



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Geología y geomorfología del tramo medio e inferior de la Cuenca del Río Salado: variabilidad hidroclimática y su aplicación al manejo ambiental

Tesis presentada para optar al título de Doctora de la
Universidad de Buenos Aires, área Ciencias Geológicas

Lic. Belena Lucia Diaz Appella

Directora de Tesis: Dra. Silvia Marcomini

Co-Directora de Tesis: Dra. Cecilia Laprida

Consejera de Estudios: Dra. María Julia Orgeira

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Buenos Aires, 2023

RESUMEN

Geología y geomorfología del tramo medio e inferior de la Cuenca del Río Salado: variabilidad hidroclimática y su aplicación al manejo ambiental

La presente tesis estudia las características geológicas y morfodinámicas del tramo medio e inferior del río Salado y su relación con las variabilidades hidroclimáticas desde el Holoceno medio. Tiene como objetivo principal evaluar el funcionamiento de los sistemas fluviales y lacustres, su relación con la variabilidad climática y monitorear las consecuentes variaciones en parámetros sedimentológicos, físico-químicos y bióticos de los cuerpos de agua. Los resultados obtenidos son aplicados al manejo ambiental y al peligro de inundación y sequía. Con esta tesis se intenta contribuir al aporte de información de base que junto con otros estudios sirva para dar soluciones posibles a los problemas relacionados con los sistemas fluviales y lacustres de la cuenca del río Salado, con especial hincapié en la laguna de Lobos y en el río Salado.

Con el fin de realizar una caracterización geomorfológica de la zona de estudio se realizaron análisis geomorfológicos a escalas regional y local. Asimismo, se elaboró un mapa geomorfológico regional.

Se estudiaron la hidrología superficial, el diseño de canal y la sinuosidad del río Salado. Además, se realizaron dos mapas de susceptibilidad a las inundaciones de la cuenca de estudio.

Para determinar la variabilidad hidroclimática desde mediados del siglo pasado hasta la actualidad, se analizaron las precipitaciones anuales, los caudales, niveles hidrométricos en distintas estaciones de la cuenca y los registros históricos obtenidos de la bibliografía. Los periodos húmedos y secos determinados por las precipitaciones, los caudales y los niveles hidrométricos en distintos sectores del río Salado son coincidentes. Además, los registros obtenidos hasta el 2015 concuerdan mayormente con los años de inundaciones y sequías registrados por otros autores.

Para analizar la influencia de la variabilidad hidroclimática en los componentes ambientales y bióticos de los cuerpos de agua se analizaron los parámetros físico-químicos, se relevó un perfil topográfico y batimétrico en la laguna de Lobos y se registraron periódicamente, juntos con los parámetros físico-químico, los niveles hidrométricos de la laguna.

Los parámetros físico-químicos del agua del río Salado y de la laguna de Lobos presentan una variabilidad estacional. Además, algunos de estos parámetros en la laguna también presentan variaciones en escalas subestacionales, como consecuencia de las precipitaciones diarias y los cambios en el nivel del agua. Durante los eventos de excesos hídricos se producen inundaciones, erosión costera y contaminación, mientras que en las épocas secas se han registrado mortandades masivas de algunas especies en la laguna, entre otros impactos.

También, se realizó un análisis de las características morfodinámicas de la laguna de Lobos y se estudió el peligro de inundación, sequía y de erosión costera en la laguna, y los diversos impactos ambientales.

Por otro lado, se realizó un análisis paleolimnogeológico del relleno sedimentario desde Holoceno medio de la laguna de Lobos efectuando un análisis *multiproxy* de tres testigos sedimentarios extraídos en 2017. El análisis de los indicadores ambientales de los testigos permitió reconstruir la historia depositacional. Además, se asoció el registro de los testigos sedimentarios de la laguna de Lobos a los principales eventos climáticos regionales del pasado y se realizaron inferencias paleoclimáticas.

Los resultados obtenidos en este trabajo permitieron proponer un plan de monitoreo y de gestión ambiental para la laguna de Lobos, así como también estrategias y medidas de manejo ambientales para la cuenca del río Salado.

Palabras clave: geomorfología, limnología, laguna de Lobos, cuenca del río Salado, variabilidad hidroclimática, manejo ambiental.

ABSTRACT

Geology and geomorphology of the middle and lower Salado River Basin: hydroclimatic variability and its application to environmental management

This thesis studies the geological and morphodynamic characteristics of the middle and lower Río Salado basin and its relationship with hydroclimatic variability since the middle Holocene. Its main objective is to evaluate the functioning of fluvial and lacustrine systems, as well as its relationship with climate variability and identify the consequent variations in sedimentological, physical-chemical, and biotic parameters of water bodies. The results obtained are applied to environmental management and the hazard of flooding and drought. This Thesis attempts to define objective baseline information that will help to provide solutions to the problems related to the fluvial and lacustrine systems of the Salado river basin, with a particular emphasis on the Lobos shallow lake and the Salado river.

In order to carry out a geomorphological characterization of the study area, a geomorphological analysis was carried out at both regional and local scales. Likewise, a regional geomorphological map was made.

The surface hydrology, channel's design and the Salado River's sinuosity were studied. In addition, two flood susceptibility maps of the basin were made.

To determine the hydroclimatic variability since the middle of the last century until the present, annual rainfall, the flows and hydrometric levels at different stations in the Salado basin and historical records obtained from different scientific works were analyzed. The wet and dry periods determined by rainfall coincide with flows and hydrometric levels in different sectors of the Salado river and with the years of floods and droughts recorded by other authors up to 2015.

To analyze the influence of hydroclimatic variability on the environmental and biotic components of water bodies, a topographic and bathymetric profile was carried out in the Lobos shallow lake. The hydrometric levels of the shallow lake were periodically recorded, together with some physical-chemical parameters.

The physical-chemical parameters of the water of the Salado river and the Lobos shallow lake show seasonal variability. In addition, some physical-chemical parameters also show a significant variation in sub-seasonal scales due to daily rainfall and changes in water level. Flooding, coastal erosion and pollution occur during water excess events, while in dry seasons there have been massive deaths of some species in the Lobos shallow lake.

Also, an analysis of the morphodynamic characteristics of the Lobos shallow lake was carried out. The hazard of flooding, drought and coastal erosion in the shallow lake, as well as various environmental impacts were studied.

On the other hand, a paleolimnogeological analysis of the sedimentary fill from the middle Holocene of the Lobos shallow lake was performed through a multiproxy analysis of three sedimentary cores extracted in 2017. The study of the environmental indicators of the cores allowed us to reconstruct the depositional history. In addition, the record of sedimentary

cores from the Lobos shallow lake was associated with the main regional climatic events of the past and paleoclimatic inferences were made.

The results obtained in this work allows to propose an environmental monitoring and management plan for the Lobos shallow lake, as well as environmental management strategies and measures for the Salado river basin.

Key words: geomorphology, limnology, Lobos shallow lake, Salado river basin, hydroclimatic variability, environmental management.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad de Buenos Aires, en particular a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por permitirme formarme como profesional y por brindarme una educación pública, gratuita y de excelencia.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), por haberme otorgado la Beca Doctoral que permitió el desarrollo de esta tesis.

Al Departamento de Ciencias Geológicas y al Instituto de Geociencias básicas, aplicadas y ambientales de Buenos Aires (IGEBA), por brindarme el espacio para desarrollar mis actividades y permitirme realizar este estudio.

A mi directora, la Dra. Silvia Marcomini, por darme la posibilidad de realizar una beca doctoral en un tema de interés para mí, pero especialmente por su confianza y apoyo académico durante todo este proceso.

A mis Co-directores, la Dra. Cecilia Laprida y el Dr. Fernando Pereyra, quienes confiaron en mí y me permitieron realizar las campañas formándome profesionalmente. Gracias por sus aportes y sugerencias durante toda esta tesis.

Al "Convenio específico de cooperación entre el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y el Instituto Universitario Hospital Italiano (Res.D. N°4198, CONICET)".

Al Club de Pesca Lobos, principalmente a Mariano Lacoste, por brindarme toda su disposición y apoyo durante todo el desarrollo de la tesis. También por permitirnos realizar los muestreos y las mediciones del nivel hidrométrico durante todo el monitoreo y por suministrarnos las embarcaciones en las distintas campañas.

Al Laboratorio de Bromatológico de Lobos, en especial a Liliana Goriño, por estar siempre dispuesta a realizar los estudios físico-químicos y biológicos de agua durante todo el periodo analizado y por su gentileza.

A Recursos Naturales de la Municipalidad de Lobos por los datos aportados de la laguna de Lobos, en especial a Leandro Domínguez por su tiempo y disposición.

Al museo Pago de los Lobos por las fotografías y la información otorgada.

A Mario Paolini y Mauro Rato por el uso y las imágenes tomadas mediante el dron en la laguna de Lobos.

A quienes me han acompañado en las distintas campañas, Paula Bunicontro, María Sofía Plastani, Natalia García Chaporí y Rodrigo Martín.

Al Servicio de Hidrografía Naval, especialmente a Roberto Violante, por permitir la realización de las mediciones del tamaño de grano del testigo sedimentario.

A Marcos Comercio y Margarita Do Campo por los análisis de difracción de rayos x.

A Rita Tófaló y María Julia Orgeira por guiarme en los estudios realizados en los perfiles sedimentarios.

A Adonis Giorgi por hacerme partícipe de sus estudios en la laguna de Lobos y estar siempre presente para lo que necesitara.

A Víctor Mansione por brindarme amablemente información sobre la laguna de Lobos y especialmente por alentarme a estudiar Geología.

A mis compañeros de oficina, especialmente a Magdalena Gallo y Clara Correa Luna, quienes me ayudaron siempre y con quienes compartimos muchos momentos.

A mis amigos de la facultad y de la vida, por estar siempre presentes, hacer de este camino más llevadero y por su apoyo incondicional.

A mi familia, especialmente a mis padres y hermanos, por el eterno apoyo y confianza, y por alentarme permanentemente a perseguir lo que quiero. También por estar siempre dispuestos a acompañarme a las campañas realizadas durante este proceso.

A mi compañero de vida, quién estuvo presente desde el primer momento en esta tesis, por haberme acompañado a varias campañas y apoyado siempre.

ÍNDICE

CAPÍTULO 0.....	13
INTRODUCCIÓN.....	13
0.1. OBJETIVO GENERAL.....	14
0.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	14
CAPÍTULO I.....	16
CARACTERÍSTICAS GENERALES Y ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	16
I.1. Ubicación.....	16
I.2. Marco Geológico.....	19
I.2.1. Geología y estratigrafía del Cuaternario.....	21
I.2.2. Geomorfología.....	29
I.3. Hidrología.....	36
I.4. Hidrogeología.....	41
I.4. Marco climático.....	46
I.4.1. Características climáticas del área de estudio.....	46
I.4.2. Periodos húmedos y secos, y eventos de inundaciones y sequías.....	49
I.4.3. Variabilidad climática a gran escala.....	51
I.5. Suelos.....	63
I.6. Referencias.....	66
CAPÍTULO II.....	85
CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA MEDIA E INFERIOR DEL RÍO SALADO.....	85
II. 1. Análisis Geomorfológico de la zona de estudio.....	85
II.1.2. Metodología.....	85
II.1.3. Geomorfología Regional y Unidades Geomorfológicas.....	87
II.1.3.1. Mapa geomorfológico.....	87
II.1.3.2. Regiones Geomorfológicas.....	89
II.1.3.3. Unidades Geomorfológicas.....	89
II.1.3.3.1. Derrames.....	89
II.1.3.3.1.1. Derrames o bajada distal de loess retransportado (I).....	90
II. 1.3.3.1.2. Derrames asociados a la planicie loessica con cobertura de dunas (II).....	92
II. 1.3.3.2. Planicie loessica con cobertura de dunas.....	94
II. 1.3.3.3. Planicie loessica norte de la cuenca del río Salado.....	101
II. 1.3.3.3.1. Planicie aluvial, curso del río Salado y geoformas asociadas.....	105

II. 1.3.3.4. Ambiente transicional	119
II. 1.3.3.5. Planicie Costera	121
II. 1.3.3.5.1. Antigua Albúfera.....	122
II. 1.3.3.5.2. Barrera y Cordones litorales.....	125
II. 1.3.3.5.3. Planicie de marea y marismas Holocenas y actuales	127
II. 1.3.3.6. Planicie loessica ondulada	130
II.1.3.4. Modelos de origen y dinámica de lagunas.....	130
II.2. Análisis morfológico del curso del río Salado.....	133
II.2.1. Metodología	133
II.2.2. Diseño en planta.....	135
II.2.2.1. Patrones de canal del río Salado	135
II.2.2.1.1. Resultados	136
II.2.3. Perfil longitudinal del río Salado	147
II.2.3.1. Resultados	147
II.3. Referencias	151
CAPÍTULO III.....	155
HIDROLOGÍA Y VARIABILIDAD HIDROCLIMÁTICA.....	155
III.1. Consecuencias de la variabilidad hidroclimática en la cuenca del río Salado.....	155
III.1.1. Metodología	155
III.1.2. Recopilación de inundaciones y sequías	156
III.1.3. Precipitaciones en la cuenca del río Salado	162
III.1.3.1. Precipitaciones acumuladas mensuales y anuales de las últimas décadas.....	162
III.1.4. Inundaciones y sequías de los últimos años.....	173
III.1.5. Resultados principales.....	178
III.2. Hidrología superficial.....	179
III.2.1. Hidrometría	184
III.2.1.1. Análisis de caudales y niveles hidrométricos	184
III.2.1.1.1. Metodología	184
III.2.1.1.2. Análisis de caudales durante las crecidas históricas	187
III.2.1.1.3. Variaciones del caudal.....	195
III.2.1.1.4. Caudal máximo anual	199
III.2.1.1.5. Análisis de niveles hidrométricos del río Salado	203
III.2.2. Agua superficial: parámetros físico-químicos en el río Salado y en los cuerpos lacustres	205
III.2.2.1. Metodología	205

III.2.2.2. Composición del agua superficial del río Salado y de los cuerpos lacustres.....	207
III.2.2.3. Influencia de la variabilidad climática sobre los parámetros físico-químicos del río Salado y de la laguna de Lobos.....	211
III.2.2.4. Comparación entre el río Salado y la laguna de Lobos	216
III.2.2.5. Análisis de parámetros físico-químicos en distintos sectores de la cuenca.....	217
III.2.2.5.1. Análisis de componentes principales de cuerpos lacustres y del río Salado	217
III.2.2.6. Discusiones y consideraciones finales.....	224
III.4. Referencias	225
CAPITULO IV	230
ANÁLISIS DEL PELIGRO DE INUNDACIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO SALADO	230
IV.1. Introducción	230
IV.1.1. Análisis de inundaciones mediante mapas derivados del DEM y de imágenes satelitales	231
IV.1.1.2. Metodología.....	232
IV.1.1.3. Resultados	235
IV.1.1.4. Suelos de la cuenca de estudio y su relación con las inundaciones y la geomorfología	243
IV.1.1.5. Análisis de susceptibilidad a las inundaciones.....	249
IV.1.1.5.1. Resultados.....	249
IV.1.2. Factores naturales y antrópicos que controlan la ocurrencia de las inundaciones.....	253
IV.1.2.1. Cambios naturales, modificaciones antrópicas y obras de control que pueden incrementar o reducir las inundaciones.....	255
IV.1.2.2. Elementos en riesgo por las inundaciones.....	264
IV.2. Conclusiones	265
IV.3. Referencias.....	266
CAPÍTULO V	269
ESTUDIO GEOAMBIENTAL DE LA LAGUNA DE LOBOS.....	269
I.1. Ubicación y características principales de la laguna de Lobos.....	269
V.2. Geomorfología y dinámica sedimentaria de la laguna de Lobos.....	274
V.2.1. Morfología y sedimentación del fondo lagunar	274
V.2.1.1. Metodología.....	275
V.2.1.2. Morfología y batimetría	277
V.2.1.3. Sedimentación del fondo lagunar actual	282
V.3. Caracterización costera y erosión	290
V.3.3. Tipos de Costas.....	290

V.4. Análisis de la variabilidad hidroclimática y de los parámetros físico-químicos	293
V.4.1. Introducción	293
V.4.2. Metodología	293
V.4.3. Análisis de la variabilidad hidroclimática en la laguna de Lobos	297
V.4.3.1. Análisis de las precipitaciones y su relación con el nivel hidrométrico de la laguna ..	297
V.4.3.2. Variación de la superficie de agua de la laguna	304
V.4.3.3. Registros fotográficos de los periodos húmedos y secos y la variación del nivel en la laguna de Lobos.....	309
V.4.3.4. Periodos de sequía y humedad y su relación con el SPEI y con el ONI	315
V.4.3.5. Resultados principales de esta sección	322
V.4.4. Parámetros físico-químicos y su variación a partir de los cambios hidroclimáticos ...	324
V.2.4.1. Comparación de los parámetros físico-químicos y del tipo de agua con otros estudios realizados en la laguna de Lobos y en otras lagunas pampeanas	331
V.5. Consideraciones finales.....	335
V.6. Referencias.....	336
CAPÍTULO VI	343
CARACTERIZACIÓN LIMNOGEOLÓGICA DEL REGISTRO SEDIMENTARIO DE LA LAGUNA DE LOBOS ..	343
VI.1. Introducción	343
V.2. Metodología	344
V.2.1. Extracción de testigos	344
VI.2.2. Tomografía	346
VI.2.3. Apertura de testigos.....	347
VI.2.4. Análisis microestratigráfico	350
VI.2.5. Muestreo de detalle	350
VI.2.6. Análisis de tamaño de grano.....	351
VI.2.7. Análisis Mineralógico: Difracción de Rayos X (DRX).....	351
VI.2.8. Análisis geoquímicos de TOC y TIC.....	352
VI.2.9. Análisis de susceptibilidad magnética.....	353
VI.2.10. Análisis macro y micropaleontológico	353
VI.2.11. Datación	353
VI.2.12. Determinación de las Facies sedimentarias.....	354
VI.3. Resultados.....	355
VI.3.1. Facies sedimentarias	357
VI.3.2. Interpretación del modelo de facies	361
VI.3.2.1. Factores que controlan la sedimentación lacustre	361

III.3.2.2. Materia orgánica sedimentaria y productividad primaria	365
III.3.2.3. Asociación entre indicadores ambientales e hidrología	366
VI.4. Unidades litoestratigráficas y evolución sedimentaria	367
VI.4.1. Análisis de los indicadores proxies.....	367
VI.4.2. Unidades sedimentarias.....	368
VI.5. Cambios hidroclimáticos en la región Pampeana desde el Holoceno medio al presente ..	375
VI.5.1. Introducción	375
VI.5.2. Reconstrucción paleohidrológica, paleoambiental y paleoclimática.....	376
VI.5.2.1. Datación y geocronología.....	376
VI.5.2.2. Resultados y Discusión	377
VI.5.2.2.1. El registro paleohidrológico de la laguna de Lobos en el marco de los principales eventos climáticos regionales del pasado e inferencias paleoclimáticas	378
VI.5.2.3. Correlación entre los testigos extraídos	384
VI.6. Conclusiones	389
VI.7. Referencias.....	390
CAPÍTULO VII	399
ANÁLISIS DE PELIGRO DE INUNDACIÓN, SEQUÍA Y DE EROSIÓN COSTERA EN LA LAGUNA DE LOBOS	399
VII.1. Introducción	399
VII.2. Metodología.....	399
VII.3. Análisis de peligro de inundación y sequía	402
VII.3.1. Análisis de los niveles hidrométricos durante sequías e inundaciones y recurrencia	404
VII.4. Análisis de Peligro de erosión costera	410
VII.4.1. Introducción	410
VII.4.2. Dinámica de la laguna y erosión de los márgenes	410
VII.4.3. Peligro de Erosión costera.....	413
VII.4.3.1. Erosión de los márgenes en los distintos sectores de la laguna	413
VII.5. Resultados principales y consideraciones.....	421
VII.6. Referencias.....	422
CAPÍTULO VIII	423
IMPACTOS AMBIENTALES EN LA LAGUNA DE LOBOS	423
VIII.1. Introducción	423
VIII.2. Causas de las variaciones del nivel de agua.....	423
VIII.3. Efectos de las variaciones del nivel hidrométrico e impactos ambientales	427
VIII.4. Otros Impactos ambientales en la laguna de Lobos	436

VIII.5. Estudios realizados por otros autores sobre la mortandad de peces y la eutrofización de la laguna de Lobos.....	439
VIII.6. Referencias.....	441
CAPÍTULO IX.....	445
ESTRATEGIAS DE MANEJO.....	445
IX.1. Estrategias y medidas de manejo para la laguna de Lobos.....	445
IX.1.1. Niveles de alerta para un manejo adecuado.....	445
IX.1.2. Erosión costera y protección de costas.....	449
IX.1.3. Plan de monitoreo para la laguna de Lobos.....	450
IX.1.4. Plan de gestión ambiental para la laguna de Lobos.....	451
IX.1.5. Consideraciones	455
IX.2. Estrategias y medidas de manejo en la cuenca del río Salado.....	455
IX.3. Consideraciones finales.....	458
IX.4. Referencias	458
CAPÍTULO X.....	459
CONCLUSIONES	459
ANEXOS	467

INTRODUCCIÓN

La zona en estudio corresponde geológicamente a la Pampa Deprimida y está integrada principalmente por la subregión B2 de la cuenca del río Salado, correspondiente al sector Salado - Vallimanca - Las Flores (MISP, 2016) y los sectores aledaños a la misma. Esta zona integra un paisaje recientemente modelado por procesos eólicos, fluviales y marinos. Los procesos fluviales y eólicos dominan el paisaje en el sector occidental, mientras que hacia la zona costera el proceso marino ha regulado la formación del paisaje durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno.

La Pampa Deprimida es una región naturalmente baja y de drenaje muy pobre, y por lo tanto muy susceptible a sufrir inundaciones. Por tal motivo, las urbanizaciones y la producción económica de esta región están fuertemente condicionadas a la variabilidad de los ciclos climáticos que caracterizan la región pampeana. Adicionalmente a las consecuencias negativas que se producen por el anegamiento de los cascos urbanos y las pérdidas de las cosechas y ganado, las inundaciones y sequías provocan otros cambios en el ambiente que afectan la calidad y cantidad de servicios ecosistémicos, los cuales no suelen ser tenidos en consideración en los distintos planes de gestión. Además, el impacto humano sobre estos territorios ha incrementado el peligro de inundación de diversas maneras.

Es relevante comprender el comportamiento y las respuestas de las lagunas de la región pampeana y del río Salado ante los eventos de variabilidad hidroclimática y ante las modificaciones antrópicas. Las lagunas de la cuenca del río Salado cumplen varias funciones en el ecosistema, por lo que conforman elementos de gran valor. Es por ello la importancia de estudiar estos ambientes, evaluar su funcionamiento, caracterizarlos y establecer planes de monitoreo y gestión para su protección y uso.

Actualmente, si bien hay importantes investigaciones aisladas en esta zona sobre distintas temáticas, existen pocas investigaciones de integración regional y temática que ligen el ambiente, las variaciones hidroclimáticas, los peligros geológicos y el impacto ambiental en el área analizada.

Se propone el desarrollo de esta tesis doctoral dado que resulta importante conocer las características geomorfológicas e hidroclimáticas de la cuenca media e inferior del río Salado. Se busca atenuar los impactos negativos de las inundaciones y las sequías y proteger el valor ambiental de la cuenca. Así mismo, se intenta contribuir al aporte de información de base que junto con otros estudios sirva para dar soluciones posibles a los problemas que traen aparejado los cambios ambientales y las modificaciones antrópicas vinculados con los sistemas fluviales y lacustres de la cuenca del río Salado, con especial hincapié en la laguna de Lobos y en el río Salado.

0.1. OBJETIVO GENERAL

La presente tesis tiene como objetivo principal contribuir al estudio geológico y geomorfológico integrado de la cuenca media e inferior del río Salado con el fin de evaluar el funcionamiento de los sistemas fluviales y lacustres, y estimar la influencia de la variabilidad hidroclimática actual en la dinámica del escurrimiento superficial y en los parámetros sedimentológicos, físico-químicos y bióticos de los cuerpos de agua. Así como también la reconstrucción regional de los cambios hidroclimáticos y ambientales ocurridos desde el Holoceno medio a la actualidad. Otra de las metas del trabajo es analizar los peligros geológicos y determinar el impacto de los mismos y de la influencia humana en la modificación del ambiente con el fin de elaborar estrategias de manejo sustentables de los recursos naturales.

0.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

-Realizar una recopilación histórica de la frecuencia y magnitud de las inundaciones y sequías del tramo medio e inferior de la cuenca del río Salado, y analizar el registro de las precipitaciones y caudales en diferentes sectores de la Cuenca. Determinar la variabilidad climática interanual desde mediados del siglo pasado hasta la actualidad y la variabilidad climática estacional de los últimos años, y su influencia, no solo en la magnitud y frecuencia de las inundaciones, sino también en los componentes ambientales (conductividad, pH, turbidez, sedimentación) y bióticos de los cuerpos de aguas lacustres y fluviales.

-Estudiar el funcionamiento y las características de los sistemas fluviales y lacustres, haciendo especial hincapié en algunos de ellos.

-Estudiar la laguna de Lobos mediante el muestreo de los sedimentos y los parámetros físico-químicos del agua. Realizar un monitoreo estacional de estos parámetros y relacionarlos con las fluctuaciones del nivel de agua y la variabilidad climática de los últimos años. Además, determinar su funcionamiento, características morfológicas, evolución y sus modificaciones por efectos antrópicos.

-Realizar una reconstrucción paleoambiental de alta resolución desde el Holoceno medio a la actualidad de la laguna de Lobos, a través de la integración de múltiples proxies, obtener un modelo evolutivo, analizar la variabilidad paleoclimática, y correlacionarla con otras reconstrucciones de la región pampeana.

-Diseñar mapas de susceptibilidad a las inundaciones regionales con el fin de consolidar estrategias para el manejo de los recursos naturales.

-Elaborar un mapa geomorfológico, a partir principalmente del análisis de las geoformas de la cuenca media e inferior del río Salado, mediante imágenes satelitales y el estudio de campo y

del análisis de mapas previos realizados por otros autores, identificando y caracterizando unidades geomorfológicas.

-Reconocer factores naturales y antrópicos que controlan la ocurrencia de las inundaciones en la cuenca media e inferior del río Salado.

-Analizar el peligro de inundación y sequía y de erosión en la laguna de lobos y los impactos sobre los recursos ecosistémicos.

-Elaborar estrategias de manejo sustentables de los sistemas estudiados.

CARACTERÍSTICAS GENERALES Y ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

En este capítulo se describen las características generales de la zona de estudio y se mencionan los antecedentes correspondientes a la misma.

I.1. Ubicación

La cuenca del río Salado se ubica en el sector central y noreste de la provincia de Buenos Aires, y abarca un área aproximada de 170.000 km², lo que significa más de la mitad de la superficie de la provincia de Buenos Aires (Fig. I.1). Abarca 56 municipios y un pequeño sector del sur de la provincia de Santa Fe, donde se localizan sus nacientes. La zona de estudio se encuentra en la Llanura Pampeana y corresponde mayormente a la región de la Pampa Deprimida.

