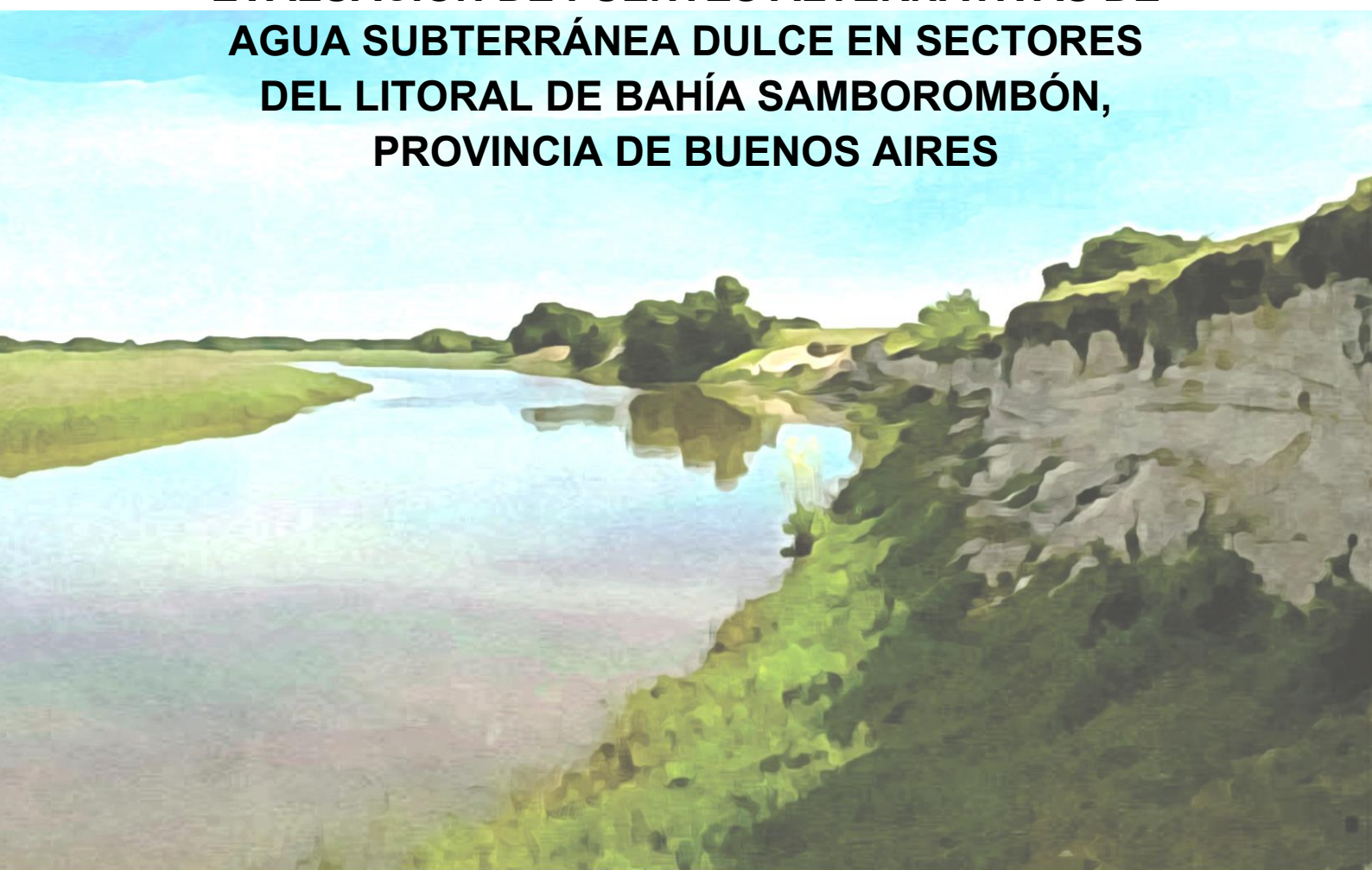


**ESTUDIOS SEDIMENTOLÓGICOS,
GEOHIDROLÓGICOS Y GEOQUÍMICOS PARA LA
EVALUACIÓN DE FUENTES ALTERNATIVAS DE
AGUA SUBTERRÁNEA DULCE EN SECTORES
DEL LITORAL DE BAHÍA SAMBOROMBÓN,
PROVINCIA DE BUENOS AIRES**



TESISTA: Lic. Tanjal, Carolina

DIRECTORES: Dra. Carol, Eleonora

Dr. Richiano, Sebastián

Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

2020

Índice

Índice.....	I
Índice de figuras	V
Índice de tablas.....	X
Agradecimientos	XI
Resumen	XIII
Abstract	XVI
Capítulo I	1
Introducción.....	1
Capítulo II	5
Materiales y métodos	5
II-1. Trabajo de recopilación bibliográfica y mapeo	5
II-1.1. Mapeo geomorfológico.....	5
II-2. Trabajo de campo.....	6
II-2.1. Generación de la red de monitoreo	6
II-2.2. Relevamiento de la red de monitoreo	7
II-2.2.1. Muestreo de agua.....	7
II-2.2.2. Medición de niveles	9
II-2.3. Perfiles sedimentológicos.....	9
II-2.4. Sondeo eléctrico vertical (SEV).....	10
II-3. Trabajo de laboratorio.....	11
II-3.1. Análisis textural y mineralógico de los sedimentos.....	11
II-3.1.1. Determinación de fracciones granulométricas	11
II-3.1.2. Microscopia óptica	11
II-3.1.3. Difracción de Rayos X (DRX).....	12
II-3.1.4. Microscopia electrónica de barrido/espectroscopia de Rayos X de dispersión de energía (MEB/EDAX).....	12
II-3.2. Composición química de las muestras de agua	12
II-3.2.1. Elementos mayoritarios y minoritarios	12

II-3.2.2. Isótopos estables en agua	13
II-3.2.3. Nutrientes	14
II-3.2.4. Ensayos de intercambio catiónico.....	14
II-4. Trabajo de gabinete e interpretación de datos	15
II-4.1. Tareas sedimentológicas	15
II-4.2. Balances hidrológicos	15
II-4.3. Perfiles geoeléctricos	17
II-4.4. Interpretación de datos químicos.....	18
II-4.5. Modelos geohidrológicos conceptuales	18
II-4.6. Estimación de reservas	18
Capítulo III	20
Antecedentes	20
III-1. Caracterización regional del área de estudio	20
III-1.1. Marco geológico general	20
III-1.2. Evolución de los ambientes sedimentarios durante el Cuaternario.....	24
III-1.3. Paleoclima y niveles del mar durante el Cuaternario	26
Capítulo IV.....	29
Geomorfología y sedimentología.....	29
IV-1. Aspectos geomorfológicos generales del área de estudio	29
IV-1.1. Llanura continental o loésica	29
IV-1.2. Antigua llanura de marea	29
IV-1.3. Cubetas de deflación	30
IV-1.4. Lunettes.....	30
IV-1.5. Lomadas arenosas	32
IV-1.6. Cordón litoral (de playa) e intercordón	32
IV-1.7. Elementos del sistema fluvial	33
IV-1.8. Marisma.....	34
IV-2. Aspectos sedimentológicos y composicionales de las unidades geomorfológicas	34

IV-2.1. Llanura continental o loésica	34
IV-2.2. Cordón litoral (de playa): natural y modificado	35
IV-2.3. Lomadas arenosas	41
IV-2.4. Barras de punta y paleocanales.....	44
IV-2.5. Lunettes.....	47
IV-2.6. Antigua llanura de marea, marisma e intercordón.....	50
Capítulo V.....	54
Precipitaciones, balances hídricos y formación de lentes de agua dulce.....	54
V-1. Precipitaciones y balances hídricos.....	54
V-2. Niveles freáticos y su relación con la precipitación y excesos de agua.....	58
V-3. Sondeos eléctricos verticales	62
Capítulo VI.....	65
Hidroquímica.....	65
VI-1. Caracterización química del agua	65
VI-1.1. Cordón litoral e intercordón.....	66
VI-1.2. Lomada arenosa.....	69
VI-1.3. Barras de punta	70
VI-1.4. Lunettes.....	71
VI-1.5. Marisma y antigua llanura de marea	72
VI-2. Relaciones isotópicas e iónicas.....	74
VI-2.1. Elementos minoritarios	83
Capítulo VII.....	88
Evaluación de procesos de eutrofización en canteras abandonadas.....	88
VII.1. Descripción de las condiciones de las canteras.....	88
VII.2- Parámetros fisicoquímicos y contenido de nutrientes	92
Capítulo VIII.....	97
Modelos geohidrológicos conceptuales y cálculo de reservas de agua	97
VIII-1. Modelos geohidrológicos conceptuales	97
VIII-1.1. Sector occidental	97

VIII-1.2. Sector oriental.....	102
VIII-2. Reservas de agua dulce.....	110
Capítulo IX.....	115
Conclusiones.....	115
Bibliografía.....	118
Anexo	133

Índice de figuras

Figura I.1: Ubicación del área de estudio.	3
Figura II.1: Ubicación de los puntos de monitoreo de agua subterránea y superficial. ..	7
Figura II.2: Fotografías del trabajo de campo realizado: a. Construcción de los pozos de exploración someros mediante barreno con toma de sedimentos; b. Freatímetro; c. Nivelación de los puntos de muestreo por medio de GPS diferencial; d. Toma de muestra de agua subterránea en un molino; e. Toma de muestra de agua subterránea en un pozo de exploración somero; f. Toma de muestra de agua superficial en una cantera abandonada; g. Medición de parámetros fisicoquímicos <i>in situ</i> mediante equipo manual multiparamétrico; h. Equipo de geoelectrónica para la realización de los sondeos eléctricos verticales (SEVs).	8
Figura III.1: Mapa isopáquico de la Cuenca del Salado (redibujado de Yrigoyen, 1975).	21
Figura III.2: Corte transversal en el sector de Canal 15 en el que se aprecian las formaciones marinas cuaternarias y su relación estratigráfica (tomado de Fucks et al., 2010). Mb. DRS: miembro Destacamento Río Salado; Mb. C18: miembro Canal 18; Mb. CdIG: miembro Cerro de la Gloria; Mb. C15: miembro Canal 15.	23
Figura III.3: Evolución paleoambiental de los cordones litorales del área de estudio durante el Cuaternario tardío (tomado de Richiano et al., 2012b).	26
Figura III.4: a. Curva de la posición relativa del nivel del mar tomada de Violante y Parker, 2004; b. Curva de la posición relativa del nivel del mar tomada de Prieto et al., 2017.	28
Figura IV.1: Mapa geomorfológico de las unidades estudiadas	31
Figura IV.2: Fotos de campo de las distintas geformas estudiadas. a. Antigua llanura de marea y canal de marea inactivo; b. Lunette; c. Lomada arenosa; d. Lomada arenosa y barra de punta; e. Cantera abandonada; f. Límite entre la marisma y el cordón litoral.	33
Figura IV.3: Perfil litológico de los Sedimentos Pampeanos obtenido del registro de un pozo de explotación en la localidad de Pipinas realizado por el SPAR.	35
Figura IV.4: Cordón litoral natural. A. Ubicación de los perfiles relevados en la Estancia Rincón de López; B. Ubicación del perfil relevados en la localidad de Cerro de la Gloria; C. Detalle de un nivel de conchillas masivo en el perfil RDL1; D. Fotografía de las concreciones carbonáticas; E. Detalle de los estratos de conchillas en el perfil CdIG1; F. Detalle del estrato de arenas rojizas en el perfil CdIG1; G. Detalle de los niveles de coloraciones oscuras intercalados en los niveles conchiles en el perfil CdIG2; H e I. Corte delgado de sedimentos del cordón litoral observado al microscopio petrográfico con luz polarizada y analizador, respectivamente. Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pgl: plagioclasa; Anf: anfíbol; Px: piroxeno.	37

