



**EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS
HÍDRICOS EN UN SECTOR DE LA PLANICIE
COSTERA DEL RÍO DE LA PLATA
2019**

Francisco A. Cellone

Directores
Dra. Eleonora S. Carol
Dr. Luigi Tosi

Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM)
Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

Dedicado a mi familia

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Esta Tesis fue enteramente escrita y editada en L^AT_EX.

La Plata, Febrero de 2019

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mi familia, a mis papás Sergio y Fernanda, por el apoyo incondicional en cada etapa de mi vida, en mi formación, por todo el amor y los momentos compartidos en familia. A mi hermano Gabriel, por crecer y compartir tantos años juntos. A mi papá, además, por despertar mi vocación por la ciencia, por su sentido siempre crítico y sus consejos.

A mis directores Eleonora y Luigi, sin ellos este trabajo hubiera sido imposible. A Eleonora por estar siempre atrás mío, por ser una excelente directora tanto en el plano académico como en lo personal. A Luigi, por los aportes más que sustanciales que nutrieron este trabajo de tesis.

A mis compañeros de oficina y de equipo: Guido Borzi, Lucía Santucci, Carolina Tanjal y Esteban Villalba, por apoyarme en el día a día y por su colaboración en las tareas de campo y laboratorio.

A los miembros del Jurado, Enrique Fucks, Eduardo Mariño y Daniel Martínez quienes realizaron aportes sustanciales al manuscrito original.

A Nicolás Elizalde, por toda la colaboración brindada en las tareas de campo, en la descripción de las muestras y en el trabajo con las imágenes.

A los compañeros y personal del Centro de Investigaciones Geológicas por brindarme el espacio y los recursos necesarios para realizar este trabajo.

A Joaquín Córdoba, Lisandro Butler, y Luciano Lamarche. Por su colaboración

en las campañas, especialmente en los trabajos en conjunto en los tambos de Punta Indio.

A Germán Kürten, por realizar los análisis mineralógicos por DRX.

Al personal del laboratorio de Geoquímica del CIG, Claudia Di Lello y Claudia Cavarozzi, por su colaboración en las determinaciones químicas. A Carolina, quien pese a que no formar parte del personal, contribuyó sustancialmente en desarrollar las técnicas de determinación de iones mayoritarios y en el armado de reactivos y patrones.

Al personal del SPAR, especialmente a Germán Mercapide, por permitirme acceder a registros de perforaciones, análisis químicos de agua de pozo y registros de Sondeos Eléctricos Verticales.

Al personal de la Base Aeronaval de Punta Indio, por proveer las fotografías aéreas de la costa.

Al Servicio de Hidrografía Naval, por proveer los datos mareográficos.

Al Servicio Meteorológico Nacional, por proveer los datos climáticos.

A la Municipalidad de Punta Indio, por su apoyo e interés en este trabajo.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por financiar este trabajo.

A la Universidad Nacional de La Plata, por todos los años de formación gratuita y de calidad, a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, en particular, dónde realicé mi formación de grado y postgrado.

A Néstor y Cristina Kirchner quienes dieron impulso a las políticas en Ciencia y Técnica en el país con la incorporación de miles de nuevos becarios e investigadores al sistema, creación de institutos, creación del Mincyt, repatriación de investigadores, y demás políticas. Por creer que la inversión en CyT contribuye al desarrollo y a fortalecer la soberanía.

A mis compañeros en el plano musical y amigos quienes hicieron que este trabajo resultara más ameno.

Resumen

La planicie costera del Río de la Plata se desarrolla en el litoral noreste y este de la Provincia de Buenos Aires. Constituye una unidad geomorfológica depositada durante los eventos transgresivo - regresivos ocurridos durante el Holoceno y se enmarca dentro de una región donde a grandes rasgos el recurso hídrico subterráneo no se encuentra condicionado naturalmente en cuanto a calidad y disponibilidad para abastecimiento humano. En la llanura continental adyacente al área de planicie costera estudiada el acuífero freático alojado en los Sedimentos Pampeanos y el semiconfinado alojado en las Arenas Puelches son los principales acuíferos utilizados para abastecimiento, siendo el agua de tipo bicarbonatada sódica a cálcica magnésica de baja salinidad. Las principales limitaciones de potabilidad se vinculan a elevados contenidos de arsénico o de nitratos, estos últimos relacionados a focos de contaminación puntual por actividad ganadera.

Tanto el acuífero freático como el semiconfinado se salinizan hacia la planicie costera por lo que su calidad no resulta apta para abastecimiento humano. Sin embargo pueden identificarse sectores donde las condiciones geomorfológicas y geológicas favorecen el almacenamiento de agua dulce. El estudio de las características geológicas, geomorfológicas, y geohidrológicas resulta por lo tanto indispensable para dilucidar los factores que determinan la disponibilidad y calidad de dichas fuentes de agua dulce. A su vez, dada la ubicación del área de

estudio, a las problemáticas intrínsecas que pueden afectar el medio subterráneo se suman aquellas relacionadas a la dinámica costera.

El objetivo general del presente trabajo de tesis es evaluar los recursos hídricos de la planicie costera del Río de la Plata en el litoral noreste del Partido de Punta Indio, Provincia de Buenos Aires con el fin de proveer información base para la generación de pautas de manejo sustentable del recurso agua.

En primer término se reconocieron tres unidades geomorfológicas principales dentro de la planicie costera: llanura de marea relictas, planicie con cordones litorales y marisma. A su vez, se diferencian dos grupos dentro de la planicie con cordones: cordones principales y cordones secundarios. Las características mineralógicas y texturales de los sedimentos varían de acuerdo a la unidad geomorfológica analizada, siendo la planicie con cordones la que presenta las texturas más gruesas. Esta característica determina una mayor permeabilidad en esta unidad la cual favorece la infiltración del agua de lluvia. La recarga ocurre principalmente durante el invierno donde se registran los niveles freáticos más elevados y los mayores excedentes hídricos, mientras que hacia los meses de verano se da el descenso continuo de los niveles en coincidencia con el período de déficit. Por otro lado, en la llanura de marea relictas la baja permeabilidad de los sedimentos superficiales conduce a que la infiltración del agua de lluvia sea menor y esta tienda a acumularse en superficie drenando hacia las zonas deprimidas de los antiguos canales de marea. En la marisma la dinámica del agua subterránea depende fundamentalmente del régimen de mareas.

El sentido de escurrimiento subterráneo regional es hacia el estuario aunque localmente durante los períodos de excedentes hídricos la recarga preferencial en los cordones produce un ascenso en los niveles generando una divisoria del flujo subterráneo hacia la marisma y la llanura de marea relictas.

Las características geomorfológicas, geológicas e hidrológicas de la planicie costera condicionan a su vez la existencia de ambientes de agua dulce y ambientes con agua salina a salobre. Dentro de los primeros se encuentran los cordones principales mientras que los segundos están representados por la llanura de marea relictas, cordones secundarios y marisma.

Del análisis de isótopos ambientales se desprende que la infiltración de agua de lluvia es el proceso que predomina por sobre la evaporación, con porcentajes de evaporación inferiores a 5%. Por otro lado, la geoquímica del agua subterránea varía de acuerdo a la unidad geomorfológica considerada. En los cordones principales la recarga continua de agua de lluvia ha modificado lo que debiera ser la composición original de origen marino y la química se encuentra condicionada por la recarga a partir del agua de lluvia, la disolución de $\text{CO}_{2(g)}$ y carbonatos y el intercambio catiónico $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}$. En las demás unidades donde los suelos tienden a ser salinos y presentar costras superficiales de yeso y halita, el agua de lluvia al infiltrar disuelve estos minerales de alta solubilidad. Posteriormente estas sales son incorporadas en el acuífero enriqueciendo las aguas en Cl^- y SO_4^{-2} . En la marisma, a estos procesos se le suma la influencia del flujo mareal del Río de la Plata.

En cuanto a su distribución espacial, el agua dulce en la planicie se dispone formando una lente prácticamente continua y coincidente con los cordones principales. La lente se aloja mayoritariamente en los Sedimentos Pampeanos subyacentes a los cordones y posee un espesor máximo de unos 40 m. El volumen total de agua dulce almacenado en la lente es de $78.259.700 \text{ m}^3$ mientras que la recarga anual es de $6.303.500 \text{ m}^3$. De acuerdo a los valores calculados, y a partir de consumos medios por habitante en la región, el área ocupada por la localidad de Punta Indio podría sostener alrededor de unos 5000 residentes permanentes.

Por último, se identificaron a la actividad minera y a la erosión costera como dos problemáticas que pueden comprometer la sustentabilidad de las reservas de agua dulce alojadas en la lente. Por un lado, la actividad minera ha disminuido considerablemente el área ocupada naturalmente por los cordones litorales lo cual traería aparejada una disminución del volumen de la lente a raíz de la disminución en la cota del terreno. En cuanto a la erosión costera, un sector de la costa se ha visto afectado fuertemente este fenómeno durante las últimas décadas, con tasas de retroceso de la línea de costa de aproximadamente 3,6 m/año que se desvían del comportamiento natural para el resto de la costa. El proceso erosivo podría haberse desencadenado a partir del retiro de la vegetación natural de la marisma y a futuro podría comprometer los recursos hídricos almacenados en la lente de agua dulce.

El presente estudio constituye la primera evaluación de los recursos hídricos de la planicie costera del Río de la Plata en el litoral noreste del Partido de Punta Indio, Provincia de Buenos Aires. El mismo da cuenta de los procesos que condicionan tanto la calidad como la cantidad del agua subterránea dulce en este ambiente. Asimismo, brinda la información de base para a futuro establecer un plan adecuado de manejo del recurso agua, garantizando su sostenibilidad, la preservación de los distintos ambientes que integran la planicie costera, como así también el desarrollo socioeconómico del área.

Abstract

The Río de la Plata coastal plain is located in the northeast and east coast of the Buenos Aires Province. It constitutes a geomorphological unit formed during the transgressive - regressive events that occurred during the Holocene and is part of a region where, in general terms, groundwater resource is naturally apt for human supply in terms of quality and availability. In the adjacent continental plain, the aquifer stored in the Sedimentos Pampeanos Formation and the semi confined aquifer stored in the Arenas Puelches Formation are the main aquifers used for water supply since groundwater has low salinity and it is of a sodium bicarbonate to magnesium calcium bicarbonate type. The main potability limitations are related to high levels of arsenic or nitrates, the latter connected to point source pollution in livestock areas.

These aquifers are salinized towards the coastal plain, so their quality is no longer suitable for human supply. However, there are sectors where the geomorphological and geological setting enable fresh water to be stored. A good comprehension of the geological, geomorphological, and geohydrological setting is therefore essential to understand which factors determine the fresh quality and availability of water resources. Moreover, given that the study area is located in a littoral zone, coastal dynamics may also affect groundwater resources. For instance, coastal erosion and mean sea level rise. The aim of this thesis is to evaluate

groundwater resources in the Río de la Plata coastal plain, located in the northeast coast of the Punta Indio District, Buenos Aires province, in order to provide base information to set guidelines to guarantee water resources sustainability.

Firstly, three main geomorphological units were recognized: ancient tidal flat, beach ridge plain and marsh. Two groups are distinguished within the beach ridge plain: main ridges and secondary ridges. Mineralogy and grain size vary according to the geomorphological unit considered, and coarser materials are found in the ridges. This property confers a higher permeability to the beach ridge plain and allows for rainwater infiltration. Groundwater recharge occurs mainly during winter months, when higher water levels and water surplus are registered, while towards the summer months there is a continuous decline in water levels related to the deficit period. On the other hand, in the ancient tidal flat, the low permeability of the sediment leads to a decrease in rainwater infiltration. Rainwater is accumulated on the surface and then it drains towards tidal channels. In the marsh, groundwater dynamics depends mainly on the tidal regime of the estuary.

The regional groundwater flow is directed towards the estuary except during surplus periods, in which the recharge in the beach ridge plain causes a rise in water levels that generates a groundwater divide.

The geomorphological, geological and hydrological characteristics of the coastal plain also condition the occurrence of both freshwater environments and saline-brackish water environments. Among the first type are the main ridges, while the second type is represented by the ancient tidal flat, the secondary ridges and the marsh.

From the analysis of environmental isotopes it is confirmed that rainwater infiltration prevails over evaporation, with evaporation percentages below 5%. Groundwater geochemistry also varies according to the geomorphological unit con-

sidered. In the main ridges, the continuous rainwater recharge has modified what should have been the original marine composition and furthermore the groundwater chemistry is conditioned by rainwater recharge, $\text{CO}_2(g)$ and carbonates dissolution as well as cationic exchange $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{+2}$. In the other geomorphological units, where soils tend to be saline and soil crusts of gypsum and halite are formed, rainwater dissolves these minerals incorporating them into the aquifer, enriching water in chlorides and sulphates. The marsh groundwater geochemistry is also conditioned by the tidal flow from the Río de la Plata estuary.

Fresh water in the coastal plain is stored in a continuous lens parallel to the coast and coincident with the main ridges. The lens is mostly stored in the Sedimentos Pampeanos Formation and its maximum thickness is of about 40 m. The total volume of fresh water stored in the lens is $78,259,700 \text{ m}^3$, while the annual recharge is $6,303,500 \text{ m}^3$. According to the calculated values and based on average consumption per inhabitant in the region, the area of the Punta Indio town could be inhabited by 5,000 permanent residents.

Finally, mining and coastal erosion were identified as two issues that may pose a risk to the freshwater reserves sustainability. On the one hand, mining activity has considerably reduced the area naturally occupied by the littoral ridges, which would cause a reduction of the lens volume. On the other hand, in terms of coastal erosion, a sector of the coast has been strongly affected this phenomenon during the last decades, with rates of coastline retreat of approximately 3.6 m / year that deviate from the natural behavior for the rest of the coast. The erosive process could have been triggered by the destruction of the natural marsh vegetation and it could, in the future, compromise the groundwater resources stored in the lens.

The present study constitutes the first assessment of the water resources in the Río de la Plata coastal plain on the northeast coast of the Punta Indio District, in

the Buenos Aires Province. It explains the main processes that condition both the quality and quantity of fresh water resources in this environment. It also provides base information to set a proper management plan to guarantee freshwater lens sustainability, the preservation of natural environments and the socioeconomic development of the area.

Índice general

Agradecimientos	III
Resumen	VI
Abstract	X
1 Introducción	1
2 Marco geológico regional	5
2.1 Introducción	5
2.2 Metodología	6
2.3 Geología y estratigrafía	6
2.4 Características fisiográficas	18
3 Planicie continental	20
3.1 Introducción	20
3.2 Metodología	21
3.3 Clima	28

3.4	Geomorfología y suelos	32
3.4.1	Usos del suelo	34
3.5	Aguas Superficiales	35
3.5.1	Red de drenaje	35
3.5.2	Escurrimiento superficial	39
3.6	Aguas Subterráneas	45
3.6.1	Acuíferos profundos	45
3.6.2	Acuífero Puelche	46
3.6.3	Acuífero Pampeano	50
3.6.4	Afectación de la calidad del agua subterránea en áreas rurales	56
3.6.5	Variaciones en el contenido salino de los acuíferos Pampeano y Puelche hacia la planicie costera	63
4	Planicie costera	66
4.1	Introducción	66
4.2	Metodología	67
4.3	Río de la Plata	72
4.4	Evolución de la planicie costera del Río de la Plata	76
4.5	Geomorfología de la planicie costera	82
4.6	Características geológicas de la planicie costera	86
4.7	Suelos de la planicie costera	91
4.8	Vegetación	94

5	Hidrodinámica	97
5.1	Introducción	97
5.2	Metodología	98
5.3	Dinámica del agua subterránea	102
5.4	Evaluación de la recarga en la planicie con cordones	109
5.5	Discusión	113
6	Hidroquímica	117
6.1	Introducción	117
6.2	Metodología	118
6.3	Química del agua subterránea y superficial en la planicie costera	123
6.4	Discusión	142
7	Lentes de agua dulce	146
7.1	Introducción	146
7.2	Metodología	148
7.3	Delimitación de las lentes y cálculo de reservas	154
7.4	Explotación minera e impacto sobre el recurso hídrico	158
7.5	Discusión	160

8	Erosión costera	163
8.1	Introducción	163
8.2	Metodología	166
8.3	Análisis multitemporal de la evolución en la línea de costa de Punta Indio 1943-2013	169
8.4	Posibles causas de la erosión costera y evolución de la línea de costa	177
8.5	Estrategías de mitigación de la erosión	183
9	Conclusiones	187
	Bibliografía	193
A	Registros de perforaciones	216
B	Análisis DRX	224
B.1	Roca total	224
B.2	Arcillas	224
C	Sondeos Eléctricos Verticales	243



1. Introducción

La planicie costera del Río de la Plata se desarrolla en el litoral noreste y este de la Provincia de Buenos Aires. Constituye una unidad geomorfológica depositada durante los eventos transgresivos - regresivos ocurridos durante el Holoceno que en la actualidad forma parte de las cuencas inferiores de numerosos arroyos y ríos que drenan hacia el Río de la Plata. Sus características hidrológicas y ambientales están directamente relacionadas no sólo a los usos de suelo en el área de planicie sino también a aquellos que se realizan aguas arriba en las cuencas medias y superiores de los arroyos. Las planicies costeras, en general, son ambientes geohidrológicos complejos donde la dinámica y química del agua superficial y subterránea dependen de numerosos factores tales como influencia mareal, geología, geomorfología, actividades humanas, etc. (Ladouche & Weng, 2005, Montalto *et al.*, 2006, Pousa *et al.*, 2007, Carol *et al.*, 2009, De Franco *et al.*, 2009 Tosi *et al.* (2011), Tosi *et al.*, 2009, Carol *et al.*, 2011 , Moussa *et al.*, 2011, Teatini *et al.*, 2011, Da Lio *et al.*, 2013).

Estudios realizados en distintos sectores de la planicie costera del Río de la Plata evidencian cómo los distintos usos del suelo han alterado el comportamiento hidrológico natural de este sistema. En el Río de la Plata superior el desarrollo urbanístico modificó la geomorfología y geohidrología de la planicie costera a partir de la elevación en la cota del terreno, la creación de lagunas artificiales y la alteración de la línea de costa producto de la construcción de muelles, amarraderos y vías de acceso náuticas (Melo *et al.*, 2012). En el tramo medio del río, en los alrededores del Partido de La Plata, la explotación intensiva del agua subterránea ocasionó alteraciones en los flujos subterráneos regionales y locales que aportan agua al humedal de la planicie costera (Carol *et al.*, 2013a). En el estuario exterior, en el litoral de Bahía de Samborombón, la actividad minera deterioró gran parte de las reservas de agua dulce (Carol & Kruse, 2012, Carol *et al.*, 2013c, Carol *et al.*, 2015). En este sector, las canalizaciones, rutas y terraplenes constituyen también afectaciones antrópicas al sistema hidrológico que condicionan su hidrodinámica e hidroquímica (Carol & Kruse, 2012, Carol *et al.*, 2013b, Carol *et al.*, 2017).

A excepción del sector de planicie costera adyacente a la Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Conurbano y La Plata, la mayor parte de la planicie se encuentra poco poblada. Una de las limitantes para el desarrollo poblacional, ya sea de grandes localidades como de viviendas rurales, es que en este ambiente existe un predominio de agua subterránea salina. No obstante, en relación al agua subterránea, pueden reconocerse sectores donde las condiciones geomorfológicas y geológicas favorecen el almacenamiento de agua dulce. En la localidad de Punta Indio, ubicada en el litoral noreste del partido homónimo, la población no cuenta con servicio de red de agua potable. Los habitantes de dicha localidad así como los de las áreas rurales se abastecen a partir de la explotación de lentes de agua dulce subterránea alojadas en cordones litorales mediante perforaciones domiciliarias.

Dado que el recurso hídrico de baja salinidad es escaso y en sectores presentó problemas de potabilidad, desde el año 2009 existe también una pequeña planta potabilizadora de osmosis inversa que se abastece a través de una perforación donde los habitantes pueden retirar bidones de agua. La población de Punta Indio no supera los 600 residentes permanentes (INDEC, 2010). Sin embargo la actividad turística ocasiona que durante los meses de verano y fines de semana la población pueda llegar a unas 5000 personas. Como consecuencia, la demanda de agua dulce se ha incrementado y nuevas perforaciones han sido realizadas sin contar con un plan específico.

En la planicie costera y ambientes asociados ubicados en los alrededores de la localidad de Punta Indio, no existen estudios geohidrológicos que traten integralmente el funcionamiento hidrodinámico e hidroquímico del agua subterránea. Para esta zona sólo puede citarse el trabajo realizado por Sala *et al.* (1978) en el que se estudia la cuenca del arroyo San Felipe o el regional efectuado para todo el noreste de la provincia por el Comité de Estudios de las Aguas Subterráneas del Nor-Este (EASNE) en el año 1973 (Sala *et al.*, 1973). La evaluación de la hidrodinámica, recarga y distribución espacial de las lentes de agua dulce es esencial para cuantificar las reservas y planificar su explotación, sin embargo el desarrollo urbano del área no cuenta con planes de proyección a futuro que garanticen la sustentabilidad de las reservas.

Por otra parte, durante las últimas décadas se ha registrado un fuerte retroceso de la línea de costa en algunos sectores del litoral del Partido de Punta Indio. Este retroceso no solo ha comprometido estructuras y edificaciones vecinas a la costa sino que también constituye a futuro una seria amenaza a los recursos de agua dulce almacenados en las lentes. Evaluar la evolución pasada, presente y futura de la línea de costa, como así también plantear estrategias para atenuar los procesos

erosivos, se torna relevante a la hora de evaluar los recursos hídricos de la planicie costera.

En base a esto, el objetivo general de la tesis es evaluar los recursos hídricos de la planicie costera del Río de la Plata en el litoral noreste del Partido de Punta Indio, Provincia de Buenos Aires (Fig. 1.1) con el fin de proveer información base para la generación de pautas de manejo sustentable del recurso agua.

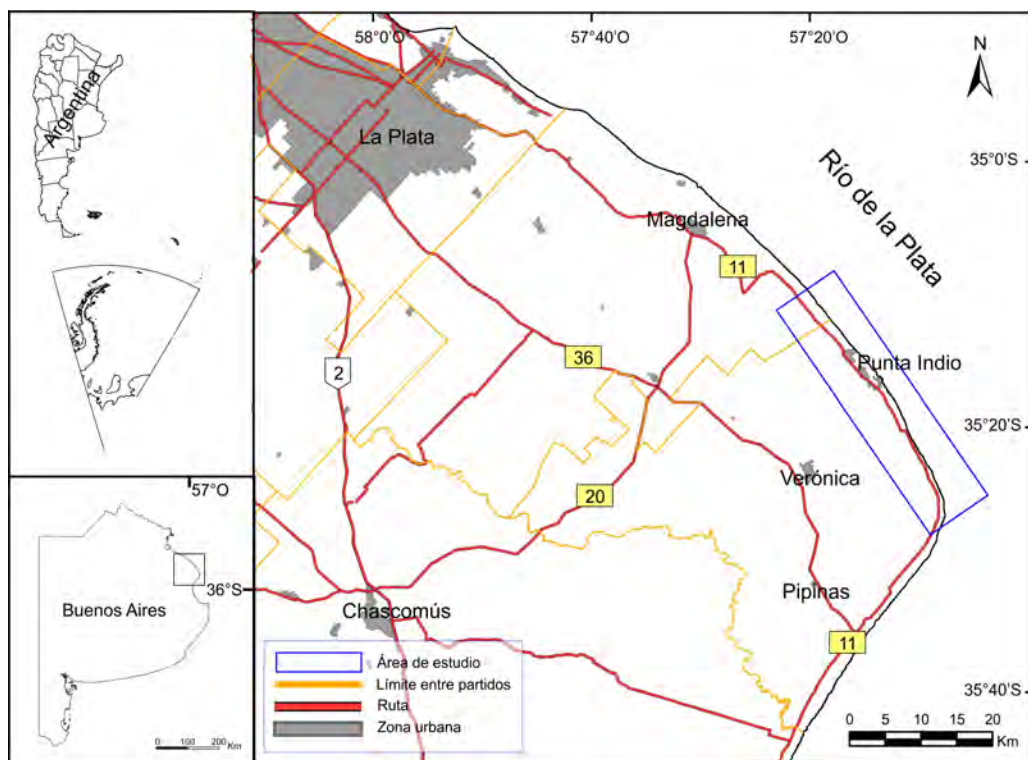


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio, principales vías de acceso y localidades cercanas.



2. Marco geológico regional

2.1 Introducción

A la hora de abordar problemáticas hidrogeológicas resulta necesario contar con un estudio geológico básico previo sobre los ambientes sedimentarios y el medio físico, ya que estos condicionan los almacenamientos y flujos de agua subterránea. Las regiones llanas de clima húmedo a subhúmedo tienen un funcionamiento hidrogeológico particular donde las suaves pendientes generan límites hidrológicos difusos o inexistentes y suaves cambios en la morfología pueden condicionar en gran medida los flujos de agua (Usunoff *et al.*, 1999). En este contexto es que el estudio de áreas llanas requiere no sólo de la caracterización del área específica a estudiar sino también de comprender las características hidrológicas regionales en la que se enmarca. El área de estudio se ubica desde el punto de vista geológico-estructural en la margen norte de la Cuenca del Salado (Fig. 2.1). Por otra parte, desde el punto de vista fisiográfico, se encuentra en la unidad de paisaje conocida como “Pampa ondulada” (Daus, 1946; Fidalgo, 1983). A fin

de caracterizar a escala regional el área de estudio se describirá a continuación de manera sucinta la estructuración de la Cuenca sedimentaria del Salado, su evolución y las principales unidades litoestratigráficas que la conforman como así también las principales características de la región de Pampa ondulada dentro del esquema de regiones naturales de la Provincia de Buenos Aires.

2.2 Metodología

Se realizó una recopilación bibliográfica de los principales antecedentes geológicos, estratigráficos y estructurales para la Cuenca del Salado y de aquellos referidos a las regiones naturales de la Provincia de Buenos Aires. Asimismo, se construyó una columna estratigráfica para la localidad de Monte Veloz de coordenadas $35^{\circ}27'52''\text{S}$ y $57^{\circ}16'57.26''\text{O}$, representativa de las unidades más profundas en el subsuelo. La columna se realizó en base a la perforación efectuada entre los años 1924 y 1925 por YPF hasta una profundidad de -692,5 m snm sin alcanzar el basamento (Fig. A.1 y Fig. A.2). Para la descripción de las unidades más superficiales se utilizaron registros de perforaciones provenientes del Servicio Provincial de Agua Potable y Saneamiento Rural (SPAR) (ver Apéndice A).

2.3 Geología y estratigrafía

La Cuenca del Salado se extiende aproximadamente desde los 61° hasta los 56° de longitud Oeste con rumbo noroeste a sureste. Constituye un típico ejemplo de cuenca de rift con fallas normales subparalelas entre sí escalonadas hacia el centro y un basamento que desciende hasta una profundidad aproximada de 6 km (Fig. 2.1) (Yrigoyen, 1975). Su génesis se remonta al Jurásico superior y Cretácico inferior y se la vincula con la generación de un punto triple y posterior aborción

de uno de sus brazos durante la apertura del Océano Atlántico Sur (Bracaccini, 1980; Introcaso & Ramos, 1984). Se pueden señalar cuatro etapas en la evolución tectónica de la cuenca, identificadas como pre-rift, rift, sag y de margen pasivo (Tavella & Wright, 1996, Yrigoyen, 1999).

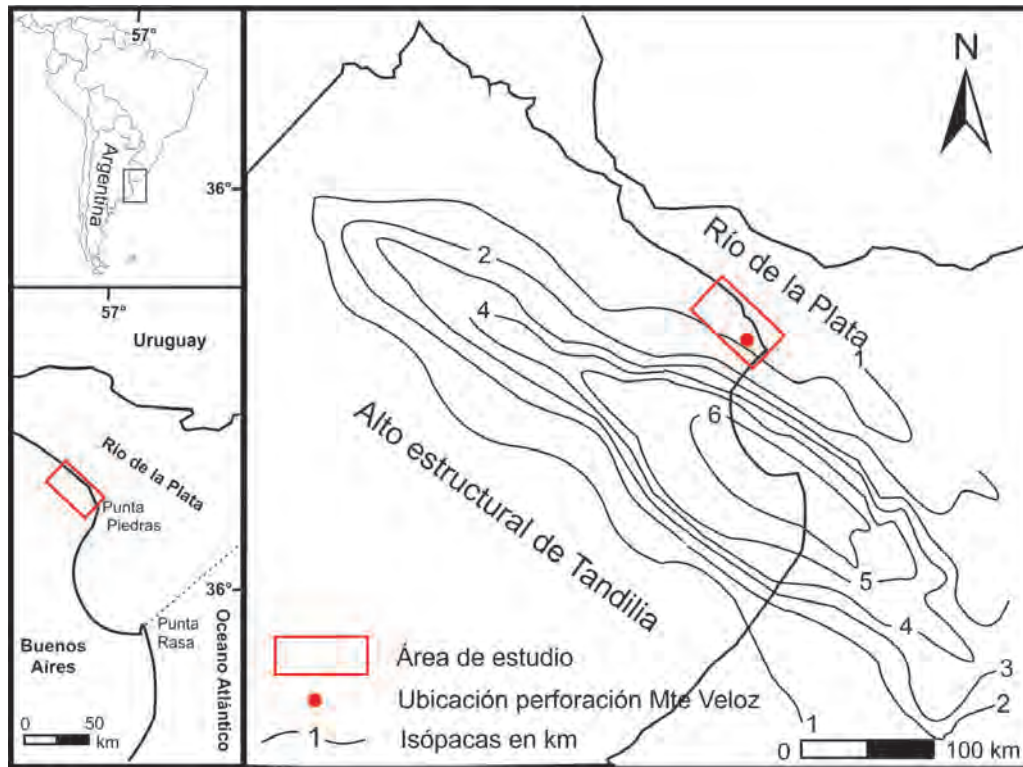


Figura 2.1: Mapa isopáquico del piso de la Cuenca del Salado. Modificado de Yrigoyen (1975). Ubicación del área de estudio dentro del esquema estructural de la cuenca y ubicación de la perforación profunda de Monte Veloz.

El basamento está representado por dos unidades que consisten por un lado en rocas metamórficas Precámbricas intruidas por granitos de la misma edad y por otro en metasedimentitas del Neoproterozoico al Paleozoico inferior. La apertura de la cuenca coincide con la generación de rocas efusivas básicas del Cretácico

inferior equivalentes a los basaltos de la Cuenca del Paraná y comprendidos dentro de la Fm. Serra Geral (Yrigoyen, 1975) (Fig. 2.2). Sobre el basamento sigue una secuencia de conglomerados, areniscas y pelitas de coloraciones pardo-rojizas intercaladas con rocas volcánicas efusivas con un espesor máximo de 3500 m y comprendidas dentro de la Fm. Río Salado (Zambrano & Urien, 1970). Inmediatamente por encima, en discordancia angular, se desarrolla la Fm. General Belgrano con un espesor máximo de 886 m. La misma está conformada por sedimentitas de tipo capas rojas correspondientes a una etapa de subsidencia coincidente con el desarrollo de un proto-océano (Zambrano & Urien, 1970) (Fig. 2.2).

La secuencia estratigráfica continúa con la depositación en ambientes marino-continenciales transicionales de limolitas con pequeñas cantidades de rocas carbonáticas y areniscas con un espesor máximo en el centro de la cuenca de 1190 m. Estos sedimentos pertenecen al Cretácico, son agrupados dentro de la Fm. Las Chilcas y representan la primera ingresión marina en la cuenca (Zambrano, 1971) (Fig. 2.2).

Entre el Eoceno y el Mioceno inferior, durante un estadio regresivo, se depositan sedimentos continentales de capas rojas agrupados dentro de las Formaciones Los Cardos y Olivos (Groeber, 1945). Estas Formaciones, también denominadas “El Rojo” están integradas por arcilitas, limolitas y areniscas de color pardo rojizo a amarillentas. En el centro de la cuenca predominan los componentes gruesos mientras que hacia el borde oriental facies más finas. El origen de los sedimentos que las constituyen es principalmente continental, con componentes eólicos, lagunares y fluviales. La secuencia posee un espesor máximo de unos 800 m en el centro de la cuenca.

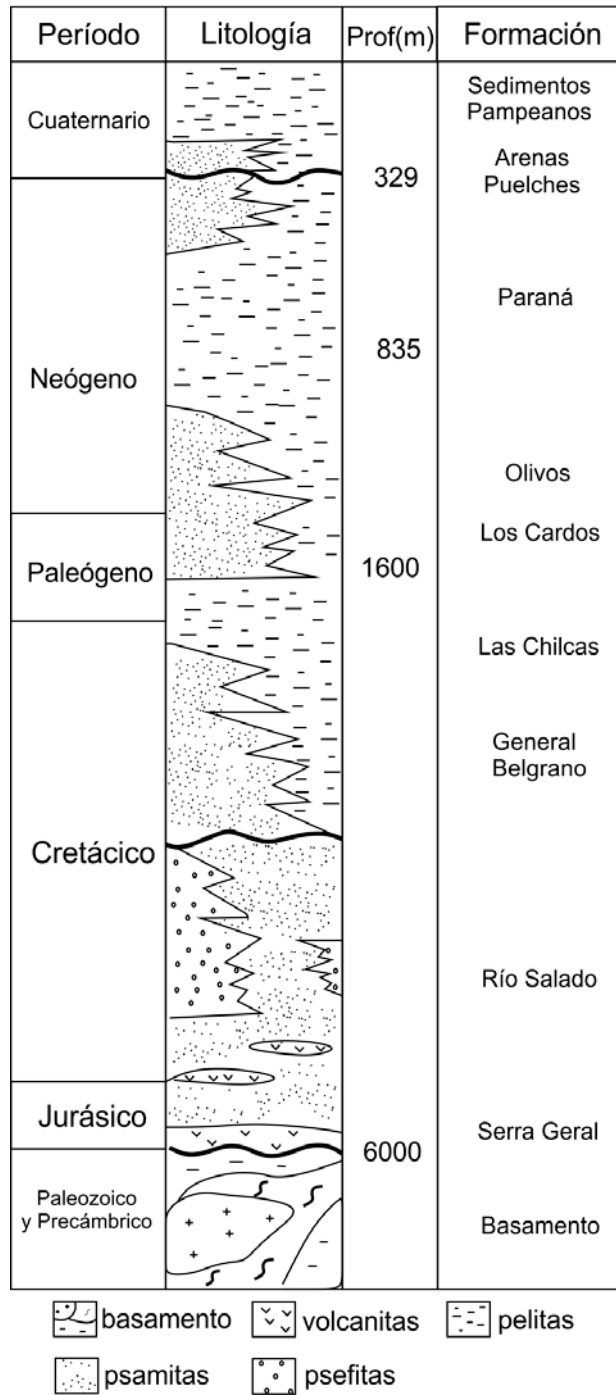


Figura 2.2: Esquema estratigráfico para la Cuenca del Salado (modificado de Yrigoyen, 1975).

La Fm. Olivos está representada en el área de estudio principalmente por arcilitas pardo rojizas y en algunos sectores verdosas a amarillentas entre las cuales intercalan capas de limolitas y areniscas. En la perforación de Monte Veloz se registra desde el final de la perforación hasta los -411 m snm (Fig. 2.3). En La Plata y Magdalena el techo de la Formación está a -253 y a -260 msnm respectivamente lo cual es interpretado por Yrigoyen (1975) como producto de una falla directa entre Magdalena y Monte Veloz.

Le sucede un nuevo estadio transgresivo durante el Mioceno Medio conocido como "Mar Paranaense". La Fm. Paraná denominada también Paraniense (Frenguelli, 1950), "El Verde" (Groeber, 1945) o Mioceno Verde se extiende por todo el subsuelo de la Cuenca del Salado como producto de dicho evento. Está principalmente constituida por arcilitas gris verdosas, oscuras algo calcáreas con abundantes fósiles marinos, que se intercalan con areniscas cuarzosas en la parte media e inferior de la cuenca (Yrigoyen, 1975). En cuanto a la Fm. Paraná, en la perforación de Monte Veloz su litología está representada principalmente por arcilitas azuladas a verdosas oscuras con abundante contenido fosilífero que se desarrollan entre los -65 m snm a los -411 m snm. En la parte media a inferior intercalan niveles arenosos a conglomerádicos de colores claros (Fig. 2.3).

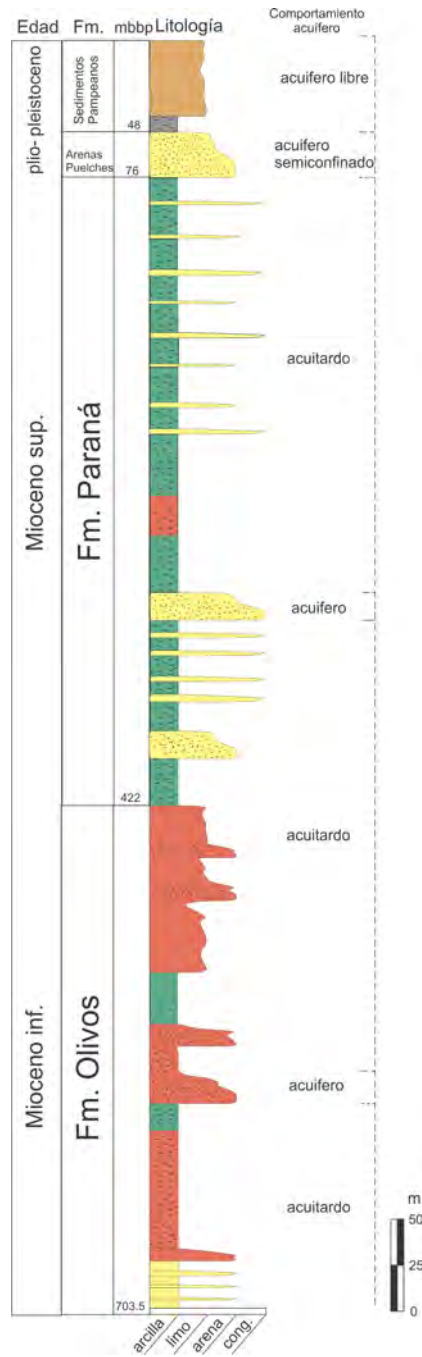


Figura 2.3: Columna estratigráfica representativa de las unidades del subsuelo en las inmediaciones del área de estudio realizada en base a la perforación de YPF en la localidad de Monte Veloz.

Sobre la Fm. Paraná y en discordancia erosiva se depositan las Arenas Puelches denominadas también Puelchense (Frenguelli, 1950) o Fm. Puelches, formación constituida por arenas cuarzosas, medias y finas, amarillentas a blancas. Su origen es interpretado como fluvial y su edad Pliocena a Pleistocena. La secuencia sedimentaria es en general granodecreciente, con extremos de grava en el sector inferior y arena muy fina a limosa en el pasaje a la arcilla que constituye su techo. Algunos autores agrupan a estos últimos depósitos arcillosos dentro de la secuencia sedimentaria que integran las Arenas Puelches y los vinculan a estadios postumos asociados a depósitos suspensivos en lagunas y pantanos (Tofalo *et al.*, 2005). El espesor de la Formación es variable, con una media de 34 m, y máximos de 60 m al sur del Río Salado (Fig. 2.4). En las inmediaciones del área de estudio, las Arenas Puelches están conformadas por arenas medias a gruesas blancas que gradan a arenas finas a muy finas.

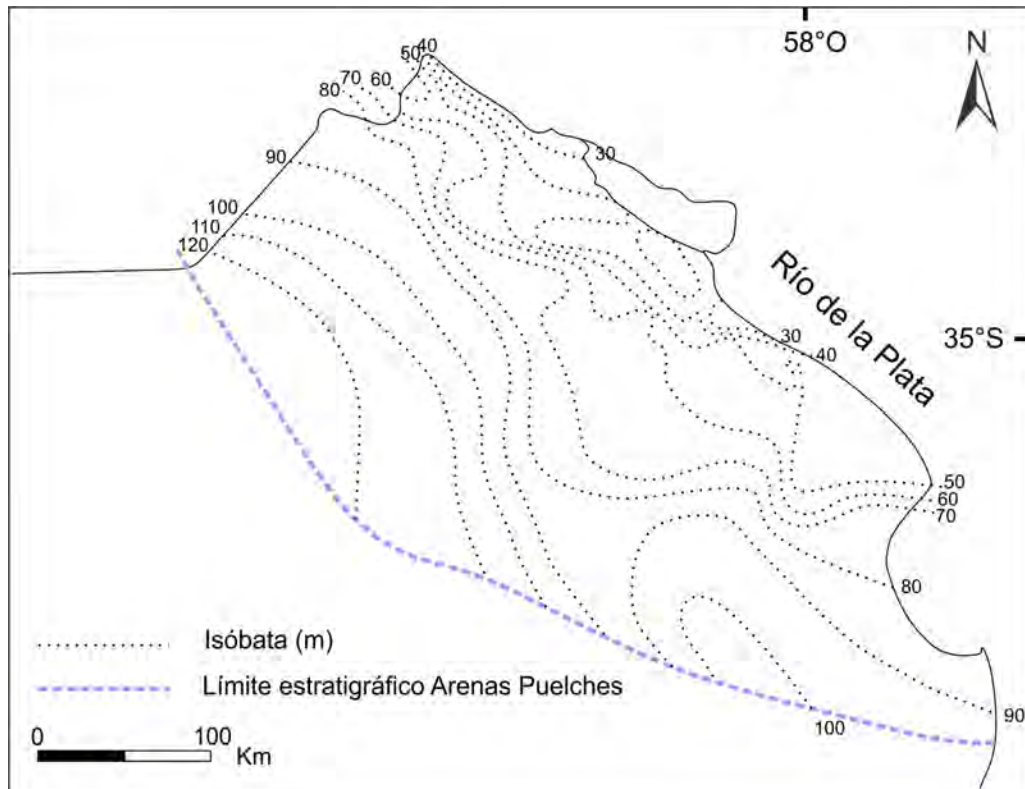


Figura 2.4: Profundidad del techo de las Arenas Puelches (modificada de Auge *et al.* (2002)).

Por sobre las Arenas Puelches se apoya una unidad que se extiende más allá de los límites de la Cuenca del Salado, abarcando gran parte de la llanura Chaco-Pampeana. Estos depósitos, pertenecientes al Cenozoico tardío y de origen continental, han sido agrupados bajo los términos Pampeano o Sedimentos Pampeanos. La denominación de Pampeano se ha usado en un sentido amplio, para referirse a estos depósitos tanto desde el punto de vista cronológico, litoestratigráfico o una mezcla de ambos. La primera denominación de estos depósitos como "Pampeano" se atribuye a los trabajos pioneros de d'Orbigny (1843) y Darwin & Sowerby (1846). Ameghino (1889) es quien establece un esquema estratigráfico

sobre la base del grado evolutivo de asociaciones de vertebrados fósiles que, con modificaciones posteriores (Frenguelli, 1950, Frenguelli, 1957, Pascual *et al.*, 1965), constituye aún la base de la estratigrafía del Cenozoico tardío continental. Fidalgo *et al.* (1975), bajo la denominación de Sedimentos Pampeanos, y con criterio litológico, define a estos depósitos como todos los sedimentos con la fracción limo más abundante que las fracciones arena y arcilla subordinadas.

En cuanto a la mineralogía de los Sedimentos Pampeanos Teruggi (1957) indicó que la misma corresponde a plagioclasas, cuarzo, ortosa, vidrio volcánico, fragmentos de rocas volcánicas, ópalo orgánico, anfíboles, piroxenos, magnetita, ilmenita y minerales del grupo de las limonitas. En cuanto a los minerales del grupo de las arcillas destaca la presencia de illita, montmorillonita y caolinita. La mayor parte del material que compone estos depósitos es alóctono, con una procedencia principalmente oeste y sudoeste, con una fuente volcánica ubicada en la cordillera de los Andes (Teruggi, 1957). También se destaca la presencia de carbonatos en forma de concreciones, venillas y mantos. Localmente estos niveles son conocidos con el nombre de tosca y su contenido es variable con máximos de 8% (Teruggi, 1957).

En el flanco norte de la Cuenca del Salado los Sedimentos Pampeanos poseen una edad que va del Plioceno tardío al Pleistoceno tardío (Zárate, 2005). Riggi *et al.* (1986) identifican para este sector a las formaciones Ensenada y Buenos Aires, que tendrían una correspondencia con las unidades cronoestratigráficas del Ensenadense y Bonaerense. Según estos autores la primera se compone de limos arcillo arenosos y arcillas limo arenosas de origen eólico, de aspecto compacto, con tramos afectados por edafización y sectores con nódulos y otras acumulaciones calcáreas. Por otra parte, la Fm. Buenos Aires presenta litología similar a la anterior aunque con la presencia de tosca con morfologías variadas. La depositación de

esta última sería principalmente eólica.

Los depósitos más recientes corresponde a los Sedimentos Postpampeanos, denominación bajo la cual se han agrupado una gran variedad de sedimentos depositados con posterioridad a los Sedimentos Pampeanos y en algunos casos también de manera sincrónica. Comprende tanto a depósitos marinos como continentales que van del Pleistoceno tardío al Holoceno. Los primeros de estos fueron depositados a partir de las transgresiones del Cuaternario y se expresan morfológicamente como planicies costeras a lo largo del litoral del Río de la Plata y el litoral marino adyacente. En el caso de los segundos, corresponden a depósitos fluviales y eólicos del Pleistoceno tardío - Holoceno (Zárate, 2005).

Los depósitos marinos cuaternarios, que constituyen los más representativos del área de estudio, han sido profusamente estudiados desde mediados del siglo XIX (Darwin & Sowerby, 1846), datando los primeros trabajos estratigráficos de finales del siglo XIX y principios del XX (Ameghino, 1880; Doering, 1882; Ameghino, 1889; Ameghino, 1908). Sobre la base del trabajo de Ameghino, Frenguelli (1950) construyó los esquemas estratigráficos sobre los que se basaron los trabajos subsiguientes en el área. Por otro lado, la clasificación de estos depósitos bajo un esquema de unidades litoestratigráficas se debe a los trabajos de Fidalgo *et al.* (1973) y Fidalgo *et al.* (1975) siendo dichas unidades recientemente renombradas y reinterpretadas en el trabajo de Fucks *et al.* (2010). En la bibliografía existen a su vez numerosas contribuciones tendientes a cubrir la totalidad de los depósitos marinos del cuaternario; la multiplicidad de denominaciones que han recibido estos depósitos cuaternarios puede prestarse a confusiones por lo que se expone un resumen de las mismas en la Figura 2.5. De aquí en adelante se adoptará la clasificación litoestratigráfica realizada por Fucks *et al.* (2010) en la que se divide a los Sedimentos Postpampeanos marinos presentes en el área de planicie costera

se encuentran restringidos y discontinuos a lo largo de todo el litoral bonaerense intercalados o suprayacentes a los Sedimentos Pampeanos y representados por diferentes facies (Isla *et al.*, 2000).

El Miembro Destacamento Río Salado constituye el miembro basal de la Fm. Canal de las Escobas y está caracterizado por sedimentos arcillosos a arcillo arenosos, de color negro a grisáceo. Posee estratificación lenticular en la base que grada a ondulosa y el ambiente de depositación para el mismo es intermareal de llanura costera, de baja energía, con subambientes restringidos de lagunas costeras, barras y estuáricos. El Miembro Canal 18 se caracteriza por sedimentos friables de textura areno-limosa con intercalaciones arcillosas de colores castaño amarillentos a castaño verdosos. El Miembro Cerro de La Gloria está compuesto casi exclusivamente por concentraciones esqueletales de moluscos (predominio de bivalvos representados en un 90 % por *Mactra isabelleana* (d'Orbigny)), rodados subordinados y arenas. Su análisis paleoecológico sugiere un paleoambiente con mayor gradiente de salinidad que el actual (poli-euhalino). El Miembro Canal 15 está representado por sedimentos arcillosos, homogéneos de colores grises, verdes y castaño grisáceos, con gran cantidad de materia orgánica parcialmente descompuesta y óxidos de hierro (Fucks *et al.*, 2010).

Dentro de los Sedimentos Postpampeanos continentales, Fidalgo *et al.* (1975) nombra a la Fm. Luján, la Fm. La Postrera y el Aluvio reciente. La Fm. Luján representa el relleno sedimentario de los valles fluviales actuales excavados en depósitos del Plio-pleistoceno en la cuenca del Salado. Dentro de los depósitos eólicos más modernos, la Fm. La Postrera está constituida por sedimentos de color amarillento a gris claro que van de limos arcillo-arenosos a limos arenosos. Donde las acumulaciones alcanzan cierto desarrollo suelen mostrar formas medanosas degradadas. En el área de estudio a su vez se destaca la presencia de la Fm. La

Petrona (Colado *et al.*, 1995) correspondiente a depósitos eólicos arenosos inactivos en la actualidad. El perfil tipo se encuentra en las inmediaciones de la Ea. La Petrona (al sur de Pipinas). Por otro lado, en la zona anegable en las proximidades de los cauces principales se ubican depósitos fluviales correspondientes al Aluvio reciente. Los espesores de este último son variables y su composición está dada por limos arcillosos de color gris amarillento a verdoso claro con algo de materia orgánica.

2.4 Características fisiográficas

La Provincia de Buenos Aires ha sido subdividida por distintos autores en diferentes regiones en base a sus características geomorfológicas, edáficas y en base a sus comunidades vegetales. Existe un cierto consenso desde los trabajos pioneros de Frenguelli (1940) y Frenguelli (1950) en los límites y denominaciones de estas regiones naturales de la provincia, con ligeras variaciones según el autor considerado (Cabrera, 1968, INTA, 1989, Solbrig & Morello, 1997). El mapa de las distintas regiones naturales se detalla en la Figura 2.6.

Dentro de estas regiones, como se ha indicado previamente, el área de estudio se ubica en la denominada Pampa ondulada. Se trata de una llanura loessica con suaves ondulaciones ocasionadas por una red de drenaje relativamente abundante e incluye el noreste de la provincia de Buenos Aires que desagua hacia el Río Paraná y el Río de la Plata y en parte hacia los ríos Samborombón y Salado. Dentro de la Pampa ondulada ya Frenguelli (1950) reconocía dos unidades de paisaje diferentes, las cuales fueron definidas como Llanura Alta y Llanura Baja, definidas en base a sus posiciones relativas. En el presente estudio, focalizado en la planicie costera del Río de la Plata, se ha optado diferenciar a las unidades de la pampa ondulada en planicie continental y planicie costera correspondientes

a las Llanura Alta y Llanura Baja respectivamente. Las características litológicas, geomorfológicas, pedológicas e hidrogeológicas de ambas unidades serán desarrolladas en profundidad en los capítulos subsiguientes.

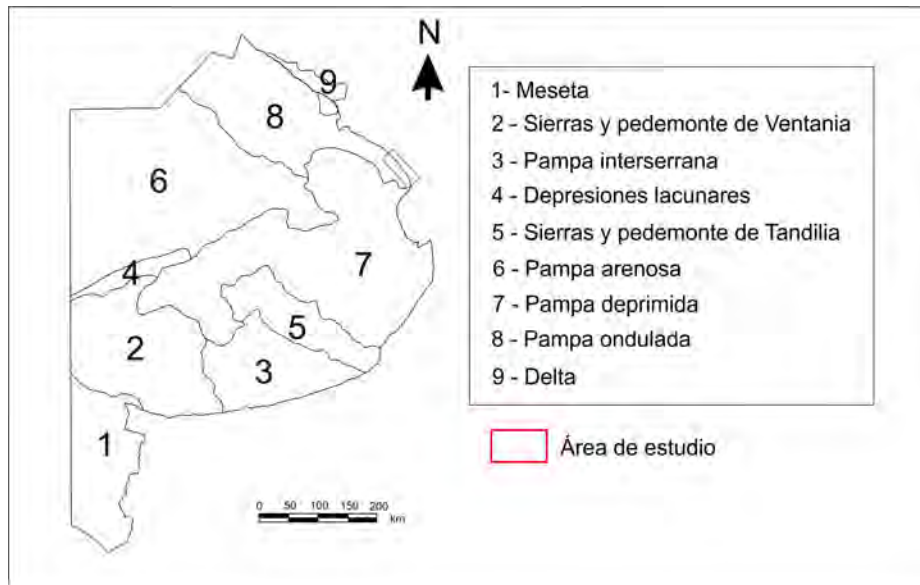


Figura 2.6: Ubicación del área de estudio dentro del esquema de subregiones de la Provincia de Buenos Aires. Modificado de INTA (1989).



3. Planicie continental

3.1 Introducción

La planicie continental abarca las cuencas altas y medias de los arroyos que drenan hacia la planicie costera y forma parte de la región de Pampa ondulada que se encuentra topográficamente más elevada (Fig. 3.1). En sí se trata de una llanura loésica con suaves ondulaciones con una génesis eólica o bien labradas por los cauces de los pequeños arroyos que surcan el área. En la planicie continental adyacente al área de planicie costera estudiada se encuentran las localidades de Verónica, Pipinas y Alvarez Jonte aunque la mayor parte del área es rural. El abastecimiento se realiza a partir del recurso hídrico subterráneo, ya sea a través de perforaciones domiciliarias o a través de agua de red como ocurre en las localidades de Verónica y Pipinas. El presente capítulo tiene como objetivo caracterizar la planicie continental adyacente al área de estudio desde los aspectos geomorfológico, pedológico, geohidrológico e hidrológico. Asimismo se analizan los distintos usos de suelo presentes en el área y su relación con los recursos hídricos.

El estudio de estos aspectos permitirá comprender el contexto hidrogeológico en el que se haya enmarcada la planicie costera.



Figura 3.1: Ubicación del área de estudio dentro de la Pampa ondulada. Dentro de esta última se diferencian la planicie continental y la planicie costera.

3.2 Metodología

Se realizó un análisis climático en base a datos de precipitaciones y temperaturas registrados por el Servicio Meteorológico Nacional en la Base Aeronaval de Punta Indio (BAPI) de coordenadas $35^{\circ} 20' 53''\text{S}$, $57^{\circ} 17' 40''\text{O}$ y una elevación de 22 m snm. Los datos suministrados por dicha estación corresponden a datos diarios de precipitación y temperatura media diaria para el período 1926 - 2017.

A su vez existen numerosos puntos donde se registran las precipitaciones correspondientes a productores locales. La Sociedad Rural de Verónica es la encargada de recolectar dichos registros. Se realizaron análisis de doble masa de algunas de estas estancias donde se toman datos de precipitación, seleccionándose

aquellas que tienen un registro más extenso, con el fin de determinar la fiabilidad de las mismas. De diciembre de 2014 a octubre de 2015 la estación meteorológica BAPI suspende su registro por lo que se utilizaron para la caracterización climática y balances los datos de precipitación aportados por la Sociedad Rural de Verónica.

Con el objetivo de caracterizar los períodos de déficit y excesos se realizó un balance hídrico mensual según la metodología de Thornthwaite & Mather (1957) tomando las temperaturas y precipitaciones medias para el período 1998-2017 (20 años). La metodología fue seleccionada en función de que los únicos datos registrados por las estaciones meteorológicas en el área de estudio corresponden a datos diarios de precipitación y temperatura.

Se realizó un mapeo detallado de las unidades geomorfológicas y de suelos tomando como base los trabajos previamente realizados en el área por Sanchez *et al.* (1976) y Salazar *et al.* (1980). De esta manera se digitalizaron en una escala de mayor detalle las distintas unidades geomorfológicas y de suelos en base al análisis de cartas topográficas escala 1:50000, modelos de elevación digital (IGN, 2016) e imágenes satelitales Bing y Google Earth. Los distintos usos de suelo fueron delimitados en base a los datos aportados por la Secretaría de Desarrollo Económico de la Municipalidad de Punta Indio.

La metodología utilizada para la delimitación de las divisorias de cuenca se basó en el análisis de las cartas topográficas 1:50000 de Juan Gerónimo, Pipinas, Punta Piedras, Verónica, Punta Indio, Álvarez Jonte y Magdalena Este en base a las curvas topográficas y puntos acotados. Posteriormente se realizó una verificación contrastando las divisorias trazadas con los modelos digitales de elevación MDE-Ar suministrados por el IGN (IGN, 2016). En estos se realizó mediante el software Global Mapper un análisis automático de las divisorias. Los valores obtenidos no difirieron significativamente de los trazados manualmente a través de las cartas

topográficas. La red de drenaje se delimitó utilizando por un lado el drenaje presente en las cartas topográficas analizadas y por otro lado se complementó con el análisis de imágenes Google Earth, Bing y Landsat.

En cuanto al escurrimiento superficial, dada la baja pendiente regional, la pequeña dimensión de las cuencas de drenaje y la baja energía de los cursos superficiales, se optó por realizar una caracterización a través de balances hídricos y teledetección (Kruse & Zimmermann, 2002). De esta manera se analizaron 130 imágenes satelitales provenientes de las misiones Landsat 5, 7 y 8 para el periodo 2009 - 2013 con el fin de identificar tanto situaciones de anegamiento como de caudal base. Para el mismo periodo se realizaron balances hídricos diarios mediante el cálculo de evapotranspiración utilizando la metodología de Thornthwaite & Mather (1957). Se evaluaron excedentes, déficit hídricos, y variación en el agua disponible en el suelo. Se estimó previamente para los suelos de la planicie continental una capacidad máxima de almacenamiento (reserva) de 100 mm, superado la cual se producen los excedentes hídricos. Para evaluar la misma se consideraron parámetros texturales para determinar el punto de marchitez permanente y la capacidad de campo y por lo tanto el agua útil en el suelo. Se tomaron las características texturales de los sedimentos de los horizontes superficiales llevado a cabo por el INTA (Salazar *et al.*, 1980) donde se le asigna a los horizontes superficiales un 57,2% de arcilla, 38,5% de limo y un 4,3% de arena, lo cual representa una textura arcillo limosa. Basado en Saxton & Rawls (2006) para esta textura específica la capacidad de campo es de 36% y el punto de marchitez permanente es de 22%, lo cual arroja un porcentaje de agua útil del 14%. Si se considera una zona radicular de 50 cm y una densidad aparente para esta textura de unos 1,4 g/cm³, la capacidad máxima de almacenamiento o reserva rondaría los 100 mm. Posteriormente se graficaron conjuntamente las precipitaciones, la

reserva del suelo y los excedentes, comparando estos datos con la presencia o ausencia de anegamientos.

Se efectuó una caracterización de los principales acuíferos utilizados para abastecimiento, que en el área de planicie continental lo constituyen el acuífero freático alojado en los Sedimentos Pampeanos y el acuífero semiconfinado alojado en las Arenas Puelches. La caracterización fue realizada tanto del punto de vista hidrolitológico, hidrodinámico como hidroquímico. En primer lugar se analizaron registros de perforaciones correspondientes al EASNE (Comité de Estudios de Aguas Subterráneas del Nor-Este) y al SPAR (Servicio Provincial de Agua Potable y Saneamiento Rural) (ver Apéndice A). En base a los mismos se construyeron para el área tres columnas estratigráficas donde se detallan además las unidades hidrogeológicas y dos perfiles hidrolitológicos (Fig. 3.2).

La caracterización hidroquímica del acuífero alojado en las Arenas Puelches se realizó en base al estudio de 98 registros de análisis químicos de las perforaciones de abastecimiento de las localidades de Pipinas y Verónica. Estos, al igual que los registros de perforaciones, fueron facilitados por el SPAR y corresponden a análisis de contenido de iones mayoritarios (carbonatos, bicarbonatos, cloruros, sulfatos, nitratos, calcio, magnesio, sodio y potasio) y trazas (flour y arsénico).

En cuanto al acuífero freático alojado en los Sedimentos Pampeanos, se realizó en primer término un censo de perforaciones en septiembre de 2014 donde se midieron conductividad eléctrica (CE) y pH del agua subterránea como así también se relevó la profundidad a la que se realizaron las perforaciones y se midieron profundidades del nivel freático en perforaciones abandonadas. Los datos de niveles fueron integrados para generar el modelo de escurrimiento subterráneo para el área de planicie continental confeccionado sobre el modelo de digital elevación ALOS (EORC-JAXA, 2016) y representado mediante un mapa isofreático.



Figura 3.2: Ubicación de los registros de perforaciones analizados de Verónica, Pipinas y pozo de exploración del SPAR. Ubicación de las trazas de los perfiles A-A' y B-B' de la Fig. 3.19.

En base a los distintos usos de suelos definidos para el partido de Punta Indio se evaluó la influencia que los establecimientos tamberos pueden tener sobre la calidad del recurso hídrico, considerándose a esta actividad como la de mayor impacto negativo dentro de las relevadas. Se trata de establecimientos de pequeña dimensión, con menos de 40 vacas en ordeño y que producen entre 180 y 800 litros de leche al día. El abastecimiento de agua se realiza a través de pozos de captación del acuífero freático, utilizándose el agua tanto para consumo doméstico como en la producción tampera (abrevado e higienización de las instalaciones).

Se realizaron 2 muestreos en 10 establecimientos durante septiembre de 2014 y octubre de 2016. Cada uno de los puntos en la Figura 3.3 corresponde a un establecimiento, mientras que los números representan perforaciones de abastecimiento. Durante los relevamientos de septiembre de 2014 se muestrearon las perforaciones 1 a 7 mientras que en los relevamientos de octubre de 2016 se volvieron a muestrear las perforaciones 1 a 5 y se realizaron nuevos muestreos en las perforaciones 8, 9, 10 y 11. El tambo correspondiente a la perforación 6 fue relocalizado en 2016 (perforación 9) mientras que no se pudo acceder nuevamente a la perforación 7. Los tambos correspondientes a las perforaciones 1 a 5 fueron instalados entre 2010 y 2014. La repetición en los análisis fue realizada en pos de determinar la existencia de variaciones sustanciales en la química del agua en función del tiempo. Se relevaron características constructivas de los pozos y distancias a posibles fuentes contaminantes puntuales (corrales, pozos ciegos, sala de ordeño). Se determinaron en campo CE y pH del agua mediante un equipo portátil y en laboratorio se determinaron las concentraciones de carbonato, bicarbonato, cloruro, sulfato, nitrato, sodio, calcio, magnesio y potasio (APHA, 1998), como así también se analizaron indicadores de contaminación bacteriológica: mesófilas totales, coliformes totales, *Escherichia coli* y *Pseudomonas*.

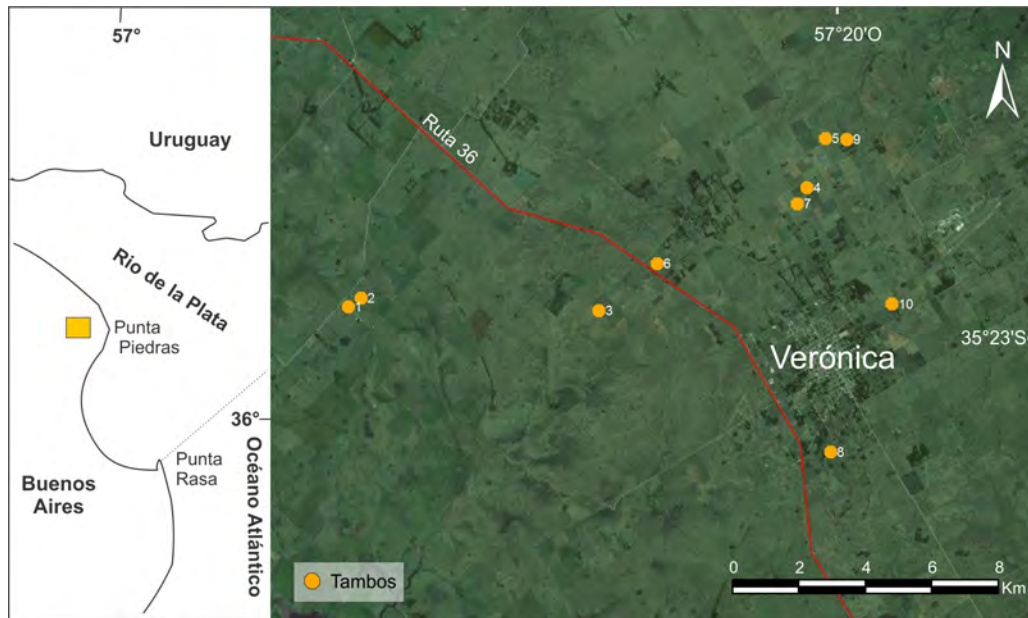


Figura 3.3: Ubicación de los establecimientos tamberos relevados en el Partido de Punta Indio.

Los análisis químicos de iones mayoritarios fueron llevados a cabo en el laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas. La recolección, preservación y análisis químicos de las muestras se realizaron teniendo en cuenta los métodos estandarizados propuestos por la APHA (1998). Carbonatos (CO_3^{-2}), bicarbonatos (HCO_3^-), calcio (Ca^{+2}), magnesio (Mg^{+2}) y cloruro (Cl^-) fueron determinados por métodos volumétricos. Sodio (Na^+) y potasio (K^+) fueron determinados por fotometría de llama. Los sulfatos (SO_4^{-2}) fueron determinados por turbidimetría a través de espectrofotometría visible mientras que los nitratos (NO_3^-) por espectrofotometría UV.

Finalmente, con el objetivo de estudiar la salinización del acuífero Puelche hacia la planicie costera en el área de estudio se analizó información indirecta del subsuelo, ya que no se han realizado perforaciones que intercepten el acuífero

Puelche en este sector. Dicha información consiste en 4 sondeos eléctricos verticales (SEV) realizados por el SPAR, obtenidos mediante el dispositivo Schlumberger con distancia AB variable entre 2 y 300 m. Los datos en bruto de la prospección fueron reprocesados para obtener curvas de campo y luego generar un modelo de inversión de las mismas. En el Apéndice C se detallan los valores obtenidos en campo de los sondeos eléctricos verticales junto con las curvas de resistividades aparentes.

El reprocesamiento e inversión de las curvas de campo se realizó utilizando el software libre ZondIP (disponible de <http://zond-geo.ru/english/zond-software/ert-and-ves/zondip1d/>) planteándose un modelo de 4 capas para realizar la inversión. Posteriormente se ajustaron y editaron manualmente las curvas para obtener los valores de resistividad real y espesores.

Los valores de resistividad obtenidos fueron interpretados con criterio hidrogeológico para definir el modelo electro-estratigráfico del área teniendo en cuenta también los datos litológicos. Los valores mayores a 10 ohm·m fueron interpretados como agua dulce o parte de la zona no saturada cuando se encontraron cercanos a la superficie. Valores entre 5 y 10 ohm·m como agua salobre o arcilla, dependiendo de la posición relativa con otras capas. Valores por debajo de 5 ohm·m fueron interpretados como agua salina.