La cuenca abarca parcialmente tres regiones hídricas: Región Noroeste, Región Salado - Vallimanca - Las Flores y Región de Las Encadenadas del Oeste. El área de estudio está integrada principalmente por la subregión B2 (Fig. I.1) de la cuenca del río Salado, correspondiente al sector Salado - Vallimanca - Las Flores (MISP, 2016) y los sectores aledaños a la misma, localizándose dentro del área ubicada entre los siguientes puntos cardinales: 36° 9'40.54"S-57°14'40.64"O (sureste), 36°24'42.39"S-59°45'33.63"O (suroeste), 34°29'22.98"S-59°49'28.33"O (noroeste) y 35°42'23.74"S -57°20'11.00"O (noreste) (Fig. I.2).

La subregión B2 ocupa un área de 14.611,7 km² (Autoridad del Agua –ADA- de la Provincia de Buenos Aires) y comprende el partido de San Miguel del Monte y parte de los partidos de Lobos, Navarro, Roque Pérez, Cañuelas, Las Flores, General Belgrano, Chascomús, Gral. Las Heras, Suipacha, Mercedes, Castelli, Pila, Gral. Paz y Tapalqué. El límite de la subcuenca del río Salado (Fig. I.1C) considerado en la presente tesis fue definido por la Dirección Provincial de Hidráulica de la Prov. de Bs As.

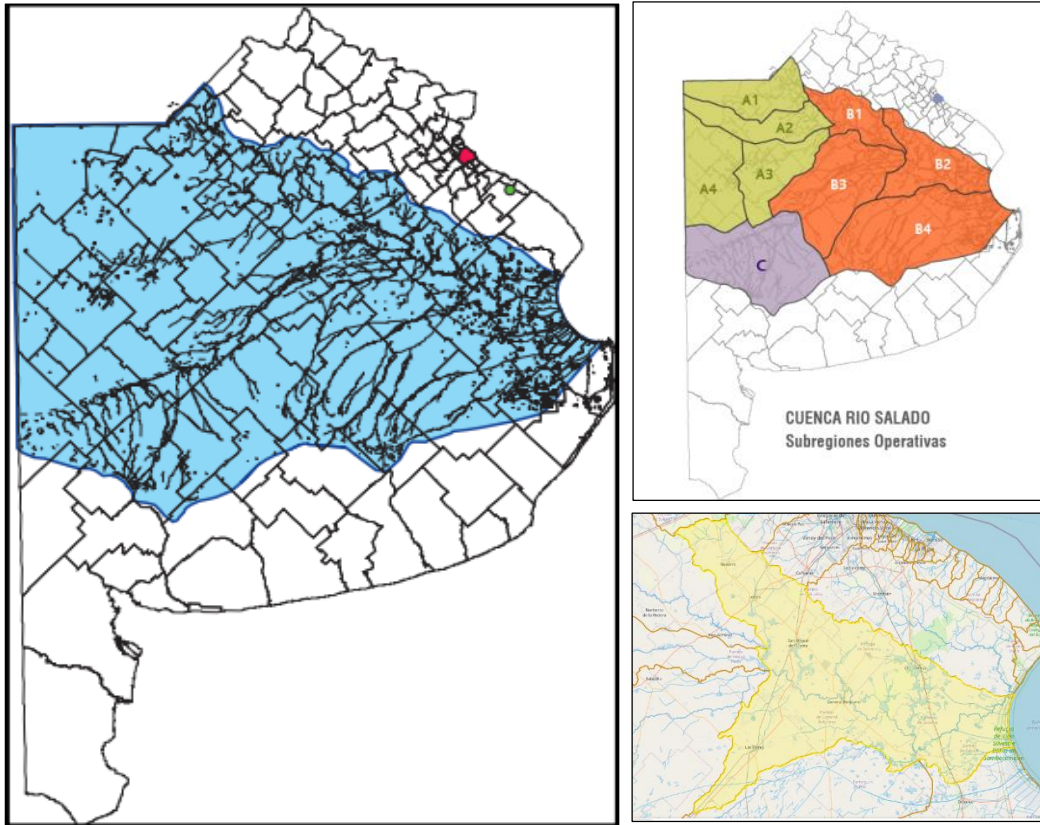


Figura I.1. A) Localización de la cuenca del río Salado (tomada del Ministerio de Infraestructura y Servicios Públicos, de la Dirección Provincial de Obra Hidráulica, Resumen Ejecutivo-Obras Salado Superior). B) Subregiones de la Cuenca del río Salado (tomada del Plan de Manejo Integral de la Cuenca del Río Salado, PMI, 2017) (imagen superior derecha). C) Cuenca de la zona de estudio de color amarillo (tomada de la ADA de la Provincia de Buenos Aires: <https://gis.ada.gba.gov.ar/gis/>).

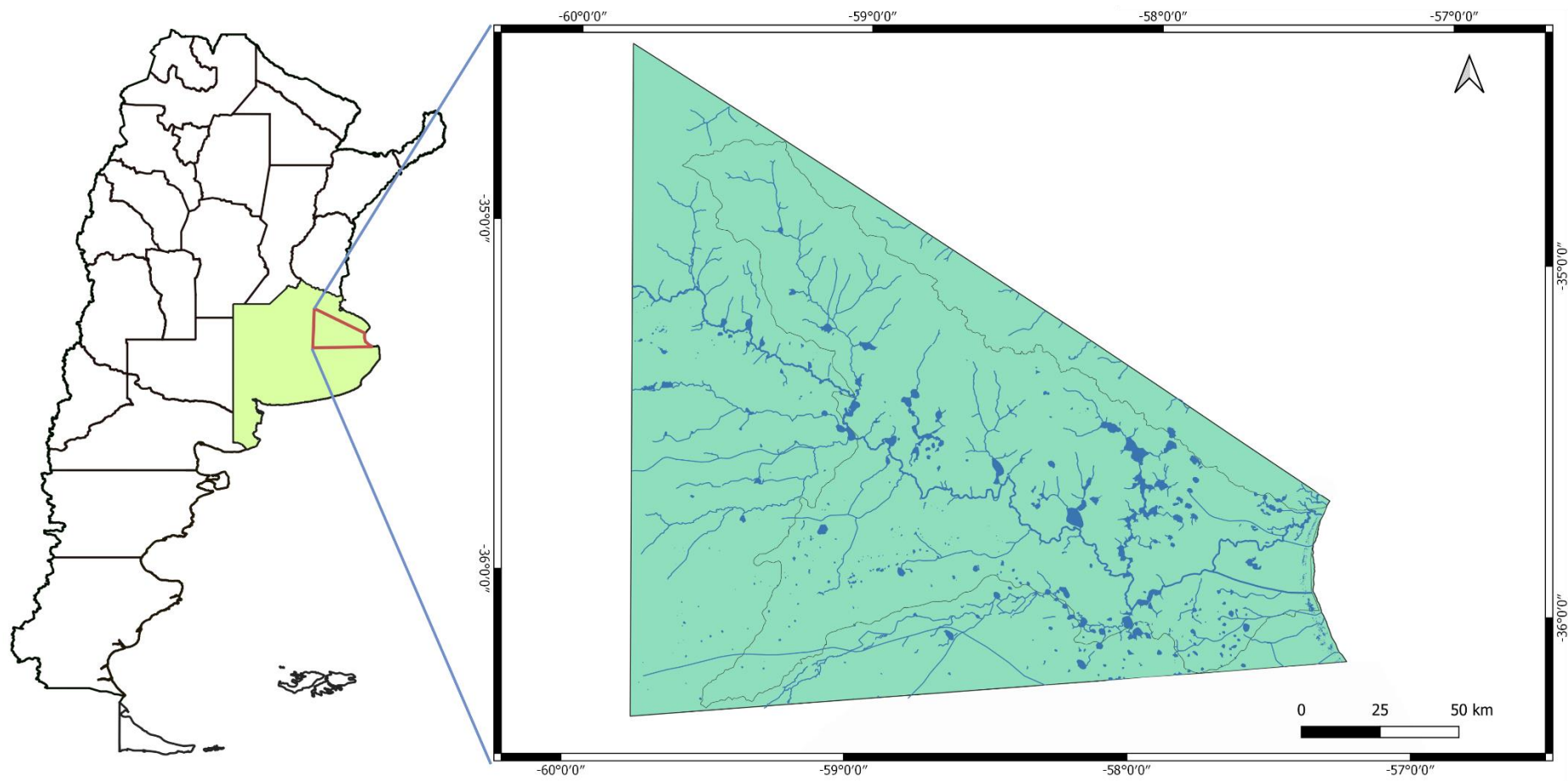


Figura I.2. Localización de la zona de estudio.

I.2. Marco Geológico

La zona estudiada corresponde a las provincias geológicas de la llanura Chaco-Pampeana y a la Cuenca del Salado (Camino, 1999). La evolución geológica de la zona oriental del territorio nacional se encuentra básicamente vinculada a la formación del Océano Atlántico y cuencas asociadas (Pereyra, 2018).

La Cuenca del Salado se desarrolla entre las sierras de Tandil y el umbral de Martín García, correspondiente al basamento metamórfico, y se inicia con una secuencia de depósitos conglomerádicos de edad jurásica superior a cretácica inferior que marca el comienzo de una cuenca tafrogénica de origen extensional asociada al desarrollo del margen atlántico (Rolleri, 1975; Ramos (1999). Durante el Cretácico inferior la sedimentación continua con secuencias clásticas continentales y en su parte más externa posee una intercalación marina de edad cretácica superior. Esta cuenca ha sido interpretada como cuenca aulacogénica (Fig. I.3), generada en el Mesozoico a partir de un punto triple durante la apertura del océano Atlántico (Introcaso y Ramos, 1984).

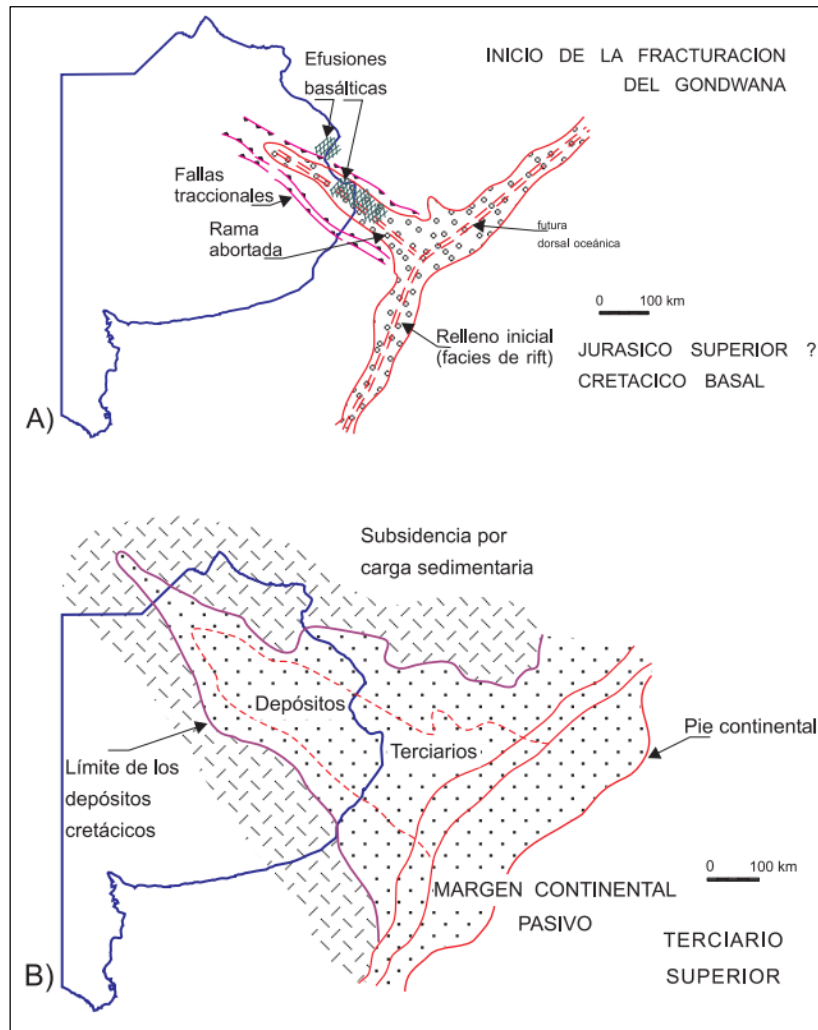


Figura I.3. Cuenca aulacogénica del Salado (basado en Introcaso y Ramos, 1984). Tomado de Ramos (1999).

Según Cingolani (2005) la Cuenca del Salado presenta una forma elongada que se estrecha hacia el noroeste y se abre al sureste donde intersecta la línea de margen continental, y posee un relleno de 7000 m de sedimentos mesozoicos y cenozoicos, estimado a partir de estudios sísmicos en el sector central (Braccacini, 1972 en Cingolani, 2005).

De acuerdo a Tavella y Wright (1996), se pueden diferenciar los estadios de rift, sinrift, hundimiento térmico (sag) y de margen pasivo. La deformación extensional se inició en el Jurásico tardío como consecuencia del rifting continental a lo largo de antiguas zonas de debilidad asociadas con suturas precámbricas paleozoicas.

A partir del Cretácico superior al separarse África y Sudamérica, se registra la primera ingresión marina franca sobre toda la cuenca (Cingolani, 2005), quedando registros de esta vía marítima en los depósitos del Maastrichtiano-Paleoceno.

La principal etapa de relleno de la cuenca corresponde a la Formación General Belgrano (Zambrano y Urien, 1970), seguida de la Formación Las Chilcas (Zambrano, 1971). Mientras que los depósitos que indican la etapa de *rift* de la cuenca fueron denominados Formación Río Salado (Zambrano y Urien, 1970).

Por su parte, Yrigoyen (1975) representa las distintas unidades estratigráficas y sus periodos correspondientes (Fig. I.4). El relleno sedimentario de la cuenca tectónica del Salado comenzó aproximadamente en el Jurásico superior al Cretácico inferior con la depositación de hasta 3.500 m de conglomerados, areniscas y fangolitas pardo rojizas derivados de rocas del basamento (Yrigoyen, 1999), correspondientes a la etapa de rift. Posteriormente, durante la etapa de margen pasivo, se produjo un proceso de ciclos transgresivos-regresivos en el Eoceno-Pleistoceno (Cingolani, 2005). Durante este periodo se ubican los depósitos terciarios continentales comprendidos por las formaciones Los Cardos (Zambrano, 1972), Olivos (Groeber, 1961) y Puelches (Santa Cruz, 1972), y los depósitos marinos de la Formación Paraná (Yrigoyen, 1975). Sobre estos depósitos terciarios se encuentran los limos y loess de la Formación Pampeano (Yrigoyen, 1999) y los sedimentos denominados "Postpampeanos" (Doering, 1882).

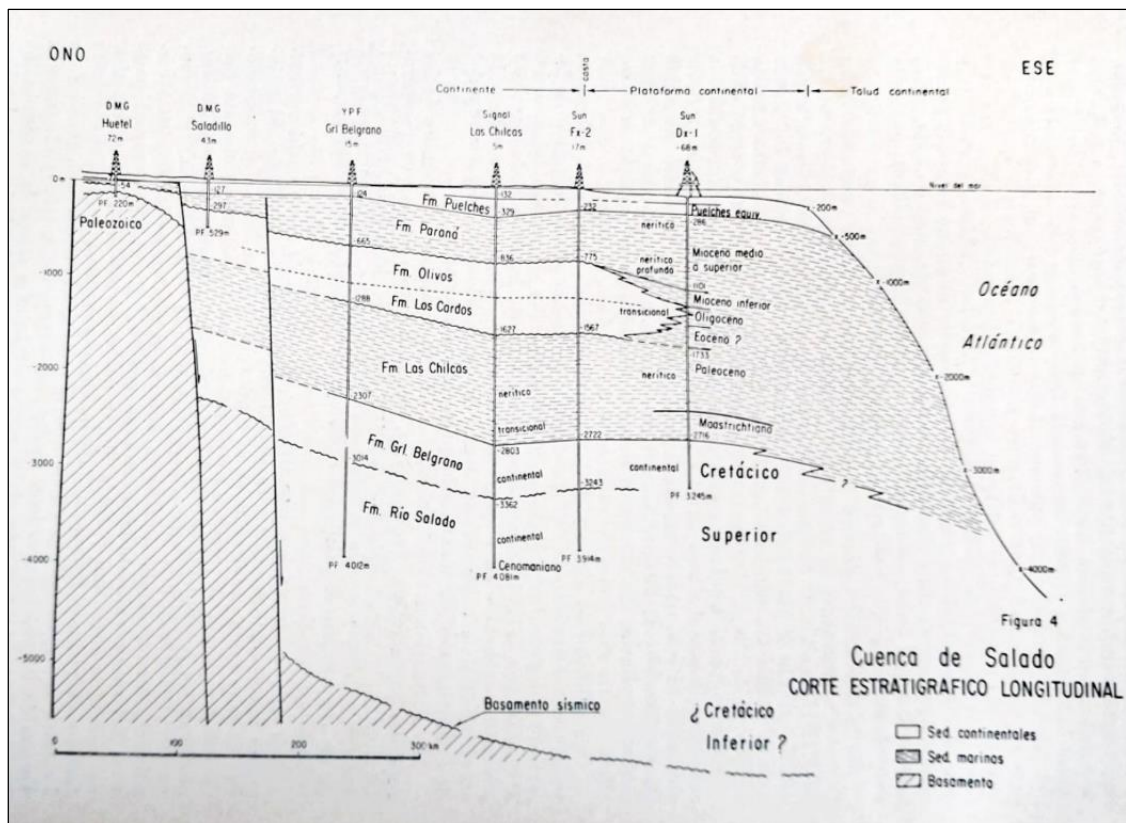


Figura I.4. Corte estratigráfico longitudinal de la Cuenca del Salado, según Yrigoyen (1975).

I.2.1. Geología y estratigrafía del Cuaternario

Existen diversos esquemas para las unidades litológicas de la región pampeana. Es así que, se han utilizado indistintamente terminologías formales e informales para la denominación de las unidades estratigráficas a escala local, así como sinonimias para las correlaciones regionales. Esto está asociado con el progresivo cambio de conceptos sobre el tiempo geológico y sus divisiones, con la diversidad de nomenclaturas y la clasificación dual de los depósitos basada en el contenido paleontológico y las características litológicas (Blasi *et al.*, 2009).

Periodo	Ameghino (1884, 1889)	Frenguelli (1950, 1957)	Fidalgo et al. (1973), Fidalgo (1990)	Dangavs (2005, 2018, 2019), Dangavs y Blasi (2003), Dangavs y Pierrard (2013)	Fucks et al. (2015)
H O L O C E N O	Ariano	Arianense	Aluvio Fm. La Postrera III Geosuelo Puesto Berrondo Fm La Postrera II	Aluvio reciente Fm. La Postrera IV Mb. Monte (Fm Luján) Fm. La Postrera III	Mb. Puente Geosuelo Las Gaviotas Frigorífico (Fm. Luján) Belgrano
	Aimará	Aimarense Cordobense Platense	Mb. Río Salado (Fm. Luján)	Mb. Río Salado (Fm Luján)	Geosuelo La Pelada
P L E I S T O C E N O	Platense (Postpampeano lacustre)	Lujanense	Geosuelo Puesto Callejón Viejo Fm La Postrera I Mb. Guerrero (Fm. Luján)	Fm. La Postrera II Mb. Lobos (Fm Luján) Fm. La Postrera I Mb. La Chumbiada (Fm. Luján)	Mb. Gorch (Fm. Luján)
			Bonaerense	Mb. Guerrero(Fm. Luján) Geosuelo Sin Nombre	Fm. Buenos Aires Fm. Ensenada
	Lujanense Pampeano lacustre Bonaerense Ensenadense	Ensenadense	Sedimentos Pampeano		Fm. Pampeano

Figura I.5. Cuadro estratigráfico comparativo. Modificado de Dangavs (2019).

Algunas de las primeras contribuciones realizadas en la región pampeana sobre las caracterizaciones paleontológicas, litológicas y estratigráficas fueron las de Doering (1884) y Ameghino (1889). Doering (1882, 1884) instaló el término de Formación Pampeana, dividiéndola en Pampeano Inferior (Plioceno) y Pampeano Lacustre (Pleistoceno). Además, implantó el piso platense para nombrar las margas grises que conforman los depósitos lacustres postpampeanos. Ameghino (1889), por su parte, se basó en la existencia de dos unidades, la Formación Pampeano conformada por cuatro pisos: Pampeano inferior o Ensenadense, Pampeano medio o Belgranense, Pampeano superior o Bonaerense y Pampeano lacustre o Lujanense, y los terrenos postpampeanos, divididos también en cuatro pisos: Querandino (marino), Platense, Aimará y Ariano (Fig. I.5).

Posteriormente, diversos autores realizaron contribuciones de importancia como Frenguelli (1950, 1957), Fidalgo *et al.* (1973, 1975, 1983), Tricart (1973), entre otros. Frenguelli (1950, 1957), dividió a los “terrenos superficiales” de la Pampasia en dos series: una correspondiente al Pampiano, conformada por el Ensenadense, Bonaerense y Belgranense (facies costera), y otra correspondiente al Postpampiano, integrada por el Lujanense, Querandinense (marino), Platense, Cordobense, Aimarense y Arianense (Fig. I.5).

El “Ensenadense” y “Bonaerense” (Frenguelli, 1957) corresponden al Pleistoceno medio y Pleistoceno superior respectivamente. Estos sedimentos se continúan con los depósitos del “Lujanense” y “Platense” (Frenguelli, 1950) de edad Pleistoceno superior-Holoceno. Estos depósitos fueron estudiados por Fidalgo *et al.* (1973) quienes determinaron en los valles del tramo inferior de la cuenca del río Salado unidades litoestratigráficas, identificando a la Formación Luján, la cual está compuesta por secuencias fluviales y está integrada por los Miembros Guerrero y Río Salado (Fig. I.5), de edad Pleistoceno superior-Holoceno.

Dillon y Rabassa (1985) determinaron la unidad litoestratigráfica Miembro La Chumbiada, del Pleistoceno superior, integrando la Formación Luján.

Los sedimentos Pampeanos que se encuentran distribuidos en la mayor parte del territorio de la Provincia de Buenos Aires fueron definidos por Fidalgo *et al.* (1975), y están constituidos principalmente por una fracción limo más abundante respecto de las fracciones subordinadas de arena y arcilla, de coloración castaña con tonalidades del amarillento al rojizo oscuro (pueden intercalarse lentes de colores amarillentos hasta verdoso). Generalmente son denominados como loess o limos loessoides. Según Fidalgo (1983), cronológicamente abarcan desde el Plioceno hasta el Pleistoceno superior. Este autor dividió a los sedimentos Pampeanos en Miembro inferior (equivalente al Ensenadense) y Miembro superior (equivalente al Bonaerense). El Miembro inferior está compuesto principalmente por limo areno-arcilloso o arcillo-arenoso, siendo la fracción limo entre el 50 y 70%; mientras que el Miembro superior está compuesto principalmente por limos con proporciones subordinadas de arena y en menor cantidad

arcillas, en estos depósitos se reconoce la presencia de carbonato de calcio conocido como “tosca”. Los espesores de esta unidad “Bonaerense” mayormente no superan los 8 a 10 m. Por otro lado, la Formación La Postrera está integrada por sedimentos de origen eólico característicos, integrados por una fracción de limo (50 a 70 %) y cantidades menores de arenas y arcilla (siendo generalmente mayor la fracción de arcilla). Esta Formación presenta espesores de 2 a 3 m en promedio y el carbonato de calcio en ella forma concentraciones de “tosca” muy pequeñas.

Los sedimentos Pampeanos constituyen el sustrato sobre el cual se desarrolló el paisaje que se observa en la actualidad (Fidalgo, 1983) en la zona de estudio. En los cauces y en las depresiones pueden encontrarse sedimentos de la Formación Luján (Fidalgo *et al.*, 1973) y sedimentos eólicos de la Formación La Postrera (Fidalgo *et al.*, 1973), o E1 y E3 de Tricart (1973), constituyendo generalmente depósitos de loess típicos.

Fidalgo *et al.* (1975), mencionan que el Lujanense fue definido por Ameghino para hacer referencia a los sedimentos que constituirían la parte superior de su Formación Pampeana, mientras que para Frenguelli (1928, 1959, 1957) el Lujanense corresponde al inicio de la serie de sedimentos Postpampeanos, siendo un horizonte depositado en su mayor parte bajo condiciones de clima húmedo y frío, señalado por el color gris y verdusco de sus sedimentos que colmaron las depresiones y cauces fluviales.

Como ha mencionado Tricart (1973), en la región existen paleosuelos de importancia. El Suelo Sin Nombre se desarrolla en la parte superior de los Sedimentos Pampeanos, por encima de la Formación Pascua, el Suelo Puesto Callejón Viejo se ubica en el Miembro Guerrero de la Formación Luján y el Suelo Puesto Berrondo se ubica en el Miembro Río Salado de la Formación Luján.

Dangavs y Blasi, (1992, 2002) y Dangavs, (2005b, 2019) estudiaron los sedimentos lacustres y definieron distintas formaciones (Fig. I.5) sobre la base del contenido sedimentario de las lagunas. La Formación Lobos (Dangavs y Blasi, 1992), de origen litoral y de edad Holocena para los ambientes lacustres asociados al río Salado. Dangavs y Blasi (2003) plantearon el cambio de rango de Formación a Miembro Lobos y la ubicaron dentro de la Formación Luján con un origen fluvio-lacustre correspondiente al Pleistoceno tardío. Posteriormente, la Formación Luján también involucró al Miembro Monte del Holoceno tardío (Dangavs y Pierrard, 2013). Es así que esta Formación quedó conformada por los Miembros La Chumbiada, Lobos, Río Salado y Monte (Fig. I.5).

Los depósitos que caracterizan a la región pampeana han recibido gran cantidad de denominaciones y con diferentes connotaciones estratigráficas (Fucks *et al.*, 2012), como, por ejemplo: Formación Pampeano, Formación Pampiano, Formación Pampeana, Sedimentos Pampeanos; Formaciones Ensenada y Buenos Aires. Mayormente, todas estas denominaciones se refieren a los limos castaños asociados a loess y loess retransportado con concreciones de carbonato de calcio, atribuidos al Plioceno superior - Pleistoceno, siendo portadores de fauna de megamamíferos extinguidos, abarcando la llanura Chaco-Pampeana y parte de países limítrofes (Ameghino 1886; Teruggi, 1957;

González Bonorino, 1965; Fidalgo 1973; Riggi *et al.*, 1986; Sayago, 1995; Iriondo, 1990, 1999; Zárate, 2003; Fucks y Deschamps, 2008, entre otros).

Pereyra (2018) menciona que el loess que conforma los sedimentos pampeanos corresponde a un material inconsolidado tamaño limo transportado por el viento, que se ha acumulado durante los momentos más secos y fríos asociados a los períodos glaciarios de la zona andina, mientras que durante los periodos de mejoramiento climático, los depósitos de loess se edafizaron, identificándose actualmente varios niveles de paleosuelos; horizontes petrocálcicos, calcretes (“tosca”) y horizontes argílicos (Bt). En estos sedimentos, se reconoce gran cantidad de materiales volcánicos y presentan un contenido fosilífero importante. Además de los sedimentos Pampeanos, el autor hace referencia a los depósitos fluviales, marinos y eólicos del Postpampeanos en la región, mencionando a los depósitos fluviales de la Fm. Luján, que se encuentran en la mayor parte de las fajas fluviales de los cursos más importantes de la provincia, y fueron depositados mayormente sobre los sedimentos “Ensenadenses” y equivalentes. Estos sedimentos corresponden generalmente a limos arenosos verdosos y rojizos, con espesores inferiores a los 5 m.