- Figura IV.5: a. Corte natural del cordón litoral en contacto con la arcilla bioturbada en el sector de Canal 15; b. Estratificación ondulosa; c y d. Detalle de las bioturbaciones presentes en la capa arcillosa..... 38
- Figura IV.6: Cordón litoral modificado. A. Ubicación del perfil en el área de estudio; B. Muestra de mano de los sedimentos retenidos en el tamiz de 2,8 mm; C. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular. Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pgl: plagioclasas..... 39
- Figura IV.7: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en el cordón modificado. 40
- Figura IV.8: a. Textura mamelonar en campo de los óxidos de Mn; b. Muestra de mano; c. Corte delgado del cordón litoral; d y e. Imagen MEB y espectro EDAX de los óxidos de Mn obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido..... 41
- Figura IV.9: a. Fotografía de campo de la lomada arenosa en el sector norte del área de estudio; b. Detalle de la lomada en a.; c. Fotografía de campo de la lomada arenosa en el corte de Canal 15. LA: lomada arenosa; CL: cordón litoral; AB: arcilla bioturbada. 42
- Figura IV.10: Lomada arenosa. A. Ubicación del perfil en el área de estudio; B. Muestra de sedimentos obtenida durante la construcción del freatímetro; C. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular, correspondiente a la muestra en B; D. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular. 43
- Figura IV.11: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en el perfil de la lomada arenosa. 44
- Figura IV.12: Barras de punta y paleocanal. A y B. Ubicación de los perfiles en el área de estudio; C. Muestra de sedimentos obtenida durante la construcción del freatímetro (Perfil 9); D-F. Muestras de sedimentos observadas (fracción arena fina) en la lupa binocular; G. Corte delgado observado en el microscopio petrográfico con luz polarizada. Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pgl: plagioclasa; Anf: anfíbol; Px: piroxeno..... 45
- Figura IV.13: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en los perfiles de la barra de punta y paleocanal..... 47
- Figura IV.14: Lunette. A. Ubicación de los perfiles en el área de estudio; B. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular; C. Muestra de sedimentos finos aglomerados (pellets) observada en la lupa binocular; D – G. Cortes delgados de los sedimentos de los lunettes observados en el microscopio petrográfico con luz polarizada (D y F) y analizador (E y G). Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pgl: plagioclasa..... 48
- Figura IV.15: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en los perfiles del lunette..... 50
- Figura IV.16: Marisma, antigua llanura de marea e intercordón. A - D. Ubicación de los perfiles en el área de estudio; E. Muestra de sedimentos obtenida durante la

construcción del freatímetro en la marisma (Perfil 17); F. Muestra de sedimentos obtenida durante la construcción del freatímetro en la antigua llanura de marea (Perfil 30); G. Muestra de sedimentos obtenida durante la construcción del freatímetro en el intercordón (Perfil 27); H. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular. CL: Cordón litoral; LA: lomada arenosa. Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pgl: plagioclasa.....	52
Figura IV.17: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en los perfiles de la marisma, antigua llanura de marea e intercordón.	53
Figura V.1: Curva de doble masa entre los datos de precipitación de la estación meteorológica de General Lavalle y Punta Indio (Base Aeronaval de Punta Indio).....	54
Figura V.2: Precipitaciones anuales para el periodo 1956-2019 registradas en las estaciones meteorológicas para General Lavalle y Punta Indio, línea de tendencia y media móvil a 10 años para la estación meteorológica de Punta Indio.	55
Figura V.3: Precipitación y evapotranspiración potencial promedio mensuales para el período 1956 – 2019. a. General Lavalle; b. Punta Indio.	56
Figura V.4: Balances diarios seriados para cada una de las geoformas. a. Barra de punta; b. Cordón litoral modificado; c. Cordón litoral natural; d. Lomada arenosa; e. Lunette.....	57
Figura V.5: Ubicación de los pozos de exploración someros donde se midieron niveles freáticos por medio de sonda manual y sensores de medición continua.	59
Figura V.6: Registro del sensor colocado en el cordón natural durante el año 2015. ..	59
Figura V.7: Registro del sensor colocado en el cordón modificado durante el año 2015.	60
Figura V.8: Niveles freáticos medidos con sonda manual en el cordón modificado durante los años 2018 y 2019.....	60
Figura V.9: Niveles freáticos medidos con sonda manual en la lomada arenosa durante los años 2017 a 2019.....	61
Figura V.10: Datos de niveles freáticos para la barra de punta obtenidos mediante sonda manual (pozos 7, 8 y 9) y sensor de medición continua (pozo 8) durante los años 2017 a 2019.	61
Figura V.11: Ubicación de los sondeos eléctricos verticales.	62
Figura V.12: Perfil geoelectrico A-A' correspondiente a los SEV 1, 2 y 3 realizado en el cordón litoral modificado.	63
Figura V.13: Perfil geoelectrico B-B' correspondiente a los SEV 4, 5 y 6 realizado en la lomada arenosa y cordón litoral natural.	64
Figura VI.1: Mapa de conductividad eléctrica del agua. a. Muestreo noviembre 2017; b. Muestreo marzo 2018.	66

Figura VI.2: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en el cordón litoral e intercordón. a. Muestreo noviembre 2017 (periodo de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (periodo de déficit hídrico).	67
Figura VI.3: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua superficial acumulada en las canteras abandonadas. a. Muestreo noviembre 2017 (periodo de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (periodo de déficit hídrico). ..	69
Figura VI.4: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en las lomadas arenosas. a. Muestreo noviembre 2017 (periodo de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (periodo de déficit hídrico).	70
Figura VI.5: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en las barras de punta. a. Muestreo noviembre 2017 (periodo de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (periodo de déficit hídrico).	71
Figura VI.6: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en los lunettes correspondiente al muestreo de marzo 2018 (período de déficit hídrico).	72
Figura VI.7: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en la antigua llanura de marea y en la marisma. a. Muestreo noviembre 2017 (período de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (período de déficit hídrico).	73
Figura VI.8: Relación $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ determinada en las muestras de agua superficial y subterránea para el muestreo de noviembre 2017 (a) y marzo 2018 (b). La recta meteórica local (RML) corresponde a la propuesta por Dapeña y Panarello, 2004 ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 14$). Las cruces negras representan la recta de evaporación calculada, $\delta^2\text{H} = 4,69 \delta^{18}\text{O} - 4,65 \text{‰}$ (incrementos cada 5%).	75
Figura VI.9: Relación $\delta^{18}\text{O}$ vs. conductividad eléctrica (CE) en las muestras de agua superficial y subterránea para el muestreo de noviembre 2017 (a) y marzo 2018 (b). Las cruces negras representan los porcentajes de evaporación calculados a intervalos del 5%.	76
Figura VI.10: Diagrama de Gibbs (1970): a. Aniones; b. Cationes. TDS: Sólidos Totales Disueltos.	77
Figura VI.11: a. Relación Ca^{+2} (mmol/L) vs. Sr^{+2} ($\mu\text{mol/L}$) (Blum et al., 1998); b. CE ($\mu\text{S/cm}$) vs. C-ratio ($\text{HCO}_3^-/\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-}$) (Brown et al., 1996).	78
Figura VI.12: Relaciones molares entre elementos mayoritarios.	79
Figura VI.13: Diagramas de estabilidad para silicatos.	80
Figura VI.14: Índices de saturación. a. IS Calcita vs. HCO_3^- (meq/L); b. IS Calcita vs. pH; c. IS yeso vs. SO_4^{2-} (meq/L); d. IS halita vs. Cl^- (meq/L).	81
Figura VI.15: Relación Na^+-Cl^- vs. $(\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-})-(\text{Ca}^{+2}+\text{Mg}^{+2})$	82

Figura VI.16: Gráficos obtenidos a partir del ensayo de intercambio catiónico. a. Sedimentos arcillosos – solución de CaCl_2 de 3 meq/L; b. Sedimentos arcillosos – solución de CaCl_2 de 5 meq/L; c. Sedimentos loésicos – solución de CaCl_2 de 3 meq/L; d. Sedimentos loésicos – solución de CaCl_2 de 5 meq/L.	83
Figura VI.17: Diagramas de cajas y bigotes para las concentraciones de elementos minoritarios determinadas en los muestreos de noviembre 2017 y marzo 2018. CL: cordón litoral natural y modificado; LA: lomada arenosa; B: barras de punta; ALLM: antigua llanura de marea; L: lunettes; C: canteras abandonadas.	85
Figura VI.18: a. As (mg/L) vs. pH; b. Mn (mg/L) vs. pH; c. Fe (mg/L) vs. pH.	86
Figura VII.1: a. Ubicación de las canteras analizadas. b – f. Fotografías de campo de algunas canteras relevadas, indicando en el borde superior derecho el número al que corresponden.	89
Figura VII.2: Fotografías de la cantera 12 para cada uno de los muestreos realizados. La flecha roja señala un mismo punto de referencia, el cual permite comparar la variación en la cantidad de agua acumulada en la cantera.	90
Figura VII.3: Comparación de la actividad minera en 1984 y 2019. Los sectores delimitados en rojo indican la superficie explotada por la actividad minera.	91
Figura VII.4: Contenido promedio de fósforo soluble, fósforo total y nitratos.	92
Figura VII.5: Contenido promedio de nutrientes discriminado por el tiempo de destape de las canteras.	93
Figura VII.6: Distribución del contenido de nutrientes y TSI para los muestreos de mayo 2017 (a) y agosto 2017 (b). La escala de la izquierda corresponde a fósforo y la de la derecha a nitrato.	94
Figura VII.7: Distribución del contenido de nutrientes y TSI para los muestreos de noviembre 2017 (a) y marzo 2018 (b). La escala de la izquierda corresponde a fósforo y la de la derecha a nitrato.	95
Figura VII.8: a. Relación PS (mg P/L) vs pH; b. Relación PT (mg P/L) vs. pH; c. Relación NO_3^- (mg/L) vs. pH.	96
Figura VIII.1. Modelo geohidrológico conceptual del área de lunettes en el sector occidental del área de estudio.	101
Figura VIII.2: Modelos geohidrológicos conceptuales de lomadas arenosas, barras de punta y cordones litorales en el sector oriental del área de estudio.	106
Figura VIII.3: Modelos geohidrológicos conceptuales del cordón litoral modificado y de las canteras abandonadas en el sector oriental del área de estudio.	109
Figura VIII.4: Modelo 3D de la geometría de la lente de agua dulce (en negro) con una 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.	112

Índice de tablas

Tabla V.1: Reservas de agua en el suelo estimadas.....	56
Tabla V.2: Excesos de agua según geoforma estimados a partir del balance hídrico diario. Entre paréntesis se indica la precipitación anual para cada año.....	58
Tabla VI.1: Parámetros físico - químicos, iones mayoritarios e isótopos estables determinados en las muestras de agua para los muestreos de noviembre 2017 y marzo 2018. nd: no determinado.	133
Tabla VI.2: Concentraciones de elementos minoritarios (mg/L). LC: Límite de cuantificación.....	138
Tabla VII.1: Parámetros físico-químicos, iones mayoritarios, fósforo soluble (PS), fósforo total (PT) e índice de estado trófico (TSI).....	140

Agradecimientos

Gracias a mi familia, por el apoyo incondicional de siempre. A mis viejos, que ya no están, pero son los que me enseñaron el valor del trabajo y el esfuerzo. A Pablo, Martín, Ana, Julia, Manuel y Cristina por su constante presencia y por las juntadas “burbuja” durante el aislamiento que hicieron más ameno todo este trayecto.