3.3 Clima

Los resultados del análisis de doble masa entre la Base Aeronaval de Punta Indio (estación meteorológica oficial) y las estaciones meteorológicas localizadas en estancias que son utilizadas por la Sociedad Rural de Verónica, dan cuenta de que los registros son similares y pueden ser utilizados para la caracterización climática. Las precipitaciones acumuladas se alinean en una recta 1:1 como se

indica en la Figura 3.4.

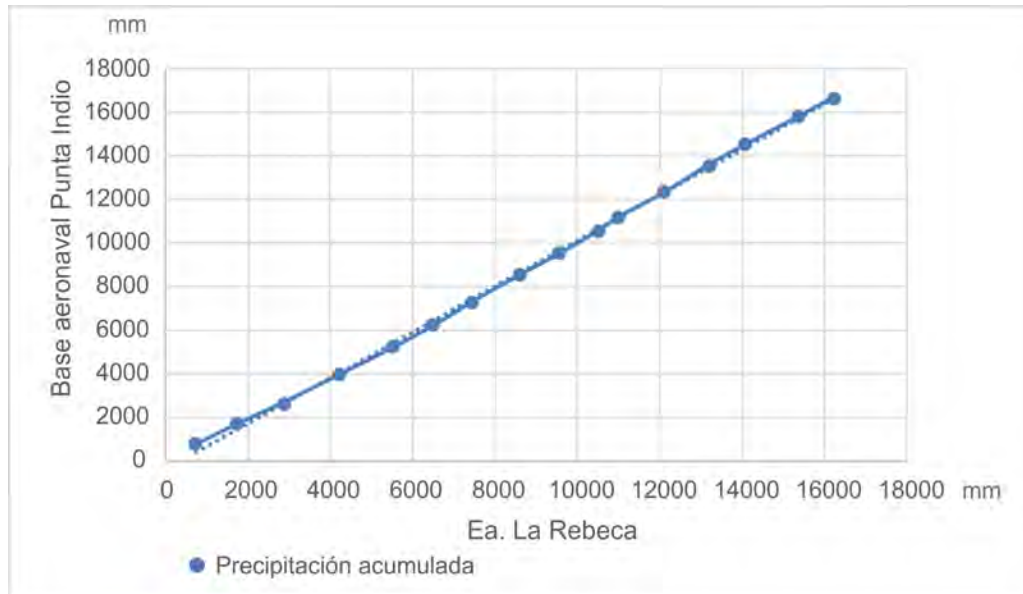


Figura 3.4: Análisis de doble masa entre los datos de precipitación de la estación oficial (Base aeronaval de Punta Indio) y la estancia La Rebeca.

La precipitación promedio anual en la estación de Punta Indio para el período 1926-2017 es de 956 mm, registrándose variaciones de años más lluviosos con un máximo de 1734 mm (Año 1993) y menos lluviosos con mínimos de 497 mm (Año 1976). En la Figura 3.5 se puede observar que las precipitaciones en el período considerado muestran una tendencia levemente positiva (1,59) mientras que las medias móviles a 5 y 10 años dan cuenta de la alternancia entre períodos secos y períodos húmedos (Fig. 3.5). Por otra parte, la temperatura para el período 1956-2017 exhibe una media de 16,1 °C. Para el período 1998-2017 (últimos 20 años) la precipitación promedio anual es de 1055 mm y la temperatura promedio es de 16,5 °C. Las máximas temperaturas ocurren en enero con una temperatura promedio de 23,7 °C y las mínimas se registran en el mes de julio, con una media

de 9,7°C (Fig. 3.6).

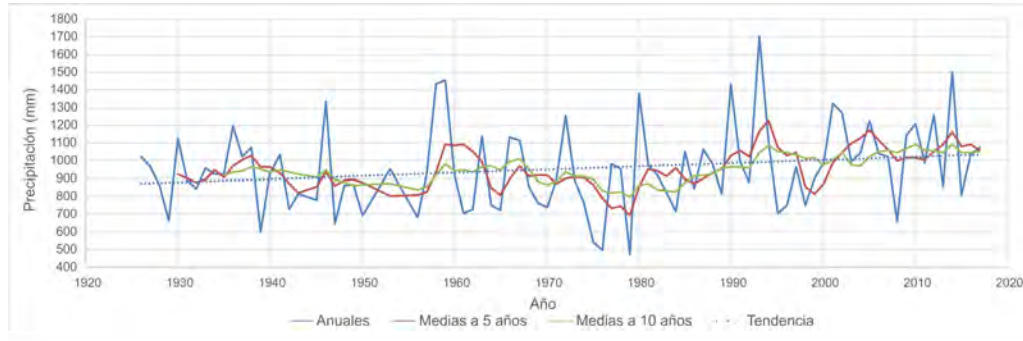


Figura 3.5: Precipitaciones anuales para el período 1926-2017 con sus respectivas medias móviles a 5 y 10 años y línea de tendencia de la serie.

Las precipitaciones mensuales medias para el período 1998-2017 se distribuyen de manera relativamente uniforme a lo largo del año con un leve aumento en los meses de primavera-verano y un descenso en los meses de otoño-invierno (Fig. 3.7). El mes más lluvioso en promedio es febrero con un total de 125 mm y el menos lluvioso es junio con 60,5 mm. Para el mismo período, la evapotranspiración potencial es en promedio de 809 mm anuales mientras que la evapotranspiración real es de 733,7 mm. Los excedentes totalizan 321,4 mm y se dan principalmente en los meses de invierno en tanto que los déficit hídricos, que alcanzan los 75,2 mm, se registran en los meses de enero y diciembre, donde la evapotranspiración potencial supera a la precipitación (Fig. 3.7). De esta manera y según la clasificación climática de Köppen (1931) el clima es Subtropical sin estación seca (Cfa).

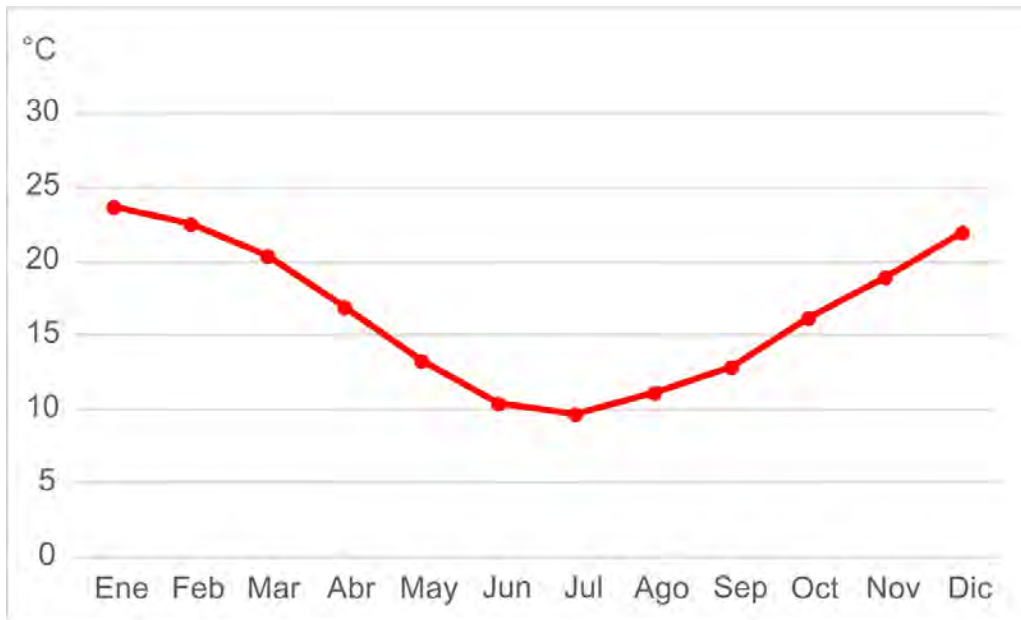


Figura 3.6: Temperaturas promedio mensuales para el período 1998-2017.

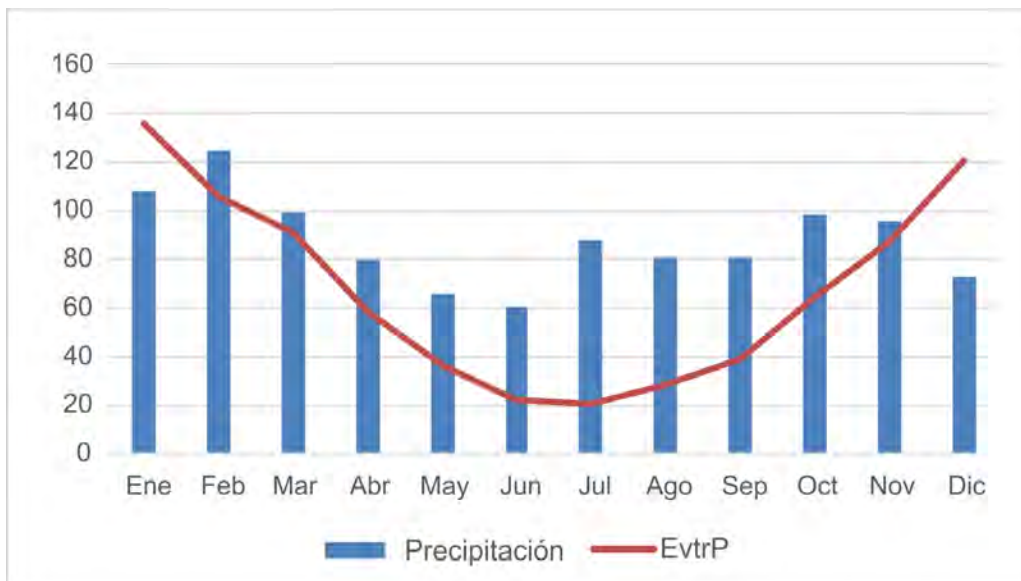


Figura 3.7: Precipitación y evapotranspiración potencial promedio mensuales para el período 1998-2017.

3.4 Geomorfología y suelos

Dentro de la planicie continental se reconocen distintas subunidades de paisaje caracterizadas como áreas de interfluvio, planicies aluviales de los arroyos y áreas de pendiente que conectan a ambas (Sanchez *et al.*, 1976). A su vez se reconoce un área de transición entre la planicie continental y la planicie costera adyacente caracterizada como antigua franja costera, la cual también puede ser considerada como una zona de pedimentos. Cada unidad posee tipos de suelos particulares asociados, los que casi en su totalidad presentan un horizonte Bt, característica que constituye un elemento primario en su identificación, clasificación y correlación (Fig. 3.8).

Interfluvios

Esta unidad es la más desarrollada arealmente y corresponde a zonas de topografía plano-convexa que en algunos casos presentan microdepresiones subcirculares de pequeñas dimensiones dispersas. Se desarrollan en ella suelos zonales clasificados como Natracuertes típicos (Serie Vyetes) y Hapludertes típicos (Serie Verónica). La secuencia de horizontes es similar para ambas Series, siendo respectivamente para la Serie Vieytes y para la Serie Verónica secuencias del tipo A-Btssn1-Btssn2-BCckn-Cn y A-Btss-BCsskn-Cn (Salazar *et al.*, 1980). Se trata de suelos imperfectamente drenados con un horizonte Bt fuertemente textural caracterizado por la presencia de slickensides. Poseen más del 45 % de arcilla desde la superficie por lo cual son clasificados como vertisoles.

Pendientes

Se refiere a los segmentos del paisaje que conectan los interfluvios con las planicies aluviales de los arroyos. Poseen suelos del tipo Natracualf Vértico (Serie Poblet) (Salazar *et al.*, 1980), Natracualf Típico o Natralbol típico o Solonetz

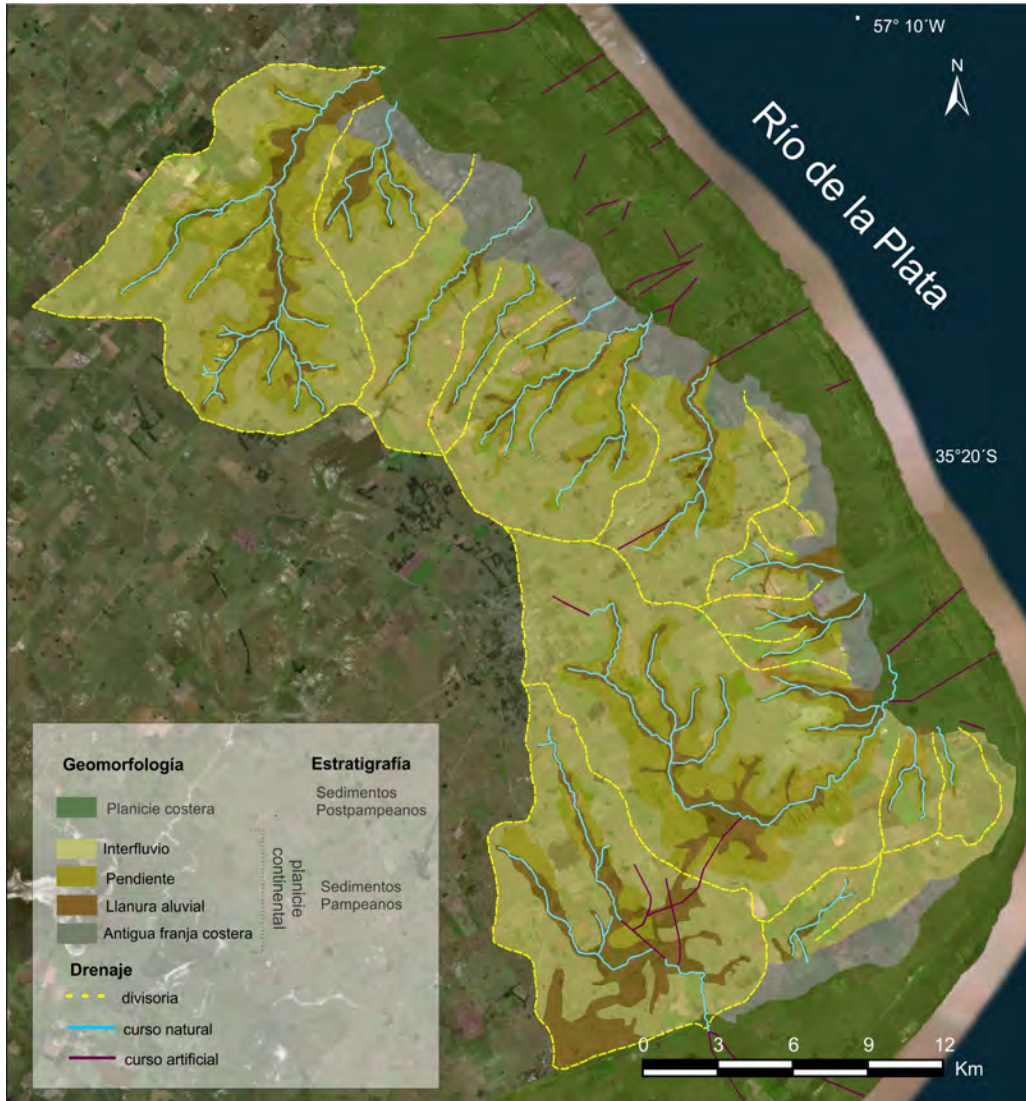


Figura 3.8: Principales subunidades geomorfológicas del área de planicie continental.

(FAO) (Sanchez *et al.*, 1976). El perfil de estos suelos es del tipo An-Btnz-Btssn-BCckn. Se trata de suelos pobremente drenados, con escurrimiento muy lento y permeabilidad baja, con régimen de humedad ácuico, epipedón ócrico (An) y horizonte argílico.

Planicies aluviales

Comprende las planicies de inundación de los arroyos que drenan la planicie continental. Los suelos que se desarrollan en esta unidad son identificados en las cartas del INTA como un complejo de suelos indiferenciados. En el estudio de Sanchez *et al.* (1976) se los define como suelos pobremente drenados, arcillo limosos a arcillosos con severas limitaciones y son clasificados como Natracuoles típicos con un perfil A-Bt-Bg-Cg.

Antigua Franja costera (zona de pedimentos)

Se trata de una unidad de paisaje que actúa como transición entre la planicie continental y la planicie costera que puede ser interpretada como una zona de pedimentos. Presenta suelos como los desarrollados en el área de Pendientes y clasificados como Natracualf Vérticos.

3.4.1 Usos del suelo

Dentro de las zonas urbanas se ubican las localidades de Verónica, Pipinas, Álvarez Jonte y Punta Indio, mientras que también existe un amplio sector destinado a la Base Aeronaval de Punta Indio. Dada la baja calidad de los suelos de la región (en su mayoría vertisoles) la principal actividad de la zona es la ganadería extensiva. Por otro lado también existen tambos productores de masa para mozzarella, pequeños encierres y feedlots, frigoríficos, criaderos de cerdos, pollos y gallinas ponedoras (Fig. 3.9). Otra de las actividades que tradicionalmente

se ha llevado a cabo en el Partido de Punta Indio es la actividad minera: desde 1935 a 2001 permaneció en actividad la planta Corcemar, empresa dedicada a la fabricación de cemento, ubicada en la localidad de Pipinas. Esta planta explotó los yacimientos de conchilla correspondientes a la Fm. Pascua quedando solo algunos remanentes de dicha explotación. Por otro lado, en la zona litoral se han explotado sistemáticamente los depósitos Holocenos de conchilla, como dan cuenta las numerosas canteras. La explotación actual se ha desplazado principalmente al sector de la Bahía de Samborombón.

En el área de planicie costera se delimita un área declarada Reserva de Biósfera desde el año 1985 por el programa Man and Biosphere (MAB). La misma es conocida por el nombre de Parque Costero del Sur (www.unesco.org/mab/) (Fig. 3.9).

3.5 Aguas Superficiales

3.5.1 Red de drenaje

En la planicie continental el diseño de los cursos es de tipo dendrítico, tratándose de pequeñas cuencas que drenan en dirección al Río de la Plata y hacia la Bahía de Samborombón. Hacia el sudoeste limitan con la cuenca del Río Samborombón y entre sí poseen divisorias algo más difusas que las de este río (Fig. 3.10). La mayor de estas cuencas es la del Arroyo San Felipe (108,27 km²) (Fig. 3.11), aunque son 12 arroyos en total los que drenan la planicie continental adyacente al área de estudio. El límite del área de estudio se corresponde a la divisoria que marca el inicio de la cuenca del arroyo Primera Estancia.

La mayor parte de los arroyos al llegar al límite con la unidad de planicie costera pierden la definición de su cauce. Por otro lado, al ingresar a la planicie costera el caudal aportado por el arroyo se distribuye en muchos casos por la red de

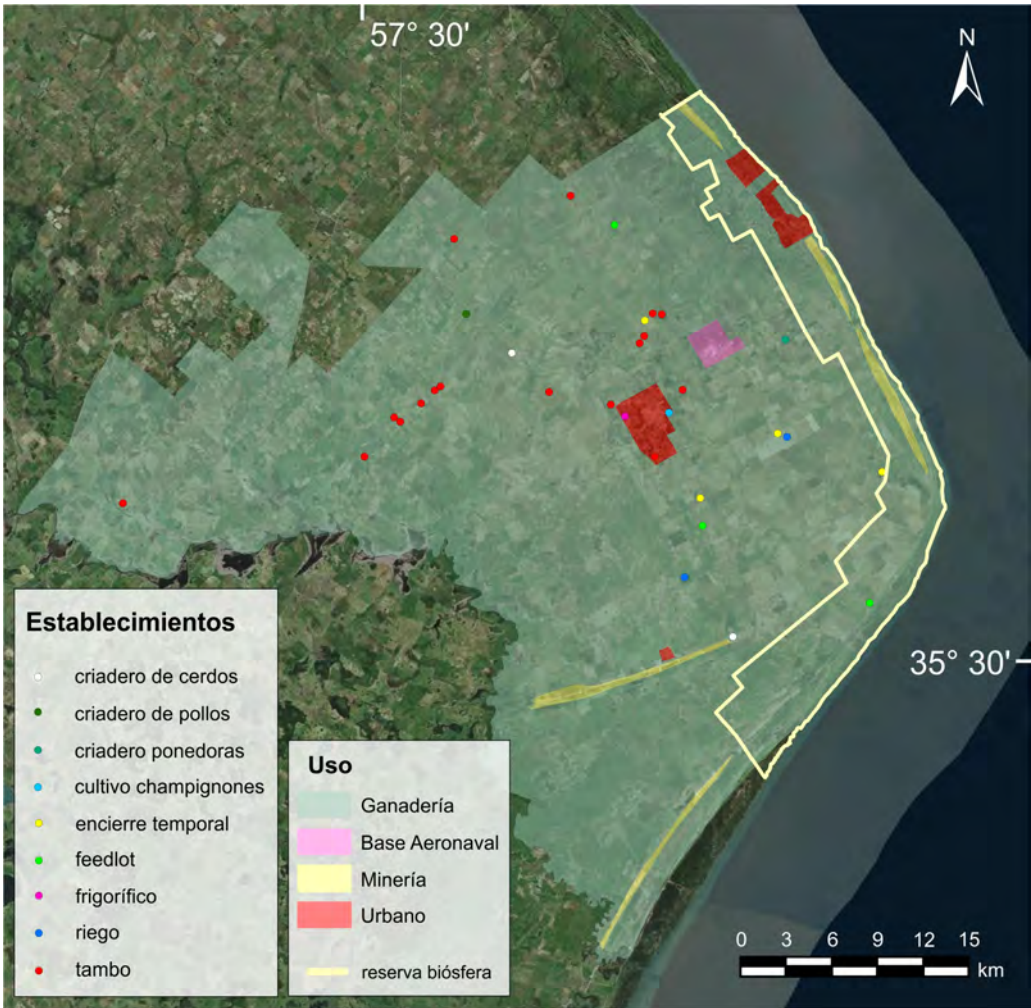


Figura 3.9: Usos del suelo en el Partido de Punta Indio.

drenaje heredada presente. Debido a la relativa escasez de cauces superficiales que posibiliten un adecuado drenaje en la planicie costera se han construido numerosos canales artificiales con tal fin, como por ejemplo la canalización del Arroyo San Felipe cercano a Punta Piedras (Fig. 3.10).

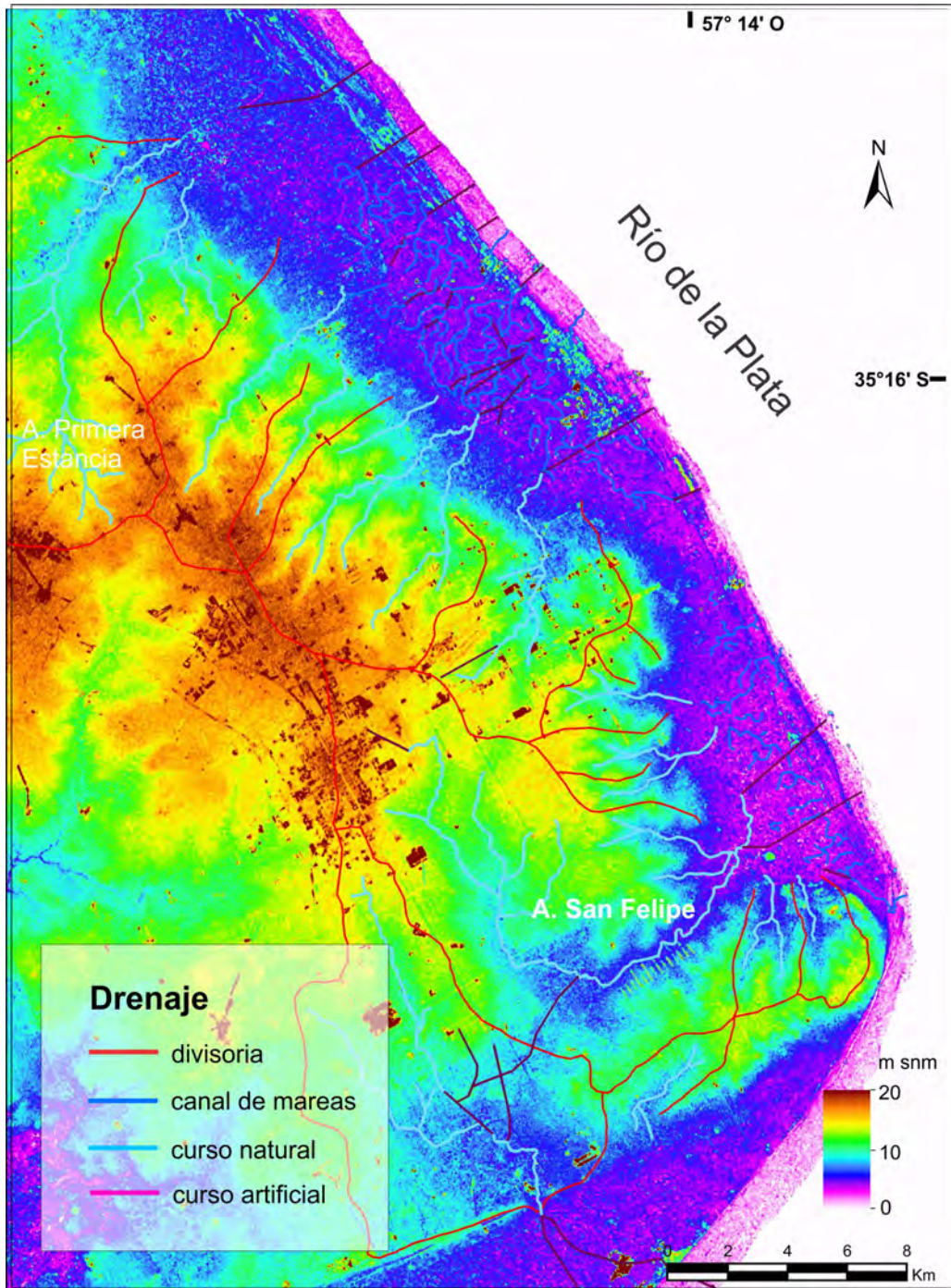


Figura 3.10: Red de drenaje del área de estudio sobreimpresa al modelo de elevación digital ALOS.



Figura 3.11: Arroyo San Felipe en la cuenca media.

3.5.2 Esgurrimiento superficial

En referencia a las distintas condiciones hídricas y el comportamiento del agua superficial en el área de estudio se describieron 4 situaciones diferentes en base a una interpretación visual de las imágenes satelitales Landsat para el período 2009-2013 (Fig. 3.12):

(s): situación de caudal base en los arroyos.

(i1): inundación reducida

(i2): inundación moderada

(i3): inundación extensa

Las imágenes en donde la cobertura nubosa impidió la apreciación de la superficie del terreno fueron identificadas como (n).



Figura 3.12: Imágenes Landsat con diferentes situaciones de inundación de la planicie costera del Río de la Plata.

En los gráficos de balances diarios se señalaron las diferentes situaciones de anegamiento. De esta manera se puede observar en los años considerados (2009-2013) la respuesta de la red de drenaje a las diferentes condiciones hídricas (precipitación - reserva del suelo - excedentes hídricos). Si se analiza el año 2009 se observa que las primeras condiciones de inundación responden a los excedentes producidos durante los primeros días de marzo (Fig. 3.13). Luego, durante los meses de mayo y junio dado que no se producen excedentes no se registran anegamientos superficiales. Durante los períodos de julio y agosto de 2009 no se registraron imágenes de la serie Landsat por lo que no pueden apreciarse las

condiciones hídricas. Hacia los primeros días de septiembre se registran anegamientos (i2) que coinciden con condiciones de saturación del suelo e importantes excedentes hídricos. Hacia noviembre de este año, y coincidiendo con una mayor evapotranspiración, el área deja de estar anegada.

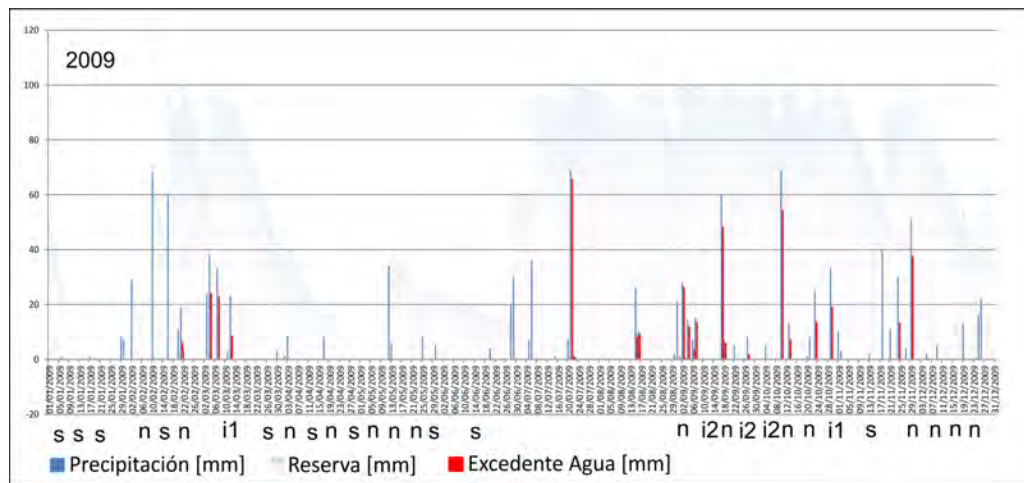


Figura 3.13: Balances hídricos diarios para el año 2009 para el partido de Punta Indio.

En el año 2010 (Fig. 3.14) los primeros excedentes registrados en febrero coinciden con situaciones de anegamiento (i1)(i3), en el último caso se produce una inundación extensa. Hacia marzo se registra nuevamente la ausencia de anegamientos coincidiendo con un descenso en la reserva del suelo. Durante el resto del año se registran distintas condiciones de anegamiento como consecuencia de que se producen excedentes significativos. Hacia los primeros días de noviembre nuevamente el área no presenta anegamientos superficiales.

En el año 2011 (Fig. 3.15), durante la primera mitad del año no se registran condiciones de anegamiento lo cual coincide con escasas precipitaciones espacia-

das en el tiempo que no produjeron excedentes. Los primeros anegamientos, de carácter reducido, se registran en los meses de julio y agosto con posterioridad a que se produjeran excedentes. Posteriormente el área permanece sin anegamientos hasta finales de noviembre donde se producen nuevos excedentes como consecuencia de precipitaciones mayores a 100 mm.

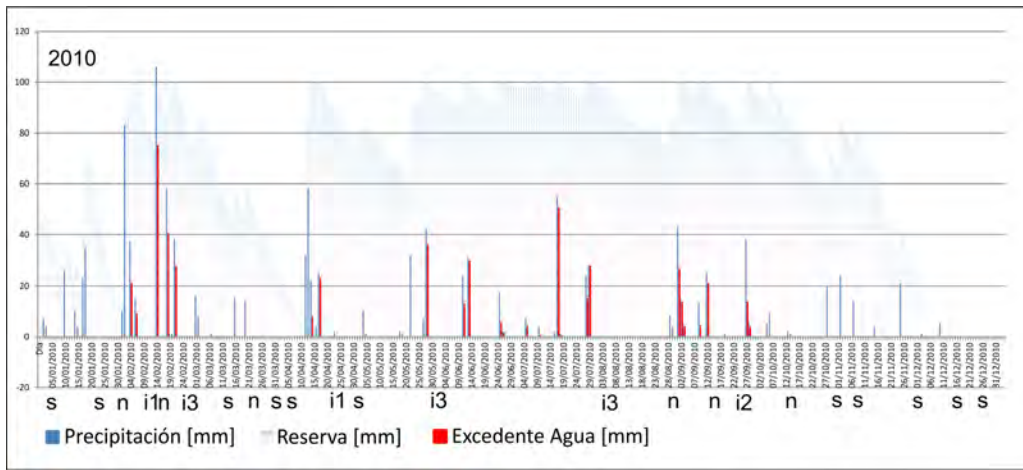


Figura 3.14: Balances hídricos diarios para el año 2010 para el partido de Punta Indio.

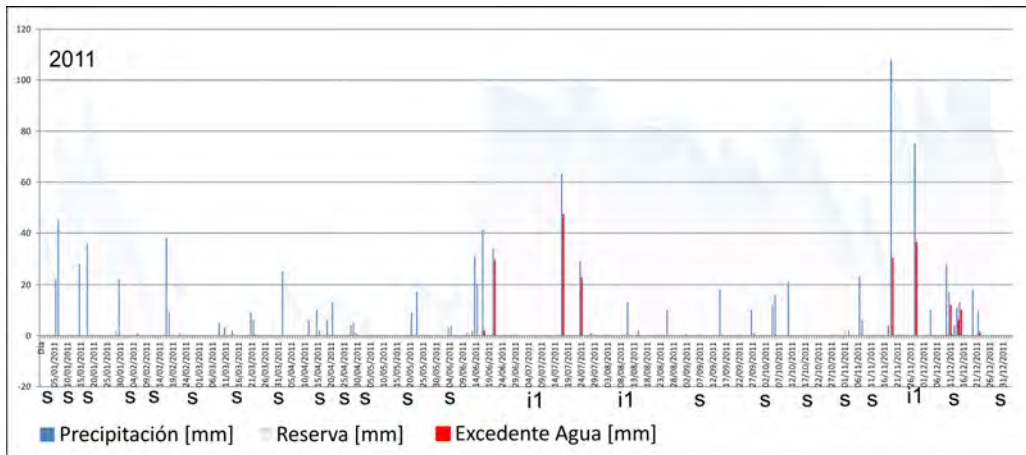


Figura 3.15: Balances hídricos diarios para el año 2011 para el partido de Punta Indio.

En el año 2012 (Fig. 3.16) al igual que en los años anteriores, las condiciones de anegamiento se producen inmediatamente después de que se registren excedentes hídricos. Por otro lado, durante el año 2013 (Fig. 3.17) se producen algunas situaciones de anegamientos reducidos (durante los meses de marzo y mayo) que no coinciden con excedentes hídricos previos. Sin embargo, las condiciones de anegamiento moderadas coinciden con excedentes producidos durante los meses de julio y septiembre.

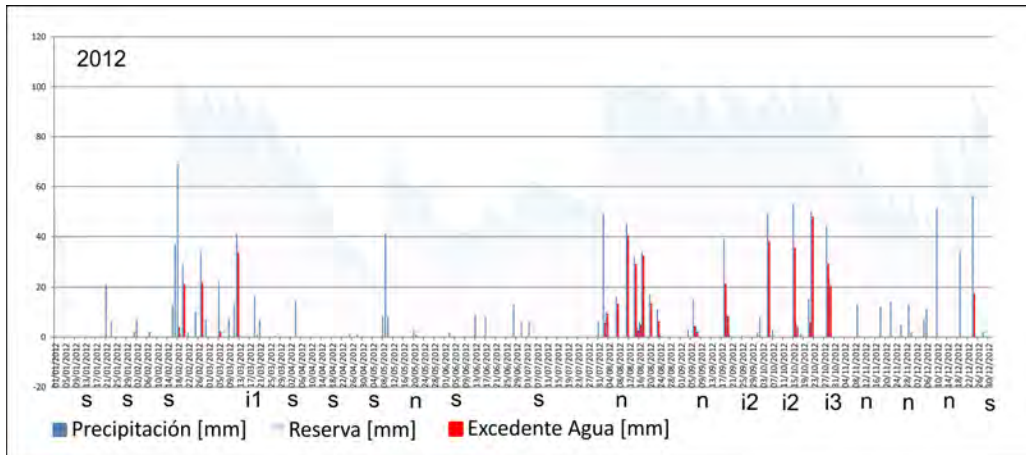


Figura 3.16: Balances hídricos diarios para el año 2012 para el partido de Punta Indio.

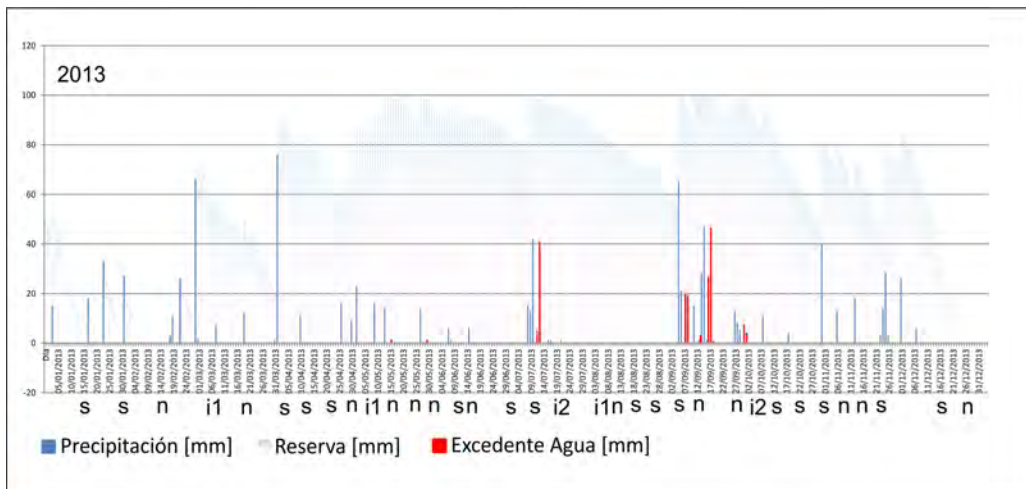


Figura 3.17: Balances hídricos diarios para el año 2013 para el partido de Punta Indio.

En referencia al escurrimiento superficial a nivel regional, los resultados del análisis de imágenes Landsat, en conjunto con los balances hídricos, muestran que la respuesta en relación a la presencia de anegamientos está condicionada en gran

medida por la previa existencia de excedentes hídricos y por las condiciones de saturación del suelo. Los excedentes que se producen en la planicie continental, en la zona de cabeceras de las cuencas, se traducen en parte en escurrimiento superficial. En la planicie continental, donde la pendiente es relativamente mayor que en la planicie costera, los excedentes son encausados a través de los arroyos que drenan las pequeñas cuencas y una vez que los cauces desembocan en la planicie costera el agua es parcialmente canalizada en los antiguos canales de marea que permanecen anegados durante algunos días posteriormente a que se produzcan los excedentes. Dado que la pendiente del área es muy baja en el sector de planicie costera y el drenaje es deficiente, los excesos hídricos que escurren desde la planicie continental no son desagotados hacia el estuario.

3.6 Aguas Subterráneas

3.6.1 Acuíferos profundos

Los acuíferos profundos corresponden a aquellos que se alojan en las Formaciones Olivos y Paraná y no resultan aptos para ser utilizados para abastecimiento debido a su alto contenido salino. En cuanto a su comportamiento hidrogeológico, la Fm. Olivos corresponde a una unidad principalmente acuitarda distinguiéndose niveles acuíferos en aquellos sectores donde predominan las fracciones arenosas. La recarga es alóctona mientras que el escurrimiento se da en sentido oeste-este, con una composición de las aguas que va de cloruradas a cloruradas-sulfatadas (Hernández *et al.*, 1975, Bonorino, 2005) y salinidades entre 6 y 60 g/L (Auge *et al.*, 2002). En la perforación de Monte Veloz se distingue un nivel acuífero entre los -557 y los -575,5 m snm, siendo el agua clorurada con una salinidad de 24 g/L (Fig. 2.3).

La Fm. Paraná resulta en cuanto al comportamiento hidrogeológico acuíclada

en la sección superior, mientras que las fracciones arenosas a conglomerádicas inferiores actúan como acuíferos (Sala & Angelelli, 1975, Auge *et al.*, 2002). La recarga es alóctona con un sentido de escurrimiento oeste-este y su descarga se da en el Río de la Plata. A nivel regional por lo común posee salinidades entre 7 y 30 g/L, pudiendo superar en algunos sectores los 100 g/L. Las aguas son clasificadas como cloruradas las de mayor salinidad a sulfatadas-cloruradas las menos salinas, mientras que los caudales específicos no superan los 11 m³/h/m (Hernández *et al.*, 1975, Bonorino, 2005). En la perforación de Monte Veloz se distingue un nivel acuífero entre los -293,7 y los -308,5 m snm con un agua clorurada-sulfatada de salinidad 1,97 g/L (Fig. 2.3).

3.6.2 Acuífero Puelche

Las Arenas Puelches alojan el acuífero de mayor productividad del noreste de la provincia de Buenos Aires, ampliamente conocido como Puelche. El mismo posee carácter semiconfinado debido a los sedimentos arcillosos presentes en su techo que actúan como acuitardo. Por sobre éste se ubica el acuífero freático alojado en los Sedimentos Pampeanos que es también denominado acuífero Pampeano.

En el sector de planicie continental adyacente al área de estudio la base del acuífero Puelche se ubica a -42 m snm en el pozo de exploración SPAR, -61 m snm en Verónica y -74 m snm en Pipinas presentando espesores variables, de 11 m para el pozo de exploración, 21 m para Verónica y de 26 m para Pipinas (Fig. 3.18). El espesor del acuitardo ronda los 6 m en el pozo de exploración, 13 m en Verónica (10 m dependiendo si los últimos 3 m del acuitardo se consideran parte del Puelche por ser arcillas arenosas) y desciende a 6 m en Pipinas (Fig. 3.18). En la Figura 3.19, donde se detallan los perfiles geológicos entre Verónica y Pipinas y entre Verónica y Punta Indio se puede observar una profundización general de las

unidades de norte a sur.

Los trabajos previos desarrollados por el EASNE (Comité de Estudios de Aguas Subterráneas del Nor-este) y plasmados entre otros en el estudio “Contribución al estudio Geohidrológico de la provincia de Buenos Aires” (Sala *et al.*, 1973) permitieron caracterizar al acuífero Puelche desde el punto de vista hidráulico para el sector descrito en este capítulo. Durante un ensayo se bombeó un caudal de $57 \text{ m}^3/h$ y se calculó la transmisividad la cual arrojó valores de $210 \text{ m}^2/d$. En cuanto a los niveles piezométricos, el nivel estático se encontraba a $7,09 \text{ m snm}$ mientras que el dinámico descendía a $6,23 \text{ m snm}$. Los registros de la Cooperativa de Aguas de Verónica constatan que el caudal de explotación normal de los pozos de abastecimiento está comprendido entre 60 y $80 \text{ m}^3/h$ por pozo. En dichos registros el nivel estático de los pozos al Puelche se ubica entre los 6 m snm y los $7,5 \text{ m snm}$. Por otra parte, el volumen total diario bombeado se sitúa entre 1300 m^3 y 2500 m^3 .

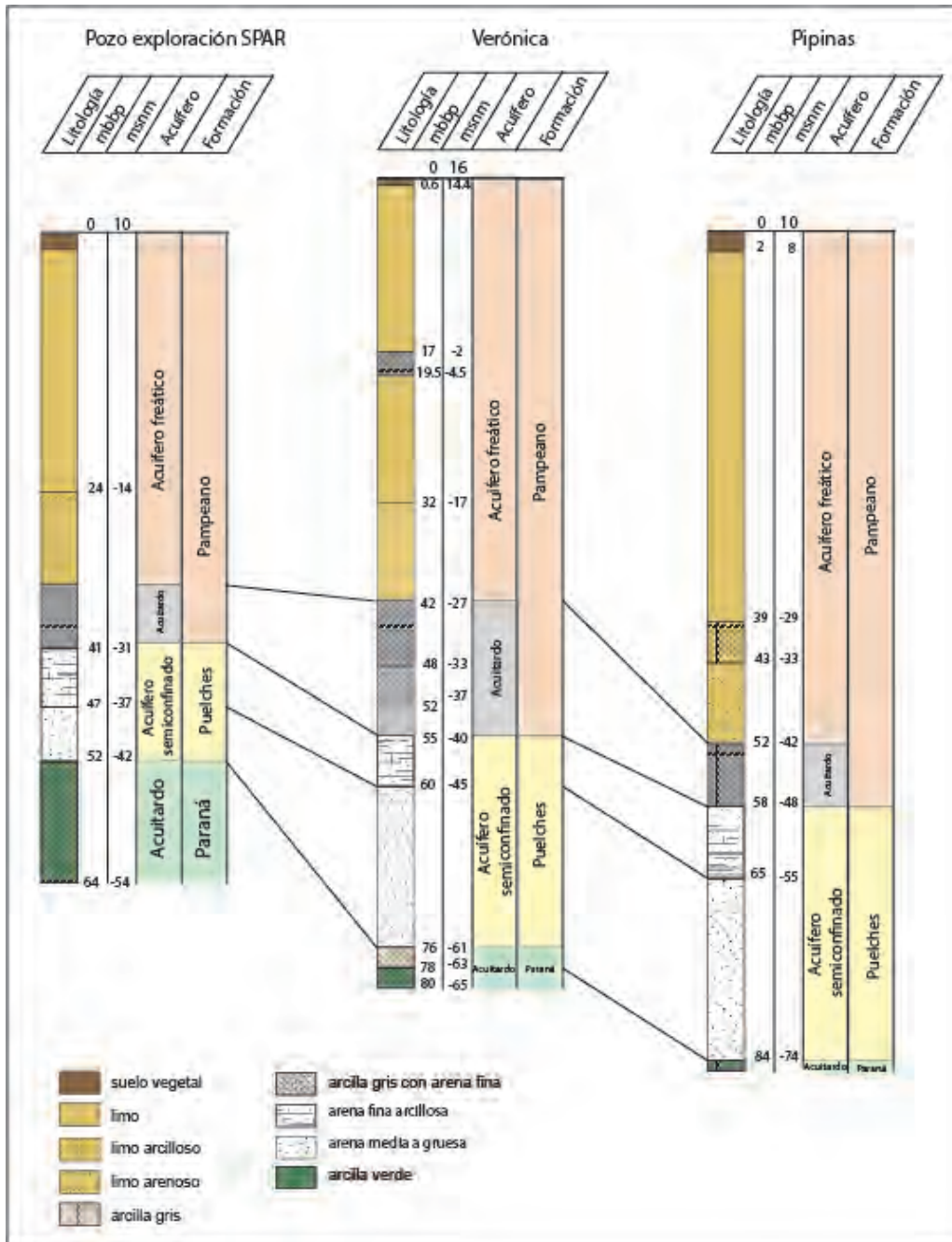


Figura 3.18: Columnas estratigráficas donde se detallan las unidades acuíferas en las localidades de Punta Indio (pozo exploración SPAR), Verónica y Pipinas.

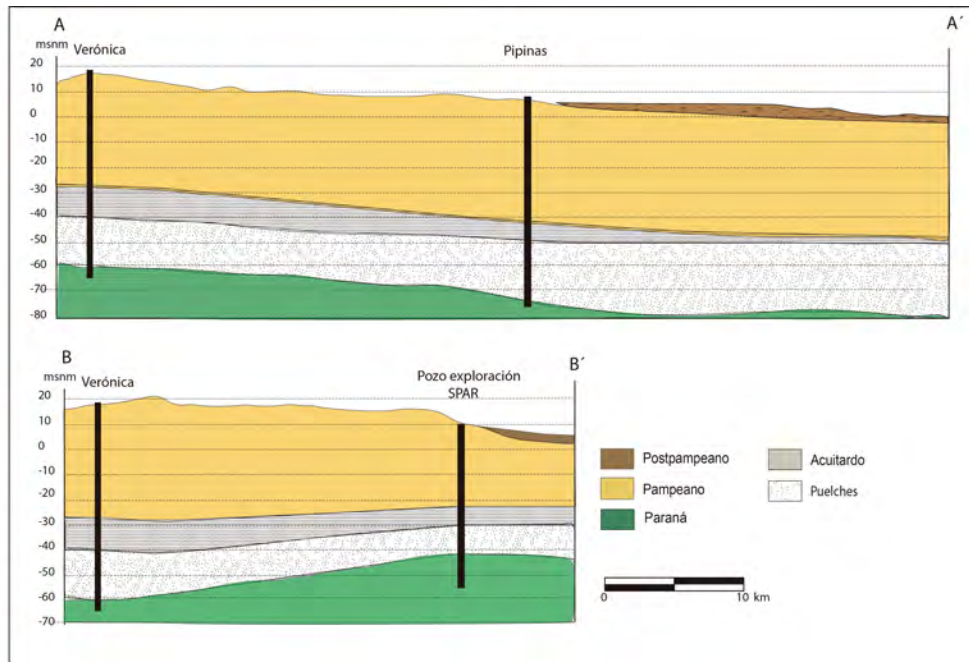


Figura 3.19: Perfiles hidrolitológicos A-A' y B-B'.

La evaluación de registros de análisis químicos de agua subterránea provenientes del SPAR permitieron caracterizar al acuífero Puelche desde el punto de vista hidroquímico. Por un lado, para la localidad de Verónica, el agua es de tipo bicarbonatada sódica con salinidades promedio de 513 mg/L mientras que para la localidad de Pipinas es de tipo bicarbonatada-clorurada sódica, con salinidades promedio de 808 mg/L. Los datos de CE son coherentes con los datos de salinidad y son en promedio de 719 $\mu S/cm$ para Verónica y 1323 $\mu S/cm$ para Pipinas. En cuanto al pH del agua subterránea el mismo oscila entre 7,1 y 8,7 con un valor promedio de 7,7 mientras que en Verónica el Puelche presenta un pH entre 6,7 y 8,2 con una media de 7,7. A su vez son mayores para Pipinas los valores promedio de As y F^- siendo de 0,14 mg/L para el primer ión y de 1,06 mg/L para el segundo, mientras que para Verónica las concentraciones son de 0,06 y 0,79 mg/L

respectivamente. Los valores de alcalinidad y dureza son similares para ambos sectores variando la primera de 362,64 a 315,58 mg/L y la segunda de 91,81 a 75,6 mg/L de Pipinas a Verónica respectivamente. En cuanto al contenido de NO_3^- los valores oscilan entre 3,13 y 5,99 mg/L para Pipinas y Verónica respectivamente (Tabla 3.1 y Fig. 3.20).

Parámetro	Pipinas	Verónica
pH	7,7	7,7
TSD (mg/L)	808	513
CE $\mu\text{S}/\text{cm}$	1323	719
Alcalinidad	362	315
Dureza	91,81	75,96
NO_3^-	3,13	5,99
As (mg/L)	0,144	0,06
F (mg/L)	1,06	0,79

Tabla 3.1: Valores promedio de parámetros químicos del Puelche en las localidades de Pipinas y Verónica.

3.6.3 Acuífero Pampeano

El acuífero freático alojado en los Sedimentos Pampeanos en la planicie continental, comunmente denominado Pampeano, posee espesores que varían entre 30 y 50 m determinados por la topografía y la profundidad del acuífero Puelche subyacente (Fig. 3.18 y Fig. 3.19).

En el área no se han realizado ensayos de bombeo en función de determinar sus características hidráulicas. Dada la uniformidad de los Sedimentos Pampeanos es esperable que estas no difieran sustancialmente de las que presenta en otras áreas

de la provincia donde la conductividad hidráulica se sitúa entre 1 y 10 m/d y la porosidad efectiva entre 5 y 10% (Auge, 2005, Varni *et al.*, 2010, Quiroz-Londoño *et al.*, 2012).

La profundidad del nivel freático varía entre 7 y 4 m en las zonas altas hasta 1 m en las inmediaciones de los arroyos o en el límite con la planicie costera. En términos absolutos el nivel freático en la planicie continental se encuentra entre 10 y 6 m snm. Siendo los cursos de los arroyos efluentes, el sentido de escurrimiento subterráneo es hacia los mismos y regionalmente hacia la planicie costera (Fig. 3.21).

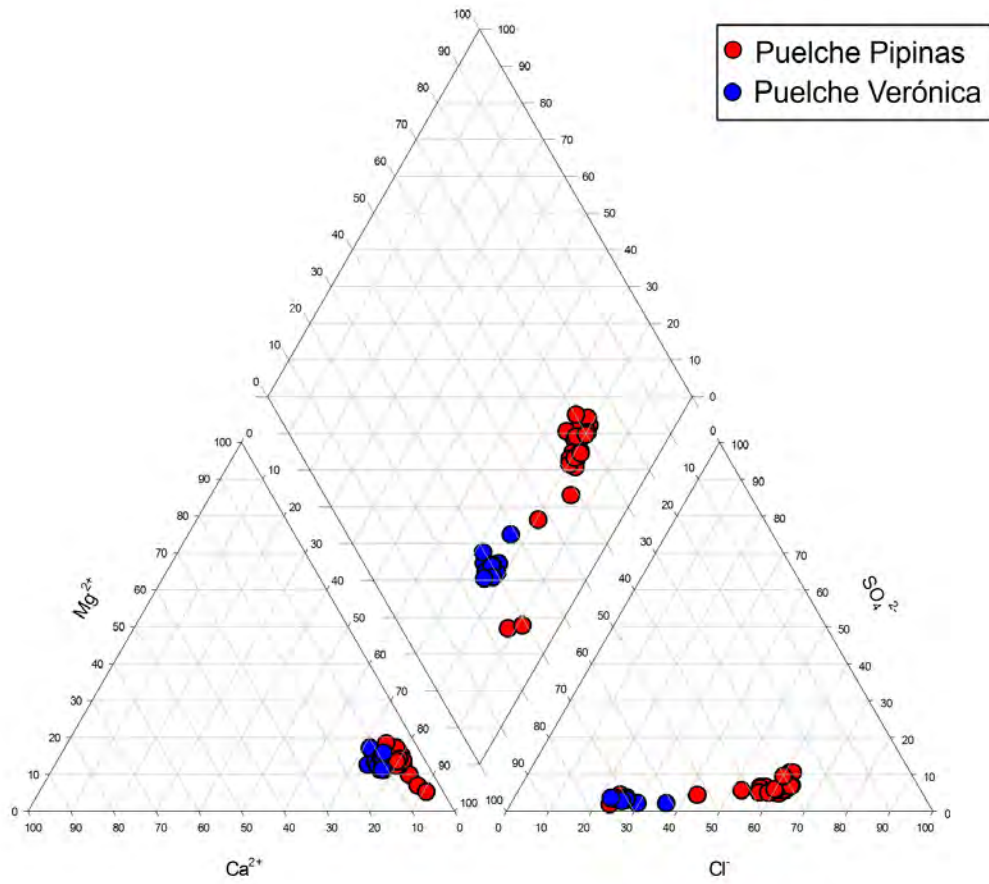


Figura 3.20: Diagrama Piper para el acuífero Puelche en las localidades de Pipinas y Verónica.

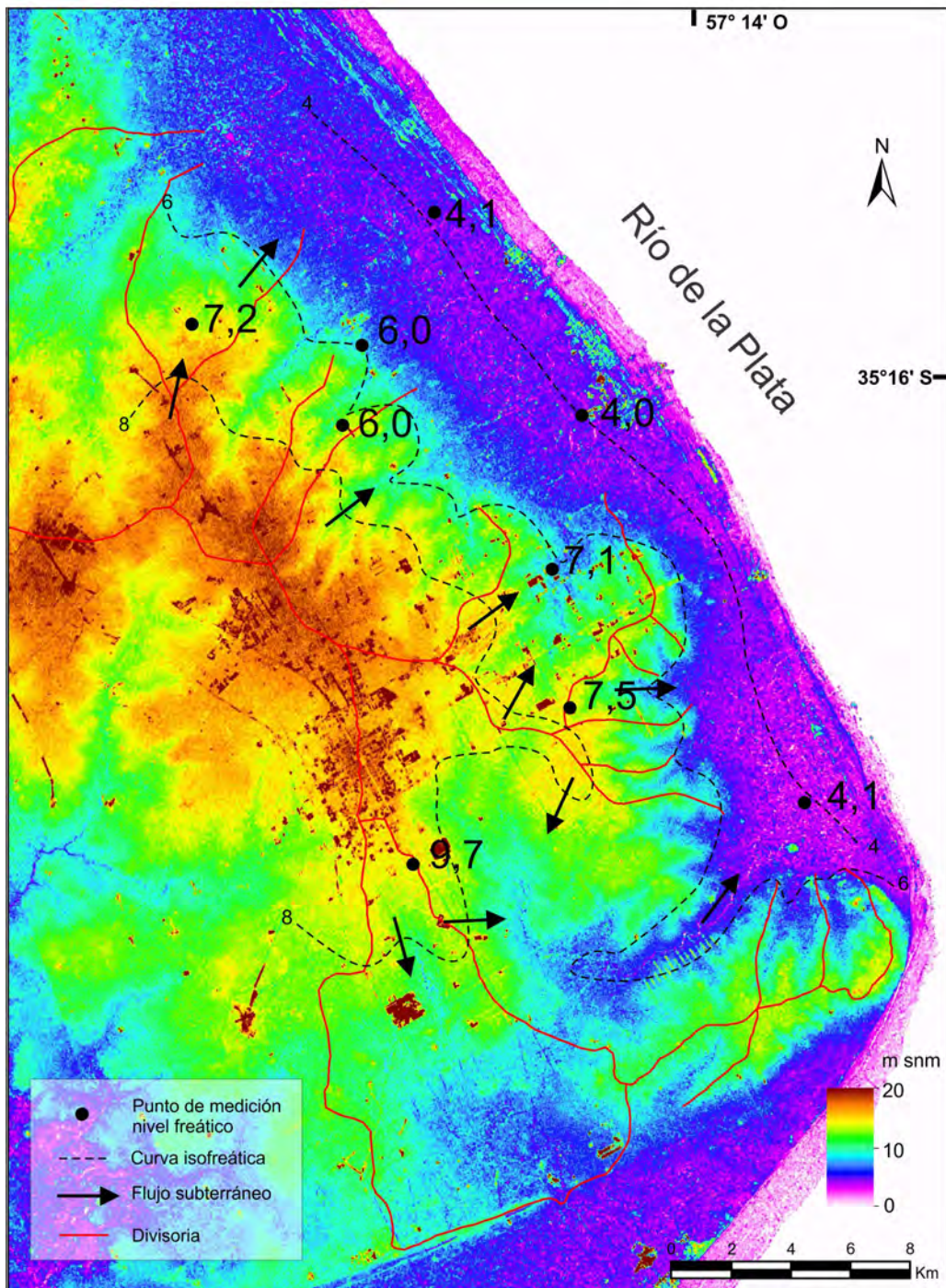


Figura 3.21: Esquema del escurrimiento subterráneo en el acuífero Pampeano en la planicie continental.

En el acuífero freático desarrollado en la planicie continental la CE del agua varía entre 600 y 1800 $\mu S/cm$ mientras que el pH es en promedio de 7,7 (Fig. 3.22). En general los menores valores de CE coinciden con las zonas de divisorias mientras que los valores tienden a aumentar en el sentido del flujo subterráneo hacia la planicie aluvial de los arroyos.



Figura 3.22: CE del agua subterránea en el acuífero Pampeano en la planicie continental.

3.6.4 Afectación de la calidad del agua subterránea en áreas rurales

De los distintos usos del suelo que se desarrollan en la planicie continental la actividad ganadera, y principalmente aquella relacionada a establecimientos tamberos, es una de las actividades que afectan de manera puntual al acuífero freático.

Desde el punto de vista constructivo las perforaciones utilizadas para abastecimiento en los establecimientos tamberos presentan serias deficiencias de aislamiento y no respetan parámetros sanitarios para su ubicación. En general se trata de pozos únicos que se emplean tanto para el abastecimiento a las viviendas como para abastecer al sector de ordeño. Los usos son múltiples e incluyen el consumo humano, abrevado animal, la limpieza del equipo de ordeño e instalaciones del tambo. Las instalaciones de bombeo incluyen bombas sumergibles, bombeadores eléctricos y molinos. Los productores en general desconocen las características constructivas de las perforaciones, aún en los casos donde fueron realizadas recientemente. Ninguno de los pozos relevados presenta aislamiento superficial y en el caso de aquellas perforaciones en que se conocen sus características constructivas las mismas no están cementadas y el encamisado alcanza solo los primeros metros superficiales a fin de evitar el desmoronamiento del suelo (Fig. 3.23). En cuanto a la distancia de las perforaciones respecto de las fuentes puntuales de contaminación, como corrales, sala de ordeño y pozos ciegos, varía entre 5 y 25 m y en algunos casos se registraron perforaciones adyacentes a las fuentes puntuales de contaminación.

Por último, muchos pozos han sido realizados en zonas bajas anegables o que reciben parte de los efluentes no tratados del tambo. En estos sitios en los que el agua permanece en superficie durante períodos prolongados de tiempo se ve favorecida la infiltración y por lo tanto representan vías preferenciales para el

ingreso de contaminantes al acuífero (Fig. 3.23).



Figura 3.23: a), b) y c) (perforaciones 4, 2 y 10 respectivamente en la Figura 3.3) muestran pozos sin protección superficial, cercanos a fuentes contaminantes y con anegamiento permanente en la boca de la perforación. d) cava donde se vierten los efluentes sin tratamiento provenientes del tambo.

Desde el punto de vista químico no existen variaciones sustanciales entre las muestras de 2014 como las de 2016 siendo el agua subterránea principalmente bicarbonatada sódica a bicarbonatada cálcica-magnésica. (Fig. 3.24). En cuanto al pH varía en todas las muestras entre 7,2 y 8,3 encontrándose en el rango normal para un agua subterránea apta para consumo humano (Tabla 3.2). Por otro lado la CE del agua es variable según la perforación considerada con un rango de entre 560 y 2170 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tabla 3.2).

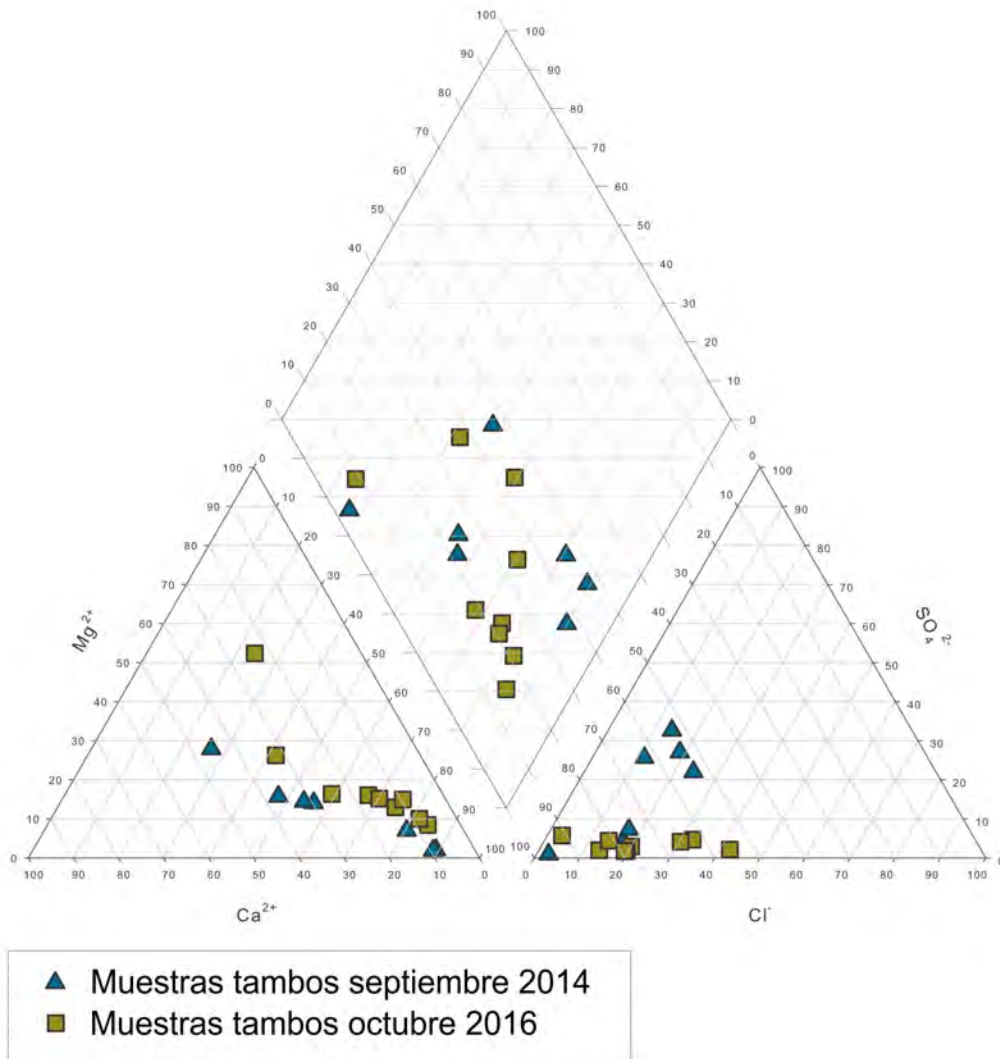


Figura 3.24: diagrama Piper de clasificación de las muestras de agua de los tambos relevados en septiembre de 2014 y octubre de 2016 en el Partido de Punta Indio.

Pozo	Septiembre 2014			Octubre 2016		
	pH	C.E.	NO ₃ ⁻	pH	C.E.	NO ₃ ⁻
		[$\mu S.cm - 1$]	[mg/L]		[$\mu S.cm - 1$]	[mg/L]
1	7,90	1160	20,40	8,02	886	26,15
2	8,10	870	7,70	7,57	1134	66,47
3	8,00	620	2,10	7,20	579	6,37
4	8,10	1000	23,60	7,44	1323	186,37
5	8,30	880	1,90	8,12	855	5,80
6	7,40	780	1,10			
7	7,90	560	7,00			
8				7,68	879	44,02
9				7,83	993	4,07
10				7,13	2170	431,09
11				7,99	1255	128,06

Tabla 3.2: pH, CE y contenido de nitratos de las muestras de agua para los pozos de establecimientos tamberos en los muestreos de septiembre de 2014 y Octubre de 2016.

Los valores del contenido iónico se encontraron dentro del rango permitido para consumo humano a excepción de 4 casos en el muestreo de 2016 en donde el contenido de nitratos supera el máximo recomendado por el Código Alimentario Argentino (2012) (45 mg/L) (Tabla 3.2). Si se tienen en cuenta las variaciones en el contenido de nitratos entre el muestreo de septiembre de 2014 y el de octubre de 2016 puede observarse un aumento entre un muestreo y el otro (Fig. 3.25). En el pozo 10 resulta llamativo tanto la alta CE como el elevado contenido de nitratos, que supera 9 veces el contenido permitido para la potabilidad del agua (Tabla 3.2). Este pozo se encuentra adyacente a la sala de ordeño y recibe por lo tanto de manera constante los efluentes del lavado de las instalaciones.