Trabajos realizados en la Cuenca del Salado propusieron para la mayoría de los depósitos fluviales, edades muy cercanas al límite del Pleistoceno tardío-Holoceno, principalmente Holocenas (Fucks *et al.*, 2007, 2009, 2011, 2012; Prado *et al.*, 2013; Scanferla *et al.*, 2013). Fucks *et al.* (2015) analizan particularmente las secuencias del río Salado, incorporando edades radiométricas. Según estos autores las edades radiocarbono de las secuencias fluviales sugieren que las mismas se depositaron después del máximo glacial correspondiente al MIS 1 (excepto los niveles basales del Miembro inferior, siendo del Pleistoceno tardío) y, además, reconocen tres Miembros entre las unidades fluviales: La Chumbiada, Gorch y Puente Las Gaviotas, ubicadas dentro de la Formación Luján (Fig. I.5).

Por otro lado, Fucks *et al.* (2015) presenta el siguiente esquema (Fig. I.6) considerando que existen sólidos argumentos sobre las variaciones climáticas en la región pampeana, como los que se pueden reconocer en los estudios geomorfológicos, estratigráficos y paleontológicos de Tonni y Fidalgo (1978), Iriondo (1999) y Prieto (1996, 2000).

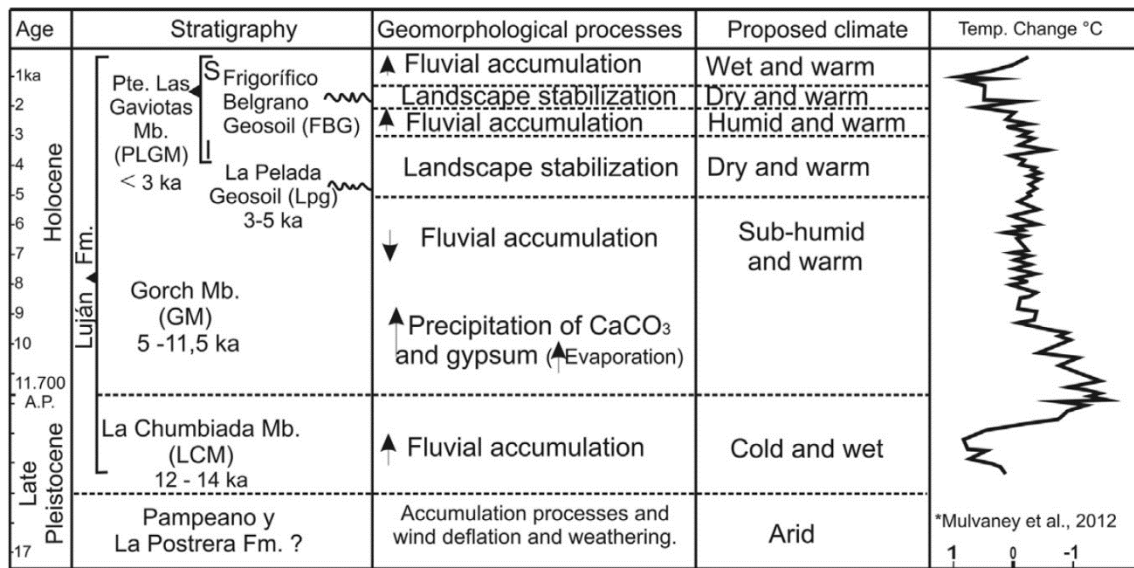


Figura I.6 Esquema estratigráfico, geomorfológico y paleoclimático propuesto para la cuenca del río Salado. Tomado de Fucks *et al.* (2015).

Por su parte, Dangavs (2019), hace referencia a la existencia de cinco etapas climáticas secas (ES5-ES1) y otras húmedas (EH5-EH1) “posensenadenses”, en la cuenca del río Salado. En la Tabla I.1 se puede observar la correlación de cada etapa climática con la unidad litoestratigráfica y pedoestratigráfica correspondiente.

Etapa Climática	Unidad Litoestratigráfica	Unidad Pedoestratigráfica	Depósitos eólicos (5)	Etapa Pedogénica (5)
Húmeda (EH1)	Aluvio reciente	Suelo actual	-----	S0
Seca (ES1)	F. La Postrera IV	-----	D1-L1	-----
Húmeda (EH2)	F. Luján, Mb Monte	Gs. Pto. Berrondo (4)	-----	S1
Seca (ES2)	F. La Postrera III	-----	D2-L2	-----
Húmeda (EH3)	F. Luján, Mb Río Salado	Gs. Pto. Callejón Viejo (3)	-----	S2
Seca (ES3)	F. La Postrera II	-----	D3-L3	-----
Húmeda (EH4)	F. Luján, Mb Lobos	Gs. La Horqueta (2)	-----	S3
Seca (ES4)	F. La Postrera I	-----	D4-L4	-----
Húmeda (EH5)	F. Luján, Mb La Chumbiada	Gs. Sin Nombre (1)	-----	S4
Seca (ES5)	F. Buenos Aires	-----	D5-L5	-----

Referencias. (1): Tonni & Fidalgo (1978); (2): Dangavs (2009a); (3 y 4): Fidalgo (1990); (5): Depósitos de dunas y loess y etapas pedogénicas (Iriondo & Kröhlting, 1995); F: Formación; Mb: Miembro; Gs: Geosuelo, Pto.: Puesto.

Tabla I.1. El “posensenadense” de la Cuenca del Salado. Etapas climáticas: seco-húmedo, etapas pedogénicas, unidades litoestratigráficas y pedoestratigráficas. Tomado de Dangavs (2019).

Con respecto a los sedimentos marinos, cerca del Río de la Plata y la Costa Atlántica, se encuentran los depósitos llamados “Belgranense” (Frenguelli, 1957) y la Formación Pascua (Fidalgo *et al.*, 1973), los cuales presentan un desarrollo limitado y están mayormente sepultados, siendo los más antiguos los depósitos del Belgranense.

Los sedimentos de la Formación Las Escobas (Fidalgo *et al.*, 1973) denominados “Platense marino” por Frenguelli (1957) que constituyen depósitos de una ingresión

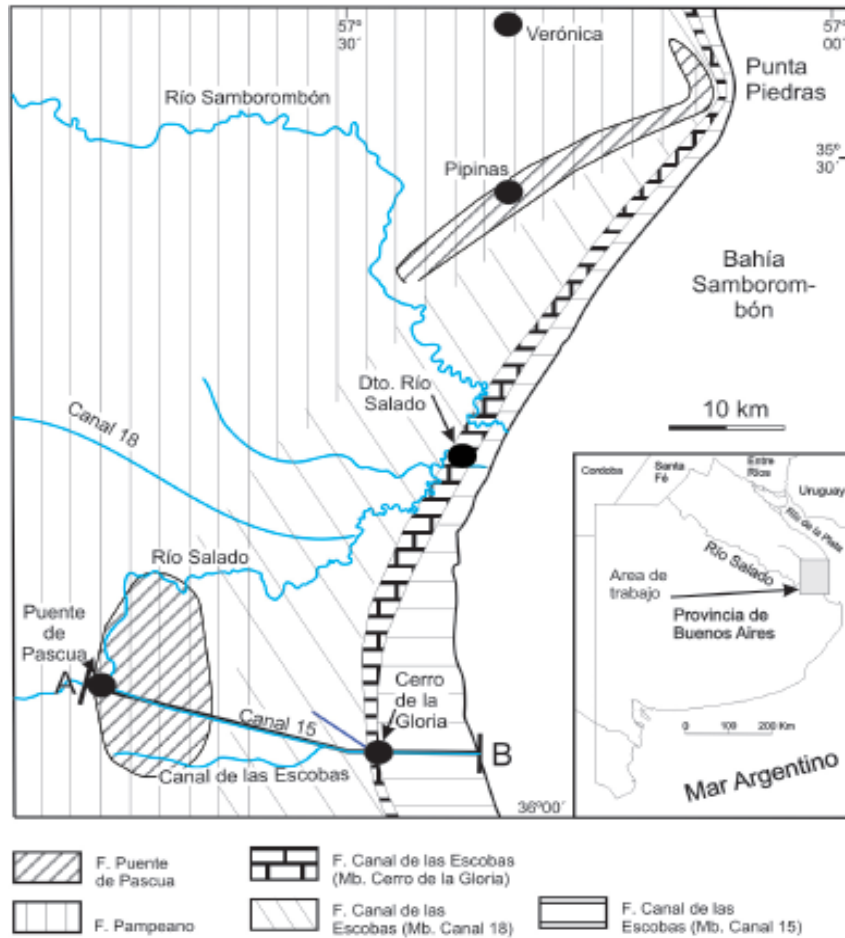
marina del Holoceno, se encuentran desde la Bahía de Samborombón a Mar Chiquita hasta la costa actual, conformando una franja en dirección aproximadamente norte-sur. Los sedimentos de la Formación Las Escobas están en discordancia erosiva sobre los Sedimentos Pampeanos o sobre los sedimentos de la Formación Destacamento Río Salado (Fidalgo *et al.*, 1973). Esta formación fue también denominada por Frenguelli (1957) como “Querandinense” e interpretada como depósitos de lagunas costeras y albuferas por Fidalgo (1978).

Fidalgo *et al.* (1973), reconoció tres ingresiones marinas que fueron agrupadas en las formaciones Pascua, Destacamento Río Salado y Las Escobas; a diferencia de Tricart (1973), que denominó a las tres ingresiones marinas que reconoció en el tramo inferior del río Salado como Querandinense, Platense y Dunkerkiano, correspondientes al Pleistoceno medio, Pleistoceno superior y Holoceno respectivamente.

Pereyra (2018) menciona que las intercalaciones de depósitos marinos pertenecientes a ingresiones cuaternarias registradas en los sectores costeros, las cuales están relacionadas con las fluctuaciones climáticas y asociadas a glaciaciones son denominadas Infraensadense (según Ameghino), Belgranense y Fm. Pascua, y corresponden al Pleistoceno superior. Este autor, también menciona los depósitos de planicie de marea y de cordones litorales pertenecientes a la ingresión marina Holocena, quedando representada principalmente la fase transgresiva por los depósitos de planicies mareales y por la albúfera del “querandinense”, Fm. Querandí o Formación Destacamento Río Salado, y la fase regresiva por los cordones litorales “Platense marino”, Fm. La Plata o Fm. Las Escobas.

En el sector costero se llevaron a cabo varios trabajos sobre aspectos geomorfológicos, estratigráficos y paleontológicos (Fidalgo, 1979; Parker *et al.*, 1990; Codignotto y Aguirre, 1993; Violante *et al.*, 2001; Violante y Parker, 2004; Schnack *et al.*, 2005; Fucks *et al.*, 2006, 2010, entre otros).

Fucks *et al.* (2010), para el sector costero de las cuencas de drenaje de los ríos Salado y Samborombón, realizaron para el Pleistoceno tardío y Holoceno una organización estratigráfica (Fig. I.7) involucrando criterios sedimentológicos y paleoecológicos y su asociación con la evolución geomorfológica de la región, llamando Formación Puente de Pascua a la ingresión del Pleistoceno tardío y considerando a todos los depósitos de la ingresión postglacial dentro de la Formación Canal de las Escobas, en la que se incluyen cuatro Miembros: Destacamento Río Salado, Canal 18, Cerro de la Gloria y Canal 15 (Fig. I.7). De acuerdo a Violante *et al.* (2001), la Formación Pascua corresponde a playas de baja energía formadas en las zonas menos expuestas a la dinámica oceánica durante el Pleistoceno tardío, en coincidencia con el máximo transgresivo ocurrido durante el último periodo interglacial (MIS 5e).



Edad	Unidades litoestratigráficas marinas	Elevación max. del n.m.m.
Holoceno	Mb. Canal 15 Mb. Cerro de la Gloria Mb. Canal 18 Mb. Destacamento Río Salado	3-4 m
Pleistoceno tardío	F. Puente de Pascua	6-8 m

Figura I.7. Mapa Geológico del sector continental de la Bahía de Samborombón, con su respectivo cuadro estratigráfico de las unidades marino-litorales. Tomado de Fucks *et al.* (2010).

Por otro lado, según Fucks *et al.* (2010), durante el Pleistoceno se produjeron fluctuaciones marcadas del nivel del mar con los consecuentes ciclos transgresivos-regresivos (por ej. Tricart, 1973; Fidalgo *et al.*, 1973; Isla *et al.*, 2000; Schnack *et al.*, 2005;

Cavallotto *et al.*, 1995b; Violante y Parker, 2000, 2004; Fucks *et al.*, 2006, 2007, 2008, entre otros), generando depósitos litorales de alta y baja energía.

De acuerdo a Violante y Parker (2004), la región fue afectada por el evento transgresivo que ocurrió como consecuencia de la desglaciación posterior a al Último Máximo Glacial. La edad más antigua asociada con este evento registrada en la plataforma argentina es $18,700 \pm 500$ años AP (Fray y Ewing, 1963). Guilderson *et al.* (2000) determinó que el componente eustático del aumento del nivel del mar durante la siguiente transgresión fue de 105 m, aunque estos resultados no pueden confirmarse definitivamente. Con el inicio de la desglaciación, el nivel del mar comenzó a subir rápidamente, acompañado de una retirada costera (Violante y Parker, 2004). Luego de los 8600 años AP, las fluctuaciones del nivel del mar están bien documentadas en el área (Cavallotto *et al.*, 1995b; Violante y Parker, 2000). Según estos autores entre los 8600 y 6000 años AP el aumento del nivel del mar se ralentizó hasta alcanzar alrededor de + 6 m por encima del presente (posición relativa, ver Cavallotto *et al.*, 1995). Luego, el mar inició su descenso a partir del máximo transgresivo (5,5-6 ka), hasta su posición actual (Cavallotto, 1995, Isla y Espinosa, 1998, Spagnuolo, 2005).

I.2.2. Geomorfología

La región de estudio se encuentra dentro de la llanura pampeana. Este paisaje se caracteriza por presentar bajas pendientes topográficas y una baja densidad de drenaje. Las pendientes del sistema Salado-Vallimanca son de 10^{-4} , mientras que la densidad de drenaje es de $0,05 \text{ km/km}^2$ (Sala *et al.*, 1983).

En la llanura pampeana, según Kruse y Zimmermann (2002), las pendientes varían desde valores inferiores a 1% a valores del orden de 1%, e incluso menores a 0,5%. De acuerdo a estos autores los bajos valores de las pendientes topográficas, la escasa expresión morfológica de la llanura y las condiciones climáticas conducen a que el potencial morfogenético sea muy bajo.

Geomorfológicamente, esta llanura representa un ámbito caracterizado por la extrema horizontalidad de su paisaje, respondiendo a las condiciones morfoestructurales y paleoclimáticas que primaron en el Cuaternario medio y tardío. El río Salado recorre diferentes ambientes geomorfológicos, formas dunares en su comienzo en la Pampa Arenosa, lagunas, paleolagunas y planicies de inundación en el sector medio y bajo, hasta desembocar en un ambiente litoral relacionado con la transgresión del Holoceno (Fucks *et al.*, 2012). Las características morfológicas del mismo no se ajustan ni al clima, ni al régimen de escurrimiento actuales (Plan Maestro Integral, PMI, 1999). Es así que, el paisaje moderno de la llanura pampeana es el resultado de la interacción de procesos geomorfológicos formados bajo condiciones climáticas muy variables. De extremos áridos a húmedos, a extremos cálidos y fríos, estas fluctuaciones formaron parte de la evolución del paisaje, resultando en particulares formas representativas de su acción (Fucks *et al.*, 2015).

Zárate y Rabassa (2005), destacan que las formas de expresión más claras se produjeron durante el último ciclo de glaciación-interglaciación, durante el cual los cambios

ambientales y climáticos llevaron a la alternancia de condiciones que favorecieron los procesos fluviales, eólicos y de estabilidad, propiciando el desarrollo de suelos. Además, deben sumarse las profundas modificaciones introducidas en el paisaje, principalmente en los últimos 150 años, producto de la agricultura, la ganadería y las obras hidráulicas que han cambiado las respuestas del sistema geomorfológico y han transformado sustancialmente el drenaje natural, acelerando los procesos erosivos y sedimentarios de acumulación.

Las geoformas mayores del paisaje bonaerense son una manifestación superficial de las estructuras del subsuelo y su historia geológica, atenuada y enmascarada en parte, por los procesos geomorfológicos que han actuado en el Pleistoceno tardío-Holoceno. Por lo tanto, las estructuras geológicas del basamento han controlado la ubicación de los rasgos más sobresalientes del relieve provincial y han condicionado la acción de los procesos sedimentarios y geomorfológicos (Zárate y Rabassa, 2005). Frenguelli (1950) ya vinculaba los rasgos morfológicos superficiales con la tectónica del basamento. Este autor señaló el claro predominio de dos orientaciones en los rasgos morfológicos superficiales más sobresalientes de la provincia. La orientación NO-SE es el rumbo dominante en los sistemas serranos y los cursos fluviales más importantes de la red de drenaje. Estas orientaciones preferenciales de los rasgos morfológicos, están controladas por estructuras muy antiguas, una del Precámbrico y la otra del Paleozoico superior que determinaron la orientación NO-SE de los dos grandes elementos morfoestructurales negativos de la provincia compuestos por las cuencas tectónicas del Salado y Colorado durante el proceso de apertura del Atlántico Sur (Urien y Zambrano, 1996). Mientras que la orientación SO-NE, sería evidente en la región central de la provincia donde forma una faja (la zona deprimida radial de Frenguelli, 1950).

Tapia (1937) y Frenguelli (1950) dividieron el territorio provincial según sus características geológicas y fisiográficas. Frenguelli (1950), identificó tres “zonas morfológicas”: la zona de sierras, las pampas y región de San Blas, a las que vinculó con lo que denominó tectónica profunda. A su vez dividió a la llanura en diferentes zonas; Pampa alta, Pampa Baja, Pampa Deprimida y Pampa Intraserana. Las subdivisiones propuestas por Tapia y Frenguelli fueron parcialmente modificadas por otros autores en trabajos posteriores y ha ido variando el número de unidades reconocidas de acuerdo a los criterios utilizados y al propósito del trabajo. Por su parte, Fidalgo (1983) describió dentro del sector de la Llanura a las zonas de: la Pampa Deprimida y Bajos, la Pampa Ondulada y la Región Pedemontana.

Se debe considerar, que la subdivisión de Pampa Deprimida (Frenguelli, 1950; Fidalgo, 1983), Pampa Arenosa o Mar de Arena Pampeano (Iriondo y Krohling, 1995), Pampa Ondulada (Daus, 1969) y Pampa Intraserana es ampliamente utilizada por la comunidad científica.

Por otro lado, la forma llana que presenta la pampa responde a procesos eólicos, tanto erosivos como a los relacionados con la acumulación mantiforme de los sedimentos eólicos de la Fm. Pampeano (González Bonorino, 1965). Sobre estos sedimentos han

actuado otros procesos exógenos en respuesta a los cambios climáticos, conformando morfologías de diferentes rangos y diversidad, que permiten separarlas en distintas unidades geomorfológicas, como Pampa Arenosa, Planicie Costera y Pampa Deprimida (Fig. I.8) (Fucks *et al.*, 2012).

Diversos autores han realizado mapas representando la geomorfología que abarca parte de la zona de estudio: INTA (1977), Fucks *et al.* (2012), Pereyra (2018), entre otros. Pereyra (2018) realizó un mapa geomorfológico a escala regional (1:1.000.000) de la provincia de Buenos Aires (Fig. I.9), representando las distintas unidades de acuerdo a las características del modelado geomórfico. De acuerdo a las características morfoestructurales y a los procesos geomorfológicos activos (en la actualidad y en el Cuaternario), Pereyra (2018) diferenció 11 unidades geomorfológicas principales en la provincia de Buenos Aires. Algunos de los Sistemas de Paisajes de primer orden o Regiones Geomorfológicas que distinguió son: Pampa Arenosa, Pampa Deprimida, Planicies litorales pampeanas y Pampa Ondulada.

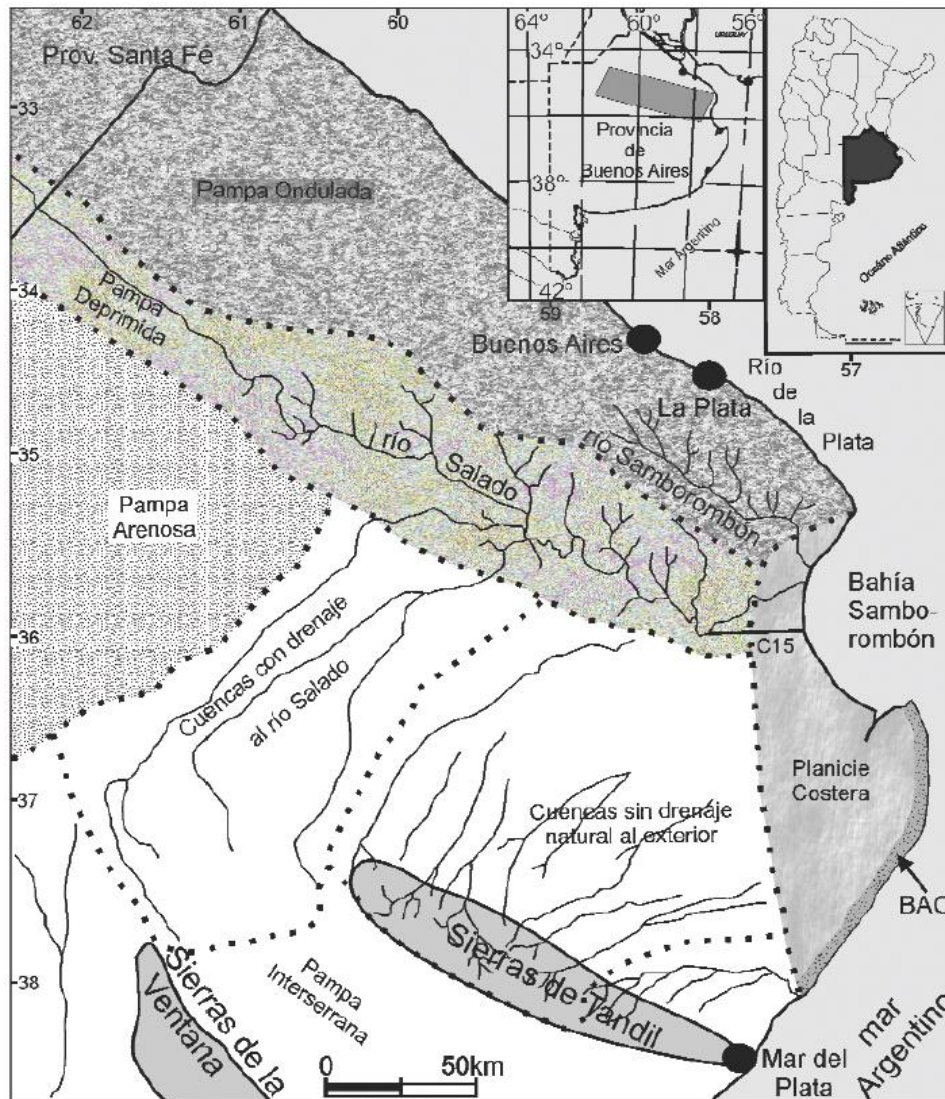


Figura I.8. Regiones morfológicas. Tomado de Fucks *et al.* (2012).

La Pampa Deprimida (Tricart, 1973; Fidalgo, 1983; Fidalgo, 1992), denominada por Frenguelli (1950) como área Pampásica deprimida o central, se ubica en el sector centro-este de la Provincia de Buenos Aires, siendo la región principal de la zona de estudio. La misma conforma una depresión alargada con orientación NO-SE, y se relaciona estrechamente con la Cuenca del Salado. Se encuentra limitada al N por la Pampa Ondulada, al S por el sistema de Tandilia, al E por el ambiente litoral marino y al O por la Pampa Arenosa. Las características geomorfológicas más importantes de esta región se relacionan con el hecho de ser la región de menor pendiente con drenaje fluvial, lo cual hace que sea una zona fácilmente inundable frecuentemente (Fidalgo, 1992). Además, se caracteriza por ser una llanura de acumulación limosa predominantemente eólica y con suelos desarrollados sobre la cubierta cuaternaria del Pleistoceno superior y Holoceno (Aguilera y Rabassa, 2011). El sector centro-oriental de la cuenca tectónica del Salado, se caracteriza por un relieve relativamente llano y la pendiente general del terreno es muy baja. Naturalmente, el río Salado corre por la cota topográfica más baja. Este curso es el colector principal de la red de avenamiento que se integra principalmente con tributarios que drenan la vertiente noreste de Tandilia, el arroyo Vallimanca y unos pocos arroyos de la vertiente nororiental. Todos estos cursos fluviales presentan valles muy amplios, de escasa altura relativa y divisorias de aguas poco perceptibles.

Fidalgo (1983) describió la Pampa Deprimida o Bajos como el sector que incluye la mayor parte de la cuenca del río Salado y que está caracterizada por la llegada al curso principal de escasos tributarios, ingresando la mayoría de los tributarios por la margen izquierda. La Pampa Deprimida está compuesta por diversas geoformas. Se reconocen una gran cantidad de cubetas o bajos que constituyen en muchos casos lagunas de variadas formas y dimensiones, siendo éstas una de las morfologías más características de esta región. Estas depresiones, en algunas oportunidades, se unen a través de un colector, mientras que a veces constituyen pequeñas cuencas endorreicas. Frenguelli (1957) mencionó que los efectos deflacionarios en el Pleistoceno superior fueron más intensos y generalizados que los posteriores, por lo que las cubetas excavadas durante el Pleistoceno tardío son más profundas que las del Holoceno.

Otras geoformas de este sector son las dunas de arcilla, las cuales fueron estudiadas por varios autores (Hills, 1940; Bowler, 1973; Dangavs, 1979; Fucks, 2012; entre otros). Hills (1940) en Australia las denominó "*lunettes*" y Dangavs (1979) las ha llamado lúnulas de acuerdo al término sugerido por Teruggi. Previamente, también fueron mencionadas por Frenguelli (1950) en la laguna Las Barrancas como lúnulas.

Las características de estas lúnulas o medias lunas es que sus extremos apuntan en dirección contraria del viento que las generó. En los casos en los que se desarrollan en los márgenes de cuerpos o cursos de agua de forma irregular, adquieren formas más irregulares, disponiéndose a lo largo del borde de sotavento (Dangavs, 1979). Están compuestas por arcillas en agregados tamaño arena y presentan forma de media luna. Varían ampliamente su textura, pero es necesario la presencia de un mínimo de 20 % de fracción tamaño arcilla para diferenciarlas de las típicas dunas de arena (Bowler, 1973). Están compuestos por pellets de arcilla castaños claros a amarillentos (floculados en partículas de tamaño arena y limo grueso), además presentan pequeñas calcretas

radiciformes, cristales de yeso, concreciones de hierro-manganeso y algunos restos fósiles redepositados (Dangavs, 2005b). Los lunettes también pueden contener importantes cantidades de minerales evaporíticos derivados de las cuencas a su barlovento.