Gracias a mis directores, Eleonora y Sebastián, no solo por haberme guiado y ayudado a llevar la tesis adelante sino también por la infinita paciencia y su gran calidad humana. Gracias por el tiempo y por haber estado siempre disponibles para resolver todas mis dudas.

Gracias al Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas, al Centro de Investigaciones Geológicas y a la Universidad Nacional de La Plata, en particular a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo.

Gracias a mis compañeros del grupo de Geohidrología del CIG: Guido, Lu, Juli, Villa, Fran y al Tano. Gracias por la acompañarme durante las campañas, sobre todo por rescatarme cada vez que me enterraba yendo a tomar una muestra, y por la ayuda durante la escritura de la tesis con algunos temas en particular. Por los mates, las risas, los consejos, por hacer divertido el trabajo y principalmente por el enorme trabajo en equipo.

Gracias a todo el personal del CIG, investigadores, becarios y personal de apoyo, en particular a Claudia Di Lello, Claudia Cavarozzi, Germán Kurten, Pablo García y Jorge Wlasiuc.

Gracias a los jurados, la Dra. Karina Lecomte y los Dres. Massone y Fucks, por sus observaciones y comentarios los cuales contribuyeron a mejorar el manuscrito final de la tesis.

Gracias a Josep Mas Plá y Anna Menció Domingo de la Universitat de Girona por colaborar con mi formación académica.

Gracias a mis compañeros de las Cátedras de Geoquímica y Geoquímica Avanzada.

Gracias a mis amigas y amigos por el aguante.

Gracias a todos los pobladores del área, por su buena predisposición y colaboración al abrirme la puerta de sus casas, porque sin ellos no se podría haber realizado esta tesis.

En fin... muchas gracias a todas las personas que directa o indirectamente me ayudaron a que pueda desarrollar la tesis.

Resumen

La planicie costera del Río de la Plata se desarrolla en el litoral noreste y este de la Provincia de Buenos Aires, donde una de las principales limitantes para el desarrollo socioeconómico es el predominio de agua subterránea salina. Asimismo, el litoral de Bahía Samborombón, en la planicie costera del estuario exterior, es la zona con mayores problemas de abastecimiento de agua ya que aquí, contrariamente a lo que ocurre en la planicie del tramo inferior y medio del estuario, también en las zonas más continentales existen problemas de salinización de acuíferos. No obstante, pueden reconocerse ambientes geomorfológicos donde las condiciones hidrolíticas favorecen el almacenamiento de agua dulce, como los cordones litorales que se desarrollan en el tramo medio y norte del litoral de la bahía. En estas unidades se forman lentes de agua dulce producto de la recarga preferencial del agua de lluvia, las cuales no solo constituyen las fuentes actuales de abastecimiento de agua, sino que, además, tienen un rol ecológico importante dado que son el sustento del bosque nativo de *Celtis tala* y especies asociadas. Pese a la importancia hidrogeológica que tienen estos cordones, desde principios del siglo XX la actividad minera ha explotado gran parte de esta geoforma alterando las reservas de agua dulce. Por estos motivos el objetivo general del presente trabajo de tesis es la identificación de fuentes de agua dulce alternativas en el litoral del sector central de Bahía Samborombón.

Dentro del área de estudio se reconocieron geoformas de relieve positivo como lomadas arenosas, barras de punta y lunettes, las cuales serían unidades capaces de alojar lentes de agua dulce. Sin embargo, luego de los estudios de detalle de las características texturales e hidroquímicas, sólo las lomadas arenosas y barras de punta poseen sedimentos con altas tasas de infiltración que permiten acumular el agua de lluvia en forma de lentes, pudiendo ser utilizadas como una fuente alternativa de agua subterránea. Estas geoformas se desarrollan en el sector este del área de estudio vinculadas espacialmente a los cordones litorales, por lo que las lentes de agua que se forman en ellas se amalgaman dando lugar a una única lente de agua dulce. De esta manera, las lentes formadas en lomadas arenosas y barras de punta suman reservas a aquellas que se alojan en los cordones litorales. En cambio, en los lunettes distribuidos en el sector oeste del área, al estar compuestos por sedimentos más finos con bajas tasas de infiltración, el agua tiende a salinizarse a escasa profundidad.

Por otro lado, en lo que respecta a la explotación minera de los cordones litorales y la problemática hidrológica que esto representa en la zona, los estudios realizados

permitieron comprobar que en los cordones litorales se forman lentes de agua dulce no solo en condiciones naturales, sino que también cuando son modificados por la actividad minera (canteras rellenas con material de descarte arenoso). En el análisis de los balances hídricos y variaciones de niveles freáticos, el cordón modificado muestra un comportamiento similar al de la lomada arenosa, presentando importantes excesos hídricos. No obstante, la disminución en la altura topográfica que ocasiona la explotación minera influye en el espesor de la lente siendo menor en el cordón modificado en comparación con el cordón natural, característica muy marcada en los perfiles geoelectricos. Esta disminución en el espesor de las lentes se observa también en las lomadas arenosas y barras de punta, geoformas topográficamente más bajas que el cordón litoral natural. Luego, a pesar de que en aquellas explotaciones en que las excavaciones quedan al descubierto el agua acumulada en las canteras registra bajos contenidos salinos, la misma suele presentar rasgos de eutrofización debido al aumento en la cantidad de nutrientes, razón por la cual no se recomienda su uso para abastecimiento. Esto prueba que el relleno de las excavaciones con el material de descarte una vez finalizada la extracción, resulta una buena medida de mitigación que contribuye a la conservación de las lentes de agua dulce.

En cuanto a la química del agua subterránea en las lentes de agua dulce que se forman en estas unidades, la misma es de baja salinidad asociada a facies de tipo Ca-Mg-HCO₃ y Na-HCO₃, donde la interacción agua-sedimento es el principal determinante de la presencia de iones solubles. Dentro de los principales procesos geoquímicos se encuentran la disolución de CO_{2(g)}, la disolución - precipitación de carbonatos, el intercambio catiónico y la meteorización de silicatos. Cabe señalar que estos procesos también regulan la presencia de elementos como As, Fe y Mn, los cuales en altas concentraciones pueden ser una limitante de la calidad del agua. Por otro lado, en los pozos con mayores tenores salinos se suma la disolución de fases minerales más solubles como yeso y halita.

Con respecto a su distribución espacial se observa que las lentes de agua dulce alojadas en lomadas arenosas, barras de punta y cordones litorales (natural y modificado) se desarrollan en todo el sector oriental del área de estudio de manera continua y paralela a la costa. En ellas, el volumen total de reservas de agua dulce almacenado fue estimado en 81.330.903 m³, de los cuales un 37% corresponde a las reservas que se acumulan en lomadas arenosas y barras de punta. Asimismo, de este volumen total, las reservas que pueden ser sustentablemente explotadas, es decir, las reservas reguladoras constituyen un volumen de agua de 4.207.891 m³. De acuerdo con esto, y a partir de un consumo medio por habitante de 100 L, las reservas

reguladoras teóricamente podrían abastecer alrededor de unos 115.000 habitantes permanentes. A su vez, es importante destacar que el sector occidental del área de estudio no dispone de fuentes de agua dulce, razón por la cual estas lentes deben abastecer tanto a los pobladores que viven en sus alrededores como a aquellos que se encuentran en zonas más alejadas localizadas al oeste. De la misma manera, si se consideran las reservas reguladoras asociadas a lomadas arenosas y barras de punta, la estimación teórica muestra que estas podrían abastecer una población permanente cercana a los 25.000 habitantes, lo que representa a un 21% de los habitantes totales que pueden ser abastecidos por las lentes, comprobando su relevancia como fuentes alternativas a la de los cordones litorales.

Los resultados presentados en esta tesis constituyen el primer estudio acerca del desarrollo de lentes de agua dulce en geoformas alternativas al cordón litoral en un sector de la planicie costera del Río de la Plata donde existen graves problemas de abastecimiento. De esta manera, la presencia de lomadas arenosas y barras de punta capaces de alojar lentes de agua dulce en cantidad y calidad adquiere una gran importancia no solo para asegurar el abastecimiento de la población local sino también para fomentar el desarrollo socioeconómico de la región. Los datos proporcionados contribuirán a aumentar el conocimiento sobre la influencia de las características geomorfológicas y geológicas en el desarrollo e hidrogeoquímica de las lentes de agua dulce. Asimismo, se plantea la importancia de la mitigación del impacto de la actividad minera para la conservación del recurso, siendo el relleno de las labores mineras con el material de descarte una medida básica. Por último, considerando la relevancia de este tipo de acuíferos es que se brinda información de base para garantizar la sustentabilidad y establecer un plan de manejo eficaz del recurso hídrico.

Abstract

The Río de la Plata coastal plain is located on the northeast and east coast of the Buenos Aires Province, where one of the main limitations for socio-economic development is the predominance of saline groundwater. Similarly, the Samborombón Bay littoral, in the outer estuary coastal plain, is the area with the greatest water supply problems since here, contrary to the lower and middle section of the estuary, also in the more continental areas there are problems of aquifers salinization. However, geomorphological environments can be recognized where hydrolithological conditions favor the storage of freshwater, such as the littoral ridges that develop in the middle and northern section of the bay's coastline. In these units, freshwater lenses are formed as a result of rainwater preferential recharge, which not only constitute the current water supply sources but also have an important ecological role since they are the sustenance of the native forest of *Celtis tala* and associated species. Despite the hydrogeological importance of these ridges, since the beginning of the 20th century, mining activity has exploited a large part of this geofom, altering freshwater reserves. For these reasons, the general objective of this thesis is the identification of alternative freshwater sources on the central sector of Samborombón Bay littoral.