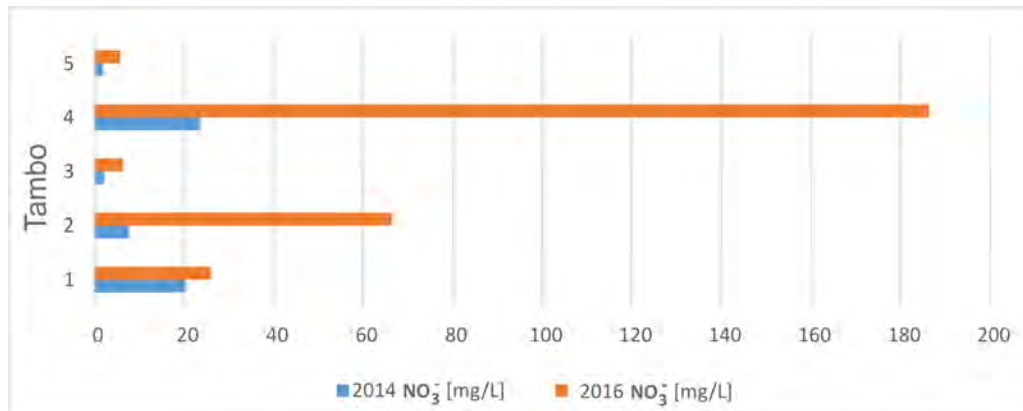
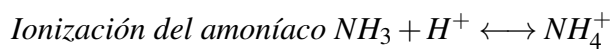
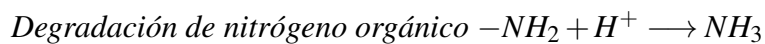
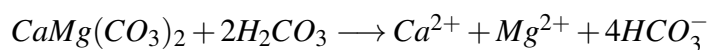
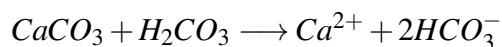
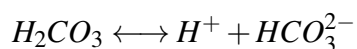


Figura 3.25: evolución en el contenido de nitratos en muestras de agua subterránea de establecimientos tamberos entre septiembre de 2014 y octubre de 2016.

Los altos contenidos de nitratos registrados en el agua subterránea en los establecimientos tamberos son atribuibles principalmente a la descomposición del nitrógeno orgánico procedente de las excretas del ganado y la subsiguiente nitrificación del amonio producido por la ionización del amoníaco. Las siguientes ecuaciones ilustran el proceso descrito:



El proceso de nitrificación ocurre bajo condiciones aerobias, por lo que es esperable que se de en la zona no saturada del suelo. Este proceso a su vez acidifica el medio al liberarse protones en la reacción. Es plausible que la acidificación del medio favorezca la meteorización de los sedimentos carbonáticos presentes en el loess (nódulos y laminaciones de tosca). La liberación de protones como producto del proceso de nitrificación favorece la formación de ácido carbónico, el cual ataca y disuelve a los carbonatos liberando al medio calcio, magnesio y bicarbonato:



La dureza del agua subterránea es calculada a partir de las concentraciones de los cationes calcio y magnesio. El proceso anteriormente descrito favorecía el aumento de la dureza del agua además que es esperable que haya un consecuente aumento en la CE del agua. En las muestras analizadas existe una correlación significativa entre los contenidos de nitrato y el aumento en ambos parámetros (Fig. 3.26 y Fig. 3.27)

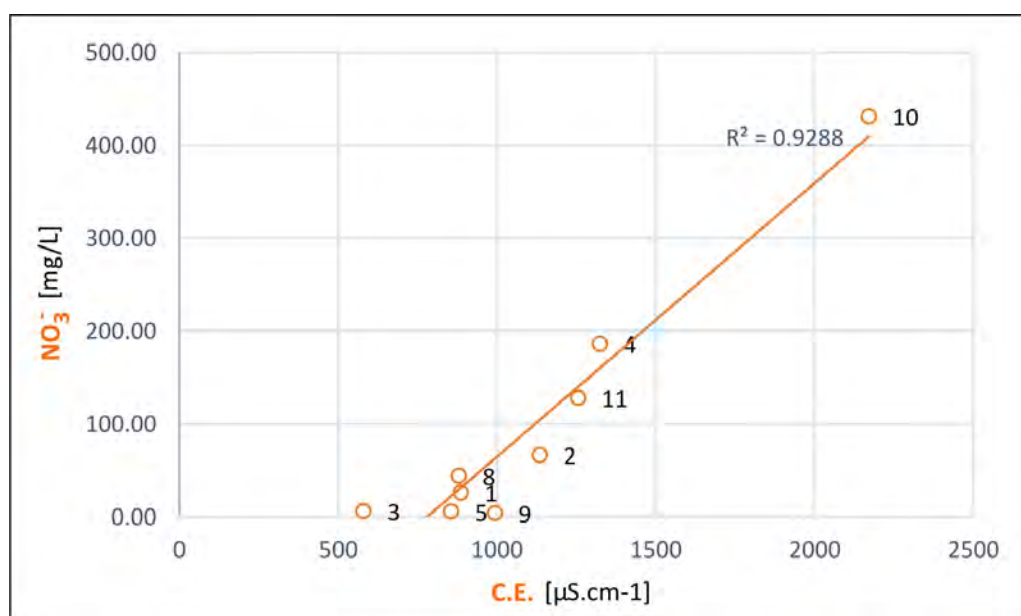


Figura 3.26: Relación entre el contenido de nitratos y la CE del agua subterránea en establecimientos tamberos del partido de Punta Indio.

En todos los casos relevados durante el muestreo de 2014 se observó contaminación biológica, con recuentos elevados de mesófilas aeróbicas y presencia de coliformes fecales, *Pseudomonas aeruginosa* y *Escherichia coli* (a excepción

de un caso) (Tabla. 3.3). Estas bacterias están vinculadas principalmente a contaminantes fecales y degradación de materia orgánica por lo que su presencia en el agua subterránea refuerza la idea de que los nitratos derivan de los contaminantes de la producción de los tambos.

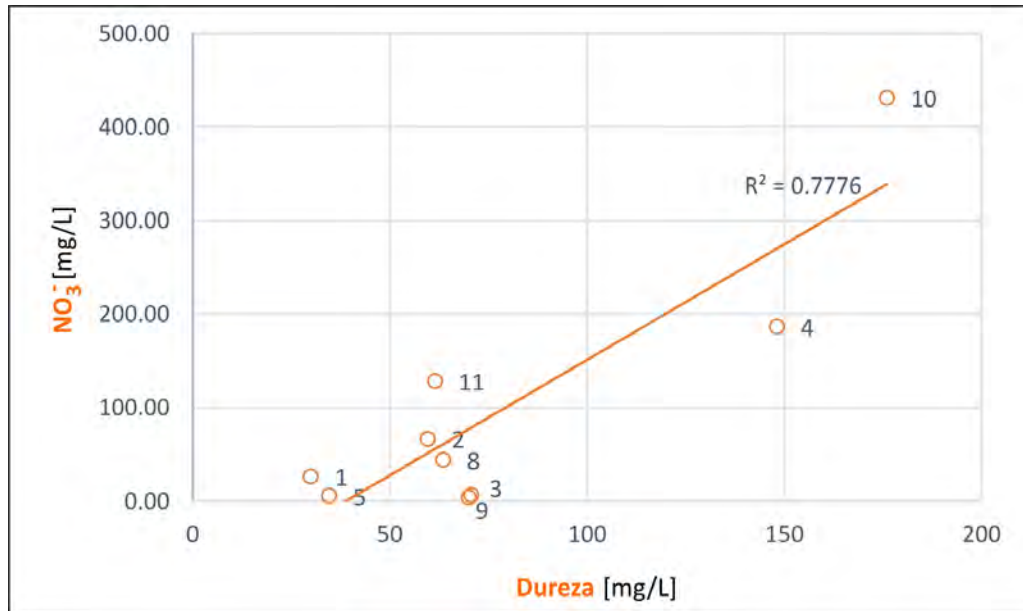


Figura 3.27: Relación entre el contenido de nitratos y la dureza del agua subterránea en establecimientos tamberos del partido de Punta Indio.

La contaminación en los pozos de abastecimiento puede estar relacionada a las escasas medidas sanitarias que se toman con respecto al abastecimiento de agua. Entre las deficiencias constructivas de los pozos se encontraron aislamientos superficiales y de subsuelo ausentes y ubicación incorrecta de las perforaciones con respecto al sentido del escurrimiento superficial. Por otro lado los pozos se encuentran en todos los casos cercanos a fuentes contaminantes puntuales, en sitios de frecuente anegamiento donde en muchos casos confluyen los efluentes sin tratamiento de la producción de los tambos.

	Septiembre 2014			
	Mesófilas	Coliformes totales	E. Coli	Pseudomonas
Límite	500 UFC/ml	2 /100ml	Ausencia	Ausencia
Pozo				
1	2500	14	Presencia	Presencia
2	1500	16	Presencia	Presencia
3	2700	7	Ausencia	Presencia
4	3100	9	Presencia	Presencia
5	4100	16	Presencia	Presencia
6	5700	7	Presencia	Presencia

Tabla 3.3: Resultados de análisis bacteriológicos en muestras de agua subterránea correspondientes a establecimientos tamberos en Punta Indio.

3.6.5 Variaciones en el contenido salino de los acuíferos Pampeano y Puelche hacia la planicie costera

A escala regional el acuífero freático y el semiconfinado tienden a salinizarse hacia el sector de planicie costera (Sala *et al.*, 1973, Logan *et al.*, 1999), proceso asociado a las intrusiones marinas cuaternarias (Santucci *et al.*, 2017). Este aumento en la salinidad también se verifica para el área de planicie costera estudiada. El aumento en STD y Cl^- , así como en el cambio de facies bicarbonatadas a cloruradas registrado en los pozos del SPAR anteriormente descritos son indicios de salinización de ambos acuíferos hacia la planicie costera. Por otro lado, el resultado del análisis de los sondeos eléctricos verticales integrado por los SEV 12, 13, 14 y 15 que incluye tanto a la zona de planicie continental como a la planicie costera, permite también analizar estas variaciones (Fig. 3.28). En el perfil de sondeos geoléctricos puede observarse que la zona de mayor resistividad coincide

con la profundidad a la que es esperable encontrar el acuífero Puelche según los registros de perforaciones (Fig. 3.18 y Fig. 3.19). En dicho perfil geoelectrico puede observarse a su vez de qué manera los valores de resistividad disminuyen hacia la zona costera, e indican indirectamente la salinización del acuífero Puelche por debajo de la planicie costera del Río de la Plata. Si bien la escala del perfil no muestra claramente la salinización del acuífero freático, esta ha sido también documentada.

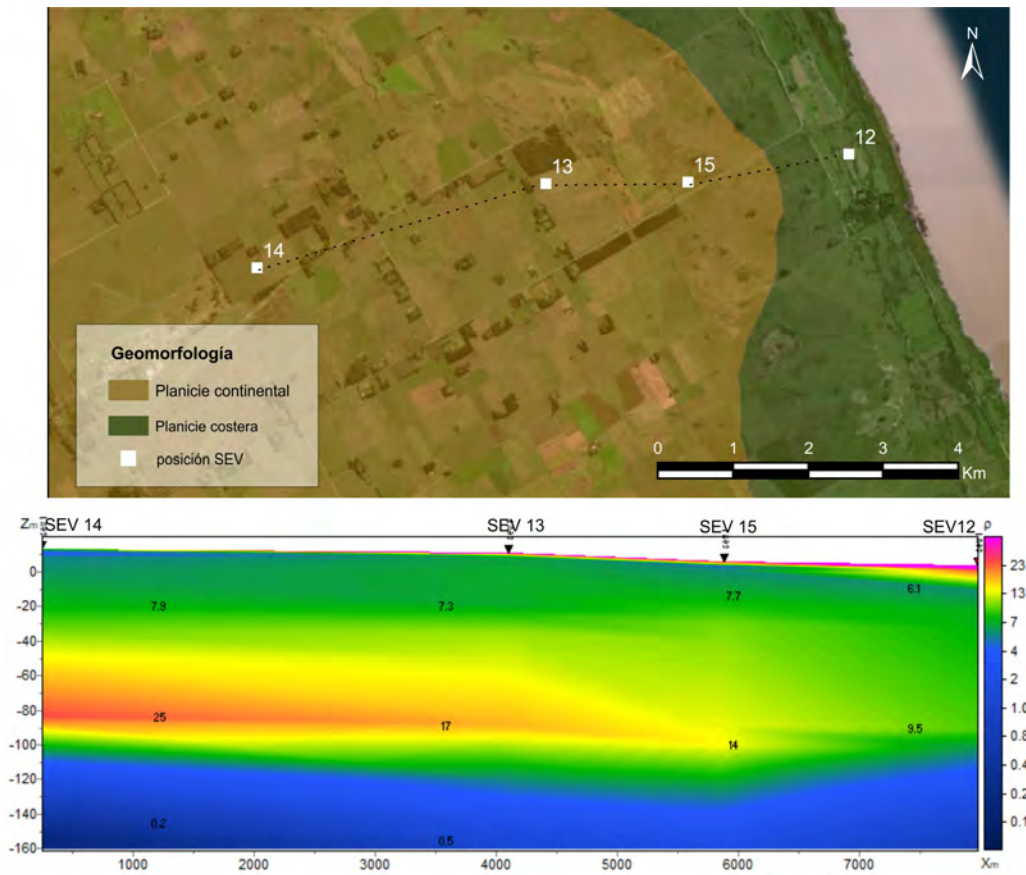


Figura 3.28: Perfil geoelectrico. Sondeos eléctricos verticales 12, 13, 14 y 15.

Esta variación lateral en el contenido salino determina que los acuíferos Pam-

peano y Puelche, que constituyen el principal recurso hídrico del área, pierdan capacidad de abastecimiento para consumo humano dentro del área de planicie costera, siendo esta la razón por la cual el estudio de otras fuentes de agua dulce adquiere relevancia. Bajo este contexto es en que los próximos capítulos se estudiará en detalle las características geológicas, geomorfológicas, hidrodinámicas e hidroquímicas de la planicie costera, con el fin de evaluar el recurso hídrico disponible en la zona de estudio.



4. Planicie costera

4.1 Introducción

La planicie costera del Río de la Plata constituye un área de baja topografía generada durante los eventos transgresivos-regresivos posteriores al último máximo glacial (Violante & Parker, 2004). El término planicie costera hace referencia genérica a un área de baja topografía adyacente a la costa. En el caso de la planicie costera del Río de la Plata representa uno de los tantos ejemplos de planicies costeras del mundo con la particularidad de estar desarrollada a lo largo de uno de los mayores estuarios que existen, donde los caudales aportados por los principales tributarios son tales que desplazan considerablemente el frente salino mar adentro. Una de las características más notables de esta planicie costera es la coexistencia de procesos mareales con bajas salinidades del agua del estuario.

Como se ha descrito en el capítulo 2, los depósitos marinos del Cenozoico tardío se encuentran ampliamente documentados en la literatura geológica de los últimos dos siglos. Por otro lado, las características geomorfológicas de la planicie

costera del Río de la Plata, como así también su evolución desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, han sido descritas en una escala regional por los trabajos de Violante *et al.* (1992), Cavallotto (1995), Cavallotto (2002), Cavallotto *et al.* (2004), Violante & Parker (2004) y más recientemente, por Fucks *et al.* (2010) y Richiano *et al.* (2012).

El objetivo de este capítulo es caracterizar la planicie costera en el área de estudio teniendo en cuenta su relación con el estuario, sus principales rasgos geomorfológicos, las características texturales y composicionales de los sedimentos superficiales, los distintos tipos de suelos y la vegetación asociada a los mismos. La descripción de dichas características resulta elemental para la comprensión de la hidrodinámica y la hidroquímica del agua subterránea que serán abordadas en los capítulos subsiguientes.

4.2 Metodología

Dada la relevancia que ha tenido el estuario del Río de la Plata en la conformación de la planicie costera, en el comportamiento de la línea de costa, como por la influencia en la química y dinámica del agua subterránea se realizó en primer término una caracterización del mismo en base a información antecedente. Se analizaron aspectos tales como su extensión geográfica, batimetría, régimen mareal, salinidad y carga sedimentaria.

Posteriormente se realizó una recopilación bibliográfica de los principales antecedentes geológicos, geomorfológicos, estratigráficos y pedológicos para el área de planicie costera a fin de evaluar dichos aspectos a una escala regional. Asimismo se relevaron los antecedentes referentes a las comunidades vegetales que caracterizan el área.

En base al análisis de cartas topográficas Alvarez Jonte, Punta Indio y Pun-

ta Piedras de escala 1:50000, fotografías aéreas de los años 1943, 1966, 1987 provenientes de la base Aeronaval de Punta Indio, modelos de elevación digital del terreno (ALOS, MDE-Ar, Tandem-X), imágenes satelitales (Bing, Google, Landsat), relevamientos de campo, y considerando los antecedentes de la zona, se realizó un mapeo de detalle de las subunidades geomorfológicas dentro de la planicie costera.

Con el objetivo de reconocer y caracterizar los sedimentos superficiales se realizaron 28 perforaciones someras. Las mismas fueron realizadas mediante un barreno manual a profundidades de entre 1,8 y 4 m recolectando muestras de sedimento cuando se reconocieron cambios litológicos (Fig. 4.1). Las perforaciones fueron utilizadas con el doble propósito de caracterización sedimentaria e instalación de freatómetros y su disposición se realizó siguiendo tres transectas aproximadamente perpendiculares a la línea de costa e intentando abarcar las distintas subunidades geomorfológicas de la planicie costera (Fig. 4.2) (Tabla. 4.1). Las muestras fueron luego analizadas mineralógicamente mediante lupa binocular y difracción de rayos X (DRX) por medio del Difractómetro X-Pert Pro Panalytical en el Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas (ver Apéndice B). Si bien se analizaron mediante lupa las muestras de la totalidad de perforaciones solo pudieron describirse aquellas correspondientes a arenas medias y finas, donde era factible reconocer distintos tipos mineralógicos. Los análisis por DRX fueron realizados a partir de muestras provenientes de la transecta B-B (Fig. 4.2) y teniendo en cuenta los sedimentos superficiales de los distintos ambientes. En base a los registros de perforaciones se construyeron tres perfiles geológicos-geomorfológicos aproximadamente transversales a la costa donde se muestran las características de los sedimentos de la planicie costera. Los perfiles se realizaron en base a la imagen SRTM modificada por el IGN (IGN, 2016). Además

se analizó un registro de perforación aportado por el SPAR, correspondiente a la perforación de abastecimiento de la planta potabilizadora de Punta Indio. El mismo posee coordenadas $35^{\circ} 16' 0,02''$ LS y $57^{\circ} 15' 28,2''$ LO y fue realizado hasta una profundidad de 19 m (ver Apéndice A).



Figura 4.1: Realización de perforaciones someras mediante barreno manual.

La caracterización de los suelos se realizó en base a 6 calicatas en diferentes puntos de la planicie costera abarcando los ambientes previamente reconocidos en las que se describieron los perfiles de suelo (Fig.4.2). Además se consultaron trabajos pedológicos realizados a escala regional. Principalmente se utilizaron como base el Estudio Pedológico Integral de los partidos de Magdalena y Brandsen (Provincia de Buenos Aires) (Sanchez *et al.*, 1976), y la Cartografía de suelos de la República Argentina desarrollada por el INTA (Salazar *et al.*, 1980). Por otro lado se recurrió a publicaciones más recientes con el fin de enriquecer la caracterización de los suelos de planicie costera (Giménez *et al.*, 2008, Martínez *et al.*, 2006, Imbellone *et al.*, 2012, Imbellone *et al.*, 2014).

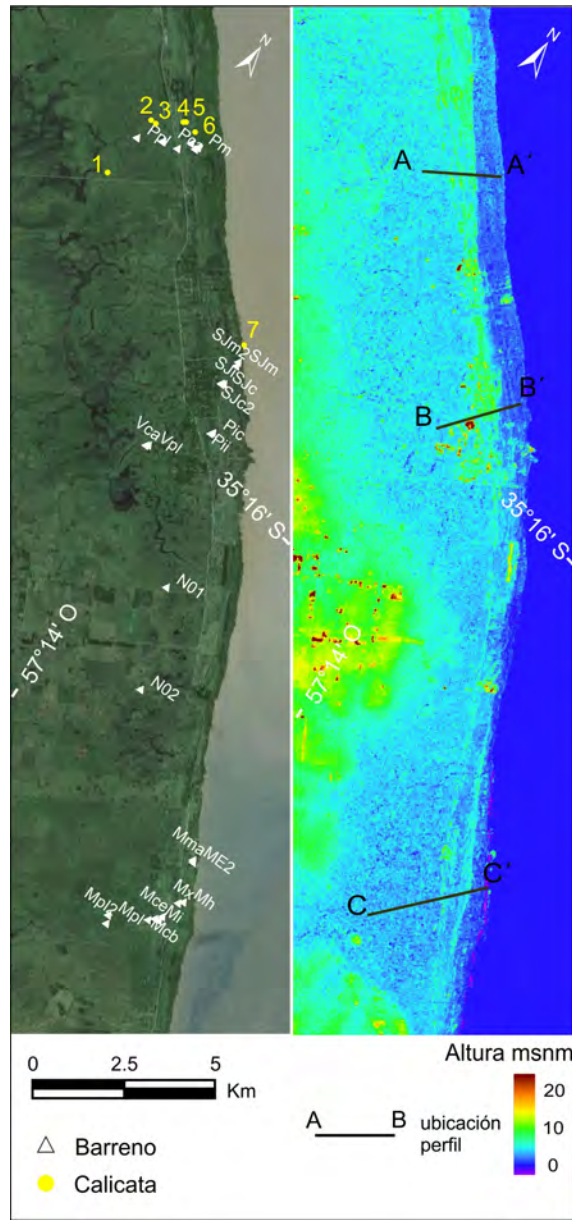


Figura 4.2: Ubicación de las perforaciones someras realizadas en la planicie costera y calicatas para la descripción de suelos.

Perforación	Geomorfología	Coordenadas		Profundidad (m)
Perfil A-A'				
Pm	marisma	35°12'40"S	57°18'1" O	1,9
Pme	medano	35°12'41"S	57°18'6" O	5,0
Pme2	cordón	35°12'43"S	57°18'3" O	3,0
Pca	cordón (cantera)	35°12'53"S	57°18'21" O	1,8
Pco	cordón	35°12'55"S	57°18'40" O	3,9
Pcan	canal de marea	35°12'56"S	57°18'41" O	2,8
Ppl	llanura marea	35°13'4"S	57°19'0" O	3,5
Perfil B-B'				
SJm	marisma	35°15'13"S	57°14'48" O	2,0
SJm2	marisma	35°15'16"S	57°14'48" O	3,0
Sji	intercordón	35°15'38"S	57°14'47" O	1,8
SJc	cordón secundario	35°15'40"S	57°14'50" O	2,5
SJc2	cordón secundario	35°15'39"S	57°14'50" O	3,9
Pii	intercordón	35°16'25"S	57° 14'26" O	3,7
Pic	cordón	35°16'23"S	57°14'25" O	4,0
Vca	canal de marea	35°17'13"S	57°15'22" O	2,3
Vpl	llanura marea	35°17'12"S	57°15'20" O	3,6
Perfil C-C'				
ME2	marisma	35°22'23"S	57° 9'40" O	2,1
Mma	marisma	35°22'25"S	57° 9'38" O	1,6
Mcb	cordón	35°23'38"S	57° 9'42" O	3,0
Mi	intercordón	35°23'32"S	57° 9'37" O	2,0
Mce	cordón (cantera)	35°23'32"S	57° 9'31" O	1,9
Mce2	cordón (cantera)	35°23'28"S	57° 9'34" O	3,0
Mx	cordón secundario	35°23'6"S	57° 9'24" O	1,8
Mh	cordón secundario	35°23'3"S	57° 9'19" O	1,9
Mpl	llanura marea	35°23'57"S	57°10'27" O	2,0
Mpl2	llanura marea	35°24'5"S	57°10'22" O	4,0
Otros pozos				
N01	llanura marea	35°18'56"S	57°13'20" O	2,5
N02	llanura marea	35°20'34"S	57°12'34" O	3,6

Tabla 4.1: Listado de perforaciones realizadas mediante barreno manual con sus respectivas ubicaciones y profundidades.

4.3 Río de la Plata

El Río de la Plata constituye un estuario de escasa profundidad y gran desarrollo areal, de orientación aproximadamente nor-noroeste a sur-sureste y ubicado entre Argentina y Uruguay. Posee un área estuarina de 35000 km², mientras que la cuenca de drenaje abarca unos 3,5 x 10⁶ km² (Framiñan *et al.*, 1999). La descarga media es del orden de los 22000 m³ s⁻¹ (Jaime *et al.*, 2002), de los cuales 17000 m³s⁻¹ corresponden al río Paraná y 5000 m³s⁻¹ al río Uruguay, sus dos tributarios. Se lo suele subdividir en Río de la Plata Superior (desde el nacimiento hasta la línea Buenos Aires-Colonia), Río de la Plata Medio, (hasta la línea Punta Piedras-Punta Brava) y Río de la Plata Exterior (hasta la línea Punta Rasa-Punta del Este) (Bazan & Arraga, 1993). En base a la batimetría y a su dinámica se pueden diferenciar dos regiones que son separadas por la Barra del Indio, una interior de agua dulce y otra exterior de agua salobre (Seeliger & Kjerfve, 2013). La región superior está caracterizada por bancos someros (Playa Honda y Banco Ortiz) separados de las costas por canales más profundos (canales Norte, Oriental e Intermedio) mientras que al este de la Barra del Indio, el Canal Marítimo separa la Bahía de Samborombón del Alto Marítimo, formado por los bancos Arquímedes e Inglés (Simionato *et al.*, 2004) (Fig. 4.3).

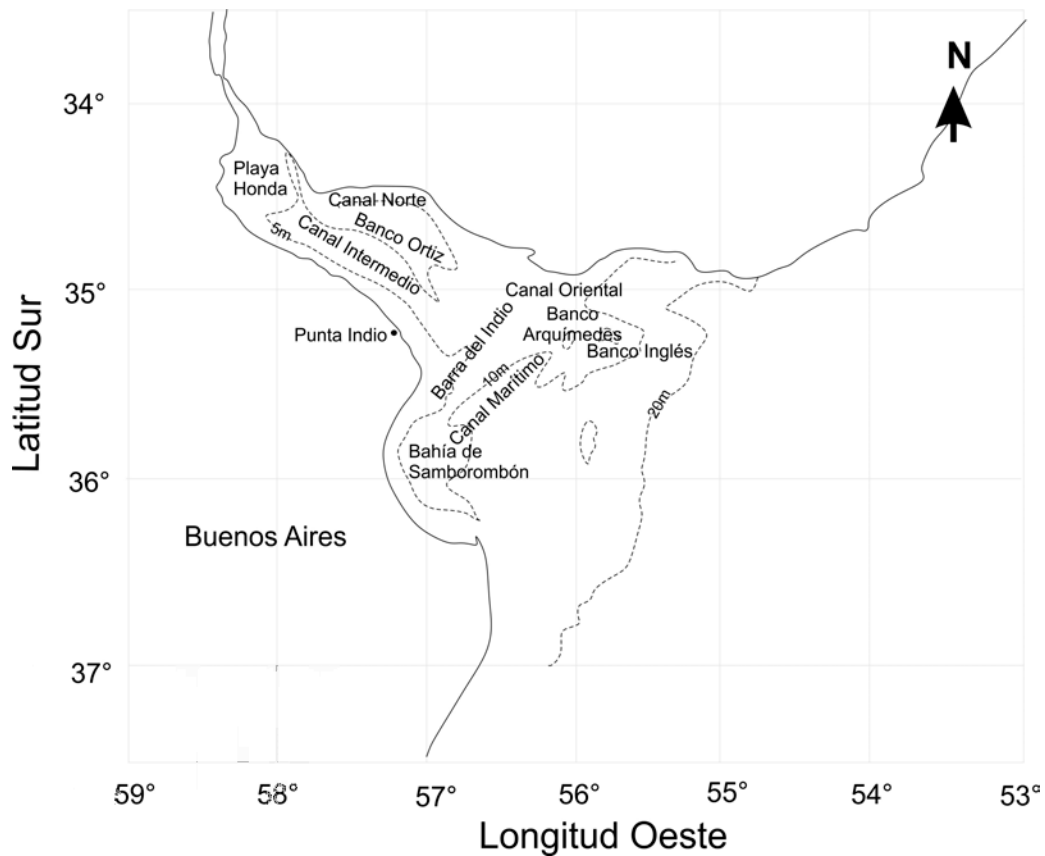


Figura 4.3: Batimetría del Río de la Plata y unidades morfológicas principales (modificado de Framiñan & Brown (1996)).

El régimen del Río de la Plata depende principalmente de tres factores: la descarga de sus tributarios (los ríos Paraná y Uruguay), la acción de las mareas que se propagan desde la boca del estuario y los vientos. Dada su geometría en forma de embudo, su escasa profundidad y su extensión, que llevan al esparcimiento de las aguas de sus tributarios, los niveles medios registrados en el estuario no dependen en mayor medida del caudal aportado por los mismos (D'Onofrio & Fiore, 2002). En cuanto a las mareas posee un régimen micromareal semidiurno con desigualdades diurnas y una amplitud media de la marea astronómica para

el área de estudio de 0,71 m (Canal Punta Indio, Torre Oyarvide). La inversión de los flujos de marea a intervalos de 5 a 7 horas actúa alternadamente en sentido igual y contrario al de la corriente permanente del río generada por la descarga de sus afluentes. En algunos lugares este efecto consigue anular el flujo facilitando la decantación del sedimento transportado en suspensión (Servicio de Hidrografía Naval, 2001). La contribución de los vientos y en particular de las tormentas conocidas como “Sudestadas” constituye la mayor fuente de las anomalías en los niveles medios como así también un fuerte control sobre la dinámica costera (D’Onofrio *et al.*, 2008). Las sudestadas tienen lugar cuando se establece un centro de baja presión en la Mesopotamia argentina afectando al río con mal tiempo, nubes bajas y lluvias continuas. Los vientos originalmente del noreste van rotando por el este y sureste hacia el sur y suroeste. Este desarrollo ciclónico se combina con una zona de alta presión (anticiclón polar migratorio) ubicada sobre la costa patagónica potenciando las condiciones climáticas de mal tiempo, dando origen al fenómeno de “Sudestada”. Durante las sudestadas el desnivel provocado entre la zona interior y exterior del estuario dificulta el desagüe de los ríos Paraná y Uruguay. Una vez que se detiene el efecto del viento sobre el nivel del río, el agua acumulada comienza a desagotar hacia el exterior generando una corriente de bajante. Este fenómeno suele durar más de 12 horas, por lo que se superpone a la marea astronómica. El flujo puede verse disminuido o anulado si la pleamar es menor o mayor que la altura de agua acumulada respectivamente (D’Onofrio *et al.*, 2008).

La salinidad del Río de la Plata presenta marcadas diferencias de acuerdo a las distintas zonas en que se encuentra subdividido. Los tramos interior y medio se caracterizan por salinidades propias de un sistema fluvial neto. Por otro lado en el Río de la Plata exterior la salinidad indica la presencia de zonas de mezcla,

con contenido creciente de agua salina hacia la desembocadura. La línea Punta Indio-Punta Tigre es aproximadamente coincidente con la isolínea de 0,5 g/L definiendo el comienzo de las aguas oligohalinas que se extienden hasta la línea Punta Piedras-Punta Brava cercana a la línea de 5 g/L. A partir de aquí el contenido salino aumenta hasta el nivel de 25 g/L en la boca (Fig. 4.4) (Bazán & Janiot, 1991).

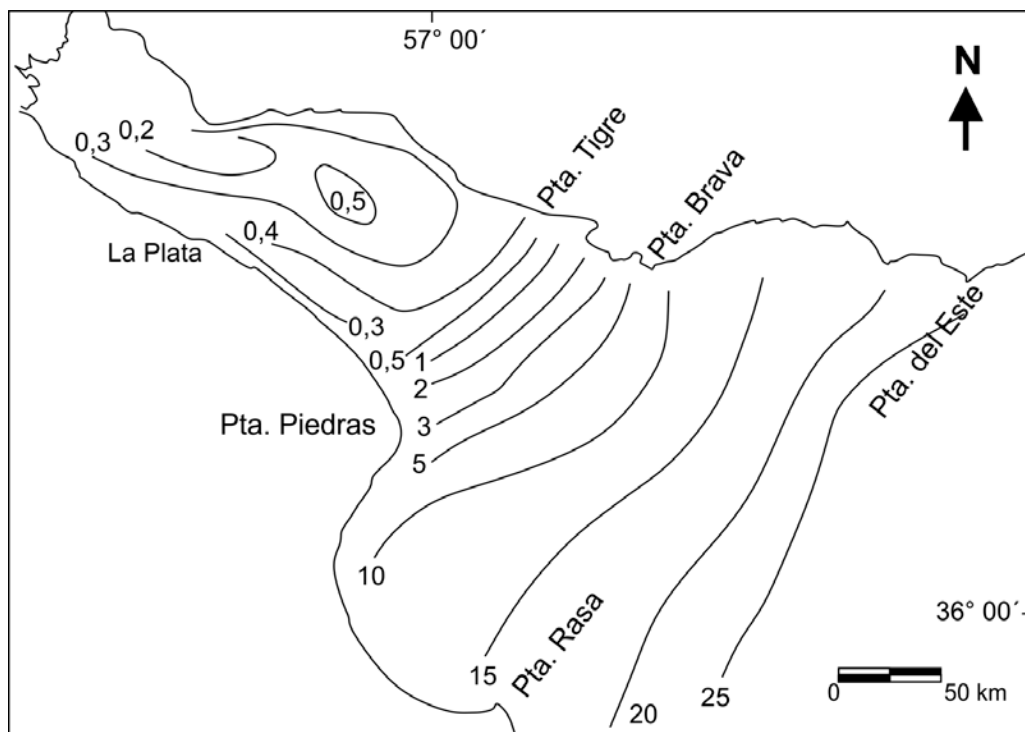


Figura 4.4: Salinidades medias superficiales para el estuario del Río de la Plata expresadas en g/L (Modificada de Bazán & Janiot, 1991).

El material en suspensión está constituido en su mayoría por materiales finos, principalmente limos y arcillas. A partir de la isolínea de 0,5 g/L se produce la resuspensión del material particulado debida a los procesos de floculación por el aumento de la fuerza iónica y a la turbulencia que reduce la velocidad de caída.

Luego de la línea Punta Piedras - Punta Brava, dónde se alcanza un máximo de 200- 250 mg/L, comienza un rápido descenso en la concentración de material en suspensión. La zona de máxima turbiedad queda definida entre las isolíneas de 1 y 2 g/L (Bazán & Janiot, 1991).

4.4 Evolución de la planicie costera del Río de la Plata

La secuencia depositacional del Río de la Plata es el resultado de los eventos transgresivos - regresivos del Cenozoico tardío, los cuales pueden establecerse con cierta precisión a partir del estadio isotópico 5e del Pleistoceno superior (120.000 años AP) coincidente con el máximo nivel del mar alcanzado durante el último período interglaciar. Entre los 18000 y 20000 años AP, el mar habría alcanzado su posición más baja de -105 m snm (Guilderson *et al.*, 2000) a partir de la cual comenzó a ascender nuevamente a razón de 12 mm/año (Fig. 4.5). Este ascenso se dio hasta los 8600 años AP, donde se produce nuevamente un descenso en la velocidad inferido por la presencia de una plataforma de abrasión y a una altura de -15 m snm (Violante & Parker, 2004). Existen numerosos intentos por comprender la evolución durante el Holoceno del nivel medio del estuario y del litoral marino adyacente. Recientemente Prieto *et al.* (2017) realizaron una exhaustiva recopilación de antecedentes de alturas relativas del nivel del mar y sus respectivas edades para ambos márgenes del estuario en base a edades radiocarbónicas obtenidas a partir de moluscos en cordones litorales. A partir de estos datos los autores realizan regresiones estadísticas bajo técnicas paramétricas y no paramétricas obteniendo dos curvas para la evolución del nivel relativo del mar. La curva no paramétrica sugiere que el nivel medio del mar actual se habría alcanzado a los 7000 años AP mientras que el nivel máximo de 4 m snm se habría alcanzado entre los 5800 y los 5200 años AP. Posteriormente se habría dado un

descenso continuo hasta el nivel actual. Por otra parte, la curva obtenida mediante métodos paramétricos posee un patrón oscilante, con un máximo alcanzado a los 6000 años AP, de unos 4 m snm, seguido de un descenso de 1,5 m y una estabilización hasta los 2500 años AP a partir de la cual se produce un descenso hasta la posición actual (Fig. 4.5).

Una reconstrucción anterior, propuesta por Cavallotto *et al.* (2004) propone que en su ascenso el mar habría alcanzado una posición semejante a la actual a los 7000 años AP y un máximo trasgresivo a los 6000 años AP, con una altura de 6,5 m snm. Luego de alcanzar el máximo trasgresivo, el evento regresivo se habría producido en dos fases: la primera de ellas en el lapso de 1000 años a una velocidad de 1,5 mm/año, hasta una altura de 5 m snm, mientras que entre los 5000 y los 3500 años AP, habría sobrevenido un nuevo periodo de estabilización que a partir de los 3500 años AP continuaría con un descenso a una velocidad de 5,8 mm/año de nivel del mar durante 600 años. La segunda fase regresiva se asociaría a una caída lenta del nivel del mar hasta el presente, a razón de 0,5 mm/año (Cavallotto *et al.*, 2004) (Fig. 4.5). De acuerdo a Cavallotto *et al.* (2004) las correcciones tectono-eustáticas como geoidales no pueden ser realizadas a la curva porque dichas variables no son conocidas con certeza, por lo que la curva solo representa los movimientos relativos en el nivel del mar.

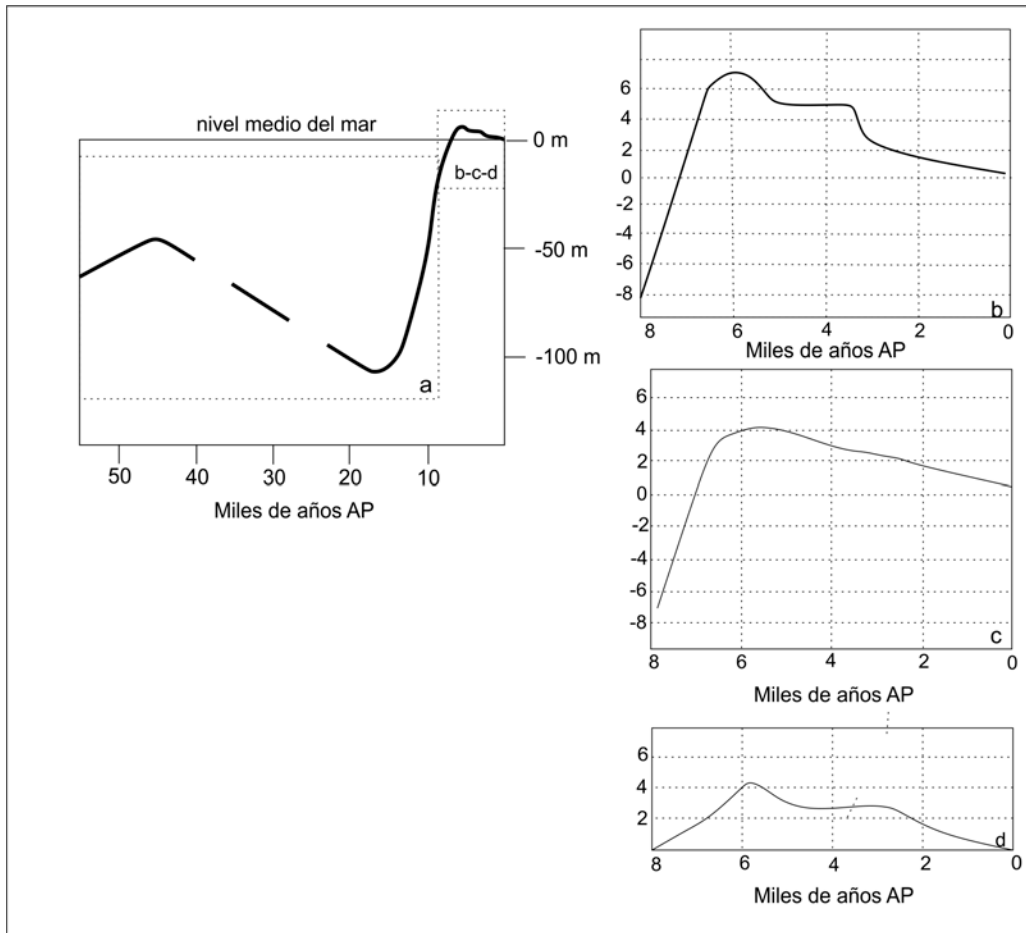


Figura 4.5: Curvas de los cambios relativos en el nivel del mar para el Río de la Plata. a) Modificado de Guilderson *et al.* (2000). b) Modificado de Cavallotto *et al.* (2004). c) Curva no paramétrica modificada de Prieto *et al.* (2017). d) Curva paramétrica modificada de Prieto *et al.* (2017).

De acuerdo a Violante & Parker (2004) la Secuencia Depositacional posterior al último máximo glaciar del Río de la Plata constituye una unidad sedimentaria que se extiende desde las cuencas bajas del Paraná y el Uruguay hasta la plataforma continental, incluyendo el Río de la Plata y su litoral. Su base está representada

por una discordancia que la separa de las unidades del Plio-Pleistoceno. No se ha encontrado sin embargo un cortejo sedimentario de mar bajo y se reconocen de esta manera dos cortejos sedimentarios: un cortejo sedimentario transgresivo (TST) desarrollado entre los 18000 y los 6000 años AP y un cortejo sedimentario de mar alto (HST) desde los 6000 años al presente. Cada uno de estos cortejos presenta distintos sistemas depositacionales particulares. El cortejo sedimentario transgresivo se compone de tres sistemas depositacionales: transgresivo relicto, de barreras litorales y lagunas costeras y sistema estuárico. Dentro del sistema de mar alto se destacan depósitos progradantes que resultan de una caída del nivel del mar entre los 6000 años AP y el presente y por lo tanto se encuentra aún en evolución. Está formado por cinco sistemas depositacionales: llanura costera, estuario interior, deltaico, aluvial y de plataforma. Dentro de estos, el sistema que se hayan representado en el área de estudio es el de llanura costera, formado por sistemas de cordones litorales y llanuras de marea, compuestos por depósitos de conchilla y arena y sedimentos limoarcillosos respectivamente. El origen sería atribuible a el transporte litoral en costas semiprotegidas. Este sistema se habría desarrollado entre los 6000 y 2000 años AP (Cavallotto & Violante, 2005).

Richiano *et al.* (2012) proponen una alternativa al marco estratigráfico secuencial propuesto por Violante & Parker (2004) en base a un trabajo de detalle efectuado sobre la planicie costera sobre el corte en Canal 15, en la Bahía de Samborombón. Identifican por un lado un cortejo transgresivo, correspondiente a la depositación del Miembro Destacamento Río Salado de la formación Canal de las Escobas, y un posible estadio de mar alto evidenciado por la presencia de barras progradantes al tope del miembro (Fucks *et al.*, 2010). Con posterioridad a la depositación de este último, se inicia un proceso de caída del nivel relativo del mar, el cual da inicio a lo que los autores interpretan como un cortejo de caída

(FSST: *falling stage system tract*). Esta interpretación se contrapone con la de Violante & Parker (2004) donde los depósitos son interpretados como un cortejo de mar alto. El cortejo de caída puede ser dividido en dos etapas: FSST 1 y FSST 2. La FSST 1 corresponde a la depositación de cordones arenosos y bioclásticos en conjunto con depósitos de albufera y depósitos de sobrelavado. Por otro lado, la etapa FSST 2 representa una aceleración en el proceso de caída del nivel del mar que traslada la sedimentación costera a su posición actual y su desarrollo se corresponde con los depósitos del Miembro Canal 15. Según estos autores, tanto el cordón arenoso como el bioclástico corresponden a ambientes de playa o *foreshore* y fueron originados por migración, superposición y agradación de barras submareales, que originaron un sistema de barrera. Por otro lado, los depósitos que constituyen el Miembro Canal 18 son interpretados como depósitos marinos restringidos o de albuferas, generados por la sedimentación en cuerpos lagunares por detrás de barreras litorales. En el caso de los depósitos de sobrelavado, los mismos fueron originados por sucesivos eventos de tormenta que sobrepasaron los cordones litorales tanto arenoso como bioclástico, generando una migración hacia el centro de la albufera. Por último, los depósitos correspondientes al Miembro Canal 15, son interpretados como depósitos de planicies de mareas (Richiano *et al.*, 2012). En la Figura 4.6 se detalla el esquema evolutivo de la planicie costera a escala regional.

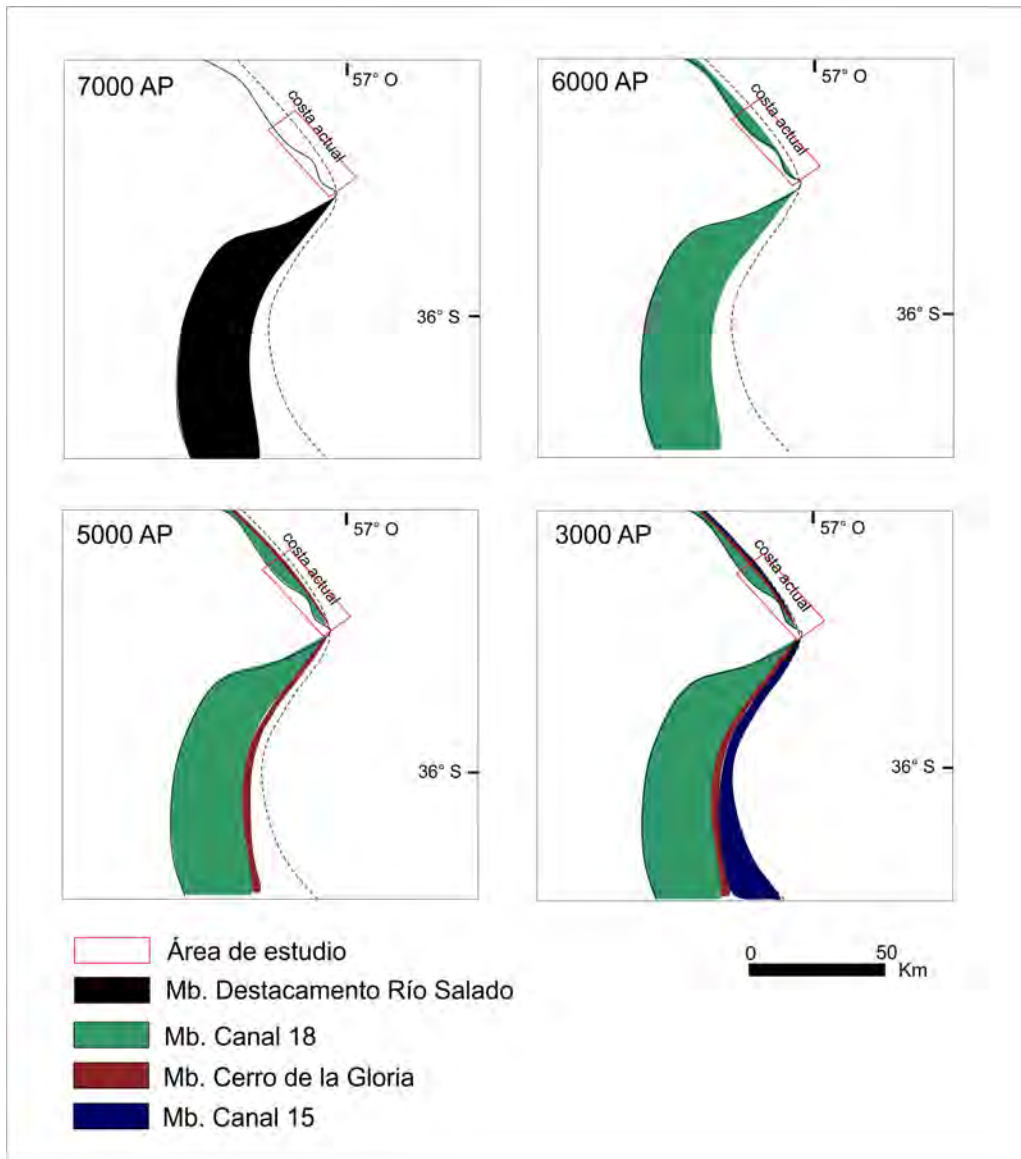


Figura 4.6: Evolución de la planicie costera del Río de la Plata durante el Holoceno. Se destaca la distribución espacial de los distintos miembros de la Fm. Canal de las Escobas a escala regional. Modificado de Violante *et al.* (2001) y Fucks *et al.* (2010).

4.5 Geomorfología de la planicie costera

La evolución geomorfológica de la planicie costera del Río de la Plata como se ha detallado está vinculada a un contexto de costa retrogradante. En base al análisis geomorfológico se diferencian dentro de la planicie costera en el litoral de Punta Indio tres subunidades principales: llanura de marea relictas, planicie con cordones litorales y marisma (Fig. 4.7). Dentro de ellas, a su vez se reconocen subambientes con características que les son particulares.

La planicie costera en el área de estudio se apoya en su conjunto sobre una plataforma de abrasión labrada sobre los Sedimentos Pampeanos y generada durante la transgresión holocena. La plataforma de abrasión está principalmente representada en la mitad sur del área de estudio, en las inmediaciones de Punta Piedras y resulta visible durante las condiciones de marea baja (Fig. 4.8).



Figura 4.7: Unidades geomorfológicas de la planicie costera del Río de la Plata en el litoral de Punta Indio.

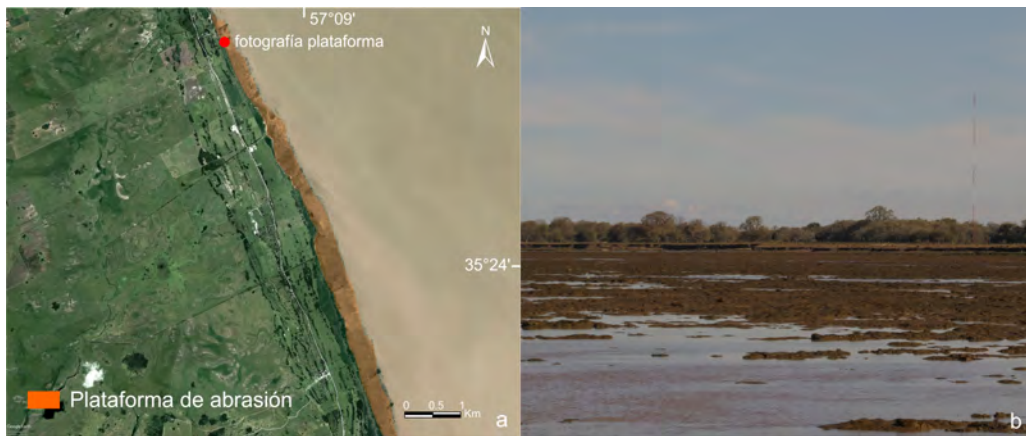


Figura 4.8: a) Imagen satelital donde se observa la extensión de la plataforma de abrasión desarrollada sobre los Sedimentos Pampeanos expuesta en condiciones de marea baja. b) Fotografía de la plataforma de abrasión.

La llanura de marea relictas es de fácil reconocimiento en las imágenes satelitales, fotografías aéreas y en los relevamientos de campo a partir de su escasa a nula pendiente y de una red de canales sinuosos (antiguos canales de marea). Representa la zona intermareal vinculada al período de máximo nivel alcanzado por el mar y fue posteriormente desactivada por el desarrollo de los cordones litorales (Fig. 4.9 a).

La planicie con cordones litorales es una unidad geomorfológica que comprende un conjunto de cordones litorales los que constituyen un *strand plain* (Curry *et al.*, 1969) o *beach ridge plain* (Stapor, 1975, Tanner, 1987). De esta manera, la planicie con cordones puede ser subdividida a su vez en cordones y depresiones intercordones. Se diferencian fácilmente los primeros de las segundas en las imágenes satelitales por presentar cobertura arbórea integrada por los bosques nativos de la comunidad de *Celtis ehrenbergiana* (talar). Se ha optado por diferenciar a los cordones en dos grupos: cordones principales y cordones secundarios.

Los primeros se encuentran más elevados topográficamente (alrededor de 5 m snm) y están separados por espacios intercordonales estrechos mientras que los segundos se encuentran en cotas inferiores (2,5 m snm), más cercanos al estuario y con espacios intercordonales amplios. Además, los cordones principales presentan una mayor altura sobre el terreno circundante al mismo tiempo que presentan un mayor ancho en planta que los cordones secundarios (Fig. 4.9 b y Fig. 4.9 c).



Figura 4.9: a) Llanura de marea relictual b) Cordones principales c) Cordones secundarios d) Marisma y médano.

Sobre los cordones se reconocen en algunos sectores acumulaciones arenosas de origen eólico. Estas acumulaciones medanosas no son de fácil reconocimiento en las imágenes satelitales y fotografías aéreas aunque si resultan evidentes en los

reconocimientos de campo y en base a las perforaciones y calicatas como se verá más adelante (Fig. 4.9 d).

En el sector más litoral se encuentra la marisma actual, desarrollada como una franja paralela a la costa de manera prácticamente continua y con un ancho que varía entre 900 m a unas pocas decenas de metros. La marisma es inundada periódicamente por las pleamares del Río de la Plata y presenta vegetación herbácea característica de este ambiente (Gutiérrez Elorza, 2008). La vegetación en las marismas tiene un rol muy importante en cuanto a la contribución de materia orgánica y fijación de sedimentos, entre otros procesos. Debido a que los flujos mareales del estuario en el área de estudio son de baja salinidad, se trata de una marisma de agua dulce (Fig. 4.9 d).

4.6 Características geológicas de la planicie costera

Las características litoestratigráficas de las unidades de la planicie costera en el área de estudio fueron descritas en base a los datos sedimentológicos, texturales y mineralógicos obtenidos de las perforaciones someras.

Los Sedimentos Pampeanos que constituyen la plataforma por sobre la cual se depositan los sedimentos de la planicie costera posee en los sectores adyacentes a la planicie (pozo de exploración SPAR) un espesor cercano a 35 m. (Fig. A.4 y Fig. 3.19). El único registro oficial de una perforación realizada directamente en la planicie costera corresponde al pozo piloto de la planta de abastecimiento de Punta Indio, el cual da cuenta que los Sedimentos Pampeanos se encuentran en ese sitio hasta una profundidad de 19 m (Fig. 4.10). Si bien en los sedimentos de esta Formación dominan limos castaños rojizos es posible reconocerse algunas variaciones litológicas. Entre los -8 y los -13 m snm se distingue un nivel de arcilla gris con niveles de limos arcillosos castaño rojizos subordinados mientras que

entre los -4 y -6 msnm se registran niveles de tosca cementados e intercalaciones de arcillas grises. De acuerdo al análisis de las perforaciones someras localizadas en las tres transectas estudiadas, el techo de los Sedimentos Pampeanos está constituido por limos arcillosos compactos de coloración castaño - rojiza con pequeños nódulos de tosca. En algunos sectores el techo de la Formación se encuentra muy próximo a la superficie, como en el caso del perfil C-C', y en la plataforma de abrasión se encuentra expuesto durante las condiciones de marea baja. En los sectores donde se haya expuesto se pueden identificar a su vez rasgos pedogenéticos (rizolitos y bioturbación). La mineralogía de los Sedimentos Pampeanos en el ámbito de la planicie costera está caracterizada principalmente por cuarzo, plagioclasas, calcita y dentro del grupo de las arcillas por illita (ver Apéndice B).

Por sobre los Sedimentos Pampeanos se apoya en discordancia erosiva los sedimentos de la planicie costera correspondientes a la Fm. Canal de las Escobas. Cabe destacar que en ninguna de las perforaciones realizadas se reconoció el miembro basal de la Formación, es decir el Mb. Destacamento Río Salado. Por su parte, los Miembros Canal 18, Cerro de la Gloria y Canal 15 fueron reconocidos en las tres transectas depositándose sobre la plataforma de abrasión labrada en los Sedimentos Pampeanos (Fig. 4.10) Además se reconocieron sedimentos correspondientes a la Fm. La Petrona indentificados como formas médanosas sobreimpuestos a los cordones litorales.

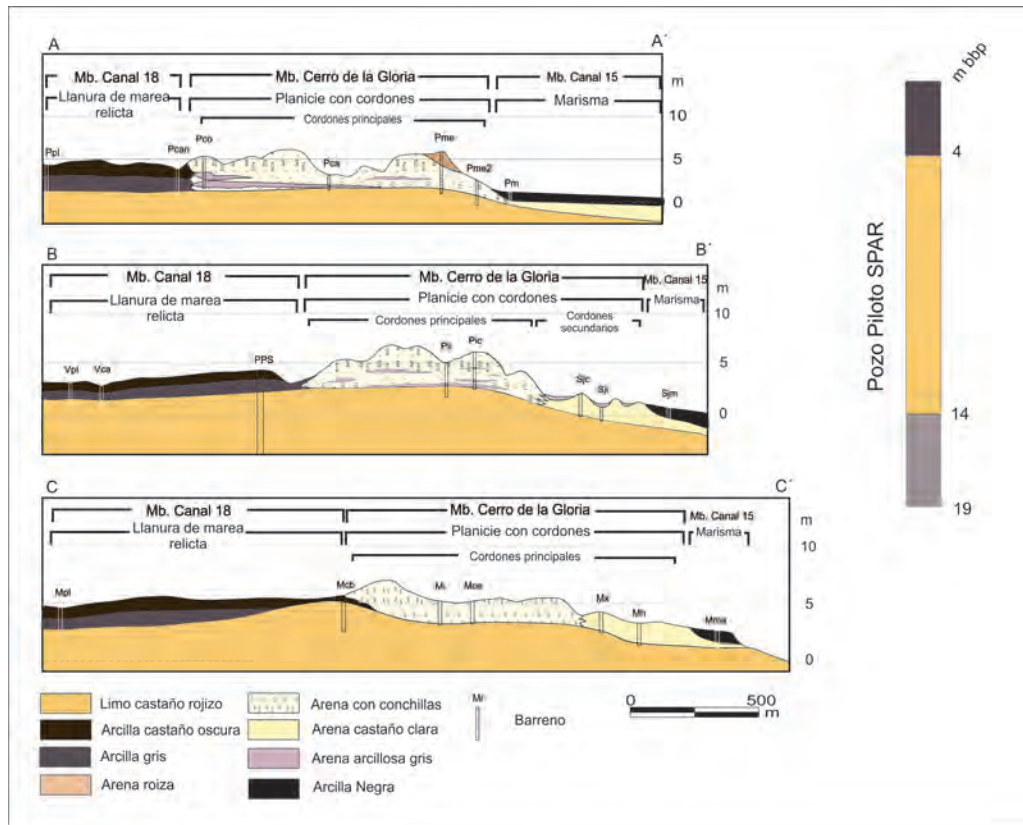


Figura 4.10: Perfiles transversales a la planicie costera. La ubicación se detalla en la Figura 4.2

El Miembro Canal 18 se corresponde con la unidad geomorfológica de la llanura de marea relictas. Presenta espesores entre 0,5 y 1,8 m y está caracterizado desde la base por arcillas limosas grises a castaño grisáceas que pasan a los 0,8 m de profundidad a arcillas castaño oscuras a negras (Fig. 4.10). En los antiguos canales de marea, desde la base se registran arcillas limo - arenosas de coloración castaño claras que a 0,5 m de profundidad pasan a arcillas castaño oscuras. En algunas perforaciones se registraron a su vez fragmentos esqueléticos de invertebrados marinos dispersos en la matriz. En cuanto a su mineralogía, el

Miembro Canal 18 se haya constituida principalmente por cuarzo, plagioclasas, calcita y arcillas. Dentro de las arcillas se destaca la presencia de illita, esmectita y caolinita (ver Apéndice B).

El Miembro Cerro de la Gloria coincide con la unidad de planicie con cordones litorales y presenta variaciones texturales y mineralógicas de acuerdo a la subunidad geomorfológica considerada. En los cordones principales el espesor de esta unidad varía entre 2 y 4 m dependiendo de la morfología del terreno (Fig. 4.10). Predominan arenas medias a gruesas amarillentas con abundantes fragmentos esqueletales de invertebrados marinos y concreciones carbonáticas de tamaño sábulo a grava fina. Intercalan capas con mayor porcentaje de conchilla y otras donde esta fracción encuentra subordinada a las arenas. A su vez se registraron capas de arenas arcillosas grises en los perfiles A-A' y B-B'. En el perfil C-C' se registró una superficie endurecida también presente en la base de algunas canteras abandonadas de este sector de la planicie costera la cual se trata de arenas con conchillas fuertemente cementadas que constituyen una coquina. En los intercordones, a partir de su base se registraron arenas finas con fragmentos de conchilla hasta los 0,5 m de profundidad que pasan a depósitos finos donde predominan arcillas grises hasta la superficie. Los cordones secundarios tiene un espesor cercano a los 2m y en ellos predominan arenas finas a muy finas de colores amarillentos. En el tramo más superficial de los intercordones se observan arcillas grises con un espesor de entre 0,3 y 0,5 m. En cuanto a la mineralogía, los cordones principales presentan cuarzo, plagioclasas, calcita (principalmente de fragmentos esqueletales y concreciones carbonáticas), óxidos de hierro y minerales máficos como anfíboles o piroxenos dado su hábito cristalino (Fig. 4.11) (ver Apéndice B). En cuanto a los minerales del grupo de las arcillas en los cordones predomina la illita. En el horizonte arcilloso superficial de los intercordones se registra a su vez la presencia

de esmectitas y caolinita.

El Miembro Canal 15 de la Fm. Canal de las Escobas se corresponde con la unidad geomorfológica de marisma. Posee un espesor de entre 1,5 y 2 m y presenta en la base arenas finas a muy finas grises a castaño claras que a partir de 1 m de profundidad pasan a arcillas negras a castaño oscuras masivas con abundante materia orgánica. Se registran intraclastos correspondientes a los Sedimentos Pampeanos, y fragmentos de conchilla escasos. A su vez en algunos sectores se registra la presencia de materiales culturales (polietileno). En cuanto a su mineralogía, el Miembro Canal 15 está constituido mayoritariamente por cuarzo, plagioclasas y minerales del grupo de las arcillas (illita, caolinita y esmectitas) (Figs. 4.12 a y b) (ver Apéndice B).

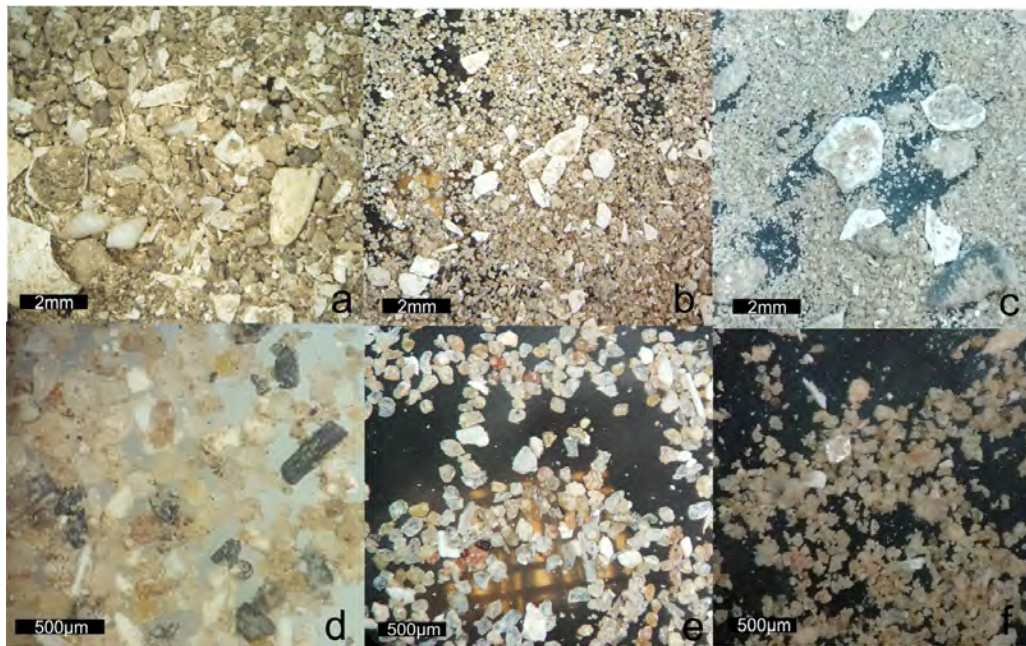


Figura 4.11: Muestras de sedimento observadas mediante lupa binocular provenientes de los cordones principales. a : perforación Pca, b : perforación PIc, c: perforación Mce, d: perforación Pca, e : perforación PIc, f : perforación Mce.

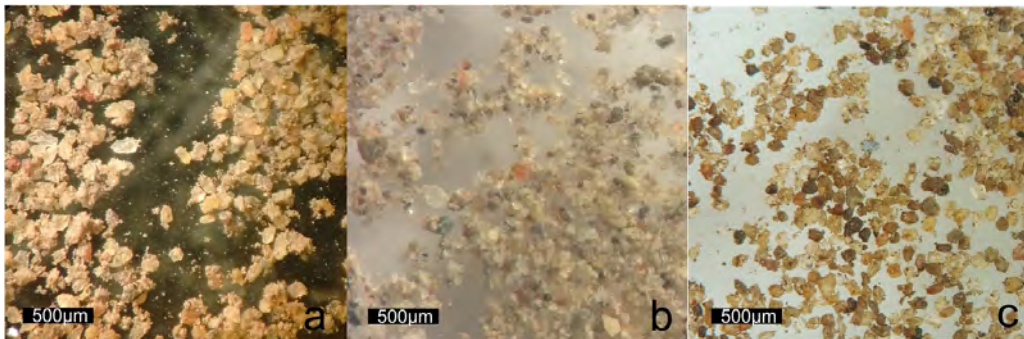


Figura 4.12: Muestras de sedimento observadas mediante lupa binocular provenientes de la marisma y médano. a : perforación Pm, b : perforación Mma, c: perforación Pme.

La Fm. La Petrona está representada en el área de estudio por las formas medanosas anteriormente descritas ubicadas por sobre los cordones litorales. Se distingue en el perfil A-A' en la perforación Pme y está representada por arenas medias rojizas subredondeadas y bien seleccionadas. Su espesor es de 1,4 m y la minerología está representada por cuarzo, plagioclasas, calcita y feldespatos potásico (Fig. 4.12 c) (ver Apéndice B).

4.7 Suelos de la planicie costera

Así como las características sedimentológicas y estratigráficas del área de estudio se encuentran relacionadas a las unidades geomorfológicas, lo propio ocurre en el caso de los distintos tipos de suelos desarrollados en el área. De esta manera los suelos de la planicie costera del Río de la Plata son suelos de tipo azonal dado que su desarrollo se ve fuertemente influenciado por el material parental. Se presenta a continuación la descripción de los distintos perfiles de suelo, cuya ubicación se detalla en la Figura 4.2.