Diversos autores han estudiado las dunas de arcilla y también los depósitos de composición variada en los bordes de varias de las lagunas pampeanas como las lagunas de Lobos, Cerrillo del Medio, El Siasgo, Santa Rosa, el complejo lagunar Salada Grande, entre otras (Dangavs, 1979; Dangavs y Reynaldi, 2008; Dangavs y Blasi, 2002; Dangavs, 2018, 2019).

Las acumulaciones ocurren durante los periodos secos cuando la deflación amplía el tamaño de las playas (Goudie y Wells, 1995). El periodo de formación de los lunettes de la región pampeana, según algunos autores, ha sido adjudicado al Pleistoceno tardío, probablemente durante el máximo de la última glaciación (Dangavs, 2005b; Fucks, 2012). Aunque no se han podido determinar edades por ^{14}C por falta de contenido fosilífero en los lunettes.

Por otro lado, se deben mencionar las características geomorfológicas del sector sur de la zona de estudio. Según Zárate y Rabasa (2005) en el flanco sur de la cuenca tectónica del Salado, el relieve adquiere progresivamente mayor expresión morfológica a medida que asciende hacia Tandil, reconociéndose un progresivo aumento altitudinal hasta el pie del sistema serrano manifiesto, entre otros aspectos, en el paulatino mejoramiento de las condiciones de drenaje superficial. Tricart (1973) había señalado la existencia de extensas zonas de derrames que comienzan a ser muy notables desde Tandil hacia el noroeste, siendo estos, abanicos que coalescen y llegan hasta el río Salado. Por su parte, Fidalgo (1983), lo individualizó con el nombre de región pedemontana y la describió como una franja estrecha de 15 a 20 km, donde se observan formas similares a conos aluviales que integrarían un clásico piedemonte con drenaje de diseño distributivo. El INTA (1977) lo menciona como subregión de los Derrames dentro de la Pampa Deprimida y lo describe en detalle, señalando los derrames finos. Posteriormente, Pereyra (2018) menciona y describe en su trabajo esta unidad de los Derrames o bajada distal de loess retransportado, mencionando que en los sectores aledaños a las sierras de Buenos Aires se reconocen depósitos fluviales de loess retrabajado, conformando niveles de bajadas.

Pereyra (2018), también hace referencia a la Planicie loessica (superficie finipampeana) con cobertura de dunas transversales dentro de las unidades geomorfológicas predominantemente eólicas. Hacia el norte de las Sierras Septentrionales se encuentra esta unidad extendiéndose hasta el río Salado. Correspondería a un ambiente de pedimentación labrado en los depósitos loessicos. La superficie de erosión en loess se encuentra cubierta parcialmente por dunas transversales y crestas barjanoides de baja altura, que están estabilizadas y vegetadas y conforman el límite sur del río Salado, controlando su recorrido y su actual disposición (Pereyra, 2018).

Por otro lado, la Planicie Costera, presenta un relieve de topografía llana donde sobresalen extensos sectores inundables, representados por lagunas y canales de

mareas afuncionales y funcionales, resaltando en el paisaje los cordones litorales paralelos a la costa actual y cuerpos medanosos irregulares. La transgresión del MIS 1 dejó los rasgos más perceptibles en el paisaje, los cuales están asociados a llanuras de mareas y cordones litorales compuestos por sedimentos fangosos, arenosos y restos orgánicos (Fucks *et al.*, 2010; Aguirre *et al.*, 2011; Fucks *et al.*, 2012).

En relación a la Pampa Ondulada, la misma se ubica al norte de la zona de estudio. Según Sala (1975) la “pampa ondulada” es una llanura con muchas ondulaciones ocasionadas por una red de drenaje relativamente abundante, que incluye todo el sector noreste de la provincia, que desagua hacia los ríos Paraná y de La Plata y en parte a los ríos Samborombón y Salado. La misma presenta una dirección aproximada NE-SO. Abarca parte de la planicie loessica, vías de avenamiento y el ambiente litoral marino-estuarico, y posee un relieve con amplias ondulaciones. Los factores que han controlado la evolución geomorfológica de la Pampa Ondulada en el Pleistoceno y Holoceno son la depositación de potentes acumulaciones de loess, las oscilaciones del nivel del mar y la pedogénesis, los cuales están estrechamente relacionados a los cambios climáticos ocurridos en el pasado (Pereyra, 2018).

La Pampa arenosa es de génesis eólica, está compuesta por una serie de geoformas de acumulación y de erosión, y se presenta como una cuña en el oeste de la provincia de Buenos Aires, representando una porción del llamado Mar de Arena Pampeano (Iriondo, 1990). Según Iriondo (2010), durante el Pleistoceno superior, y probablemente también en épocas anteriores, se acumuló un gran sistema de arena eólica, cubriendo gran parte de esta región de la Pampa Sur. El Sistema Eólico Pampeano (SEP) es un gran conjunto de sedimentos depositado por el viento en la primera parte de la última glaciación Pleistocena y posteriormente retrabajado en parte durante fases climáticas sucesivas. El SEP está compuesto por un Mar de Arena Pampeano o MAP (conformado mayormente por arena muy fina y fina limosa en la región central) y una Faja Periférica de Loess (FPL), que bordea al MAP por tres costados: oeste, norte y este. Los vientos transportan más lejos en suspensión a las fracciones limo y arcilla en forma de nubes de polvo, quedando atrapadas por la vegetación herbácea en las zonas peridesérticas y formando un manto de loess (Iriondo y Krohling, 1995).

Zárate y Tripaldi (2011) distinguen en la región central de Argentina ocho unidades eólicas, dos de las cuales corresponden a la cuenca del río Salado y sus alrededores. La unidad que ocupa gran parte de la zona de estudio es la de “mantos de loess y loessoides y *blowouts*” (LMB), ubicada en el centro-este de la provincia de Buenos Aires y correspondiente a mantos de loess discontinuos y loess retrabajados por agentes fluviales asociados a las cuencas de deflación y *lunettes*, y secundariamente a dunas lineales y parabólicas, mediante las cuales se infieren vientos dominantes del O-SO. La otra unidad que corresponde a la cuenca del río Salado y sus alrededores, es la de los “campos de dunas de la pampa central” (CPD) que está integrada por dunas longitudinales (lineales) y parabólicas.

Como un rasgo geomorfológico conspicuo se hace referencia a las lagunas y cubetas de la zona de estudio.

De acuerdo a Tricart (1973) las cubetas de deflación son formas complejas, desarrolladas bajo la influencia de un clima semiárido donde predominó la deflación eólica en alternancia con períodos húmedos, durante los cuales éstas serían transformadas en pantanos. Las cubetas fueron labradas sobre los depósitos de las Formaciones Ensenada o Buenos Aires (Riggi *et al.*, 1986).

Por otro lado, Dangavs (2005a; 2019) señala que en la formación y evolución de las cubetas los fenómenos que actuaron no han sido únicos, sino que responden a la acción combinada de varios procesos. Siendo los principales procesos la meteorización salina, la pelletización y la posterior deflación (erosión halo-eólica, sensu Tricart, 1954b y 1969), la erosión fluvio-lacustre, los fenómenos coluviales y el lavado y retroceso de pendientes. Todos los procesos considerados intervinieron en forma repetitiva, deflación-acumulación-deflación, durante la alternancia de climas secos y húmedos desde el Pleistoceno superior al presente y modelaron las depresiones y/o valles primitivos hasta transformarlas en cubetas, las que bajo el régimen climático húmedo actual se han convertido en ambientes lenticos, principalmente lagunares. Todos estos procesos han actuado en los valles primitivos y/o en áreas sin drenaje, susceptibles a la erosión eólica, donde la subsiguiente alternancia de climas secos y húmedos facilitó la deflación durante etapas de mayor aridez. Es así que se fueron ampliando y modelando los recipientes, hasta transformarse en las cubetas que contienen lagunas o que han desaparecido por colmatación.

Dadas las condiciones templado-húmedas de esta parte de la región pampeana, las cuencas de deflación han sido ocupadas en forma casi permanente por agua, constituyéndose las lagunas en una de las morfologías más características de la Pampa Deprimida (Fucks *et al.*, 2012). Es así que, es la morfología que se estudió con mayor detalle en esta tesis, siendo la laguna de Lobos el objeto de estudio principal a nivel local.

Geraldi *et al.* (2011) estimó que en la Provincia de Buenos Aires hay 13.824 lagunas grandes (10 ha) y 146.000 pequeñas (0.05-10 ha), y de acuerdo a Dangavs (2005a) hay alrededor de 200.000 microcuencas (0.01-0.05 ha).

I.3. Hidrología

La cuenca del río Salado es la unidad hidrográfica de mayor dimensión de la provincia de Buenos Aires (Fig. I.10). Según los datos del Ministerio de Infraestructura y Servicios Públicos (2020) (Atlas de Cuencas y Regiones Hídricas-Ambientales de la Provincia de Buenos Aires-Etapa 1) la superficie de la cuenca del río Salado es de 167.110,84 km² (INDEC, 2010).

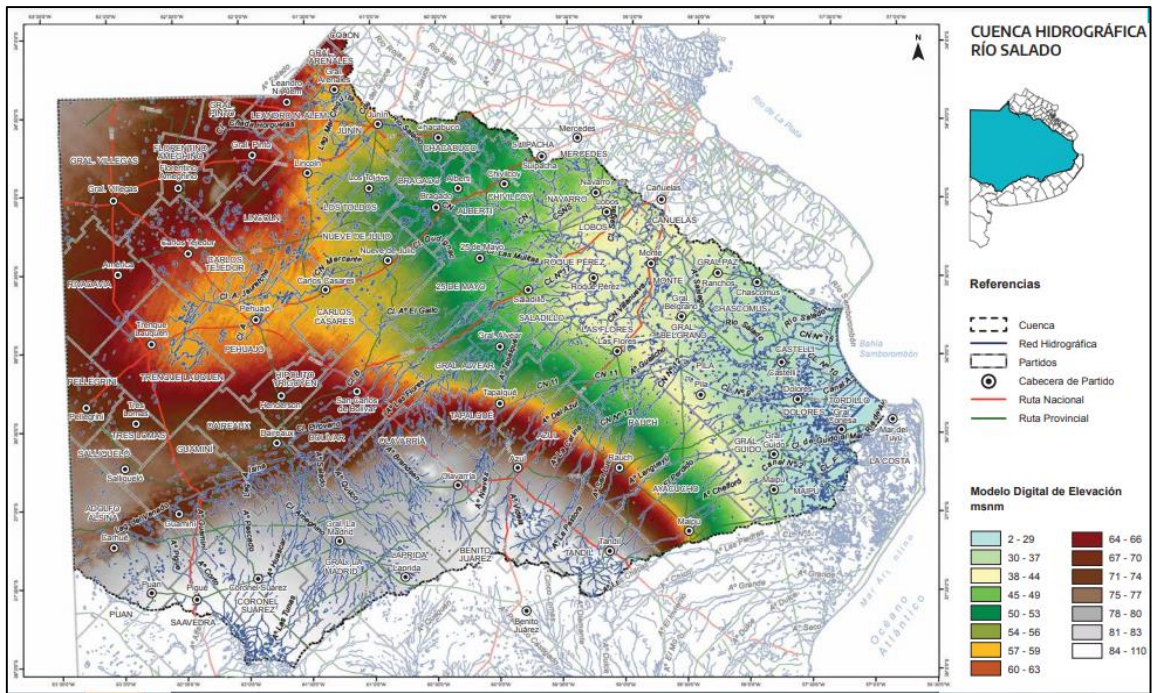


Figura I.10. Cuenca Hidrográfica Río Salado. Tomada de Recursos hídricos del Ministerio de Infraestructura y Servicios Públicos de la Provincia de Buenos Aires. <https://www.minfra.gba.gov.ar/web/Hidraulica/Atlas.pdf>.

Según el Plan de Manejo Integral de la Cuenca del Río Salado (2017), la misma está integrada por tres regiones hídricas:

- Región Noroeste (66.000 km² aproximadamente),
- Región Salado - Vallimanca - Las Flores (99.000 km² aproximadamente)
- Región de Las Encadenadas del Oeste (11.000 km² aproximadamente)

La zona de estudio ubicada dentro de la cuenca del río Salado corresponde mayormente a la subcuenca B2 del sistema Salado-Vallimanca-Las Flores, en la cual los arroyos Vallimanca y Las Flores son los tributarios principales del río Salado. El área de estudio abarca esta subcuenca y parte de la zona de alrededor de la misma. Se ha tomado como referencia el límite de la subcuenca del Salado de la Dirección Provincial de Hidráulica de la Provincia de Buenos Aires y de la Autoridad del Agua de la Provincia (ADA) (Fig. I.11).



Figura I.11. Límite de la subcuenca hidrográfica de la zona de estudio (ADA, <http://gis.ada.gba.gov.ar/gis/>).

El colector principal de la cuenca es el río Salado, el cual es un río de régimen permanente que nace al sur de la Provincia de Santa Fe, drena sus aguas en dirección SE y desemboca en la Bahía de Samborombón.

El río Salado se puede dividir en dos tramos, el río Salado Superior, que abarca desde Junín hasta Roque Pérez y el río Salado Inferior desde allí hasta el mar (esta diferenciación se basa en sus características geomorfológicas, presentando el río Salado Superior un valle fluvial con tributarios bien definidos en su margen izquierda, mientras que el río Salado Inferior está formado por depresiones interconectadas, sin los rasgos característicos de un sistema fluvial típico (PMI, 1999).

Por otro lado, la red de drenaje de la provincia de Buenos Aires muestra características específicas y distintivas que derivan de una combinación particular de procesos geomorfológicos (principalmente la acción eólica), el muy bajo relieve relativo y los efectos de las oscilaciones climáticas cuaternarias (Pereyra, 2018).

Según Sala *et al.* (1983) las pendientes del sistema Salado-Vallimanca son del orden de 0,01 % y la densidad de drenaje es de 0,05 km/km² (Fig. I.11).

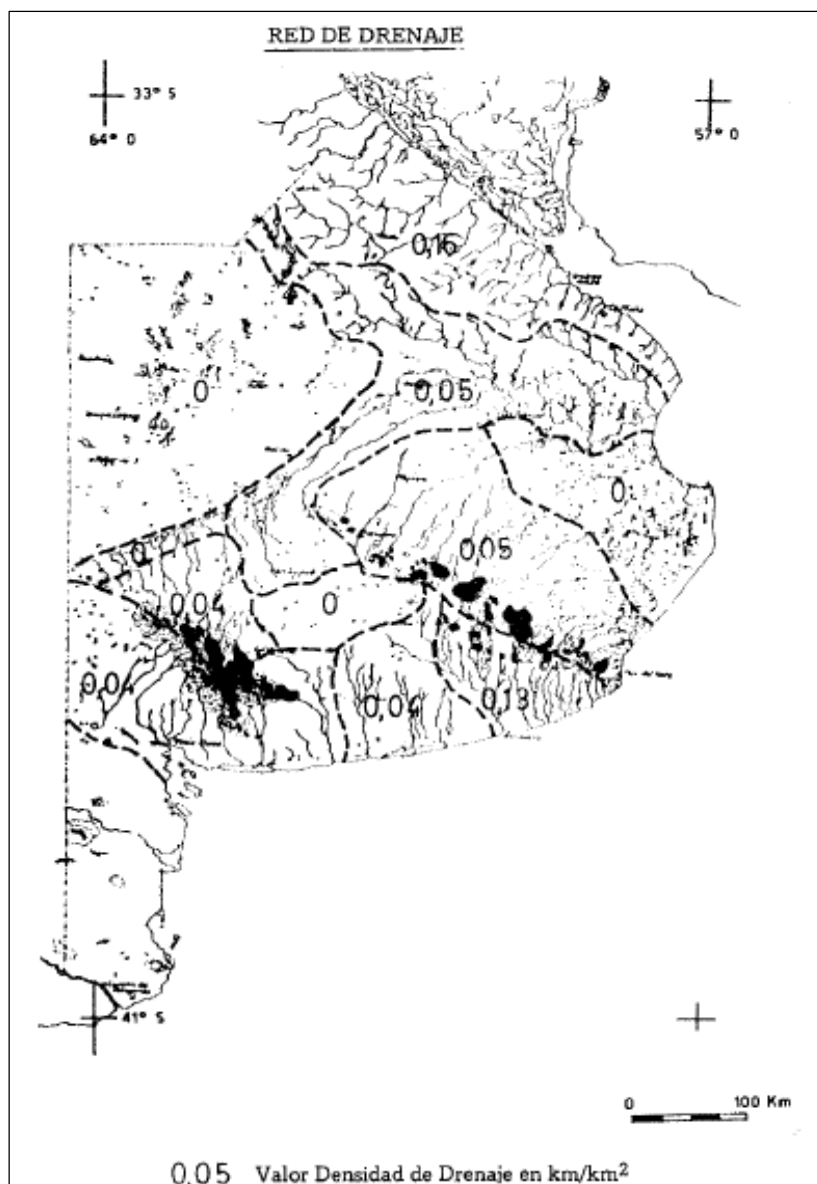


Figura I.11. Mapa representando la densidad de la red de drenaje de la provincia de Buenos Aires. Tomados de Sala *et al.* (1983).

Sala (1975) confeccionó un mapa de excesos de agua medios anuales utilizando los datos proporcionados por estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (-SMN- 1958, 1962, 1965), determinando que en el mismo se evidencia el aumento de la sequedad media hacia el oeste y sudoeste, circunstancia que influye principalmente en la presencia y características de las aguas subterráneas. Los valores modulares permiten advertir que las precipitaciones intensas pueden llevar a que se produzcan rápidas crecientes de ríos, arroyos y lagunas, que en periodos húmedos pueden convertirse en inundaciones de mayor duración. De ocurrir esto, los acuíferos menos profundos incrementarían su recarga y disminuirían su descarga (Sala, 1975).

Los ambientes de grandes llanuras de muy bajas pendientes topográficas, se caracterizan desde un punto de vista hidrológico por presentar un predominio de los

movimientos verticales del agua (evapotranspiración – infiltración) sobre los horizontales (escurrimientos) y muestran una fuerte interrelación entre el agua superficial y el agua subterránea (Kruse y Zimmermann, 2002).

Por otro lado, se debe considerar que la acción antrópica produce cambios en el régimen hídrico, generando impactos de gran extensión en el mismo. Las obras antrópicas como rutas, caminos y vías férreas, y además, las canalizaciones que se realizaron en la cuenca producen modificaciones en el movimiento del agua. Debido a la construcción de canales secundarios que descargan a los tributarios del río Salado, el área que drena hacia el Salado ha aumentado progresivamente. Es así que la cuenca está fuertemente modificada por diversas obras estructurales, principalmente canalizaciones y el dragado del río Salado. En épocas de excesos hídricos muchos bajos se interconectan por vías ocasionales de conducción (produciendo un movimiento de agua en manto), según una línea energética que no siempre coincide con la pendiente del terreno, dado que está influenciada por las estructuras antrópicas (Damiano *et al.*, 1989). Además, las áreas de humedales potencialmente modificadas en la subregión B2 de acuerdo al PMI (1999), abarcan 550 Km².

Existen cientos de lagunas en la zona en estudio. Algunas poseen áreas importantes, mientras que otras sólo presentan pocas dimensiones.

Dangavs (2005a) estableció doce regiones representativas de los ambientes lénticos de la provincia de Buenos Aires (Fig. I.12). La zona de estudio abarca algunas de estas subregiones, principalmente la cuenca del río Salado, la zona Marginal y las Zonas de Derrames.

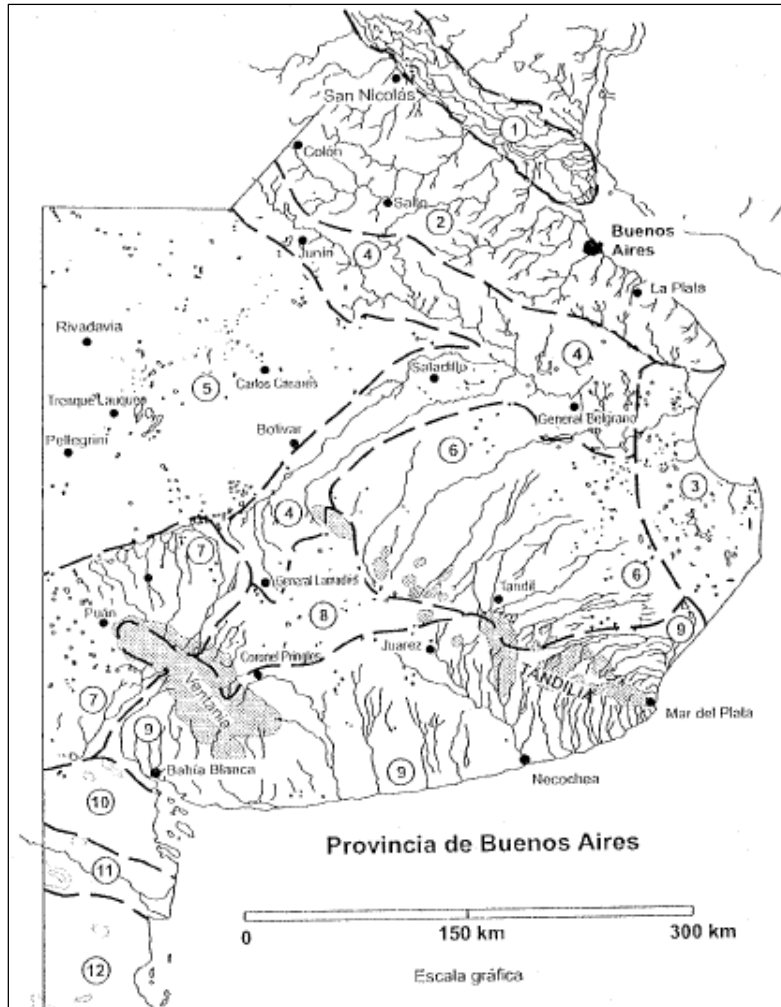


Figura I.12. Cuencas lénticas de la provincia de Buenos Aires según Dangavs (2005a). Subregiones: Delta del Paraná (1), Pampa Ondulada (2), Zona Marginal (3), Cuenca del río Salado (4), Pampa Arenosa (5), Zonas de Derrames (6), Cuencas Endorreicas (7), Depresión de Laprida (8), Cuencas de Vertiente Atlántica Directa (9), Zona Arreica de la Pampa Seca (10), Cuenca del Río Colorado (11) y Meseta Patagónica (12).

I.4. Hidrogeología

En la llanura pampeana las aguas subterráneas poseen diversos usos, como agua potable, riego, ganadería e industrias, pero también tienen un papel importante en las variaciones ambientales (inundaciones y sequías) (Kruse y Zimmermann, 2002).

La zona de estudio se ubica principalmente en la provincia hidrogeológica de la Llanura Chaco-pampeana Húmeda (Auge, 2004). En esta provincia la precipitación supera a la evapotranspiración, y la mayoría de los ríos, lagunas y bañados, son efluentes (constituyen un ámbito de descarga para el agua subterránea), mientras que los sectores de recarga preferencial coinciden con las partes altas (donde en general el agua es de mejor calidad, aumentando su contenido salino en el sentido del flujo) (Auge, 2004).

También, la zona de estudio se localiza principalmente en las subregiones hidrogeológicas Pampeana Deprimida y Pampeana descriptas por Santa Cruz y Silva Busso (1999). La Subregión Pampeana Deprimida corresponde a la cuenca inferior del río Salado, mientras que la Subregión Pampeana corresponde en su extensión a la zona de afloramiento de los Sedimentos Pampeanos que presenta diferentes características hidráulicas e hidroquímicas.

En relación a la hidrogeología del subsuelo, la misma está compuesta por las siguientes secciones hidrogeológicas: basamento, sección hipoparaniana, paraniana y epiparaniana (Hernández *et al.*, 1975; Sala 1975; Sala *et al.*, 1983). La sección epiparaniana incluye las arenas Puelches y Sedimentos Pampeanos.

La sección epiparaniana se conforma por una serie de acuíferos semilibres, como los ubicados en los Sedimentos Pampeanos, siendo estos los que contienen al acuífero freático, produciéndose la recarga del sistema a partir de las precipitaciones, especialmente en las áreas interfluviales, y la descarga más importante en los cursos de aguas principales (Santa Cruz y Silva Busso, 1999).

Auge (2004) realizó la diferenciación de ambientes hidrogeológicos de la provincia de Buenos Aires sobre la base de los factores que mayor incidencia ejercen en el agua subterránea, en la geología y en la geomorfología. Dentro de los ambientes hidrogeológicos de la Provincia de Buenos Aires la zona de estudio corresponde mayormente al Deprimido (DP) (Fig. I.13). Este ambiente posee una escasa pendiente topográfica (0,01 a 0,001 %), la cual produce un impedimento para la evacuación de los derrames superficiales y por lo tanto es un ámbito fácilmente inundable, y el agua subterránea generalmente presenta altos contenidos salinos. Los excedentes hídricos están limitados para infiltrarse dado que los sedimentos superficiales presentan una baja permeabilidad, entre ellos predominan los finos (limos y arcillas) y por la escasa profundidad a la que se emplaza la superficie freática, que con frecuencia aflora (Auge, 2004).

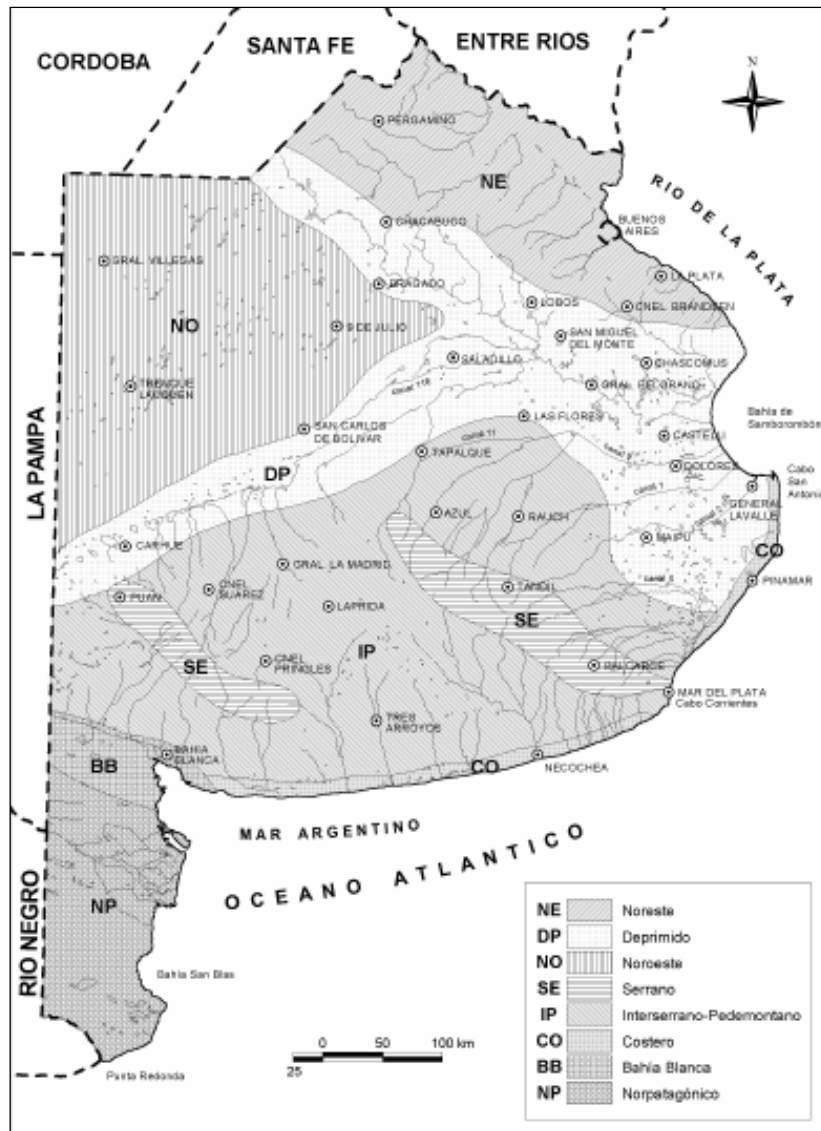


Figura I.13. Mapa representando los ambientes hidrogeológicos de la Provincia de Buenos Aires (Auge, 2004).