Within the study area, positive relief geofoms such as sand sheets, point bars and lunettes were recognized, which would be units capable of storage freshwater lenses. Nevertheless, after detailed studies of the textural and hydrochemical characteristics, only sand sheets and point bars have sediments with high infiltration rates that allow rainwater to accumulate in the form of lenses, which can be used as an alternative groundwater source. These geofoms are developed in the eastern sector of the study area, spatially linked to the littoral ridges, so that water lenses that are formed in them are amalgamated giving rise to a single freshwater lens. In this way, lenses formed in sand sheets and point bars add reserves to those that are accumulated in the littoral ridges. On the contrary, in the lunettes distributed in the western sector of the area, as they are composed of finer sediments with low infiltration rates, groundwater tends to salinize at a shallow depth.

On the other hand, with regards to the mining of littoral ridges and the hydrological problems that this represents in the area, the studies carried out proved that freshwater lenses in the littoral ridges are formed not only under natural conditions, but also when they are modified by the mining activity (quarries filled with sandy waste material). In the analysis of water balances and phreatic levels variations, the modified ridge shows a similar behavior to that of the sand sheet, presenting important water excesses.

However, the decrease in topographic height caused by mining has an influence on the thickness of the lens, being less in the modified ridge in comparison with the natural one, a very marked characteristic in the geoelectric profiles. This decrease in the thickness of the lenses is also observed in sand sheets and point bars, topographically lower geofoms than the natural littoral ridge. Then, despite the fact that in those exploitations where the excavations are exposed, the accumulated water in the quarries registers low saline content, it usually presents eutrophication features due to the increase in the amount of nutrients, which is why it is not recommended its use for supply. This proves that filling the excavations with the discard material once the extraction is complete is a good mitigation measure that contributes to the conservation of freshwater lenses.

With respect to the chemistry of the freshwater lenses that are formed in these units, it is of low salinity associated with Ca-Mg-HCO₃ and Na-HCO₃ type facies, where the water-sediment interaction is the main determinant of the presence of soluble ions. Among the main geochemical processes are the dissolution of CO_{2(g)}, the dissolution - precipitation of carbonates, cation exchange and the weathering of silicates. It should be noted that these processes also regulate the presence of elements such as As, Fe and Mn, which in high concentrations can be a limitation of water quality. On the other hand, in wells with higher saline content, the dissolution of more soluble mineral phases such as gypsum and halite is added.

Regarding their spatial distribution, it is observed that freshwater lenses accumulated in sand sheets, point bars and littoral ridges (natural and modified) develop throughout the eastern sector of the study area continuously and parallel to the coast. In them, the total volume of freshwater reserves stored was estimated at 81,330,903 m³, of which 37% corresponds to the reserves that accumulate in sand sheets and point bars. Additionally, of this total volume, the reserves that can be sustainably exploited, that is, the regulatory reserves, constitute a water volume of 4,207,891 m³. In accordance with this, and from an average per capita consumption of 100 L, the regulatory reserves could theoretically supply around 115,000 permanent inhabitants. Similarly, it is important to note that the western sector of the study area does not have freshwater sources, which is why these lenses must supply both the residents who live in their surroundings and those who are in more remote areas located to the West. In the same way, if the regulatory reserves associated with sand sheets and point bars are considered, the theoretical estimate shows that these could supply a permanent population close to 25,000 inhabitants, which represents 21% of the total inhabitants

that can be supplied by the lenses, proving their relevance as alternative sources to that of the littoral ridges.

The results presented in this thesis constitute the first study on the development of freshwater lenses in alternative geoforms to the littoral ridge in a sector of the Río de la Plata coastal plain where there are serious water supply problems. In this manner, the presence of sand sheets and point bars capable of storing freshwater lenses in quantity and quality acquires great importance not only to ensure the supply of the local population but also to promote the socio-economic development of the region. The data provided will contribute to increase the knowledge about the influence of geomorphological and geological characteristics on the development and hydrogeochemistry of freshwater lenses. In addition, the importance of mitigating the impact of the mining activity is raised for the resource conservation, being the filling of the mining labors with the discarded material a basic measure. Finally, considering the relevance of this type of aquifers, base information is provided to guarantee sustainability and establish an effective water resource management plan.

Capítulo I

Introducción

Las planicies costeras son ambientes donde predomina el agua subterránea salina producto de las intrusiones cuaternarias que le dieron origen o de la intrusión marina actual (Logan et al., 1999; Post y Abarca, 2010; De Louw et al., 2011; Vandenbohede y Lebbe, 2012; Delsman et al., 2014; Van Pham et al., 2019). El desarrollo de geoformas cuya permeabilidad favorece la formación de lentes de agua dulce por la infiltración del agua de lluvia, es esencial para que en este tipo de ambientes puedan disponer de fuentes de agua dulce que contribuyan al crecimiento socioeconómico (De Louw et al., 2011; Cozzolino et al., 2017; Cellone et al., 2018). Por lo tanto, comprender los factores que afectan tanto la disponibilidad como la calidad de este tipo de acuíferos es crucial, principalmente en aquellos sectores donde el agua subterránea dulce es escasa o el recurso se encuentra en detrimento (Vengosh et al., 2005; White et al., 2007; Huizer et al. 2016).

La formación de lentes de agua dulce está asociada a la infiltración del agua de lluvia en sedimentos permeables, donde esa recarga continua de agua dulce desplaza hacia abajo el agua salina circundante debido a que poseen diferentes densidades (Falkland y Custodio, 1991). A su vez, como resultado de dicha diferencia de densidad se forma una interfase agua dulce – agua salada, pudiendo ser una superficie neta o una zona de transición en la que se va incrementando la salinidad (Collins y Easley, 1999). Diversos estudios han analizado el desarrollo de estas lentes como así también la posición de la interfase agua dulce-salina, considerando como trabajos pioneros los de Ghyben (1888) y Herzberg (1901). La teoría de Ghyben – Herzberg asume una lente de agua dulce ideal simétrica donde la profundidad de la interfase agua dulce – agua salada es directamente proporcional a la elevación del nivel freático sobre el nivel medio del mar. No obstante, lo más común es encontrar lentes asimétricas dado que sus dimensiones y morfología pueden ser afectadas por distintos factores, como cambios en la topografía, vegetación, conductividad hidráulica, explotación y recarga, siendo la permeabilidad de los sedimentos que alojan a la lente el factor más influyente (Mollena y Antonellini, 2013; Vandenbohede et al., 2014; Cozzolino et al., 2017; Argamasilla et al., 2017).

La planicie costera del Río de la Plata se desarrolla en el litoral noreste y este de la Provincia de Buenos Aires (Violante y Parker, 2000). A excepción del tramo cercano a la Ciudad Autónoma de Buenos Aires entre el Delta y la ciudad de La Plata, la mayor

parte se encuentra poco poblada especialmente en los sectores medio y exterior del estuario. Una de las principales limitantes para el desarrollo poblacional, ya sea de grandes o pequeñas localidades como de viviendas rurales, es el predominio de agua subterránea salina (Sala et al., 1978; Logan et al., 1999; Ainchil et al., 2009; Carol et al., 2009). Esta problemática se encuentra aún más agravada en el litoral de Bahía Samborombón en la planicie costera del estuario exterior, ya que aquí, contrario a lo que sucede en la planicie del tramo inferior y medio del estuario, también las zonas más continentales tienen problemas de salinización de acuíferos (Sala et al., 1983). No obstante, en lo que respecta al agua subterránea, se pueden reconocer ambientes geohidrológicos donde las condiciones geomorfológicas e hidrolíticas favorecen el almacenamiento de agua dulce (Sala et al., 1978; Melo et al., 2013; Carol et al., 2013). Los cordones litorales que se desarrollan en el tramo medio y norte del litoral de la bahía forman lentes de agua dulce producto de la recarga preferencial del agua de lluvia. Estas unidades no solo constituyen las actuales fuentes de agua explotadas para abastecimiento, sino que, además, tienen un rol ecológico importante dado que sus suelos bien drenados son el sustento del bosque nativo de *Celtis tala* y especies asociadas (*Scutia buxifolia* y *Jodina rhombifolia*) (Giménez et al., 2008). Este bosque nativo posee una gran biodiversidad y es fuente de incontables bienes ecosistémicos (Canevari et al., 1998). Sin embargo, pese a la importancia hidrológica que tienen estos cordones, no existen políticas ambientales tendientes a su conservación. Por esta razón, desde principios del siglo XX las actividades mineras que extraen el material calcáreo de los cordones han eliminado gran parte de estas geoformas ocasionando un detrimento en las reservas de agua dulce (Tejada et al., 2011; Carol et al., 2015).

Estudios efectuados en otras regiones del mundo muestran que paleocauces fluviales, meandros abandonados o mantos eólicos de pequeña extensión pueden acumular agua dulce dentro de un ambiente de agua subterránea predominantemente salino (p.e. Goes et al., 2009; Cendón et al., 2010; Tosi et al., 2014). Este tipo de geoformas son parte común del paisaje en la planicie costera del estuario exterior del Río de la Plata (Fidalgo et al., 1973a). Si bien esta región ha sido ampliamente estudiada, la mayoría de los estudios se concentran en la sedimentología, estratigrafía y paleontología (p.e. Fidalgo et al., 1973a; Tricart, 1973; Parker et al., 1990; Violante et al., 1992; Aguirre, 1993; Codignotto y Aguirre, 1993; Cortelezzi, 1993; Aguirre y Whatley, 1995; Colado et al., 1995; Spalleti et al., 1997; Violante y Parker, 2000; Violante et al., 2001; Aguirre y Fucks, 2004; Fucks, 2007; Fucks et al., 2010; Aguirre et al., 2011; Richiano et al., 2012a; Richiano et al., 2012b; Richiano et al., 2015; entre otros), mientras que

aquellos referidos a la geohidrología se han enfocado principalmente en las lentes de agua dulce de los cordones litorales (Carol et al., 2010; Carol y Kruse, 2012; Carol et al., 2015; Carol y Kruse, 2016).

De esta manera, se postula como **hipótesis** que en el ambiente de planicie costera donde domina el agua subterránea salina, la existencia de geoformas menores compuestas por sedimentos de alta permeabilidad pueden alojar lentes de agua dulce producto de la infiltración del agua de lluvia. Por lo que el **objetivo general** del plan de tesis es la identificación de fuentes de agua dulce alternativas en el sector central de Bahía Samborombón (Fig. I.1), alojadas en paleoambientes geomorfológicos tales como lomadas arenosas y depósitos fluviales arenosos.



Figura I.1: Ubicación del área de estudio.

Los **objetivos específicos** son:

- Realizar un mapeo de todas las geoformas identificadas, clasificándolas en función de sus características geohidrológicas.
- Caracterizar sedimentológicamente las geoformas de interés a través del uso de barrenos y cortes naturales que permitan estudiar sus texturas, estructuras y composición.

