19.00	120.00	16.00	8.30	890.00
UH1ep	E15	HG1E15	7.00	53.00	549.00		90.00	97.00	30.00	64.00	35.00	7.80	920.00
UH1ep	E16	HG2E16	163.00	53.00	537.00			170.00	33.00	74.00	43.00	8.30	1240.00
UH1ep	E17	HG2E17	28.00	5.00	573.00		4.00	62.00	57.00	60.00	12.00	7.20	880.00
UH1ep	E18	HG2E18	14.00	48.00	683.00		50.00	122.00	46.00	104.00	20.00	7.20	1130.00
UH1ep	E39	HG1E39	100.00	60.00	565.61	0.00	5.00	140.00	55.89	56.00	35.00	7.50	1275.00
UH1ep	E40	HG1E40	8.00	11.00	129.91	0.00	0.80	6.00	6.80	28.80	11.00	6.60	254.00
UH1ep	E43	HG2E43	10.00	5.00	616.80	0.00	12.50	74.80	14.60	61.60	82.00	7.70	847.00
UH1ep	E44	HG2E44	142.00	320.00	758.70	0.00	22.00	420.10	59.70	21.60	15.70	7.70	2378.00
UH1ep	E48	HG1E48	912.00	924.00	348.60	0.00	24.00	510.00	53.90	364.80	86.00	7.50	4928.00
UH1ep	E53	HG1E53	380.00	420.00	480.00	0.00	5.00	420.00	42.30	88.00	45.00	7.60	2607.00
UH1ep	E54	HG1E54	115.00	311.00	407.00	0.00		274.00	28.20	53.60	26.00	7.10	1170.00
UH1ep	E55	HG1E55	292.00	430.00	711.00	0.00		386.00	74.00	36.00	73.00	7.00	2250.00
UH1ep	E56	HG1E56	216.00	198.00	587.50	0.00		270.00	71.90	39.20	47.00	7.50	2250.00
UH1ep	E57	HG1E57	670.00	564.00	609.50	0.00		678.00	82.60	140.00	43.00	7.50	3750.00
UH1ep	E58	HG1E58	630.00	764.00	543.00	0.00	0.00	860.00	36.40	120.00	32.00	7.04	4351.00