Auge (2004) describió las distintas características hidrogeológicas de las formaciones que componen el ambiente hidrogeológico Deprimido. El basamento Hidrogeológico en el Partido de Veinticinco de Mayo (en Huetel) se alcanzó en una roca cuarcítica a 215 m de profundidad (indicando un alto estructural en el subsuelo). Hacia los bordes, existen rocas cristalinas precámbricas, aflorantes en las Sierras de Tandil y a 486 m de profundidad en la ciudad de La Plata. Mientras que, hacia la Cuenca del Salado, el basamento se profundiza producto de las fracturas de rumbo NO-SE, hasta más de 6 km en el Cabo San Antonio (Zambrano, 1974).

Las formaciones Paraná y Olivos del Terciario superior y las del Terciario inferior y del Cretácico (Las Chilcas, Río Salado y Gral. Belgrano), presentan aguas con elevados valores de salinidad (en algunos casos mayores a 100 g/l, en el Río Salado y en Gral. Belgrano). La sección superior arcillosa de la Formación Paraná, se la considera como el

sustrato de aquellas unidades utilizables para el abastecimiento de agua (Postpampeano, Pampeano y Puelche) (Santa Cruz y Silva Busso, 1999; Auge, 2004).

Con respecto a las Arenas Puelches, el espesor en el sector donde se encuentran estas arenas varía entre 30 m (Lobos) y 80 m (Gral. Belgrano).

El acuífero más utilizado en el país es el Puelches, sin embargo, en el ambiente hidrogeológico Deprimido, debido al aumento de la salinidad, es poco empleado para los usos corrientes, aunque en algunos casos presenta agua con bajo contenido salino, lo que permite su aprovechamiento para abastecimiento humano y para riego complementario (Auge, 2004).

Los Sedimentos Pampeanos contienen al Acuífero Pampeano, que es uno de los más utilizados en la Llanura Chacopampeana para consumo humano, ganadero e industrial y para el riego (Auge 2004). De acuerdo a este autor, el pampeano, hidrológicamente se caracteriza por contener a la capa freática. En profundidad puede presentar niveles semiconfinados y semilibres, y además, presenta un aumento de su contenido salino hacia el ámbito de descarga regional (cauce del río Salado y llanura inundable de la Bahía de Samborombón).

El Pampeano, que compone en forma ininterrumpida el sustrato de todo el ambiente hidrogeológico Deprimido, es utilizado para el abastecimiento rural y urbano de la mayoría de las localidades ubicadas en esta región (Gral. Belgrano, Lobos, Monte, Las Flores, Junín, Chascomús, entre otros) (Auge, 2004).

El Pampeano, que compone en forma ininterrumpida el sustrato de todo el ambiente hidrogeológico Deprimido, es utilizado para el abastecimiento rural y urbano de la mayoría de las localidades ubicadas en esta región (Gral. Belgrano, Lobos, Monte, Las Flores, Junín, Chascomús, entre otros) (Auge, 2004). Según Nicolli et al. (1985, 1989) la fuente de As de los sedimentos en la Llanura Chaco-Pampeana es el vidrio volcánico contenido en el loess que en condiciones de pH elevados puede disolverse y aportar arsénico, flúor, entre otros. Sala, ya en 1975, mencionaba que en la provincia existían contenidos relativamente altos de flúor y arsénico en las aguas subterráneas. Es por ello que en algunos sitios hay contenidos altos de flúor y en menor medida de arsénico.

La Formación Luján, ubicada en los cauces menores de los valles y en el fondo de las lagunas principales de la región (Río Salado, A° Vallimanca, A° Saladillo; laguna de Lobos, Chascomús, Chis Chis, etc.) presenta bajo espesor y permeabilidad, y por lo tanto escasa productividad (Auge, 2004).

Por otro lado, los cordones de conchilla (remantes de la regresión del Mar Querandino), incluidos en la Formación La Plata o Platense, presentan interés hidrogeológico. Los mismos poseen una elevada porosidad efectiva y permeabilidad lo que permite la infiltración de la lluvia y la acumulación de agua con tenor salino moderado a bajo, siendo la fuente principal de provisión rural para consumo humano y ganadero. Los médanos de la Formación Junín son las unidades más interesantes en relación al aprovechamiento directo de agua subterránea o como medios de transferencia hacia

otras más profundas. Aunque dicha unidad es muy vulnerable y suele contaminarse con facilidad a partir de excretas humanas y del ganado y de los plaguicidas y fertilizantes utilizados en las prácticas agrícolas, producto de su elevada permeabilidad vertical y cercanía con la superficie (Auge, 2004).

Espesor (m)	Formación	Comportamiento Hidrogeológico
0 - 10	Junín	Acuífero libre descont. (1 - 3 g/l)
0 - 10	La Plata	Acuífero libre descont. (1 - 5 g/l)
0 - 25	Querandí	Acuitardo a pobrem. acuífero. Salin. (>10 g/l)
0 - 5	Luján	Acuitardo a pobrem. acuífero. Salin. (2 - 10 g/l)
10 - 120	Sedimentos Pampeanos	Acuífero libre continuo; en los niveles inferiores. Puede ser semiconfinado. Moderada productividad. Salin. (0,5 - 20 g/l)
0 - 80	Arenas Puelches	Acuífero semiconfinado de moderada a alta productividad. Salin. (2 - 10 g/l)
100 - 900	Paraná	Acuícludo en la sección sup. Acuitardo a acuífero de baja productividad en la secc. Inf. Salin. (10 - 30 g/l)
90 - 400	Olivos	Acuífero confinado de baja productividad a acuícludo. Salin. (1,5 - 60 g/l)
1000 máx.	Las Chilcas	Acuícludo?
3000 máx.	Río Salado, Gral. Belgrano	Acuífero de baja productividad. Salinidad muy alta
	Basamento Hidrogeológico	Acuífugo, medio discontinuo. Base impermeable de la sección hidrogeológica

Tabla I.2. Tabla sintetizando las características y el comportamiento hidrogeológico del ambiente Deprimido. Modificado de Auge (2004).

La Figura I.14 (compilación DYMAS, 1974) representa el mapa de curvas isofreáticas y del mismo se desprende el carácter efluente de los ríos y arroyos principales, principalmente en los tramos medios y bajos de sus cuencas, por lo que se constituyen en sitios de descargas del agua subterránea (Auge, 2004).

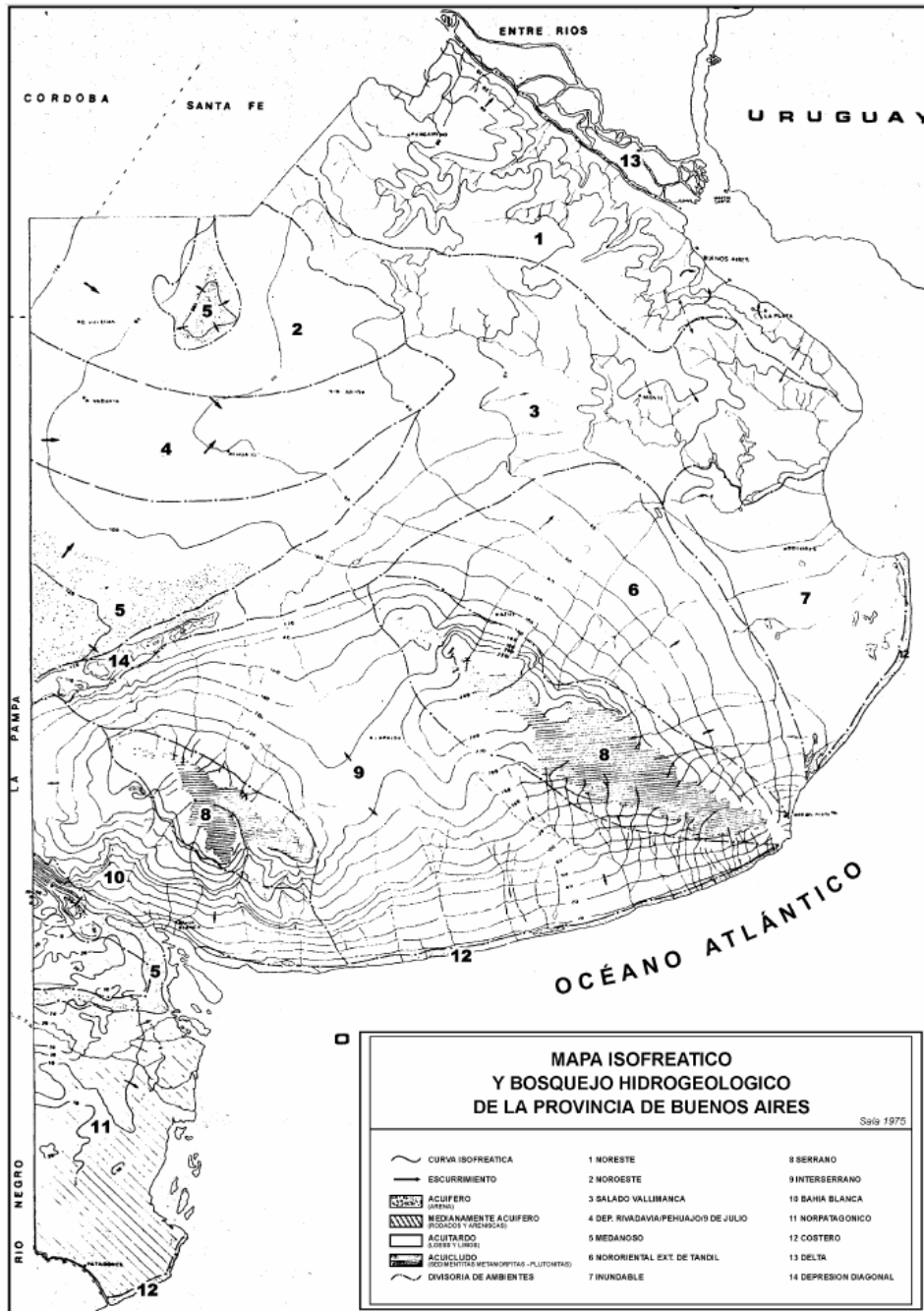


Figura I.14. Mapa Isofreático de la Provincia de Buenos Aires. Compilación DYMAS (1974).

I.4. Marco climático

I.4.1. Características climáticas del área de estudio

Dentro de la región pampeana, la cuenca del río Salado se encuentra ubicada en subregión Pampa Húmeda u Oriental.

El régimen climático de la región es templado húmedo (Cfa) (Kottek *et al.*, 2006), con una precipitación media anual de 1000 mm, una temperatura media anual de 16° C

aproximadamente (siendo enero el mes de mayor temperatura y julio el de menor) y una evapotranspiración potencial de 800 mm anuales, de acuerdo a los datos del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) y del SMN (Servicio Meteorológico Nacional, estadísticas climáticas, 1951-2000, <https://www.smn.gov.ar/estadisticas>). La precipitación media anual, del periodo 1981-2010, de la zona de estudio también es del orden de 1000 mm (Servicio meteorológico Nacional, <https://www.smn.gov.ar/clima/atlasclimatico>) (Figura I.15).

Las precipitaciones son mayores desde octubre a abril y menores durante el invierno como se observa en las estaciones de Junín y Dolores (Fig. I.16). Existe una diferencia estacional marcada en las precipitaciones en toda el área de estudio, tendiendo a ser menor la diferencia entre las precipitaciones de verano e invierno cerca de la costa (PMI, 1999).

La región está dominada por la influencia del anticiclón semipermanente del Atlántico Sur, por lo que es frecuente el flujo norte y noreste que advecta aire cálido y húmedo principalmente durante el verano (Laprida *et al.*, 2009).

Según Quirós (2005), el clima de las Pampas es templado húmedo, sin estación seca y con un verano cálido. Esta región como un todo no posee un régimen de precipitaciones estables y normalmente existen ciclos de sequía-inundación, y las precipitaciones medias anuales aumentan desde el sudoeste hacia el noreste.

Las condiciones templado húmedas conducen en periodos de precipitaciones excesivas a la inundación de amplios sectores, producto de las pequeñas pendientes y una red de drenaje insuficiente (Ameghino, 1884).

El balance hídrico en esta región se caracteriza por presentar inviernos húmedos, con excesos hídricos (marzo-octubre) y anegamientos por largos periodos, producidos por la baja evapotranspiración. Mientras que, en el verano, aunque las precipitaciones sean mayores, la evapotranspiración genera un déficit de humedad en el suelo (noviembre y febrero), y en ciertos períodos se producen prolongadas sequías (Damiano *et al.*, 1989).

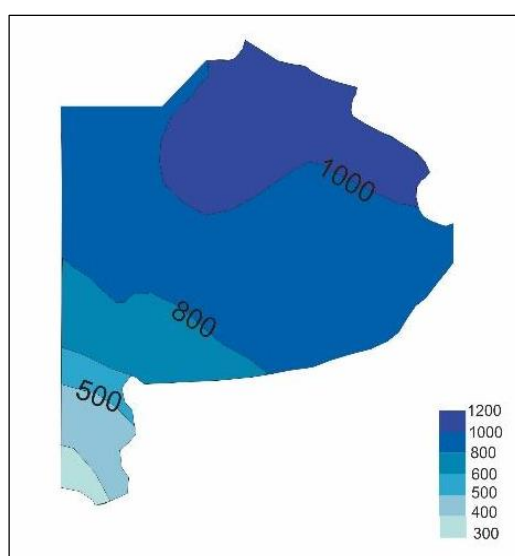


Figura I.15. Precipitación (mm) media anual (1981-2010). Modificado del Servicio Meteorológico Nacional (<https://www.smn.gov.ar/clima/atlasclimatico>).

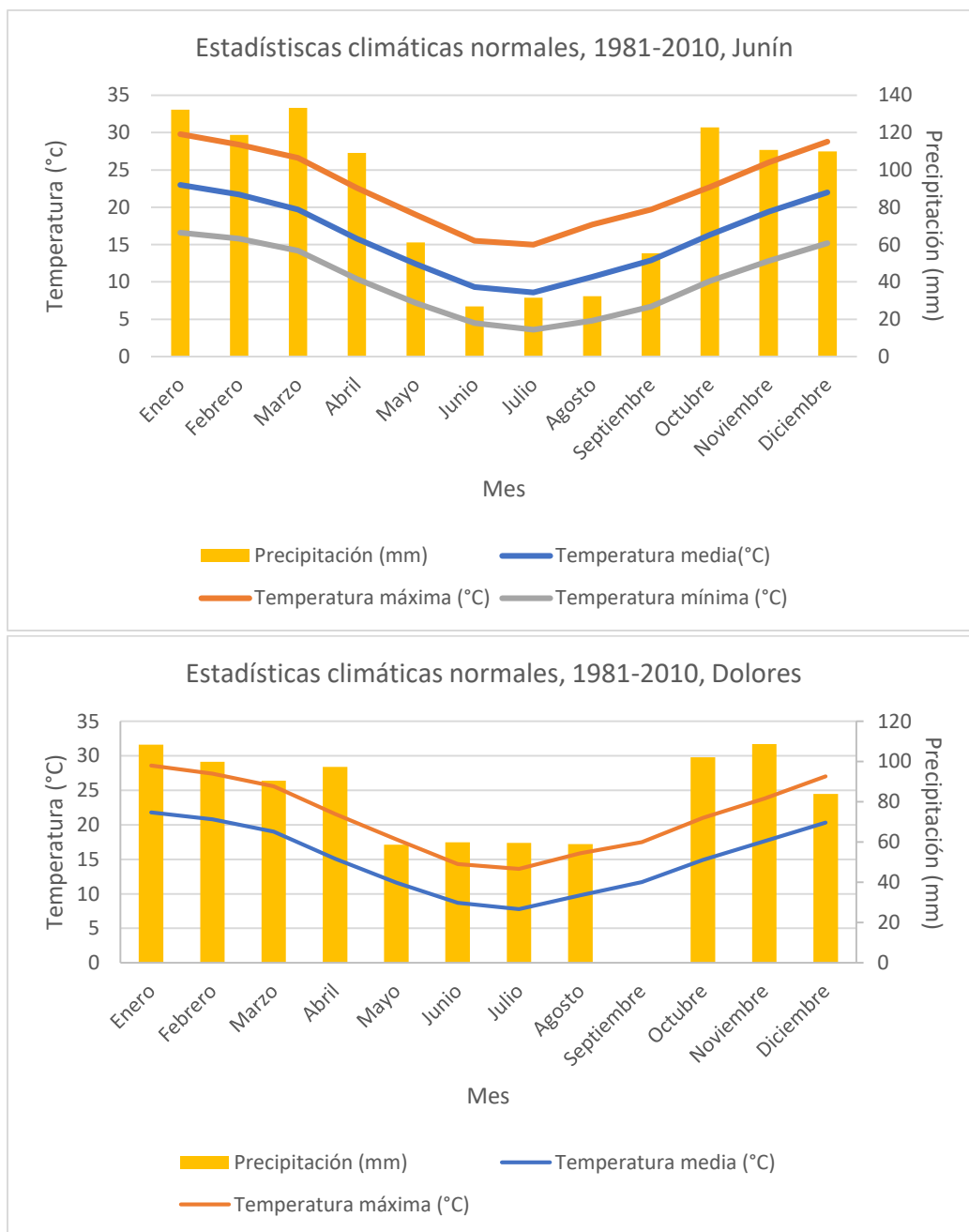


Figura I.16. Los gráficos indican las estadísticas climáticas normales de los valores de temperatura media (línea azul), máxima (línea roja), mínima (línea gris) y precipitaciones (barras amarillas) medias mensuales del período 1981-2010 para las estaciones meteorológicas de Junín y Dolores ubicadas en la cuenca del río Salado. Gráficos modificados del Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 2018b).

La precipitación anual promedio de la cuenca del río Salado para el periodo 1911-1996 fue de 855 mm (PMI, 1999), con una tendencia general al incremento de las precipitaciones de sur a norte, mientras que el periodo de las menores precipitaciones fue a fines de la década de 1920 y desde entonces ha aumentado constantemente con

un marcado incremento a principios de la década de 1980 hasta el final del periodo analizado por el PMI (1999).

De acuerdo al PMI (2017) de la zona de estudio del Salado Superior (incluyendo la zona de Lobos y Roque Pérez) las precipitaciones medias anuales han variado en las últimas décadas, siendo de 919 mm en la década del '60 y más de 1.000 en la del '90. En los últimos 25-30 años, el incremento de las precipitaciones anuales ha sido muy marcado en esta región, con valores de hasta un 20% de aumento (PMI, 2017).

I.4.2. Periodos húmedos y secos, y eventos de inundaciones y sequías

Varios autores han analizado los periodos húmedos y secos de los últimos siglos. Ameghino (1886) estudió las inundaciones y las secas de la provincia de Buenos Aires. Más recientemente, Moncaut (2001) y Deschamps *et al.* (2003) realizaron una gran recopilación y análisis de información histórica sobre las precipitaciones de los últimos siglos.

Moncaut (2001) presentó información sobre las inundaciones y sequías en la Pampa Bonaerense para el lapso 1576-2001. Principalmente, ocurrieron importantes sequías desde finales del siglo XVI hasta principios del siglo XVIII. Se relaciona a estas sequías significativas con el periodo comprendido por la Pequeña Edad del Hielo (Moncaut, 2001). En el siglo XVIII predominaron los periodos de sequías, alternando con pocos años con excesos de agua. Durante los siglos XIX y XX cambiaron las condiciones y las lluvias e inundaciones se hicieron más frecuentes (Ameghino, 1886; Moncaut, 2001). Sin embargo, de acuerdo a Moncaut (2001), hubo sequías importantes desde 1801 hasta comienzos de 1810; una sequía de importancia ocurrió entre los años 1827 y 1832, la cual se denominó "la Gran Seca" de Darwin. Otras sequías ocurrieron en 1849, 1969-1871, 1880, 1910 (la laguna de Chascomús se secó por completo -Olivier, 1959; Dangavs, 2005a-), 1957 y 1996-1997. Además, el registro del Cuaternario tardío de la pampa occidental argentina, junto con documentos históricos, indican que esta región sufrió importantes condiciones de sequía con actividad eólica concomitante y denudación del paisaje durante la primera mitad del siglo XX, de acuerdo con información meteorológica (Tripaldi *et al.*, 2013). Estos autores infieren que la actividad eólica pronunciada en las pampas occidentales en la década de 1930 fue provocada por condiciones más secas amplificadas por los cambios sin precedentes en la superficie terrestre con un aumento significativo en la población y la expansión del cultivo de trigo en este ambiente frágil (Alonso, 2009; Chiozza y Figueira, 1982; Garbarino, 2008). El mismo patrón de sobreproducción agrícola, malas prácticas de conservación del suelo y una reducción pronunciada de las precipitaciones primaverales (~30-40 %) ocurrió en América del Norte también durante la década de 1930 y desencadenó la épica sequía del 'Dust Bowl' (Worster, 1979). Es por ello que, las Grandes Llanuras de América del Norte y las Pampas de Argentina, experimentaron sequías significativas en las décadas de 1930 y 1950 (Tripaldi *et al.*, 2013).

El resto de los años hubo mayormente periodos con condiciones normales o de exceso hídrico, ocurriendo en 1980 la inundación "más grande del siglo".

Sierra *et al.* (1994) en su trabajo sobre las inundaciones y sequías del periodo 1911-1989, mostró que las rachas de precipitación son completamente aleatorias y raramente exceden los tres meses de duración, mientras que las rachas de humedad del suelo pueden llegar a los 18 meses de extensión.

Deschamps *et al.* (2003) realizaron una reconstrucción y un análisis de las precipitaciones de la provincia de Buenos Aires para los últimos tres siglos. Estos autores infieren que: han aumentado las precipitaciones de manera continua desde principios del siglo XIX y que este aumento es acompañado por un incremento en la cantidad de días con lluvia por año; que hasta 1842, sobre 268 años analizados hubo un 36% de años de sequía y un 5% de años de inundaciones, sobre el total de años “normales”; y en contraposición desde 1842, sobre un total de 155 años se han registrado un 10% de años de sequía y 25% de años de inundaciones, sobre un total de años “normales”. De acuerdo a la arquitectura propone escasas lluvias en el Buenos Aires tardío-colonial y comienzos del siglo XIX.

Los eventos húmedos más importantes en la cuenca del río Salado de los últimos 50 años ocurrieron entre 1979 y 1988 (Scarpeti, 2010). Scarpeti y Capriolo (2013) muestran la distribución de años secos y lluviosos desde el 1600 hasta el 2008 (Figura I.17) que realizaron a partir de la información de otros autores (considerando la información de Ras, 1994 y de Durán, 1987 y complementando con los datos de Moncaut (2003) y en el último tramo con los resultados obtenidos por los autores). Estos autores hacen referencia a los años en que se produjeron inundaciones, considerando la inundación registrada en 1980 como una de las peores, dado que en ese año llovieron 30.000 millones de litros de agua que anegaron 37 partidos bonaerenses y cubrieron cuatro millones de hectáreas.

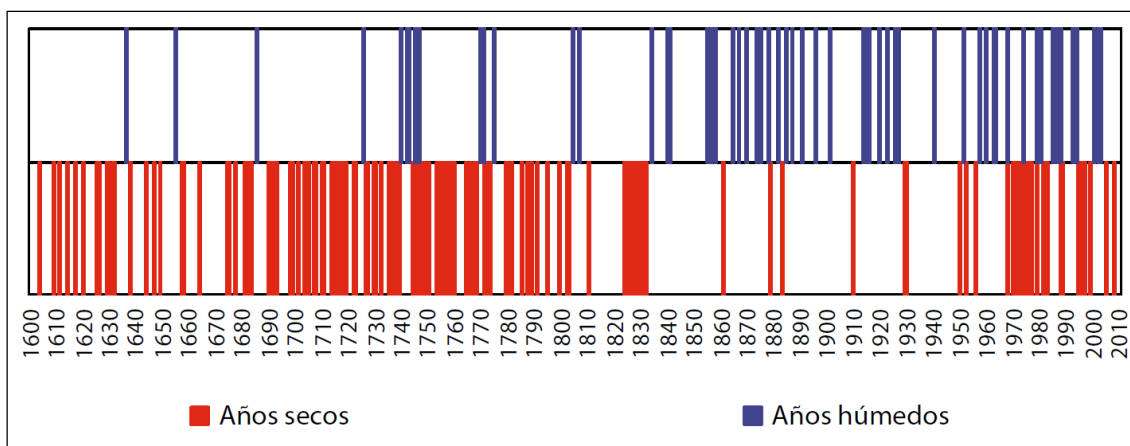


Figura I.17. Distribución de años secos y lluviosos desde el 1600 hasta el 2008. Tomado de Scarpeti y Capriolo (2013).

Scarpeti y Capriolo (2013) concluyen que durante las últimas décadas del siglo XX la región pampeana ha experimentado un incremento de las precipitaciones como han mencionado varios autores. Se ha producido un gran “salto hidroclimático” en el sudeste de Sudamérica como consecuencia de un incremento significativo de las precipitaciones

a partir de la década de los años 70 (Castañeda y Barros, 1994; Sierra *et al.* 1994; Boulanger *et al.*, 2005; Berbery *et al.*, 2006; Piovano *et al.*, 2009; Troin *et al.*, 2010; Carvalho *et al.*, 2011; Jacques-Copery Garreaud, 2014; Córdoba, 2014). Según Córdoba (2012), este incremento de las precipitaciones en el sureste de Sudamérica (SESA) (Barros *et al.*, 2002; Compagnucci *et al.*, 2002), estaría relacionado con una intensificación del sistema Monzónico Sudamericano (SAMS: “South American Monsoon System”) durante el verano austral generado por un debilitamiento de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) y una intensificación del transporte meridional del vapor de agua desde la Amazonia mediante la corriente en chorro de capas bajas (SALLJ: “South American low-level jet”), hacia la región subtropical de Argentina (Compagnucci *et al.*, 2002; Vera *et al.*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009).

El modo de variabilidad interanual (El Niño-Oscilación del Sur, ENSO) como el interdecadal Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) parecen haber incidido en la manifestación del cambio climático de la década de 1970 (Jacques-Coper y Garreaud, 2015). Se debe considerar, el fenómeno ENOS entre los tantos factores que determinan la variabilidad climática interanual en América del Sur, el cual juega un papel importante en muchas regiones (Garreaud *et al.*, 2009).

Las importantes inundaciones que sufrió la cuenca del Salado desde fines de 1980 hasta principios de los 2000 (analizando el periodo 1963-2004) se debió al aumento de la frecuencia de las precipitaciones intensas en esta cuenca, que produjo una casi continua elevación del nivel de la capa freática, lo que llevó en algún momento a inhibir la capacidad de infiltración de los suelos, produciendo la generación de relativamente grandes excedentes hídricos superficiales (Menéndez *et al.*, 2012).