- Estudiar cómo las características texturales condicionan las tasas de infiltración que regulan la recarga de las lentes a partir de las precipitaciones.
- Caracterizar químicamente el agua almacenada en las distintas geoformas estudiadas y definir aquellas que constituyen potenciales fuentes de agua dulce aptas para abastecimiento humano.
- Definir los procesos geoquímicos que regulan la calidad del agua.
- Evaluar la situación hidrológica actual de los cordones litorales explotados por la actividad minera con el fin de analizar bajo qué condiciones de explotación los relictos de cordones y las canteras abandonadas pueden igualmente acumular agua dulce.
- Formular un modelo conceptual donde se muestren las distintas características geomorfológicas, geológicas, climáticas, hidrodinámicas, etc. que permiten el desarrollo de fuentes de agua subterránea dulce.
- Evaluar las reservas de agua dulce acumuladas en forma de lente en distintas geoformas, así como también su capacidad de abastecimiento.

Capítulo II

Materiales y métodos

El presente capítulo tiene como finalidad detallar las tareas realizadas para poder llevar a cabo los objetivos planteados. Las mismas inician con la recopilación bibliográfica, seguida por el trabajo de campo y, por último, las tareas de laboratorio y gabinete las cuales contribuyeron a la interpretación de los datos obtenidos.

II-1. Trabajo de recopilación bibliográfica y mapeo

La caracterización sedimentológica, geomorfológica e hidrogeológica regional del área de estudio se basó principalmente en el análisis de información de antecedentes. Cabe destacar que dentro de los mismos la estratigrafía, la sedimentología y la geomorfología de los depósitos del litoral de la Bahía Samborombón son abundantes y datan de comienzos del siglo XX, mientras que la caracterización hidrogeológica es más reciente.

Por otro lado, una vez avanzado el análisis bibliográfico, cartográfico y de imágenes del área, se procedió a la búsqueda y lectura de trabajos científicos en temáticas específicas, los cuales contribuyeron al enriquecimiento del trabajo de tesis planteado.

II-1.1. Mapeo geomorfológico

El mapeo geomorfológico del área de estudio se efectuó en base a las cartas topográficas, imágenes satelitales del software Google Earth y relevamientos de campo. El área de estudio es cubierta por 4 cartas topográficas de escala 1:50000 confeccionadas por el Instituto Geográfico Nacional (ex Instituto Geográfico Militar). Las mismas son de norte a sur y oeste a este: Libres del Sud (3557-32-2), Destacamento Río Salado (3557-33-1), Laguna el Manchado (3557-32-4) y Cerro de la Gloria (3557-33-3).

Asimismo, se utilizaron fotografías aéreas de 1984 a escala 1:2000 e imágenes satelitales del software Google Earth de 2019 para analizar el grado de avance de la actividad minera en la zona. En las mismas se analizaron las modificaciones en la superficie del terreno que permitieran identificar las áreas afectadas, como el desmonte del bosque nativo, la extracción del material calcáreo y, en muchos casos, la profundización de las labores con la consecuente formación de lagunas artificiales.

Toda la información obtenida fue volcada en un sistema de información geográfica (SIG) mediante la utilización del software QGis 2.16 de acceso libre. Para la realización del SIG se seleccionó como dátum el WGS84 y el sistema de proyección de coordenadas planas UTM 21S.

II-2. Trabajo de campo

II-2.1. Generación de la red de monitoreo

En función del mapeo geomorfológico realizado se seleccionaron las potenciales geoformas capaces de almacenar lentes de agua, para lo cual se diseñó una red de monitoreo de agua. Dicha red consta de 67 puntos de medición y muestreo de agua subterránea y superficial (Fig. II.1). En el caso de las muestras de agua subterránea se efectuó un relevamiento de las perforaciones existentes (molinos y pozos domiciliarios) seleccionándose perforaciones distribuidas en las distintas unidades geomorfológicas. La profundidad de captación de estas perforaciones varía entre 8 y 14 metros de profundidad en las diferentes unidades, según lo informado por los perforistas y propietarios. Por otro lado, dada la ausencia de perforaciones en algunas de las geoformas a estudiar, se construyeron pozos de exploración someros que captan agua entre 1 y 4 metros de profundidad, mediante barreno manual de 3 pulgadas de diámetro (Fig. II.2a). En las perforaciones se instalaron freatómetros los cuales constan de caños de PVC de 2 pulgadas, con filtro ranurado, prefiltro de grava silíceo bien seleccionada y sello en la parte superior (Fig. II.2b). Por su parte, los puntos de medición y muestreo de agua superficial corresponden a canteras mineras abandonadas donde el agua de lluvia o la procedente del afloramiento del nivel freático se acumula superficialmente.

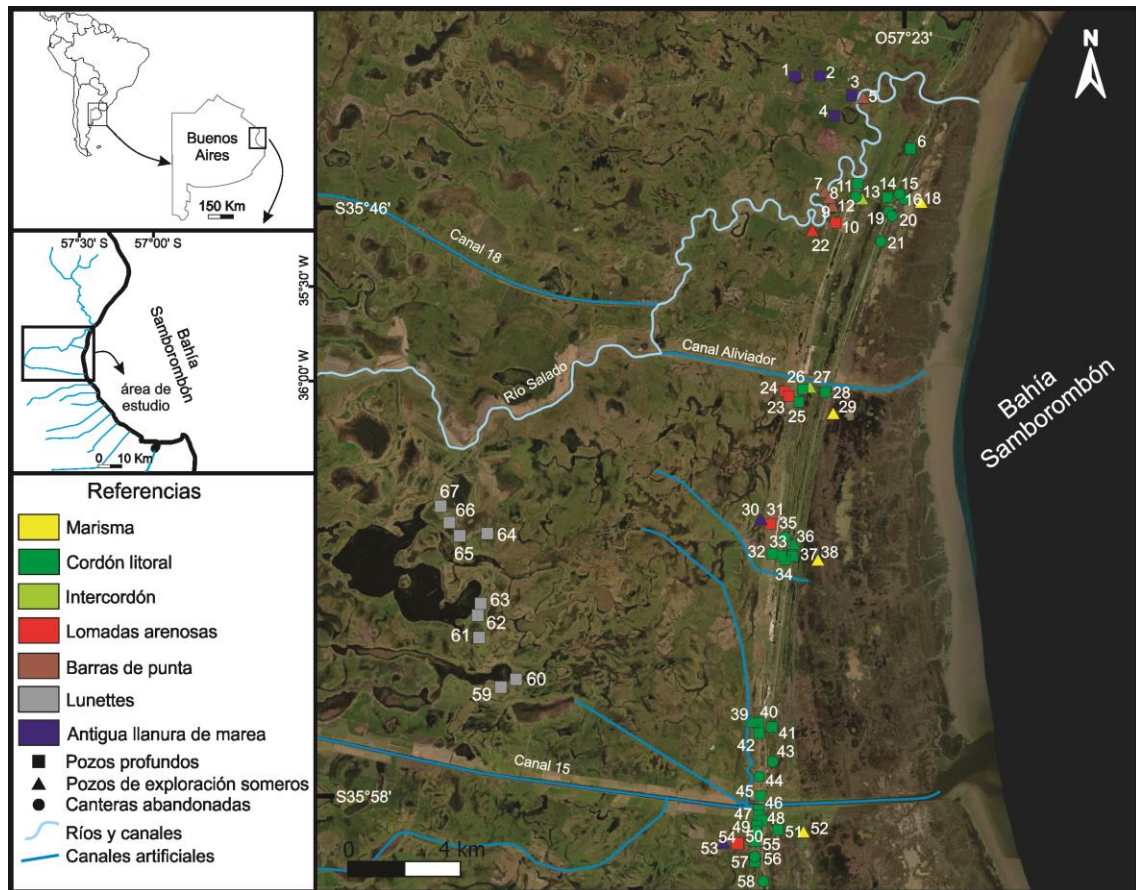


Figura II.1: Ubicación de los puntos de monitoreo de agua subterránea y superficial.

Finalmente, los pozos fueron acotados por medio del uso de un modelo digital de elevación (MDE) de superficie Tandem-X con resolución espacial de 12 m, los cuales fueron posteriormente corregidos mediante la acotación de los puntos utilizando un GPS diferencial EMLID Reach RS+ (Fig. II.2c).

II-2.2. Relevamiento de la red de monitoreo

II-2.2.1. Muestreo de agua

Se realizaron 2 campañas de muestreo de agua, una en noviembre 2017 y otra en marzo 2018, donde el trabajo de campo consistió en la toma de muestras de agua subterránea y superficial de las canteras para su posterior análisis en el laboratorio. Previo a la toma de muestra los pozos fueron purgados bombeándose hasta valor constante de conductividad eléctrica en el caso de molinos y pozos domiciliarios o extrayéndose 3 veces el volumen contenido en los freáticos mediante bailer en el caso de los pozos someros de exploración (Fig. II.2d y e).



Figura II.2: Fotografías del trabajo de campo realizado: a. Construcción de los pozos de exploración someros mediante barreno con toma de sedimentos; b. Freatímetro; c. Nivelación de los puntos de muestreo por medio de GPS diferencial; d. Toma de muestra de agua subterránea en un molino; e. Toma de muestra de agua subterránea en un pozo de exploración somero; f. Toma de muestra de agua superficial en una cantera abandonada; g. Medición de parámetros fisicoquímicos *in situ* mediante equipo manual multiparamétrico; h. Equipo de geoelectricidad para la realización de los sondeos eléctricos verticales (SEVs).

Por su parte, el relevamiento del agua superficial acumulada en las canteras (Fig. II.2f) se realizó en 4 campañas efectuadas en mayo, agosto y noviembre de 2017, y marzo 2018.

La toma y conservación de las muestras se llevó a cabo según los métodos propuestos por la APHA (1998). En todos los puntos se extrajeron muestras para la

determinación de iones mayoritarios, minoritarios e isótopos estables de la molécula de agua. A su vez, *in situ* se midió el pH y conductividad eléctrica (CE) del agua por medio de un equipo multiparamétrico portátil marca Lutron modelo WA-2017SD (Fig. II.2g). Con el fin de determinar el estado trófico en el agua superficial de las canteras, se extrajo otra muestra para la determinación de nutrientes. Además, se realizó un registro fotográfico sobre el estado de las mismas y la variación en la cantidad de agua acumulada a lo largo del año de monitoreo.

II-2.2.2. Medición de niveles

En los pozos de exploración someros se realizaron mediciones de niveles freáticos utilizando una sonda de nivel manual sonora. Los registros informados en el presente trabajo corresponden a los meses de febrero 2017, marzo y septiembre de 2018 y enero, junio y noviembre de 2019. Además, se instaló un sensor de registro continuo de nivel y temperatura del agua (Solinst Leveloggers, modelo 3001), el cual registró datos desde agosto 2018 hasta septiembre 2019. A su vez, se contó con datos inéditos de 2 sensores de medición continua para el año 2015, proporcionados para su análisis en esta tesis. Por otro lado, se realizó el registro continuo de la presión atmosférica mediante un sensor de presión atmosférica (Solinst Barologger, modelo 3001). Los datos de nivel medidos por los sensores fueron corregidos automáticamente utilizando los registros de presión atmosférica para obtener los valores de nivel freático por medio del software Solinst Levelogger 3.4.1.