UH1ep	E59	HG1E59	660.00	590.00	633.20	0.00		678.00	70.40	144.00	70.00	7.40	3600.00
UH1ep	E62	HG-E62	40.00	48.00	483.00	0.00		138.00	24.00	49.00	4.60	7.70	1200.00
UH1ep	E68	HG1E68	48.00	65.00	668.00	53.00	0.00	260.00	5.00	61.00	3.00	8.00	1340.00
UH1ep	E72	HG2E72	10.00	24.80	483.12	0.00	1.45	110.60	6.32	60.80	6.70	7.10	795.00
UH1ep	G2	HG1G2	10.00	83.00	471.00	0.0	12.00	147.00	14.00	42.00	12.00	7.60	823.00
UH1ep	I5	HG2I5	526.8	332.7	662.7	0.00	6.6	406	48	221.6	27.6	7	2650
UH1ep	I6	HG1I6	220.6	257.5	554.9	0.00	8.1	344.5	19.7	77.7	25.3	7.6	1730
UH1ep	I9	HG1I9	351.2	758.8	480.4	0.00	8.4	246.5	62	338.2	53.6	7.2	2640
UH1ep	I10	HG1I10	407.5	514.1	508.6	0.00	10.3	431.5	32.8	172.9	32.5	7.2	2460
UH1ep	I11	HG2I11	730.1	1075.9	641.1	0.00	10.4	954	13.3	194.4	64.1	7.4	6000
UH1s	H12	GG1H12	19162.50	1692.60	173.10	0.00	152.00	6659.00	947.10	4186.00	155.50	6.70	47600.00
UH1s	H22	FG1H22	6387.50	3870.50	707.20	0.00	92.90	5058.00	380.10	374.50	157.50	6.60	23800.00
UH2a	D7	FG2D7	7.3	13.6	617.32	7.2	0.21	249	0.47	0.70	1.4	8.1	911.0
UH2a	H26	FG2H26	25.60	14.30	605.60	65.50	18.80	285.35	2.50	4.90	0.75	8.30	1126.00
UH2a	H29	FG2H29	7.30	5.60	493.40	0.00	2.80	183.40	0.90	14.60	8.55	7.50	655.00
UH2a	I24	FG2I24	22.5	16	788.6	0.00	17.3	329	4	5.2	0.68	8.2	1054
UH2b	E29	HG2E29	5325.00	6389.00	366.00	24.00		4788.00	297.00	536.00	1513.00	8.40	28590.00
UH2b	H25	FG2H25	12300.00	7252.80	1148.50	0.00	92.50	10150.30	210.00	1155.00	81.40	7.10	41800.00
UH2b	A5	FG2A5	4692.00	8680.00	891.00		0.00	5308.00	934.00	520.00			
UH2b	A6	FG2A6	13471.00	7603.00	634.00		0.00	10920.00	588.00	496.00			
UH2b	A13	FG2A13	5325.00	4228.00	659.00		10.00	5044.00	188.00	283.00			
UH2b	H31	FG-H31	1825.00	1584.80	775.80	0.00	61.10	1736.00	105.40	238.70	15.00	7.20	8150.00
UH2c	H1	GG2H1	5292.50	2052.60	351.50	0.00	64.80	2200.00	483.00	1207.50	80.40	7.40	16530.00
UH2c	G1	HG3G1	75.00	482.00	515.00	0.0	7.00	396.00	10.00	39.00	27.00	7.00	1690.00
UH2c	G3	HG3G3	1300.00	250.00				800.00	50.00	135.00		8.46	4650.00
UH2c	E19	HG2E19	923.00	2851.00	671.00	0.00	5.00	1619.00	83.00	224.00	383.00	7.40	9920.00
UH2c	E21	HG2E21	1349.00	2477.00	854.00	0.00		1799.00	107.00	144.00	493.00	7.60	10050.00
UH2c	I8	HG-I8	481.1	491.3	917.8	0.00	49.8	817	17.2	55.3	22.2	7.8	3160
UH2c	J3	HG3J3	186	308.4	545.1	0.00	16.8	298.5	14.4	137.4	5.3	8.06	1592
UH2c	J4	HG3J4	758.2	483	392.7	0.00	38.7	599	67.6	195.6	11.1	7.45	3370
UH2c	J5	HG3J5	112.3	476.9	573.2	0.00	5.6	492.5	8	53.2	9.5	7.85	1960
UH2c	J7	GG3J7	800.3	595.9	1114.9	0.00	30.7	1298	22.9	50.9	28.3	8.19	4930
UH2c	J8	GG3J8	403.6	532.2	1071.9	0.00	69.7	1156	37.3	38.9	17.3	7.97	4760
UH2c	E34	HG2E34	159.00	451.00	610.00			430.00	6.00	30.00	137.00	8.30	2156.00

UH2c	H17	FG-H17	3650.00	4321.70	538.60	0.00	53.10	3630.00	56.30	759.50	55.80	7.60	17110.00
UH4	J2	HG3J2	8767.9	5669.1	460.6	0.00	40.1	6132.2	726.5	877.7	78.3	6.78	31600
UH5	J9	GG3J9	3783.8	3964.3	132.5	0.00	6	3166	262.4	690.1	74.4	6.81	13330
UH6	L6	GG4L6	13793	7496	402	0.0		8936	663	797	0.0		
UH7	L7	GG4L7	11454	7293	402	0.0		7421	581	731	0.0		

Tabla A.8: conjunto de datos isotópicos analizados por cada UH.