Por otro lado, Olivier (1959) menciona que la canalización no ha resuelto el problema de las inundaciones y en cambio ha agudizado el problema de las sequías.

I.4.3. Variabilidad climática a gran escala

Las fluctuaciones climáticas de América del Sur incluyen variabilidad intraestacional (20 a 60 días), interanual e interdecadal (Garreaud *et al.*, 2009). La variabilidad del clima de América del Sur (es decir, cambios interanuales e interdecadales) resulta de la superposición de varios fenómenos a gran escala.

Oscilación Sur El Niño

Según Garreaud *et al.* (2009) entre los tantos factores que determinan la variabilidad climática interanual en América del Sur, el fenómeno Oscilación Sur El Niño (ENOS) (Schnack, 2002; Núñez, 2002) juega un papel importante en muchas regiones. ENOS es un fenómeno acoplado océano-atmósfera arraigado en el Pacífico tropical, caracterizado por fluctuaciones irregulares entre sus fases cálida (El Niño) y fría (La Niña)

con una periodicidad que varía de 2 a 7 años (Díaz y Markgraf, 1992; Garreaud *et al.*, 2009). Estudios de anomalías de lluvia relacionadas con el ENOS a escala global indican que los episodios de El Niño se asocian típicamente con lluvias por debajo de lo normal y condiciones más cálidas de lo normal en la parte norte de América del Sur, y con condiciones anormalmente húmedas en la región sureste del continente y Chile central. Normalmente se observan anomalías de precipitaciones contrarias en ambas regiones durante los eventos de La Niña. Estos impactos del ENOS sobre las precipitaciones en América del Sur y sus fluctuaciones estacionales significativas muestran una variación considerable cuando se los analiza a escala regional. Además, la fuerte relación entre el ENOS y el clima regional ha mostrado una gran variabilidad durante el siglo XX, posiblemente debido a cambios en el comportamiento del ENOS y/o a la influencia de otros factores (Garreaud *et al.*, 2009). En la región pampeana las precipitaciones estudiadas correspondiente a la provincia de Buenos Aires poseen una gran influencia de la Oscilación del Sur con eventos moderados y fuertes del El Niño y La Niña con una disminución para los eventos Niña y un aumento para los eventos Niño (Bohn *et al.*, 2016). De acuerdo a estos autores, la totalidad de los lagos poco profundos estudiados por ellos mostraron respuestas a eventos ENOS, pero no fueron suficientes para determinarlo como la variable que controla todo el sistema. En todos los casos se observó que otras variables del balance hidrológico mitigan o acentúan estos efectos climáticos.

De acuerdo a Barros *et al.* (2006) en la Cuenca del Plata la principal fuente de variabilidad climática en la escala interanual y el modo principal de la variabilidad interanual de la precipitación sobre esta Cuenca se encuentra relacionado con el ENSO (Barros y Doyle 1997; Zhou y Lau 2001). Sin embargo, los coeficientes de correlación entre la precipitación mensual o estacional y los índices del ENSO son de poca ayuda para el pronóstico mensual y estacional (Barros *et al.*, 2002), ya que en esta región existe una ruptura de la relación entre el ENSO y la precipitación durante la parte central del verano (Pisciottano *et al.*, 1994; Grimm *et al.*, 2000). La señal del ENSO en la precipitación en la Cuenca del Plata puede aportar alguna información estadística sólo en ciertas regiones y en algunas estaciones; aunque esta habilidad en la predicción de la precipitación está comprometida por la gran variabilidad entre eventos del mismo tipo (Barros *et al.*, 2002).

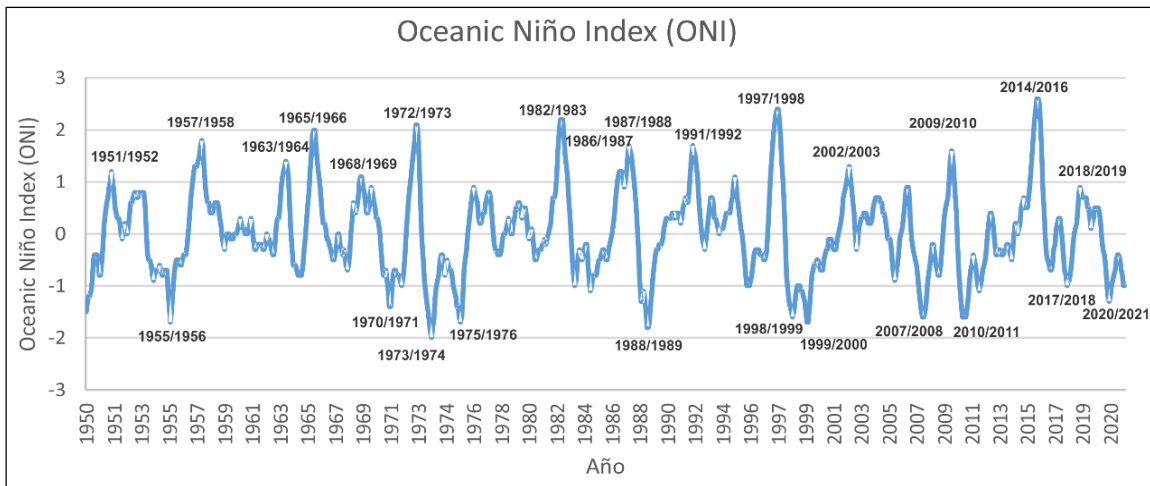


Figura I.18. Gráfico realizado mediante los datos del ONI desde el año 1950 hasta el 2020, disponibles en la página web de NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>). Los picos más importantes indican los eventos El Niño y La Niña más intensos.

Estos procesos interanuales pueden provocar graves consecuencias debido a la producción de excesos hídricos, llevando a episodios de inundación de grandes áreas (Schnack, 2002).

Oscilación Decadal del Pacífico

Según Garreaud *et al.* (2009) la variabilidad decadal e interdecadal también es evidente en muchos registros en todo el continente, y posiblemente forzada por la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). Las anomalías de precipitación y temperatura relacionadas con las PDO en América del Sur poseen una estructura espacial similar a las relacionadas con ENOS, pero de menor amplitud. En particular, un “cambio climático” prominente alrededor de mediados de los ‘70, el cual se evidencia en numerosas variables hidrometeorológicas, es consistente con el cambio de polaridad de la PDO. Aunque las diferencias en el clima medio antes y después del cambio no se pueden atribuir de manera exclusiva a la variabilidad de la PDO. Esto es así dado que los eventos de El Niño también se han vuelto más frecuentes e intensos en los años 80 y 90 en comparación con las tres décadas anteriores (Garreaud *et al.*, 2009).

Oscilación Antártica y Zona de Convergencia del Atlántico Sur

Otra fuente de variabilidad de baja frecuencia es la Oscilación Antártica (AAO), caracterizada por anomalías de presión de un signo centrado en la Antártida y anomalías de signo opuesto proveniente de una banda circunglobal a unos 40-50° S. Las anomalías de precipitación relacionadas con la AAO son significativas en el sur de Chile (mayor a 40° S) y a lo largo de la costa este subtropical del continente (Garreaud *et al.*, 2009). Según este autor, sobre el Atlántico, tanto el sistema frontal transitorio del hemisferio sur como la convergencia media en niveles bajos, conducen a la formación de una banda

diagonal de precipitación máxima, conocida como Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) (Kodoma, 1992; Liebmann *et al.*, 1999; Carvalho *et al.*, 2004). Según Nogues-Paegle y Mo (1997) la intensificación de la ZCAS está asociada con los déficits de lluvia en las llanuras subtropicales de América del Sur, mientras que cuando la ZCAS se debilita, las precipitaciones sobre estas llanuras son abundantes.

Según Caffera y Berbery (2006) la ZCAS también es una configuración estival (octubre-marzo), y es un gran complejo convectivo que se extiende hacia el Sudeste desde el núcleo principal de convección estival del continente en medio de la Amazonia, atravesando diagonalmente el continente, en su ubicación media hasta alrededor de los 20° S, continuándose sobre el Océano Atlántico hasta latitudes cercanas a los 35° S (Gusmão de Carvalho y Gandu, 1996). El sistema tiene pulsos en corrimientos de posición e intensidad, los cuales están asociados entre sí (Barros *et al.*, 2000, 2002). La ZCAS presenta variaciones importantes dentro de la estación, haciendo fluctuar de Norte a Sur la intensidad de las precipitaciones en la faja que se ubica sobre el continente, la mayor parte de la cual pertenece a la Cuenca del Plata (Díaz *et al.*, 1998; Barros *et al.*, 2002).

Sistema Monzónico Sudamericano

Según Ambrizzi (2006) la variabilidad de la precipitación en las llanuras subtropicales de Sudamérica están ligadas a la variabilidad de la Corriente en Chorro de Capas Bajas de Sudamérica (Vera *et al.*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009) de Sudamérica (SALLJ), siendo una corriente estrecha de aire que fluye en capas bajas desde el Norte, al Este de la Cordillera de los Andes a lo largo de todo el año (por ej., Nogues-Paegle y Mo, 1997; Saulo *et al.*, 2000) y provee el aire tropical húmedo y cálido para activar la convección y precipitación en las llanuras de Sudamérica. Córdoba *et al.* (2014), menciona que en los meses más cálidos (de diciembre a marzo) el pasaje de aire húmedo y cálido desde el norte hacia el centro de Argentina asociado a la Corriente en Chorro de Capa Baja se intensifica debido al corrimiento de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur hacia el sur, y en este periodo se registra la mayor cantidad de precipitaciones del año (Garreaud *et al.*, 2009). La Corriente en Chorro de Capa Baja es la responsable del transporte meridional de vapor de agua hacia el centro de Argentina activando la convección y precipitación, y junto con el Anticiclón del Atlántico Sur y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur, son elementos determinantes del comportamiento del Sistema Monzónico Sudamericano en la llanura Chacopampeana (Vera *et al.*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009; Córdoba *et al.*, 2014). Córdoba *et al.* (2014) también hacen referencia a que el Sistema Monzónico Sudamericano es el principal responsable del notable incremento de las precipitaciones que ocurren durante el verano austral en la mayor parte del sudeste de Sudamérica (área comprendida entre los 20° y 40° de latitud sur, al este de los Andes) (Zhou y Lau, 1998; Vera *et al.*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009; Carvalho *et al.*, 2011; Vuille *et al.*, 2012).

Vientos del Oeste

Por otro lado, el clima del Sur de Sudamérica (SSA; ~35° y 60°S) se caracteriza por la fuerte influencia de los Vientos del Oeste (Prohaska, 1976), generados fundamentalmente por el contraste de presión y temperatura entre el ecuador y el polo sur. Los cambios temporales, de esta región de Sudamérica, en el gradiente de precipitación N-S están controlados por la posición latitudinal de este cinturón de vientos, el cual está directamente relacionado con la intensidad y posición latitudinal del anticiclón subtropical del Pacífico oriental sureste (southeast eastern Pacific) y el cinturón de baja presión circum-Antártico (Markgraf, 1998).

Diagonal árida

De acuerdo a Bruniard (1982) una de las características más destacadas de la climatografía de América del sur está dada por la “diagonal árida”, nombres con los que se identifica la franja de escasas lluvias que atraviesa sesgadamente el continente, desde el norte del Perú hasta las costas Patagónicas. Esta franja está desarrollada sobre una serie de enclaves áridos sucesivos que interrumpen la continuidad de las zonas húmedas, según una combinación de factores que se escalonan de norte a sur sobre las diversas zonas de circulación (Bruniard, 1982).

Anticiclón del Atlántico Sur

El sistema del anticiclón del Atlántico Sur es el responsable del flujo de humedad desde el Océano Atlántico por sobre las sierras costeras en Brasil, y de la circulación meridional sobre la faja central del continente (Caffera y Berbery, 2006). Según estos autores la SALLJ junto con la ZCAS constituyen elementos determinantes del clima de precipitación de la Cuenca del Plata, en combinación con el Anticiclón del Atlántico.

Es importante, el corrimiento hacia el Norte y la penetración del sistema del anticiclón del Atlántico Sur sobre el continente durante el invierno, determinando así la estación seca de todas las regiones tropicales y subtropicales de la cuenca (Caffera y Berbery, 2006).

La estacionalidad de los elementos climáticos determinantes del ciclo hidrológico de toda la Cuenca del Plata está pautada por la dinámica del Anticiclón del Atlántico Sur.

Lo mencionado anteriormente es fundamental para comprender los factores que controlan el balance hídrico que influye sobre la dinámica de los sistemas fluviales y lacustres pampeanos. La región Chacopampeana Argentina presenta lagunas con ecosistemas altamente variables y dinámicos, que se caracterizan por ser muy sensibles a los cambios en la relación precipitación/evaporación y en efecto a la variabilidad climática (Ringuelet, 1967; Quirós *et al.*, 2002; Piovano *et al.*, 2002, 2004a; Laprida y Valero-Garcés, 2009; Córdoba, 2012; Stutz *et al.*, 2014; Córdoba *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2015, entre otros).

I.4.4. Reconstrucción Paleoclimática

En este apartado se describen principalmente los antecedentes paleoclimáticos.

La variación climática en la región pampeana ha sido mencionada por varios autores (Iriando, 1999; Prieto *et al.*, 2004; Tonni, 2006; Piovano *et al.*, 2009; Laprida *et al.*, 2009; Córdoba *et al.*, 2014; Guerra *et al.*, 2015, entre otros).

Uno de los primeros esquemas climáticos elaborados para la región pampeana aparece en los trabajos realizados por Frenguelli (1950, 1957), donde explicó que el Cuaternario fue un periodo caracterizado por una sucesión de fases glaciares e interglaciares. También relacionó estas alternancias climáticas con cambios en los tipos de depósitos. Luego, Tricart (1973) propone un esquema climatoestratigráfico opuesto, en el cual las fases inter-pluviales coinciden con épocas glaciares, y las fases pluviales con las interglaciares.

Según Dangavs (2019), la cuenca del río Salado, de acuerdo a las evidencias geológicas, desde el último periodo glaciario, se ha caracterizado por una sucesión climática alternante seco-húmedo “posensenadense” que rige hasta el presente (Dangavs, 2005a y b; Dangavs y Mormeneo, 2006 y 2012; Dangavs y Reynaldi, 2008; Dangavs, 2009 y 2010; Dangavs y Pierrard, 2013; Iriando y Krohling, 2007). En los depósitos lagunares y en los afloramientos de sus alrededores se observan estas evidencias.

Dangavs (2019) (en base a los conceptos de biostasia y rexistasia de Erhart, 1956) reconoció cinco etapas climáticas secas (ES5-ES1) y otras húmedas (EH5-EH1) “posensenadenses” en la cuenca del río Salado. Las etapas secas se caracterizaron por: la excavación de las cubetas por deflación eólica y/o rejuvenecimiento, existencia de lagos salados donde precipitan las sales (yeso, calcita, etc.), pelletización por efecto salino (Tricart, 1954b) y por la acumulación de depósitos eólicos. En las etapas húmedas las cubetas albergaron ambientes acuáticos, en los cuales predominaron los procesos de aluvionamiento y modelado, y al mismo tiempo la pedogénesis de los depósitos aflorantes inferiores inmediatos (Dangavs, 2019). Según este autor, todos estos fenómenos se podrían relacionar con el Ciclo Climático Glacial-Interglacial y sus fases climáticas menores propuestas por Fairbridge (1972), y también con las Épocas Pluviales e Interpluviales de la Pampa Deprimida (Tricart, 1973). Según este autor las Épocas Interglaciales corresponden a los Pluviales (húmedas) y las Glaciares a los Interpluviales (secas), y los periodos glaciares se relacionan momentos de regresiones marinas y de clima más seco, durante los cuales ocurrió la depositación de los niveles eólicos (E3 y E1), y los periodos interglaciares con momentos de transgresiones marinas.

En cuanto a la laguna de Lobos, según Dangavs (2019), los depósitos posteriores a la Formación Ensenada están representados por cinco episodios de clima seco (que abarcan desde el Glacial temprano a la Pequeña Edad de Hielo) y cinco húmedos, cuyas acumulaciones límnicas integran los cuatro Miembros de la Formación Luján, el aluvio actual y los suelos sincrónicos S4, S1 y S0. Según este autor, la excavación de la cubeta comenzó en la etapa seca del “Bonaerense” y la posterior alternancia climática: seco-húmedo facilitó su evolución. Las etapas húmedas se caracterizaron por la

sedimentación y la pedogénesis, y las secas por deflación, generación de cubetas, sabkhas o lagos salados, precipitación de sales y acumulación de depósitos eólicos.

Dangavs (2019) observó que durante el ciclo húmedo (EH3) se acumuló un depósito representado por los sedimentos del ambiente dulciacuicola lagunar de la Formación Luján, Miembro Río Salado (Fidalgo *et al.*, 1973) del Holoceno temprano a medio, el cual en sus postrimerias se transformó en un pantano calcáreo. Para Iriondo (1999) esta etapa de clima subtropical representa el Hypsithermal y la pedogenética S2, (8500 a 3500 AP). Mientras que Prieto *et al.* (2004) dataron el paleosuelo suprayacente (Suelo Puesto Berrondo) entre los 3500 y 2900 AP.

Para Dangavs (2019) el episodio seco (ES2) transformó el ambiente dulciacuicola lagunar del Miembro Río Salado del Holoceno temprano a medio de Fidalgo *et al.* (1973), en un pantano carbonático, el que fue parcialmente deflacionado y cuyos depósitos se acumularon en el borde de sotavento de la cubeta, constituyendo el depósito eólico de aspecto loessico de la Formación La Postera III del Holoceno medio a tardío (Dangavs, 2005b). El sedimento loessico se corresponde con la fase climática subtropical seca de dunas y loess D2-L2, cuya edad fue datada por Iriondo (1999) e Iriondo y Krohling (2007) en sedimentos equivalentes entre 3500 y 1400 AP.

Por otro lado, Córdoba (2012) infiere entre los 3000 cal AP y los 1870/80 AD condiciones comparativamente más húmedas a escala de décadas/centurias, alternando con periodos secos de mayor duración.

En el Holoceno ocurrieron alteraciones significativas en las condiciones climáticas que generaron una reactivación y/o estabilización del paisaje. Durante el último período glacial la depositación eólica fue dominante en la región Chacopampeana, con dirección de transporte principal desde el SO y O del continente, coincidiendo con los modelos de paleoviento (Zarate, 2007).

Según Prietto *et al.* (2004) el clima se volvió más seco durante el Holoceno tardío (ca. 3000 años AP), cuando aumentó la sedimentación clástica, en condiciones subhúmedas-secas. Durante este periodo, entre los 3500 y 1400 años AP, se estableció un clima semiárido en la llanura Chacopampeana de la Argentina y regiones periféricas (Iriondo 1990, 1999).

Posteriormente, Iriondo (2010) identificó en el Sistema Eólico Pampeano seis episodios secos con formación de dunas (D), intercalados con seis intervalos húmedos con desarrollo de suelos (S), incluyendo el húmedo actual (Iriondo 2010). Estos periodos húmedos más recientes fueron: S2 – Hypsithermal u Optimum Climaticum (8500 y el 3500 A.P.) y S1 – El Máximo Medieval (1400-800 a. A.P.), y los últimos periodos secos fueron: D2 – Holoceno superior (3500 y 1400 A.P.) desarrollándose campos de dunas parabólicas en varios sectores, y D1 – La Pequeña Edad del Hielo (fue un período de enfriamiento y sequía, que en el territorio argentino generó avances glaciarios en la Cordillera y aridez en las tierras bajas).

En el último milenio se verificaron dos eventos climáticos significativos: la Anomalía Térmica Medieval (ATM) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH, Tonni 2006, Lamb 1977,

Deschamps *et al.*, 2003). La ATM en el hemisferio norte se desarrolló fundamentalmente entre los 800 a 1200 AD (Broecker, 2001).

La ATM o el Máximo Térmico Medieval, MTM, (también denominada Anomalía Climática Medieval -MCA-, Villalba, 1994; Stine 1994; Mann *et al.*, 2009) en la región pampeana corresponde a condiciones húmedas y cálidas (Piovano *et al.*, 2009). Al norte y al este de la Diagonal árida, la ATM se caracteriza por una mejora climática con temperaturas más altas y mayor humedad (Cioccale, 1999; Piovano *et al.*, 2009; Thompson *et al.*, 2013; Guerra *et al.*, 2015).

Por otro lado, la Pequeña Edad de Hielo (PEH o LIA- Villalba 1994, Luckman y Villalba 2001, Bradley y Jones, 1993; Bradley *et al.*, 2003-) ocurrida según Bradley y Jones (1993) y Bradley *et al.* (2003) entre el 1500 AD y 1880 AD, en la cual la evidencia paleoclimática indica condiciones más secas con frecuentes sequías extremas e inundaciones en la región pampeana (Cioccale, 1999; Prieto y García Herrera, 2009; Stutz *et al.*, 2010). En general, los datos limitados del hemisferio sur sugieren que las condiciones fueron generalmente más frías durante el intervalo 1500-1850 AD, con diferentes regiones experimentando temperaturas mínimas en distintos momentos dentro de este período (Bradley *et al.*, 2003). Las anomalías negativas de la temperatura de la superficie del mar (SST) durante la PEH estuvieron acompañadas por una disminución de las precipitaciones debido a una disminución de la humedad de la corriente en chorro de capas bajas (SALLJ: South American low level jet) como se identificó durante las fases frías actuales (Doyle y Barros 2002).

La PEH habría sido un periodo relativamente seco en la pampa húmeda y en la pampa seca. Durante este periodo (principalmente entre los siglos XVIII y hasta mitad del siglo XIX) las frecuentes sequías habrían favorecido en las lagunas pampeanas condiciones de aguas relativamente bajas que afectaron los procesos sedimentológicos, físicos y biológicos (Laprida *et al.*, 2009). Es así que, se han reconocido condiciones de sequía en varios cuerpos lacustres durante la PEH (por ej. Piovano *et al.*, 2009; Córdoba, 2012; Laprida *et al.*, 2009; Guerra *et al.*, 2015). Posteriormente, Laprida *et al.* (2009), menciona que alrededor de 1850 los eventos de excesos hídricos comenzaron a dominar el escenario pampeano.

Tonni (2006) hace referencia a que la historia biogeográfica de los linajes animales y vegetales está fuertemente ligada a los cambios climáticos ambientales. Especialmente en el caso de los mamíferos, la información obtenida para los últimos 1000 años en la Argentina, permite verificar cambios probablemente vinculados con dos eventos: el ATM y la PEH, fuertemente manifestada durante los siglos XVIII y XIX por una marcada aridez.

Los registros paleoclimáticos de alta resolución demuestran que el clima del Holoceno se caracteriza por cambios rápidos, no estrictamente sincrónicos en las diversas áreas (Tonni, 2006).

Posteriormente, durante el periodo desde 1970 AD al presente se registró un aumento del nivel del agua y de la productividad. Este periodo húmedo fue descrito por varios autores (Piovano *et al.*, 2002, 2004a, 2004b, 2009; Córdoba, 2012; Guerra *et al.*, 2015; entre otros). El mismo se relaciona con el importante cambio hidrológico que ocurrió en

el SESA a finales de la década de 1970 (Boulanger *et al.*, 2005; Piovano *et al.*, 2009; Córdoba, 2012; Berbery *et al.*, 2006, entre otros).

Estudios paleolimnológicos

Por otro lado, diversos autores realizaron estudios paleolimnológicos en la región pampeana relacionados con el paleoclima. Piovano *et al.* (2002) estudiaron testigos sedimentarios de la laguna Mar Chiquita. Los resultados del estudio multiproxy indican que el sistema ha registrado claramente variaciones hidrológicas desde el final de la PEH (1770 D.C.) hasta el presente. El registro paleolimnológico de Laguna Mar Chiquita muestra que las condiciones secas dominaron esta región desde el final de la PEH hasta principios del último cuarto del siglo XX. Aunque se han identificado varios intervalos húmedos a corto plazo como niveles crecientes del lago dentro de esta fase seca (durante el final del siglo XVIII, la segunda mitad del XIX y durante los primeros tres cuartos del siglo XX). Las condiciones más húmedas produjeron el declive más reciente, que comenzó hace 25 años y es el más grande de los 240 años de historia de la laguna (Piovano *et al.*, 2002).

Piovano *et al.* (2006) sintetizaron la sucesión de cambios climáticos registrados en el N de Córdoba y NO argentino. Desde 1750 D.C. a 1770 D.C. se registra un ciclo húmedo (con periodos muy secos intercalados). Datos históricos indican que el déficit hídrico o sequías en el área fueron muy frecuentes en el último cuarto del siglo XVIII e inicios del siglo XIX.

Laprida *et al.* (2009) estudiaron el registro de la PEH en las lagunas pampeanas, analizando el registro sedimentario de los últimos 500 años de testigos de las lagunas de Chascomús y Monte.

Laprida y Valero Garcés (2009) presentan la evolución paleoambiental de la laguna de Chascomús para los últimos 500 años, mediante el estudio de las asociaciones de ostrácodos y de evidencias geoquímicas y sedimentológicas. Estos autores registraron una marcada salinización de las aguas entre principios del siglo XVIII y mediados del siglo XIX (incluye la PEH) y reconocieron un cambio en 1850, de mayor disponibilidad de agua en el sistema pampeano a partir de la evolución cualitativa de las precipitaciones en la llanura pampeana para el período desde 1573-1923, en base a los archivos históricos (Fig. I.19).

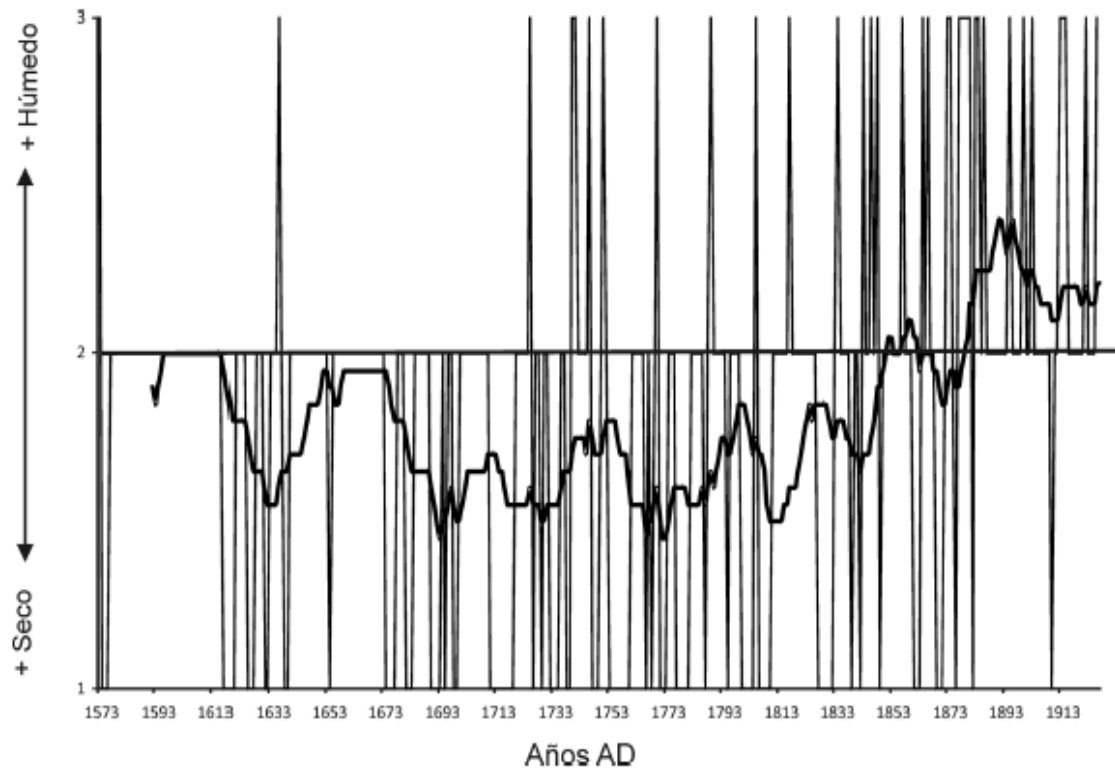


Figura I.19. Evolución cualitativa de las precipitaciones en la llanura pampeana en base a los archivos históricos para el período desde 1573- 1923. La codificación 1 corresponde a años con registros históricos de sequía; 2, a años "normales"; y 3, a años con registros históricos de inundaciones. La línea de tendencia es una media móvil con un período de 20 años semejante a la resolución del muestreo del testigo LCH2. Tomado de Laprida y Valero-Garcés (2009).