II-2.3. Perfiles sedimentológicos

Se analizaron los afloramientos disponibles para las distintas unidades geomorfológicas en el área de estudio y se complementaron de manera indirecta por medio del recupero de los sedimentos obtenidos durante la construcción de los pozos de exploración someros utilizando un barreno manual. El muestreo de sedimentos se llevó a cabo cada 20 cm extrayendo la muestra del corazón del barreno (Fig. II.2a), realizando a su vez la descripción litológica de la perforación. En este contexto, los cordones litorales constituyen la única geoforma que posee cortes naturales en los que se relevaron 4 perfiles sedimentológicos de detalle a escala 1:100 en los sectores norte (2) y sur (2) del área de estudio, los cuales a su vez fueron documentados por medio de fotografías. En los mismos se midieron los espesores de cada estrato, se tomaron datos texturales (contenidos de arena vs. conchillas), se describieron las estructuras sedimentarias mecánicas y orgánicas, como así también cualquier otro rasgo que pudiera ser de interés (por ejemplo: niveles con óxidos de manganeso).

II-2.4. Sondeo eléctrico vertical (SEV)

Durante septiembre 2019 se realizó una campaña de prospección geofísica en la que se obtuvieron 6 sondeos eléctricos verticales (SEVs) (Fig. II.2h) en distintos sectores del área de estudio con el objetivo de determinar la posición de la interfase agua dulce – salina. Los mismos se efectuaron en lomadas arenosas y cordones litorales (natural y modificado por la actividad minera) dispuestos en dos perfiles, A-A' y B-B'.

Los SEVs se llevaron a cabo mediante un equipo de prospección geoeléctrica marca C313-SEV con un arreglo Schlumberger con distancia AB variable entre 2 y 100 m, pudiendo esta última ser menor. Este tipo de arreglo consiste en la ubicación en el terreno de un dispositivo de cuatro electrodos (A, M, N, B) lineal y simétrico respecto de un origen. 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. Los electrodos M y N, por su parte, constituyen el circuito de recepción y están conectados a un milivoltímetro que mide la diferencia de potencial entre ellos. El trabajo de campo se basó en obtener una curva de resistividad aparente a partir de hacer circular una corriente continua por el circuito de emisión y medir la diferencia de potencial que se genera entre los electrodos de recepción, a medida que se va incrementando la separación entre electrodos.

Esta resistividad (ρ) fue calculada mediante la expresión:

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

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

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

Mientras que “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 representaron en forma bilogarítmica, dando ello por resultado una curva de resistividades aparentes (CRA) o curva de campo.

II-3. Trabajo de laboratorio

II-3.1. Análisis textural y mineralógico de los sedimentos

En las geoformas presentes en el área de estudio se utilizaron las muestras de sedimentos tomadas durante la realización de los pozos de exploración someros para caracterizar su textura y composición mineral.

II-3.1.1. Determinación de fracciones granulométricas

En primer lugar, las muestras de sedimentos fueron tamizadas para determinar las distintas fracciones granulométricas de las diferentes unidades geomorfológicas relevadas. Para ello, las muestras fueron secadas al aire y luego disgregadas manualmente en el laboratorio de mesoscopia del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, CONICET-UNLP). Luego, en el taller de molienda del CIG, el material disgregado fue volcado en un conjunto de tamices, donde los tamaños de malla utilizados fueron: 2 mm, 1 mm, 0,50 mm, 0,25 mm, 0,125 mm, 0,063 mm, 0,031 mm. Posteriormente, estos fueron colocados en la rot up (marca Retch) durante 15 minutos para la separación mecánica de las fracciones granulométricas. Por último, las distintas fracciones obtenidas fueron pesadas en balanza analítica con precisión de 0,01 g para determinar la distribución porcentual de cada fracción.

II-3.1.2. Microscopia óptica

Para la descripción mineralógica, el primer paso fue observar las muestras en lupa binocular en el laboratorio de mesoscopia del CIG. Se utilizó la lupa binocular con aumentos de 10x y 20x, mientras que para las fotografías se usó una cámara digital Nikon D3200.

A su vez, algunas de las muestras fueron seleccionadas para la confección de cortes delgados. Para la preparación del corte, las muestras fueron secadas en estufa durante 24 hs a 40°C. Seguidamente fueron impregnadas con resina epoxy y se las colocó en una cámara de vacío para favorecer la impregnación y penetración de la resina en los poros del sedimento. Al bloque de la muestra impregnada se le pulió una cara con carburo de silicio en polvo de tamaño de grano 600 para luego colocarlo en un portaobjeto adherido con resina y se lo cortó a un tamaño de 1 mm. Posteriormente, con carburo de silicio en polvo de grano 1000 se llevó el espesor a 30 µm. Por último, se le colocó un cubreobjetos con la misma resina, para la observación mediante un microscopio petrográfico binocular Nikon Modelo Eclipse E200POL en el laboratorio de microscopia del CIG.

II-3.1.3. Difracción de Rayos X (DRX)

Los análisis mineralógicos por DRX se llevaron a cabo en el Laboratorio de Rayos X del CIG con un equipo marca PANalytical, modelo X'Pert PRO con lámpara de Cu ($k\alpha=1.5403 \text{ \AA}$) que opera a 40 mA y 40 kV. Las determinaciones se efectuaron sobre las fracciones de finos obtenidas por tamizado. El primer paso fue moler las muestras en mortero de porcelana hasta obtener un polvo impalpable. Esa muestra (denominada roca total) se analizó entre 3 y $37^\circ 2\theta$. Posteriormente para el análisis composicional de la fracción arcilla se dejó decantar la muestra molida en un vaso con agua destilada, luego de 2 hs se tomó una pequeña muestra con pipeta y se la dejó reposar por 24 hs en dos portaobjetos para que las arcillas queden orientadas por su eje C. Estas dos muestras se analizaron de tres maneras diferentes: muestra secada al aire (natural), glicolada (expuesta a vapores de etilenglicol por 24 hs) y calcinada (a 550°C en mufla durante 2 hs). Las lecturas se realizaron en el rango entre 2 y $32^\circ 2\theta$ (natural), 2 y $30^\circ 2\theta$ (glicolada) y entre 2 y $15^\circ 2\theta$ (calcinada). La identificación de las fases se llevó a cabo utilizando el software X'Pert High Score Plus v3.0e de PANalytical.

II-3.1.4. Microscopia electrónica de barrido/espectroscopia de Rayos X de dispersión de energía (MEB/EDAX)

La composición mineralógica y química de algunas muestras seleccionadas, particularmente de aquellas donde se sospechó la presencia de óxidos de Mn, se determinó en condiciones de alto vacío mediante microscopía electrónica de barrido acoplada con espectroscopía de rayos X de dispersión de energía (MEB/EDAX). El análisis MEB/EDAX se realizó en muestras recubiertas de Au mediante un Sputter Coater Edwards S150B, con un microscopio electrónico de barrido (MEB Philips SEM 505) del Centro de Investigación y Desarrollo en Ciencias Aplicadas (CINDECA).

II-3.2. Composición química de las muestras de agua

II-3.2.1. Elementos mayoritarios y minoritarios

Los análisis químicos de aguas se llevaron a cabo en el Laboratorio de Geoquímica del CIG. La determinación de iones mayoritarios se realizó por métodos estandarizados (APHA, 1998). El contenido de carbonato (CO_3^{2-}), bicarbonato (HCO_3^-), cloruro (Cl^-), calcio (Ca^{+2}) y magnesio (Mg^{+2}) se determinó por titulación. Sodio (Na^+) y potasio (K^+) se determinaron por absorción atómica con fotómetro de llama marca Crudo Caamaño modelo Ionometer Alfanumérico. Los iones sulfato (SO_4^{2-}), nitrato (NO_3^-) y sílice reactiva soluble (SiO_2) se analizaron utilizando un espectrofotómetro UV

- Visible de doble haz Shimadzu UV - 160A. En todos los casos las determinaciones fueron efectuadas por triplicado expresándose el valor medio en el resultado.

La concentración de elementos minoritarios (As, Mn, Fe, Cu, Pb, Ni, V y Cr) en las muestras de agua se determinó mediante ICP-MS (Agilent, Modelo 7500cx). Las curvas de calibrado se construyeron a partir de soluciones patrones multielementales de calibración (marca Perkin Elmer Inc.). Todas las soluciones standard y los blancos de reactivo se prepararon con agua deionizada (CE igual a 0,20 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y fueron acidificadas con ácido nítrico 1%. Las lecturas de los patrones se repitieron luego de la medición de 5 muestras.

II-3.2.2. Isótopos estables en agua

Algunas de las muestras de agua subterránea y superficial fueron seleccionadas para la determinación de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. Los mismos fueron medidos en el laboratorio de la Universidad Nacional de San Luis utilizando la técnica Cavity Ring-Down Spectroscopy (CDRS), mediante el analizador Picarro L2120-i acoplado a un vaporizador Ao211 de alta precisión. Los resultados fueron expresados como $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (‰), definidos como:

$$\delta = \frac{(R_m - R_r)}{R_r} \times 1000\text{‰}$$

donde δ es la desviación isotópica en ‰ en relación con el agua oceánica media estándar de Viena (V-SMOW) (Gonfiantini, 1978); m: muestra; r: referencia internacional; R: relación isotópica ($^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). La precisión analítica es $\pm 0,05$ ‰ y $\pm 0,5$ ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, respectivamente. Los valores obtenidos se compararon utilizando la línea meteórica local definida por la ecuación $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 14$ (Dapeña y Panarello, 2004).

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:

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

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 $\varepsilon = \alpha - 1$.

Luego de integrar, con δ_0 definido como la composición isotópica inicial del agua con $f=1$, la expresión para $\delta(f)$ se torna:

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

siendo A y B:

$$A = \frac{h\delta_a + \Delta\varepsilon + \varepsilon/\alpha}{1 - h + \Delta\varepsilon}$$

$$B = \frac{h - \Delta\varepsilon - \varepsilon/\alpha}{1 - h + \Delta\varepsilon}$$

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.

II-3.2.3. Nutrientes

En las muestras de agua superficial tomadas en las canteras mineras abandonadas, además de los análisis anteriormente detallados, se realizaron las determinaciones de fósforo reactivo soluble (PRS) y fósforo total (PT). Para esto se utilizó el método del ácido ascórbico (APHA, 1998) por medio de un espectrofotómetro UV - Visible de doble haz Shimadzu UV – 160A.

Los datos obtenidos de PT (mg/m^3) fueron utilizados para determinar el grado de eutrofización mediante el Índice de Estado Trófico (TSI, Trophic State Index) establecido por Carlson en 1977 (Franco et al., 2010):

$$\text{TSI (PT)} = 14,42 \times \ln \text{PT} + 4,15$$

Este índice puede tomar valores entre 0 y 100, clasificando el estado trófico en 4 categorías: oligotrófico ($\text{TSI} < 30$), mesotrófico ($30 < \text{TSI} < 60$), eutrófico ($60 < \text{TSI} < 90$) e hipereutrófico ($\text{TSI} > 90$).