UH	SbUH	Latitud sur	Longitud oeste	Fecha	d ¹⁸ O	d ² H	Profundidad Pozo (m)	NE (m)	pH_campo	Temp °C	CE_campo (uS/cm)	CE_Labo.- Isótopos (uS/cm)
1	ap	28° 22.569'	61° 12.720'	26/01/2017	-3.32	-21.36	3					4630
1	ap	28° 37.483'	61° 37.587'	13/09/2016	-0.63	-7.60		2	8.2	19.9		4651
1	ap	29° 12.098'	61° 24.933'	27/01/2017	-4.32	-29.19	6.5					3600
1	ap	28° 40.239'	61° 15.315'	27/01/2017	-4.45	-28.02	10					1330
1	ap	29° 12.995'	61° 34.352'	13/09/2016	-5.19	-32.24	10	6.1	8.2	20.2	3540	3540
1	ap	28° 53.682'	62° 13.448'	13/09/2016	-5.66	-34.20	6.58	2.69	7.4	18.6	1785	1785
1	ap	29° 04.945'	61° 17.545'	14/09/2016	-5.87	-32.94	9.6	1.43	8.6	20.9	1513	1513
1	ap	28° 42.234'	61° 16.750'	26/01/2017	-5.91	-36.36	12					1813
1	ap	28° 33.412'	61° 43.483'	13/09/2018	-5.30	-33.45	10		7.29	20.2	4260	4260
1	ap	28° 40.476'	61° 31.834'	13/09/2018	-0.19	-4.82	8.5		7.45	22	3430	3500
1	a	28° 23.142'	61° 12.822'	26/01/2017	-4.50	-29.76	3					9870
1	a	28° 42.764'	61° 16.667'	26/01/2017	-4.39	-29.46	8					11180
1	a	28° 27.812'	62° 06.84'	13/09/2016	-4.40	-27.62	10.58	4.8	7.57	17	14410	14410
1	a	28° 50.067'	61° 18.076'	26/01/2017	-4.11	-26.97	16					6910
1	a	28° 51.632'	61° 51.374'	11/09/2017	-4.79	-29.92	8.1					7780
1	a	28° 53.194'	61° 19.316'	26/01/2017	-5.44	-33.02	7					9850
1	a	29° 04.952'	61° 16.84'	14/09/2016	-5.56	-32.87	8	1.66	7.8		14720	14700
1	a	28° 36.891'	61° 38.236'	13/09/2018	-4.68	-30.18	5.45		6.71	21.5	6690	6680
2	la	28° 22.582'	62° 16.968'	12/09/2016	-5.45	-34.67	26	24	7.4	22	15200	16000
1	d	27° 33.961'	61° 46.135'	25/01/2017	-3.63	-32.63	30					9230
1	d	26° 49.178'	61° 34.170'	12/09/2017	-4.08	-32.57	19.63					443
2	ld	27° 29.551'	61° 38.917'	25/01/2017	-4.39	-34.37						3160

2	<i>ld</i>	27° 02.267'	61° 43.235'	12/09/2017	-5.21	-34.98	38.5					1592
1	ep	27° 33.848'	60° 12.767'	25/01/2017	-3.51	-27.62	8					2460
1	ep	27° 04.023'	61° 04.352'	24/01/2017	-4.18	-32.73	10.7					1730
1	ep	27° 13.614'	61° 12.526'	24/01/2017	-5.87	-41.23	16					2650
1	ep	27° 42.039'	60° 55.959'	25/01/2017	-5.83	-37.00	17					4840
1	ep	27° 20.104'	61° 14.728'	25/01/2017	-4.84	-36.10	13					2640
1	ep	27° 59.92'	61° 11.652'	13/09/2016	-3.61	-24.88			8.4	21.9	3680	3690
1	ep	28° 9.189'	60° 36.177'	12/09/2018	-1.43	-9.27	6.16		7.48	19.2	2920	2910
1	ep	29° 5.223'	60° 59.304'	10/09/2018	-2.87	-20.11	5.67		7.58	21.8	1410	1410
1	ep	28° 46.912'	61° 5.142'	13/09/2018	-3.92	-26.37	12.73		7.6	22.3	3100	3100
1	e	27° 50.126'	61° 08.591'	24/01/2017	-3.85	-28.19	8					9420
1	e	27° 36.306'	61° 20.614'	24/01/2017	-4.37	-31.23	12					12990
1	e	27° 13.645'	61° 11.091'	24/01/2017	-4.38	-32.04	17					10430
1	e	27° 36.198'	61° 20.647'	24/01/2017	-4.04	-30.30	22					30300
2	<i>le</i>	28° 13.905'	61° 31.48'	13/09/2016	-5.35	-32.33			7.6	22	16050	16800
		29° 10.115'	61° 31.885'	13/09/2016				3.75		19.8	686	
1	e	28° 38.768'	61° 02.901'	27/01/2017	-3.03	-22.19	4					5640
1	e	29° 10.852'	61° 2.132'	16/05/2018	-2.77	-17.09	9					10630
1	e	29° 52.196'	60° 35.361'	16/05/2018	-3.49	-16.64	13					
1	e	28° 6.736'	60° 50.304'	12/09/2018	-1.07	-7.48	2.35		6.97	25.1	7080	7080
1	e	29° 10.291'	61° 9.471'	11/09/2018	-4.15	-25.90	67		7.64	17.1	12480	12500
1	e	28° 56.379'	61° 0.923'	11/09/2018	-3.46	-22.43	18		7.66	22.4	11270	11270
1	e	29° 26.372'	61° 03.045'	27/01/2017	-4.07	-28.52						26000
1	s	28° 28.624'	62° 49.468'	13/09/2016	-1.15	-12.08	5.4	2.49	6.7	18.5	47600	47600
1	s	29° 12.238'	61° 34.802'	14/09/2016	-1.55	-12.73	14	2.59	6.6	22	perfil	24100
2	a	29° 25.362'	60° 22.908'	10/09/2010	-6.40	-35.00	30					
2	a	29° 25.362'	60° 22.908'	10/09/2010	-6.40	-36.00	30				911	911
2	a	29° 25.362'	60° 22.908'	15/09/2016	-6.18	-36.18	30		8.3	19.1	1127	1127
2	a	29° 25.373'	60° 22.900'	27/01/2017	-5.16	-35.17						1054
2	a	29° 03.651'	60° 24.748'	15/09/2016	-5.89	-34.31	23		7.5	21.2	649	649
2	a	29° 52.915'	60° 34.05'	16/05/2018	-5.69	-33.23						1080
2	b	29° 04.758'	60° 52.54'	14/09/2016	-5.43	-35.76	20	0.71	7.1	21.7	40100	40100
2	c	28° 06.105'	59° 58.708'	15/09/2016	-4.81	-31.43					8150	7900