Córdoba *et al.* (2014) presentaron una revisión de diversos estudios paleolimnológicos previamente publicados y desarrollados en la región subtropical Argentina, con el objetivo de realizar comparaciones latitudinales de la respuesta hidrológica de los sistemas lacustres frente a las variaciones de la circulación atmosférica asociada a la dinámica del Sistema Monzónico Sudamericano (desde la PEH hasta el presente). Estos autores mencionan que el gran "salto hidrológico" ocurrido durante la década de 1970 en el SE del continente americano caracterizado por un aumento notable en las precipitaciones ha sido registrado como uno de los mayores saltos hidrológicos ocurridos en ambientes continentales a nivel global.

Guerra *et al.* (2015) identificaron la respuesta hidrológica del sistema lacustre a eventos climáticos a gran escala durante el Holoceno tardío, como la PEH (Bradley y Jones, 1993; Bradley *et al.*, 2003; Villalba, 1994; Thompson *et al.*, 1986), la anomalía climática medieval (Villalba, 1994) y el período cálido actual (denominado en Bird *et al.*, 2011). Guerra *et al.* (2015) en la laguna de Melincué encontraron un periodo seco entre 806 D.C. y 1880 D.C. Existen fases relativamente más húmedas que interrumpen este periodo seco (una importante registrada a los 1454 D.C., después del final de la anomalía climática medieval). La ocurrencia de hiatos sedimentarios entre 1492 D.C. y 1880 D.C. en la secuencia de la laguna Melincué podría corresponder a sequías intensas durante la PEH. Después de 1880 AD registraron una importante transgresión lacustre y el inicio

de una laguna permanente de poca profundidad, correspondiente al inicio del período cálido actual, y posteriormente observaron otra transgresión de la laguna ocurrida en la década de 1970 (sedimentos orgánicos de grano fino y baja salinidad), contemporánea con un aumento general de las precipitaciones en el sureste de América del Sur, y en el período posterior a 1970 el desarrollo de un lago subsalino perenne de alto nivel. Según Guerra *et al.* (2015), estos eventos húmedos se manifiestan de manera aguda en otros sistemas hidrológicos en el centro de Argentina (por ejemplo, Piovano *et al.*, 2002, 2004a, 2004b; Pasquini *et al.*, 2006; Córdoba, 2012).

Córdoba (2012) realiza un aporte al estudio del registro climático del Holoceno tardío en las latitudes medias del SE de América del Sur mediante el análisis limnogeológico de las Lagunas Encadenadas del Oeste.

Seitz (2018) realiza estudios paleolimnológicos de cuatro lagunas ubicadas al suroeste de la provincia de Buenos Aires. Los registros de las lagunas estudiadas reflejan los cambios climáticos ocurridos en la región pampeana desde el Pleistoceno tardío hasta el presente indicando variaciones en el gradiente de humedad.

Dangavs (2019) realiza estudios paleolimnológicos, en los cuales ha reconocido, mediante perforaciones, que, sobre el piso primitivo de la cubeta (labrado en la Formación Ensenada) existen 7,5 m de depósitos de relleno, determinando los sedimentos colmatantes identificando siete unidades litoestratigráficas, cinco subacueas y dos subaereas (Fig. I.20). Las primeras corresponden a la Formación Lujan, Miembros La Chumbiada, Lobos, Río Salado y Monte (Pleistoceno tardío al Holoceno tardío) y el Aluvio reciente. Los depósitos subaereos a las Formaciones La Postrera I y IV del Pleistoceno tardío y Holoceno tardío tardío, respectivamente.

Unidades Litoestratigráficas	Edad	Ameghino 1884/1889	Fidalgo <i>et al.</i> 1973; Fidalgo, 1990	Iriondo & Kröhling 1995, 96/07; Iriondo 1999	Toledo 2005/2011
Aluvio reciente y suelo actual (11)	< 300 años	Piso Ariano	Aluvio	0,2- 0 ka AP	Arianense (suelo)
Fm La Postrera IV (10) (&)	Holoceno tardío-tardío	-----	Fm La Postrera III	Pequeña Edad de Hielo D1-L1 0,8-0,2 ka AP	-----
Fm Luján, Mb Monte; (9)	Holoceno tardío	Piso Aimarano	Geosuelo Puesto Berrondo (9+)	Máximo Medieval 1,4-0,8 ka AP	SD Areco (Aymareense) 3-2,5 ka P-Presente
Fm La Postrera III (8)	Holoceno medio a tardío	-----	Fm La Postrera II	D2-L2; 3,5-1,4 ka AP; EIO1	-----
Fm Luján, Mb Río Salado; (7)	Holoceno temprano a medio	Piso Platense Pospampeano lacustre	Fm Luján, Mb Río Salado Geosuelo P. Callejón Viejo (7+); (*)	EIO1 Hypsithermal 8,5-3,5 ka AP	Sec. La Plata (Querandinense-Platense) 13- 3/2,5 ka AP
Fm La Postrera II (6) ; (*)	Pleistoceno final a Holoceno temprano	-----	Fm La Postrera I	14-8,5 ka D3-L3	-----
Fm Luján, Mb Lobos; (5) Geosuelo La Horqueta (5+); (*)	Pleistoceno tardío-tardío	Piso Lujanense Pampeano Lacustre	Fm Luján, Mb Guerrero	Fase final EIO2 20/18-14ka AP	SD Luján Verde Superior 17/16-13 ka AP
Fm La Postrera I (4) (&)	Pleistoceno tardío	-----	-----	EIO2; D4-L4 Máxi- Glacial 35-20/18 ka AP	-----
Fm Luján, Mb La Chumbiada; (3)	Pleistoceno tardío	Piso Lujanense Pampeano Lacustre	Fm Luján, Mb Guerrero Geosuelo Sin Nombre (3+)	EIO3 > 35 < 65 ka AP	SD Luján Rojo 30-7/16 ka AP
SD Luján Verde Inferior Toledo (2011) (#)	Pleistoceno tardío	-----	-----	-----	SD Luján Verde Inferior 55/50- 30 ka AP
Fm Buenos Aires; < 0,73 Ma; (2)	Pleistoceno medio-tardío	Bonaerense	Sedimentos Pampeanos	EIO3 D5-L5 > 65 ka AP	GSD Buenos Aires 115?-55/50 ka AP
Fm Ensenada > 0,73 Ma; (1)	Pleistoceno temprano a medio	Ensenadense	Sedimentos Pampeanos	EIO 4; D6 Fm Rosario	GSD "Ensenada" >600? ka AP

Figura I.20. Cuadro estratigráfico del Cuaternario de la laguna Lobos y comparativo con los esquemas de otros autores. Tomado de Dangavs (2019).

Según Dangavs (2019) los paleoambientes acuáticos (excepto los sedimentos del ambiente actual) fueron reducidos por la deflación de las etapas secas sobre la región. A partir del Holoceno medio-tardío se produjeron cuatro episodios climáticos alternantes, dos secos (ES2 y ES1) y dos húmedos (EH2 y EH1).

La interpretación que propone Dangavs (2019) se encuentra fundada en las etapas climáticas alternantes seco-humedo de la región pampeana, basadas en la sucesión de los depósitos de relleno de los lechos y los de los afloramientos, los episodios pedogenéticos (S4 a S0) y las fases eólicas de dunas/loess (D5-L5 a D1-L1) establecidas por Iriondo y Krohling (1995; 1996 y 2007) e Iriondo (1999). Las edades consideradas están referidas a dataciones paleomagnéticas: Nabel y Valencio (1981), Valencio y Orgeira (1983). Bobbio *et al.* (1986), Nabel 1993, Bidegain (1998) y Bidegain *et al.* (2004 y 2005); radiocarbónicas: Carbonari *et al.* (1992), Figini *et al.* (1995 y 1998), Tonni *et al.* (2003), Prieto *et al.* (2004), Toledo (2005 y 2011), Dangavs y Pierrard (2013), Mari *et al.* (2013), las de este trabajo (Dangavs, 2019) y las referidas por Iriondo e Iriondo y Krohling en los trabajos indicados *ut supra*.

I.5. Suelos

En la llanura pampeana se ubican los suelos más fértiles del país. Predominan los suelos húmicos, y son comunes los suelos ácuicos e hidromórficos y, en la zona occidental, los suelos arenosos (Pereyra, 2012).

Los suelos, en la región de estudio, corresponden principalmente al Orden Molisol, seguido por los Órdenes Alfisol y Entisol.

En la mayor parte de la región se observan suelos mólicos con horizontes superficiales oscuros, potentes y con alta cantidad de materia orgánica, correspondientes al orden de los Molisoles formados a partir de materiales originarios loessicos, sedimentos de tamaño limosos y en menor medida arenas. De acuerdo a Pereyra (2012) en los sectores más elevados (estables desde el punto de vista geomorfológicos y más antiguos) los Molisoles poseen un alto grado de desarrollo pedogenético. Por debajo de los horizontes mólicos se hallan potentes horizontes de acumulación de arcillas (Bt). Los horizontes argílicos son de textura arcillosa o franco-arcillosa, tienen estructuras prismáticas y poseen abundantes barnices o cutanes. Estos suelos son muy profundos (más de 2 m), con perfiles complejos (A1-A2-Bt-BC-C) y con horizontes bien diferenciados. En función de las características señaladas pertenecen al Gran Grupo de Argiudoles y son los suelos más abundantes de la región. En los sectores más inestables, donde existen materiales originarios arenosos o en depósitos más jóvenes, los Molisoles presentan perfiles más simples y texturas más gruesas por lo que pueden clasificarse como Hapludoles.

Existen suelos hidromórficos dada la abundancia de las zonas anegadizas debidas a las condiciones del relieve de la región. Según Pereyra (2012) este tipo de suelos domina en la Pampa Deprimida y además, existen dos Grandes Grupos de suelos. Si el agua no inhibe totalmente la humificación se dan los Molisoles de régimen ácuico. Estos son principalmente los Endoacuales con perfiles poco diferenciados pero profundos y son frecuentes no solo en las antiguas cubetas de deflación convertidas en lagunas, sino también en las planicies aluviales de los principales cursos fluviales de la región. En cambio, los otros suelos poseen horizontes superficiales poco potentes, con escasa materia orgánica y son claros. Estos suelos por debajo poseen un grueso horizonte de acumulación de arcillas sólidas (nátrico) dando lugar a los Alfisoles de régimen ácuico. Son suelos profundos que presentan perfiles bien diferenciados y texturas finas, y corresponden principalmente al Gran Grupo de los Natracualfes.

Los Natralboles y Argialboles (Molisoles), pertenecientes al Gran Grupo de los Alboles, presentan por debajo del horizonte superficial mólico (A), un horizonte eluvial de tipo E, de color blanquecino y textura arenosa o franco-arenosa. Se ubican mayormente sobre las suaves pendientes que marginan los interfluvios de la planicie loessica (Pereyra, 2012).

Por otro lado, en la zona de la bahía de Samborombón se encuentran asociaciones de suelos relacionadas con las antiguas geoformas litorales marinas. En los cordones de conchillas aparecen suelos gruesos y con altos contenidos de carbonatos de calcio,

siendo estos los Haprendoles, y en las antiguas planicies de mareas se observan suelos finos e hidromórficos, como Endoacuoles, Natracuoles y Natracualfes. Mientras que, en los grandes campos de dunas, de la Pampa Arenosa y en la zona litoral Atlántica, los suelos presentan los perfiles menos desarrollados, producto de la textura arenosa de los materiales originarios y de la mayor actividad morfodinámica. En las dunas más antiguas y estabilizadas aparecen los Hapludoles, y en las dunas activas y más modernas aparecen Entisoles (Pereyra, 2012).

Durante el Cuaternario han ocurrido eventos de depositación de loess y de pedogénesis vinculados a los periodos secos-fríos y templados-húmedos respectivamente. Es por ello que se pueden reconocer discontinuidades litológicas en los suelos enterrados y paleosuelos, así como herencias morfoclimáticas (como los calcretes o toscas) y por lo tanto suelos poligenéticos. Esto implica la gran presencia de suelos de tipo Tupto (Pereyra, 2012).

Hurtado *et al.* (2005) señala las características que presentan los suelos en la subregión Pampa Deprimida correspondiente al Mapa de Subregiones Naturales de la Provincia de Buenos Aires del INTA (1989). Algunas de las características que menciona son: los suelos poseen sales de sodio en porcentajes perjudiciales para la estructura del suelo, incidiendo en la infiltración de las aguas y en el desarrollo radicular; en las microdepressiones de los ambientes llanos existen suelos sódicos desde superficies con horizontes "A" delgados y claros, con estructura degradada (Natracualfes típicos), que tienen importantes limitaciones para el desarrollo vegetal; la parte centro-este de la subregión sufre los mayores inconvenientes de drenaje, siendo la mayoría de sus suelos sódicos desde superficie o desde los primeros 40 cm de profundidad (Natracualfes o Natracuoles típicos); el agua superficial escurre de manera mantiforme, ocurriendo así anegamientos muy frecuentes; el sector este, donde los suelos se desarrollan sobre materiales arcillosos (Vargas Gil *et al.*, 1972), presenta numerosas cubetas, lagunas y paleocanales de marea, siendo los suelos muy poco permeables, alcalino-sódicos, a veces salinos y muy imperfectamente drenados, predominando el orden de los Vertisoles, Hapludertes ácuicos y Hapludertes crómicos (Godagnone *et al.*, 2002); en los cordones de conchilla y en algunos sectores ondulados existen suelos profundos y bien drenados pero de escasa extensión areal (Haprendoles insépticos y énticos) (Godagnone *et al.*, 2002). Finalmente, Hurtado *et al.* (2005) hace referencia a las limitaciones de los suelos, las cuales están determinadas por la anegabilidad, alcalinidad, salinidad, influencia de la capa freática, baja permeabilidad y reducida profundidad.

En la Pampa Deprimida, casi todos los suelos se ven afectados por las condiciones de drenaje pobre y el alto riesgo de inundación. Según un relevamiento de suelos realizado por INTA (1990), en esta región, más del 60% de los suelos de la región están afectados por excesos de agua, junto con exceso de sales y de sodio intercambiable.

En la Tabla I.3 se presentan las distintas características y los factores de formación de los suelos más representativos de la Unidad de los Suelos humíferos de la región pampeana.

SUELO	HORIZONTES	HORIZONTES DIAGNÓSTICOS	GEOFORMAS	RELIEVE	MATERIAL ORIGINARIO	CLIMA	CLIMA EDÁFICO	BIOTA	DRENAJE	TIEMPO DE EVOLUCIÓN
Argiudoles	A-Bt-BC-C-Ckm	Mólico Argílico	Planicie loessica	Suav. ondulado	Loess	Templado Húmedo	Údico	Estepa Herbácea	Moderado	Largo
Hapludoles	A-Bw-C	Mólico Cámbico	Planicie loessica y dunas	Suav. ondulado	Loess y arenas eólicas	Templado Húmedo	Údico	Estepa Herbácea	Bueno	Moderado
Natracualfes	A-Btn-BC-C	Nátrico	Vías de avenamiento y ambiente litoral	Subnormal	Loess retrabajado	Templado Húmedo	Ácuico	Estepa Herbácea	Malo	Largo
Endoacuoles	A-AC-Cg	Mólico	Vías de avenamiento y ambiente litoral	Subnormal	Loess retrabajado y dep. finos fluviales	Templado Húmedo	Ácuico	Estepa Herbácea	Malo	Moderado
Haplustoles	A-Bw-Ck	Mólico Cálcico	Planicie loessica y dunas	Suav. ondulado	Loess y arenas eólicas	Semiárido	Ústico	Estepa Herbácea	Bueno	Moderado
Udipsamentes	A-C	Ninguno	Dunas	Suav. ondulado	Arenas eólicas	Variable	Údico	Estepa Herbácea	Bueno	Corto
Argialboles (Natrálboles)	A-E-Bt-BC-C (A-E-Btn-BC-C)	Mólico Albico Argílico (nátrico)	Planicie loessica	Suav. ondulado	Loess	Templado Húmedo	Údico	Estepa Herbácea	Moderado	Largo
Udifluventes	A-C1-2C2	Ninguno	Vías de avenamiento	Plano	Dep. finos fluviales	Variable	Údico	Estepa Herbácea	Variables	Corto

Tabla I.3. Características y factores de formación de los suelos más representativos de la Unidad Suelos humíferos de la región pampeana. Tomado de Pereyra (2012).

I.6. Referencias

Aguilera, E.Y. y Rabassa, J. 2011. Rasgos geomorfológicos generados durante el Hipsitermal (Holoceno medio) y su relación con los cambios climáticos. III Congreso Internacional sobre cambio climático y desarrollo sustentable. La Plata.

Aguirre, M.L., Richiano, S., Farinati, E. y Fucks, E. 2011. Taphonomic comparison between two bivalves (*Macra* and *Brachidontes*) from Late Quaternary deposits in northern Argentina: Which intrinsic and extrinsic factors prevail under different palaeoenvironm.

Alonso A.F. 2009. En el 'país de los caldenes': incorporación productiva y expansión económica en La Pampa. *Huellas* 13: 204–236.

Ambrizzi, T. 2006. Variabilidad interanual: background. En Barros, V., Clarke, R. y Silva Díaz, P. (ed.): *El cambio climático de la cuenca del plata*, 230 p.

Ameghino, F. 1884. Las secas y las inundaciones en la Provincia de Buenos Aires. Obras de retención y no de desagüe. Ministerio de Asuntos Agrarios de la Provincia de Buenos Aires.

Ameghino, F. 1886. Las secas y las inundaciones en la provincia de Buenos Aires. Obras de retención y no de desagüe. La Plata: Ministerio de Asuntos Agrarios de la Provincia de Buenos Aires, 2ra edición, 66 p.

Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)* 6: 1-1027.

Auge, M. 2004. Regiones Hidrogeológicas Provincia De Buenos Aires. En *Regiones Hidrogeológicas República Argentina y provincias de Buenos Aires, Mendoza y Santa Fe*.

Barros, V. y Doyle, M. 1997. Interannual variability of Precipitation in Southern South America. *International conference on s. h. met. and ocean*, 5., 1977, Pretoria, South Africa. *Anais...* Pretoria, South África: AMS, p. 228-229.

Barros, V., Castañeda, M. E. y Doyle, M. 2000. Recent precipitation trends in southern South America east of the Andes: An indication of climatic variability. In *Southern Hemisphere paleo-and neoclimates* Springer, Berlin, Heidelberg. pp. 187-206.

Barros, V., Grimm, A., Robertson, A. y Núñez, M. 2006. Caracterización del clima de la cuenca del Plata. *REGA*, 3, 13-28.

Barros, V., Doyle, M., González, M. Camilloni, I., Bejarán R. y Caffera, R. 2002. Climate variability over subtropical South America and the South American monsoon: a review. *Meteorologica*, 27: 33-58.

Barros, V., Doyle, M., González, M. Camilloni, I., Bejarán R. y Caffera, R. 2002. Climate variability over subtropical South America and the South American monsoon: a review. *Meteorologica* 27: 33-58.

Berberly, E.H., Doyle M. y Barros V. 2006. Tendencias regionales en la precipitación. En Barros, V., Clarke, R. y Silva Dias, P. (Eds.). *El cambio climático en la Cuenca del Plata*. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET): 67-79, Buenos Aires.

Bidegain, J. 1998. New evidence of the Brunhes/Matuyama polarity boundary in the Hernandez-Gorina Quarries, north-west of the city of La Plata, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 11/12, pp. 207- 229.

Bidegain, J., Osterrieth, M., Van Velzen, A. y Rico, Y. 2005. Geología y registros magnéticos entre el arroyo La Tapera y Santa Clara del Mar, Mar del Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, pp. 599-604.

Bidegain, J., Terminiello, L., Rico, Y., Mercedes, R. y Aragon, E. 2004. Mineralogía magnética en la transición Brunhes-Matuyama. Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59, pp. 193-199.

Bird, B.W., Abbott, M.B., Vuille, M., Rodbell, D.T., Stansell, N.D. y Rosenmeier, M.F. 2011. A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108 (21), 8583–8588.

Bobbio, M., Devincenzi, S., Orgeira, M. y Valencio, D. 1986. La magnetoestratigrafía del “Ensenadense” y “Bonaerense” de la ciudad de La Plata (excavación del nuevo Teatro Argentino): Significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41, pp. 7-21.

Bohn, V.Y., Delgado, A.L., Piccolo, M.C. y Perillo, G.M.E. 2016. Assessment of climate variability and land use effect on shallow lakes. *Environmental Earth Sciences*, 75, p. 818. doi:10.1007/s12665-016-5569-6.

Boulanger, J.P., J. Leloup, O. Penalba, M. Rusticucci, F. Lafon y Vargas, W. 2005. Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Clymate Dynamics* 24:393-413.

Bowler, J.M. 1973. Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. *Earth-Science Reviews*, 9(4), 315-338.

Bracaccini, O. 1972. Cuenca del Salado. En: Turner JC (ed) *Geología regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, 407–418.

Bradley, R.S. y Jones, P.D. 1993. 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3 (4), 367-376.

Bradley, R.S., Briffa, K.R., Cole, J., Hughes, M.K. y Osborn, T.J. 2003. The climate of the last millennium. In *Paleoclimate, Global Change and the Future*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 105-141.

Broecker, W.S. 2001. Was the medieval warm period global? *Science*, 291(5508), 1497-1499.

Bruniard, E. 1982. La diagonal árida Argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica* 95:5–20.

Bruniard, E. 1982. La diagonal árida Argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica* 95:5-20.

Caffera, R.M. y Berbery, E.H. 2006. Climatología de la Cuenca del Plata. El cambio climático en la Cuenca del Plata, 19-38.

Camino, R. 1999. *Geología argentina* (Vol. 29). Buenos Aires, SEGEMAR.

Carbonari, J., Huarte, R. y Figini, A. 1992. Miembro Guerrero, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires) edades 14C. 3as Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: pp. 245-247. La Plata.

Carvalho, L., Jones, C. y Liebmann, B. 2004. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate* 17, 88–108.

Carvalho, L.M., Jones, C., Silva, A.E. y Liebmann, B. 2011. The South American Monsoon System and the 1970s climate transition. *International Journal of Climatology* 31:1248-1256.

Castañedas, E. y Barros, V. 1994. Las tendencias de la precipitación en el Cono Sur de América al Este de los Andes. *Meteorológica* 19:23-32.

Cavallotto, J.L. 1995. Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sur del Río de la Plata. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 237 p., La Plata.

Chiozza E. y Figueira R. 1982. Atlas demográfico de la República Argentina. Buenos Aires: Centro Editor de América Latina.

Cingolani, C.A. 2005. Unidades morfoestructurales (y estructuras menores) de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata. Cap. II: 21-30.

Cioccale, M.A. 1999. Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International* 62 (1): 35-47.

Codignotto, J.O. y Aguirre, M.L. 1993. Coastal evolution in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. *Marine Geology*, 110: 163-175.

Compagnucci, R.H., Agosta, E.A. y Vargas, W.M. 2002. Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. *Climate Dynamics*, 18: 421-435.

Córdoba, F. 2012. El registro climático del Holoceno tardío en latitudes medias del SE de Sudamérica: Limnogeología de las Lagunas Encadenadas del Oeste, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 285 pp.

Córdoba, F.E., Guerra, L., Rodríguez, C. C., Sylvestre, F. y Piovano, E. L. 2014. Una visión paleolimnológica de la variabilidad hidroclimática reciente en el centro de Argentina: desde la pequeña edad de hielo al siglo XXI. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 21(2), 139-163.

Damiano, F., Fernández, N., Parodi, G. y Rébora, M. 1989. Manejo del agua pluvial en la zona Deprimida del Salado. *Manejo del Suelo y Aguas en Llanuras Argentinas*, INTA-CONAPHI, pp. 133-166.

Dangavs, N. 1979. Presencia de dunas de arcilla fósiles en la Pampa Deprimida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(1), 31-35.

Dangavs, N. 2005a. Los ambientes acuáticos de la provincia de Buenos Aires. En: De Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M., Llambías, E. (Eds.), *Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata, pp. 219-236.

Dangavs, N. 2009. Los paleoambientes cuaternarios del arroyo La Horqueta, Chascomús, provincia de Buenos Aires. *Rev. la Asoc. Geol. Argent.* 64 (2), 249-262.

Dangavs, N. 2018. Geología y paleolimnología del complejo lagunar “Santa Rosa del Monte”, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, 3(1), 183-221.

Dangavs, N. y Blasi, A. 2003. El Miembro Lobos de la Formación Luján: cambio de rango de la Fm. Lobos, unidad estratigráfica del Pleistoceno superior de la cuenca del río Salado de la provincia de Buenos Aires. En: Segundo Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, San Miguel de Tucumán, pp. 67-74.

Dangavs, N. y Mormeneo, M. 2012. Geolimnología y paleolimnología de la laguna Adela, Chascomús, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, 13, pp. 1-26.

Dangavs, N. y Mormeneo, M. 2006. Geolimnología y paleolimnología de la laguna Lacombe, Chascomús, provincia de Buenos Aires. 3er Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 2, pp. 919-932, Córdoba.

Dangavs, N. y Reynaldi, J. 2008. Paleolimnología de la laguna Cerrillo del Medio, Monte, provincia de Buenos Aires. *Rev. la Asoc. Geol. Argent.* 64, 29-42.

Dangavs, N.V. 2005b. La Formación La Postrera I, II, III y IV de la laguna Las Barrancas de Chascomús, provincia de Buenos Aires. *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 4*, pp. 115-122, La Plata.

Dangavs, N.V. 2019. El registro paleoambiental del Pleistoceno tardío al presente en la Laguna Lobos, Buenos Aires, Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, 4: 1-40.

Dangavs, N.V. y Blasi, A. 1992. Presencia de yeso en Lobos, Buenos Aires, Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología* 11 (100): 17-32.

Dangavs, N.V. y Blasi, A.M. 2002. Los depósitos de yeso intrasedimentario del arroyo El Siasgo, partidos de Monte y General Paz, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(3), 315-327.

Dangavs, N.V. y Pierrard, L. 2013. Paleolimnología de la Laguna del Monte, San Miguel del Monte, provincia de Buenos Aires”. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70, pp. 128-143.