II-3.2.4. Ensayos de intercambio catiónico

Para cuantificar los procesos de intercambio catiónico de tipo $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}$ se realizaron ensayos en Batch. En los mismos se utilizaron muestras de los sedimentos que componen las diferentes capas del acuífero que aloja a la lente de agua dulce capaces de generar ese intercambio. Las concentraciones de la solución de intercambio (3 y 5

meq/L CaCl_2) se definieron considerando el contenido catiónico determinado en las muestras de agua analizadas. Para llevar a cabo este experimento, se utilizaron dos tipos de sedimentos y dos soluciones de intercambio diferentes. De esta manera, se armaron 4 celdas de intercambio en las que se colocaron 100 g de sedimento (arcilloso y loésico) junto con 0,5 L de CaCl_2 (3 y 5 meq/L). A su vez, se preparó una réplica de cada una y un blanco para cada uno de los tipos de sedimentos para control del experimento. Se tomaron once muestras de agua de cada réplica; las primeras cuatro, cada media hora y las siete restantes, cada hora. En todas las muestras, el Na^+ se determinó por fotometría de llama por medio de un fotómetro de llama marca Crudo Caamaño modelo Ionometer Alfanumérico y el Ca^{+2} fue cuantificado mediante titulación.

II-4. Trabajo de gabinete e interpretación de datos

II-4.1. Tareas sedimentológicas

Dentro de estas tareas el primer paso fue dibujar perfiles tipo Selley de los cortes naturales relevados en campo a una escala conveniente para su representación (entre 1:10 y 1:45). Por otro lado, también se realizaron perfiles esquemáticos utilizando las muestras recuperadas y tamizadas. Asimismo, junto con los perfiles sedimentológicos de cada unidad geomorfológica se graficaron los datos obtenidos del análisis mineralógico.

A su vez, con los porcentajes de las fracciones arena, limo y arcilla se obtuvieron las características texturales de los perfiles según el triángulo de texturas de suelo de la USDA (United States Department of Agriculture, Departamento de agricultura de Estados Unidos), así como las diferentes tasas de infiltración.

II-4.2. Balances hidrológicos

El análisis de las precipitaciones se efectuó en base a las lluvias diarias registradas para el período 1956 – 2019 en estaciones meteorológicas cercanas debido a la falta de las mismas en el área de estudio. De esta manera, se utilizaron los registros de la estación meteorológica de la Base Aeronaval de Punta Indio ubicada 62 km al norte del área (BAPI, 35°20'53"S, 57°17'40"O) y de la de General Lavalle localizada 74 km al sur de la misma (36°28'0"S, 56°58'0"O). Para verificar la veracidad de los datos se construyó una curva de doble masa. Este método considera que, en una zona meteorológica homogénea, los valores de precipitación que ocurren en diferentes

puntos de esa zona en períodos anuales o estacionales, guardan una relación de proporcionalidad que puede representarse gráficamente. Para esto se necesita una estación que se quiera controlar, tomando los valores anuales de precipitación y una estación vecina, con registros anuales confiables y cuya serie de datos anuales debe coincidir con la de la estación a controlar. Para realizar el gráfico se utilizan los datos de precipitación anual acumulada, ubicando una estación en cada eje cartesiano. Si los registros no han sufrido variaciones, los puntos se alinean en una recta de pendiente única, por lo que no es necesario efectuar correcciones y se puede asumir que la zona tiene un comportamiento meteorológico homogéneo, pudiéndose utilizar los datos de cualquiera de las dos estaciones.

Por otro lado, los valores de temperatura media diaria se calcularon como la media de los valores registrados en la estación meteorológica de la Base Aeronaval de Punta Indio en el período 1956 - 2019.

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se utilizó la fórmula de Thornthwaite y Mather (1957), la cual es calculada mediante la siguiente ecuación:

$$ETP = K \times \varepsilon$$

Donde:

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

$$I = \sum j$$

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

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

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

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 e I es un índice térmico que depende de las temperaturas medias mensuales del año considerado.

A su vez, con el objetivo de caracterizar los periodos de déficit y excesos se realizó un balance hídrico seriado diario según la metodología de Thornthwaite y Mather (1957) para las distintas unidades geomorfológicas. La confección de este balance requirió de la estimación de un valor de reserva en función de las características texturales de cada geoforma. De esta manera, para evaluar la reserva de agua del suelo en cada una de ellas se consideró un parámetro textural promedio, en base a los porcentajes granulométricos obtenidos mediante el tamizado de los sedimentos, para determinar el

punto de marchitez permanente y la capacidad de campo y por lo tanto el agua útil en el suelo. 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:

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

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

$$P - ET = DR$$

$P - ET = I$ si R alcanza el valor calculado, por ejemplo, para el cordón natural, 27 mm

Donde:

P: precipitación.

ETP: evapotranspiración potencial.

ET: evapotranspiración (real).

R: reserva del suelo o capacidad de depósito del terreno

DR: 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.

II-4.3. Perfiles geoelectricos

Para obtener un modelo de distribución de resistividades verdaderas del subsuelo fue necesario el procesamiento e inversión de los datos de resistividad aparente. El reprocesamiento e inversión de las curvas de campo se realizó utilizando el software libre IPI2win versión 3.0.1, para el cual se planteó un modelo de 4 capas. Las curvas fueron ajustadas manualmente para conseguir los valores de resistividad real y espesores con errores menores al 10%, los que fueron interpretados con criterio hidrogeológico para definir tanto el modelo electro-estratigráfico del área como la posición de la interfase agua dulce – salina. Para definir los límites de resistividad, 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, mientras que aquellos por debajo de 5 ohm.m fueron interpretados como agua salina.

II-4.4. Interpretación de datos químicos

Los datos hidroquímicos, por su parte, fueron volcados en el Software Diagrammes (Simler, 2009), el cual se usó para determinar los distintos tipos de facies en función del contenido de iones mayoritarios representados mediante diagramas de Stiff. Asimismo, se utilizó este software para calcular los índices de saturación respecto a distintas fases minerales usando el Software Phreeqc (Parkhurst y Appelo, 1999), el cual está incorporado al programa en forma de interfase.

La interpretación de los procesos hidrogeoquímicos se llevó adelante mediante el análisis de relaciones isotópicas, iónicas y diagramas iónicos bivariantes. Estos procesos fueron posteriormente verificados a partir del modelado hidroquímico con el software NETPATH-WIN (Plummer et al., 1994; El-Kadi et al., 2011). El código NETPATH-WIN está diseñado para definir y cuantificar reacciones químicas que son consistentes con los datos químicos iniciales a lo largo de las líneas de flujo. Para un conjunto de fases minerales o gases que se suponen como las fases reactivas en el sistema, NETPATH-WIN calcula las transferencias de masa en cada combinación posible en función de las fases seleccionadas teniendo en cuenta los cambios observados en las composiciones químicas elegidas a lo largo de la trayectoria del flujo.

II-4.5. Modelos geohidrológicos conceptuales

Se generaron modelos conceptuales 3D en forma de bloc diagramas sobre el funcionamiento geohidrológico del área de estudio a partir de la integración de las observaciones de campo y los datos obtenidos. Dichos modelos incluyen las características geomorfológicas, sedimentológicas, hidrodinámicas e hidrogeoquímicas de las geoformas estudiadas con el fin de unificar y simplificar los temas tratados en esta tesis.

II-4.6. Estimación de reservas

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

Además, se realizó una interpolación mediante un polinomio local o regresión local de orden 2 y un peso de 4, utilizando para ello el programa Voxler 3. Cada punto de medición de CE en pozos profundos y someros en lomadas arenosas y cordones

litorales fue discretizado en puntos 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 los pozos y los SEVs fueron integrados al modelo asignándose valores a las distintas electrocapas con el fin de delimitar la interfase agua dulce - agua salina.

En el modelo 3D de la geometría del acuífero se integraron, 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. Con el objetivo de una mejor delimitación del modelo, y basándose en los criterios anteriormente expuestos, se agregaron puntos arbitrarios en la marisma y antigua llanura de marea en base a los valores promedios medidos para estas unidades. Las dimensiones utilizadas en la construcción de la elipse fueron las siguientes: Y: 25000 m, X: 1000-1500 y Z: 20-40.

A su vez, se generaron 2 subsets de datos de pozos ubicados en la lomada arenosa, barras de punta y cordones litorales, que permitieron cuantificar los volúmenes correspondientes a dichas subunidades geomorfológicas. Para una mejor visualización de los resultados se exageró la escala vertical del modelo en un factor de 10. Posteriormente, con el fin de evaluar las reservas totales almacenadas en las lentes de agua dulce se multiplicó el volumen calculado por el modelo por el coeficiente de almacenamiento de los sedimentos loésicos, debido a que la mayor parte de la lente de agua dulce está alojada en esta unidad. Ante la falta de mediciones in situ y la homogeneidad espacial que presentan los sedimentos loésicos, se tomó un coeficiente de almacenamiento de 0,09, el cual corresponde al calculado por Varni et al. (2010) y Quiroz-Londoño et al. (2012) en otras regiones. Asimismo, se calcularon las reservas reguladoras con el fin de obtener el volumen de agua sustentablemente explotable, para lo cual se multiplicó el área total de recarga, el coeficiente de almacenamiento de los sedimentos loésicos y la variación del nivel freático según los datos obtenidos con los sensores de medición continua. De acuerdo a este volumen calculado y considerando un consumo diario promedio por habitante, se pudo estimar cuántos habitantes podrían abastecer las lentes.

Capítulo III

Antecedentes

En este capítulo se realizará la caracterización regional del área de estudio teniendo en cuenta la información analizada en la recopilación bibliográfica, con especial atención en los rasgos geomorfológicos y sedimentológicos producto de las fluctuaciones del nivel mar durante el Cenozoico tardío. La descripción de dichas características resultará fundamental en el desarrollo hidrodinámico e hidroquímico de las fuentes de agua subterránea, tanto convencionales como alternativas, y de las unidades que las contienen, las cuales serán tratadas en los capítulos siguientes.

III-1. Caracterización regional del área de estudio

III-1.1. Marco geológico general

Las unidades geomorfológicas que conforman el paisaje del área de estudio forman parte de la cuenca del Río Salado y se depositaron durante el Cuaternario. Dicha cuenca posee una forma elongada NO-SE limitando al NE con el umbral Martín García y hacia al SO con el positivo de Tandilia (Cingolani, 2005) y presenta un relleno sedimentario mesozoico – cenozoico de aproximadamente 7000 m (Braccini, 1972) (Fig. III.1). Se trata de una cuenca extensional cuyo origen está asociado a un aulacógeno generado en el Mesozoico a partir de un punto triple relacionado a la apertura del Atlántico (Braccini, 1980; Introcaso y Ramos, 1984), pudiendo a su vez, distinguirse los estadios de prerift, rift, sag y margen pasivo (Tavella y Wright, 1996; Tavella, 2005).