Perfil 1

El perfil de suelo 1 se localiza en depósitos eólicos depositados en el área de llanura de marea relictas. En la calicata realizada el perfil del suelo está compuesto por horizontes B_{ck}, B_{t2}, B_{ti} y A. El horizonte A presenta un menor grado de melanización que el B_t y un horizonte B_t con estructura columnar que indica presencia de sodio pero un pH que va de 6 a 7. Esto evidencia que el horizonte A no posee relación con los horizontes subyacentes y corresponde a un material eólico depositado sobre la llanura de marea relictas (Fm. la Postrera), el cual propició el desarrollo del perfil actual (Figs. 4.13). El suelo puede ser clasificado como argiudol vértico.

Perfil 2

Se trata de un perfil de suelo desarrollado sobre la llanura de marea relictas. (Fig. 4.13 b). El perfil de suelo es An-B_{tn}g-BC_{ng}-C_{ng}, siendo la presencia de sodio intercambiable muy elevada por lo que el pH alcanza valores que van de 9 a 10. En superficie presentan costras salinas o enlames mientras que a lo largo del perfil predominan colores gley, moteados y concreciones de hierro-manganeso. El suelo puede ser clasificado como Natracualf típico.

Perfil 3

El perfil 3 se ubica en un sector de antiguos canales de marea sobre los cuales se desarrollan suelos diferentes a los del resto de la llanura de marea relictas. Poseen en superficie un horizonte orgánico, mientras que el lixiviado del sodio intercambiable por un mayor aporte de agua hace que estos no posean un horizonte nátrico. A su vez se destaca el desarrollo de un horizonte E siendo clasificado este suelo como Argialbol Ácuico con un perfil tipo (Oi)-A-E-B_{tn}g (Fig. 4.13 c). La textura de los horizontes superficiales en los canales de marea es franco arcillosa y

poseen menor porcentaje de arcilla que los suelos del resto de la llanura de marea relictas.

Perfil 4

En el sector de planicie con cordones los suelos presentan un perfil tipo de tipo A-A/C-C (Fig. 4.13 d). Se trata de un perfil con poco desarrollo debido al efecto del calcio en la floculación de los coloides, lo cual impide la formación de un horizonte Bt. La textura del suelo es franca gruesa mientras que los pH son superiores a 8, se destaca la presencia de crotovinas (cuevas de roedores rellenas de sedimento). El suelo es clasificado como un haprendol típico.

Perfil 5

El perfil de suelo del intercordón es de tipo Ak-Btss-Ck. Posee moteados, colores gley, slickensides y concreciones de hierro y manganeso desde superficie. Estas características indican acumulación frecuente del agua en superficie, lo que define un régimen ácuico para el suelo. La presencia de horizontes arcillosos en superficie ocasiona que el drenaje y la permeabilidad sean menores que en los cordones. Se trata de un suelo que puede ser clasificado como natracuol vértico (Fig. 4.13 e).

Perfil 6

Este perfil de suelo desarrollado sobre las geoformas medanosas asociadas a los cordones litorales es de tipo A-AC-C o A1-A2-C (Fig. 4.13 f). No hay estructura visible en los horizontes superficiales mientras que en el horizonte C se encuentran lamelas producto de iluviación. El pH a lo largo del perfil tiende a ser levemente ácido, variando de 5,5 a 6,5. El suelo puede ser clasificado como Udipsament típico.

Perfil 7

El perfil de suelo se ubica en un sector de la marisma próximo al estuario y es de tipo (Oi)-A-Cg (Fig. 4.13 g). Se trata de un suelo que presenta escaso desarrollo con un horizonte orgánico en superficie y abundante materia orgánica en todo el perfil. Presenta colores gley y concreciones de hierro y manganeso. El suelo puede ser clasificado como Fluvacuent típico o Epiacuent típico.

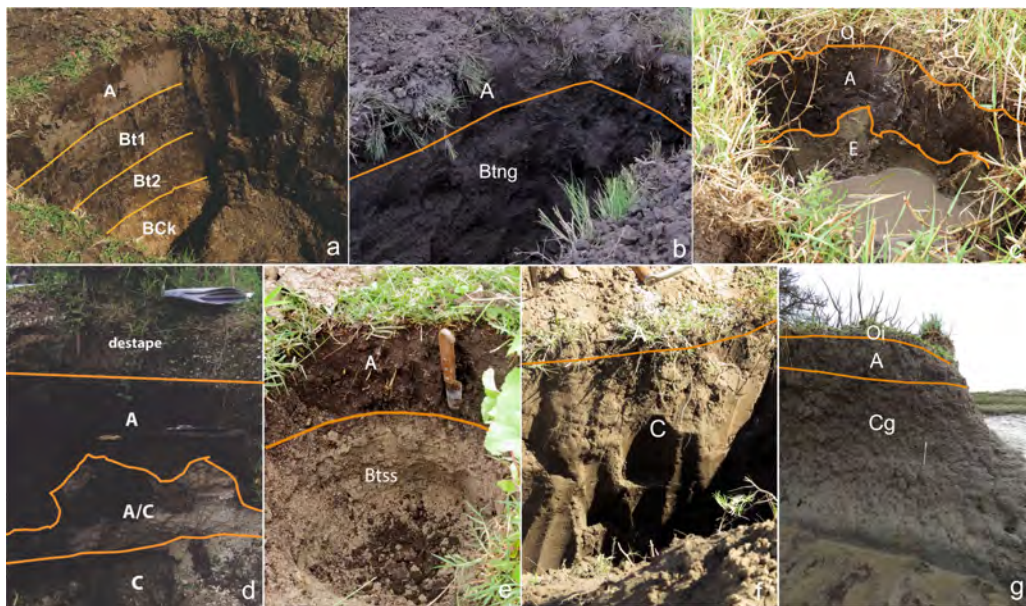


Figura 4.13: a) Perfil 1: suelo desarrollado sobre la Fm. La Postrera. b) Perfil 2: suelo de la llanura de marea relictas. c) Perfil 3: suelo de un canal de marea. d) Perfil 4: suelo de un cordón. e) Perfil 5: suelo de un intercordón. f) Perfil 6: suelo de un médano. g) Perfil 7: suelo de la marisma.

4.8 Vegetación

El área de estudio se encuentra, desde el punto de vista fitogeográfico, en el Distrito Pampeano Oriental de la Provincia Pampeana. Posee a su vez ingresiones

florísticas de las Provincias del Espinal y Paranaense (Cabrera, 1976). La vegetación de la planicie costera representa una parte de los pastizales pampeanos, caracterizada por su heterogeneidad florística y ecológica, determinada principalmente por la topografía, la profundidad del nivel freático, el tipo de sustrato y la salinidad (Batista *et al.*, 2005). La vegetación de la planicie costera se caracteriza principalmente por comunidades edáficas o azonales. Se distinguen comunidades herbáceas ribereñas, pastizales y comunidades leñosas (Cagnoni *et al.*, 1996). Dentro del área de marisma se diferencian las siguientes comunidades: comunidad de *Vigna luteola*, pajonal de *Zizaniopsis bonariensis* (espadaña), comunidad de *Echinochloa helodes*, pajonales y praderas de ciperáceas, comunidad de *Scirpus americanus* (junco) (Fig. 4.14 a) , bosques de *Erythrina crista-galli* (ceibales) (Fig. 4.14 b) entre otras comunidades (Cagnoni *et al.*, 1996), (Vervoorst, 1967).

En los lugares más elevados, sobre cordones litorales y médanos antiguos, se desarrolla la comunidad extrazonal del Talar, dominada por *Celtis ehrenbergiana* (Tala) (Fig. 4.14 c) (Cabrera, 1976). Otras especies de la comunidad son *Scutia buxifolia* (coronillo) (Fig. 4.14 d), *Schinus longifolius* (molle) (Fig. 4.14 e) y *Jodina rhombifolia* (sombra de toro) (Fig. 4.14 f) (Cagnoni *et al.*, 1996).

En los intercordones predominan los pastizales higrófilos representados por las comunidades de *Erygium cabreræ*, *Stipa charruana* y *Erygium cabreræ*. Por otro lado, la llanura de marea relictas está ocupada por comunidades de pastizales halófilos: comunidad de *Paspalum vaginatum*, comunidad de *Sporobolus indicus* y comunidad de *Bothriochloa laguroides* y la comunidad de *Hordeum pusillum* (Cagnoni *et al.*, 1996). En los canales de marea aparecen especies tales como *Eryngium eburneum* (carda) y *Solanum glaucophyllum* (duraznillo) (Giménez *et al.*, 2008).



Figura 4.14: a) *Scirpus americanus* (junco). b) *Erythrina crista-galli* (ceibo). c) *Celtis ehrenbergiana* (tala). d) *Scutia buxifolia* (coronillo). e) *Schinus longifolius* (molle). f) *Jodina rhombifolia* (sombra de toro).



5. Hidrodinámica

5.1 Introducción

Las dos causas fundamentales para el papel activo de las aguas subterráneas en la naturaleza son su capacidad para interactuar con el medio ambiente y la distribución espacial del flujo subterráneo. Ambas tienen lugar simultáneamente y a cualquier escala espacial o temporal. Así, el flujo subterráneo tiene lugar desde la superficie hasta grandes profundidades, y desde escalas de un día hasta tiempos geológicos (Tóth, 1999). En medios porosos, el flujo subterráneo se encuentra regido principalmente por el gradiente hídrico y la permeabilidad del medio geológico (Custodio & Llamas, 1976). En las planicies costeras, en particular, la dinámica del agua subterránea es compleja ya que en ellas además de los factores que actúan en otras áreas se suman aquellos relacionados a la influencia mareal (Rotzoll & El-Kadi, 2008, Wolanski *et al.*, 2009). El objetivo del presente capítulo es analizar el comportamiento hidrodinámico del agua subterránea en la planicie costera haciendo especial énfasis en comprender su comportamiento en relación a

las distintas unidades geomorfológicas, la recarga del agua de lluvia y la dinámica del estuario.

5.2 Metodología

Se realizaron mediciones de niveles freáticos durante los meses de verano e invierno mediante una sonda de nivel en 28 freaímetros (su construcción fue previamente detallada en el capítulo 4) instalándose en 3 de ellos sensores de registro continuo de nivel y temperatura del agua (Solinst Leveloggers, modelo 3001). Los sensores fueron ubicados en un sector de la marisma próximo al estuario, en otro sector más distal de la misma unidad y en la planicie con cordones (Fig. 5.1). A su vez se realizó un registro continuo de la presión atmosférica mediante un sensor de registro continuo (Solinst Barologger, modelo 3001). Los datos de nivel medidos por los sensores fueron corregidos automáticamente utilizando para ello los registros de presión atmosférica para obtener los valores de nivel real utilizando el software Solinst Levelogger 3.4.1. Los freaímetros fueron acotados por medio del uso de un modelo digital de elevación (MDE) de superficie Tandem-X con resolución espacial de 12 m y resolución vertical del orden del metro. Para cada punto se tomaron puntos circundantes y se promediaron las alturas, teniendo en cuenta de no tomar puntos con vegetación arbórea ni estructuras artificiales. A su vez se consideraron los puntos acotados en las cartas topográficas tanto para la corrección altimétrica del MDE como para acotar los freaímetros. En base a las mediciones periódicas de nivel se construyeron tres perfiles de flujo subterráneo en las transectas a-a', b-b' y c-c' (Fig. 5.1) y mapas isofreáticos para períodos de déficit y de excedentes hídricos.



Figura 5.1: Ubicación de los freaímetros, sensores de registro continuo y transectas donde se realizaron los perfiles de flujo subterráneo.

Con el objetivo de caracterizar la dinámica del estuario y determinar su influencia sobre el agua subterránea en la planicie costera se estudiaron datos horarios de marea del estuario, relevados por el Servicio de Hidrografía Naval y correspondientes a la estación mareográfica de Atalaya, de coordenadas 35°00'55"S y 57°32'10" O. Por otro lado, en función de caracterizar la relación del agua subterránea con el agua de lluvia se utilizaron los datos diarios de precipitación relevados por el Servicio Meteorológico Nacional y la Sociedad Rural de Verónica correspondientes respectivamente a la estación meteorológica de la Base Aeronaval de Punta Indio y a registros de estancias particulares. Posteriormente se integró la información disponible con el objetivo de determinar los principales procesos que regulan la dinámica del agua subterránea en la planicie costera en el área de estudio. Se construyeron gráficos de relación nivel freático - nivel de marea y nivel freático - precipitación. En el caso de los sensores dispuestos en la marisma, los registros corresponden solamente a un intervalo del período relevado total.

Con el objetivo de realizar un cálculo de la infiltración de agua de lluvia en el área de planicie con cordones se realizaron distintos tipos de balances hídricos, tanto diarios como mensuales, anuales, bianuales, a 10 y 20 años. Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se utilizó la formulación de Thornthwaite & Mather (1957). La metodología planteada resulta adecuada ante la falta de datos meteorológicos en la zona más allá de registros de temperatura y precipitación diarios. Los datos históricos corresponden a la estación meteorológica ubicada en la Base Aeronaval de Punta Indio mientras que los correspondientes al período 2014-2017 pertenecen a los registros llevados a cabo por la Sociedad Rural de Verónica dado que la primera de las estaciones interrumpe su registro desde diciembre de 2014 a noviembre de 2015. La evapotranspiración potencial es calculada mediante la siguiente fórmula: $ETP = K \cdot \varepsilon$

dónde:

$$\varepsilon = 16(10t/I)^a$$

$$I = \Sigma i$$

$$i = (t/5)^{1,514}$$

$$a = (6,75,10^{-9})I^3 - (7,71,10^{-5})I^2 + (1,792,10^{-5})I + 0,49239$$

$$K = (N/12)(d/30)d$$

y donde t es la temperatura media mensual en grados centígrados, N es el número máximo de horas de sol según latitud y mes, d es el número de días del mes y I es un índice térmico que depende de las temperaturas medias mensuales del año considerado.

Para evaluar la reserva de agua del suelo se consideraron parámetros texturales para determinar el punto de marchitez permanente y la capacidad de campo y por lo tanto el agua útil en el suelo. Se tomaron las características texturales de los sedimentos de los horizontes superficiales relevados en el Capítulo 4 tanto en barrenos como en calicatas y a su vez del relevamiento llevado a cabo por el INTA para los cordones litorales (Salazar *et al.*, 1980) donde se le asigna al horizonte A un 12,7% de arcilla, 15,8% de limo y un 71,5% de arena, lo cual representa una textura franco arenosa. Basado en Saxton & Rawls (2006) para esta textura específica la capacidad de campo es de 12% y el punto de marchitez permanente es de 5%, lo cual arroja un porcentaje de agua útil del 7%. Si se considera una zona radicular de 50 cm y una densidad aparente para esta textura de unos 1,46 g/cm³, la capacidad de depósito del terreno o reserva rondaría los 51 mm. Dada la baja topografía del área se descartó una contribución significativa al escurrimiento superficial por lo que solo los movimientos verticales fueron considerados.

El balance es realizado de la siguiente manera:

$$ET = ETP \text{ si } P > ETP$$

$$ET = P + [\Delta R] \text{ si } P < PET$$

$$P - ET = \Delta R$$

$$P - ET = I \text{ si } R \text{ alcanza } 51\text{mm}$$

Donde:

P: precipitación.

ETP: evapotranspiración potencial.

ET: evapotranspiración (real).

R: reserva del suelo o capacidad de depósito del terreno

ΔR : variación en la reserva del agua de un mes al siguiente o de un día al siguiente en el caso de balances mensuales o diarios respectivamente.

I: infiltración.

El cálculo de los excedentes por TM constituye una estimación que no considera por ejemplo las variaciones locales en la cantidad de agua precipitada o la variabilidad en el tipo de precipitación o evento de lluvia ocurrido. Esto puede conducir a diferencias en los excedentes hídricos calculados y aquellos medidos producto del ascenso en el nivel freático.

5.3 Dinámica del agua subterránea

Las mediciones de niveles freáticos efectuadas entre los meses de verano e invierno muestran variaciones principalmente en el sector de planicie con cordones mientras que en la llanura de marea relictas estas son más sutiles y en la marisma no existen variaciones de relevancia. En verano los niveles freáticos varían entre 0,35 y 3,50 m snm, registrándose los valores más elevados en la zona de planicie con cordones y llanura de marea relictas, y valores cercanos a 0,4 en el área de marisma.

De esta manera el flujo subterráneo muestra una descarga hacia el Río de la Plata aunque con un gradiente sumamente bajo (0,001) (Fig. 5.2). En invierno se observa un ascenso de los niveles freáticos ya que éstos presentan valores absolutos entre 1,1 y 4,1 m snm. En este caso los niveles más altos se encuentran en el área de planicie con cordones, donde se marca una divisoria de flujo subterránea con descarga hacia la marisma y hacia la llanura de marea relictas (Fig. 5.2) (Fig. 5.3).

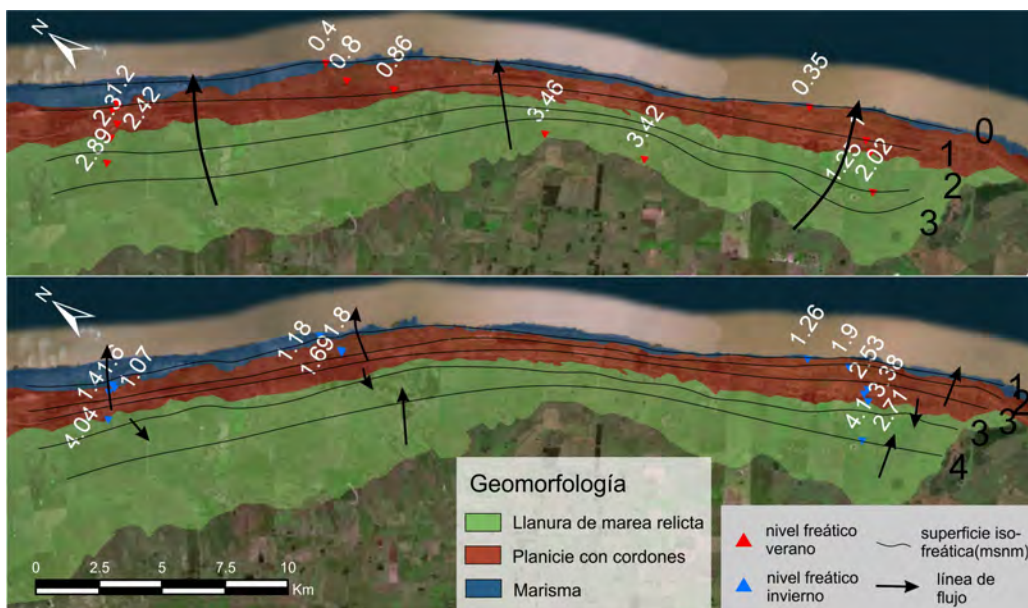


Figura 5.2: Mapa de curvas isofreáticas y direcciones de flujo subterráneo.

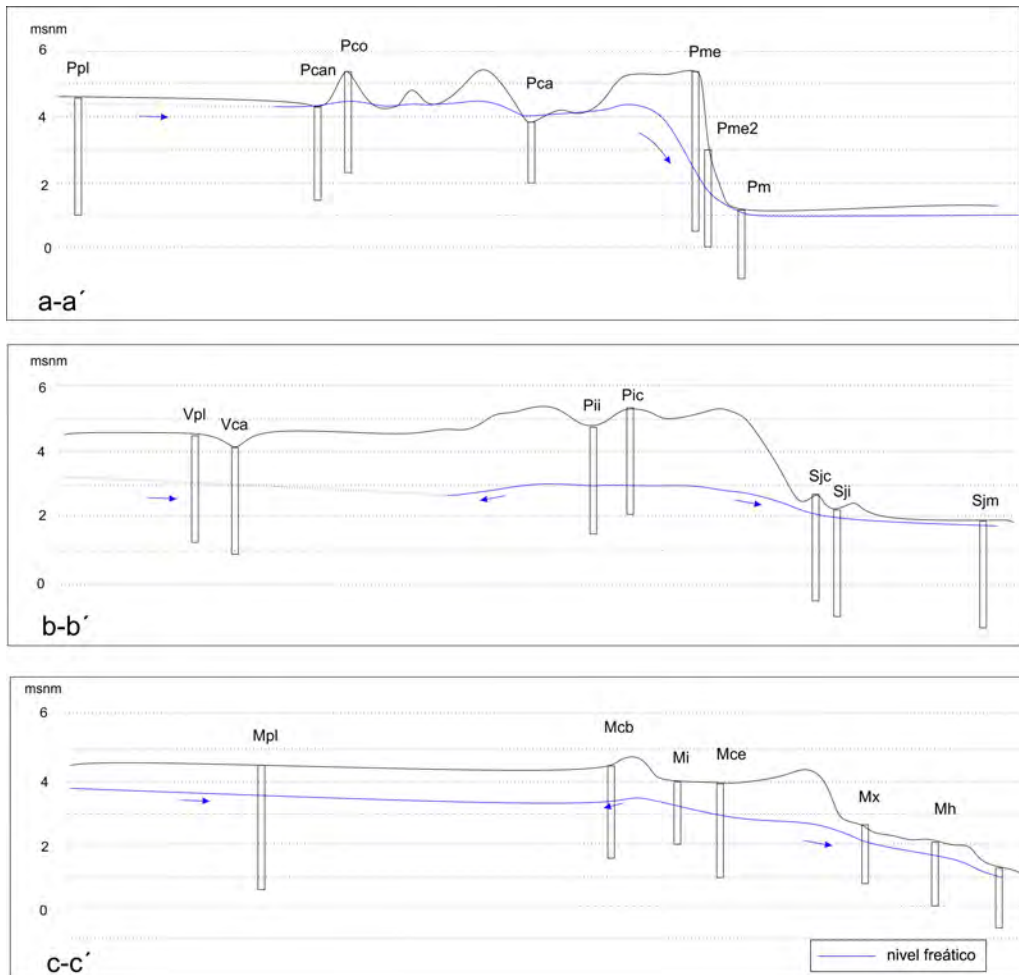


Figura 5.3: Perfiles de flujo subterráneo para las transectas detalladas en la Fig. 5.1

Del análisis conjunto de los registros continuos de nivel freático de sensores y los registros de nivel de marea y precipitación se desprende que existen distintos comportamientos en cuanto a la hidrodinámica del agua subterránea según el sector y la unidad geomofológica analizada. Por un lado, en los sectores de marisma más próximos al estuario (sensor 1, Fig. 5.1) se registran picos asimétricos de ascenso del nivel freático de hasta 50 cm coincidentes en general con pleamares

mayores a 2 m a los que siguen un continuo descenso en los niveles acompañado de oscilaciones de menor amplitud coincidentes a su vez con picos de marea menores (Fig. 5.4 a). En la Figura 5.4 b se observa la relación entre el nivel freático y las precipitaciones para este sector de la marisma, donde se puede apreciar que los ascensos en el nivel freático producto de las precipitaciones son prácticamente imperceptibles a nulos.

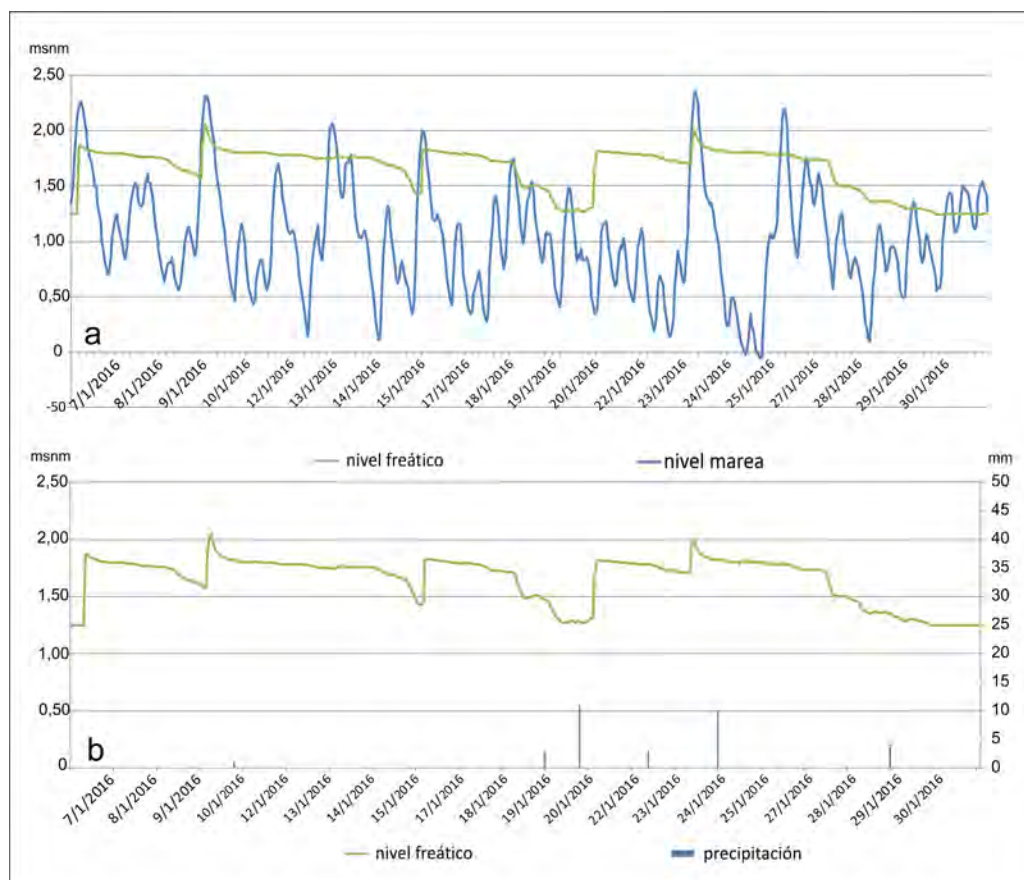


Figura 5.4: Registros sensor 1. a) Relación nivel freático sensor - nivel marea. b) Relación nivel freático sensor - precipitación.

En los sectores más distales de la marisma (sensor 2, Fig. 5.1) se observa

un comportamiento del agua subterránea que difiere de aquel de los sectores más próximos al estuario. En este sector el nivel freático presenta variaciones asociadas al régimen mareal muy atenuadas a lo largo del período monitoreado con oscilaciones de entre 1 y 3 cm y una oscilación máxima de 20 cm que coincide con una pleamar extraordinaria de 2,5 m de nivel (Fig. 5.5 a). Por otro lado, no se registran oscilaciones en el nivel freático coincidentes con las precipitaciones (Fig. 5.5 b).

Los registros de nivel freático en relación con la marea y las precipitaciones para el sector de planicie con cordones (sensor 3, Fig. 5.1) se muestra en la Figura 5.6. En este caso, a diferencia de los sensores 1 y 2, no existe una coincidencia entre las oscilaciones del nivel freático y las oscilaciones mareales tanto las de mayor como menor amplitud (Fig. 5.6 a y b). Por el contrario, en la planicie con cordones se registran ascensos del nivel freático coincidentes con las precipitaciones (Fig. 5.6 c) mientras que se observa un descenso general de los niveles freáticos desde el mes de septiembre al mes de diciembre.

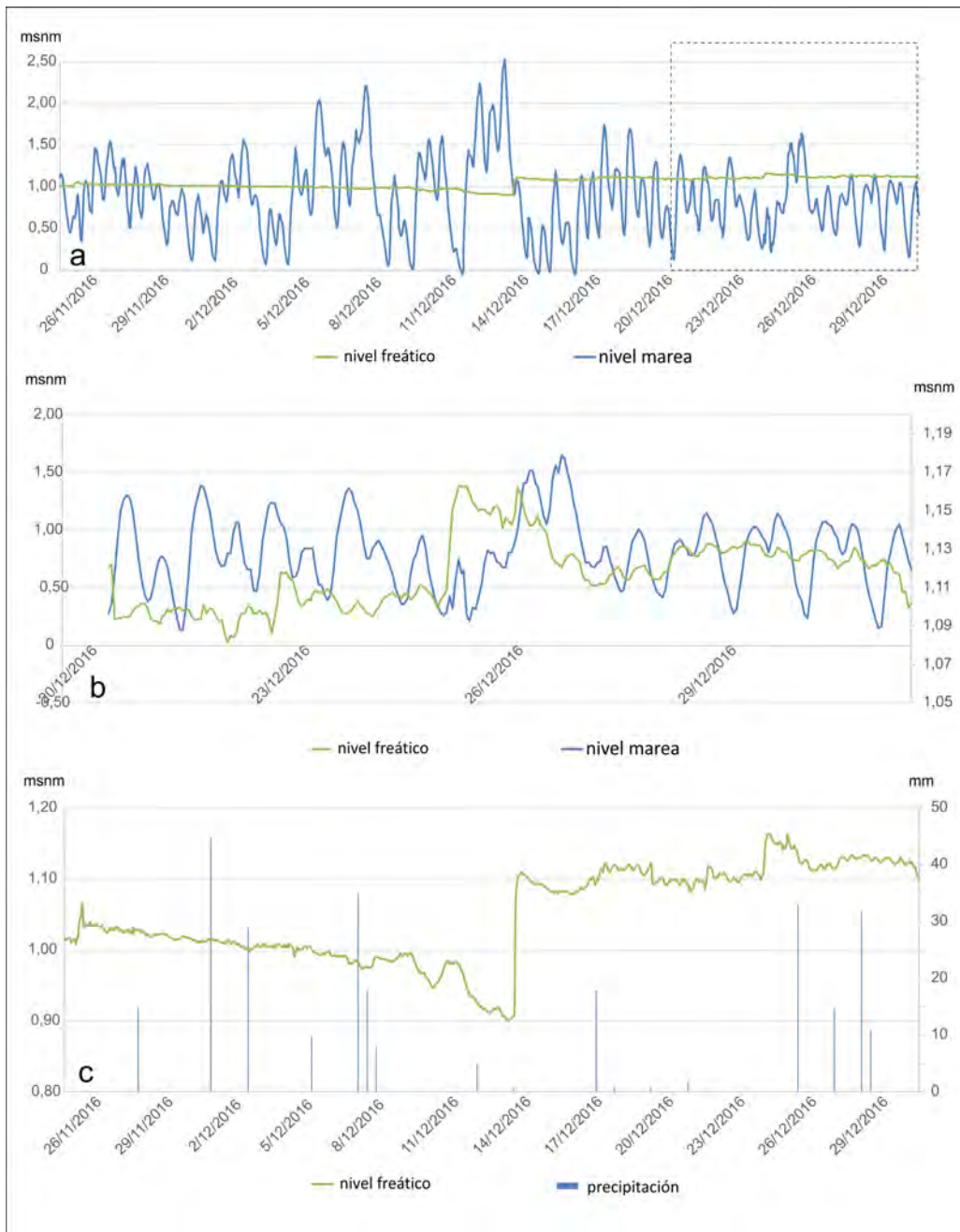


Figura 5.5: Registros sensor 2. a) Relación nivel freático sensor - nivel marea. b) Detalle de la relación nivel freático sensor - nivel marea en base al recuadro punteado. c) Relación nivel freático sensor - precipitación.

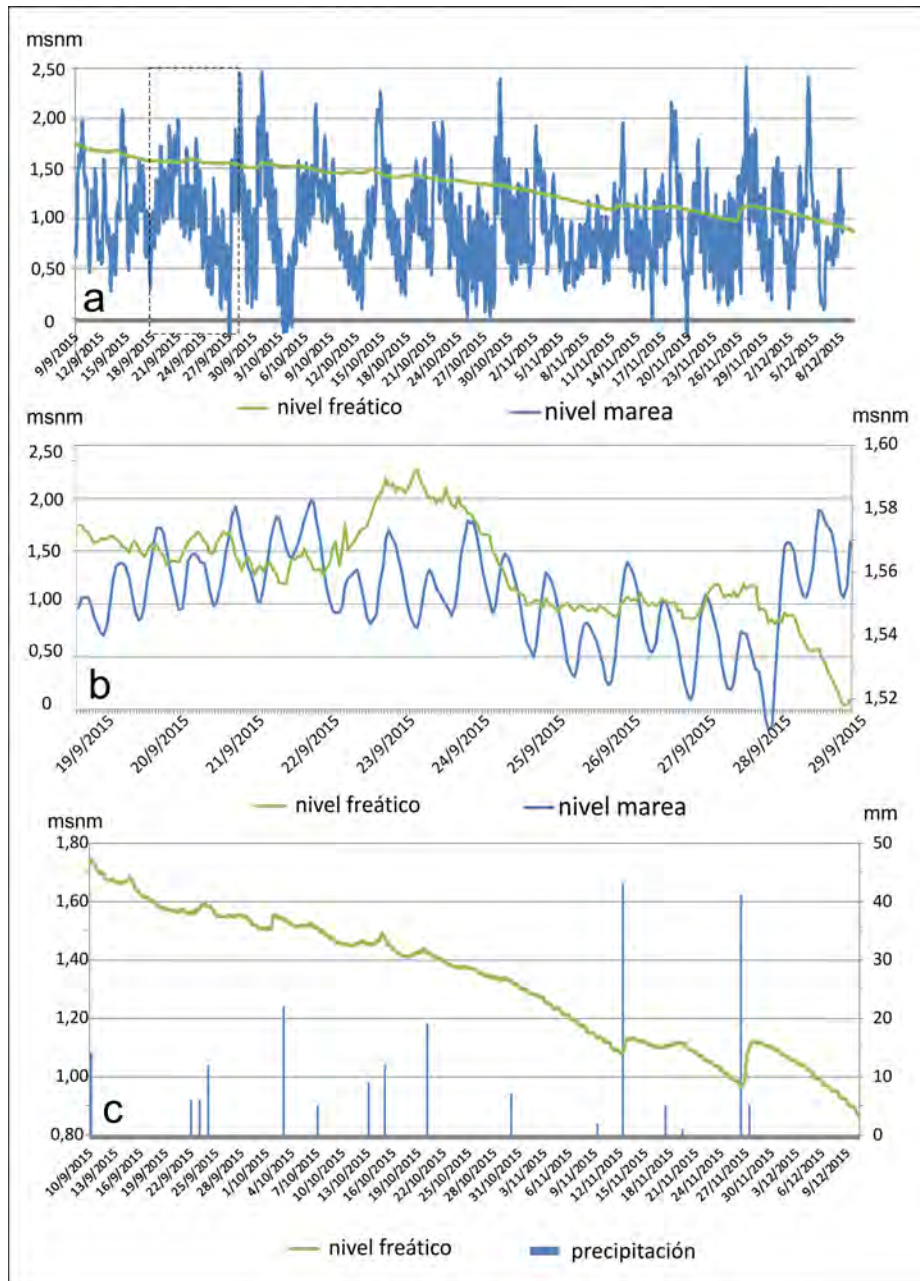


Figura 5.6: Registros sensor 3. a) Relación nivel freático sensor - nivel marea. b) Detalle de la relación nivel freático sensor - nivel marea. d) Relación nivel freático sensor - precipitación.

5.4 Evaluación de la recarga en la planicie con cordones

El balance hídrico mensual para el promedio de las temperaturas y precipitaciones medias mensuales para el período 1997-2016 arroja una precipitación anual promedio de 1087 mm/año, una evapotranspiración potencial anual de 807 mm/año y una evapotranspiración real anual de 795 mm/año. Los excedentes totalizan 293 mm anuales y están concentrados entre los meses de mayo y noviembre. Los déficit se concentran en enero y diciembre. La contribución al agua útil del suelo se da entre los meses de febrero y abril (Fig. 5.7).

Para el período 2007-2016 los balances hídricos no difieren sustancialmente de los realizados para los últimos 20 años. La precipitación es en promedio de 1049 mm/año mientras que la evapotranspiración potencial es de 821 mm/año y la real de 779 mm/año. Los excedentes son levemente menores, del orden de los 270 mm/año y se encuentran a su vez concentrados en los meses de invierno y primavera (Fig. 5.7).

El período 2015-2016, correspondiente al período donde se realizaron los relevamientos de campo, es levemente más seco que los promedios para los últimos 10 y 20 años. Por su parte la precipitación ronda los 922 mm/año mientras que la evapotranspiración potencial es de 814 mm/año y la real ronda los 686 mm/año. Los excedentes están concentrados entre los meses de Junio y Octubre y totalizan 236 mm/año.

En cuanto a los balances hídricos mensuales realizados para los años 2014, 2015 y 2016 individualmente indican que existen diferencias notables entre los años estudiados y el promedio general para el área de estudio. Por un lado, 2014 fue un año muy lluvioso registrándose 1500 mm. La evapotranspiración real resulta igual a la potencial con un valor de 838 mm mientras que los excedentes totalizan 662 mm (Fig. 5.8).

Por otro lado, 2015 es un año particularmente seco, con una precipitación de 807 mm. La evapotranspiración potencial y real son respectivamente 814 y 637 mm mientras que los excedentes solo alcanzan 170 mm y son superados por los deficit hídricos que alcanzan 177 mm (Fig. 5.8).

Finalmente, 2016, se trata de un año similar al promedio de los últimos 20, con un invierno particularmente lluvioso. La precipitación fue de 1036 mm, la evapotranspiración potencial alcanzó 807 mm mientras que la real 646 mm. Los excedentes calculados fueron de 390 mm, debido principalmente a que las precipitaciones se concentraron en invierno (Fig. 5.8).

Los resultados de los balances hídricos diarios para los años 2014, 2015 y 2016 presentan diferencias con respecto a los balances mensuales. Por un lado, para el 2014, los excedentes hídricos se reparten de manera pareja durante todo el año, en especial para los meses de invierno y primavera, aunque también en enero y febrero. Los excedentes totalizan unos 879 mm. El año 2015, dada la particularidad de ser un año seco, los excedentes se registran principalmente en el mes de enero y agosto y en menor medida en octubre, lo cual coincide con los balances mensuales. Totalizan 229 mm, valor unos 59 mm por encima del arrojado por los balances mensuales. Por último, para el año 2016, los excedentes, siendo un año relativamente normal, se concentran en los meses de invierno y primavera. Los mismos alcanzan 404 mm, no difiriendo sustancialmente del valor calculado en los balances mensuales (14 mm) (Fig. 5.9).

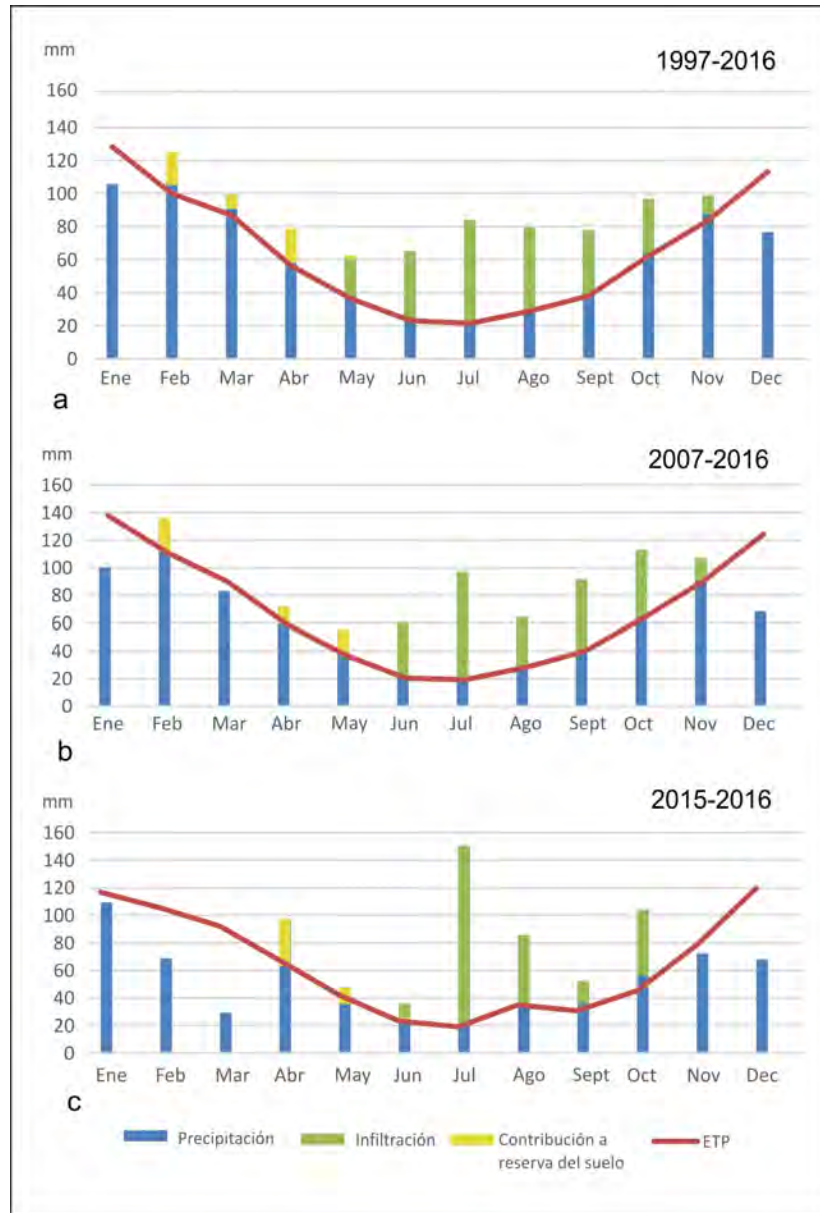


Figura 5.7: a: Balances mensuales promedio para el período 1997-2016 (20 años).
 b: Balances mensuales promedio para el período 2007-2016 (10 años). c: Balances mensuales promedio para el período 2015-2016 (2 años)

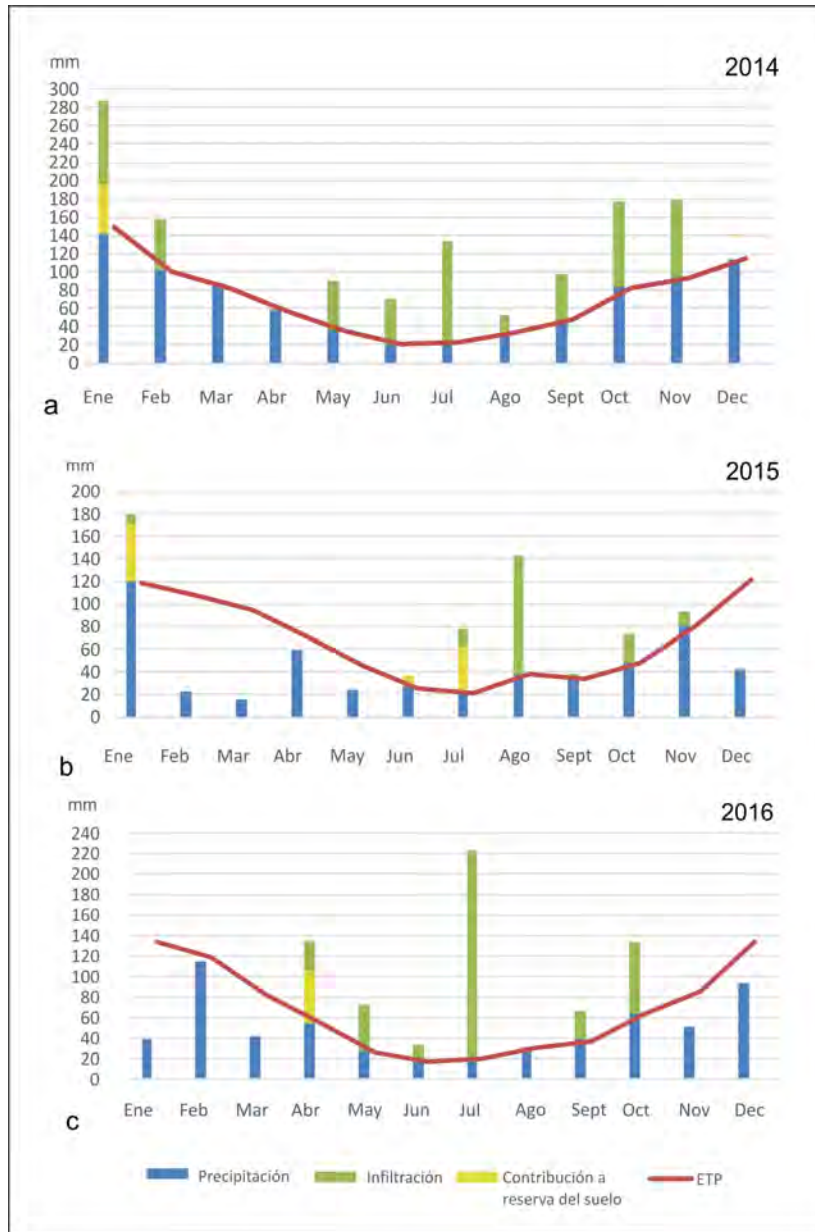


Figura 5.8: a: Balances mensuales año 2014. b: Balances mensuales año 2015. c: Balances mensuales año 2016.

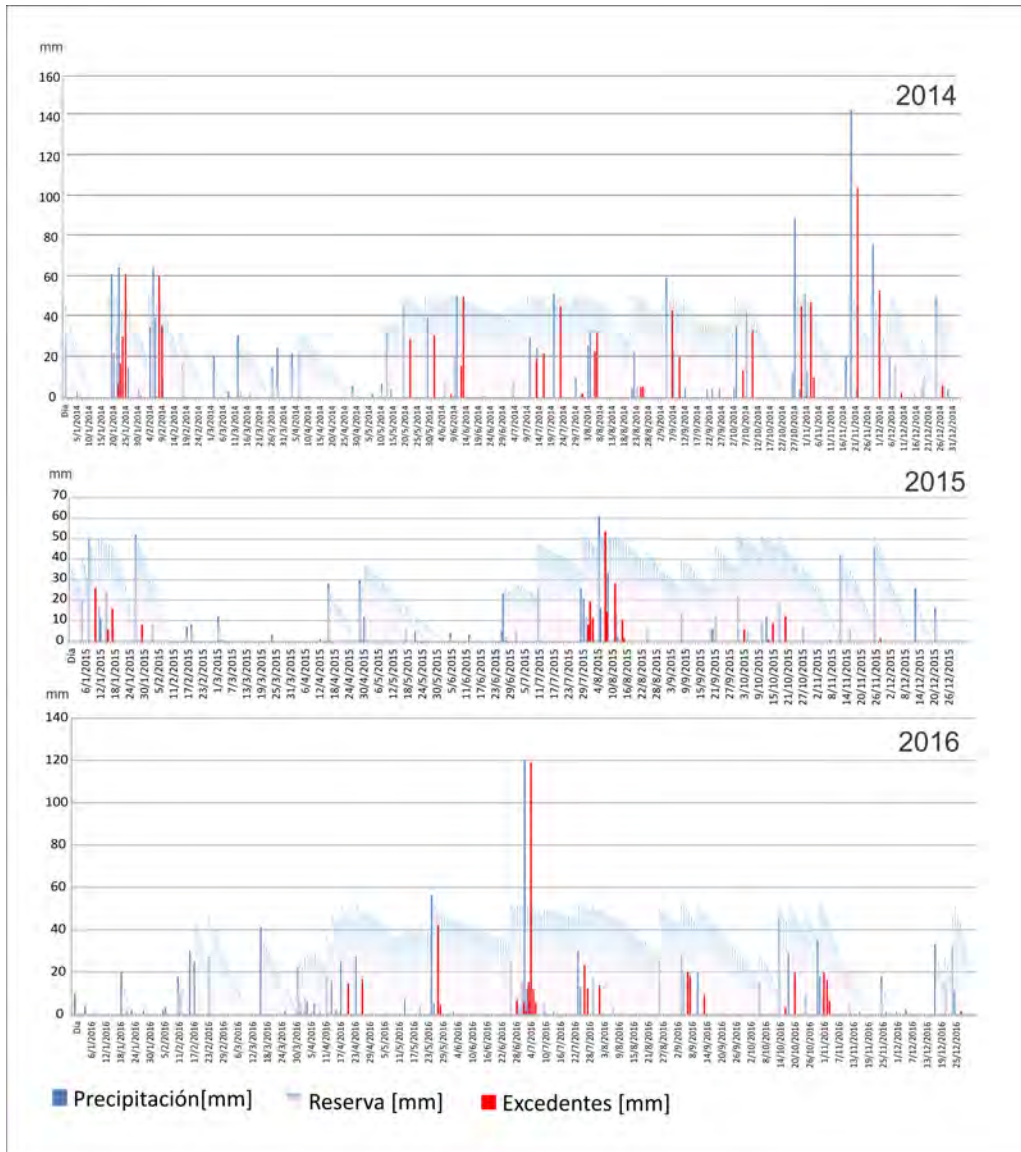


Figura 5.9: Balances diarios para los años 2014, 2015 y 2016.

5.5 Discusión

La hidrodinámica del agua subterránea en la planicie costera en el partido de Punta Indio está determinada por factores tales como la geomorfología, la

influencia del estuario y la infiltración de agua de lluvia. El sentido de escurrimiento subterráneo regional se da hacia el estuario como indica el descenso de los niveles hacia este sector. Durante los períodos de excedentes hídricos (invierno), la planicie con cordones actúa como zona de recarga preferencial del acuífero freático, lo que conduce a un ascenso de los niveles en esta unidad y determina que en estos períodos el flujo se da tanto hacia el área de marisma como hacia la llanura de marea relictas. Posteriormente, cuando se inicia el período de déficit hídrico, el nivel freático en los cordones tiende a disminuir tal como se observa en la Figura 5.6.

En los sectores de la marisma más próximos al estuario durante las pleamares extraordinarias se produce la inundación de la marisma y posterior infiltración del agua del estuario. De esta manera la columna de agua mareal sobre los sedimentos de la marisma produce un ascenso brusco en los niveles freáticos. Posteriormente durante la bajamar y pleamares de menor altura, el nivel freático tiende a descender lentamente por la descarga de agua subterránea hacia el estuario. Esta característica se evidencia en los registros del nivel freático como picos fuertemente asimétricos. Asimismo, durante las pleamares de menor amplitud se registran oscilaciones menores en los niveles freáticos que podrían ser explicadas por un efecto hidráulico y mecánico inducido por la marea producto de la fuerza que ejerce la columna de agua de la pleamar en los sedimentos que contienen al acuífero y que se extienden hacia el sector de plataforma del estuario (Guarracino *et al.*, 2012). Si bien este comportamiento de dependencia del nivel freático con los flujos mareales ha sido observado en humedales intermareales en otras áreas de la planicie costera del Río de la Plata (Carol *et al.*, 2011) existen diferencias dadas por las propias variaciones geomorfológicas a escala regional y local que tiene la planicie.

Por otra parte, en los sectores de la marisma más alejados del estuario, el

nivel freático presenta leves variaciones del orden de unos pocos centímetros en relación al flujo mareal, ocasionadas por efecto hidráulico y mecánico de la marea anteriormente expuesto. Solamente se producen ascensos bruscos en el nivel freático en mareas extraordinarias que alcanzan a inundar los sectores más distales de marisma, que posteriormente se mantienen constantes posiblemente por la baja permeabilidad de los sedimentos que hacen que la descarga sea muy lenta, sumándose a esto la imposibilidad de descargar hacia el estuario por inundación mareal de los sectores más cercanos a la costa. En ambos sectores de la marisma las precipitaciones parecen no incidir en la dinámica del agua subterránea dado que no se observan variaciones en los niveles coincidentes con los días en que se produjeron precipitaciones. Asimismo, si se analizan los registros a largo plazo entre períodos de déficit y excesos estos tampoco varían. Esto podría deberse a que los sedimentos arcillosos superficiales en la marisma dificultan la infiltración del agua de lluvia, pudiendo infiltrar preferentemente solo en condiciones de inundación donde el anegamiento en superficie favorece este proceso.

Finalmente, en la planicie con cordones el agua subterránea no responde a la influencia del estuario. Como puede observarse en los registros, las variaciones en el nivel freático no presentan coincidencias con las oscilaciones mareales. Por el contrario en la planicie con cordones los niveles responden a precipitaciones producidas en días previos a los ascensos, lo cual indica que el proceso de infiltración de agua de lluvia se vería favorecido en estos ambientes por la mayor permeabilidad de los materiales que los componen. El descenso de los niveles freáticos de septiembre a diciembre se condice con el pasaje de un período de excedentes hídricos a uno de déficit hídricos como lo indican los balances realizados para distintos períodos. De esta manera, la infiltración del agua de lluvia se produce preferentemente durante los meses de invierno y primavera ocasionando

el ascenso en los niveles freáticos; mientras que para los meses de verano, cuando predomina la evapotransporación, se constata el descenso de los niveles freáticos. Particularmente, el año 2015, el año en que fueron llevados a cabo los registros del sensor ubicado en la planicie con cordones, resulta un año poco lluvioso. Esta situación también favorece el rápido descenso de los niveles freáticos ya que la recarga a partir de agua de lluvia se ve disminuida.



6. Hidroquímica

6.1 Introducción

Comprender los principales procesos geoquímicos que condicionan a la química del agua subterránea es de vital importancia para lograr un manejo sustentable de los recursos hídricos a largo plazo. La interacción del agua de infiltración con los minerales del suelo y la zona no saturada y con aquellos presentes en la matriz del acuífero a través de la cual fluye controla en gran medida la química del agua subterránea (Hem, 1985). El tiempo de contacto entre el agua y los minerales es también otro factor determinante, influyendo así los gradientes hídricos, la permeabilidad y las trayectorias del flujo subterráneo (Tóth, 1999). En planicies costeras, donde coexisten distintos ambientes geomorfológicos con características litológicas e hidrodinámicas propias, la química del agua subterránea suele ser muy variable (De Louw *et al.*, 2011). Asimismo la química del agua está regulada por los balances hídricos locales, la interacción agua superficial-subterránea, la topografía, la geomorfología y la influencia mareal entre otros controles (Anderson

& Davis, 2013). La información tanto química como de isótopos estables de la molécula de agua resulta por lo tanto indispensable para comprender los procesos que regulan las características ambientales en estas áreas deprimidas (Marimuthu *et al.*, 2005).

Como se ha señalado, existe escasa información de base tanto sobre la calidad de agua subterránea, como de los procesos que regulan la misma en la planicie costera en el área de estudio. Por otra parte, si bien se ha instalado una planta de tratamiento de ósmosis inversa con el fin de reducir los contenidos de As en el agua subterránea, no existen estudios previos que indiquen que en el área de estudio se haya detectado la presencia de este ion en cantidades perjudiciales para la salud.

El objetivo de este capítulo es analizar los procesos hidrogeoquímicos que determinan la calidad del agua subterránea en los distintos ambientes que conforman la planicie costera en el área de estudio.

6.2 Metodología

La red de frentímetros que se detalla en el Capítulo 4 fue ampliada a partir de perforaciones realizadas a una mayor profundidad, incluyendo molinos y perforaciones domiciliarias utilizadas para abastecimiento (Fig. 6.1). En cada punto de la red se midieron en campo conductividad eléctrica (CE), pH y temperatura del agua mediante un equipo portátil. Se realizaron mediciones en los meses de septiembre de 2015, febrero de 2016, julio de 2016 y febrero de 2017 y se compararon los resultados obtenidos entre los mismos con el fin de establecer diferencias significativas principalmente en el contenido salino (representado indirectamente por los valores de CE) entre períodos de excedentes y déficit hídricos.



Figura 6.1: Ubicación de puntos de medición de CE del agua subterránea.

En el relevamiento de julio de 2016 se seleccionaron puntos dentro de la red de monitoreo para la toma de muestras de agua para el análisis de iones mayoritarios, As e isótopos $\delta^{18}O$ y δ^2H y en febrero de 2017 se realizó un segundo muestreo complementario (Fig. 6.2).

Además se efectuó muestreo del agua superficial en cuatro puntos de la planicie costera, un punto sobre el arroyo Tingazú, dos puntos sobre el arroyo Villoldo y un punto sobre el arroyo San Felipe (Fig. 6.2). La recolección, preservación y análisis químicos de las muestras fueron llevados a cabo teniendo en cuenta los métodos estandarizados propuestos por la APHA (APHA, 1998).

Los análisis químicos de iones mayoritarios fueron llevados a cabo en el laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas. Carbonatos (CO_3^{2-}), bicarbonatos (HCO_3^-), calcio (Ca^{+2}), magnesio (Mg^{+2}) y cloruro (Cl^-) fueron determinados por métodos volumétricos. Sodio (Na^+) y potasio (K^+) fueron determinados por fotometría de llama (en algunas muestras también se determinó Calcio por esta técnica). Los sulfatos (SO_4^{-2}) fueron determinados por turbidimetría a través de espectrofotometría visible mientras que los nitratos (NO_3^-) por espectrofotometría UV. Los análisis de As fueron llevados a cabo en el laboratorio privado GEMA de la ciudad de La Plata mediante absorción atómica.

Los contenidos isotópicos de $\delta^{18}O$ y δ^2H fueron medidos usando espectrometría laser (analizador Picarro L2120-i acoplado a un vaporizador A0211 de alta precisión) en el Laboratorio de Estudios Ambientales (GEA) de la Universidad de San Luis. Los resultados se presentan en δ relativos a V-SMOW (Gonfiantini, 1978) siendo el error analítico de $\pm 0,05 \text{ ‰}$ y $\pm 0,3 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}O$ y δ^2H respectivamente.



Figura 6.2: Ubicación de las muestras donde se analizó el contenido de iones mayoritarios

Los índices de saturación fueron estimados usando el software PHREEQC v2.13 (Parkhurst *et al.*, 1999). Los datos químicos fueron interpretados mediante gráficos de relaciones iónicas usando concentraciones en meq/L.

Para estudiar los procesos de evaporación se utilizó un modelo analítico donde se considera que la concentración de solutos por evaporación puede ser expresada como una función de fracción del agua evaporada. Por lo que la concentración enriquecida C' puede ser estimada según $C' = C_0/(1-x)$ donde C_0 es la concentración inicial y x es la fracción de agua evaporada.

Para estimar el enriquecimiento isotópico por evaporación se utilizó la expresión analítica definida por Gonfiantini (1986). La misma expone que la composición isotópica del agua, δ , varía con la disminución en la fracción del volumen remanente, $f = V/V_0$. La relación entre estas dos variables puede ser expresada como (ec. 6.1):

$$\frac{d\delta}{d \ln f} = \frac{h(\delta - \delta_a) - (\delta + 1)(\Delta\epsilon + \epsilon/\alpha)}{1 - h + \Delta\epsilon} \quad (6.1)$$

donde h es la humedad relativa del aire; δ_a es la composición isotópica del vapor de agua atmosférico; α es el factor de fraccionamiento, siendo $\epsilon = \alpha - 1$. Luego de integrar, con δ_0 definido como la composición isotópica inicial del agua con $f=1$, la expresión para $\delta(f)$ se torna (ec.6.2):

$$\delta = \left(\delta_0 - \frac{A}{B} \right)^B + \frac{A}{B} \quad (6.2)$$

siendo A y B (ec. 6.3 y ec. 6.4):

$$A = \frac{h\delta_a + \Delta\epsilon + \epsilon/\alpha}{1 - h + \Delta\epsilon} \quad (6.3)$$

$$B = \frac{h - \Delta\varepsilon - \varepsilon/\alpha}{1 - h + \Delta\varepsilon} \quad (6.4)$$

La concentración inicial C_0 fue considerada como el valor medio de las muestras de agua subterránea que representan la infiltración del agua de lluvia sin previa evaporación, y para la humedad relativa se tomó un valor de 0,85 en base a los datos climáticos locales.

6.3 Química del agua subterránea y superficial en la planicie costera

La comparación temporal entre los valores de CE medidos en septiembre de 2015 y febrero de 2016 demuestra que no existen variaciones significativas (a excepción de un punto de medición en la marisma) entre un período de excedentes y uno de déficit hídricos (Fig. 6.3). Mediciones posteriores durante julio de 2016 y febrero de 2017 a su vez muestran que las variaciones en la CE del agua subterránea no resultan significativas entre los distintos períodos muestreados (Fig. 6.4). La Figura 6.5 resulta de la comparación de las CE de todos los distintos relevamientos realizados.

Las mediciones de CE del agua subterránea permitieron además discriminar entre ambientes de agua dulce y ambientes de agua salobre a salina. Entre los primeros se encontrarían los cordones principales mientras que los segundos estarían representados por la llanura de marea, los cordones secundarios y la marisma (Fig. 6.5). Si se tiene en cuenta los valores en el contenido de cloruros, también se observa que las menores concentraciones se asocian a los cordones principales o bien a muestras provenientes de freáticos someros en el caso de

algunas muestras de la llanura de marea, mientras que los mayores contenidos se registran en los demás ambientes de la planicie costera (Fig. 6.6) (Tabla 6.1).

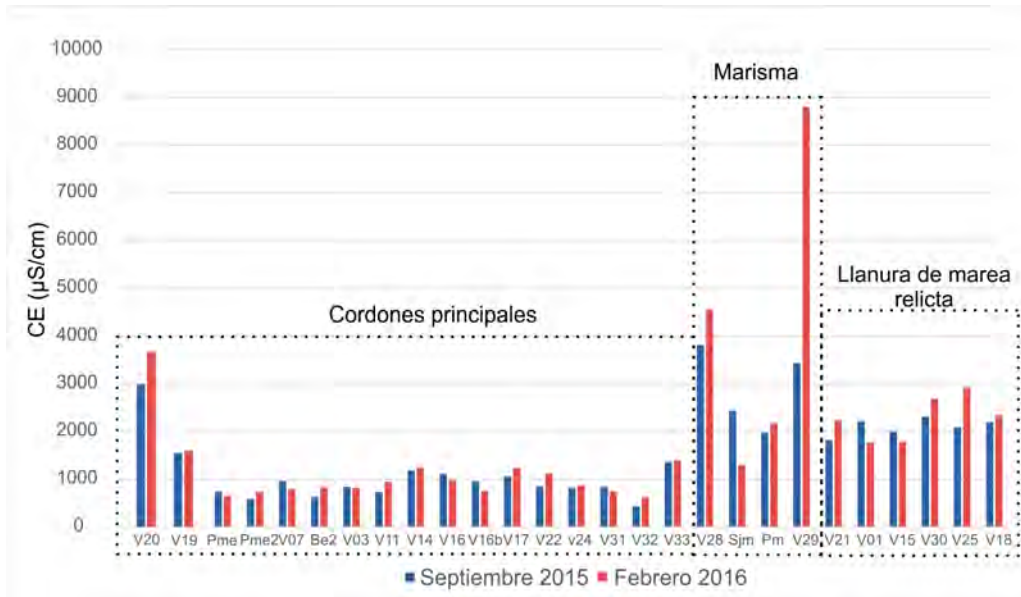


Figura 6.3: Comparación entre los valores de CE del agua subterránea entre septiembre de 2015 y febrero de 2016. Los pozos se encuentran agrupados en base a las distintas unidades geomorfológicas de la planicie costera

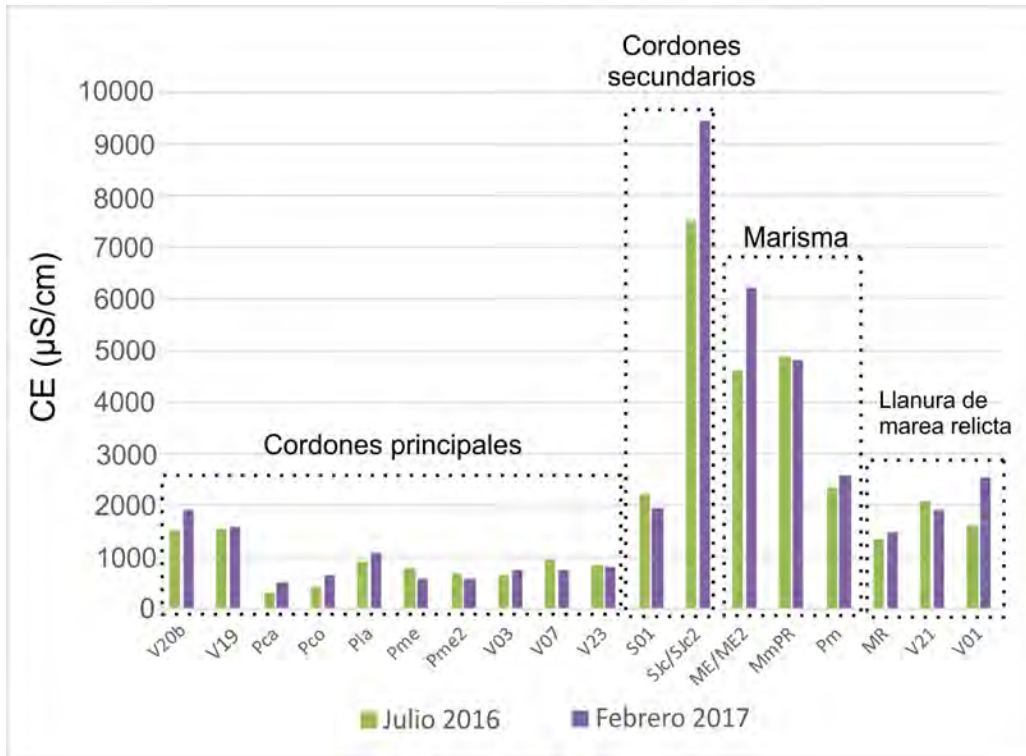


Figura 6.4: Comparación entre los valores de CE del agua subterránea entre julio de 2016 y febrero de 2017. Los pozos se encuentran agrupados en base a las distintas unidades geomorfológicas de la planicie costera.

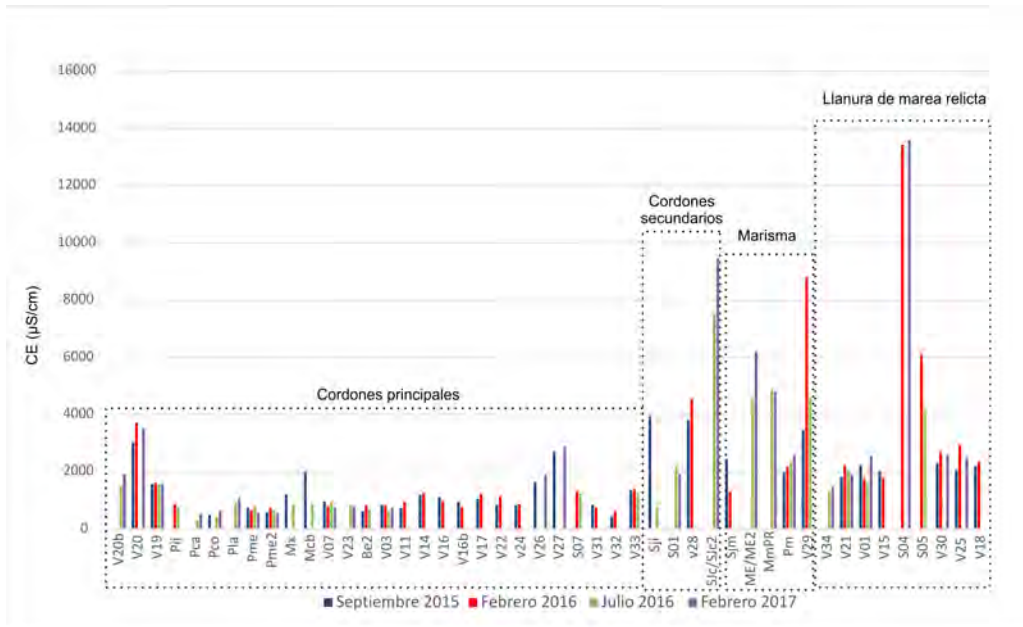


Figura 6.5: Comparación entre los valores de CE del agua subterránea entre septiembre de 2015, febrero de 2016, julio de 2016 y febrero de 2017. Los pozos se encuentran agrupados en base a las distintas unidades geomorfológicas de la planicie costera.