2	b	29° 14.462'	61° 9.676'	10/09/2018	-4.82	-31.96	24		6.95	22.2	> 20000	22500
1	2cw	27° 38.93'	62° 24.983'	12/09/2016	-5.54	-32.80	38	28	7.96	24	11750	11800
1	2cw	27° 39.537'	62° 24.892'	12/09/2016	-5.88	-34.65	43	27.28	7.84	25.1	6700	6500
2	cw	27° 32.603'	62° 20.692'	12/09/2016			40		6.6		17000	17000
2	cw	27° 36.465'	62° 23.157'	13/09/2016	-4.77	-34.15	40	32	7.6	23.8	34200	34200
2	cw	26° 42.667'	62° 38.057'	13/09/2017	-5.04	-35.03	80					4760
		27° 32.527'	62° 20.905'	12/09/2016				37.1				
2	cw	28° 51.813'	61° 55.849'	11/09/2017	-4.84	-28.74	35					3980
2	c	26° 53.041'	61° 38.233'	12/09/2017	-5.92	-40.58	80					1960
2	c	26° 40.625'	61° 48.728'	13/09/2017	-4.18	-34.82	140					4930
2	c	27° 01.902'	61° 43.111'	12/09/2017	-5.35	-44.92	80					3362
2	c	28° 1.36'	61° 12.19'	14/08/2018	-4.86	-38.53	60					78000
4	-	27° 35.409'	61° 56.717'	13/09/2017	-4.26	-36.43	150					13300
4	-	27° 40.034'	61° 40.282'	12/09/2017	-5.19	-39.21	216					31700
		28° 06.54'	62° 07.243'	12/09/2016	3.29	9.51	0		7.5	33.1	185900	180000
		28° 10.218'	62° 20.727'	12/09/2016	3.85	13.77	0				135000	135000
		28° 10.218'	62° 20.727'	12/09/2016			0					
		28° 14.816'	61° 12.550'	25/01/2017	1.28	8.37	0					4920
		28° 20.943'	60° 19.592'	10/09/2010	-2.10	-18.00	0				1235	1235
		28° 46.822'	60° 16.086'	10/09/2010	-3.50	-24.00	0				539	539
		28° 47.857'	60° 39.694'	10/09/2010	-2.20	-16.00	0				16000	16000
		29° 40.046'	60° 41.599'	10/09/2010	-0.60	-8.00	0				3049	3049
		29° 52.755'	60° 37.096'	10/09/2010	-3.60	-24.00	0					
		29° 59.217'	61° 15.683'	10/09/2010	1.10	3.00	0				3148	3148
		30° 08.633'	60° 09.350'	10/09/2010	-4.20	-26.00	0				1545	1545
		30° 14.217'	60° 37.417'	10/09/2010	-3.60	-24.00	0				572.8	572.8
		28° 46.822'	60° 16.086'	14/09/2016	0.91	8.15	0			19.2	1440	1440
		28° 47.857'	60° 39.694'	14/09/2016	-0.02	2.01	0				3825	3850
		29° 40.046'	60° 41.599'	15/09/2016	-0.88	-5.60	0		8.5	22.5	3857	3860
		29° 23.253'	60° 32.792'	27/01/2017	-0.31	-3.15	0					2410
		29° 23.267'	60° 32.841'	14/09/2016	0.88	7.63	0					3910
		29° 40.462'	60° 39.974'	15/09/2016			0				3333	
		29° 52.176'	60° 35.39'	16/05/2018	-6.26	-38.37						