Daus, F. 1969. *Fundamentos para una división regional de la Argentina*. Buenos Aires: Instituto de Geografía UBA.

Deschamps, J.R., Otero, O. y Tonni, E.P. 2003. Cambio climático en la pampa bonaerense: las precipitaciones de los siglos 18 al 20. Documentos de Trabajo N° 109. Departamento de Investigación. Universidad de Belgrano, 18 p.

di, A., Zárate, M. A., Forman, S. L., Badger, T., Doyle, M. E., y Ciccioli, P. 2013. Geological evidence for a drought episode in the western Pampas (Argentina, South America) during the early–mid 20th century. *The Holocene*, 23(12), 1731-1746.

Díaz, A.F., Strudzinski, C D. y Mechoso, C.R. 1998. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *J. Climate*, 11, 251-271.

Diaz, H.F. y Markgraf, V., 1992. *El Niño*. Cambridge University Press, Cambridge.

Dillon, C. y Rabassa, J. 1985. Miembro La Chumbiada, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires): Una nueva unidad estratigráfica del valle del río Salado, vol. 27. I Jornadas Geológicas Bonaerenses. Resúmenes: 27. Tandil.

Doering, A. 1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia). Entrega II Geología, Buenos Aires. 300-530.

Doering, A. 1884. Estudio hidrognóstico y perforaciones artesianas en la República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)*, 6: 259-340.

Doyle, M. y Barros, V. 2002. Midsummer low-level circulation in subtropical South America and related precipitation patterns. *Journal of Climate*, 15, 3394–3410.

Duran, D. 1987. Sequias e inundaciones. Propuestas, OIKOS, Asociación para la promoción de los estudios territoriales y ambientales.

Fairbridge, R. W. 1972. Climatology of a Glacial Cycle. *Quaternary Research* 2: 283-302.

Fidalgo, F. 1979. Upper Pleisocene -Recentmarine deposits in nonheastern Buenos Aires province (Argentina). *Iru. Symp. Coastal Evol. in The Quat. Sao Paulo* 384-404.

Fidalgo, F. 1983. Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca de río Salado y en la Pampa Ondulada. *Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras. Comité Nacional Programa Hidrológico Internacional*, 2. Olavarría, Argentina.

Fidalgo, F. 1992. Provincia de Buenos Aires continental. En: Iriondo, M. (Ed.), *El Holoceno en Argentina*, vol. 1, CADINQUA, Paraná, pp. 23–38.

Fidalgo, F. y Tonni, E. 1978. Aspectos paleoclimáticos del Pleistoceno tardío-Reciente de la provincia de Buenos Aires. 2 Reunión informativa del Cuaternario bonaerense, Resúmenes, 21-28.

Fidalgo, F., Colado, U.R., y De Francesco, F.O. 1973. Sobre intrusiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). En: V Congreso Geológico Argentino Vol. 4, pp. 225-240.

Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U.R. 1973. Geología superficial de las hojas Castelli, J. M. Cobos y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). V Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39, Córdoba.

Fidalgo, F., De Francesco, F. y Pascual, R. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. VI Congreso Geológico Argentino, Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires: 103-138. Buenos Aires.

Figini, A., Huarte, R., Carbonari, J. y Tonni, E. 1998. Edades C-14 en el perfil del arroyo Tapalque, provincia de Buenos Aires. Contribución a la cronología de acontecimientos faunístico-ambientales". 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1, pp. 27-31. Buenos Aires.

Figini, A., Huarte, R., Carbonari, J. y Tonni, E.P. 1998. Edades C-14 en un perfil del Arroyo Tapalqué, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Contribución a la cronología de acontecimientos faunístico-ambientales. Actas X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, vol. I, pp 27-31.

Fray, C. y Ewing, M. 1963. Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine Continental shelf. I. Wisconsin sea level as indicated in Argentine Continental shelf Sediments. Proceedings Academy of Natural Sciences of Philadelphia 115, 6:113-126.

Frenquelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y de la geología de la provincia de Buenos Aires. M.O.P. (Bs.As.). Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica, Serie II N° 30, La Plata, 72 pp.

Frenquelli, J. 1957. Neozoico. En Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2 (3); 1-218.

Fucks, E. y Deschamps, C. 2008. Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63 (3): 326-343.

Fucks, E., Aguirre, M.L., Schnack, E., Erra, G. y Ramos, N. 2006. Rasgos litológicos y fosilíferos de la Formación Pascua (Pleistoceno Tardío) en su localidad tipo, provincia De Buenos Aires. En: III Congreso de Geomorfología y Geología del Cuaternario. Actas 2:727-736.

Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Figini, A. 2007. Geocronología, paleoambientes y paleosuelos holocenos en la Región Pampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (3), 425-433.

Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Pisano, F. 2009. Cronología de los depósitos fluviales del Pleistoceno Tardío-Holoceno en la Cuenca Inferior y media del río Salado, provincia de Buenos Aires. In: IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur. La Plata, p. 361.

Fucks, E., Pisano, F., Carbonari, J. y Huarte, R. 2011. Correlación estratigráfica y cronológica en diferentes ambientes geomorfológicos de la cuenca del salado, provincia de Buenos Aires. In: XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, p. 201.

Fucks, E., Pisano, F., Carbonari, J. y Huarte, R. 2012. Aspectos geomorfológicos del sector medio e inferior de la pampa deprimida, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25(1-2), pp.107-118.

Fucks, E., Pisano, F., Huarte, R., Di Lello, C.V., Mari, F. y Carbonari, J. 2015. Stratigraphy of the fluvial deposits of the Salado river basin, Buenos Aires Province: Lithology, chronology and paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences*, 60: 129-139.

Fucks, E.E., Schnack, E.J., y Aguirre, M.L. 2010. Nuevo ordenamiento estratigráfico de las secuencias marinas del sector continental de la Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(1), 27-39.

Garbarino S. 2008. Los inicios de la explotación y el comercio forestal en el Territorio Nacional de La Pampa. In: Lluch A and Salomón Tarquini C (eds). *Historia de La Pampa: Sociedad, política, economía: Desde los poblamientos iniciales hasta la provincialización (ca. 8000 AP a 1952)*. Santa Rosa: Editorial de la Universidad Nacional de La Pampa, pp. 205–213.

Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J. 2009. Present-day South American Climate (LOTRED South America). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281 (3-4): 180–195.

Geraldi, A.M., Piccolo, M.C. y Perillo, G.M.E. 2011. Lagunas bonaerenses en el paisaje pampeano. *Ciencia hoy*, 21(123): 16-22.

Godagnone, R.E., Bertola, H. y Ancarola, M. 2002. Mapa de suelos de la Argentina. Instituto Geográfico Militar. Escala 1:2.500.000.

González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (1): 67-148.

Goudie, A.S. y Wells, G.L. 1995. The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth-Science Reviews*, 38(1), 1-69.

Grimm, A.M., Barros, V.R. y Doyle, M.E. 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 13, 35-58.

Groeber, P. 1961. Contribución al conocimiento geológico del Delta del Paraná y alrededores. *Prov. De Buenos Aires, Com. Invest. Cient., An., II, La Plata.*

Guerra, L., Piovano, E.L., Córdoba, F.E., Sylvestre, F. y Damatto, S. 2015. The hydrological and environmental evolution of shallow Lake Melincué, central Argentinean Pampas, during the last millennium. *Journal of Hydrology*, 529, 570-583.

Guilderson, T., Burckle, L., Hemming, S. y Peltier, W. 2000. Late Pleistocene sea level variation from the Argentine shelf. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 1: 1525-2027.

Gusmão de Carvalho, A.M. y Gandu, A.W. 1996. A Zona de Convergência do Atlântico Sul. *Climanálise, Edição especial comemorativa de 10 años. Cach. Paulista, octubre 1996.* <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/16.html>

Hernández, M., Fili, M., Auge, M. y Ceci, J. 1975. Geohidrología de los acuíferos profundos de la Prov. de Buenos Aires. *VI Cong. Geol. Arg., II pp. 479-500. Buenos Aires.*
Hills, E.S. 1940. The lunette, a new landform of aeolian origin. *Australian Geographer*, 3(7), 15-21.

Hurtado, M., Moscatelli, G. y Godagnone, R. 2005. Los suelos de la Provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías, E. (eds.). *Geología y Recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp.201-218.*

INDEC. 2010. Censo Nacional De Población, Hogares Y Viviendas 2010. <https://www.indec.gov.ar/index.asp>.

INTA. 1977. La Pampa Deprimida. Condiciones de Drenaje de sus Suelos. INTA, Suelos-Publicación N° 154.

Introcaso, A. y Ramos, V. 1984. La cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. In *IX Congreso Geológico Argentino (pp. 27-46).*

Iriondo, H.M. 1990. A late Holocene dry period in the Argentine plains. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 7: 197-218.

Iriondo, M. 1999. Climatic changes in the South American plains: Record of a continental scale oscillation". *Quaternary International* 57/58, pp. 93-122.

Iriondo, M. y Krohling, D. 1995. El sistema eólico pampeano. *Comunicaciones Museo Provincial de Ciencias Naturales*, 5, pp.1-68. Santa Fe.

Iriondo, M. y Krohling, D. 1996. Los sedimentos eólicos del Noreste de la llanura pampeana (Cuaternario Superior). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4, pp. 27- 48.

Iriondo, M. y Krohling, D. 2007. Geomorfología y sedimentología de la cuenca superior del río Salado (sur de Santa Fe y noroeste de Buenos Aires, Argentina). *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 14(1): 1-23.

Iriondo, M.H. 2010. Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, Argentina, 437 pp.

Isla, F., Rutter, N., Schnack, E. y Zárate, M. 2000. La trasgresión Belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. *Cuaternario y Ciencias Ambientales*, 1: 3-14.

Isla, F.I. y Espinosa, M.A. 1998. Modelo sedimentario de colmatación de pequeños estuarios dominados por limo, Provincia de Buenos Aires. VII Reunión Argentina de Sedimentología. 24-36. Salta.

Jacques-Coper, M. y Garreaud, R. 2014. Characterization of the 1970s climate shift in South America. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.4120.

Jacques-Coper, M. y Garreaud, R.D. 2015. Characterization of the 1970s climate shift in South America. *International Journal of Climatology*, 35(8): 2164-2179.

Kodoma, Y. 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ). Part I: characteristic of subtropical frontal zones. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 70, 813–836.

Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. y Rubel, F. 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259-263.

Kruse, E. y Zimmermann, E. 2002. Hidrogeología de grandes llanuras. Particularidades en la llanura pampeana (Argentina). *Groundwater and Human Development*, 2025-2038.

Lamb, H.H. 1977. *Climate. Present, Past and Future. Volumen 2: Climatic History and Future.* Methuen, Londres, 572 pp.

Laprida, C. y Valero-Garcés, B. 2009. Cambios ambientales de épocas históricas en la pampa bonaerense en base a ostrácodos: historia hidrológica de la laguna de Chascomús. *Ameghiniana*, 46 (1): 95–111.

Laprida, C., Orgeira, J. y García Chaporí, N. 2009. El registro de la Pequeña Edad de Hielo en lagunas pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 603-611.

Liebmann, B., Kiladis, G., Marengo, J., Ambrizzi, T. y Glick, J.D. 1999. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate* 11, 2898–2909.

Luckmann, B.H. y Villalba, R. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the Western Cordillera of the Americas during the Last Millennium. En: Markgraf V. (ed.), *Interhemispheric climate linkages.* Academic Press. Estados Unidos, 119-140 pp.

Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G. y Ni, F. 2009. Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *Science* 326, 1256–1260.

Mari, F., Fucks, E., Pisano, F. y Carbonari, J. 2013. Cronología radiocarbónica en paleoambientes del Pleistoceno tardío y Holoceno de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata*, 13.

Markgraf, V. 1998. Past climates of South America. In: *Climates of the Southern Continents: Present, Past, Future.* (Eds. J.E. Hobbs, J.A. Lindsay y H.A. Bridgman), John Wiley y Sons, Ltd., pp. 107-134.

Menéndez, A.N., Badano, N., Lecertua, E., Re, F. y Re, M. 2012. Evaluación de las Inundaciones y las Obras de Drenaje en la Cuenca del Salado (Prov. Buenos Aires) mediante Modelación Numérica. Informe del Instituto Nacional del Agua- Laboratorio de Hidráulica (INA-LHA), Subsecretaría de Recursos Hídricos, Secretaría de obras Públicas, República Argentina.

MISP. 2016. Ministerio de Infraestructura y Servicios Públicos Obras río salado superior, resumen ejecutivo. Dirección Provincial de Obra Hidráulica (DPOH).

Moncaut, C.A. 2003. Inundaciones y sequías tienen raíces añejas en la pampa bonaerense (1576-2001). En Maiola, O.; Gabellone, N. y Hernández, M. (comp.). *Inundaciones en la región pampeana*, La Plata: Edulp. 28-47.

- Moncaut, J.A. 2001. Inundaciones y sequías con raíces añejas en la Pampa Bonaerense 1576-2000. Editorial El Aljibe. City Bell, Buenos Aires: 108 p.
- Nabel, P. 1993. The Brunhes-Matuyama boundary in Pleistocene sediments of Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary International* 17, pp. 79-85.
- Nabel, P. y Valencio, D. 1981. La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires: su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36, pp. 7-18.
- Nicolli, H., O'Connor, T., Suriano, J., Koukharsky, M., Gómez Peral, M., Bertini, L., Cohen, I., Corradi, L., Baleani, O. y Abril, E. 1985. Geoquímica del As y de otros oligoelementos en aguas subterráneas de la llanura Sudoriental de Córdoba. *Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.* 116 p.
- Nicolli, H., Suriano, J., Gómez Peral, M., Ferpozzi L. y Baleani, O. 1989. Groundwater contamination with Arsenic and other trace elements in an area of the province of Córdoba, Argentina. *Environmental Geology and Water Sciences.* 14 (1): 3-16.
- Núñez, M. 2002. El Niño y la oscilación austral. En *Taller El Niño: sus impactos en El Plata y en la región pampeana*, pp. 23–26. CIC, La Plata.
- Olivier, S.R. 1959. Sequía, inundaciones y aprovechamiento de las lagunas Bonaerenses. *Agro. Publicación Técnica, Ministerio de Asuntos Agrarios*, 95 p.
- Parker, G., Violante, R., Costa, P., Marcolini, S., Paterlini, C. y Cavallotto, J. 1990. Evolución de la región costera del este bonaerense durante el Pleistoceno Superior. En: *Simposio Internacional sobre costas cuaternarias: evolución, procesos y cambios futuro*, 51-52.
- Pasquini, A., Lecomte K., Piovano, E., Depetris, P.J. 2006. Recent rainfall and runoff variability in central Argentina. *Quat Int.* 158:127–139.
- Pereyra, F. 2018. Geomorfología de la Provincia de Buenos Aires. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas, Ordenamiento territorial N°9. 85pp.
- Pereyra, F.X. 2012. Suelos de la Argentina. *Geografía de suelos, factores y procesos formadores.*
- Piovano, E., Ariztegui, D., Córdoba, F., Cioccale, M. y Sylvestre, F. 2009. Hydrological variability in South America below the Tropic of Capricorn (Pampas and eastern Patagonia, Argentina) during the last 13.0 ka. En: *Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (Eds) Past climate variability from the Last Glacial Maximum to the Holocene in South America*

and Surrounding regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene. Springer-Developments in Paleoenvironmental Research Series: 323-351.

Piovano, E.L., Ariztegui, D. y Moreira, S.D. 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology* 49 (6), 1371–1384.

Piovano, E.L., Ariztegui, D., Bernasconi, S.M. y McKenzie, J.A. 2004a. Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical Laguna Mar Chiquita (Argentina) over the last 230 years. *The Holocene* 14 (4), 525–535.

Piovano, E.L., Larizzatti, F.E., Fávoro, D.I., Oliveira, S.M., Damatto, S.R., Mazzilli, B.P. y Ariztegui, D., 2004b. Geochemical response of a closed-lake basin to 20th century recurring droughts/wet intervals in the subtropical Pampean Plains of South America. *J. Limnol.* 63 (1): 21–32.

Piovano, E.L., Zanor, G.A. y Ariztegui, D. 2006. Historia geológica y registro climático. En: Bucher, E.H. (ed.): *Bañados del Río Dulce y laguna Mar Chiquita* Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 327 p.

Pisciottano, G., Díaz, A., Cazes, G. y Mechoso, C. R. 1994. El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. *J. Climate*, 7, 1286-1302.

PMI. 1999. Plan Maestro Integral de la Cuenca del río del Salado. Unidad Ejecutora Provincial. Ministerio de Economía de la Provincia de Buenos Aires-Halcrow-Banco Mundial, 1999, La Plata, Buenos Aires, Argentina, 1300 pp.

PMI. 2017. Evaluación de impacto Ambiental y social. Ampliación de capacidad del río Salado superior-tramo IV, etapa 2, del Plan de Manejo Integral de la Cuenca del Río Salado. Dirección Provincial de Obra Hidráulica, Buenos Aires.

Prado, L., Wainer, I., Chiessi, C., Ledru, M.P. y Turcq, B., 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past, European Geosciences Union (EGU)*, 2013, 9 (5), pp. 2117-2133.

Prieto, A.R. 1996. Late Quaternary vegetational and climatic changes in the Pampa grassland of Argentina. *Quaternary research*, 45(1), 73-88.

Prieto, A.R. 2000. Vegetational history of the late glacial-Holocene transition in the grassland of eastern Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 157, 167-188.

Prieto, A.R., Blasi, A.M., De Francesco, C.G. y Fernández, C. 2004. Environmental history since 11,000 14C yr BP of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Lujan River. *Quaternary Research*, 62: 146–161.

- Prieto, M. del R. y García Herrera, R. 2009. Documentary sources from South America: potential for climate reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 281 (3), 196–209.
- Prohaska, F.J. 1976. *Climates of Central and South America*. World Survey of Climatology vol. 12. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 57-69.
- Quirós, R. 2005. La ecología de las lagunas de las pampas. *Investigación y Ciencia*, 1(6) 1–13.
- Quirós, R. 2005. *La ecología de las lagunas de las Pampas*. Investigación y Ciencia. Madrid, España.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(3), 41-96.
- Ras, N. 1994. *Crónica de la frontera sur*, Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria, Editorial Hemisferio Sur, Buenos Aires.
- Riggi, J.C., Fidalgo, F., Martínez, O. y Porro, N. 1986. Geología de los “Sedimentos Pampeanos” en el partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(3-4), 316-33.
- Ringuelet, R.A., Salibian, A., Claverie, E. y Ilhero, S. 1967. Limnología química de las lagunas pampásicas de la provincia de Buenos Aires. *Physis* 27: 201-221.
- Sala, J., Gonzalez, N. y Kruse, E. 1983. Generalización Hidrológica de la Provincia de Buenos Aires. *Coloquio Intern. De Grandes Llanuras*. Unesco. V III: 975-1008. Olavarría. Prov. de Buenos Aires.
- Sala, J.M. 1975. Recursos hídricos (especial mención de las aguas subterráneas). En: V. Angelelli *et al.* (eds.), *Relatorio. Geología de la provincia de Buenos Aires*. VI Congreso Geológico Argentino, Actas: 169-194.
- Santa Cruz, J. y Silva Busso, A. 1999. Escenario hidrogeológico general de los principales acuíferos de la llanura pampeana y mesopotamia meridional Argentina. Instituto Nacional del Agua y del Ambiente, PNDSAS.
- Santa Cruz, J.N. 1972. Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la Provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVII, 1 (Buenos Aires), pp. 5-62.

Saulo, A.C., Nicolini, M. y Chou, S.C. 2000. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997–98 spring–summer season. *Climate Dynamics*, 16: 867–881.

Sayago, J. 1995. The Argentinian neotropical loess: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 14: 755-766.

Scanferla C.A., Bonini, R., Pomi, L., Fucks, E. y Molinari, A. 2013. New Late Pleistocene megafaunal assemblage with well-supported chronology from the Pampas of southern South America. *Quaternary International* 305 pp. 97- 103.

Scarpati, O.E. 2010. Distribución espacio-temporal de excesos de agua edáfica en la provincia de Buenos Aires, Argentina, entre 1969 y 2008. *Contribuciones Científicas GAE*, 22: 491- 497.

Scarpati, O.E. y Capriolo, A.D. 2013. Sequías e inundaciones en la provincia de Buenos Aires (Argentina) y su distribución espacio-temporal. *Investigaciones geográficas*, 82: 38-51.

Schnack, E.J. 2002. Taller El Niño: sus impactos en El Plata y en la región pampeana. CIC, La Plata.

Schnack, E.J., Isla, F.I., De Francesco, F.D. y Fucks, E.E. 2005. Estratigrafía del Cuaternario marino-tardío en la Provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llámbias, E. (eds.) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio 16º Congreso Geológico Argentino*: 159-182, La Plata.

Seitz, C. 2018. Evolución geológica, geomorfológica y limnológica de lagunas pampeanas en el suroeste bonaerense. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, 248 pp.

Sierra, E.M., Long, M.F. y Bustos, C. 1994. Cronología de inundaciones y sequías en el noreste de la provincia de Buenos Aires 1911-89. *Revista de la Facultad de Agronomía*, 14(3): 241-249.

Spagnuolo, J. 2005. Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédito), 269 p., Bahía Blanca.

Stine, S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during mediaeval time. *Nature* 369, 546–549.

Stutz, S., Borel, M., Fontana, S., del Puerto, L., Inda, H., García-Rodríguez, F. y Tonello, M. 2010. Late Holocene climate and environment of the SE Pampa grasslands,

Argentina, inferred from biological indicators in shallow, freshwater Lake Nahuel Rucá. *Journ. of Paleolimnology* 44, 3: 761-775.

Stutz, S., Tonello, M.S., Sagrario, M.G., Navarro, D. y Fontana, S.L. 2014. Historia ambiental de los lagos someros de la llanura Pampeana (Argentina) desde el Holoceno medio: inferencias paleoclimáticas. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 21(2), 119-138.

Tapia, A. 1937. Datos geológicos. En *Aguas minerales de la República Argentina II Provincia de Buenos Aires*, Ministerio del Interior Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales, Buenos Aires, 23-90.

Tavella, G.F. y Wright, C.G. 1996. Cuenca del Salado. En *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburo*, Buenos Aires, pp. 95-116.

Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Research*, 27(3), 322-332.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W. y Grootes, P.M. 1986. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234 (4774), 361-364.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Zagorodnov, V.S., Howat, I.M., Mikhailenko, V.N. y Lin, P.N. 2013. Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past ~ 1800 years. *Science*, 340(6135), 945-950.

Toledo, M. 2011. El legado lujanense de Ameghino: revisión estratigráfica de los depósitos pleistocenos-holocenos del valle del río Luján en su sección tipo. Registro paleoclimático en la pampa de los estadios OIS 4 al OIS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68, pp. 121-167.

Toledo, M.J. 2005. Secuencias Pleistocenas "lujanenses" en su sección tipo: Primeras dataciones C14 e implicancias estratigráficas, arqueológicas e históricas, Lujan-Jáuregui, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(2): 417-424.

Tonni, E.P. 2006. Cambio climático en el Holoceno tardío de la Argentina. Una síntesis con énfasis en los últimos 1000 años. *Folia Histórica del Nordeste*, (16), 187-195.

Tonni, E.P. y Fidalgo, F. 1978. Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente de la provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados. *Ameghiniana*, 15: 235-253.

Tonni, E.P., Huarte, R.A., Carbonari, J.E. y Figini, A.J. 2003. New radiocarbon chronology for the Guerrero Member of the Luján Formation (Buenos Aires, Argentina): palaeoclimatic significance. *Quaternary International*, 109, 45-48.

Tricart, J. 1954. Influence des sols sales sur la deflation eolienne en Basse-Mauritanie et dans le Delta du Senegal. *Révue de Géomorphologie Dynamique* 5: 124-132.

Tricart, J. 1969. Actions eoliennes dans la Pampa Deprimida (Republique Argentine). *Révue de Géomorphologie Dynamique* 19: 178-189.

Tricart, J. 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. INTA, Colección Científica. 12: 202 p. Buenos Aires.

Troin, M., Vallet-Coulomb, C., Sylvestre, F. y Piovano, E. 2010. Hydrological modeling of a closed lake (Laguna Mar Chiquita, Argentina) in the context of 20th century climatic changes. *Journal of Hydrology* 393:233-244.

Urien, C.M. y Zambrano, J.J. 1996. Estructura del margen continental. Geología y recursos naturales de la plataforma continental Argentina. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, Argentina, 29-65.

Valencio, D. y Orgeira, M. 1983. La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38, pp. 24-33.

Vargas Gil, J.R., Scoppa, C.O. y Iñiguez, A.M. 1972. Génesis de los suelos de la región norte de la Bahía de Samborombón. RIA, INTA. Buenos Aires. Serie 3, Clima y Suelo IX: 29-52.

Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., Nogués-Paegle, J., Silva Diaz, P.L. y Zhang, C. 2006. Towards a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate*, 19, 4977-5000.

Villalba, R., 1994. Tree ring and glacial evidence for the Medieval Warm Epoche and the Little Ice Age in southern South America. *Climatic Change* 26: 183-197.

Violante, R. A. y Parker, G. 2000. El Holoceno en las regiones marinas y costeras del nordeste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(4), 337-351.

Violante, R.A. y Parker, G. 2004. The post-last glacial maximum transgression in the de la Plata River and adjacent inner continental shelf, Argentina. *Quaternary International*, 114(1), 167-181.

Violante, R.A., Parker, G. y Cavallotto, J. 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56:51-66.

Vuille, M., Burns, S.J., Taylor, B.L., Cruz, F.W., Bird, B.W., Abbott, M.B. y Novello, V.F. 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past* 8:1309-1321.

Worster D. 1979. *Dust Bowl: The Southern Plains in the 1930s*. New York: Oxford University Press.

Yrigoyen, M.R. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. En Congreso Geológico Argentino, No 6. Relatorio: 139-168. Bahía Blanca.

Yrigoyen, M.R. 1999. Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. En *Geología Argentina* (R. Caminos; Editor), Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, 29, 645-650. Buenos Aires.

Zambrano, J. 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (4): 443-460.

Zambrano, J. J. 1971. Las cuencas sedimentarias en la plataforma continental argentina. *Petrotecnica, Rev. Inst. Arg. Petr.*, XXI, 4 (Buenos Aires), pp. 443-469.

Zambrano, J.J. 1972. La cuenca del Colorado. *Geología Regional Argentina* (Leanza, A.F.; Editor), Academia Nacional de Ciencias: 419-437, Córdoba.

Zambrano, J.J. y Urien, C.M. 1970. Geological Outline of Basins in Southern Argentina and their Continuation in the Atlantic Shore. *Journ. Geophys. Research*, LXXV, 8, (Richmond, Virginia), pp. 1363-1396.

Zárate, M. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Review*, 22, 1987-2006.

Zárate, M.A. 2007. South America. Loess Records. En: Elias, S.A. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Pp. 1466-1479.

Zárate, M.A. y Rabassa, J. 2005. Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. In *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino (pp. 119-138). UNLP La Plata.

Zárate, M.A., y Tripaldi, A. 2011. The aeolian system of central Argentina. *Aeolian Research*, 3(4), 401-417.

Zhou, J. y Lau, K. 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *Int. J. of Climatology*, 21: 1623–1644.

Zhou, J. y Lau, K.M. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, 11: 1020-1040.

Páginas 86 a 476 eliminadas a pedido del autor