Figura 6.6: Distribución del contenido de cloruros en los distintos ambientes de la planicie costera.

Los resultados de los análisis de iones mayoritarios e isótopos ambientales se analizaron en conjunto con las características geológicas y geomorfológicas de la planicie costera con el objetivo de determinar los procesos hidrogeoquímicos que condicionan la calidad del agua. Los porcentajes de iones mayoritarios muestran que existen dominancias en las facies de agua en función del ambiente geomorfológico (Fig. 6.7). El agua subterránea alojada en los cordones principales es de tipo Ca-Mg-HCO₃ a Na-HCO₃ con una CE en promedio de 1170 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH de 7,7, mientras que en los cordones secundarios, el agua subterránea es principalmente de tipo Na-Cl, con una CE de 4010 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH de 7,2. En la llanura de marea relictas el agua varía entre un agua de tipo Na-HCO₃ y Na-Cl mientras que la CE es en promedio 3550 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y el pH de 7,8. En la marisma el agua subterránea es principalmente Na-Cl con una CE promedio de 4380 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH de 6,8 (Tabla 6.2).

En cuanto a los contenidos de isótopos ambientales en el agua subterránea, en las distintas unidades de planicie costera varían entre -5,00 ‰ y -6,7 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -24,9 ‰ y -36,6 ‰ para el $\delta^2\text{H}$, con la mayoría de las muestras localizadas a lo largo de la recta meteórica local de $\delta^2\text{H}\text{‰} = 8\delta^{18}\text{O}\text{‰} + 14$ (Fig. 6.8) (Dapeña & Panarello, 2004). Las diferencias isotópicas en las muestras a lo largo de la recta son atribuidas a la variabilidad isotópica en el agua de lluvia. Nótese que se observa la ubicación de las muestras en función de la recta de evaporación calculada, sólo algunas muestras presentan procesos de evaporación, sin embargo estos son inferiores al 5%.

El contenido isotópico en la marisma es en promedio -4,73 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y -24,66 ‰ para $\delta^2\text{H}$ con una pequeña desviación (Fig. 6.8). Más allá de que el contenido isotópico del agua subterránea en la marisma es coincidente con la recta meteórica local a su vez muestra similitud al del agua del estuario del

Río de la Plata. El contenido isotópico del estuario es variable según el punto muestreado y el momento de toma de muestra y ha sido reportado por distintos autores en el estuario medio con valores que van desde $-3,58\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $-21,8\text{‰}$ para el $\delta^2\text{H}$ (Santucci *et al.*, 2017), $3,45\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $-18,5\text{‰}$ para $\delta^2\text{H}$ (Pera Iburguren, 2004), -5‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -35‰ para $\delta^2\text{H}$ (Dapeña, 2008). Esta variabilidad se muestra en la Figura 6.8 como una elipse roja.

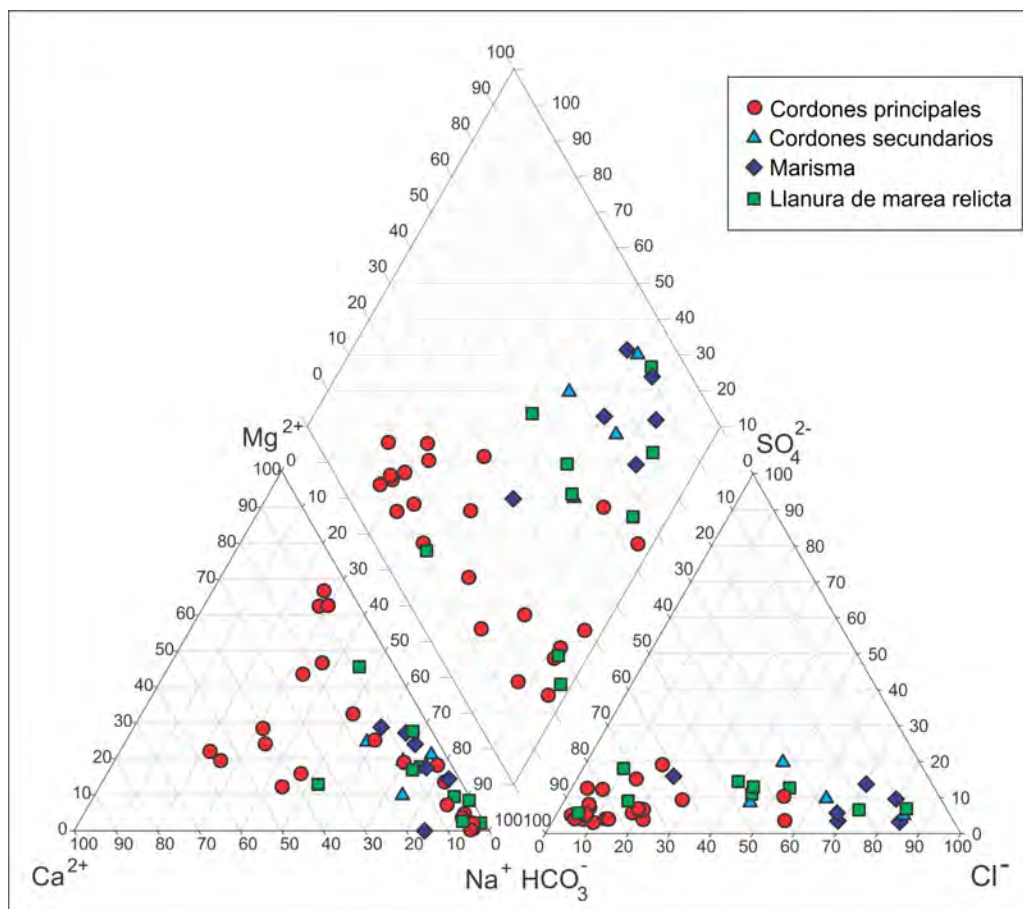


Figura 6.7: Diagrama de clasificación de aguas Piper para las muestras de agua subterránea de la planicie costera.

Muestra	Geomorf.	pH	Perforación	CE ($\mu S/cm$)	$\delta^{18}O\text{‰}$	$\delta^2H\text{‰}$	CO_3^{-2}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Na^+	K^+
ED	CP	7,7	bomba	1504	sd	sd	0,8	1296,1	140,0	33,7	5,5	13,2	26,5	400,0	25,3
LC	CP	7,9	bomba	1548	sd	nd	0,7	649,9	321,1	28,3	0,0	14,7	18,5	400,0	11,7
MD	CP	7,4	molino	706	-5,62	-31,32	0,2	624,8	22,4	29,2	9,6	38,9	39,6	100,0	31,0
Mx	CP	7,2	freatímetro	856	sd	sd	0,1	536,1	48,1	21,9	4,9	91,3	19,4	90,0	22,5
Pco	CP	7,4	freatímetro	409	sd	sd	0,1	411,0	8,7	12,1	0,0	64,8	8,5	36,0	11,0
Pic	CP	7,5	freatímetro	957	sd	sd	0,5	927,5	32,3	20,4	8,5	125,9	12,9	150,0	49,5
Pii	CP	7,3	freatímetro	776	sd	sd	0,2	579,0	15,2	13,1	1,9	54,3	37,7	95,0	24,0
Pla	CP	8,0	freatímetro	922	sd	sd	0,9	734,1	75,4	35,4	13,2	8,3	3,9	270,0	12,0
Pme2	CP	7,4	freatímetro	663	-6,67	-36,57	0,1	461,4	27,2	11,4	3,7	90,5	13,1	42,0	12,2
PR	CP	7,2	molino	1256	sd	sd	0,2	812,8	135,1	70,6	6,0	116,0	18,1	180,0	32,0
SR01	CP	7,6	bomba	1240	-6,13	-33,13	0,5	997,1	103,6	50,5	6,8	54,4	39,4	210,0	31,8
V03	CP	7,9	molino	635	-5,11	-24,86	0,6	546,2	34,2	13,2	8,8	26,0	16,1	130,0	20,0
V07	CP	7,2	molino	936	sd	sd	0,1	559,9	53,8	29,0	9,6	96,9	25,2	90,0	27,0
V23	CP	7,8	bomba	830	sd	sd	0,5	740,2	34,6	12,1	4,7	25,1	15,9	200,0	29,0
Ede	CP	8,3	bomba	3510	sd	sd	3,3	726,1	629,4	150,4	0,5	23,0	2,2	700,0	17,0
MCe2	CP	7,7	freatímetro	549	-6,05	-32,46	0,3	395,4	24,5	15,6	1,4	15,0	58,6	40,0	16,0
Pc	CP	7,7	freatímetro	706	sd	sd	0,3	429,0	26,0	18,0	0,5	10,0	63,4	40,0	14,0
Pca	CP	7,7	freatímetro	522	sd	sd	0,2	297,8	12,0	33,5	2,7	8,0	40,9	27,0	17,0
R29	CP	8,3	bomba	2880	sd	sd	5,0	1291,8	251,3	305,3	1,2	21,0	9,3	800,0	16,0
R8	CP	8,6	bomba	1905	sd	sd	6,6	1161,8	81,7	133,2	3,3	22,0	0,7	530,0	26,0
ME	M	7,0	freatímetro	4600	sd	sd	0,1	633,4	1523,1	80,3	21,4	74,8	115,3	1000,0	20,0
MmPR	M	7,2	molino	4888	-4,59	-24,69	0,3	1362,6	1213,5	86,1	1,9	63,6	97,0	1000,0	30,0
V31	M	7,2	bombeador	4600	sd	sd	0,3	1252,4	1134,3	148,2	4,7	140,8	0,0	1000,0	20,0
ME2	M	6,9	freatímetro	6210	-4,86	-24,71	0,0	548,6	2680,7	392,6	3,0	120,0	200,7	1600,0	82,0
Pm	M	6,0	freatímetro	2590	sd	sd	0,0	944,0	226,4	187,7	20,6	60,0	90,2	330,0	39,0
SJm2	M	6,7	freatímetro	3360	-4,74	-24,59	0,0	582,7	1655,0	401,9	8,9	30,0	103,3	1100,0	43,0
S01	CS	7,3	molino	2210	-5,82	-31,19	0,2	798,8	417,0	296,0	3,1	89,7	47,9	400,0	10,0
Se	CS	7,1	bombeador	5560	sd	sd	0,3	1524,9	1260,7	319,4	0,8	44,0	102,6	1300,0	31,4
SJe	CS	7,4	freatímetro	7530	sd	sd	0,3	772,5	2212,9	203,3	11,2	182,6	118,2	1500,0	40,0
Sji	CS	7,0	freatímetro	736	sd	sd	0,0	378,9	132,4	40,5	17,0	28,7	6,5	170,0	15,0
C19F	LM	7,5	bombeador	13600	-5,81	-32,43	0,5	716,4	4165,9	403,3	2,3	230,0	322,7	2500,0	104,0
Mpl2	LM	7,3	freatímetro	1760	-6,23	-34,03	0,0	497,3	310,4	113,0	2,9	20,0	73,1	320,0	33,0
PM	LM	8,4	bomba	2500	sd	sd	7,4	1243,0	168,9	202,4	2,0	23,0	10,7	500,0	26,0
Ppl	LM	7,4	freatímetro	622	-5,08	-25,81	0,2	444,8	20,4	19,6	1,7	14,0	46,0	80,0	13,0
V30	LM	8,2	molino	2600	sd	sd	5,0	1279,6	122,3	245,7	3,2	28,0	8,6	560,0	33,0
19F01	LM	8,3	bomba	4180	sd	sd	2,0	827,5	1029,1	148,6	3,7	32,3	31,0	1000,0	32,4
19F02	LM	8,3	molino	6770	sd	sd	5,9	1939,6	1055,1	424,3	15,2	9,8	47,0	1800,0	40,0
MR	LM	7,4	molino	1330	sd	sd	0,4	1283,9	43,0	69,0	17,7	23,7	9,5	400,0	29,0
V21	LM	8,3	molino	2080	sd	sd	5,2	1543,1	120,8	106,3	6,0	5,6	4,4	700,0	10,0
V02	LM	7,0	freatímetro	877	sd	sd	0,0	342,6	121,9	49,7	13,1	68,7	9,4	130,0	18,0
V01	LM	7,7	molino	2560	-5,00	-28,45	0,9	781,7	412,1	186,4	7,0	50,0	51,4	400,0	32,0

Tabla 6.1: Tabla completa de análisis fisicoquímicos de iones mayoritarios, isótopos ambientales y principales parámetros fisicoquímicos para cada una de las muestras de agua subterránea de la planicie costera. CP: cordones principales, M: marisma, CS: cordones secundarios, LM: llanura de marea. Los contenidos iónicos se encuentran expresados en mg/L.

		LM	CP	CS	M
n		11	20	4	6
CE ($\mu S/cm$)	Media	3534	1166	4009	4375
	DE	3752	798	3096	1261
pH	Media	7,8	7,7	7,2	6,8
	DE	0,5	0,4	0,2	0,5
CO_3^{2-}	Media	2,5	1,1	0,2	0,1
	DE	2,8	1,8	0,1	0,2
HCO_3^-	Media	991	709	869	887
	DE	505	293	478	356
Cl^-	Media	688	104	1006	1405
	DE	1211	149	937	800
SO_4^{2-}	Media	179	52	215	216
	DE	134	71	127	146
NO_3^-	Media	7	5	8	10
	DE	6	4	7	9
Ca^{2+}	Media	46	46	86	82
	DE	64	39	69	41
Mg^{2+}	Media	56	23	69	101
	DE	91	18	51	64
Na^+	Media	763	227	843	1005
	DE	748	227	656	405
K^+	Media	34	22	24	39
	DE	25	10	14	23

Tabla 6.2: Resumen de los principales parámetros fisicoquímicos y contenido de iones mayoritarios para cada una de las unidades geomorfológicas de la planicie costera con sus respectivos valores medios y desviaciones estándar. LM: llanura de marea, CP: cordones principales, CS: cordones secundarios, M: marisma. Los contenidos iónicos se encuentran expresados en mg/L.

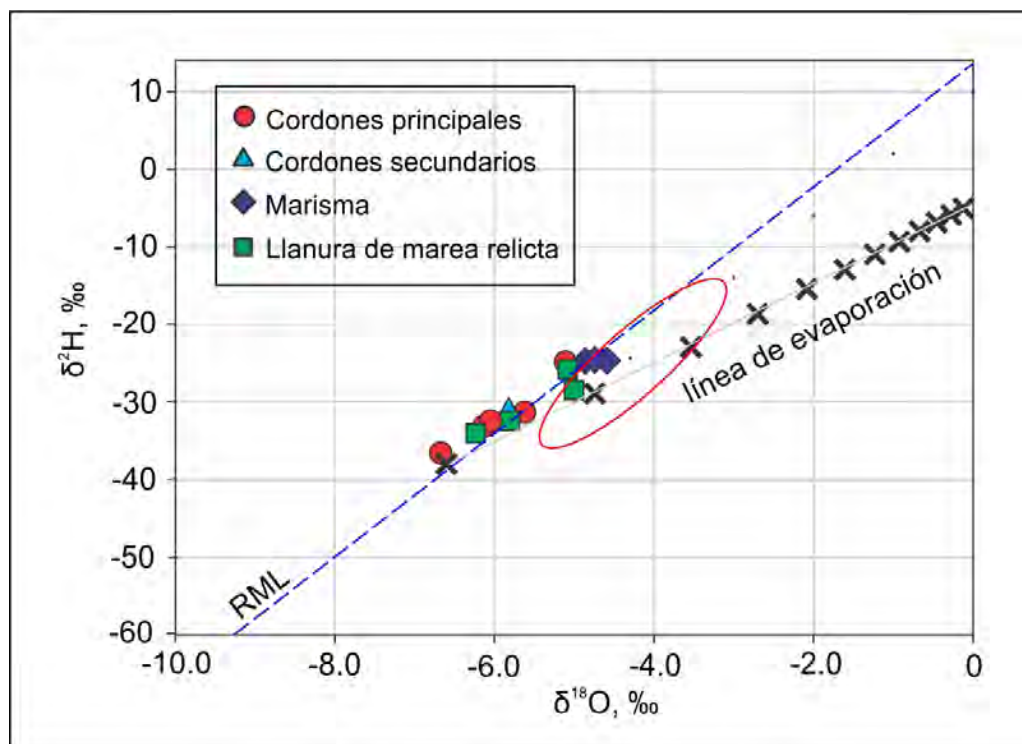


Figura 6.8: Diagrama de contenidos isotópicos del agua subterránea para las distintas unidades geomorfológicas de planicie costera. RML: recta meteorológica local. Las cruces indican porcentajes de evaporación estimados a intervalos del 5%, mientras que la elipse roja indica la variabilidad en el contenido isotópico para el estuario del Río de la Plata.

El análisis de los iones mayoritarios en conjunto con los contenidos isotópicos ilustra diferentes procesos condicionantes de la calidad del agua subterránea en las subunidades de la planicie costera. Por un lado, en cuanto al contenido de $\delta^{18}O$ en función de HCO_3^- se observa un incremento de HCO_3^- mayor al esperado por evaporación (Fig. 6.9), lo cual evidencia disolución de $CO_{2(g)}$ en la zona no saturada del acuífero y disolución de carbonatos a partir de los fragmentos de conchilla. La relación Ca^{+2}/HCO_3^- es menor a 1 en todas las muestras analizadas,

lo cual indica que la disolución de $\text{CO}_2(g)$ podría ser el principal factor que controle la adquisición de HCO_3^- por sobre la disolución de calcita. La retención de Ca^{2+} por el sedimento es otro factor que puede influir en la disminución de la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ y será analizado luego. La mayor parte de las muestras provenientes de los cordones principales muestran saturación en calcita, lo que significa que la disolución de los carbonatos presentes en el sedimento ha sido continua hasta las condiciones de saturación. En la llanura de marea relictas, hay tanto muestras saturadas como subsaturadas, mientras que en la marisma predominan las subsaturadas (Fig.6.9). Los valores de sobresaturación en calcita pueden deberse a errores en la determinación de la alcalinidad, puesto que ésta no fue obtenida en campo.

La relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y Cl^- en los cordones principales muestra una tendencia hacia un leve enriquecimiento isotópico, sin incremento en el contenido de Cl^- y que sigue la recta teórica de evaporación. Por otro lado, las muestras de los demás ambientes presentan un incremento en el contenido del ion Cl^- , sin una significativa variación en el $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6.10). Si se observa la relación Na^+/Cl^- y Cl^- , en los cordones principales, la mayor parte de las muestras presentan bajas concentraciones de Cl^- con altas proporciones Na^+/Cl^- , mientras que en el resto de la planicie costera se da un incremento en Cl^- relacionado a proporciones de Na^+/Cl^- cercanas a 1 (Fig. 6.10).

La relación Na^+/Cl^- cercana a 1 y el incremento en Cl^- sin enriquecimiento isotópico indicarían procesos de disolución de halita, presente posiblemente este mineral como precipitados salinos en los suelos que se disuelven con el agua de lluvia que infiltra. De esta manera a mayor disolución se incrementarían los contenidos en Cl^- aumentando los valores en el IS de halita, presentando en todos los casos valores subsaturados (Fig. 6.10).

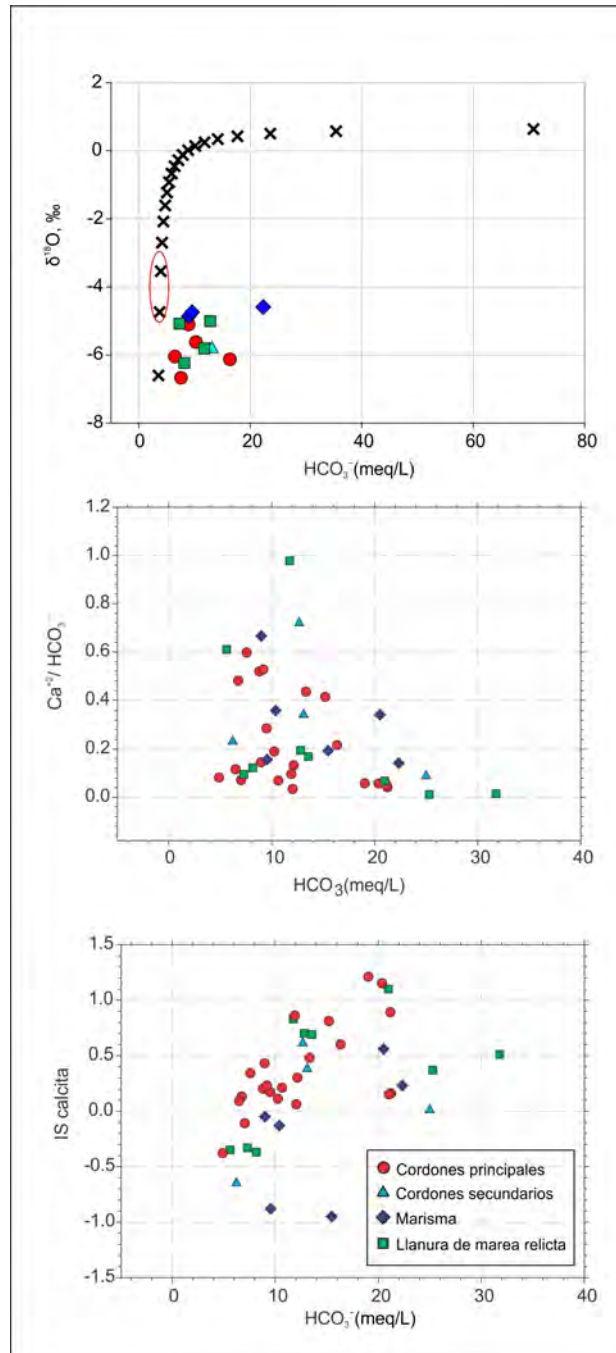


Figura 6.9: Relaciones hidroquímicas bivariadas entre distintos parámetros. Las cruces indican porcentajes de evaporación estimados a intervalos del 5%. El círculo rojo indica el contenido isotópico para el estuario del Río de la Plata

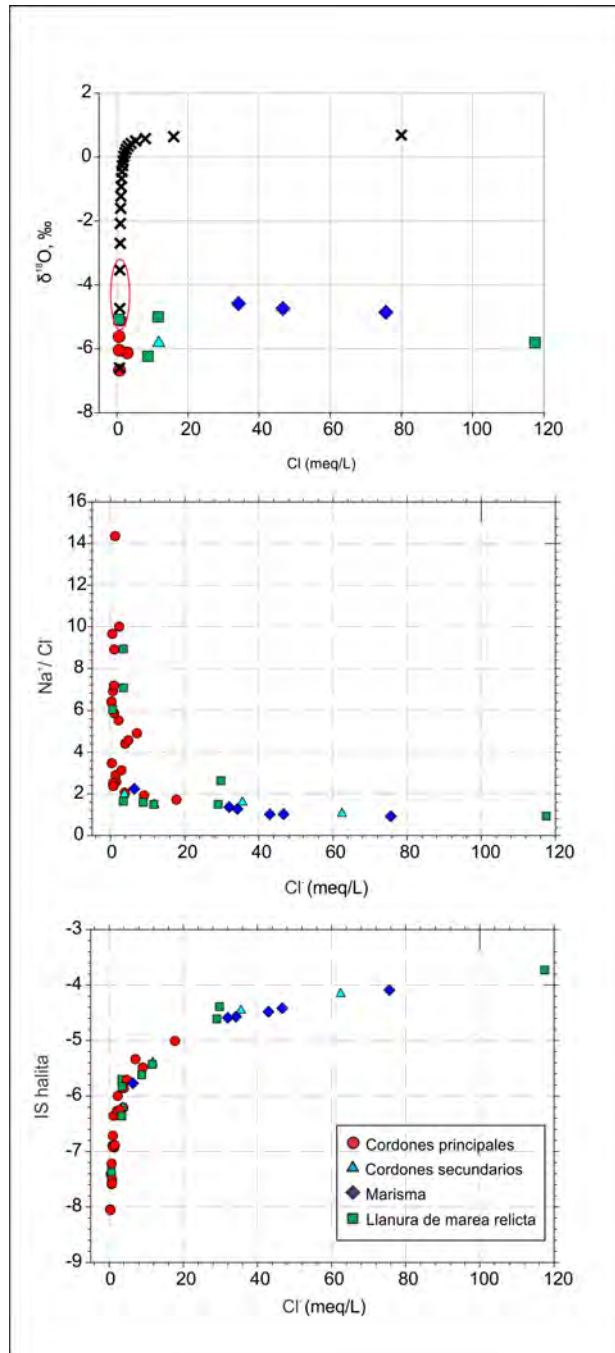


Figura 6.10: Relaciones hidroquímicas bivariadas entre distintos parámetros. Las cruces indican porcentajes de evaporación estimados a intervalos del 5%. El círculo rojo indica el contenido isotópico para el estuario del Río de la Plata

La relación entre $\delta^{18}O$ y SO_4^{2-} indica un comportamiento similar al exhibido entre $\delta^{18}O$ y Cl^- . En los cordones principales las muestras poseen contenidos isotópicos similares a los de la lluvia que presentan concentraciones en SO_4^{2-} muy bajas, mientras que para el resto de la planicie costera se observa un incremento en SO_4^{2-} sin una variación significativa en $\delta^{18}O$ (Fig. 6.11). Con respecto a la relación $Ca^{2+}/SO_4^{2-} - SO_4^{2-}$, el agua subterránea en los cordones principales muestra bajas concentraciones de SO_4^{2-} con altos valores en la relación Ca^{2+}/SO_4^{2-} , mientras que en el resto de la planicie costera se observa un incremento en SO_4^{2-} relacionado a una relación Ca^{2+}/SO_4^{2-} cercana a 1 (Fig. 6.11).

La relación Ca^{2+}/SO_4^{2-} cercana a 1 y el incremento en SO_4^{2-} sin enriquecimiento isotópico indicarían que el agua de lluvia al infiltrar disuelve yeso presente principalmente las zonas de marisma, cordones secundarios y llanura de marea. De esta manera a mayor disolución se incrementaría los contenidos en SO_4^{2-} aumentando los valores en el IS de yeso, presentando en todos los casos valores subsaturados (Fig. 6.11).

A excepción de una muestra de marisma todas las muestras de agua subterránea presentan excesos de Na^+ (valores positivos en $Na^+ - Cl^-$) y deficiencias en Ca^{2+} y Mg^{2+}). Estos excesos de Na^+ y deficiencias de Ca^{2+} y Mg^{2+} se presentan principalmente en los cordones principales con una clara relación 1:1, lo que estaría indicando intercambio de estos iones entre el agua subterránea y la matriz del acuífero.

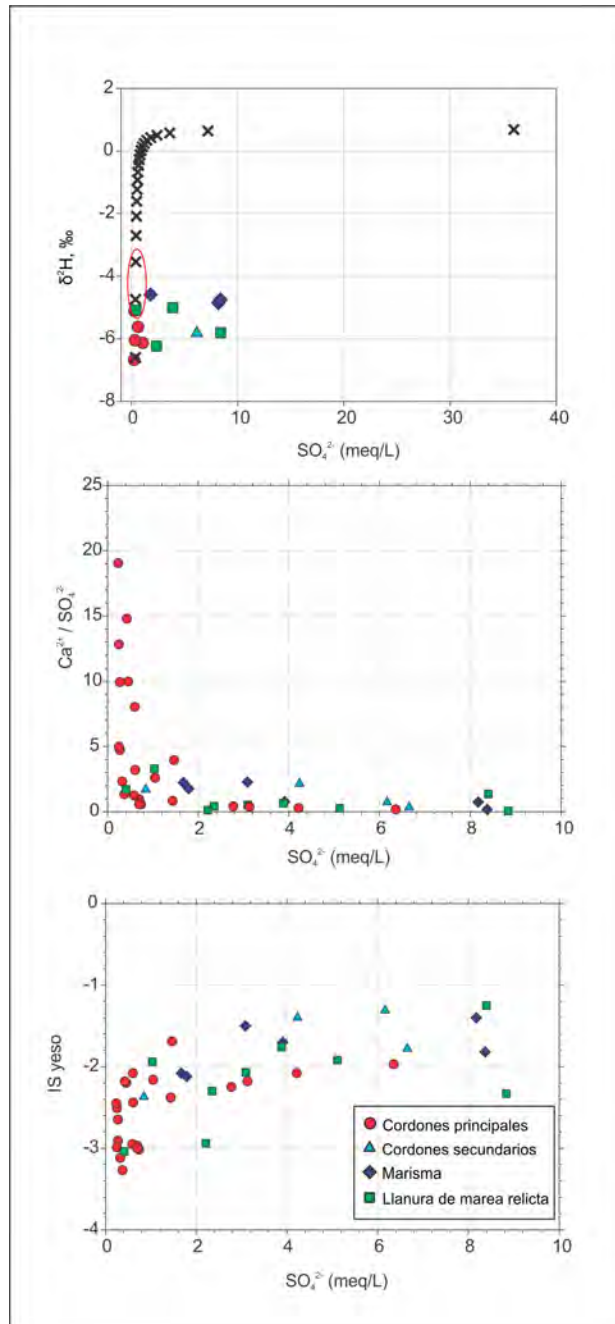


Figura 6.11: Relaciones hidroquímicas bivariadas entre distintos parámetros. Las cruces indican porcentajes de evaporación estimados a intervalos del 5%. El círculo rojo indica el contenido isotópico para el estuario del Río de la Plata

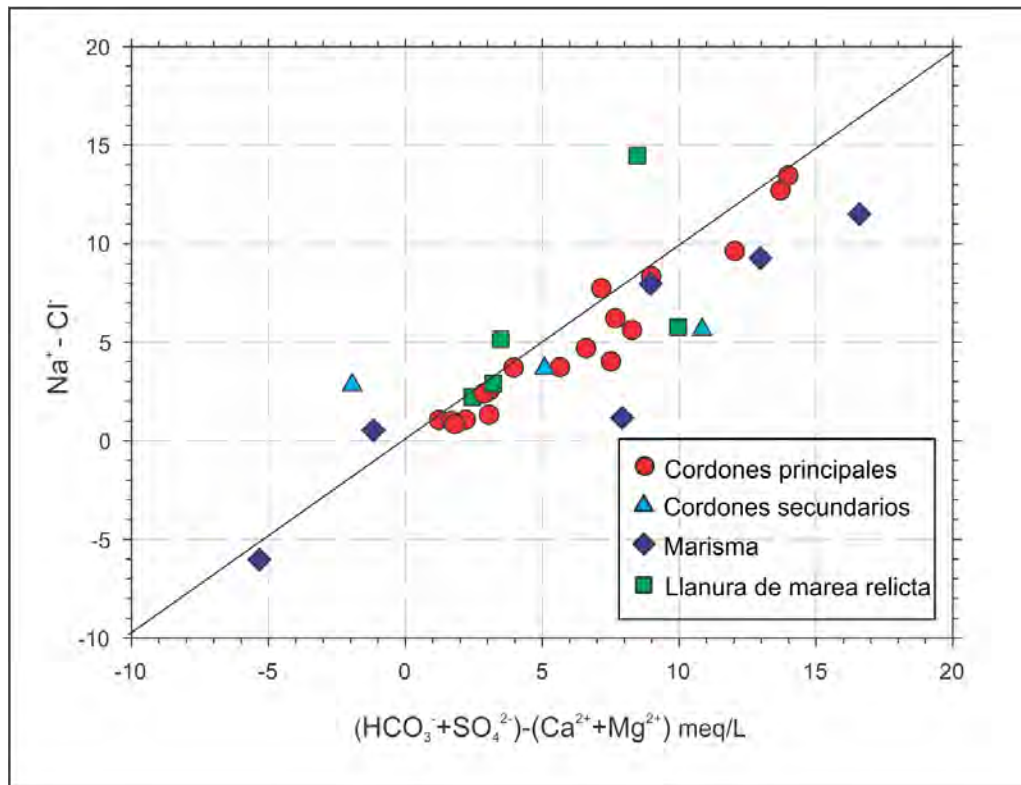


Figura 6.12: Relaciones entre principales cationes y aniones que muestran los procesos de intercambio catiónico en el agua subterránea.

Con respecto a la evaluación de iones que puedan afectar la salud humana, como son el contenido de As y de NO_3^- , los mismos se encuentran por debajo de los límites establecidos por el Código Alimentario Argentino (CAA, 2012). En el caso del contenido de As, la mayor parte de las muestras se encontró por debajo del límite de detección del instrumental y solamente tres muestras presentaron concentraciones entre 0,01 y 0,05 mg/L (Fig. 6.13). Por otro lado, en la mayor parte de las muestras el contenido de NO_3^- es menor a 5 mg/L. Las muestras que presentan mayores contenidos de NO_3^- corresponden a la marisma (Tabla 6.1 y Fig. 6.14).



Figura 6.13: Mapa de distribución del contenido de As en el agua subterránea en la planicie costera de Punta Indio.



Figura 6.14: Mapa de distribución del contenido de NO_3^- en el agua subterránea en la planicie costera de Punta Indio.

En cuanto a la química del agua superficial en los distintos cursos que atraviesan la planicie costera se registró un pH que varía entre 7,8 y 8,1 mientras que la CE medida en campo está comprendida entre 696 y 1271 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En cuanto al tipo de agua, todas las muestras analizadas resultaron bicarbonatadas sódicas (Fig. 6.15) (Tabla. 6.3).

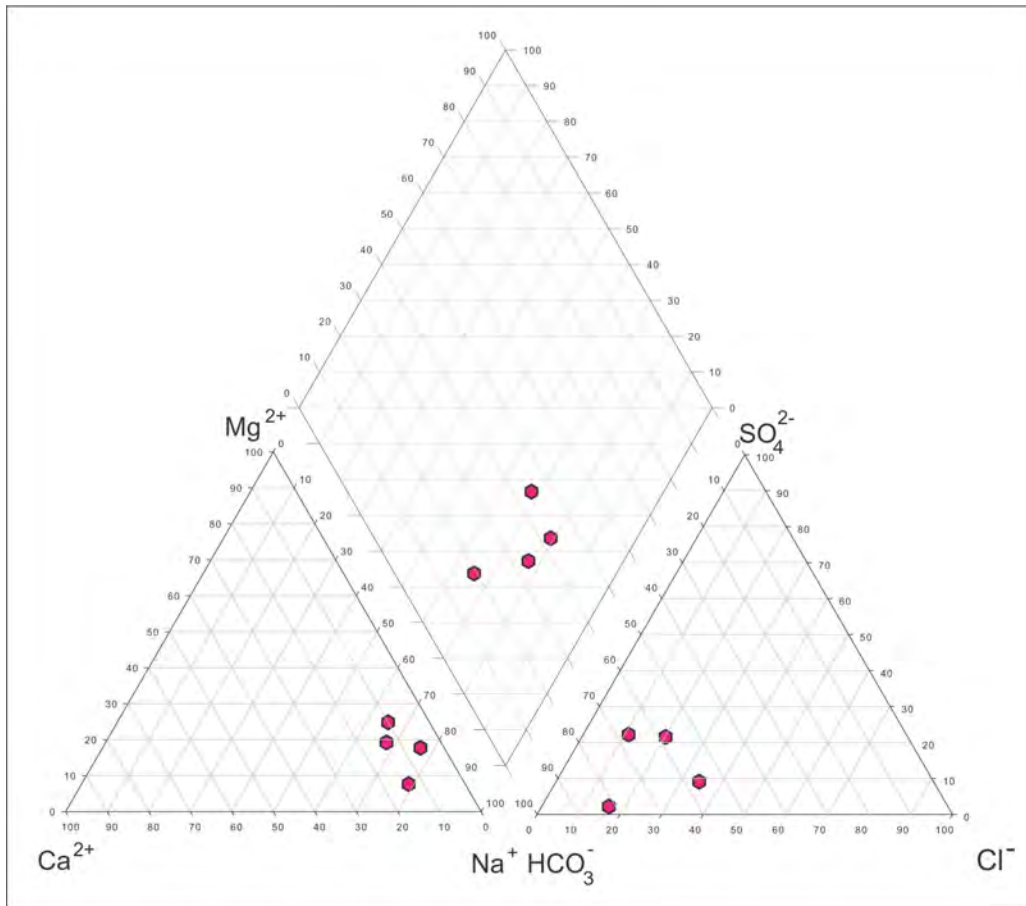


Figura 6.15: Diagrama Piper para las muestras de agua superficial de la planicie costera de Punta Indio.

Arroyo	pH	CE ($\mu S/cm$)	CO_3^{-2}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
Villoldo 1	7,8	1271	46,8	579,5	148,6	62,5	13,0	38,9	20,8	240,0	65,0
Villoldo 2	7,92	1222	62,8	725,5	95,8	27,4	1,0	13,9	13,3	270,0	7,6
Tingazú	7,95	1217	36,2	833,2	101,0	44,1	0,8	17,6	12,7	280,0	8,1
San Felipe	8,1	696	0,8	388,1	50,5	5,4	3,9	19,0	28,7	130,0	21,0

Tabla 6.3: Tabla de análisis fisicoquímicos de los arroyos que atraviezan la planicie costera en el litoral de Punta Indio. Los contenidos iónicos se encuentran expresados en mg/L.

6.4 Discusión

La planicie costera del Río de la Plata en el litoral del Partido de Punta Indio posee ambientes tanto de agua subterránea dulce como de agua salina. Los ambientes de agua dulce están principalmente representados por los cordones principales, mientras que los salinos por la llanura de marea relictas, la marisma y cordones secundarios. Del análisis de los isótopos ambientales se desprende que la infiltración de agua de lluvia es el proceso que predomina por sobre la evaporación, con porcentajes de evaporación inferiores a 5%. Esto estaría indicando que pese a las diferencias litológicas de los distintos ambientes geomorfológicos, el agua de lluvia puede infiltrar de manera similar, sin permanecer acumulada mucho tiempo en superficie lo que conduciría a mayores porcentajes de evaporación.

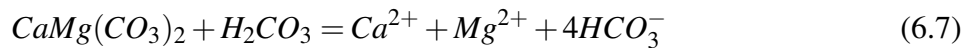
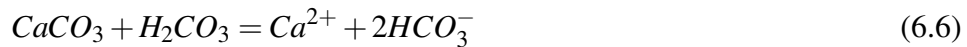
Las relaciones iónicas e isotópicas registradas en las muestras de agua subterránea a lo largo de toda la planicie costera evidencian que su composición química está condicionada principalmente por procesos de disolución mineral. La variabilidad observada en las distintas subunidades geomorfológicas se asocia a las diferencias litológicas e hidrológicas que presentan cada una de ellas. En los cordones de conchilla la recarga continua ha cambiado la composición original del agua subterránea de origen marino, lo que resulta en bajas concentraciones de

Cl^- , Mg^{2+} , y SO_4^{2-} , consistentes con agua dulce continental.

A medida que el agua infiltra interactúa con el $CO_{2(g)}$ presente en el suelo tal como se indica en la siguiente reacción:



La liberación de H^+ (Ecuación 6.5) ocasiona que los H^+ libres reaccionen con las fases carbonatadas causando su disolución e incorporando Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- al agua subterránea como se puede apreciar en las ecuaciones 6.6 y 6.7. Este fenómeno a su vez incrementaría el índice de saturación de la calcita.



Dicha reacción consume H^+ y tiende a hacer subir el pH. En un sistema abierto, el aporte de $CO_{2(g)}$ es permanente y constantemente se incorpora al sistema en la zona no saturada del acuífero por descomposición de la materia orgánica, respiración de las plantas o directamente desde la atmósfera (Clark, 2015). Este fenómeno explica la razón de que la mayor parte de las muestras están saturadas en calcita, especialmente la de los cordones principales, donde la fuente primaria de los carbonatos son los fragmentos esqueléticos de invertebrados marinos y rodados carbonáticos.

En el resto de la planicie costera las relaciones entre $\delta^{18}O$ y Cl^- , Na^+/Cl^- y Cl^- , $\delta^{18}O$ y SO_4^{2-} y Ca^{2+}/SO_4^{2-} y SO_4^{2-} indican que a medida que el agua

infiltra interactúa con los sedimentos disolviendo halita y yeso. Estos minerales se forman frecuentemente en planicies costeras con suelos salinos como costras superficiales (Carol *et al.*, 2009, Carol *et al.*, 2016, Herrero & Castañeda, 2015). Si bien no se detectó la presencia de estos minerales en los análisis mineralógicos de las muestras superficiales de sedimento, tal hecho puede deberse a que no se muestrearon específicamente las costras superficiales. Muy pequeñas cantidades de yeso o halita en forma de costras superficiales como las descritas para los suelos de la planicie costera en el área de estudio pueden afectar significativamente la química del agua, dada la alta solubilidad de estos minerales (Carol *et al.*, 2009).

Si se considera que tanto la halita como el yeso son altamente solubles es de esperar que el agua de lluvia los disuelva rápidamente incorporando sus iones al agua subterránea cuando infiltra. En la marisma, si bien el agua subterránea tiene una composición isotópica similar a la del estuario del Río de la Plata (Dapeña, 2008, Pera Ibarguren, 2004, Santucci *et al.*, 2017), los contenidos de Cl^- y SO_4^{2-} son más altos que aquellos relevados para el estuario (Santucci *et al.*, 2017). Esto puede deberse a la inundación de la marisma durante las mareas extraordinarias, donde la halita y el yeso formados por evaporación total del agua proveniente del flujo mareal pueden ser disueltos en la subsiguiente marea extraordinaria e incorporados en el agua subterránea como Cl^- y SO_4^{2-} .

Además, los valores de la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$ por debajo de 1, con altas concentraciones de SO_4^{2-} pueden indicar fuentes extra con respecto a este ion. Por ejemplo, como fuente de SO_4^{2-} ha sido propuesta para otros sectores de la planicie costera la oxidación de pirita (Logan & Nicholson, 1997 Carol & Kruse, 2012).

El proceso de intercambio catiónico (ecuación 6.8), donde el Na^+ es liberado y son adsorbidos Ca^{2+} y Mg^{2+} , explica el exceso de Na^+ (valores positivos en la relación $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$) y deficiencia de Ca^{2+} y Mg^{2+} (valores negativos de

$(HCO_3^- + SO_4^{2-}) - (Ca^{2+} + Mg^{2+})$). El intercambio puede ocurrir en la fracción arcillosa de los sedimentos de los cordones e intercordones donde de acuerdo a los análisis mineralógicos de los sedimentos superficiales se encuentran arcillas del grupo de las esmectitas e illita. La capacidad de intercambio catiónico de estos suelos de acuerdo a los relevamientos realizados por el INTA varía entre 20 y 45 m.eq./100 gr (Salazar *et al.*, 1980).

Estas reacciones pueden explicar por qué el agua en los cordones litorales principales es de tipo $Na - HCO_3$ en lugar de $CaMg - HCO_3$.



Por último, la disolución de otras especies minerales puede llegar a contribuir en los contenidos de Na^+ , Ca^{+2} y K^+ en el agua subterránea tales como hidrólisis incongruente de plagioclasas y feldespatos potásicos y la posterior formación de arcillas (Appelo & Postma, 2004). La hidrólisis de anfíboles ha sido propuesta como otra fuentes menor de Na^+ en los cordones y en otras áreas de la planicie costera (Tanjal *et al.*, 2017). Tanto plagioclasas como feldespato potásico y anfíboles fueron encontrados en las determinaciones mineralógicas de muestras de sedimentos superficiales, fundamentalmente en los cordones principales.

En cuanto al agua superficial, como se ha detallado, se trata de un agua de tipo bicarbonatada sódica. Tanto los contenidos iónicos como la salinidad se encuentran dentro del rango comprendido para el ambiente de los cordones principales. De esta manera es esperable que el agua presente en los arroyos sea producto del aporte del escurrimeinto superficial de la lluvia y la descarga de agua subterránea mayormente desde los cordones principales donde el nivel freático es más alto y es mayor la permeabilidad de los sedimentos.

The image shows three traditional windmills, also known as water-lifting devices, silhouetted against a dramatic sky at sunset or sunrise. The sky transitions from a deep blue at the top to a warm orange and yellow near the horizon. The windmills are tall, lattice-structured towers with large, multi-bladed wheels. A semi-transparent blue banner with a white border is overlaid on the bottom half of the image, containing the title text.

7. Lentas de agua dulce

7.1 Introducción

La mayor parte de las poblaciones costeras a lo largo del mundo dependen del agua subterránea dulce para consumo humano, irrigación, industria, turismo, entre otras actividades socio-económicas. Sin embargo, muchos acuíferos costeros a lo largo del mundo son amenazados por distintos procesos naturales o inducidos por el ser humano. Entre ellos el fenómeno más común es la intrusión salina (Akinbinu, 2015, Sathish & Elango, 2016, Argamasilla *et al.*, 2017). La distribución de agua dulce y salina en los acuíferos costeros ha sido determinada por procesos naturales que actuaron a escala continental durante eventos transgresivos (Kooi *et al.*, 2000). Las actividades humanas, sin embargo, provocan cambios en la interface agua dulce-salina en estos acuíferos, principalmente por explotación del recurso hídrico, aunque también a través de distintas actividades, como urbanización, minería, desvío de cursos de agua, entre otras (p.ej., Essink, 2001, Bobba, 2002, Antonellini *et al.*, 2008).

Existen numerosos ejemplos de acuíferos costeros a lo largo del mundo donde el agua dulce se encuentra almacenada en forma de lentes. Estas lentes de agua dulce se asocian a geoformas de alta permeabilidad que permiten la infiltración del agua de lluvia que se acumula sobre el agua salina, generalmente de origen marino (Cozzolino *et al.*, 2017). Las dimensiones y morfología de los lentes de agua dulce están controlados por diversos factores difíciles de cuantificar, como son los cambios en la topografía, vegetación, uso de suelo, arquitectura del subsuelo, explotación y recarga (Argamasilla *et al.*, 2017, Shalem *et al.*, 2015). Dada la relevancia que tienen este tipo de ambientes en zonas costeras donde no existen otras fuentes de agua dulce es que han sido profusamente estudiados en muchas regiones del mundo. Particularmente, en ambientes de planicie costera se registran numerosos ejemplos a lo largo del mundo (Antonellini *et al.*, 2008, Longe, 2011, Vandenbohede & Lebbe, 2012). En la planicie costera del Río de la Plata en el área de estudio y como se ha detallado en los capítulos anteriores los cordones litorales constituyen zonas de recarga preferencial del acuífero freático, registrándose en estos ambientes las menores salinidades.

Para el abastecimiento de agua potable y realización de perforaciones es necesario contar con la información suficiente como para garantizar que el agua obtenida sea de calidad aceptable. Para ello, la realización de mapas y diagramas 3D de la distribución del agua subterránea dulce es de vital ayuda a la hora de realizar las perforaciones. Asimismo la cuantificación tanto de reservas como de la recarga es relevante a fin de planificar la explotación sustentable del recurso hídrico.

Por otro lado, pese a la importancia que revisten los cordones litorales como zonas de recarga preferencial del acuífero freático, los mismos han sido sistemáticamente explotados para la utilización de conchilla como árido, material

de consolidación en caminos y materia prima para la elaboración de cal.

La explotación de los cordones ha sido llevada a cabo desde prácticamente principios del siglo XX, sin embargo no existen registros de los volúmenes de conchilla extraídos ni de la superficie afectada por la actividad minera. Una de las consecuencias que esta actividad trae aparejada es la disminución de la cota topográfica en los sectores en donde se practica y consecuentemente del nivel freático. Esta disminución en el nivel freático debería a su vez determinar una reducción en el espesor de la lente de agua dulce si se tiene en cuenta los postulados de la teoría de Ghyben-Herzber donde la altura del nivel freático y el espesor de agua dulce son directamente proporcionales (Verruijt, 1968).

Los objetivos de este capítulo son, por un lado, delimitar y cuantificar el volumen de agua dulce almacenado en el acuífero freático y establecer las potencialidades de abastecimiento de las reservas tanto permanentes como reguladoras en él contenidas. Por otra parte, identificar las áreas de planicie costera afectadas por la actividad minera y estimar su impacto sobre el recurso hídrico.

7.2 Metodología

En función de realizar la delimitación de los lentes de agua dulce y obtener una cuantificación del volumen de agua dulce que contienen se realizó un modelo de la arquitectura del acuífero integrando distintos tipos de información: mediciones de CE del agua subterránea en perforaciones domiciliarias, molinos y freatómetros en base a la red de monitoreo definida en el Capítulo 6, medición de niveles freáticos, resistividad, litología, hidroquímica y geomorfología.

Se analizaron datos de una prospección geoeléctrica correspondiente a 15 sondeos eléctricos verticales (SEVs) obtenidos mediante el dispositivo Schlumberger con distancia AB variable entre 2 y 300 m (Fig. 7.1). Los mismos fueron aportados

por el Servicio Provincial de Agua Potable y Saneamiento Rural de la Provincia de Buenos Aires (SPAR).

Los SEV fueron llevados a cabo mediante el dispositivo Schlumberger, basado en una disposición simétrica de los cuatro electrodos (A, M, N, B). Los electrodos A y B conforman el circuito de emisión y se hallan interconectados a través de una fuente de corriente continua a un miliamperímetro. Por su parte los electrodos M y N constituyen el circuito de recepción y se hallan conectados a un milivoltímetro que mide la diferencia de potencial entre ellos. Este método geofísico permite determinar una resistividad aparente para cada uno de los puntos de medición que forman el SEV a medida que los electrodos de emisión AB se van espaciando. Esta resistividad se calcula mediante la expresión:

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

Donde “K” es una constante que depende de la configuración electródica, que para esta configuración toma el valor:

$$K = \frac{\pi}{4MN} (AB^2 - MN^2)$$

Por su parte “V”, es la diferencia de potencial medida entre los electrodos MN cuando el circuito de emisión circula una corriente “I”. Los valores calculados de resistividad aparente, se representan en forma bilogarítmica, dando ello por resultado una curva de resistividades aparentes (CRA) o curva de campo. En el Apéndice C se detallan los valores obtenidos en campo de los 15 sondeos eléctricos verticales junto con las curvas de resistividades aparentes.

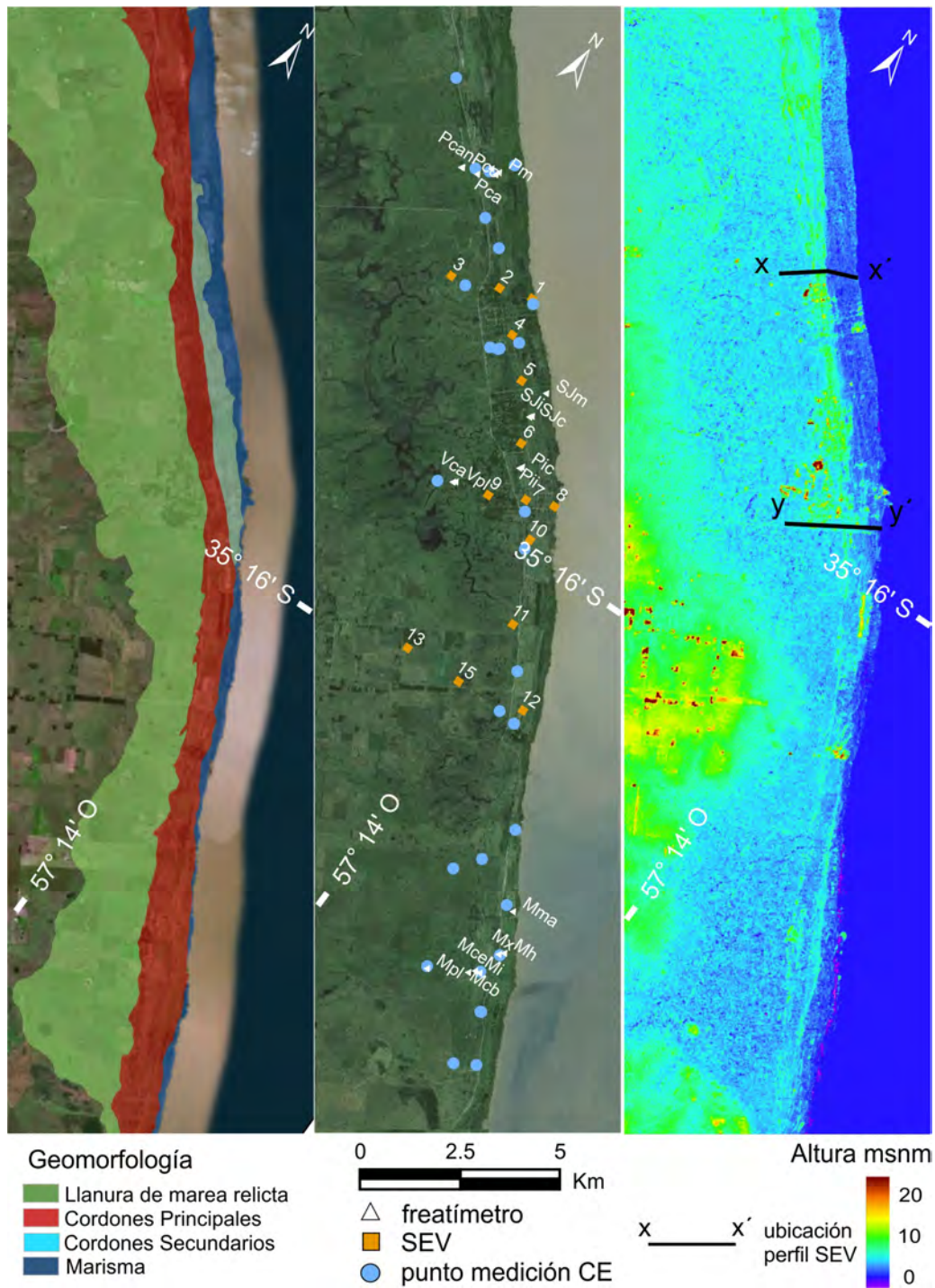


Figura 7.1: Ubicación de los distintos datos utilizados para la realización del modelo de la arquitectura de las lentes de agua dulce y perfiles geoelectrónicos.

El reprocesamiento e inversión de las curvas de campo se realizó utilizando el software libre ZondIP (disponible de <http://zond-geo.ru/english/zond-software/ert-and-ves/zondip1d/>). Se planteó un modelo de 4 capas al realizar la inversión. Los parámetros utilizados para correr la inversión automática fueron:

mode: “standard”

Iterations: 50

RMS: 0.01

Posteriormente se ajustaron y editaron manualmente las curvas para obtener los valores de resistividad real y espesores. Los mismos fueron interpretados con criterio hidrogeológico para definir el modelo electro-estratigráfico del área teniendo en cuenta también los datos litológicos y de CE del agua medidos en perforaciones. Los valores mayores a 10 ohm·m fueron interpretados como agua dulce o parte de la zona no saturada cuando se encontraron cercanos a la superficie. Entre 5 y 10 ohm·m como agua salobre o arcilla, dependiendo de la posición relativa con otras capas, mientras que si se encontraban por debajo de 5 ohm·m fueron interpretados como agua salina. Dos perfiles geoelectricos fueron construidos de manera perpendicular a la costa ($x-x'$ / $y-y'$) utilizando los SEVs 1, 2 y 3 y los 7, 8 y 9 respectivamente (Fig. 7.1).

La extensión de las lentes de agua dulce fue definida tomando como referencia los valores de CE medidos en septiembre de 2015 y tomando como límite 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para considerar al agua subterránea como dulce. Este valor fue elegido en base al límite de 1500 mg/L de sólidos disueltos totales (SDT) que establece el CAA (2012).

Se realizó una interpolación mediante inverso a la distancia, utilizando para ello el programa Voxler 3. Cada punto de medición de CE, tanto pozos de abastecimiento y freáticos, fue discretizado en puntos a intervalos regulares de 2 m con

coordenadas X, Y y Z al que se le asignó un valor correspondiente a la CE medida en el campo. Los límites inferiores en Z fueron definidos por la profundidad de pozos y freáticos mientras que los límites superiores por la altura del nivel freático. Los SEVs fueron integrados al modelo asignándose valores a las distintas electrocapas con el fin de delimitar la interface agua dulce - agua salina.

En el modelo 3D de la geometría del acuífero se integran, por un lado la información obtenida por métodos indirectos (geoeléctrica y mediciones de CE), aunque también parámetros como geomorfología, estratigrafía, hidrología y geoquímica del agua subterránea (desarrollados en los capítulos precedentes). Con el objetivo de una mejor delimitación del modelo se agregaron puntos arbitrarios de CE de $3500 \mu S/cm$ en la marisma en base a los valores promedios medidos para esta unidad. Se tomó como referencia un modelo con anisotropía, dada la geometría alargada del acuífero demostrada por los datos previamente recavados. Las dimensiones utilizadas en la construcción de la elipse fueron las siguientes:

X: 50000 m

Y: 5000 m

Z: 50 m

Para una mejor visualización de los resultados se exageró la escala vertical del modelo en un factor de 10. Por otro lado, con el fin de evaluar las reservas almacenadas en las lentes de agua dulce se multiplicó el volumen calculado por el modelo por el coeficiente de almacenamiento de los Sedimentos Pampeanos, debido a que la mayor parte del acuífero está alojado en esta unidad como ha sido detallado previamente en los capítulos 3 y 4 (Fig. 3.19 y Fig. 4.10). Ante la falta de mediciones in situ y la homogeneidad espacial que presentan los Sedimentos Pampeanos, se tomó un coeficiente de 0.09, el cual corresponde al calculado por

Varni *et al.* (2010) y Quiroz-Londoño *et al.* (2012) en otras regiones.

Con el objetivo de obtener un primer acercamiento al impacto de la actividad minera en los recursos hídricos de la planicie costera se realizó un mapeo de las áreas de cordones clasificándolas en aquellas que se preservan naturales y las que han sido deterioradas por la minería. Dicho mapeo fue realizado en base a fotografías aéreas e imágenes satelitales de diferentes fuentes y años. Se utilizaron fotografías aéreas blanco y negro de los años 1964, 1968, 1973 y 1987 (aportadas por la Base Aeronaval de Punta Indio), conjuntamente con imágenes satelitales Google Earth de los años 2003, 2010, 2012, 2014 y 2016. En las mismas se evaluaron cambios en la superficie del terreno que permitieran identificar las áreas afectadas. El retiro de la vegetación, la extracción del horizonte superficial de suelo y posterior alisado del terreno dejan al descubierto la conchilla presente en los cordones. El elevado contraste que esta presenta en cualquiera de las imágenes fue uno de los principales criterios utilizados en el mapeo de las áreas explotadas (Fig. 7.2). Por otro lado se identificaron canteras por su morfología y por la presencia de anegamientos superficiales y posteriormente se realizaron reconocimientos de verificación de campo con el objetivo de constatar las áreas delimitadas.

El mapeo se realizó digitalizando manualmente los cordones y las áreas explotadas utilizando el sistema de información geográfica ArcGis10. Las imágenes fueron georeferenciadas en base a la cartografía digital del Instituto Geográfico Nacional con sistema de coordenadas TMARG6 y datum WGS84. Posteriormente se calcularon las áreas ocupadas por cordones sin explotar y aquellas correspondientes a los sectores explotados.



Figura 7.2: a) fotografía aérea de un sector de la planicie costera donde se observan áreas de reciente destape de canteras. b) imagen satelital Google Earth donde se observa la misma área.

7.3 Delimitación de las lentes y cálculo de reservas

El análisis de los SEV indica que la electrocapa más somera, con valores de resistividad que varían entre 10 y 80 ohm·m, se corresponde con la zona no saturada del acuífero. Por debajo de esta capa se sitúa una capa resistiva con valores entre 9 y 20 ohm·m, cuyo límite inferior está situado entre los -30 y -40 m snm, que puede ser atribuida a agua dulce alojada en la planicie con cordones y en los Sedimentos Pampeanos subyacentes. Por debajo de esta capa resistiva se observan valores de resistividad inferiores a 2 ohm·m, los cuales corresponderían a la parte salina del acuífero. En general, en los sectores correspondientes a la marisma (SEV 1 y SEV 8) y en la llanura de marea relictas (SEV 3, SEV 9, SEV 11 y SEV 15) los valores de resistividad son significativamente más bajos que en la planicie con cordones (ver Apéndice C). En los perfiles x-x' e y-y' se pueden observar a su vez las interfaces agua dulce - agua salina a partir de los contrastes

en la resistividad (Figs. 7.3 y 7.4).

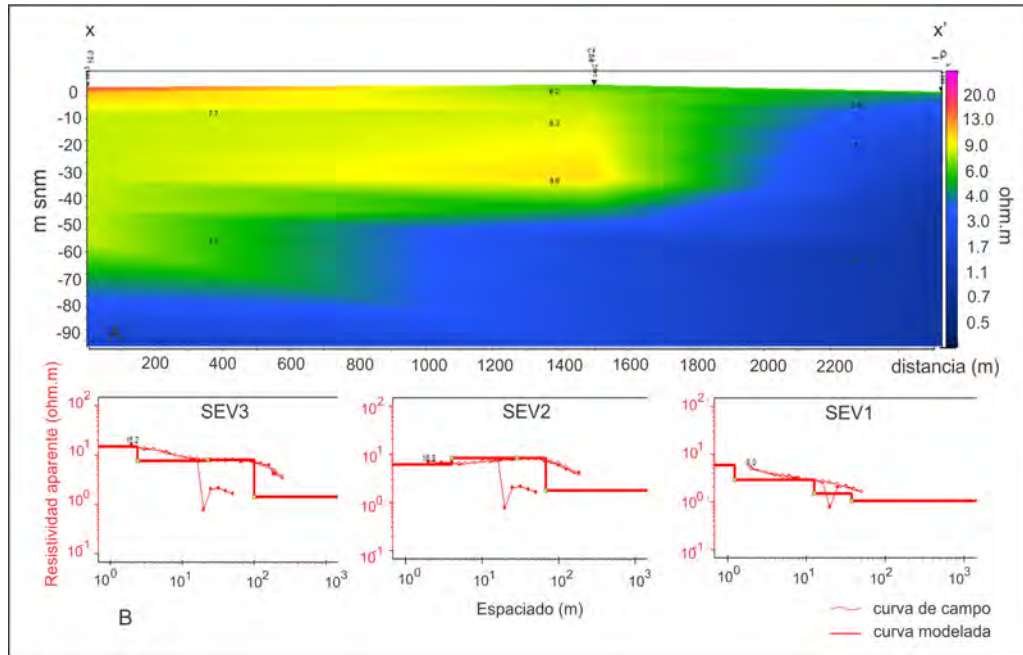


Figura 7.3: Perfil geoelectrico x-x' correspondiente a los SEV 1, 2 y 3. La ubicación de los mismos junto con la traza del perfil se detalla en la Figura 7.1

El resultado del modelo realizado a partir del inverso a la distancia de la información suministrada al software Voxler permite una visualización de la distribución espacial del agua dulce en la planicie costera (Fig. 7.5). Se observa que la misma se aloja en una lente continua paralela a la costa con un volumen total de $869.552.120 \text{ m}^3$. Al considerar el coeficiente de almacenamiento de 0,09 correspondiente a los Sedimentos Pampeanos, donde se aloja la mayor parte del acuífero freático, el volumen total de recursos almacenados rondaría los $78.259.700 \text{ m}^3$.