		28° 47.753'	60° 40.654'	11/09/2018	3.48	24.35	0		9.4	27.5	9280	9280
		28° 30.206'	62° 58.885'	13/09/2016	-3.00	-16.20	0		8.7	21	2340	2340
		28° 30.251'	59° 15.679'	15/09/2016	-2.23	-11.98	0				1220	1204
		28° 5.4833'	56°41.2267'	02/09/2009	-0.48	-0.46	0					48
		28°4.7883'	56°42.0667'	02/09/2009	0.44	4.43	0					38.9
		28°5.32833'	56°42.9667'	02/09/2009	-0.88	-1.10	0					50.5
		28°3.34833'	56°42.0783'	02/09/2009	-0.83	-0.67	0					17
		28°15.0833'	57°26.3933'	02/10/2010	0.96	10.60	0.4				23.4	
		28°17.8267'	57°27.1083'	02/10/2010	0.61	14.14	0.8		7.1	19.5	17.9	17.5
		28° 16.38'	57°26.7533'	02/10/2010	0.90	12.45	0.8		6.87	19.4	30	23.6
		28°15.4267'	57°26.2983'	02/10/2010	0.94	11.07	0.8		6.32	19.3	24.4	24.2
		28°59.6817'	58° 33.51'	03/10/2010	0.14	5.01	0.2		6.88	18.2	65.5	67.5
		28° 55.05'	57°14.1667'	28/08/2011	-5.83	-31.08	0.5		5.04	18.3	14	13.9
		27°53.7483'	55° 8.1533'	28/08/2011	-5.42	-28.70	0.5		7.2	16.8	26	2.6
		30°14.0816'	57°33.5167'	06/07/2012	-3.99	-20.08	0.5		7.89	13.9	112.9	72.3
		30°19.2583'	57°34.3933'	07/07/2012	-4.56	-24.16	0.5		7.57	13.7	63	40.7

Anexo II: Producción científica

Artículos

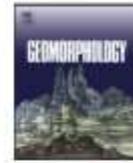
- Thalmeier, M.B.; Kröhling, D.; Brunetto, E. 2021. The geomorphology and Late Quaternary sedimentary record of the Salado/Juramento fluvial megafan, Central Andes foreland basin (Chaco Plain, Argentina). *Geomorphology*, Volume 373, 107495, ISSN 0169-555X, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107495>.
- Thalmeier, M.B.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Veizaga, E. *En revisión*. Hydrogeologic and hydrochemical framework of the Bajos Submeridionales, distal section of the Salado-Juramento fluvial megafan in the Gran Chaco. Submitido en la revista *Science of the Total Environment*.
- Thalmeier, M.B.; Rodríguez, L. *En revisión*. Aportes a la estratigrafía de la región de los Bajos Submeridionales, Santa fe, Argentina. Submitido a la Revista de la Asociación Geológica Argentina.
- Thalmeier, M.B.; Brunetto, E.; Kröhling, D. *In prep*. Neotectonic controls on sedimentation between 24-31° S latitude in Central Andes foreland basin (Chaco Plain, Argentina).