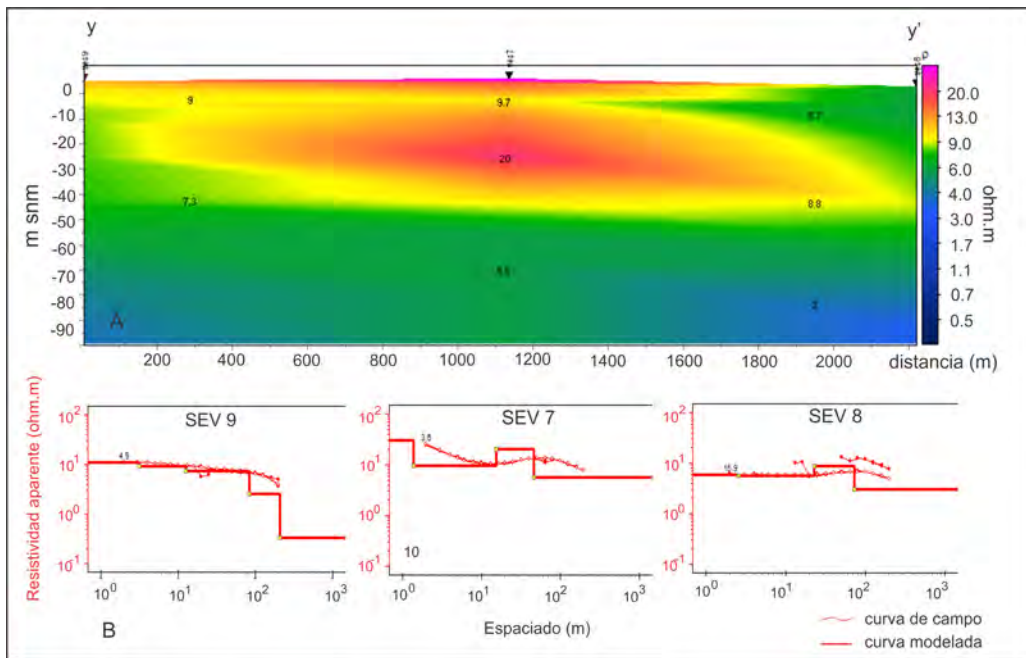


Figura 7.4: Perfil geoelectrico y-y' correspondiente a los SEV 7, 8 y 9. La ubicacion de los mismos junto con la traza del perfil se detalla en la Figura 7.1

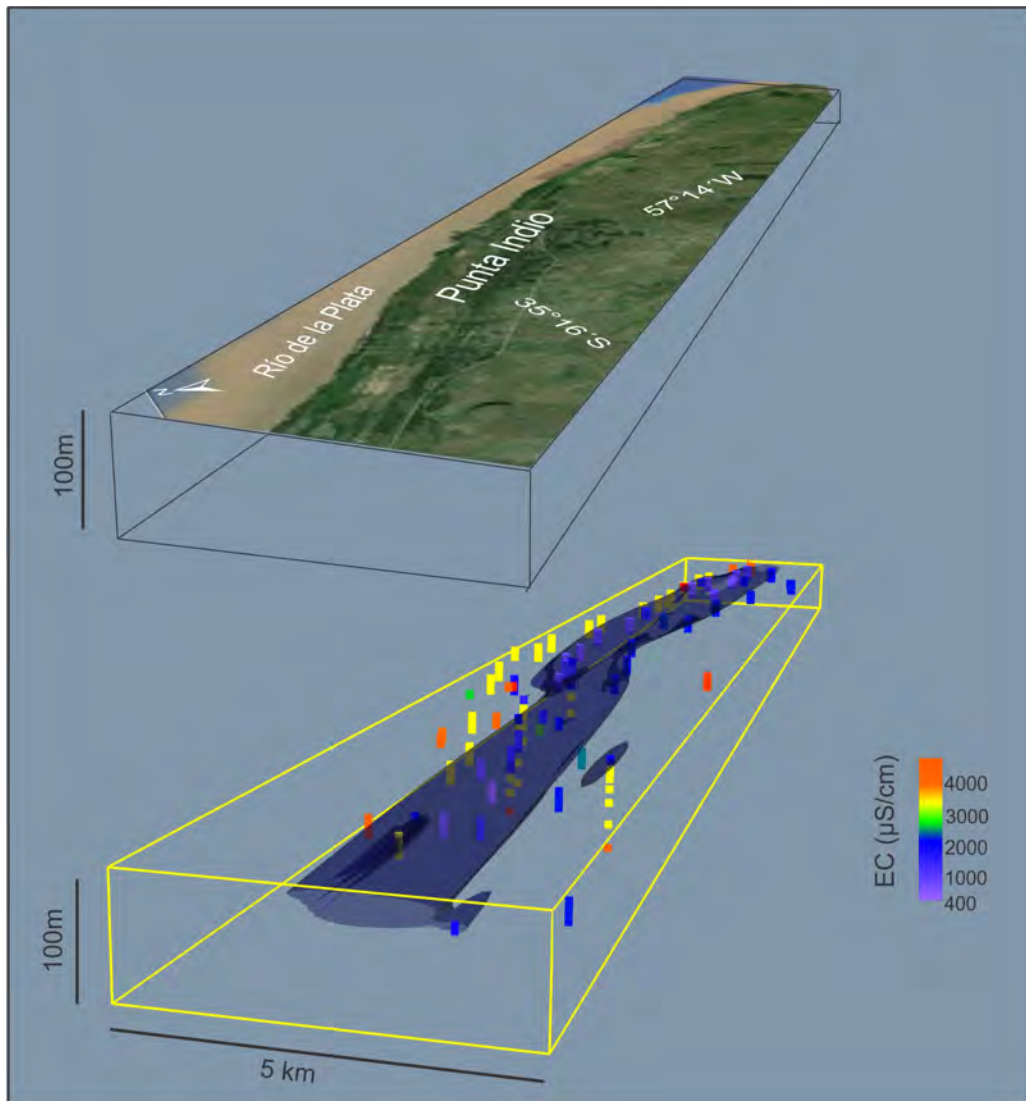


Figura 7.5: Modelo 3D de la geometría lenticular del acuífero (en azul transparente) Escala vertical exagerada en un factor de 10. La imagen satelital superior representa la ubicación del modelo y los puntos coloreados muestran los distintos valores de CE medidos en cada pozo de monitoreo.

7.4 Explotación minera e impacto sobre el recurso hídrico

En base a los relevamientos de campo se observa que en muchos sectores el terreno ha sido alisado luego de la explotación para facilitar la siembra de pasturas mientras que en otros sectores, donde no se han remediado las canteras, se producen afloramientos del nivel freático (principalmente durante los meses de invierno) (Fig. 7.6).



Figura 7.6: Nivel freático aflorante en canteras abandonadas

El resultado del mapeo realizado se muestra en la Figura 7.7. Dada la extensión del área representada se dividió a la misma en tres sectores (1, 2 y 3) para una mejor visualización de las superficies delimitadas. La superficie de toda la planicie costera es de 32110,43 Ha, por lo que la superficie de cordones naturales y explotados representan un 67% de la misma. En el mapeo de las áreas de cordones, las superficies fueron clasificadas en cordón natural y cordón explotado. Para las primeras se determinó un área 15590,44 Ha mientras que para las segundas el área calculada fue de 5947,16 Ha, siendo el total mapeado de 21537,60 Ha. Esto muestra que la superficie explotada corresponde al 27,6% de la superficie originalmente ocupada por los cordones. De los tres sectores definidos, se observa que en el sector 3 la superficie explotada es mayor en proporción que en los demás

sectores. Por otro lado se aprecia que en el sector urbanizado se han conservado más las geoformas naturales que en los sectores rurales.

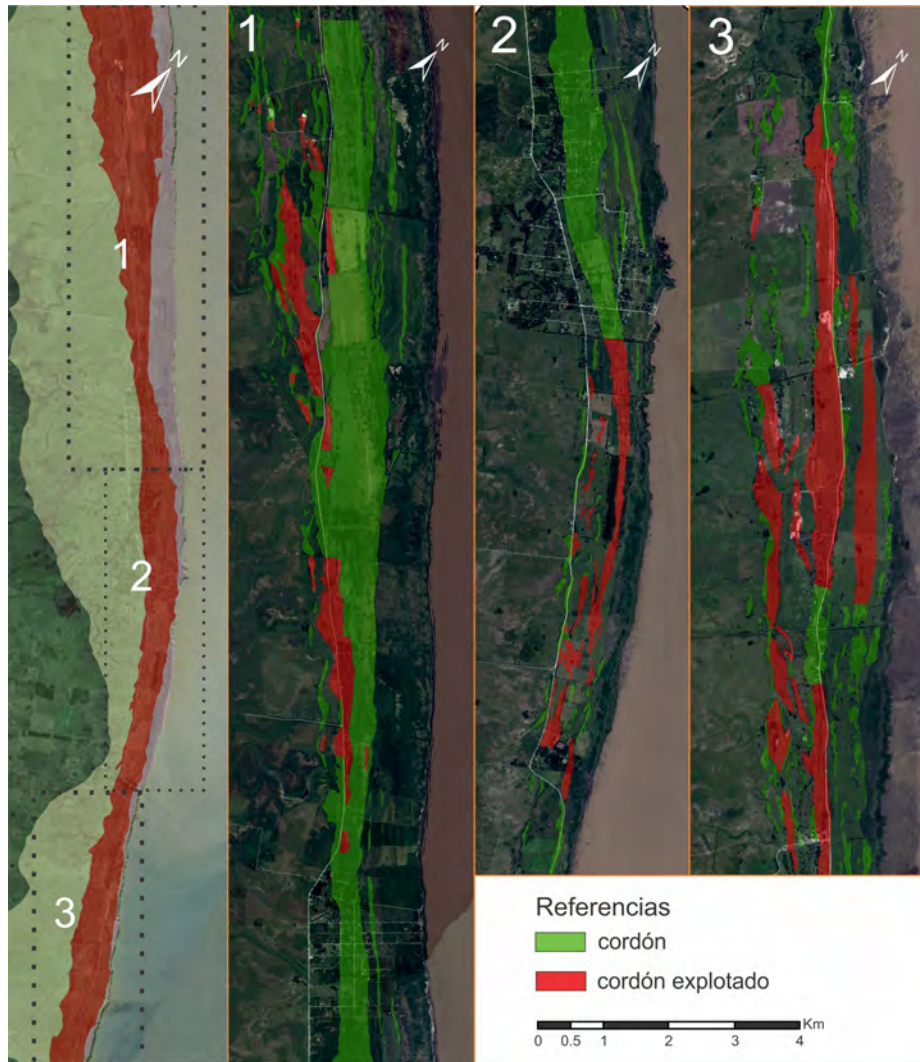


Figura 7.7: Mapa de la distribución de cordones naturales y cordones explotados divididos en las áreas 1, 2 y 3.

7.5 Discusión

Dado que Punta Indio no cuenta con sistema de abastecimiento de agua potable, el crecimiento del pueblo ha requerido la instalación de numerosos pozos domiciliarios. Especialmente, durante el verano y los fines de semana, cuando la población llega hasta aproximadamente unos 5000 habitantes, es esperable que el bombeo aumente llevando a una explotación considerable de la lente de agua dulce. A pesar de que los residentes estables no han aumentado durante los últimos decenios (INDEC, 2010), la tendencia en el aumento del turismo durante el mismo período hace esperable una mayor presión sobre los recursos hídricos.

De acuerdo al modelo realizado en la Sección 7.3 el agua subterránea dulce se aloja en una lente prácticamente continua a lo largo de la costa y coincidente con la morfología de los cordones litorales principales. El volumen total de la lente y a su vez el volumen total del agua subterránea alojada en el acuífero constituyen una sobreestimación de las reservas sustentablemente utilizables. Es lógico creer que bombeos intensivos en lugares puntuales del acuífero podrían provocar desplazamientos de la interface agua dulce - agua salada con la consecuente salinización en estas perforaciones. Por lo tanto, es necesario a futuro realizar modelos de flujo y transporte en medios porosos para evaluar la posibilidad de salinización del acuífero (Kolditz *et al.*, 1998 Huyakorn *et al.*, 1987). Además, dado el corto período de tiempo estudiado, resulta indispensable desarrollar un plan de monitoreo a fin de establecer variaciones interanuales en la morfología de la lente (Teatini *et al.*, 2011, De Franco *et al.*, 2009).

Como primera aproximación, la delimitación de la lente de agua dulce permite diseñar un plan de explotación que considere una ubicación adecuada de las perforaciones teniendo en cuenta profundidad de la interface agua dulce - agua salada y los límites laterales de la lente. La realización de perforaciones cercanas


a los límites de la lente puede llevar a una pronta salinización de las mismas por lo que este criterio resulta fundamental a la hora de planificar las perforaciones.

Los resultados del mapeo de la explotación minera evidencian que se ha perdido casi una tercera parte de la superficie antiguamente ocupada por cordones litorales. Estos resultados dan cuenta de la magnitud de la problemática en el área de estudio y la relevancia que toma en el manejo integral de los recursos hídricos en el área de planicie costera. Como se ha señalado previamente, la disminución en la cota de los cordones, producto de la explotación minera, traería aparejada una disminución del espesor de la lente de agua dulce y de los recursos contenidos en ésta (Verruijt, 1968). Asimismo, en los casos donde la explotación ha sido intensiva y se ha llevado el terreno al nivel del resto de la planicie costera, el área de los cordones podría dejar de ser un área de recarga y pasar a ser una zona de transferencia del flujo subterráneo, con la consecuente salinización del acuífero. Esta situación ha sido a su vez considerada y analizada en trabajos previos desarrollados en otras áreas de la planicie costera (Tejada *et al.*, 2011). Con posterioridad resulta recomendable llevar a cabo estudios de mayor detalle tendientes a cuantificar el impacto de la explotación minera en los recursos hídricos de la planicie costera. Es plausible la comparación de volúmenes de la lente entre áreas de cordones naturales y explotadas, por ejemplo mediante la utilización de técnicas geoelectricas, a fin de detectar variaciones en la profundidad de la interfase agua dulce - agua salada. Asimismo, podrían llevarse a cabo comparaciones multitemporales en sectores que actualmente se encuentran en explotación. En estos casos resulta fundamental contar con líneas de base donde se constaten los espesores de lente previos al desarrollo de la actividad minera.

Por otro lado, la cuantificación de los volúmenes anuales de agua que recargan el acuífero por infiltración de agua de lluvia permite establecer una aproximación

de los caudales anuales que pueden ser bombeados sin comprometer la sustentabilidad del acuífero, es decir, las reservas reguladoras. Estos valores pueden ser fácilmente aproximados a partir de multiplicar el área de recarga preferencial del acuífero por los valores que arrojan los balances hídricos mensuales y diarios previamente calculados en el Capítulo 5. El área que ocupan los cordones principales para toda el área de planicie estudiada es de 23904200 m^2 aunque si se toma solamente el área de cordones para la zona donde está emplazado el pueblo de Punta Indio, el área se reduce a 3680820 m^2 . El valor de 270 mm, resultante de la recarga promedio para los últimos 20 años, multiplicado por el área total arroja un valor de 6454134 m^3 . Si se considera solo el área del pueblo se obtienen 993821 m^3 . Como se desprende de los balances diarios y mensuales para distintos años, estos volúmenes deberían variar significativamente según el año evaluado, como se ve en los distintos valores de excedentes hídricos que arrojan los mismos.

Considerando los valores de recarga anuales obtenidos para el período 1997-2016, el pueblo y con un consumo de 571 L/día por habitante (valores de dotación de Aysa (2012)) el pueblo podría sostener una población permanente de 4768 habitantes. Si se tienen en cuenta valores de consumo menores, lo cual resulta esperable ya que los sistemas de red suelen arrojar una sobreestimación de los consumos debido a pérdidas en la red, el número de habitantes que pueden sostener las reservas reguladoras aumentaría considerablemente. Por ejemplo, si se tienen en cuenta los valores mínimos de consumo para uso doméstico de 100 L/día por habitante de la Organización Mundial de la Salud (Howard & Bartram, 2003), el número crecería a 27227 habitantes.



8. Erosión costera

8.1 Introducción

Históricamente en el litoral de Punta Indio se ha observado en algunos sectores un marcado retroceso de la línea de costa. Los procesos erosivos se hacen evidentes en la zona central del pueblo de Punta Indio, dónde año a año la erosión reduce la superficie de la playa “El Picaflor”. Por encontrarse adyacente al estuario, el área más afectada ha sido la unidad de marisma, aunque, en el sector anteriormente mencionado la erosión costera ha comenzado a afectar la unidad de planicie con cordones litorales (Fig. 8.1). A futuro la erosión costera podría no solo afectar la infraestructura y las actividades desarrolladas en la costa sino también comprometer los recursos hídricos alojados en la lente de agua dulce descrita en el Capítulo 7.

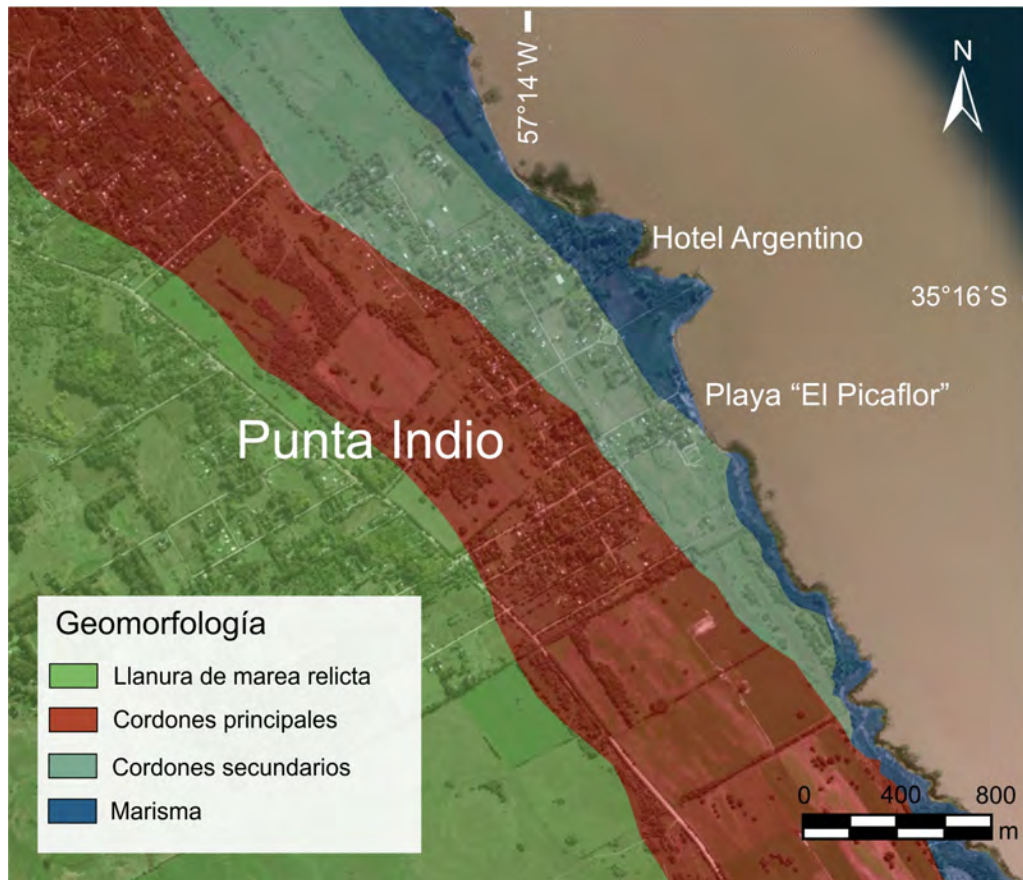


Figura 8.1: Detalle del sector de la costa más afectado por la erosión y las distintas unidades geomorfológicas de la planicie costera.

A pesar de la relevancia que tiene el fenómeno de erosión costera en el litoral de Punta Indio, no han sido realizadas mediciones sistemáticas del mismo. Ante la falta de mediciones in situ, las imágenes provenientes de sensores remotos pueden ser de utilidad a la hora de cuantificar los cambios en la línea de costa (Kuenzer *et al.*, 2014). La metodología se basa en comparar una serie de imágenes de un mismo punto de la superficie terrestre a lo largo de un cierto intervalo temporal. Existen sin embargo factores a tener en cuenta con respecto a las incertidumbres

implícitas en esta metodología. Algunas de ellas están relacionadas con el momento de adquisición de la imagen, por ejemplo, con las condiciones climáticas y mareográficas, mientras que otras están relacionadas con el procesamiento posterior: georeferenciación y digitalización de la línea de costa. Resulta indispensable considerar estos errores e incertidumbres a la hora de producir resultados confiables y estadísticamente significativos (Anders & Byrnes, 1991, Crowell *et al.*, 1991, Thieler & Danforth, 1994, Moore, 2000).

Si bien la línea de costa es dinámica en si misma debido a la propia evolución geomorfológica, cambios oceanográficos, en el nivel del mar y en el régimen de tormentas (Scott, 2005), las actividades humanas pueden desencadenar procesos erosivos como se ha constatado en muchas costas a lo largo del mundo y en particular en el litoral argentino (Isla *et al.*, 2001, Zhang *et al.*, 2004, Nicholls *et al.*, 2007, Pousa *et al.*, 2007, Codignotto *et al.*, 2009, Codignotto *et al.*, 2011). En el litoral de Punta Indio, la actividad turística con el desarrollo de playas de arena e infraestructura costera en conjunto con el retiro de la vegetación ribereña podrían ser planteados como algunos de los posibles factores desencadenantes de los procesos erosivos en la zona costera. En menor medida podría haber sido un desencadenante de la erosión el retiro de la vegetación ribereña por los denominados “junqueros”, a principios del siglo XX. Esta idea se sustenta en el hecho ampliamente documentado de que los humedales costeros, como es el caso de la marisma de la planicie costera del Río de la Plata, actúan como defensas costeras naturales al reducir las tasas de erosión, la energía del oleaje y los impactos de eventos de tormenta (Gedan *et al.*, 2011).

Los objetivos del presente capítulo incluyen cuantificar las tasas de cambio en la línea de costa y prever su comportamiento futuro teniendo en cuenta el impacto sobre los recursos hídricos que dichos cambios podrían producir, establecer los

posibles desencadenantes que dieron lugar a los procesos erosivos y generar pautas tendientes a aminorar el impacto de estos últimos.

8.2 Metodología

Se realizó un análisis multitemporal de la línea de costa, comparándose fotografías aéreas de los años 1943, 1964, 1968, 1973 y 1987 e imágenes satelitales de 2003, 2010 y 2013. Las fotografías aéreas corresponden a vuelos realizados desde la Base Aeronaval de Punta Indio y poseen una escala 1:20000. Las imágenes satelitales fueron descargadas a distintas escalas desde la plataforma Google Earth y corresponden por tanto a distintos sensores (GeoEye-1, Ikonos y WorldView-2). Las fotografías e imágenes fueron georeferenciadas en el sistema de proyección WGS84/TMARG6 tomándose como base una serie de puntos de control provenientes del Instituto Geográfico Nacional y puntos de comparación visibles entre imágenes. Las distintas posiciones de la costa a lo largo del tiempo fueron mapeadas teniendo en cuenta la línea de vegetación ribereña (Ford, 2013).

El análisis multitemporal fue realizado utilizando el software Digital Shoreline Analysis System (DSAS 4.3) (Thieler *et al.*, 2009), extensión del software ArcGis. DSAS permite calcular diferentes estadísticos referentes a cambios en la línea de costa a partir de posiciones históricas de ésta última. A partir de ellas automáticamente genera un determinado número de transectas perpendiculares a una línea base creada por el usuario y utiliza las intersecciones entre éstas y las líneas de costa digitalizadas para calcular una serie de estadísticos. Además, el programa permite definir un umbral mínimo de líneas utilizadas en el cálculo como así también definir los valores de las incertidumbres implícitas en su construcción. En este caso se ha utilizado el programa DSAS para calcular dos estadísticos: Weighed Linear Regression (Regresión lineal balanceada) (WLR) y Net Shoreline

Movement (movimiento neto de la línea de costa) (NSM). Los mismos representan respectivamente la tasa de cambio anual en la línea de costa y la distancia entre las líneas de costa más antigua y más reciente. El peso (weight, w) es definido como una función de la varianza en la incertidumbre de la medición de la línea de costa (e) (Genz *et al.*, 2007):

$$w = 1./e^2$$

DSAS requiere ingresar algunos parámetros para arrojar resultados: las líneas de costa digitalizadas con sus respectivas fechas, los valores de incertidumbre de cada una de ellas, la línea base y un espaciado entre transectas seleccionado por el usuario. El cálculo de la incertidumbre implícita en la digitalización ha sido considerado por diversos autores, tomándose en general como la raíz de la suma de los cuadrados de distintos errores (Morton, 2008, Romine *et al.*, 2013). Romine *et al.* (2013) identificaron distintas fuentes de posibles errores implícitos en la construcción de las líneas de costa: el levantamiento original (en el caso de utilizar mapas topográficos), la georeferenciación de la imagen, la digitalización, el tamaño de pixel, el oleaje y errores debidos a fluctuaciones mareales. En el presente análisis se utiliza la raíz de la suma de los cuadrados del error de tamaño de pixel, el error de rectificación y el error de digitalización (Ford, 2013). No se realizaron correcciones con respecto a las fluctuaciones mareales ya que se utilizó la línea de vegetación como referencia y se comprobó además que las fotografías e imágenes utilizadas presentaban condiciones de marea baja al encontrarse expuesta aereamente la plataforma de abrasión del Río de la Plata. El error de digitalización fue tomado del estimado en trabajos previos, adoptándose un valor de 1 (Anders & Byrnes, 1991, Crowell *et al.*, 1991, Thieler & Danforth, 1994, Moore, 2000).

Por otro lado, el error de rectificación fue tomado como el máximo valor de RMS (root mean square - valor cuadrático medio) para cada imagen, calculado en

el momento de la georeferenciación. A excepción de las fotografía de 1943 donde el error es de 9 m, los errores totales estimados fueron menores a 3 m (Tabla 8.1). El espaciado adoptado para las transectas fue de 20 metros, generándose un total de 1402 transectas. Se tomó a su vez, considerando que no todas las imágenes cubrían la totalidad de la costa, un mínimo de 3 líneas de costa para realizar el cálculo de WLR. Por otra parte, en función del rol de protección costera de la vegetación intermareal principalmente la comunidad de *Scirpus americanus*, desarrollada entre las superficies medias de marea alta y marea baja, se realizó un mapeo de la misma a lo largo de toda la costa en función de comparar los valores de WLR con la presencia y ausencia de dicha vegetación. Para el mapeo se utilizaron las imágenes satelitales del año 2013 ya que no se contaba con relevamientos previos para corroborar la correspondencia entre los patrones de las imágenes y fotografías aéreas y la presencia de vegetación intermareal.

Imagen	Tamaño de pixel (m)	Georef min. (m)	Georef max. (m)	Error total (m)
1943 - foto aérea	3	5,5	9,4	9,8
1964 - foto aérea	0,5	0	0,0	1,2
1968 - foto aérea	0,5	1,5	3,6	3,8
1973 - foto aérea	0,5	1,9	1,9	2,2
1987 - foto aérea	0,5	2,1	2,1	2,3
2003 - Google	0,5	0,3	1,9	2,3
2010 - Google	0,5	1,5	2,2	2,4
2013 - Google	0,5	0,2	2,7	2,9

Tabla 8.1: Características de los errores en la digitalización de las líneas de costa

Por último se realizó una evaluación de la evolución futura en la línea de costa

para los próximos 10, 20 y 50 años desde 2013. Las posiciones de costa predichas se basan en la extrapolación lineal de los valores calculados de WLR, es decir de las tasas de cambio. Para asegurar una mejor predicción de la evolución futura solo fueron utilizadas transectas con valores de WR2 (r-cuadrado o coeficiente de determinación) entre 0,8 y 1 (Maiti & Bhattacharya, 2009). Las posiciones de las distintas líneas de costa fueron manualmente digitalizadas en base a las longitudes de las transectas extrapoladas.

8.3 Análisis multitemporal de la evolución en la línea de costa de Punta Indio 1943-2013

La caracterización de los cambios en la línea de costa que han tenido lugar entre 1943 y 2013 en la costa de Punta Indio es particularmente compleja debido a la gran variabilidad de los movimientos de la línea de costa tanto a escala temporal como espacial (Fig. 8.2).



Figura 8.2: Ejemplos de líneas de costa en el litoral de Punta Indio y su variabilidad lo largo del período 1943-2013

Los resultados del análisis multitemporal a partir de DSAS muestran que los valores medios de WLR y NSM son respectivamente $-0,4$ m/año y $-41,4$ m. Aunque estos valores indican un retroceso general de bajo orden de magnitud en toda la costa, poseen grandes desviaciones estándar, $1,7$ m/año para WLR y $95,5$ m para NSM, que implican una gran heterogeneidad en el comportamiento de la costa, probablemente a escalas locales. Por otra parte, la distribución de frecuencias de las transectas para cada parámetro es claramente asimétrica (Fig. 8.3) y va de $3,1$ a $-7,4$ m/año para WLR y entre $131,9$ y $-417,5$ m para NSM, lo cual asimismo representa una gran heterogeneidad en los datos analizados e implica la necesidad de llevar a cabo un análisis más exhaustivo.

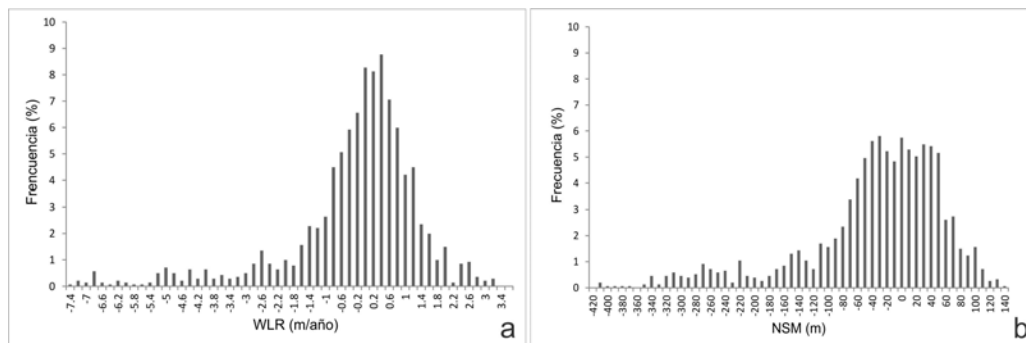


Figura 8.3: Distribución de frecuencias para los valores de WLR (a) y NSM (b) para las transectas de la costa de Punta Indio.

Se realizó un análisis de la distribución espacial de los valores de WLR y NSM a lo largo de toda la costa con el objetivo de señalar aquellos sectores con comportamientos similares en cuanto a la dinámica costera (Fig 8.4).

Los resultados muestran una alternancia significativa de valores positivos y negativos a nivel local en los sectores norte y sur mientras que el sector central presenta un número significativo de transectas caracterizado por valores de WLR

menores a -2 m/año y valores de NSM menores a -100 m. Este comportamiento implica la necesidad de analizar por separado los distintos comportamientos en la costa para lo cual se distinguieron 2 grupos principales de transectas caracterizados como S1 y S2 y que poseen respectivamente tasas de cambio mayores y menores a -2 m/año. En la Figura 8.5 se observan las distribuciones de frecuencias para los sectores S1 y S2, las cuales poseen marcadas diferencias en sus comportamientos. Las transectas de los sectores S1 poseen una distribución de tipo gaussiana con valores centrados en 0. Por otro lado, las transectas del sector S2 presentan una distribución multimodal, marcadamente negativa.

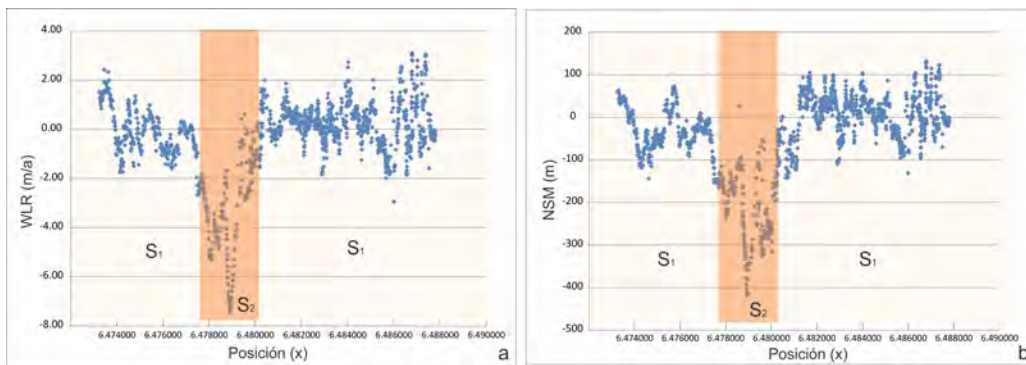


Figura 8.4: Distribución espacial de los valores de WLR y NSM a lo largo de toda la costa de Punta Indio.

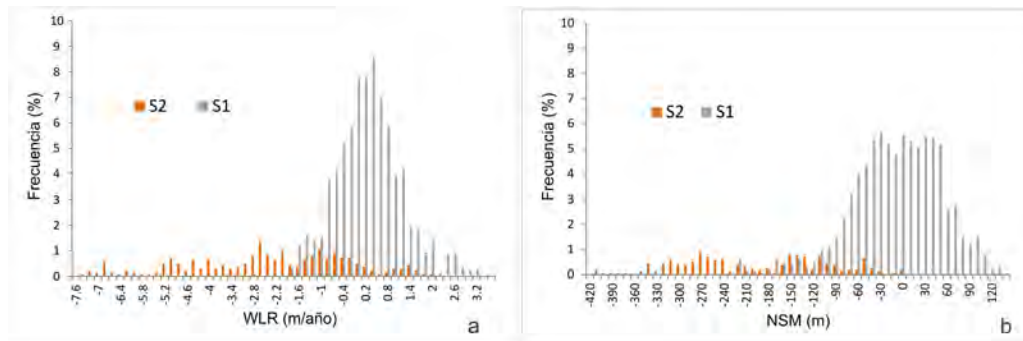


Figura 8.5: Histogramas de frecuencias para las transectas diferenciadas por sectores S1 y S2 para los valores de WLR (a) y NSM (b).

En los sectores S1, los valores de WLR van de 2,9 m/año a - 3,1 m/año, con una media de 0,1 m/año y una desviación estándar de 0,9 m/año. Los valores de NSM por otro lado para estos sectores van de - 315,4 a 131,8 m con una media de -13,9 m y una desviación estándar de 66,8 m (Tabla 8.2). Los valores del sector S2 poseen marcadas diferencias de aquellos de los sectores S1. Para los valores de WLR, el rango va de -7,4 a -0,6 m/año, con un promedio de -3,6 m/año y una desviación estándar de 1,8 m/año. Los valores de NSM varían desde -417,5 m a -3,4 m con una media de -204.5 m y una desviación estándar de 83,7 m (Tabla 8.2).

	S1	S2	S1 y S2
WLR medio (m/año)	0,1	-3,6	-0,4
Desv. estándar WLR	0,9	1,8	1,7
WLR máximo	3,1	0,6	3,1
WLR mínimo	-2,9	-7,4	-7,4
NSM medio	-13,9	-204,5	-41,4
Desv. estándar NSM	66,8	83,7	95,5
NSM máximo	131,9	-53,8	131,9
NSM mínimo	-315,4	-417,5	-417,5

Tabla 8.2: Estadísticos obtenidos mediante DSAS, WLR (tasa de cambio) y NSM (movimiento neto) para el período 1943-2013 diferenciados por sectores S1 y S2 y para toda la costa.

En la Figura 8.6 se observa la distribución de las transectas construidas a lo largo de la costa y clasificadas en base a los valores de WLR computados por DSAS conjuntamente con las ubicaciones de los sectores S1 y S2. En esta figura a su vez se observa cómo los valores más negativos se concentran en el sector S2, mientras que el resto de la costa presenta tanto valores positivos como negativos de WLR.

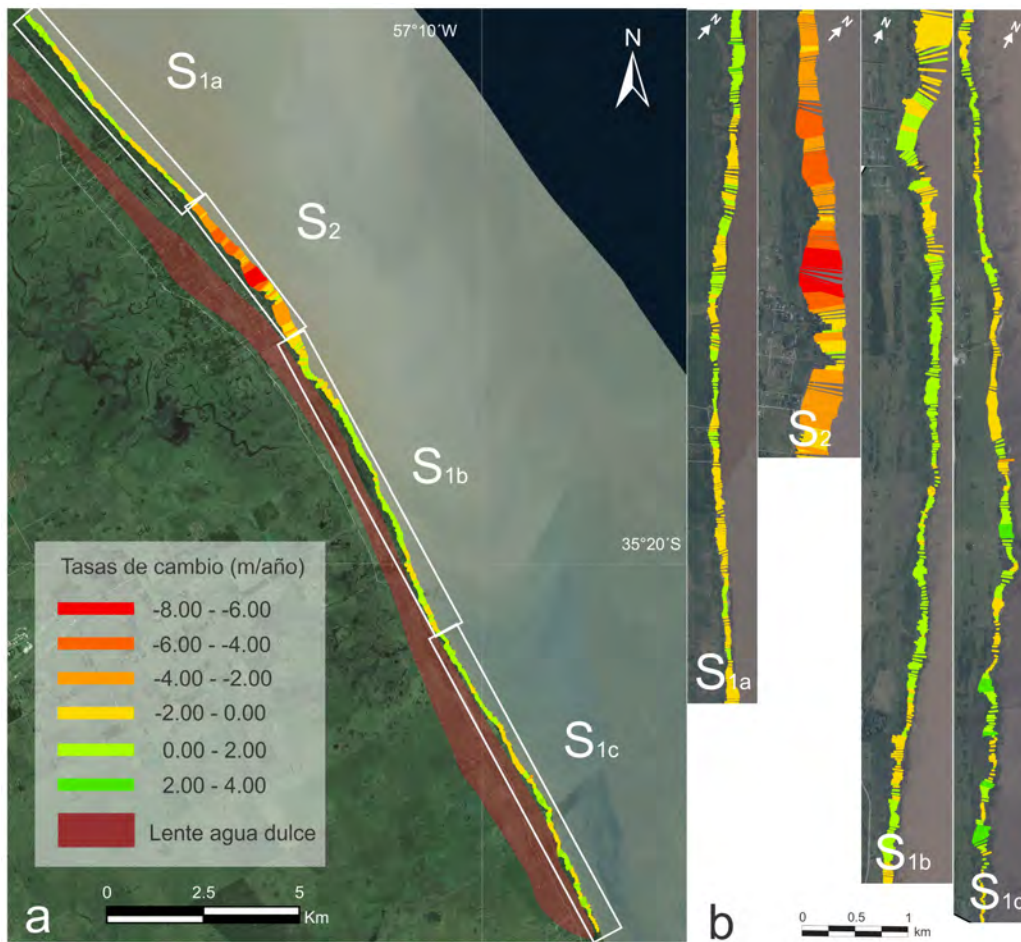


Figura 8.6: a) Representación de la totalidad de las transectas calculadas por DSAS clasificadas por sus valores de WLR (tasa de cambio). Los sectores S1 están divididos en S1a, S1b y S1c para garantizar una mejor visualización de las transectas. b) Detalle de las transectas. La imagen satelital pertenece a la plataforma Bing.

En la zona central de la localidad de Punta Indio, en el sector del balneario “El Picaflor”, se registra la mayor cantidad de población estable y la mayor actividad turística de la costa. En consecuencia es uno de los sectores que mayor presión

ejerce sobre los recursos hídricos alojados en la lente de agua dulce. Asimismo, representa una de las zonas que más han sido afectadas por la erosión en los últimos decenios. En la Figura 8.7 a y 8.7 b se observan las distintas posiciones de la línea de costa en lo que representa el período 1943-2013. El retroceso para este sector es en promedio de 320 m, con valores de WLR que van de -2,3 a -2,9 m/año. La relación existente entre los valores de NSM para cada año a lo largo de la transecta A-B se muestra en la Figura 8.7 c.

La Figura 8.8 muestra dos fotografías tomadas durante distintas condiciones de marea, en mayo de 2014 y marzo de 2016, con niveles de marea de 1,2 m y 0 m respectivamente. Aunque las fotografías no permiten una comparación directa de la posición de la línea de costa, evidencian los procesos erosivos actualmente en curso y que afectan gravemente a la costa. Por ejemplo es notoria la presencia de una escarpa erosiva y la exposición aérea de las raíces de la vegetación (*Salix*). Además la comparación de ambas fotografías permite ver como los remanentes de las raíces presentes en 2014 no se encuentran en la fotografía de 2016 al ser removidas por la erosión.

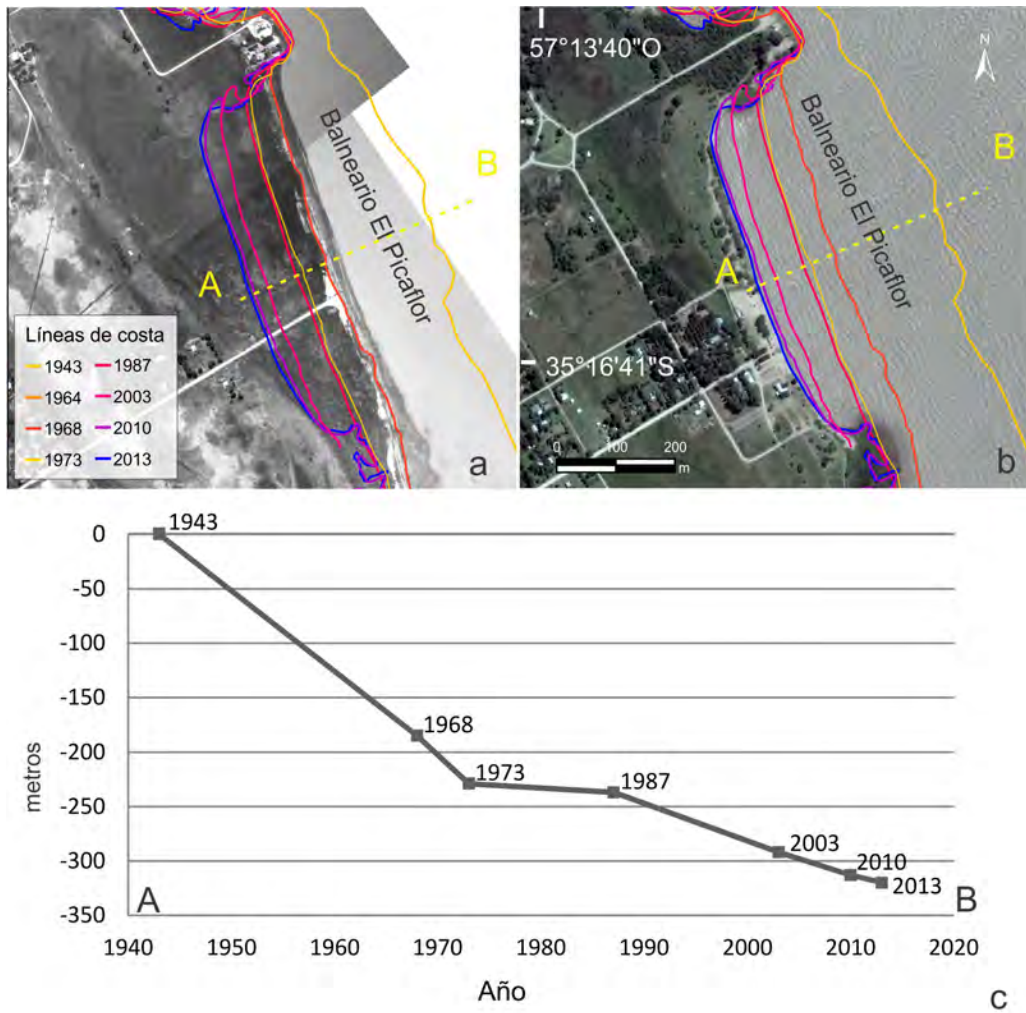


Figura 8.7: Posición de las distintas líneas de costa para el período 1943 - 2013 en el balneario “El Picaflor” mostrando la variación entre las imágenes de los años 1968 (a) y 2013 (b). c) Variación en los valores de NSM a través de la transecta A-B para el mismo período.

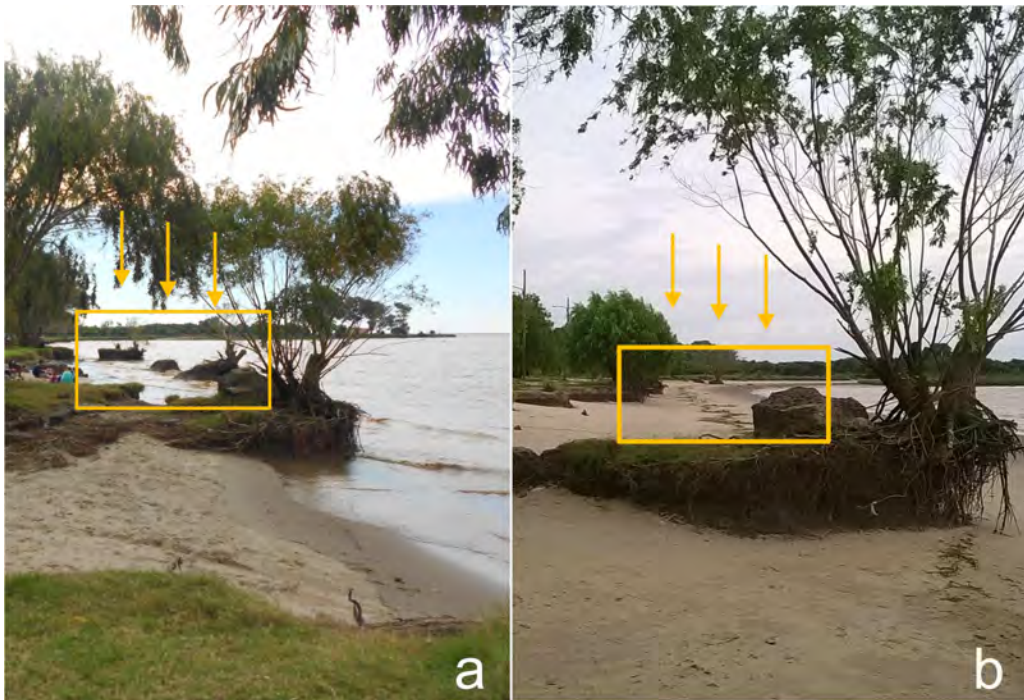


Figura 8.8: Erosión en el balneario “El Picaflor” a) mayo 2014. b) marzo 2016. Las flechas muestran que las raíces de ejemplares remanentes de *Salix* estaban presentes en mayo de 2014 y no en marzo de 2016.

8.4 Posibles causas de la erosión costera y evolución de la línea de costa

Los resultados del análisis conjunto de la presencia de vegetación intermareal y los cambios en la línea de costa, muestran una correlación significativa entre el retroceso de la línea de costa y la pérdida de vegetación intermareal y, viceversa, entre la presencia de vegetación intermareal y su avance o estabilidad. La Figura 8.9 muestra tres ejemplos que exponen condiciones de erosión o estabilidad de la línea de costa en distintas zonas de la costa de Punta Indio. En las zonas donde

la vegetación intermareal natural se encuentra bien desarrollada y saludable, se registra una leve agradación de la costa (zona 1). Por el contrario, los sectores donde la vegetación es escasa o inclusive está ausente están caracterizados por rasgos erosivos (zonas 2 y 3). El mapa de la distribución natural de la vegetación intermareal para el año 2013 en conjunción con la posición de las transectas caracterizadas por valores positivos de WLR se exhibe en la Figura 8.10. La comparación entre ambos factores permite apreciar una clara correlación entre valores positivos de WLR y la presencia de vegetación intermareal. Para estos casos, las tasas de cambio anuales medias son de 0,5 m/año con una desviación estándar de 0,3 m/año. Por otro lado, para las zonas donde la vegetación esta ausente, la tasa de cambio promedio es de -1,2 m/año y la desviación estándar es de 0,3 m/año. En el caso de los valores de NSM los valores corresponden a -8,9 y -78 m para los sectores con vegetación y sin vegetación respectivamente. Por lo tanto, la presencia o ausencia de vegetación intermareal podría explicar la asimetría en las distribución de frecuencias de los valores de WLR y NSM previamente mostrados en la Figura 8.6. Un mayor detalle donde se observan sectores de la costa con presencia y ausencia de vegetación intermareal se puede apreciar en las Figuras 8.10 c y d respectivamente.

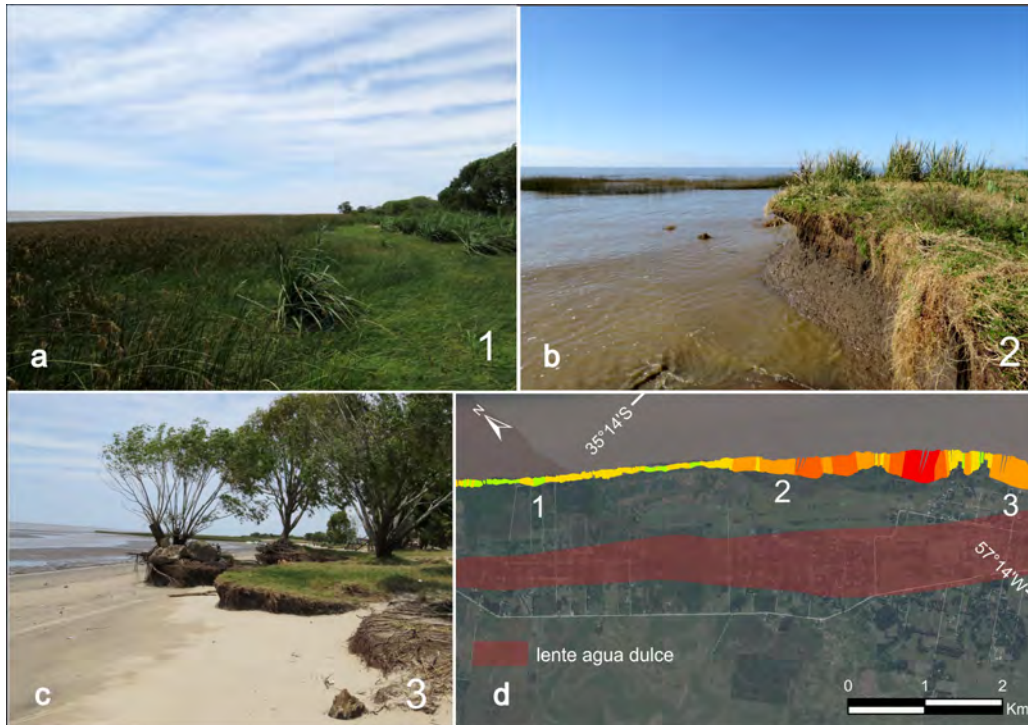


Figura 8.9: Estabilidad y erosión en tres zonas de la costa de Punta Indio: a) Presencia de vegetación intermareal en una zona donde se registra avance de la línea de costa (zona 1, balneario Sarandí); b) y c) Escarpa erosiva y ausencia de vegetación intermareal (zonas 2 y 3) d) Detalle de los valores de WLR para los sectores 1, 2 y 3.



Figura 8.10: Mapas de la distribución de la vegetación intermareal en 2013 (a), distribución de las transectas con valores positivos de WLR (b) e imágenes detalladas de la presencia o ausencia de dicha vegetación (c y d).

Para el sector S2 se generó un pronóstico de la evolución en la línea de costa (Fig. 8.11). Los pronósticos fueron realizados a 10, 20 y 50 años con respecto a la línea de costa de 2013. El promedio en la tasa de cambio para todo este sector es de -3.6 m/año, considerando la directa extrapolación de los valores de WLR para cada una de las transectas de este sector. Los pronósticos futuros muestran que grandes áreas de la planicie serán afectadas por la erosión en las próximas décadas. Las unidades más comprometidas son la unidad de marisma y

los cordones secundarios que alojan agua subterránea principalmente salina. En cuanto a los recursos hídricos alojados en la lente de agua dulce, las proyecciones a futuro permiten estimar que los mismos comenzarán a verse afectados a partir de unos 50 años. Un ejemplo concreto se da en el balneario “El Picaflor”(Fig. 8.12), donde la erosión costera afecta actualmente a la infraestructura turística y donde el panorama se verá agravado en los próximos decenios. Para el año 2063 la erosión se habrá extendido más de 160 metros tierra adentro.

Debe tenerse en cuenta sin embargo que el presente pronóstico no ha sido corregido en base a criterios morfológicos o de modelado de la dinámica litoral, por lo que la morfología podría ajustarse posteriormente en base a las nuevas dinámicas litorales que fueran generándose en base a los cambios en la morfología de la costa. Por otro lado en algunos sectores la vegetación se encuentra en franca recuperación y se ha observado recientemente un leve avance de la costa, especialmente en las inmediaciones del Hotel Argentino.

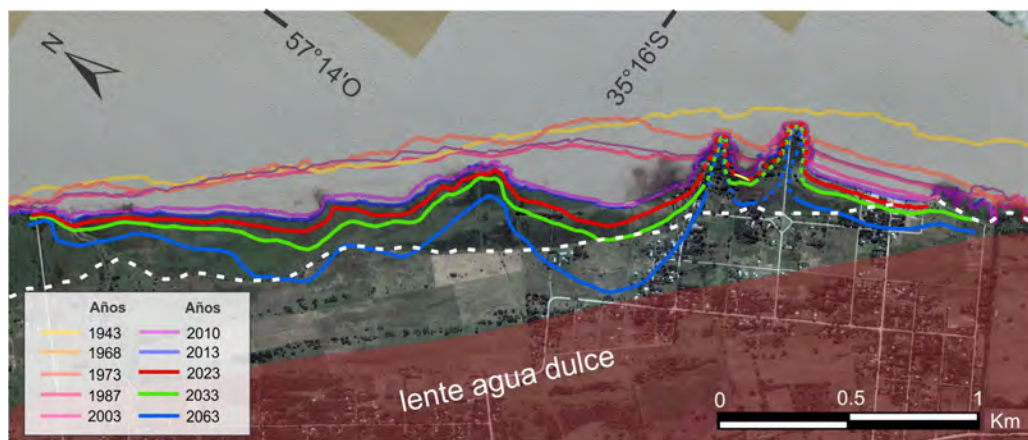


Figura 8.11: Líneas de costa para el período 1943-2013. Pronóstico de evolución futura de la línea de costa: 2023, 2033, 2063. La línea blanca punteada indica el límite entre la planicie con cordones y la marisma.

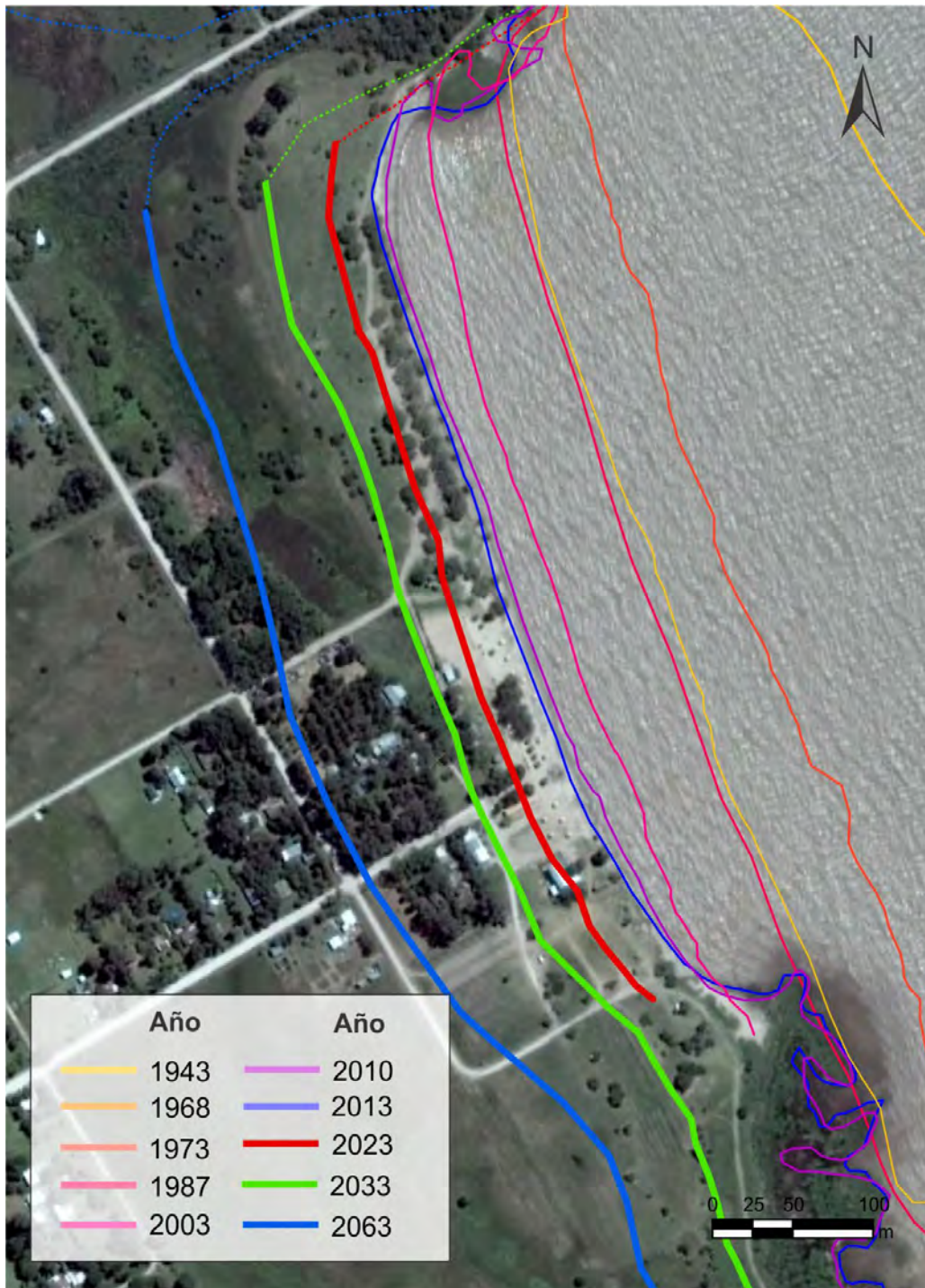


Figura 8.12: Balneario “El Picaflor”. Líneas de costa para el período 1943-2013. Pronóstico de evolución futura de la línea de costa: 2023, 2033, 2063.

8.5 Estrategias de mitigación de la erosión

Como se ha visto, amplios sectores de la costa de Punta Indio experimentan actualmente fuertes procesos erosivos. Las altas tasas erosivas están vinculadas a la ausencia de vegetación intermareal natural. La ausencia de dicha vegetación implica que se vean disminuidas o incluso suprimidas las capacidades del humedal de retener sedimentos provenientes del Río de la Plata, reducir el impacto del oleaje y los eventos de tormenta, como así también regular flujos de nutrientes y proveer hábitat a distintos organismos. Más allá del hecho de que no existen registros de la extensión original de la vegetación, su pérdida puede haberse debido primariamente a actividades humanas. Una vez que la vegetación fue eliminada, la erosión dio lugar a un proceso continuo de retroceso en la línea de costa que posteriormente inhibió la restauración natural del humedal.

La evolución futura de la línea de costa para los próximos 50 años muestra una rápida degradación del litoral, con tasas de retroceso del orden de $-3,6$ m/año. Sin embargo, esto representa un escenario optimista ya que no considera el incremento en la frecuencia de eventos de tormenta pronosticado por D'Onofrio *et al.* (2008), el ascenso esperado en el nivel medio del mar (Tosi *et al.*, 2013) y por otro lado el incremento de la actividad humana y el crecimiento demográfico y desarrollo de la zona costera. Por otra parte, si el estuario alcanza la unidad de planicie con cordones los materiales arenosos que la constituyen serían fácilmente removidos por lo que en un primer momento se acelerarían las tasas de retroceso. Este fenómeno podría ser sin embargo contrarrestado por el repoblamiento de las playas que produciría la movilización de dichos materiales, la cual tendería a disminuir la erosión y aumentar la superficie de playa.

Si bien en el corto período la erosión costera no afectaría significativamente los recursos hídricos alojados en la lente de agua dulce sí lo haría en un futuro

próximo. Frente a este panorama claramente erosivo resulta indispensable la implementación de estructuras tendientes, cuanto menos, a aminorar los procesos que ponen en riesgo la sustentabilidad costera. Tradicionalmente, en situaciones de este tipo, donde el proceso erosivo ha tomado un carácter tal que compromete la infraestructura y el desarrollo urbanístico de una localidad, se plantean la construcción de murallones, escolleras, entre otras estructuras de defensa costera. Sin embargo, los efectos adversos de dichas estructuras en la dinámica litoral y en los ecosistemas costeros están ampliamente documentados e incluyen, entre otros problemas, aceleramiento de la erosión, pérdida de biodiversidad, cambios geomorfológicos e hidrográficos (Currin *et al.*, 2010). A partir de este último planteo, y teniendo como objetivo la preservación del medio natural, conjuntamente con la atenuación de la erosión, se plantea el paradigma de restauración costera o “living shorelines” (Benoit *et al.*, 2007). Dicho sistema involucra la utilización y construcción de estructuras artificiales conjuntamente con la restauración de la vegetación natural de los humedales (Gedan *et al.*, 2011, Swann, 2008). Existen numerosos ejemplos de humedales intermareales a lo largo del mundo donde estas técnicas comienzan a reemplazar a los enfoques tradicionales con buenos resultados ya que tan solo una franja estrecha de humedal recuperado, es decir, pocas decenas de metros, puede atenuar significativamente la erosión (Meyer *et al.*, 1997, Piazza *et al.*, 2005, Gedan *et al.*, 2011, Currin *et al.*, 2010, Swann, 2008). En estos trabajos se plantea la implementación conjunta de estructuras artificiales (estructuras de concreto que al mismo tiempo sirven de hábitat para organismos bentónicos) con la restauración de la vegetación intermareal natural del humedal. En nuestro país prevalecen sin embargo las técnicas tradicionales de protección costera y no existen ejemplos, al menos citados en la bibliografía, donde se hayan implementado otro tipo de soluciones. Por otra parte, la mayor parte de los trabajos

de restauración y los proyectos de “living shorelines” han sido desarrollados en humedales que poseen comunidades vegetales diferentes a las del Río de la Plata (ambientes con aguas de mayor salinidad) y principalmente bajo la restauración de la vegetación de *Spartina alterniflora* (Gedan *et al.*, 2011), por lo que no se conoce qué respuesta pueden tener las restauraciones de las comunidades autóctonas. Dada la magnitud de la problemática erosiva en el sector central de la costa de Punta Indio (sector S2), se propone como alternativa de restauración costera según el modelo presentado por Currin *et al.* (2010) y Benoit *et al.* (2007) (Fig. 8.13).

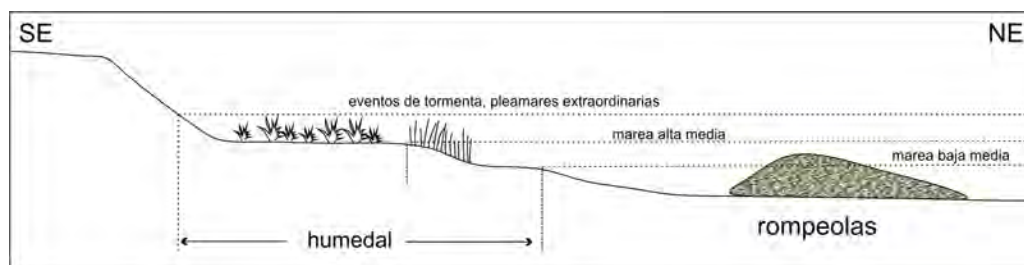


Figura 8.13: Proyecto de restauración costera. Esquema del perfil de playa con la implementación de rompeolas y ubicación de la vegetación en el humedal intermareal.

En el mismo se plantea la construcción de rompeolas sumergidos por debajo de la línea media de marea alta y de manera paralela a subparalela a la línea de costa (Fig. 8.14). La importancia de los mismos radica en su capacidad de reducir la energía del oleaje y al mismo tiempo generar zonas protegidas donde puede ser restaurada la vegetación natural. Detrás de estas estructuras es recomendable la restauración de la vegetación natural del humedal. Si bien esta restauración puede afectar el recurso turístico de la manera que es actualmente concebido (playas de arena), la solución a esta problemática podría darse a partir de la revaloración del ambiente natural y el turismo ecológico.

La implementación de medidas de mitigación y atenuación de los procesos erosivos resulta fundamental, no solo para la protección de las estructuras y propiedades vecinas a la línea de costa, sino también porque permitirán a futuro salvaguardar los recursos hídricos de agua dulce.



Figura 8.14: Posible ubicación para la construcción del rompeolas. Distribución de la vegetación intermareal presente en 2013 y posible zona de restauración de la vegetación.



9. Conclusiones

La planicie costera del Río de la Plata, en el sector noreste de la Provincia de Buenos Aires se enmarca dentro de una región donde en términos generales el recurso hídrico subterráneo no se encuentra condicionado naturalmente en cuanto a calidad y disponibilidad para abastecimiento humano. En la llanura continental del noreste de la provincia, adyacente al área de planicie costera estudiada, el acuífero freático alojado en los Sedimentos Pampeanos y el semiconfinado alojado en las Arenas Puelches son los principales acuíferos utilizados para abastecimiento. El agua en ambos acuíferos es de tipo bicarbonatada sódica a cálcica magnésica de baja salinidad y las principales limitaciones de potabilidad que se dan en algunos sectores se vinculan a contenidos de As elevados o a altas concentraciones de nitratos relacionadas a focos de contaminación puntual.

Estos acuíferos tienden a salinizarse hacia el área de planicie costera por lo que su calidad no resulta ya apta para abastecimiento humano. De esta manera, la planicie costera del Río de la Plata constituye un área litoral donde domina el

agua subterránea salina y donde el desarrollo socioeconómico está íntimamente relacionado a la disponibilidad de agua apta para consumo humano en cantidad y calidad.

La disponibilidad de fuentes de agua dulce se asocia directamente a geoformas de alta permeabilidad que permiten la infiltración preferencial de agua de lluvia y su acumulación en forma de lentes. Un estudio detallado de las características geológicas, geomorfológicas, y geohidrológicas resulta por lo tanto indispensable para dilucidar los factores que determinan la disponibilidad y calidad de dichas fuentes de agua dulce. A su vez, dada la ubicación del área de estudio, a las problemáticas intrínsecas que puedan afectar el medio subterráneo se suman aquellas relacionadas a la dinámica costera, como son el aumento relativo en el nivel medio del mar y la erosión costera.

Dentro del área de planicie costera estudiada se reconocieron tres unidades geomorfológicas principales: llanura de marea relictas, planicie con cordones litorales y marisma. Desde el punto de vista litoestratigráfico se vinculan respectivamente a los Miembros Canal 18, Cerro de la Gloria y Canal 15 de la Fm. Canal de las Escobas que se apoyan sobre una plataforma de abrasión labrada sobre los Sedimentos Pampeanos. Dentro de la planicie con cordones se diferencian dos subunidades con características particulares: cordones principales y cordones secundarios y a su vez formas medanosas menores sobreimpuestas a las anteriores. Las características mineralógicas y texturales de los sedimentos varían de acuerdo a la unidad geomorfológica considerada. En la llanura de marea relictas los sedimentos son arcillosos con dominancia de illita y esmectitas y limosos con clastos de cuarzo, feldespato y calcita. En los cordones principales predominan arenas medias a gruesas con abundantes fragmentos de conchilla y concreciones carbonáticas mientras que los cordones secundarios se caracterizan por arenas

finas a muy finas con conchillas subordinadas. La fracción arenosa está compuesta por clastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, óxidos de hierro indiferenciados y minerales máficos. Por último, la marisma posee sedimentos arcillosos en superficie y arenas finas por debajo de 1 m de profundidad, presentando además de los minerales anteriormente descriptos para las demás unidades, arcillas de tipo esmectitas y caolinita.

De los tres ambientes reconocidos, la planicie con cordones es la única geoforma que por su mayor permeabilidad favorece la infiltración del agua de lluvia que se acumula tanto en los sedimentos superficiales como en los Sedimentos Pampeanos subyacentes. Desde el punto de vista de la hidrodinámica constituye un área de recarga preferencial, donde los ascensos en el nivel freático responden a las precipitaciones producidas en días previos y no a la influencia de los flujos mareales desde el estuario. La recarga ocurre principalmente durante el invierno donde se registran los mayores excedentes hídricos y los niveles freáticos más altos mientras que hacia los meses de verano se registra un descenso continuo de los niveles en coincidencia con el pasaje de un período de excedentes a uno de déficit.