Trabajos presentados en eventos científico – tecnológicos

- Thalmeier, M.B.; Kröhling, D.; Brunetto, E. 2021. El mega-abanico del río Salado-Juramento: un sistema fluvial distributivo del Chaco Austral (Argentina). En actas de la XVII Reunión Argentina de Sedimentología y VIII Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Octubre 2021. ISBN 978-987-96296-8-0. Pág. 28.
- Thalmeier, M.B.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Veizaga, E. 2021. Columna estratigráfica de una perforación de investigación en el centro-oeste de los “Bajos Submeridionales” (Santa Fe, Argentina). En actas de la XVII Reunión Argentina de Sedimentología y VIII Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Octubre 2021. ISBN 978-987-96296-8-0. Pág. 97.
- Thalmeier, M.B.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Veizaga, E. 2021. Hydrogeological framework and numerical model of the Bajos Submeridionales System, Chaco Argentino. 47th IAH Congress. XV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. XXI Congreso Brasileiro de Aguas Subterráneas.
- Thalmeier, M.B., Kröhling, D., Brunetto, E., Iriondo, M., 2019. Morpho-stratigraphic characteristics and Late Quaternary environmental evolution of the Salado–Juramento fluvial megafan, Chaco Plain, Argentina. Conference: 20th Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA). Dublin, Ireland.
- Thalmeier, M.B.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Sosa, D.; Veizaga, E.; Diaz, E.; Moreno, L. 2018. Patrones de flujo regionales del Gran Chaco Argentino: región de los Bajos Submeridionales. XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología. Salta.
- Thalmeier, M.B.; Kröhling, D.; Brunetto, E.; Iriondo, M. 2018. Sedimentología de la columna estratigráfica cuaternaria de la zona distal del mega-abanico aluvial del río Salado-Juramento, Chaco. XVI Reunión Argentina de Sedimentología, General Roca, 29 de noviembre 2018.

Participación en otros trabajos en eventos científico – tecnológicos

- Oruezabal, V.A.; Beltrán, M.; Thalmeier, M.B.; Moya, E. 2021. Contexto paleoclimático durante el Pleistoceno Superior del Litoral Argentino: modelos climáticos y proxies. VI Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Noroeste de Argentina, noviembre 2021. Buenos Aires.
- Espinosa Gómez, E.L.; Thalmeier, M.B.; Rodríguez, L. 2021. Rasgos del drenaje superficial en la extensa llanura de los Bajos Submeridionales, Argentina. XIX Simposio Internacional de la Sociedad Latinoamericana en Percepción Remota y Sistemas de Información Espacial, Chile.
- Rodríguez, L.; Heredia, J.; Veizaga, E.; Thalmeier, M.B.; Sosa, D. 2021. Isotopic and chemical assessment of surface water and groundwater in the Bajos Submeridionales Basin, Chaco Austral. 47th IAH Congress. XV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. XXI Congreso Brasileiro de Aguas Subterráneas.
- Marchetti, Z.Y.; Rodríguez, L.; Thalmeier, M.B.; Veizaga, E.; Espinosa E.; Sosa, D.; Heredia, J.; Díaz, L.E. 2019. Bajos Submeridionales: un complejo de paisajes, más allá de los clásicos Espartillares. VII Jornadas y IV Congreso Argentino de Ecología de Paisajes. IV Foro Regional Ecovalle: Paisajes de cambio: La planificación posible y el consume de suelos. Cipolletti, Universidad de Flores (Sede Comahue). Pág. 73.
- Veizaga E.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Thalmeier, M.B.; Sosa, D.; Moreno, L.; Díaz, E. 2019. Caracterización hidroquímica regional de las aguas de los Bajos Submeridionales, Gran Chaco, Argentina. Actas de la V Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie (12 al 14 de junio de 2019, La Plata). Editorial: Asociación Argentina de Sedimentología. ISBN: 978-987-96296-7-3, 30-33.
- Heredia J.; Rodríguez, L.; Sosa de Castro, D.; Thalmeier, M.B.; Veizaga, E.; Moreno, L.; Silva-Busso, A.; Díaz, E. 2019. Environmental isotopes contribution to the characterization of the flow pattern of a large plain hydrogeological system: Bajos Submeridionales (South America). 46th AIH Congress. 22-27 set 2019. Málaga, Spain.
- Kröhling, D.; Montagnini, D.; Thalmeier, M.B.; Brunetto, E.; Roldán, J.; Amsler, M.L. Aspectos sedimentológicos de la carga en suspensión en dos sistemas fluviales de llanura, tramo inferior del Salado-Juramento y tramo medio del Paraná. XVI Reunión Argentina de Sedimentología, del 26 al 30 de noviembre de 2018, General Roca, Río Negro.
- Heredia, J.; Rodríguez, L.; Sosa, D.; Veizaga, E.; Thalmeier, M.B.; Moreno Merino, L.; Marchetti, Z.; Díaz, E.; Castro, S.; 2018. Indicios isotópicos de circulación regional en el Sistema Hidrogeológico de los Bajos Submeridionales. XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología. Octubre 2018, Salta, Argentina.
- Veizaga, E.; Rodríguez, L.; Heredia, J.; Sosa, D.; Moreno, L.; Thalmeier, M.B.; Díaz, E.; Marchetti, Z.; Castro, S. 2018. Caracterización hidrogeoquímica regional de los Bajos Submeridionales en el Chaco Argentino. XIV Cong. Latinoam. de Hidrogeología. Octubre 2018, Salta. Arg.



The geomorphology and Late Quaternary sedimentary record of the Salado/Juramento fluvial megafan, Central Andes foreland basin (Chaco Plain, Argentina)

María Belén Thalmeier^{a,d,*}, Daniela M. Kröhling^{a,b}, Ernesto Brunetto^{c,d}

^a CONICET, Argentina

^b RCH-UNL, Universidad Nacional del Litoral, CC 217, 3000 Santa Fe, Argentina

^c CCyTTP-(CONICET-UNDEL-PROV. ER), Dr. Materi y España s/n, 3105 Diamante, Entre Ríos, Argentina

^d RYT-UNDEL, Universidad Autónoma de Entre Ríos, Entre Ríos, Argentina

ARTICLE INFO

Article history:

Received 21 May 2020

Received in revised form 3 November 2020

Accepted 4 November 2020

Available online 07 November 2020

Keywords:

Chaco fluvial megafans

South America

Geomorphology

Quaternary stratigraphy

Neotectonics

ABSTRACT

This research provides geomorphological and sedimentary data on the Salado-Juramento fluvial megafan, the second largest megafan (204,747 km²) of the Chaco aggradational plain, generated by the Salado-Juramento River in NE Argentina. It comprises one of the most extensive depositional systems of the Central Andean foreland basin system in South America, also being among the largest megafans on Earth. Despite this, it has not been previously studied from the perspective of its geomorphology, stratigraphy and dynamic evolution. An integrated approach focusing on the analysis of morpho-sedimentary processes, the resulting landforms and the reconstruction of the Late Quaternary evolution is presented here. The applied methods combine geomorphological mapping from remote sensing images analysis, assessment of landforms and processes, and field data. Historical documents were also analysed. Insights into the near sub-surface stratigraphy were obtained from analysis of research boreholes (up to 30 m depth), integrated with groundwater borehole information. The Fluvial Megafan of the Salado-Juramento Geomorphological System comprises four geomorphological units: 1) the middle-proximal area of the megafan, 2) the distal area of the megafan, 3) the complex fluvio-aeolian belt of the Golondrinas-Calchaquí, and 4) the present fluvial belt of the Salado. Thirteen geomorphological sub-units were defined and mapped, representing the complexity of sub-environment interactions. Amalgamated braided channel deposits and aggradation lobes with limited floodplain muds are common in the proximal area, while mixed-load, low-energy, narrow, shallow, and sinuous palaeochannels and associated floodplain marsh deposits characterize the distal area, with groundwater discharges and hydromorphic soils. The megafan construction was dominated by short-term sedimentation and channel avulsions to overbank areas. Fan-shaped depositional lobes of the proximal area and sandy channel deposits and sand sheets linked to terminal splays that are covering mud-flat deposits (floodplains, including palaeosols) in the middle area suggest a high-flow regime. Neotectonics favoured subsidence, avulsion, and prolonged flooding events, with high potential of preservation of an extensive Late Quaternary wetland unit, ponds, lakes, soils, and loessic deposits in the distal megafan. Aggradation and progradation patterns have been conditioned by tectonic control regulating the interaction between the megafan and its axial trunk river (Paraná). Furthermore, the Late Quaternary megafan sequences would also have responded to climatic changes, primarily related to strong hydroclimatic seasonality linked to changes in the South American monsoon system strength. Seasonal high sediment load of the formative river linked to the characteristics of the Andean basin (38,000 km²) and its climatic patterns are considered as the main control on megafan dynamics over at least the Upper Quaternary. Morpho-stratigraphical data of the megafan presented here and the first interpretation of its Quaternary evolution is the key to support socio-economic decisions on aquifer exploitation, land uses, and infrastructure planning.

© 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Fluvial megafans (Geddes, 1960; Gohain and Parkash, 1990; Singh and Ghosh, 1994; DeCelles and Cavazza, 1999) are distinct mesoscale landforms (Wilkinson et al., 2006) in most non-marine foreland basin

* Corresponding author at: CONICET, Argentina.

E-mail address: belenthal@gmail.com (M.B. Thalmeier).