En la llanura de marea relictas la baja permeabilidad de los sedimentos superficiales conduce a que la infiltración del agua de lluvia sea menor y esta tienda a acumularse en superficie drenando hacia las zonas deprimidas de los antiguos canales de marea. En la marisma, la infiltración del agua de lluvia es también poco relevante y la dinámica del agua subterránea depende fundamentalmente del régimen de mareas. Durante las pleamares extraordinarias se produce la inundación de la marisma y posterior infiltración del agua del estuario. De esta manera la columna de agua mareal sobre los sedimentos de la marisma produce un ascenso brusco en los niveles freáticos. Posteriormente durante la bajamar y pleamares

de menor altura, el nivel freático tiende a descender lentamente por la descarga de agua subterránea hacia el estuario. Asimismo, se reconocen oscilaciones en el nivel freático ocasionadas por un efecto hidráulico y mecánico inducido por la marea producto de la fuerza que ejerce la columna de agua en los sedimentos que contienen al acuífero y que se extiende hacia el sector de plataforma del estuario.

El sentido regional de escurrimiento subterráneo es hacia el estuario aunque localmente durante los períodos de excedentes hídricos (invierno) la recarga en los cordones produce un ascenso en los niveles lo cual genera una divisoria del flujo subterráneo hacia la marisma y la llanura de marea relictas. Cabe destacar que si bien esta divisoria en verano tiende a no marcarse, el extremadamente bajo gradiente hídrico de la planicie costera hace que el agua acumulada debajo del ambiente de planicie con cordones no reciba aportes importantes desde la llanura de marea relictas.

Las características geomorfológicas, geológicas e hidrológicas de la planicie costera condicionan además la existencia de ambientes de agua dulce y de agua salina a salobre. Dentro de los primeros se encuentran los cordones principales, donde el contenido salino del agua es en promedio de $1170 \mu S/cm$, mientras que los segundos están representados por la llanura de marea relictas, cordones secundarios y marisma donde la salinidad del agua se encuentra mayormente por encima de los $2000 \mu S/cm$.

De acuerdo al análisis de isótopos ambientales la infiltración prevalece sobre la evaporación, con porcentajes de evaporación menores a 5% por lo que se descarta enriquecimiento en sales por evaporación. La geoquímica del agua subterránea varía de acuerdo a la unidad geomorfológica considerada; en los cordones principales la recarga continua de agua de lluvia ha modificado lo que debiera ser la composición original de origen marino del agua subterránea. La química del agua

en este ambiente está principalmente condicionada por disolución de carbonatos, $\text{CO}_{2(g)}$ desde la atmósfera, por recarga a partir del agua de lluvia e intercambio catiónico $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}$.

En las demás unidades donde los suelos tienden a ser salinos y presentar costras superficiales de yeso y halita, el agua de lluvia al infiltrar disuelve estos minerales de alta solubilidad. Posteriormente estas sales son incorporadas en el acuífero enriqueciendo las aguas en Cl^- y SO_4^{-2} . En la marisma, a estos procesos se le suma la influencia del flujo mareal del Río de la Plata, dada la similitud en la composición isotópica con el agua del estuario.

La principal limitante en la calidad de agua para abastecimiento humano es debida a la elevada salinidad que esta presenta. Si bien en la región se han detectado otros contaminantes como As y NO_3^- , en la planicie costera estos iones no registraron concentraciones por encima de los límites de potabilidad.

En cuanto a su distribución espacial, el agua dulce en la planicie se dispone formando una lente prácticamente continua y coincidente con los cordones principales. La lente se aloja mayoritariamente en los Sedimentos Pampeanos y posee un espesor máximo de unos 40 m. Tomando un coeficiente de 0,09 el volumen total de agua dulce almacenado en toda la lente es de $78.259.700 \text{ m}^3$. De acuerdo a los balances hídricos efectuados para el período 1997-2016 y para un valor de reserva del suelo de 51 mm, la recarga total de la lente representa unos $6.303.500 \text{ m}^3$ al año. Si se considera solo el área ocupada por la localidad de Punta Indio, este volumen desciende a 960.630 m^3 . El volumen de recarga es variable de acuerdo al período considerado en los balances hídricos, como así también varía de acuerdo a si estos se efectúan tomando valores de precipitación media mensual o valores diarios. De acuerdo a los valores calculados, y a partir de consumos medios por habitante en la región, el área del pueblo podría sostener alrededor de unos 5000

residentes permanentes.

Por otra parte, se identificaron a la actividad minera y a la erosión costera como dos problemáticas que pueden comprometer la sustentabilidad de las reservas de agua dulce alojadas en la lente. Por un lado, la actividad minera ha disminuido considerablemente el área ocupada naturalmente por los cordones litorales lo cual traería aparejada una disminución del volumen de la lente a raíz de la disminución en la cota del terreno. Por otro lado, un sector de la costa se ha visto afectado fuertemente por la erosión durante las últimas décadas, con tasas de retroceso de la línea de costa de aproximadamente 3,6 m/año. Las tasas de cambio en la línea de costa se desvían en este sector del comportamiento normal para el resto del litoral, con una tasa promedio de -0,4 m/año. La erosión costera podría haberse desencadenado a partir del retiro de la vegetación natural de la marisma, lo que habría desencadenado un proceso erosivo continuo en algunos sectores de la costa afectados por la actividad humana. Los pronósticos futuros dan cuenta que de mantenerse las actuales tasas de retroceso de la línea de costa, amplios sectores de la planicie costera se verían afectados, comprometiendo no solo la infraestructura y las actividades llevadas a cabo en la costa sino también los recursos hídricos almacenados en la lente de agua dulce.

El presente estudio constituye la primera evaluación de los recursos hídricos de la planicie costera del Río de la Plata en el litoral noreste del Partido de Punta Indio, Provincia de Buenos Aires. El mismo da cuenta de los procesos que condicionan tanto la calidad como la cantidad del agua subterránea dulce en este ambiente. Asimismo, brinda la información de base para a futuro establecer un plan adecuado de manejo del recurso agua, garantizando su sostenibilidad, la preservación de los distintos ambientes que integran la planicie costera, como así también el desarrollo socioeconómico del área.

Bibliografía

- AGUIRRE, M. & WHATLEY, R. (1995). Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: A review. *Quaternary Science Reviews* **14**, 223–254.
- AKINBINU, V. (2015). Delineation of saline water intrusion to safe-guide inland groundwater resources. *Ocean & Coastal Management* **116**, 162–168.
- AMEGHINO, F. (1880). *La antigüedad del hombre en el Plata*, vol. 1. G. Masson.
- AMEGHINO, F. (1889). *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina: obra escrita bajo los auspicios de la Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina para ser presentada á la exposición universal de Paris de 1889. Atlas*. PE Coni é hijos.
- AMEGHINO, F. (1908). *Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalán*. Museo Nacional de Buenos Aires.
- ANDERS, F. J. & BYRNES, M. R. (1991). Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. *Shore and Beach* **59**(1), 17–26.
- ANDERSON, J. T. & DAVIS, C. A. (2013). *Wetland Techniques: Volume 1: Foundations*, vol. 1. Springer.

-
- ANTONELLINI, M., MOLLEMA, P., GIAMBASTIANI, B., BISHOP, K., CARUSO, L., MINCHIO, A., PELLEGRINI, L., SABIA, M., ULAZZI, E. & GABBIANELLI, G. (2008). Salt water intrusion in the coastal aquifer of the southern Po Plain, Italy. *Hydrogeology Journal* **16**(8), 1541.
- APHA, A. (1998). Wpcf, 1998. *Standard methods for the examination of water and wastewater* **20**.
- APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. (2004). *Geochemistry, groundwater and pollution*. CRC press.
- ARGAMASILLA, M., BARBERÁ, J. & ANDREO, B. (2017). Factors controlling groundwater salinization and hydrogeochemical processes in coastal aquifers from southern Spain. *Science of The Total Environment* **580**, 50–68.
- AUGE, M. P. (2005). Hidrogeología De La Plata, Provincia De Buenos Aires. In: *XVI Congreso Geológico Argentino. Relatorio*, vol. 2.
- AUGE, M. P., HERNÁNDEZ, M. A. & HERNÁNDEZ, L. (2002). Actualización del conocimiento del acuífero semiconfinado puelche en la provincia de Buenos Aires, Argentina. In: *Groundwater and human development* (BOCANEGRA, E., MARTÍNEZ, D. & MASSONE, H., eds.). pp. 624–633.
- AYSA (2012). Informe al usuario, 2012.
- BATISTA, W. B., TABOADA, M. A., LAVADO, R. S., PERELMAN, S. B., LEÓN, R. J., OESTERHELD, M., AGUIAR, M., GHERSA, C. & PARUELO, J. (2005). Asociación entre comunidades vegetales y suelos en el pastizal de la Pampa Deprimida. *La heterogeneidad de la vegetación de los agroecosistemas*, 113–129.

-
- BAZÁN, J. & JANIOT, L. (1991). Zona de máxima turbidez y su relación con otros parámetros del Río de la Plata. *Documento Técnico del Departamento de Oceanografía, Servicio Hidrografía Naval* (65/91).
- BAZAN, J. M. & ARRAGA, E. (1993). El Río de la Plata, un sistema fluvio-marítimo frágil: acercamiento a una definición de calidad de sus aguas. *Conferencias de Limnología*.
- BENOIT, J., HARDAWAY, C., HERNANDEZ, D., HOLMAN, R., KOCH, E., MCLELLAN, N., PETERSON, S., REED, D. & SUMAN, D. (2007). Mitigating shore erosion along sheltered coasts. *National Research Council, Washington*.
- BOBBA, A. G. (2002). Numerical modelling of salt-water intrusion due to human activities and sea-level change in the Godavari Delta, India. *Hydrological Sciences Journal* **47**(S1), S67–S80.
- BONORINO, A. (2005). Acuíferos profundos e hidrotermalismo [deep aquifers and hydrothermalism]. In: *En: de Barrio R, Etcheverry R, Caballé M, Llambias E (eds) Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina*.
- BRACACCINI, O. I. (1980). Cuenca del Salado. In: *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, II*.
- CAA (2012). Código Alimentario Argentino, Ley 18.284, Capítulo XII, Bebidas Alcohólicas: bebidas hídricas, agua y agua gasificada.
- CABRERA, A. (1976). Regiones fitogeográficas argentinas.
- CABRERA, A. L. (1968). *Flora de la Provincia de Buenos Aires: Pteridófitas*,

-
- Gimnospermas y Angiospermas Monocotiledóneas (a excepción de Gramineas)*, vol. 4.
- CAGNONI, M., FAGGI, A. & RIBICHICH, A. (1996). La vegetación de la Reserva El Destino (Partido de Magdalena, Provincia de Buenos Aires). *Parodiana* **9**(1), 25–44.
- CAROL, E., BRAGA, F., DONNICI, S., KRUSE, E. & TOSI, L. (2017). The hydrologic landscape of the Ajó coastal plain, Argentina: An assessment of human-induced changes. *Anthropocene* **18**, 1–14.
- CAROL, E., GARCÍA, L. & BORZI, G. (2015). Hydrogeochemistry and sustainability of freshwater lenses in the Samborombón Bay wetland, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* **60**, 21–30. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.03.002>.
- CAROL, E., KRUSE, E., MANCUSO, M. & MELO, M. (2013a). Local and regional water flow quantification in groundwater-dependent wetlands. *Water resources management* **27**(3), 807–817.
- CAROL, E., KRUSE, E. & MAS-PLA, J. (2009). Hydrochemical and isotopical evidence of ground water salinization processes on the coastal plain of Samborombón Bay, Argentina. *Journal of Hydrology* **365**(3-4), 335–345.
- CAROL, E., KRUSE, E. & TEJADA, M. (2013b). Surface water and groundwater response to the tide in coastal wetlands: Assessment of a marsh in the outer Río de la Plata estuary, Argentina. *Journal of Coastal Research* **65**(sp2), 1098–1103.
- CAROL, E., MAS-PLA, J. & KRUSE, E. (2013c). Interaction between continental and estuarine waters in the wetlands of the northern coastal plain of

-
- Samborombón Bay, Argentina. *Applied Geochemistry* **34**, 152–163. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.03.006>.
- CAROL, E. S., DEL PILAR ALVAREZ, M. & BORZI, G. E. (2016). Assessment of factors enabling halite formation in a marsh in a humid temperate climate (Ajó Marsh, Argentina). *Marine pollution bulletin* **106**(1-2), 323–328.
- CAROL, E. S. & KRUSE, E. E. (2012). Hydrochemical characterization of the water resources in the coastal environments of the outer Río de la Plata estuary, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* **37**, 113–121.
- CAROL, E. S., KRUSE, E. E. & POUSA, J. L. (2011). Influence of the geologic and geomorphologic characteristics and of crab burrows on the interrelation between surface water and groundwater in an estuarine coastal wetland. *Journal of Hydrology* **403**(3-4), 234–241.
- CAVALLOTTO, J. L. (1995). *Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sur del Río de la Plata*. Ph.D. thesis, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
- CAVALLOTTO, J. L. (2002). Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **57**(4), 376–388.
- CAVALLOTTO, J. L. & VIOLANTE, R. A. (2005). Geología y geomorfología del río de la plata. In: *Relatorio del XVI Congreso. Geológico Argentino. La Plata*.
- CAVALLOTTO, J. L., VIOLANTE, R. A. & PARKER, G. (2004). Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la plata river (argentina). *Quaternary International* **114**(1), 155–165.

-
- CLARK, I. (2015). *Groundwater geochemistry and isotopes*. CRC press.
- CODIGNOTTO, J., DRAGANI, W., MARTÍN, P., CAMPOS, M., ALONSO, G., SIMIONATO, C. & MEDINA, R. (2011). Erosión en la bahía de Samborombón y cambios en la dirección de los vientos, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie* **13**(2), 135–138.
- CODIGNOTTO, J., SAYAGO, J. & COLLANTES, M. (2009). Incremento de la Erosión en la Costa Atlántica Argentina y el Calentamiento Global. *Geomorfología y Cambio Climático* **2**, 25–30.
- COLADO, U., FIGINI, A., FIDALGO, F. & FUCKS, E. (1995). Los depósitos marinos del Cenozoico Superior aflorantes en la zona comprendida entre Punta Indio y el río Samborombón, provincia de Buenos Aires. *IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 151–158.
- COZZOLINO, D., GREGGIO, N., ANTONELLINI, M. & GIAMBASTIANI, B. M. S. (2017). Natural and anthropogenic factors affecting freshwater lenses in coastal dunes of the Adriatic coast. *Journal of Hydrology*.
- CROWELL, M., LEATHERMAN, S. P. & BUCKLEY, M. K. (1991). Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 839–852.
- CURRAY, J. R., EMMEL, F. J., CRAMPTON, P. J. *et al.* (1969). Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: *Memorias del Simposio Internacional de Lagunas Costeras*.
- CURRIN, C., CHAPPELL, W. & DEATON, A. (2010). Developing alternative shoreline armoring strategies: the living shoreline approach in North Carolina.

-
- In: *Puget Sound Shorelines and the Impacts of Armoring - Proceedings of a State of the Science Workshop*, vol. 5254.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. (1976). *Hidrología subterránea*, vol. 1. Omega Barcelona.
- DA LIO, C., TOSI, L., ZAMBON, G., VIANELLO, A., BALDIN, G., LORENZETTI, G., MANFÈ, G. & TEATINI, P. (2013). Long-term groundwater dynamics in the coastal confined aquifers of Venice (Italy). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **135**, 248–259.
- DAPEÑA, C. (2008). Isótopos ambientales livianos: su aplicación en hidrología e hidrogeología. *PhD Tesis, University of Buenos Aires* .
- DAPEÑA, C. & PANARELLO, H. O. (2004). Composición isotópica de la lluvia de Buenos Aires. Su importancia para el estudio de los sistemas hidrológicos pampeanos. *Hidrogeología* **4**.
- DARWIN, C. & SOWERBY, G. B. (1846). *Geological observations on South America: Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, RN during the years 1832 to 1836*, vol. 3. Smith, Elder and Company.
- DAUS, F. A. (1946). Morfología general de las llanuras argentinas. *Geografía de la República Argentina. GAEA, VI* .
- DE FRANCO, R., BIELLA, G., TOSI, L., TEATINI, P., LOZEJ, A., CHIOZZOTTO, B., GIADA, M., RIZZETTO, F., CLAUDE, C., MAYER, A. *et al.* (2009). Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography:

-
- The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy). *Journal of Applied Geophysics* **69**(3-4), 117–130.
- DE LOUW, P. G., EEMAN, S., SIEMON, B., VOORTMAN, B. R., GUNNINK, J., VAN BAAREN, E. S. & OUDE ESSINK, G. (2011). Shallow rainwater lenses in deltaic areas with saline seepage. *Hydrology and Earth System Sciences* **15**, 3659–3678.
- DOERING, A. (1882). Geología: Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor general de la Expedición al Río Negro (Patagonia). *Geología* **3**.
- D'ONOFRIO, E. & FIORE, M. (2002). Influencia de los caudales aportados por los ríos Paraná y Uruguay en el nivel medio del puerto de Buenos Aires. *Report for the project: Assessment of Impacts and Adaptations to Climate Change. A Global Environment Facility project implemented by the United Nations Environment Program. Informe Técnico (06/02)*.
- D'ONOFRIO, E. E., FIORE, M. M. & POUSA, J. L. (2008). Changes in the regime of storm surges at buenos aires, argentina. *Journal of Coastal Research* **24**(sp1), 260–265.
- D'ORBIGNY, A. D. (1843). *Voyage dans l'Amérique meridionale: le Bresil, la republique orientale de l'Uruguay, la republique Argentine, la Patagonie, la republique du Chili, la republ. de Bolivia, la republ. du Perou*, vol. 2. Pitois-Levrault.
- EORC-JAXA (2016). ALOS global digital surface model ALOS World 3D-30m(AW3D30).

-
- ESSINK, G. H. O. (2001). Improving fresh groundwater supply - problems and solutions. *Ocean & Coastal Management* **44**(5-6), 429–449.
- FIDALGO, F. (1983). Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca del río salado y en la pampa ondulada. *Coloquio Internacional de Hidrología de Grandes Llanuras* , 1043–1068.
- FIDALGO, F., COLADO, U. & DE FRANCESCO, F. (1973). Sobre intrusiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). In: *V Congreso Geológico Argentino*, vol. 4.
- FIDALGO, F., DE FRANCESCO, F. & PASCUAL, R. (1975). Geología superficial de la llanura bonaerense. In: *VI Congreso Geológico Argentino*.
- FORD, M. (2013). Shoreline changes interpreted from multi-temporal aerial photographs and high resolution satellite images: Wotje Atoll, Marshall Islands. *Remote Sensing of Environment* **135**, 130–140.
- FRAMIÑAN, M. B. & BROWN, O. B. (1996). Study of the Río de la Plata turbidity front, Part I: spatial and temporal distribution. *Continental Shelf Research* **16**(10), 1259–1282.
- FRAMIÑAN, M. B., ETALA, M. P., ACHA, E. M., GUERRERO, R. A., LASTA, C. A. & BROWN, O. B. (1999). Physical characteristics and processes of the Río de la Plata estuary. In: *Estuaries of South America*. Springer, pp. 161–194.
- FRENGUELLI, J. (1940). *Rasgos principales de fitogeografía argentina*. Museo de La Plata La Plata.
- FRENGUELLI, J. (1950). Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires. Provincia de Buenos aires, Ministerio de Obras

-
- Públicas de la Provincia de Buenos Aires. *Lab. Ensayos Materiales Invest. Tecnol.(LEMIT) Ser. II* **33**, 1–72.
- FRENGUELLI, J. (1957). Geografía de la República Argentina II (tercera parte). *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA* , 190–192.
- FUCKS, E. E., SCHNACK, E. J. & 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.
- GEDAN, K. B., KIRWAN, M. L., WOLANSKI, E., BARBIER, E. B. & SILLIMAN, B. R. (2011). The present and future role of coastal wetland vegetation in protecting shorelines: answering recent challenges to the paradigm. *Climatic Change* **106**(1), 7–29.
- GENZ, A. S., FLETCHER, C. H., DUNN, R. A., FRAZER, L. N. & ROONEY, J. J. (2007). The predictive accuracy of shoreline change rate methods and alongshore beach variation on Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research* , 87–105.
- GIMÉNEZ, J. E., HURTADO, M. A. & MARTÍNEZ, O. R. (2008). Characterization of abiotic conditions affecting vegetation distribution in the river plate coastal plain, Argentina. *Acta Scientiarum - Biological Sciences* **30**(4), 423–430.
- GONFIANTINI, R. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* **271**(5645), 534.
- GONFIANTINI, R. (1986). Environmental isotopes in lake studies. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry; The Terrestrial Environment* , 113–168.

-
- GROEBER, P. (1945). Las aguas surgentes y semisurgentes del norte de la Provincia de Buenos Aires. *Revista La Ingeniería* **6**.
- GUARRACINO, L., CARRERA, J. & VÁZQUEZ-SUÑÉ, E. (2012). Analytical study of hydraulic and mechanical effects on tide-induced head fluctuation in a coastal aquifer system that extends under the sea. *Journal of hydrology* **450**, 150–158.
- GUILDERTON, T., BURCKLE, L., HEMMING, S. & PELTIER, W. (2000). Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1**(12).
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2008). *Geomorfología*. Prentice-Hall.
- HEM, J. D. (1985). *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*, vol. 2254. Department of the Interior, US Geological Survey.
- HERNÁNDEZ, M., FILI, M., AUGE, M. & CECI, J. (1975). Geohidrología de los acuíferos profundos de la provincia de buenos aires. In: *Actas VI Congreso Geológico Argentino. Bahía Blanca*.
- HERRERO, J. & CASTAÑEDA, C. (2015). Temporal changes in soil salinity at four saline wetlands in NE Spain. *Catena* **133**, 145–156.
- HOWARD, G. & BARTRAM, J. (2003). Domestic water quantity, service level and health .
- HUYAKORN, P. S., ANDERSEN, P. F., MERCER, J. W. & WHITE, H. O. (1987). Saltwater intrusion in aquifers: Development and testing of a three-dimensional finite element model. *Water Resources Research* **23**(2), 293–312.

-
- IGN (2016). Modelo digital de elevaciones de la argentina. URL <http://www.ign.gob.ar/NuestrasActividades/Geodesia/ModeloDigitalElevaciones/Mapa>.
- IMBELLONE, P. A., GIMÉNEZ, J. E. & MORMENEO, M. L. (2012). Suelos Loésicos influenciados por depósitos de conchilla pleistocenos de la Formación Pascua. *Latin American Journal Of Sedimentology and Basin Analysis* **19**, 67–88.
- IMBELLONE, P. A., GIMÉNEZ, J. E. & MORMENEO, M. L. (2014). Suelos calcáreos del litoral noreste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. In: *Suelos con acumulacion es calcáreas y yesíferas de Argentina* (IMBELLONE, P. A., ed.), MAY 2014. INTA, pp. 57–93.
- INDEC (2010). Censo nacional de población, hogares y vivienda.
- INTA (1989). Mapa de suelos de la provincia de buenos aires: Escala 1: 500.000.
- INTROCASO, A. & RAMOS, V. (1984). La cuenca del salado: un modelo de evolución aulacogénica. In: *IX Congreso Geológico Argentino*, vol. 3.
- ISLA, F., RUTTER, N., SCHNACK, E. & ZÁRATE, M. (2000). La transgresión belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales* **1**, 3–14.
- ISLA, F. I., CORTIZO, L. C. & TURNO ORELLANO, H. (2001). Dinámica y evolución de las barreras medanosas, provincia de buenos aires, argentina. *Revista Brasileira de Geomorfología* **2**(1), 73–83.
- JAIME, P., MENÉNDEZ, A., URIBURU QUIRNO, M. & TORCHIO, J. (2002).

-
- Análisis del régimen hidrológico de los ríos Paraná y Uruguay. *Informe LHA* , 05–216.
- KOLDITZ, O., RATKE, R., DIERSCH, H.-J. G. & ZIELKE, W. (1998). Coupled groundwater flow and transport: 1. verification of variable density flow and transport models. *Advances in Water Resources* **21**(1), 27–46.
- KOOI, H., GROEN, J. & LEIJNSE, A. (2000). Modes of seawater intrusion during transgressions. *Water Resources Research* **36**(12), 3581–3589.
- KÖPPEN, W. P. (1931). *Grundriss der klimakunde* .
- KRUSE, E. & ZIMMERMANN, E. (2002). Hidrogeología de grandes llanuras. particularidades en la llanura pampeana (argentina). *Groundwater and Human Development* , 2025–2038.
- KUENZER, C., VAN BEIJMA, S., GESSNER, U. & DECH, S. (2014). Land surface dynamics and environmental challenges of the Niger Delta, Africa: Remote sensing-based analyses spanning three decades (1986–2013). *Applied Geography* **53**, 354–368.
- LADOUCHE, B. & WENG, P. (2005). Hydrochemical assessment of the Rochefort marsh: Role of surface and groundwater in the hydrological functioning of the wetland. *Journal of hydrology* **314**(1-4), 22–42.
- LOGAN, W. S., AUGE, M. P. & PANARELLO, H. O. (1999). Bicarbonate, Sulfate, and Chloride Water in a Shallow, Clastic-Dominated Coastal Flow System, Argentina. *Groundwater* **37**(2), 287–295.
- LOGAN, W. S. & NICHOLSON, R. V. (1997). Origin of dissolved groundwater

-
- sulphate in coastal plain sediments of the rio de la plata, eastern argentina. *Aquatic Geochemistry* **3**(4), 305–328.
- LONGE, E. (2011). Groundwater resources potential in the coastal plain sands aquifers, Lagos, Nigeria. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences* **3**(1), 1–7.
- MAITI, S. & BHATTACHARYA, A. K. (2009). Shoreline change analysis and its application to prediction: a remote sensing and statistics based approach. *Marine Geology* **257**(1), 11–23.
- MARIMUTHU, S., REYNOLDS, D. & LA SALLE, C. L. G. (2005). A field study of hydraulic, geochemical and stable isotope relationships in a coastal wetlands system. *Journal of Hydrology* **315**(1-4), 93–116.
- MARTINEZ, O. R., HURTADO, M. A. & GIMÉNEZ, J. E. (2006). Caracterización ambiental de los humedales costeros del Río de la Plata. Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de Geociencias* **5**(584), 55–64.
- MELO, M., CAROL, E. & KRUSE, E. (2012). Cambios geomorfológicos en la Planicie Costera del Río de La Plata: Implicancias en la relación agua superficial–agua subterránea. In: *Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*.
- MEYER, D. L., TOWNSEND, E. C. & THAYER, G. W. (1997). Stabilization and erosion control value of oyster cultch for intertidal marsh. *Restoration Ecology* **5**(1), 93–99.
- MONTALTO, F. A., STEENHUIS, T. S. & PARLANGE, J.-Y. (2006). The hydrology of Piermont Marsh, a reference for tidal marsh restoration in the Hudson river estuary, New York. *Journal of Hydrology* **316**(1-4), 108–128.

-
- MOORE, L. J. (2000). Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 111–124.
- MORTON, R. A. (2008). *National assessment of shoreline change: Part 1: Historical shoreline changes and associated coastal land loss along the US Gulf of Mexico*. DIANE Publishing.
- MOUSSA, A. B., ZOUARI, K. & MARC, V. (2011). Hydrochemical and isotope evidence of groundwater salinization processes on the coastal plain of Hammamet–Nabeul, north-eastern Tunisia. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* **36**(5-6), 167–178.
- NICHOLLS, R. J., WONG, P. P., BURKETT, V., CODIGNOTTO, J., HAY, J., MCLEAN, R., RAGOONADEN, S., WOODROFFE, C. D., ABUODHA, P., ARBLASTER, J. *et al.* (2007). Coastal systems and low-lying areas .
- PARKHURST, D. L., APPELO, C. *et al.* (1999). User's guide to PHREEQC (Version 2): A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations .
- PASCUAL, R., ORTEGA HINOJOSA, E. J., GONDAR, D. & TONNI, E. (1965). Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales CIC* **6**.
- PERA IBARGUREN, S. (2004). Surface water-groundwater interactions in trans-mission environments: the Rio de la Plata coastal plain, Argentina .
- PIAZZA, B. P., BANKS, P. D. & LA PEYRE, M. K. (2005). The potential for created oyster shell reefs as a sustainable shoreline protection strategy in Louisiana. *Restoration Ecology* **13**(3), 499–506.

-
- POUSA, J., TOSI, L., KRUSE, E., GUARAGLIA, D., BONARDI, M., MAZZOLDI, A., RIZZETTO, F. & SCHNACK, E. (2007). Coastal processes and environmental hazards: the Buenos Aires (Argentina) and Venetian (Italy) littorals. *Environmental Geology* **51**(8), 1307–1316.
- PRIETO, A. R., MOURELLE, D., PELTIER, W. R., DRUMMOND, R., VILANOVA, I. & RICCI, L. (2017). Relative sea-level changes during the Holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: A review. *Quaternary International* **442**, 35–49. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.044>.
- QUIROZ-LONDOÑO, O. M., MARTÍNEZ, D. & MASSONE, H. (2012). Estimación de recarga de acuíferos en ambientes de llanura con base en variaciones de nivel freático. *Tecnología y ciencias del agua* **3**(2), 123–130.
- RICHIANO, S., VARELA, A. N., DEL ELÍA, L., BILMES, A. & AGUIRRE, M. (2012). Evolución paleoambiental de cordones litorales holocenos durante una caída del nivel del mar en la Bahía Samborombon, Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* **19**(2), 105–124.
- RIGGI, J., FIDALGO, F., MARTÍNEZ, O. & PORRO, N. (1986). Geología de los Sedimentos Pampeanos en el partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **41**(3-4), 316–333.
- ROMINE, B. M., FLETCHER, C. H., BARBEE, M. M., ANDERSON, T. R. & FRAZER, L. N. (2013). Are beach erosion rates and sea-level rise related in Hawaii? *Global and Planetary Change* **108**, 149–157.
- ROTZOLL, K. & EL-KADI, A. I. (2008). Estimating hydraulic properties of coastal aquifers using wave setup. *Journal of Hydrology* **353**, 201–213.

SALA, J. *et al.* (1973). Contribución al estudio geohidrológico del Noreste de la Provincia de Buenos Aires. *EASNE-CFI Serie Técnica* **24**.

SALA, J. M. & ANGELELLI, V. (1975). Recursos hídricos (especial mención de las aguas subterráneas). In: *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires. IV Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires, Argentina*.

SALA, J. M., GONZALEZ, N. & HERNANDEZ, M. (1978). Efectos de una barrera hidráulica natural en las aguas subterráneas del litoral de la Bahía de Samborombón. *Obra del Centenario del Museo de La Plata* **4**, 153–166.

SALAZAR, J., MOSCATELLI, G., CUENCA, M., FERRAO, R., GODAGNONE, R., GRIMBERG, H. & SÁNCHEZ, J. (1980). Carta de suelos de la provincia de Buenos Aires, Argentina. 1: 500.000. *Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Buenos Aires, Argentina*, 505.

SANCHEZ, R., FERRER, J., DUYMOVICH, O. & HURTADO, M. (1976). Estudio Pedológico integral de los partidos de Magdalena y Brandsen (Provincia de Buenos Aires). In: *Anales del LEMIT, serie II N 310*. Ministerio de Obras Públicas de la Provincia de Buenos Aires, pp. 1–123.

SANTUCCI, L., CAROL, E., BORZI, G. & GARCÍA, M. (2017). Hydrogeochemical and isotopic signature of surface and groundwater in a highly industrialized sector of the Rio de la Plata coastal plain (Argentina). *Marine pollution bulletin* **120**(1-2), 387–395.

SATHISH, S. & ELANGO, L. (2016). An integrated study on the characterization of freshwater lens in a coastal aquifer of Southern India. *Arabian Journal of Geosciences* **9**(14), 643.

-
- SAXTON, K. E. & RAWLS, W. J. (2006). Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Science Society of America Journal* **70**(5), 1569–1578.
- SCHNACK, E., ISLA, F., DE FRANCESCO, F., FUCKS, E., DE BARRIO, R., ETCHEVERRY, R., CABALLÉ, M. & LLAMBÍAS, E. (2005). Estratigrafía del Cuaternario marino tardío en la provincia de Buenos Aires. In: *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires: Relatorio, XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina. Capítulo X*.
- SCOTT, D. B. (2005). Coastal changes, rapid. In: *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer, pp. 253–255.
- SEELIGER, U. & KJERFVE, B. (2013). *Coastal marine ecosystems of Latin America*, vol. 144. Springer Science & Business Media.
- SERVICIO DE HIDROGRAFÍA NAVAL (2001). Derrotero argentino. *Río de la Plata. Buenos Aires, Argentina: Armada Argentina*.
- SHALEM, Y., WEINSTEIN, Y., LEVI, E., HERUT, B., GOLDMAN, M. & YECHIELI, Y. (2015). The extent of aquifer salinization next to an estuarine river: an example from the eastern mediterranean. *Hydrogeology Journal* **23**(1), 69–79.
- SIMIONATO, C., DRAGANI, W., MECCIA, V. & NUÑEZ, M. (2004). A numerical study of the barotropic circulation of the Río de la Plata estuary: sensitivity to bathymetry, the Earth's rotation and low frequency wind variability. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **61**(2), 261–273.
- SOLBRIG, O. & MORELLO, J. (1997). Reflexiones generales sobre el deterioro de la capacidad productiva de la Pampa Húmeda Argentina. *Argentina granero*

del mundo Hasta cuándo: la degradación del sistema agroproductivo de la Pampa H^hmeda y sugerencias para su recuperación, 1–28.

- STAPOR, F. (1975). Holocene beach ridge plain development, northwest Florida. *Zeitschrift für Geomorphologie* **22**, 116–144.
- SWANN, L. (2008). The use of living shorelines to mitigate the effects of storm events on Dauphin Island, Alabama, USA. In: *American Fisheries Society Symposium*, vol. 64.
- TANJAL, C., CAROL, E., RICHIANO, S. & SANTUCCI, L. (2017). Freshwater lenses as ecological and population sustenance, case study in the coastal wetland of Samborombón Bay (Argentina). *Marine pollution bulletin* **122**(1-2), 426–431.
- TANNER, W. F. (1987). Spatial and temporal factors controlling overtopping of coastal ridges. In: *Flood Hydrology*. Springer, pp. 241–248.
- TAVELLA, G. F. & WRIGHT, C. G. (1996). Cuenca del salado. In: *XIII Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburo, Buenos Aires. In.*
- TEATINI, P., TOSI, L., VIEZZOLI, A., BARADELLO, L., ZECCHIN, M. & SILVESTRI, S. (2011). Understanding the hydrogeology of the Venice Lagoon subsurface with airborne electromagnetics. *Journal of Hydrology* **411**(3-4), 342–354.
- TEJADA, M., CAROL, E. & KRUSE, E. (2011). Límites y potencialidades de las reservas de agua dulce en el humedal de la Bahía de Samborombón, Argentina. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente* **27**.

-
- TERUGGI, M. E. (1957). The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Research* **27**(3).
- THIELER, E. R. & DANFORTH, W. W. (1994). Historical shoreline mapping (I): improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research* , 549–563.
- THIELER, E. R., HIMMELSTOSS, E. A., ZICHICHI, J. L. & ERGUL, A. (2009). The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0-An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change. Tech. rep., US Geological Survey.
- THORNTHWAITE, C. W. & MATHER, J. R. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Tech. rep., Drexel Institute of Technology, Centerton, NJ (EUA). Laboratory of Climatology.
- TOFALO, O. R., ETCHICHURY, M. C. & FRESINA, M. (2005). Características texturales y petrofacies de depósitos neógenos, Bancalari, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **60**(2), 316–326.
- TOSI, L., BARADELLO, L., TEATINI, P., ZECCHIN, M., BONARDI, M., SHI, P., TANG, C., LI, F., BRANCOLINI, G., CHEN, Q. *et al.* (2011). Combined continuous electrical tomography and very high resolution seismic surveys to assess continental and marine groundwater mixing. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* **52**(4).
- TOSI, L., KRUSE, E., BRAGA, F., CAROL, E., CARRETERO, S., POUSA, J., RIZZETTO, F. & TEATINI, P. (2013). Hydro-morphologic setting of the Samborombón Bay (Argentina) at the end of the 21st century. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **13**(3), 523–534.

-
- TOSI, L., TEATINI, P., CARBOGNIN, L. & BRANCOLINI, G. (2009). Using high resolution data to reveal depth-dependent mechanisms that drive land subsidence: The Venice coast, Italy. *Tectonophysics* **1**(474), 271–284.
- TÓTH, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology journal* **7**(1), 1–14.
- USUNOFF, E., VARNI, M., WEINZETTEL, P. & RIVAS, R. (1999). Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda argentina. *Boletín geológico y minero* **110**(4), 391–406.
- VANDENBOHEDE, A. & LEBBE, L. (2012). Groundwater chemistry patterns in the phreatic aquifer of the central Belgian coastal plain. *Applied geochemistry* **27**(1), 22–36.
- VARNI, M., COMAS, R., WEINZETTEL, P. & DIETRICH, S. (2010). Análisis de 18 años de registros diarios de nivel freático en la zona central de la cuenca del arroyo del Azul, Buenos Aires, Argentina. In: *I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, Azul, Buenos Aires, Argentina*.
- VERRUIJT, A. (1968). A note on the Ghyben-Herzberg formula. *Hydrological Sciences Journal* **13**(4), 43–46.
- VERVOORST, F. B. F. B. (1967). Las Comunidades vegetales de la depresión del Salado: Provincia de Buenos Aires .
- VIOLANTE, R. & 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., PARKER, G., CAVALLOTTO, J. & MARCOLINI, S. (1992). La secuencia depositacional del Holoceno en el Río de la Plata y la Plataforma del noreste bonaerense. *Resumen* **4**, 275–282.
- VIOLANTE, R., PARKER, G. & CAVALLOTTO, J. L. (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**(1), 51–66.
- WOLANSKI, E., BRINSON, M. M., CAHOON, D. R. & PERILLO, G. M. (2009). Coastal wetlands: a synthesis. *Coastal wetlands an integrated ecosystem approach*. Elsevier. Amsterdam, Países Bajos. p , 1–62.
- YRIGOYEN, M. (1999). Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. *Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* **29**, 645–650.
- YRIGOYEN, M. R. (1975). Geología del subsuelo y plataforma continental. In: *6 Congreso Geológico Argentino*.
- ZAMBRANO, J. (1971). Las cuencas sedimentarias en la plataforma continental argentina. *Petrotecnia* **21**(4), 29–37.
- ZAMBRANO, J. & URIEN, C. (1970). Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research* **75**(8), 1363–1396.
- ZÁRATE, M. (2005). El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. In: *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*.

ZHANG, K., DOUGLAS, B. C. & LEATHERMAN, S. P. (2004). Global Warming and Coastal Erosion. *Climatic Change* **64**(1), 41.

A. Registros de perforaciones

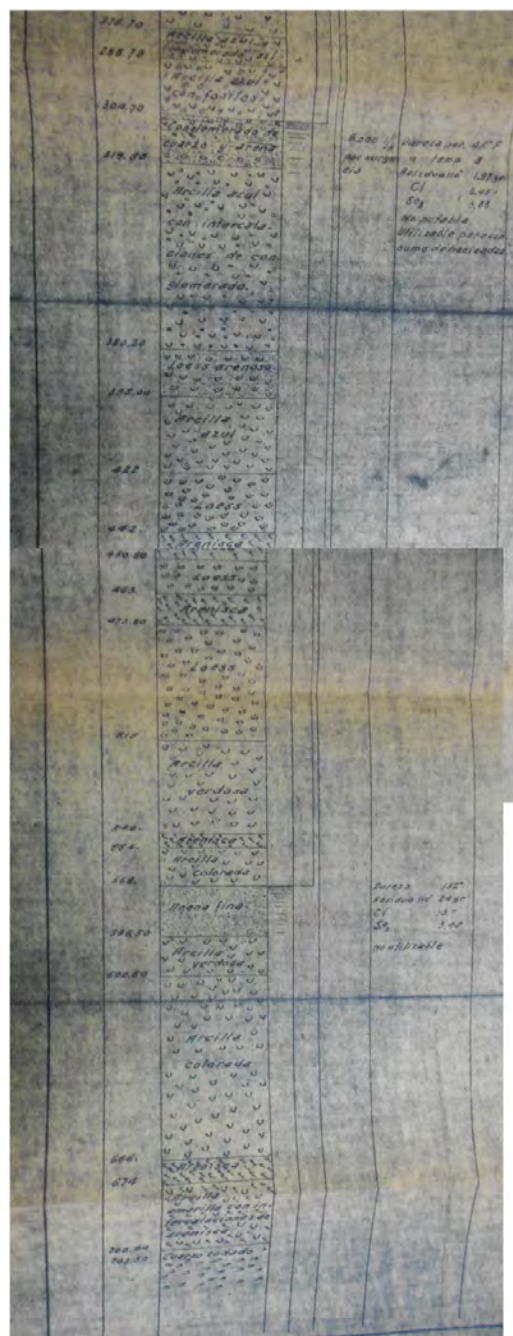


Figura A.2: Registro de la perforación realizada por YPF en la localidad de Monte Veloz.

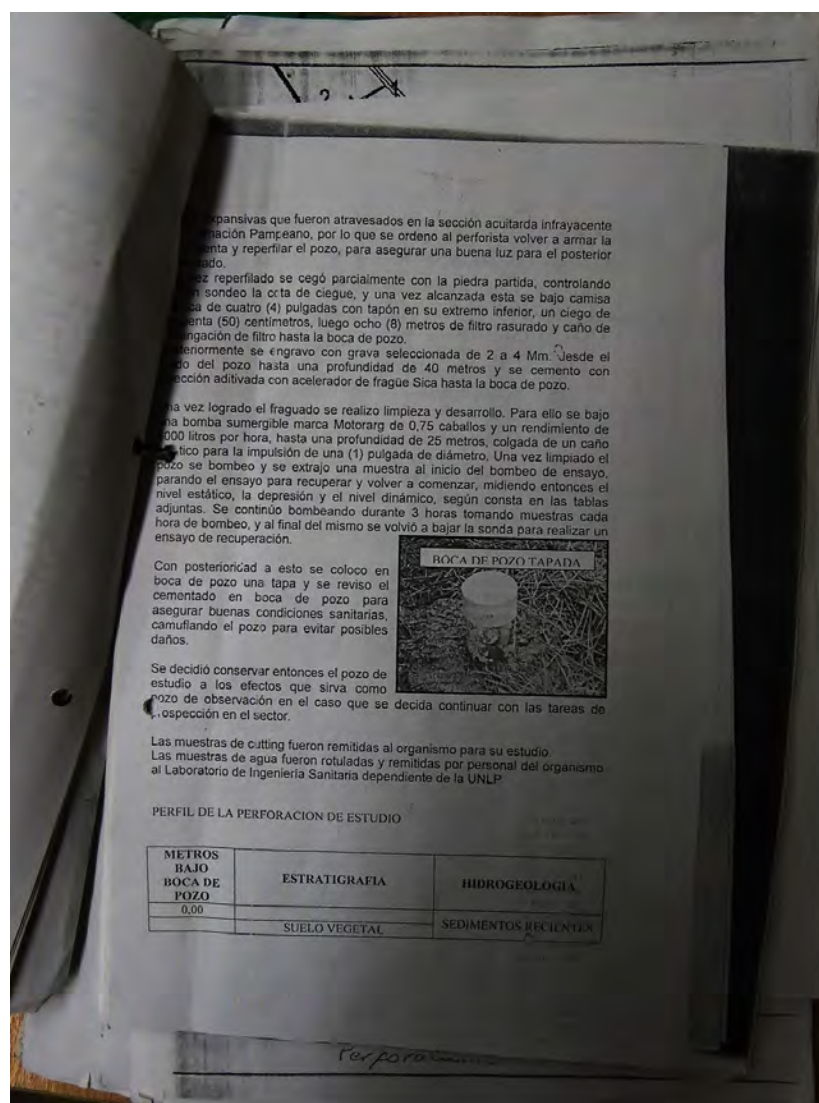


Figura A.3: Hoja 1 registro de pozo exploratorio en las inmediaciones de la localidad de Punta Indio realizado por el SPAR.


0,50	ARCILLA CASTAÑO OSCURA A GRISACEA	ZONA NO SATURADA
1,20	ARCILLA LIMOSA CASTAÑA	FORMACION PAMPEANO
9,00	LIMO ARCILLOSO COMPACTO	
12,00	ARCILLA LIMOSA CASTAÑA	
24,00	LIMO ARCILLOSO COMPACTO	
41,00	LIMO ARENOSO ARENA MUY FINA A FINA	FORMACION ARENAS PUELCHES
47,00	ARENA MEDIA A GRUESA	
48,00	ARENA FINA A LIMO ARENOSA	FORMACION PARANA
48,50	ARCILLA LIMOSA CASTAÑA AMARILLENTA	
52,00	ARCILLAS VERDES AZULADAS	
64,00		

ENSAYO DE BOMBEO

MINUTOS	MBBP
0,00	7,25
0,15	8,85
0,30	9,05
1,00	9,20
2,00	9,30
3,00	9,30
4,00	9,30
5,00	9,30
10,00	9,30
20,00	9,30
30,00	9,30
60,00	9,30
120,00	9,30
180,00	9,30

Nivel Estatico: 7,25 mbbp
 Nivel Dinamico: 9,30 mbbp
 Depresion: 2,05 m.
 Caudal : 6 m³/h
 Caudal Característico : 2,93 m³ x mdd

HERRAMIENTA DE CORTE



Terpor...

Figura A.4: Hoja 1 registro de pozo exploratorio en las inmediaciones de la localidad de Punta Indio realizado por el SPAR.

TIPO DE ACUIFERO	PROF. (m)	DESCRIPCION LITOLOGICA	SIGNOS CONVENCIONALES
	0,00 m		
	2,00 m	SUELO VEGETAL	
Acuífero Libre Pipinas (Pipinas)		LIMO ARENOSO CON MATERIAL CALCAREO DISEMINADO	
	-39,00 m	LIMO ARCILLOSO SIN CARBONATOS	
	-43,00 m	LIMO ARENOSO, CON ESCASA PARTICIPACION DE MATERIAL CARBONATICO	
	-52,00 m	ARCILLA GRIS	
Acuífero Semiconfinado Pipinas (Pipinas)	-58,00 m	ARENA FINA	
	-65,00 m	ARENA MEDIANA A GRUESA	
	-64,00 m	ARCILLA AZUL	
	-85,00 m		

Figura A.5: Registro pozo de explotación para la localidad de Pipinas. Realizado por el SPAR.



Figura A.6: Registro pozo de explotación para la localidad de Verónica. Realizado por el SPAR

GEOCON S.R.L.
Calle 531 Nº 703
1900 - LA PLATA

Tel/Fax: 0221-424-6405
0221-421-8099
geocon@geocon.com.ar

Punta Indio
Descripción Litológica Pozo Piloto

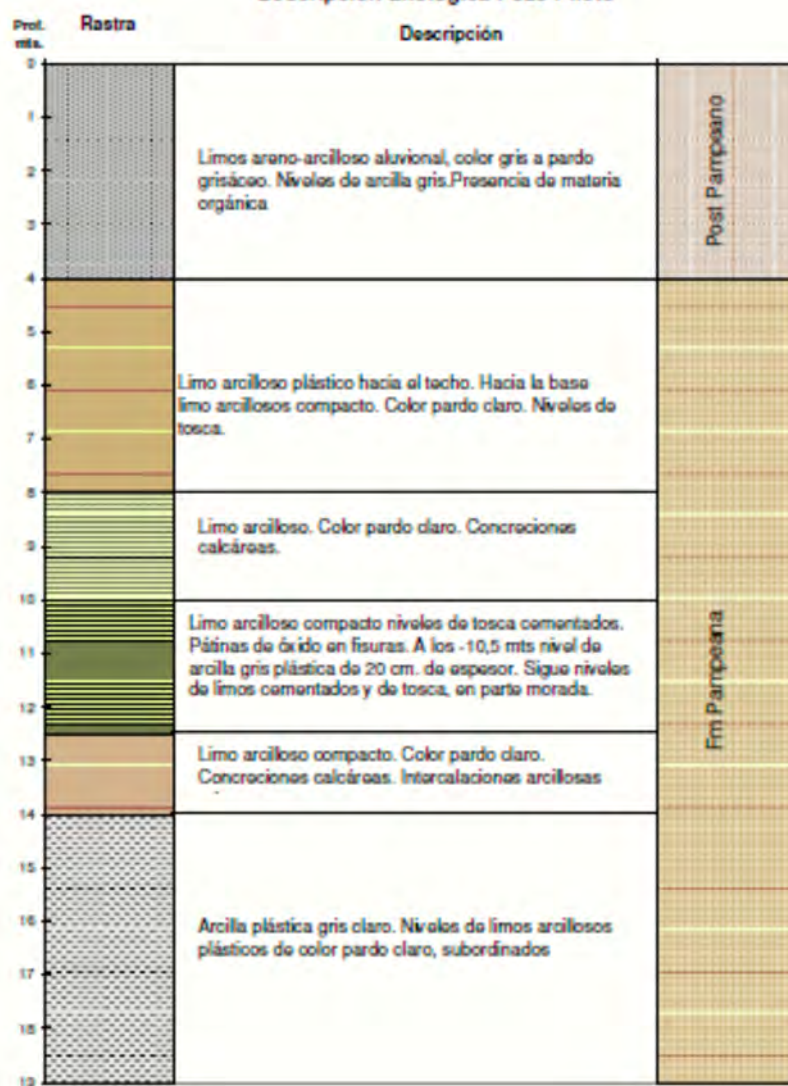


Figura A.7: Registro pozo piloto para la localidad de Punta Indio.

B. Análisis DRX

B.1 Roca total

B.2 Arcillas

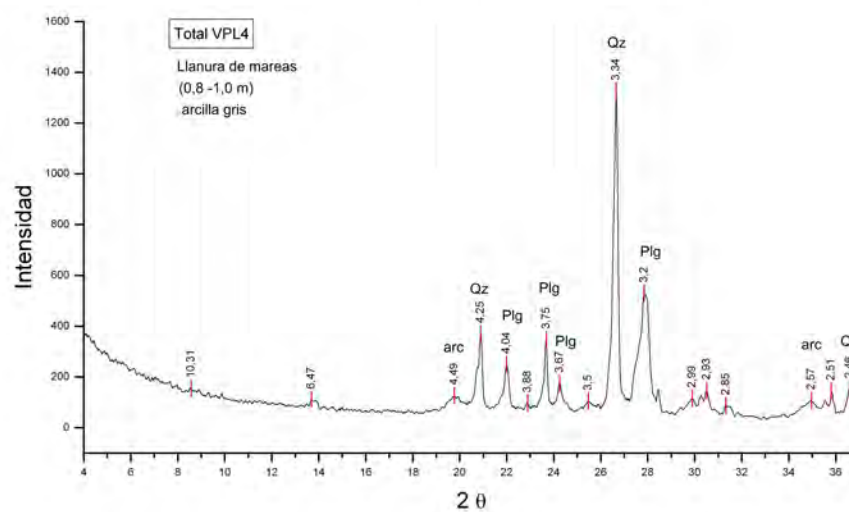
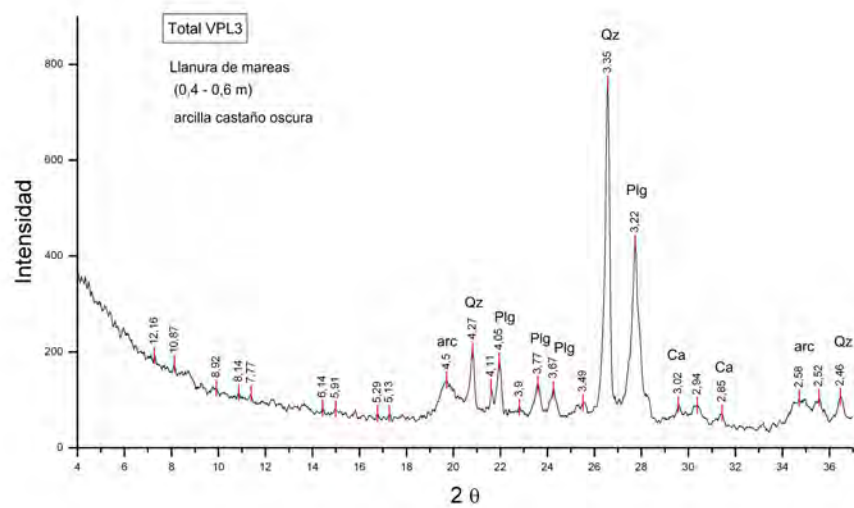


Figura B.1: Difractograma Rayos X roca total, llanura de marea relicta, pozo VPI.
arc : arcillas, Qz : cuarzo, Plg : plagioclasas, Ca : calcita.

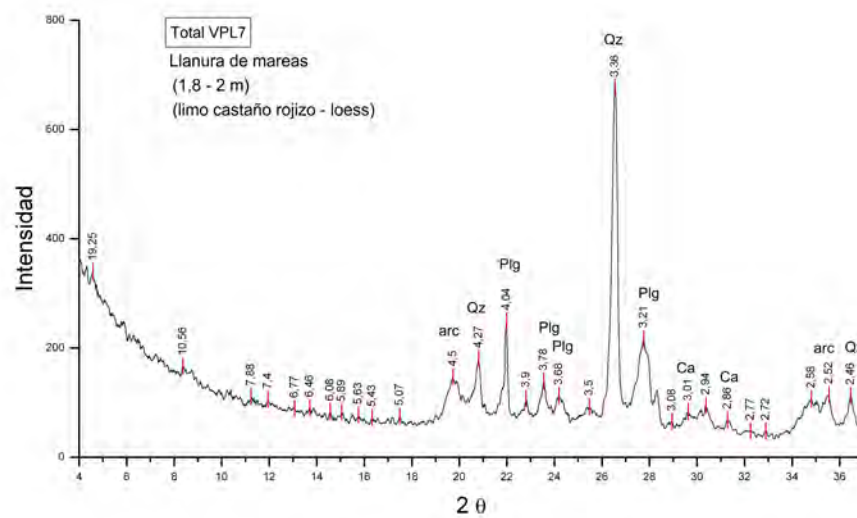


Figura B.2: Difractograma Rayos X roca total, llanura de marea relicta, pozo VPI, Sedimentos Pampeanos. arc : arcillas, Qz : cuarzo, Plg : plagioclasas, Ca : calcita.

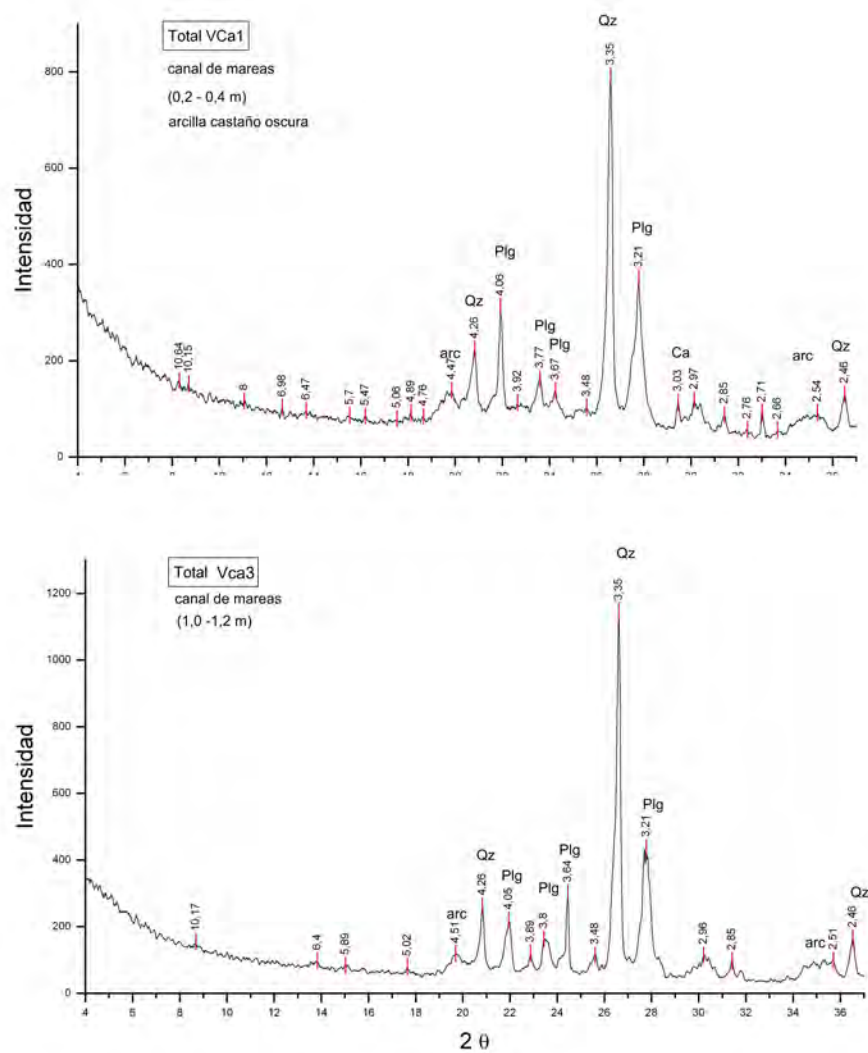


Figura B.3: Difractograma Rayos X roca total, canales de marea, pozo Vca. arc : arcillas, Qz : cuarzo, Plg : plagioclasas, Ca : calcita.

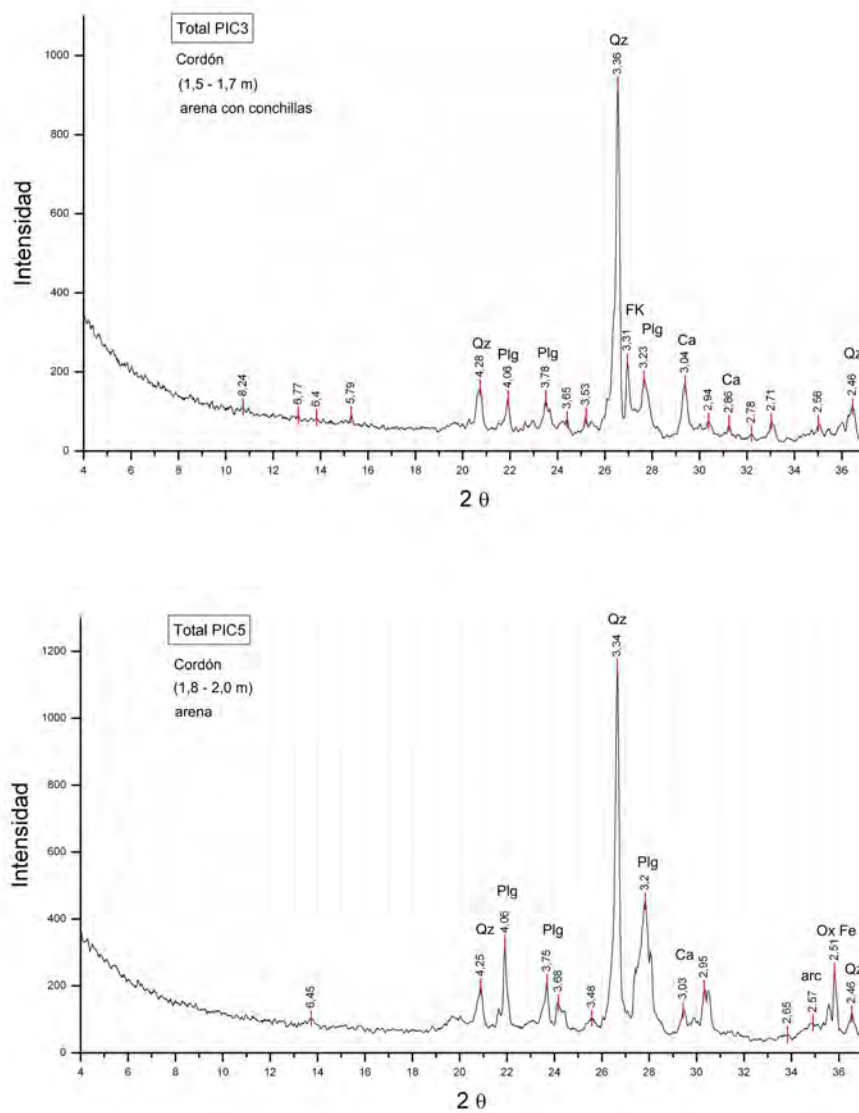


Figura B.4: Difractograma Rayos X roca total, cordones principales - cordón, pozo Pic. arc : arcillas, Qz : cuarzo, Plg : plagioclasas, FK : feldespato potásico, Ca : calcita, OxFe : óxidos de hierro.

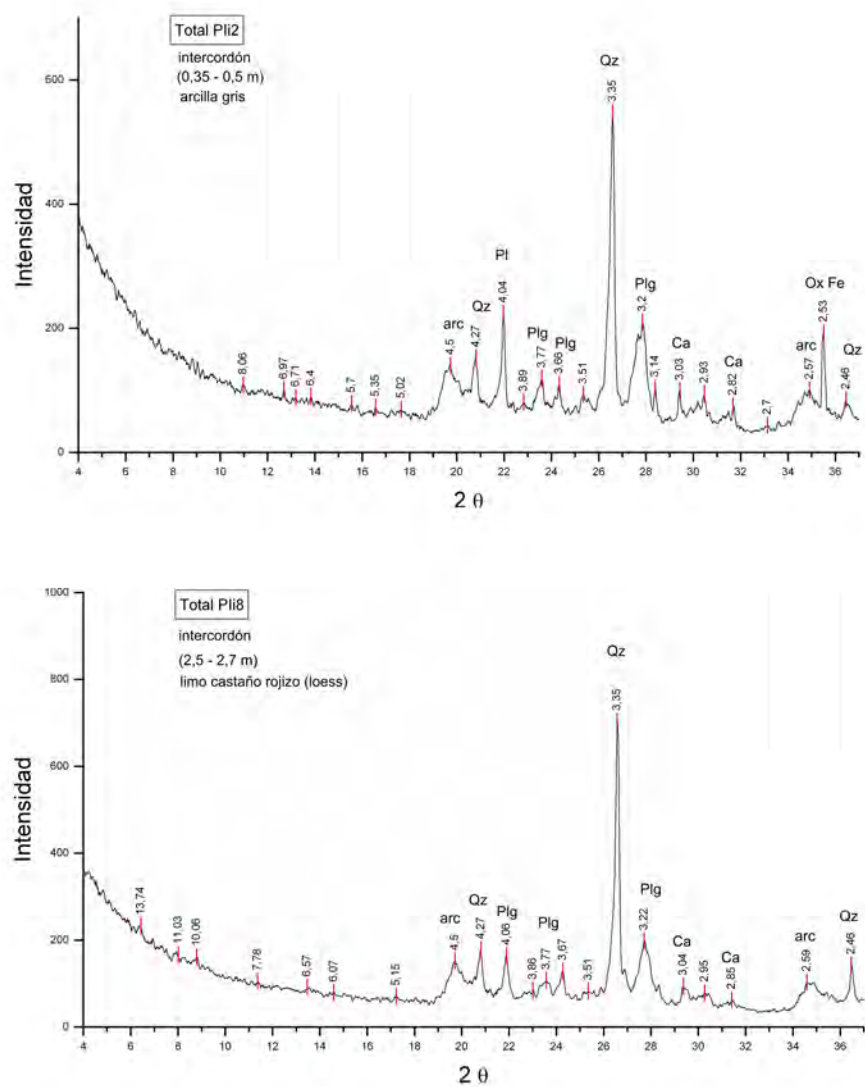


Figura B.5: Difractograma Rayos X roca total, cordones principales - intercordón, pozo Pli. arc : arcillas, Qz : cuarzo, Plg : plagioclasas, Ca : calcita, OxFe : óxidos de hierro.

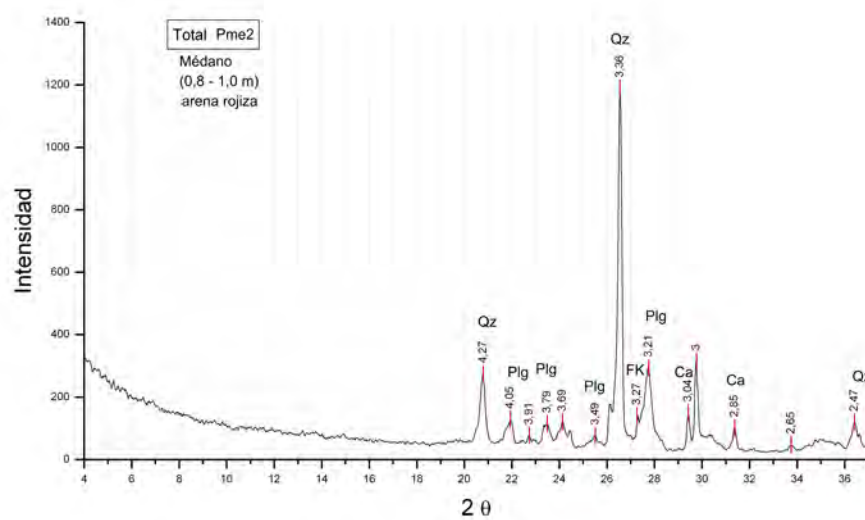


Figura B.6: Difractograma Rayos X roca total, médano, pozo PMe2. arc : arcillas, Qz : cuarzo, Plg : plagioclasas, FK : feldespato potásico, Ca : calcita.

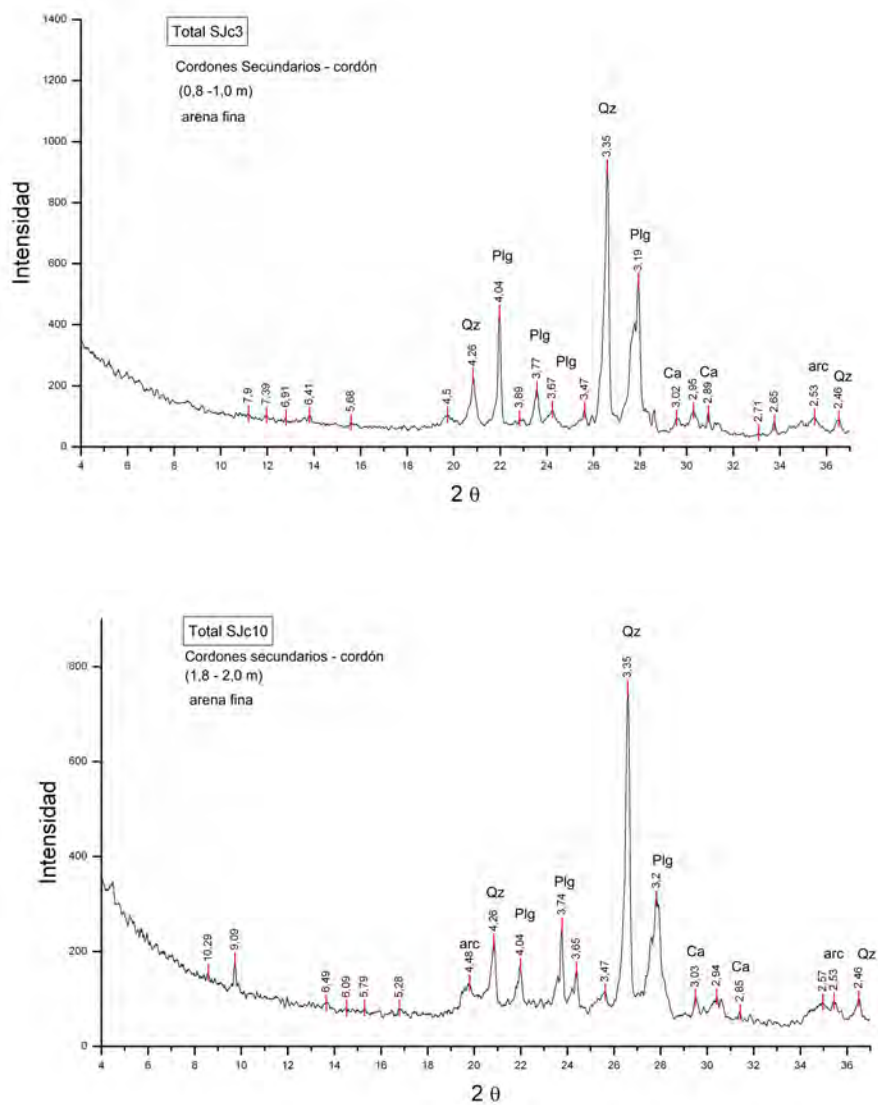


Figura B.7: Difractograma Rayos X roca total, cordones secundarios - cordón, pozo SJC. arc : arcillas, Qz : cuarzo, Plg : plagioclasas, Ca : calcita.

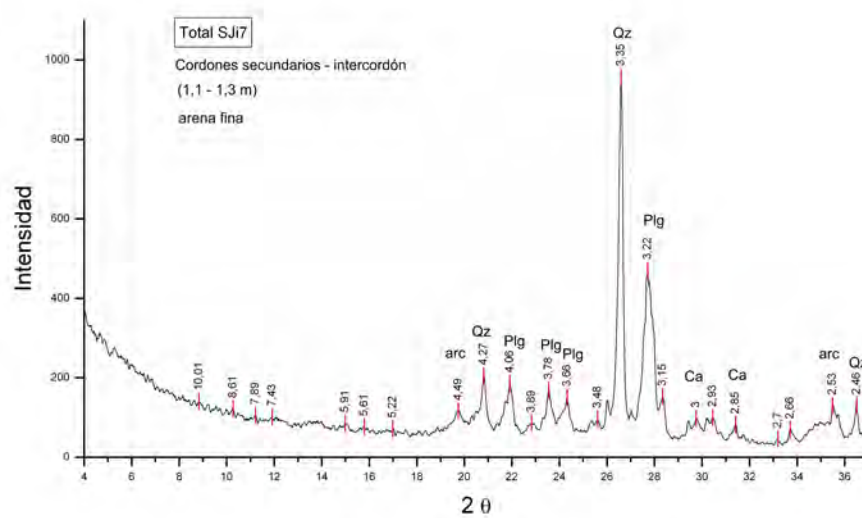


Figura B.8: Difractograma Rayos X roca total, cordones secundarios - intercordón, pozo SJI. arc : arcillas, Qz : cuarzo, Plg : plagioclasas, Ca : calcita.

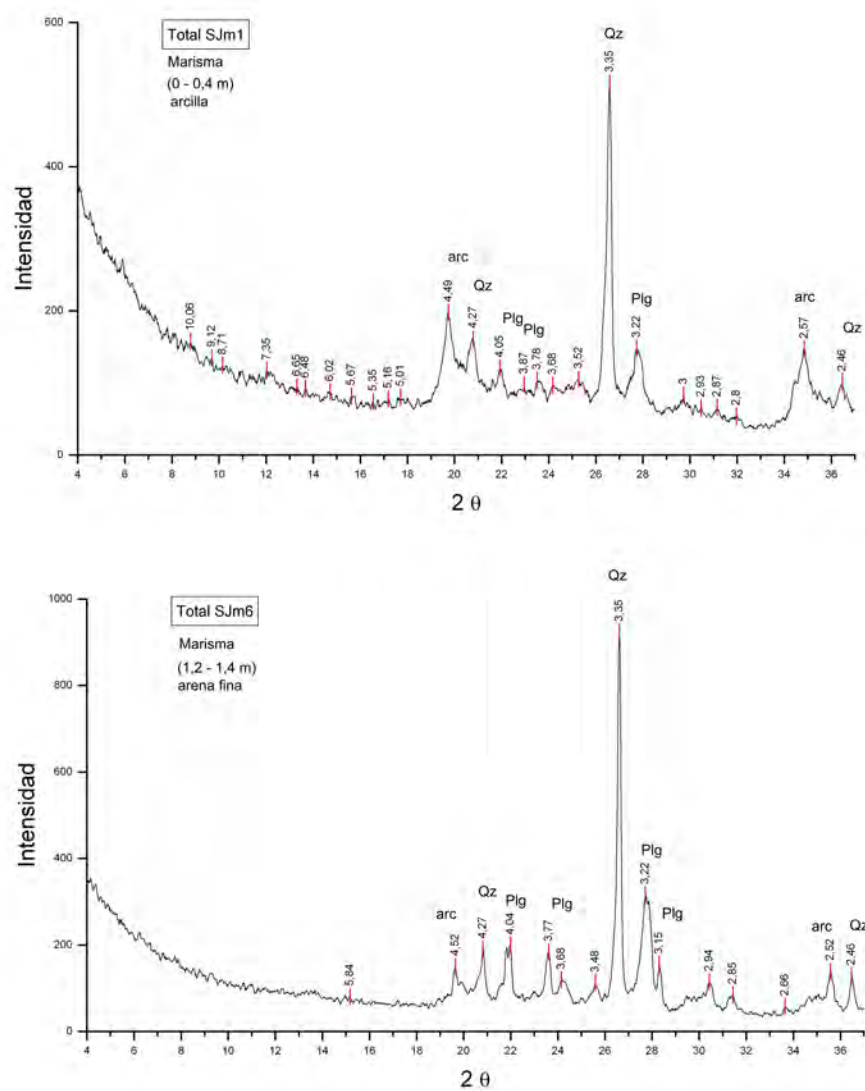


Figura B.9: Difractograma Rayos X roca total, marisma, pozo Sjm. arc : arcillas, Qz : cuarzo, Plg : plagioclasas.

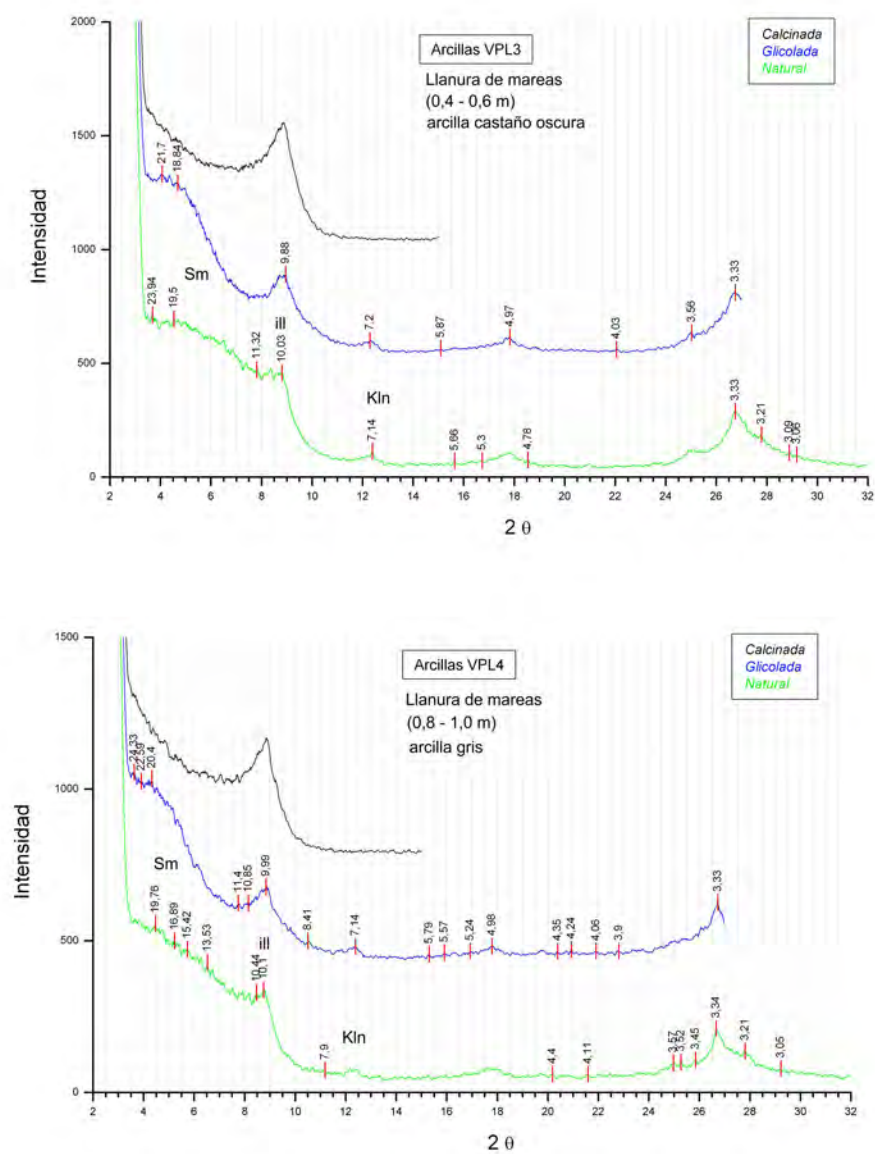


Figura B.10: Difractograma Rayos X arcillas. Llanura de mareas, pozo Vpl. Sm : esmectita, ill: illita, Kln : caolinita.

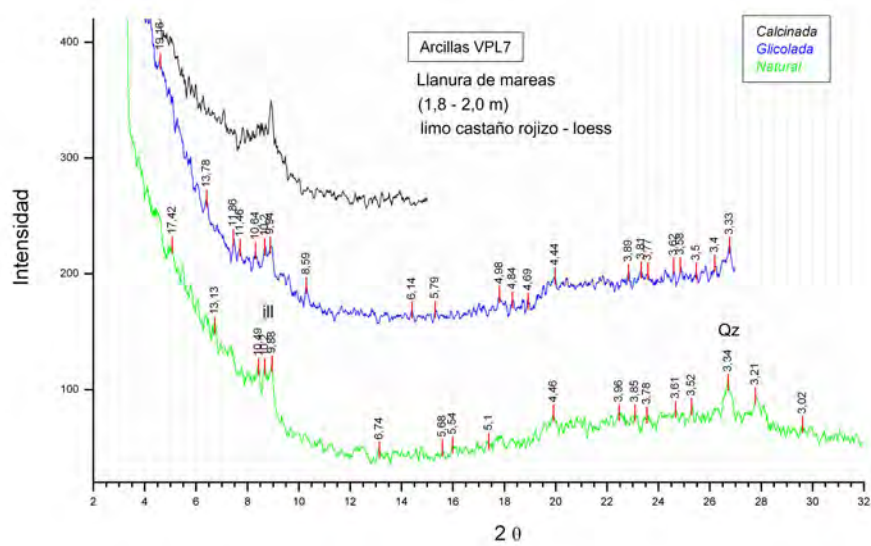


Figura B.11: Difractograma Rayos X arcillas. Llanura de mareas, pozo Vpl, Sedimentos Pampeanos. ill: illita.

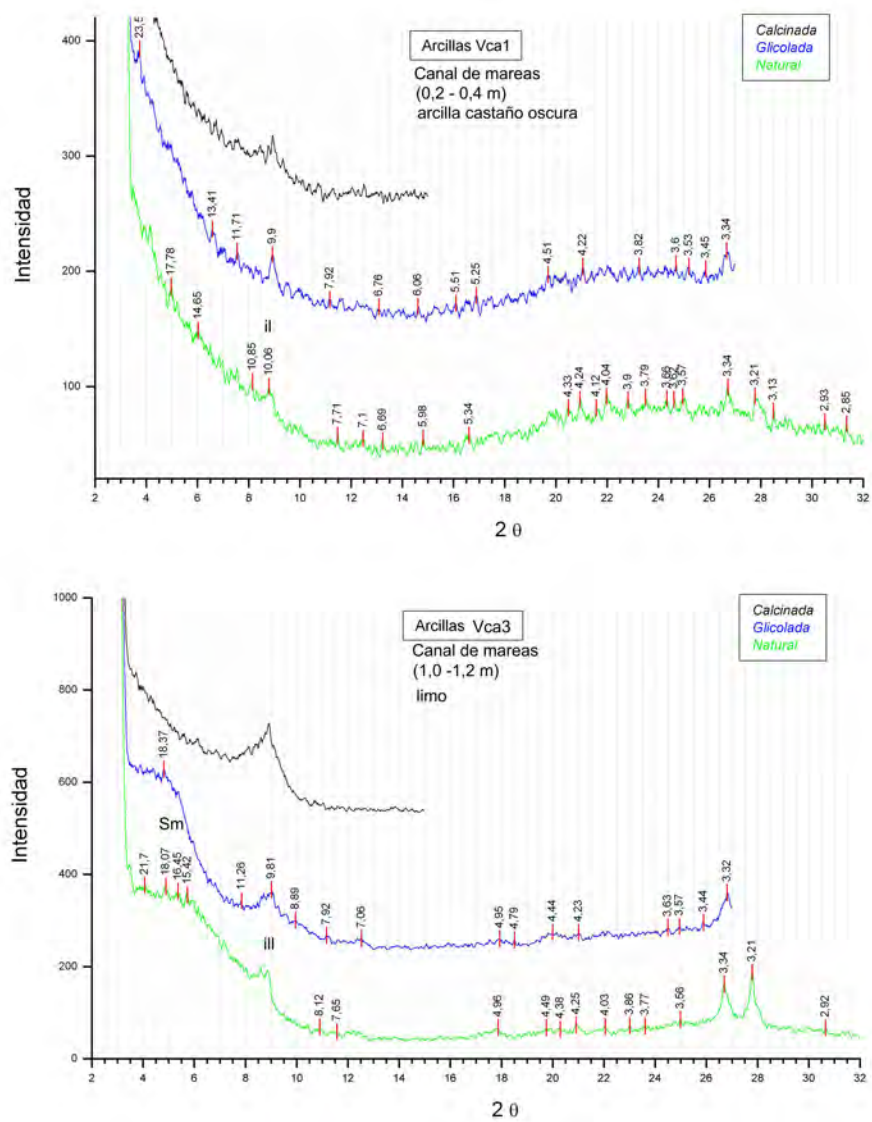


Figura B.12: Difractograma Rayos X arcillas, canal de mareas, pozo Vca. Sm : esmectita, ill : illita.

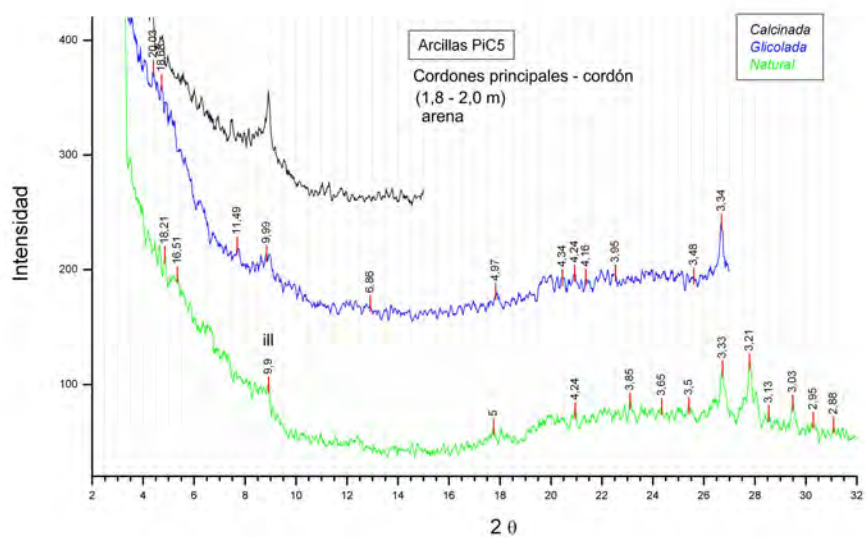
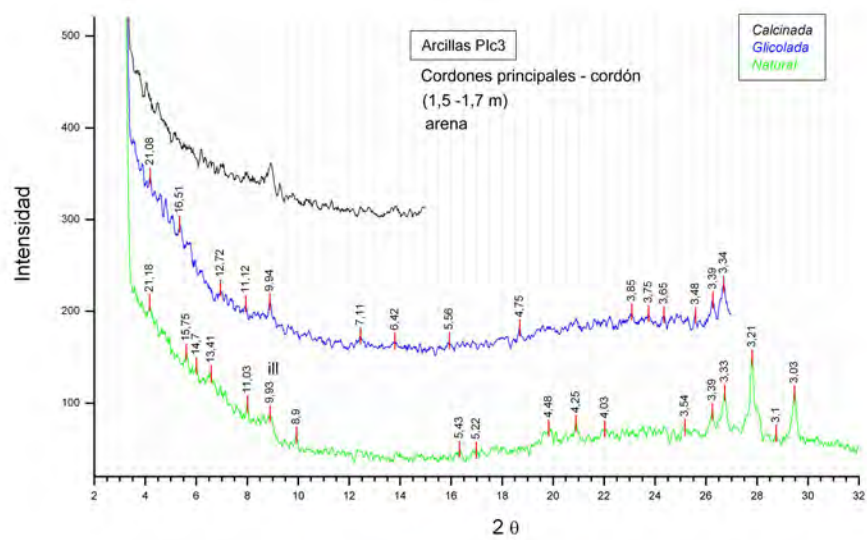


Figura B.13: Difractograma Rayos X arcillas, cordones principales - cordón, pozo PIC. ill : illita

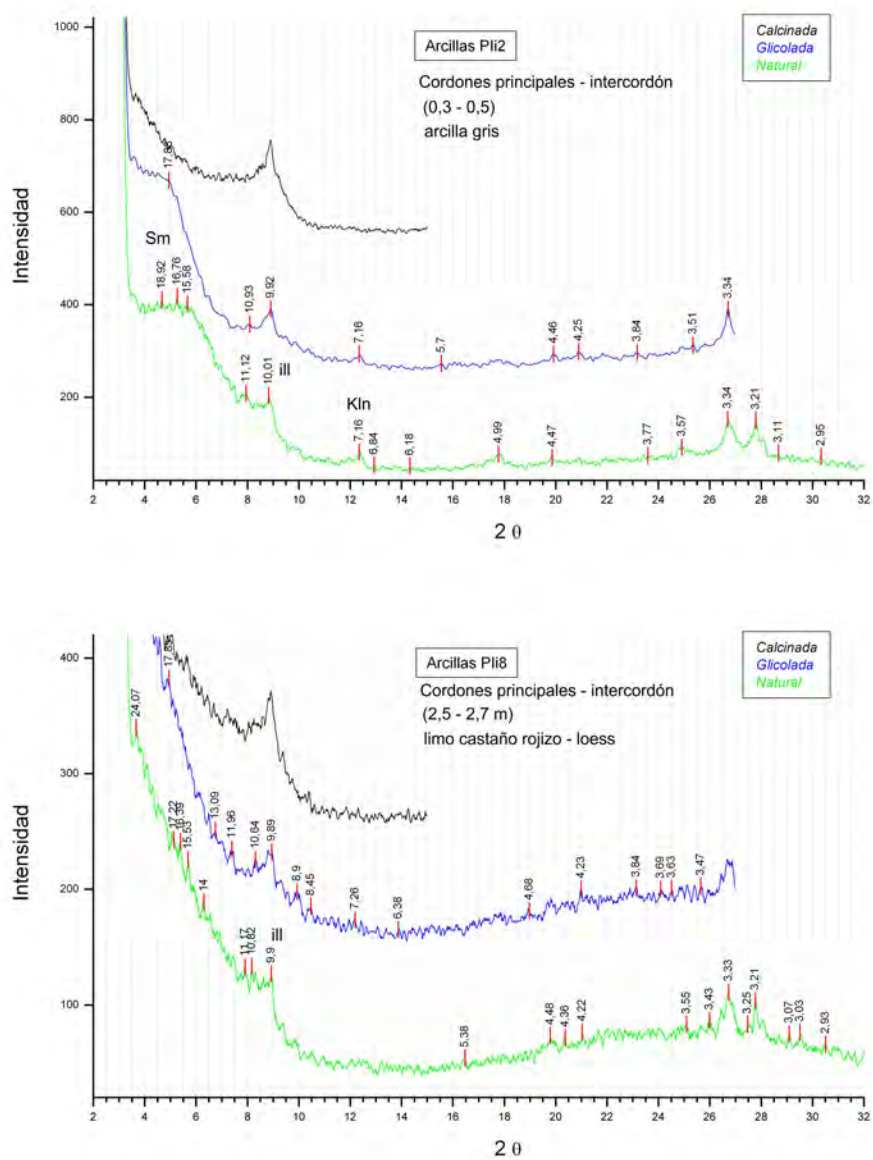


Figura B.14: Difractograma Rayos X arcillas, cordones principales - intercordón, pozo Pli. Sm : esmectita, ill : illita, Kln : caolinita.

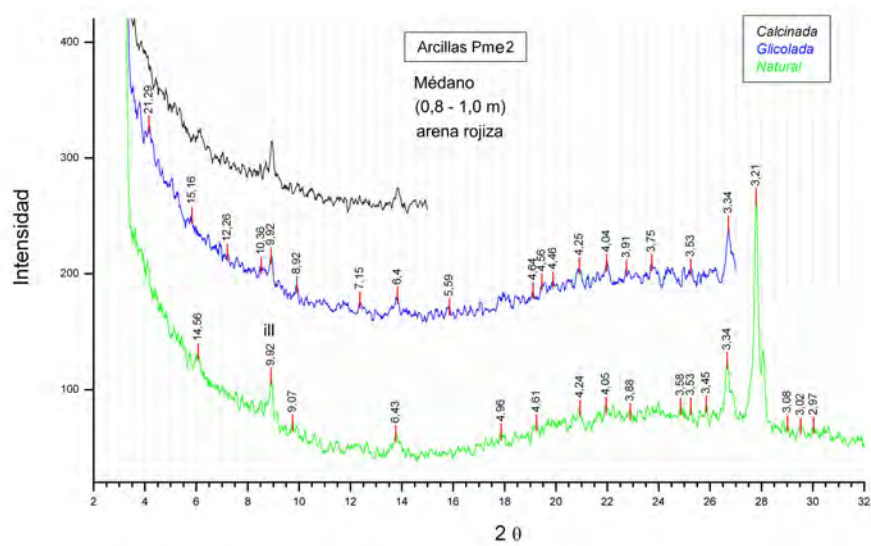


Figura B.15: Difractograma Rayos X arcillas, médano, pozo Pme2. ill : illita.

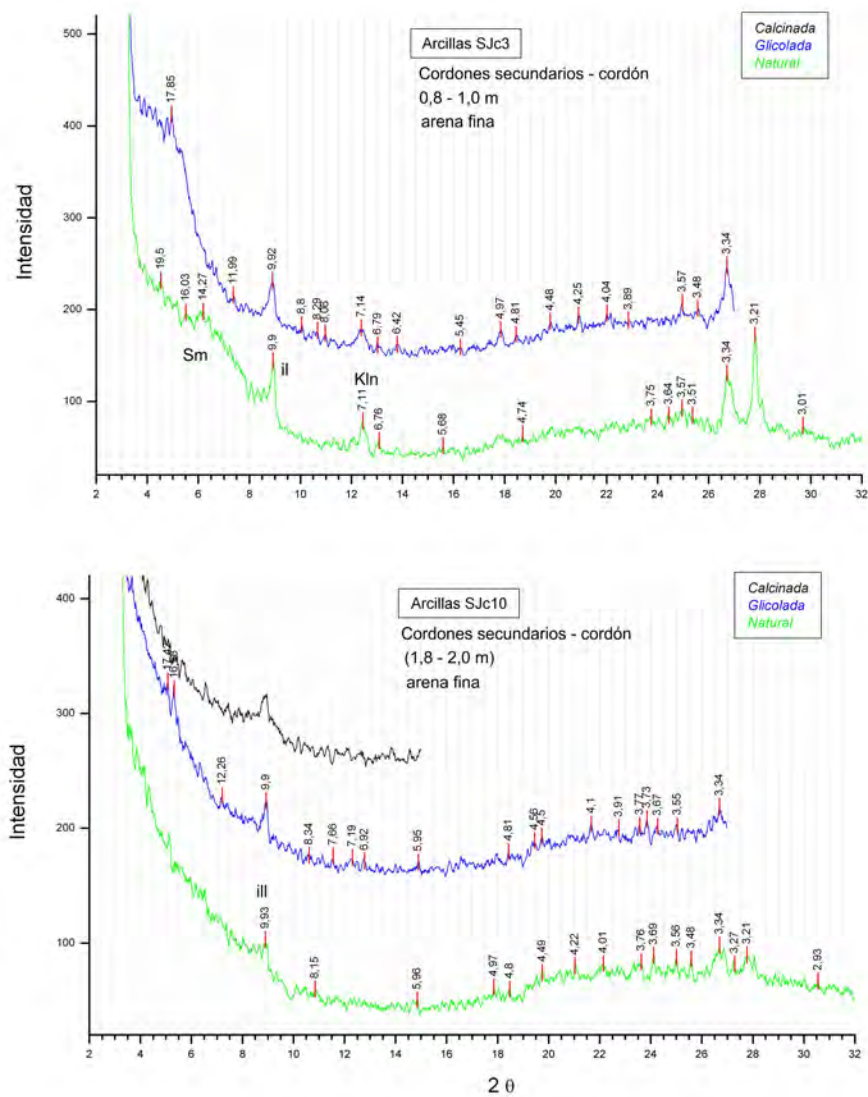


Figura B.16: Difractograma Rayos X arcillas, cordones secundarios - cordón, pozo SJC. Sm : esmectita, ill : illita, Kln : caolinita.

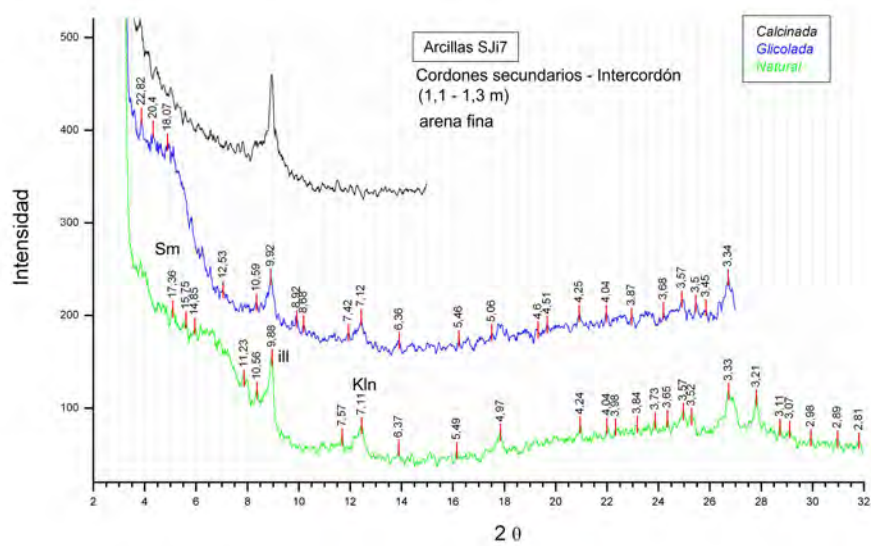


Figura B.17: Difractograma Rayos X arcillas, cordones secundarios - intercordón, pozo SJI. Sm : esmectita, ill : illita, Kln : caolinita.

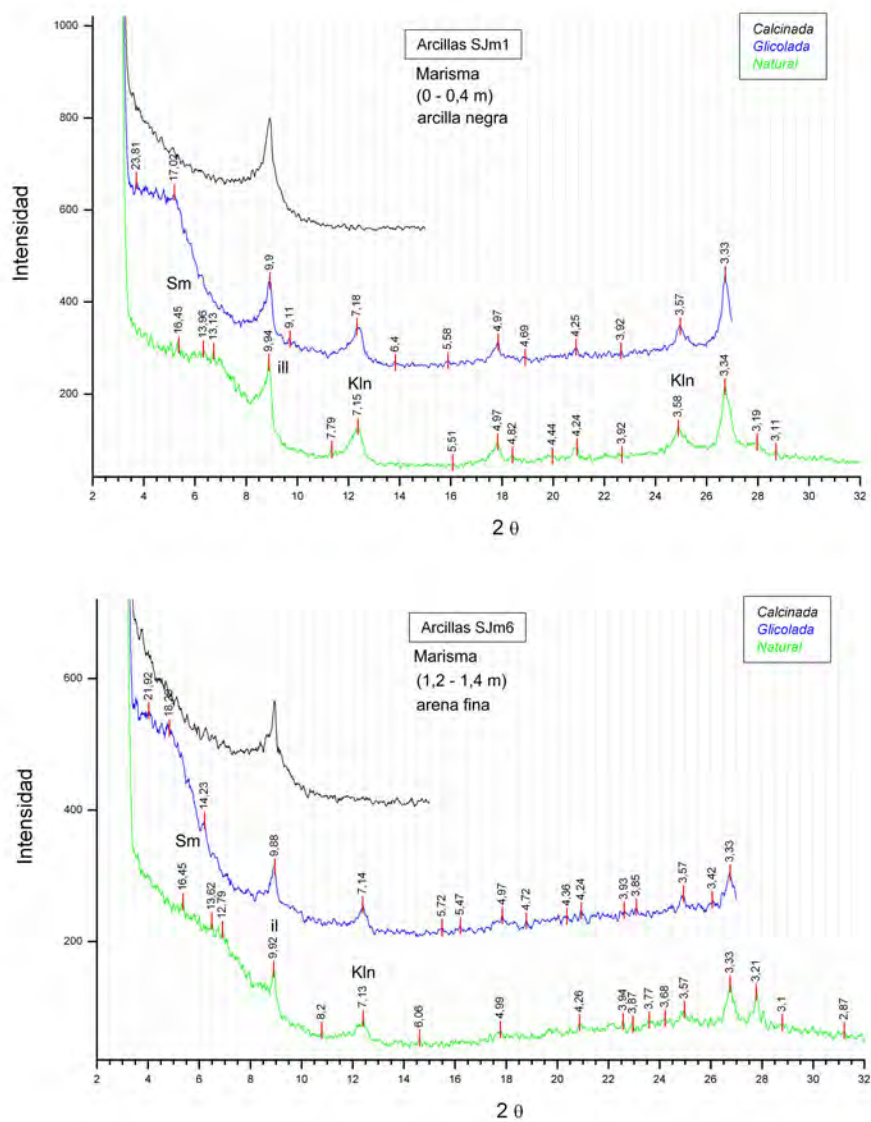


Figura B.18: Difractograma Rayos X arcillas, marisma, pozo Sjm. Sm : esmectita, ill : illita, Kln : caolinita.

C. Sondeos Eléctricos Verticales

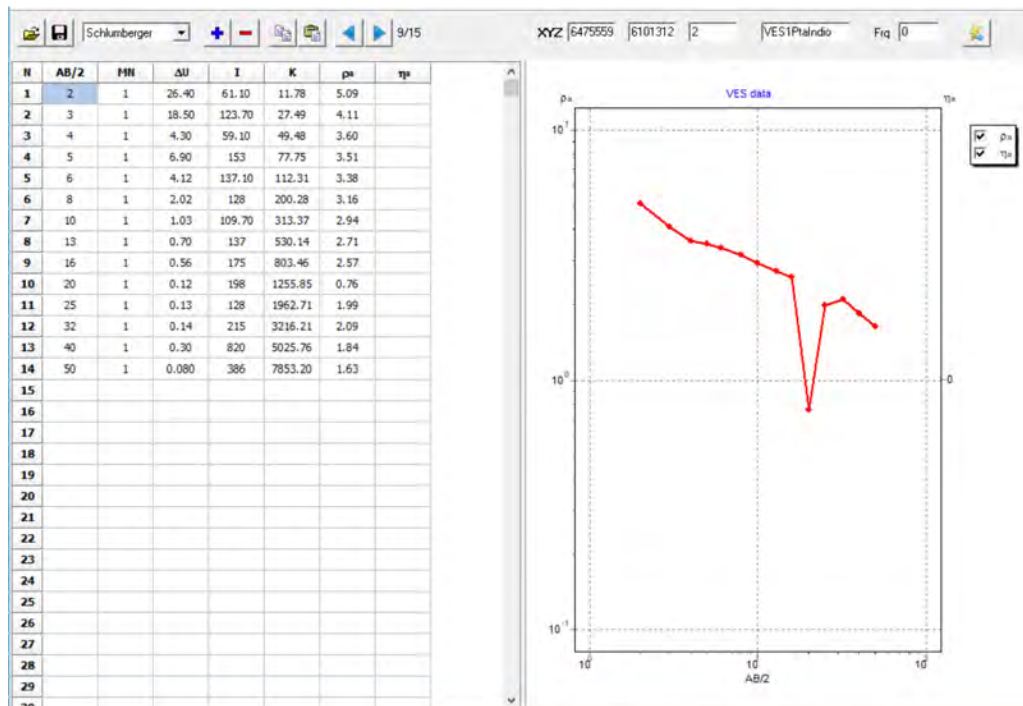


Figura C.1: VES 1

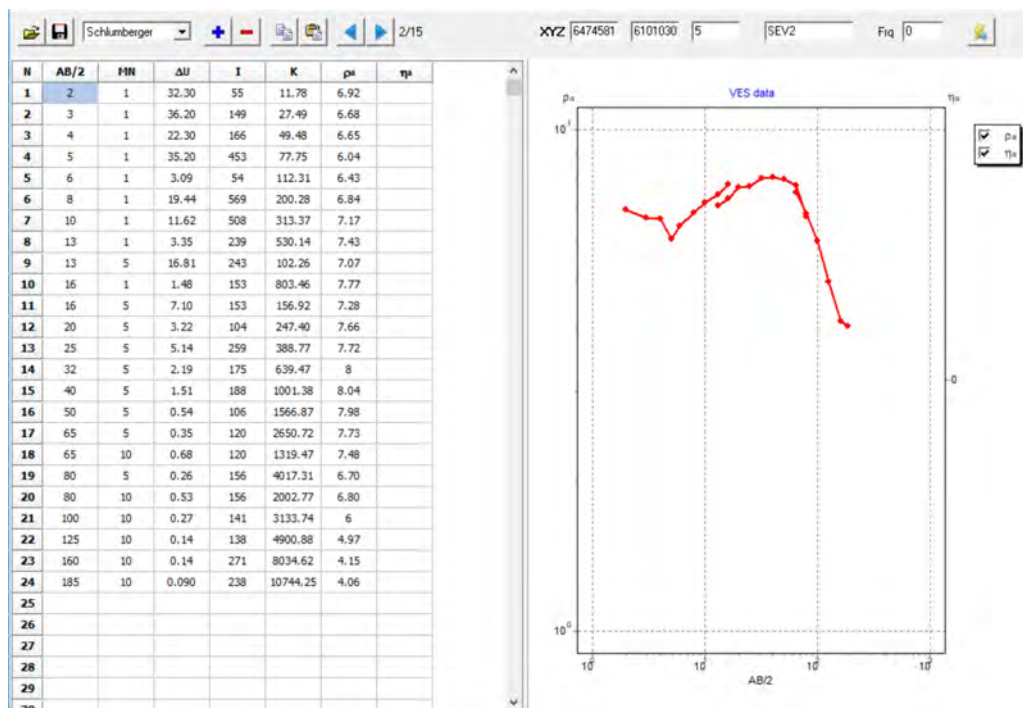


Figura C.2: VES 2

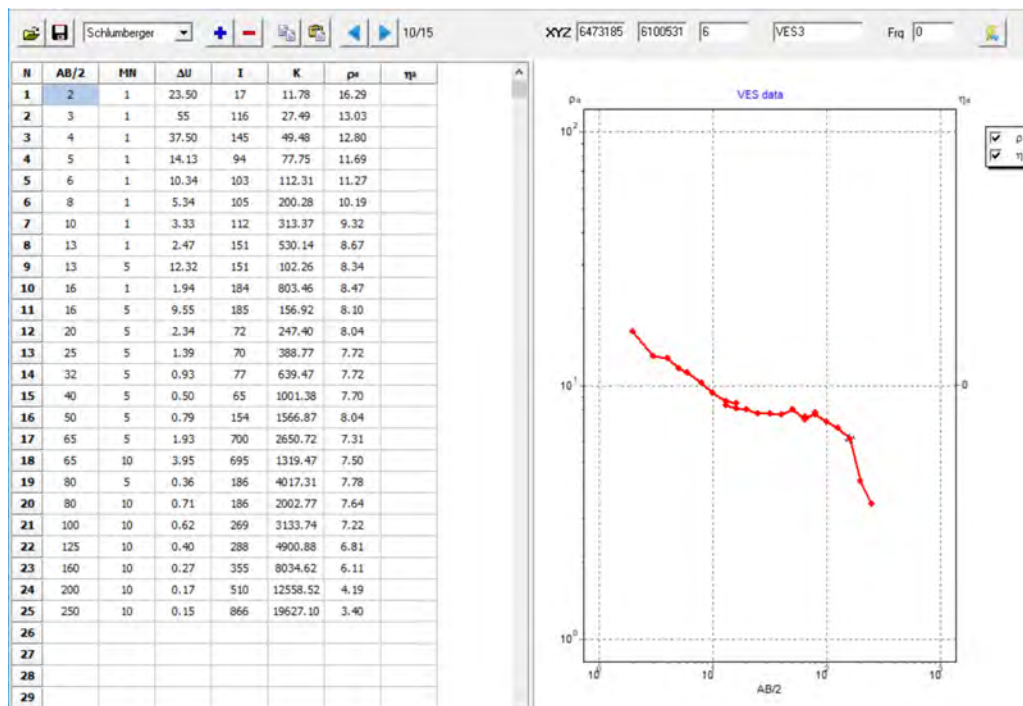


Figura C.3: VES 3

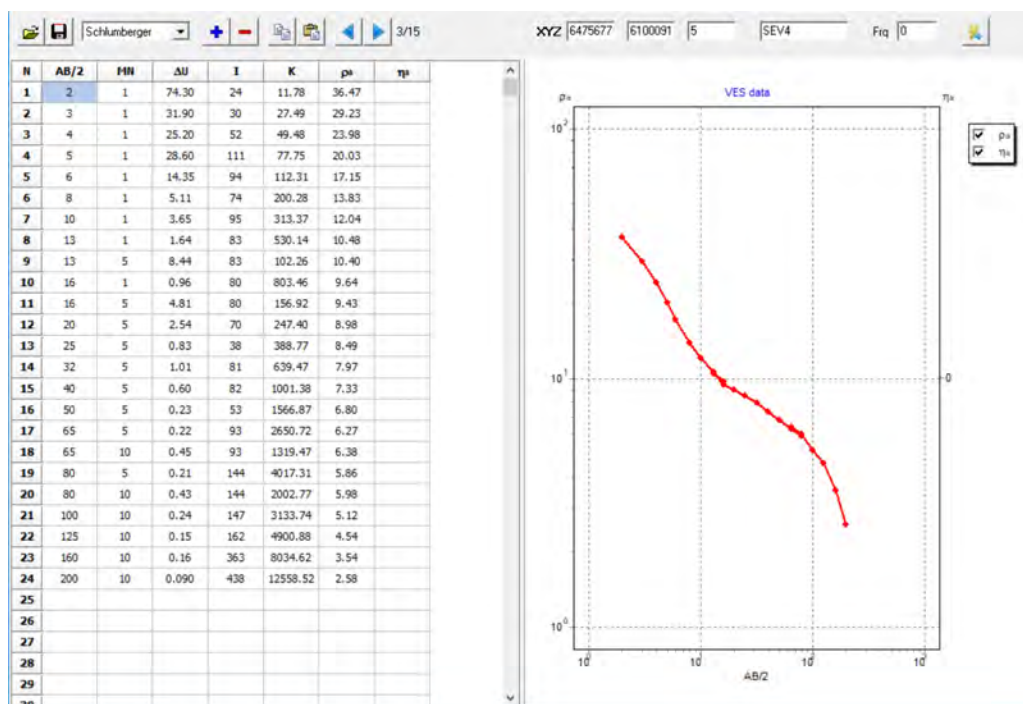


Figura C.4: VES 4

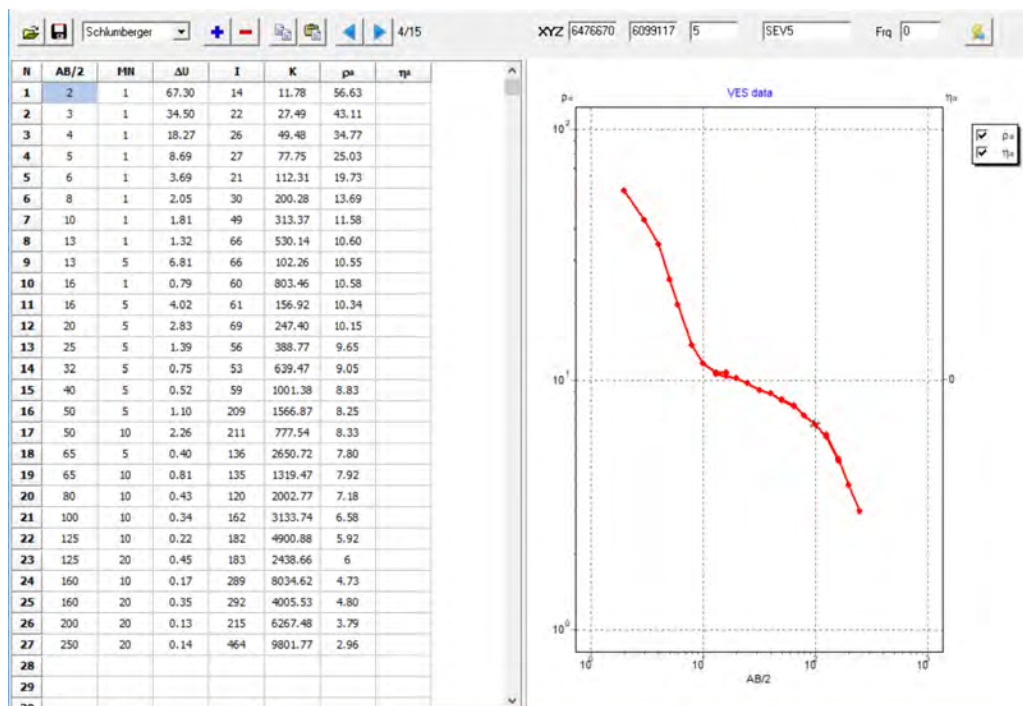


Figura C.5: VES 5

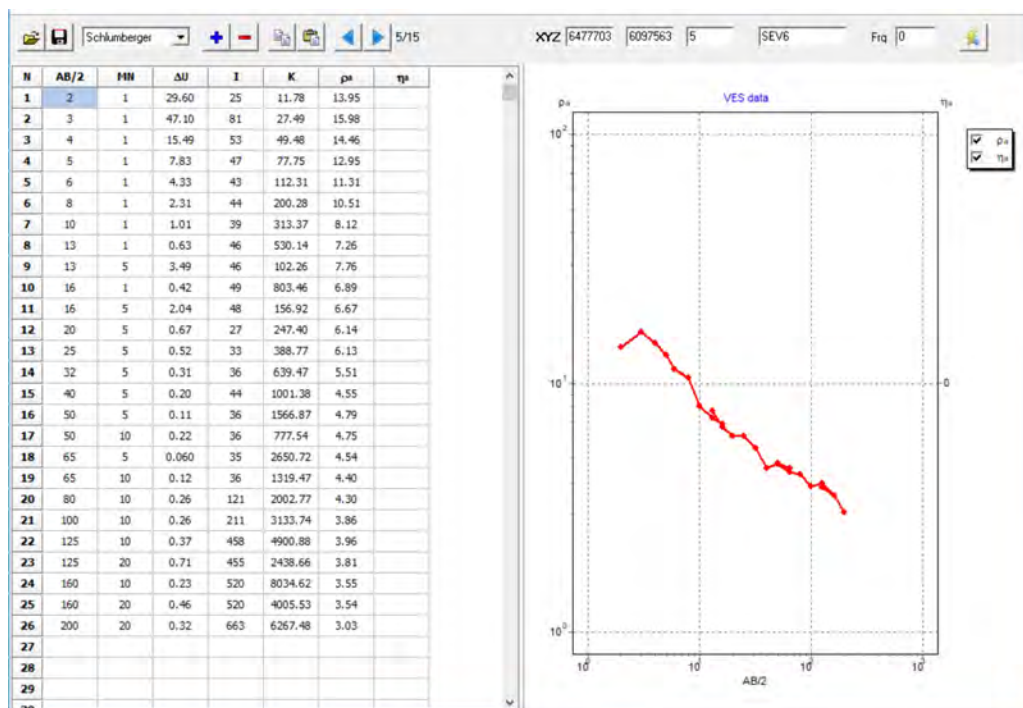


Figura C.6: VES 6

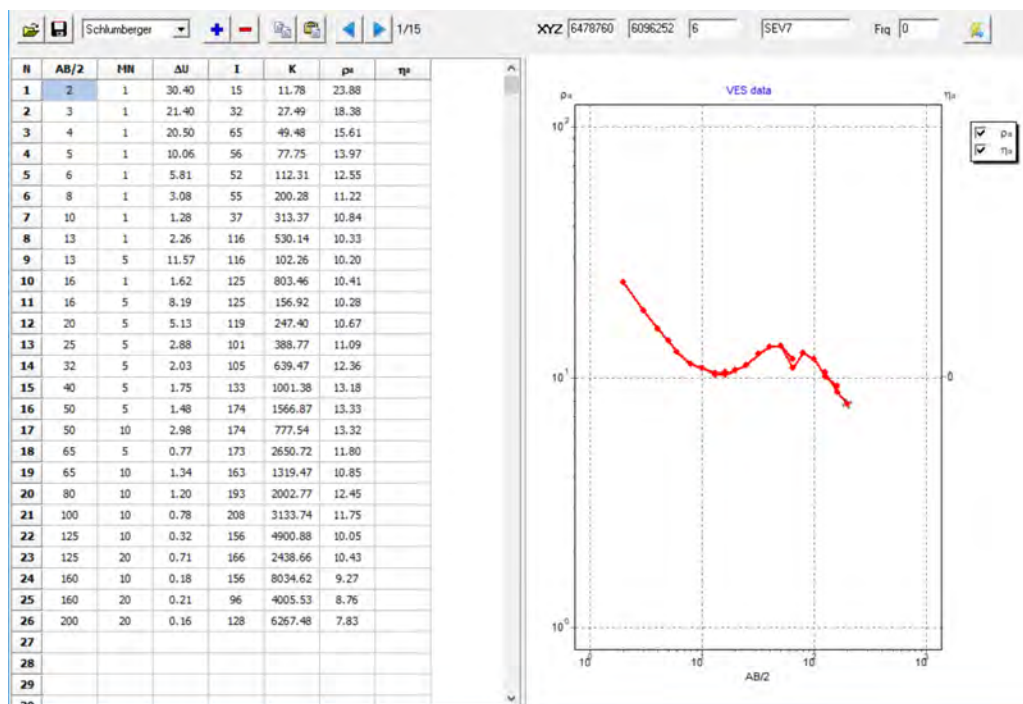


Figura C.7: VES 7

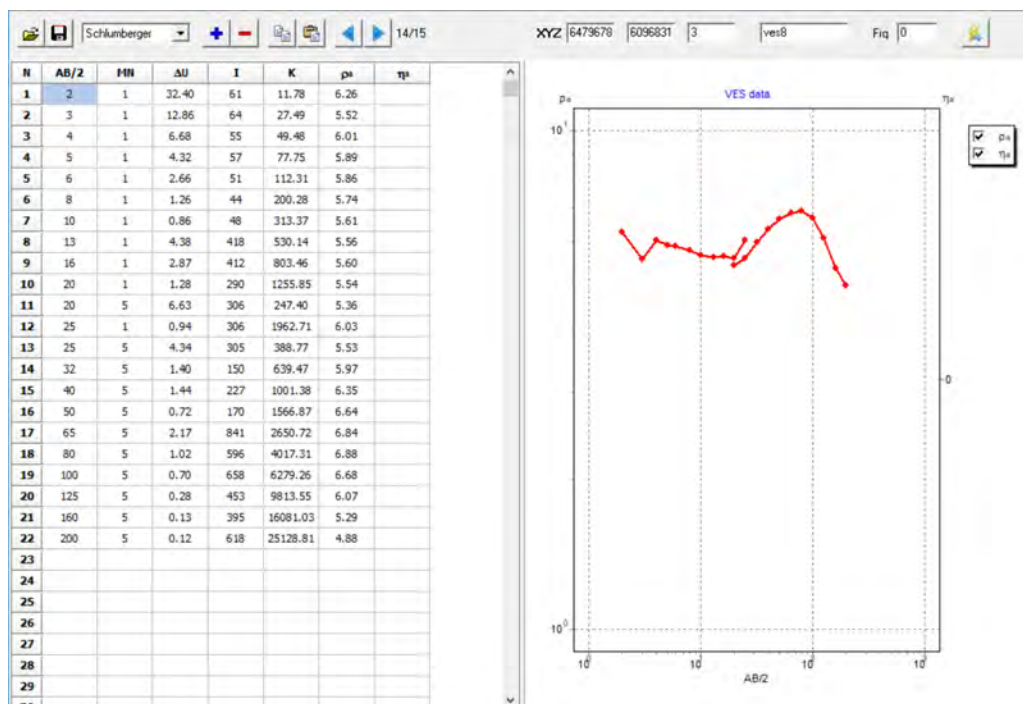


Figura C.8: VES 8

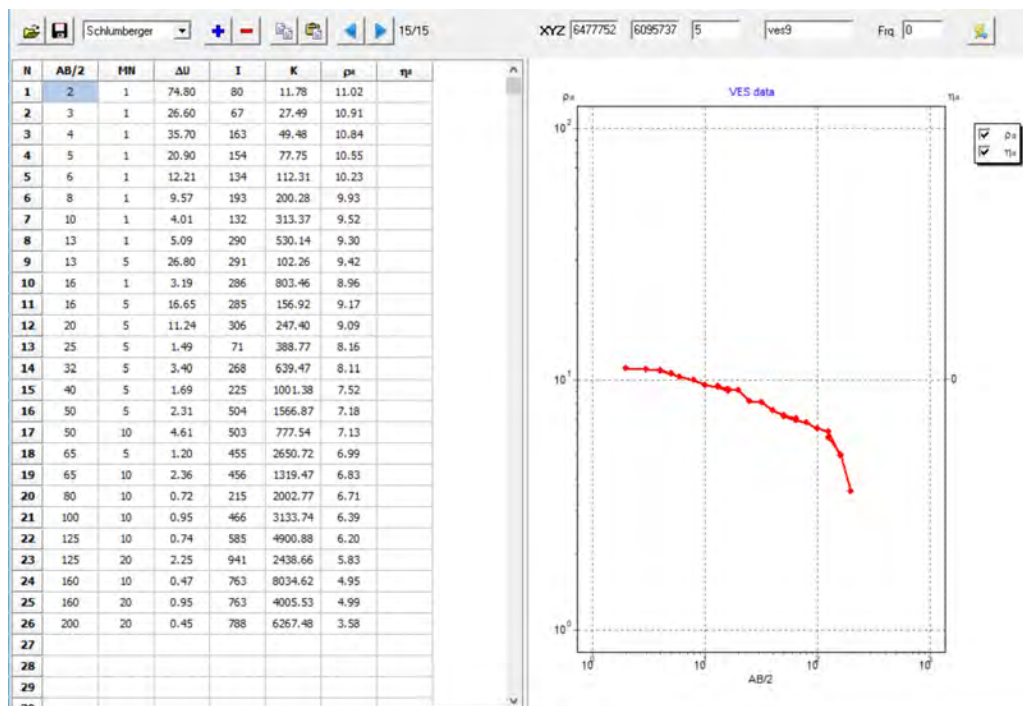


Figura C.9: VES 9

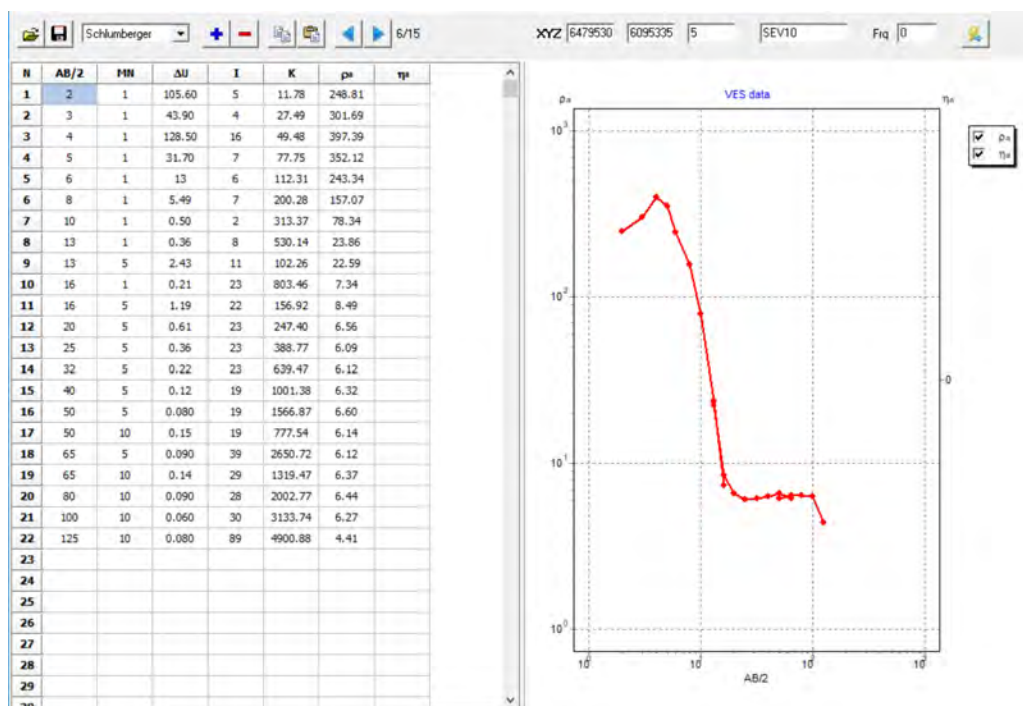


Figura C.10: VES 10

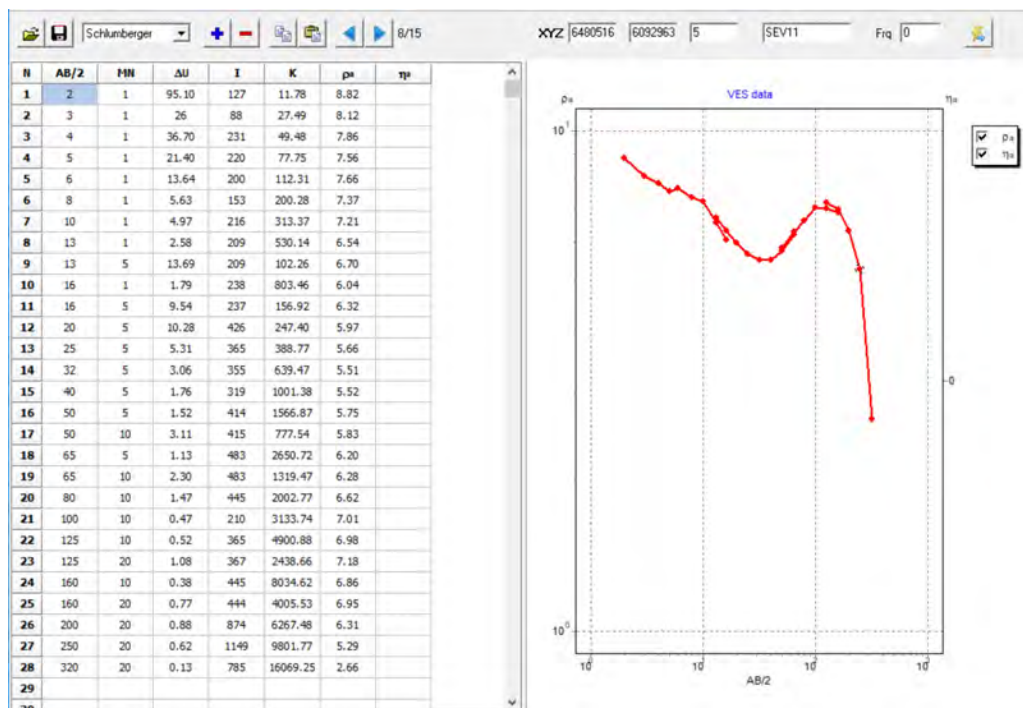


Figura C.11: VES 11

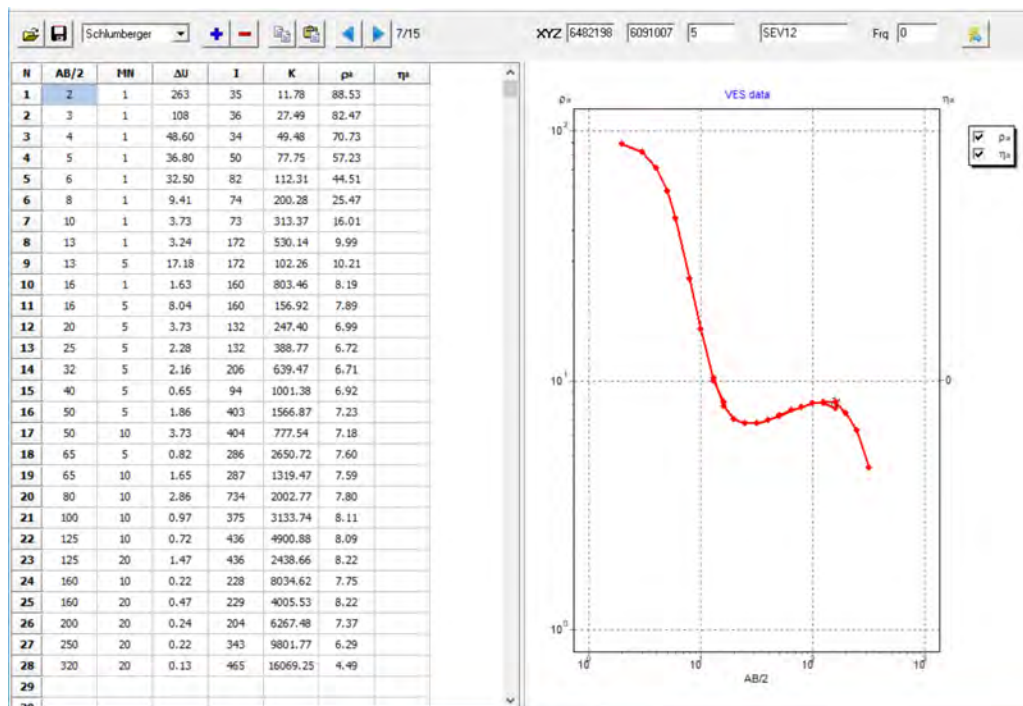


Figura C.12: VES 12

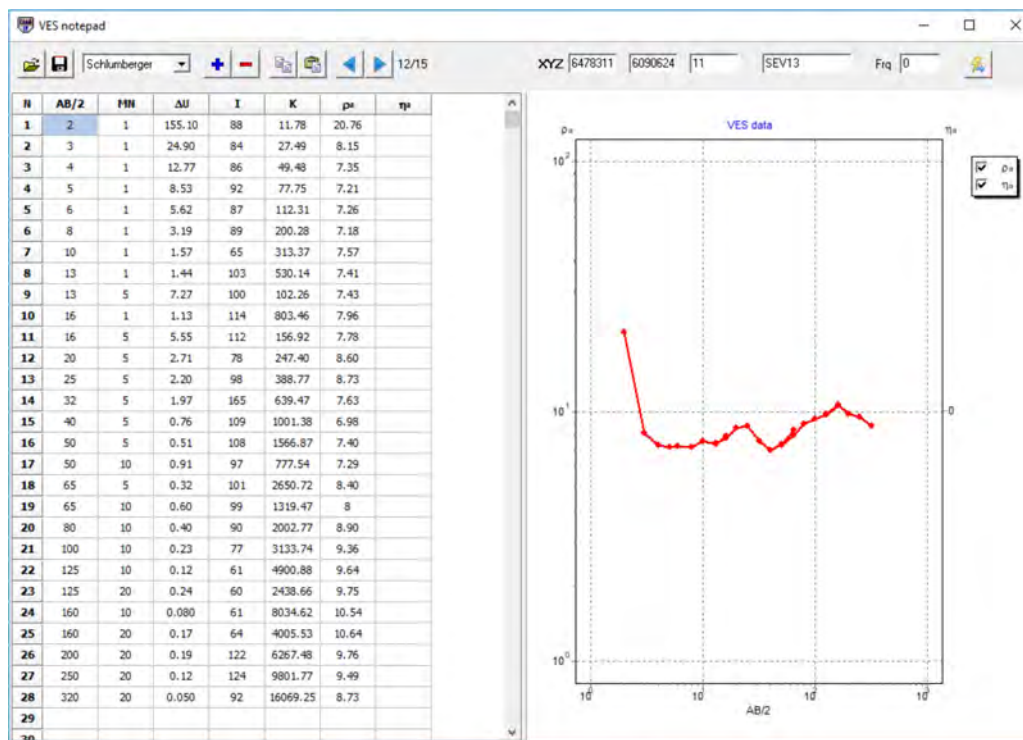


Figura C.13: VES 13

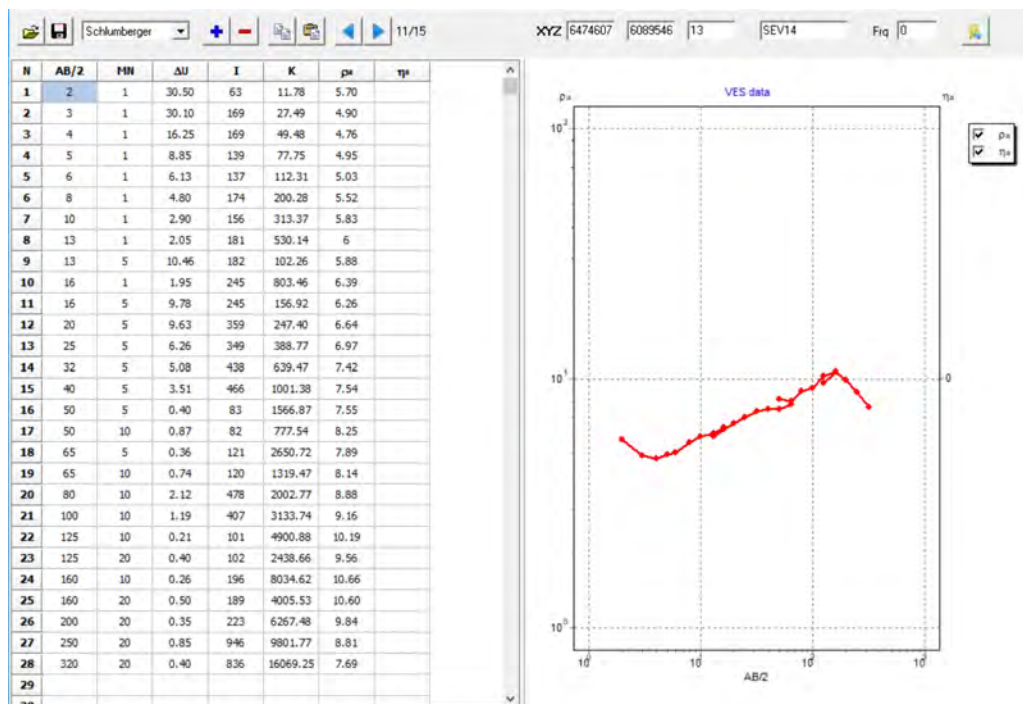


Figura C.14: VES 14

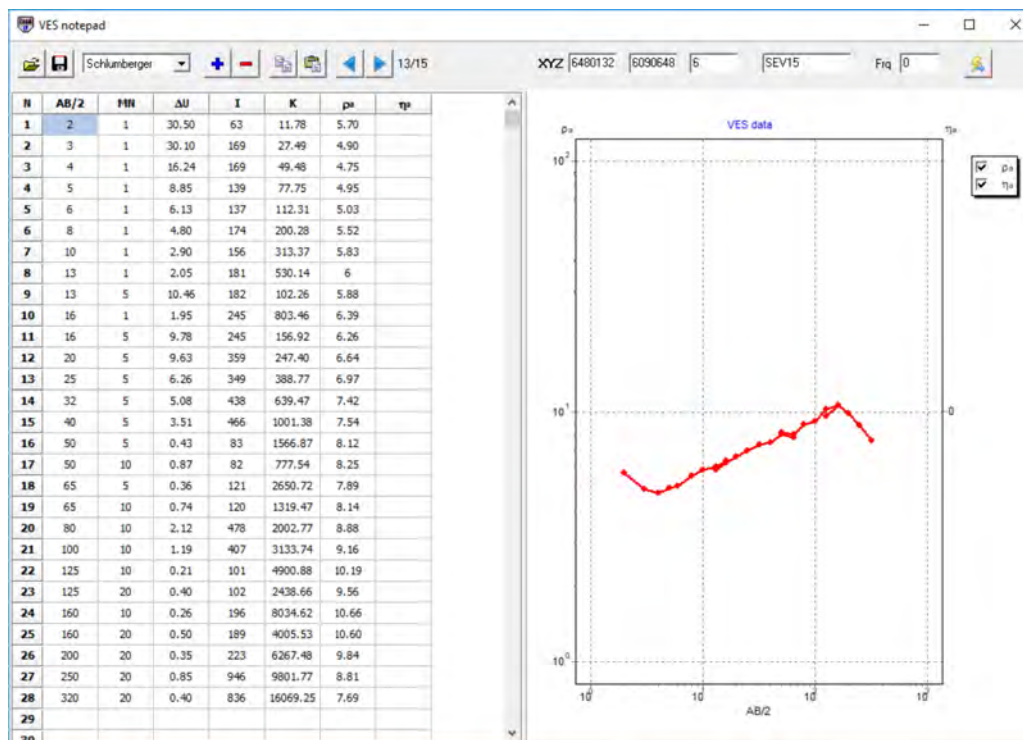


Figura C.15: VES 15