Según Tavella (2005), quien realiza una descripción del desarrollo estratigráfico de la cuenca mediante el uso de perfiles sismoestratigráficos, el basamento cristalino está representado por dos unidades, por un lado, rocas metamórficas de edad precámbrica intruídas por rocas ígneas de la misma edad y por otro, meta-sedimentitas proterozoicas a eopaleozoicas. Luego, asociada a la etapa de rift del Cretácico inferior y en contacto con el basamento, se encuentra la Fm. Río Salado formada por sedimentos continentales intercalados con rocas volcánicas efusivas.

A continuación, en discordancia angular y pudiéndose apoyar sobre el basamento en los bordes de la cuenca, se deposita la Fm. General Belgrano del Cretácico medio – superior compuesta por sedimentos marinos y continentales interdigitados, la cual

pasa en forma concordante a la Fm. Las Chilcas cuya edad se encuentra en el límite Cretácico-Terciario. Esta formación está constituida por sedimentos netamente marinos representando la primer ingesión marina sobre la cuenca. Ambas formaciones representan la etapa de Sag de la apertura de la cuenca (Tavella, 2005).

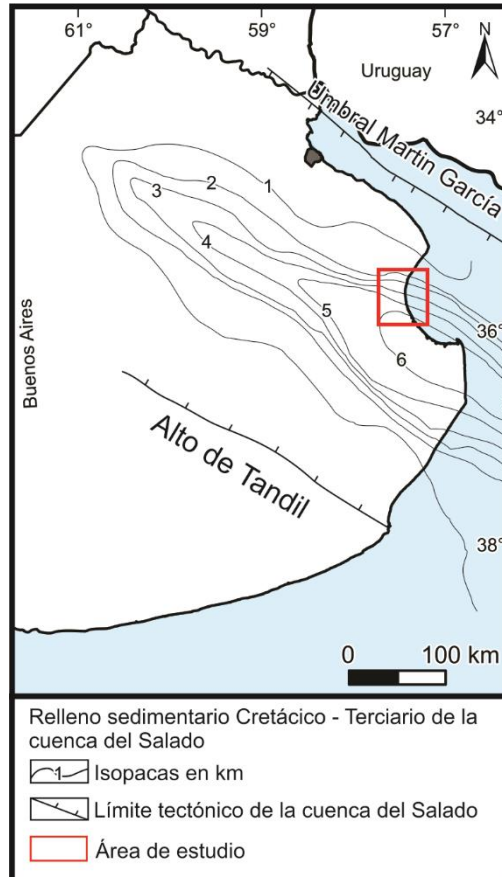


Figura III.1: Mapa isopáquico de la Cuenca del Salado (redibujado de Yrigoyen, 1975).

La etapa de margen pasivo se desarrolla con una alternancia de trasgresiones y regresiones, las cuales se encuentran representadas por la Fm. Los Cardos de edad Terciaria y composición arcillosa. Continuando en concordancia y transición, siguen los depósitos continentales eólicos y fluviales del Mioceno inferior compuestos por arcillas rojizas, areniscas, yeso y calcita de la Fm. Olivos (Yrigoyen, 1975) o “El Rojo” (Groeber, 1945). Sobre estos sedimentos se depositan arenas y arcillas verdosas de origen marino correspondientes a la Fm. Paraná del Mioceno superior, también denominada depósitos Paranianos (Frenguelli, 1950) o “El Verde” (Groeber, 1945). Por encima de esta última y en discordancia erosiva, se encuentran las Arenas Puelches (González Bonorino, 1965) o Fm. Puelches (Santa Cruz, 1972) conformadas por arenas cuarzosas Plio-Pleistocenas de espesor variable y origen fluvial.

Sobre las Arenas Puelches se depositan los sedimentos de origen continental del Cenozoico tardío denominados Loess Pampeano (Frenguelli, 1955) agrupando todos

los depósitos con edades más antiguas al MIS 3 (mayor a ca. 40.000 años AP). Posteriormente, estos depósitos fueron denominados Sedimentos Pampeanos al ser definidos con criterio litológico incluyendo todos los sedimentos con dominio de la fracción limo y las fracciones arena y arcilla subordinadas (Fidalgo et al., 1975).

La secuencia culmina con los depósitos más recientes los cuales corresponden a los Sedimentos Postpampeanos, dentro de los que se han agrupado una gran variedad de sedimentos depositados posterior o simultáneamente a los Sedimentos Pampeanos. Estos sedimentos van desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno y comprenden tanto depósitos marinos originados a partir de eventos transgresivos y regresivos, como depósitos continentales de tipo fluviales y eólicos.

Los sedimentos marinos cuaternarios constituyen los depósitos más representativos del área de estudio y han sido ampliamente estudiados desde finales del siglo XIX (Doering, 1882; Ameghino, 1889, 1908; Frenguelli, 1946, 1950, 1957; Tricart, 1973). El primer estudio litoestratigráfico y mapeo geológico fue realizado por Fidalgo et al. (1973a) en el que se reconocen tres ingresiones marinas agrupadas en las formaciones Pascua, Destacamento Río Salado y Las Escobas. Estas unidades fueron posteriormente renombradas y reinterpretadas por Fucks et al. (2010) como dos formaciones, Puente de Pascua (MIS 5) y Canal de las Escobas, esta última asignada al estadio isotópico 1 (MIS 1) la cual está compuesta por cuatro miembros: Destacamento Río Salado, Canal 18, Cerro de la Gloria y Canal 15 (Fig. III.2), siendo la denominación actualmente utilizada.

La Fm. Puente de Pascua no tiene una distribución continua, presentando el afloramiento más representativo en el sector homónimo. Se halla intercalada en forma de cuña con los Sedimentos Pampeanos y está compuesta por sedimentos arenosos, con alta concentración de valvas de moluscos fuertemente cementada constituyendo una verdadera coquina (Fidalgo et al., 1973a; Schnack et al., 2005; Fig. III.2). Su depositación estaría vinculada a la transgresión correspondiente al Último Máximo Interglacial (MIS 5e) con una edad aproximada de 120.000 años AP (Schnack et al., 2005; Fucks et al., 2010).

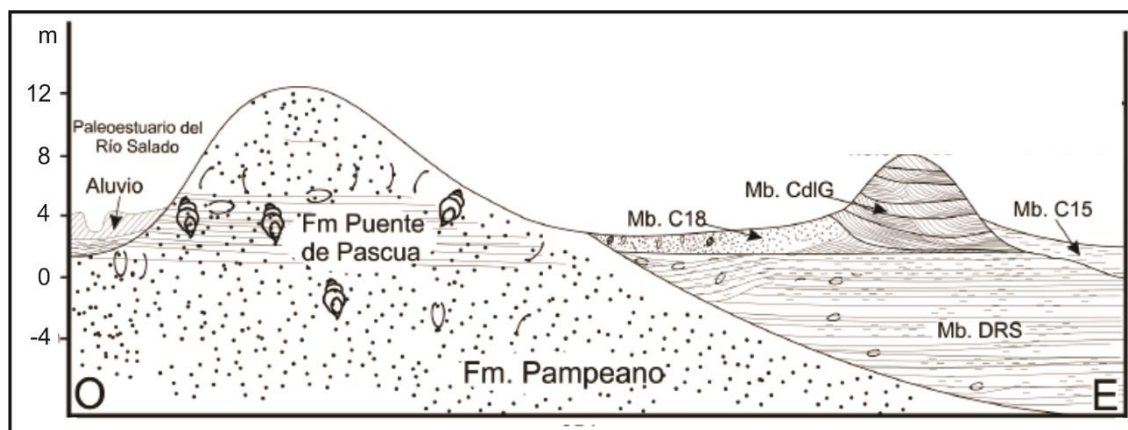


Figura III.2: Corte transversal en el sector de Canal 15 en el que se aprecian las formaciones marinas cuaternarias y su relación estratigráfica (tomado de Fucks et al., 2010). Mb. DRS: miembro Destacamento Río Salado; Mb. C18: miembro Canal 18; Mb. CdIG: miembro Cerro de la Gloria; Mb. C15: miembro Canal 15.

El Mb. Destacamento Río Salado, miembro basal de la Fm. Canal de las Escobas, se halla en forma discordante sobre los Sedimentos Pampeanos y está caracterizado por sedimentos arcillosos a arcillo-arenosos, de color negro a grisáceo. Posee estratificación lenticular en la base que gradúa a ondulosa, pudiéndose observar también estructuras tubulares tanto verticales como horizontales, atribuidas a bioturbaciones producto de la actividad de antiguos cangrejales y otros crustáceos (Fucks et al., 2010; Carol et al., 2018). A su vez, se encuentra en contacto transicional y/o discordante con los miembros superiores de la Fm. Canal de las Escobas (Fig. III.2). Por su parte, el Mb. Canal 18 se caracteriza por presentar sedimentos friables de textura areno-limosa con intercalaciones arcillosas de colores castaño amarillentos a castaño verdosos. El mismo se halla en discordancia sobre el Mb. Destacamento Río Salado y se dispone lateralmente hacia el oeste del Mb. Cerro de La Gloria, el cual representa el rasgo más característico del área (Fig. III.2) (Fucks et al., 2010). Este miembro está compuesto casi exclusivamente por concentraciones esqueléticas de moluscos enteros o fragmentados en distintas posiciones (90% de *Mactra isabelleana* véase Aguirre y Whatley, 1995 para más detalle), rodados subordinados y arenas, dispuestos en estratos de varios cm de espesor y longitudes variables (Fig. III.2). Estos estratos pueden presentar distintos tipos de estructuras como estratificación entrecruzada de bajo ángulo, en montículos, cruzadas lenticulares y en artesas (Spalletti et al., 1987; Fucks et al., 2010; Richiano et al., 2012b). Por último, en contacto lateral neto con el anterior se encuentra el Mb. Canal 15. Este miembro 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 (Fig. III.2) (Fucks et al., 2010).

Dentro de los Sedimentos Postpampeanos continentales, se encuentran la Fm. Luján (Fidalgo et al., 1973a, b; Fucks et al., 2015), la Fm. La Postrera (Fidalgo et al., 1973a, b; Fidalgo, 1990), la Fm. La Petrona (Colado et al., 1995) y el Aluvio reciente (Fidalgo et al., 1973a, b). La Fm. Luján, formada por los Miembros La Chumbiada (Dillon y Rabasa, 1985), Gorch y Puente Las Gaviotas (Fucks et al., 2015), representa el relleno sedimentario de los valles fluviales actuales que se originaron a partir de la unión de cubetas de deflación por cursos de agua incipientes a partir del Pleistoceno tardío (Pommarens et al., 2021). Los depósitos eólicos de la Fm. La Postrera, por su parte, están constituidos por sedimentos de color amarillento a gris claro que van de limos arcillo-arenosos a limos arenosos, destacándose la presencia de yeso epigenético (Dangavs, 2005a). Está distribuida en la mayor parte del área de estudio, habiendo sido reconocidos 3 pulsos de sedimentación (Fidalgo, 1990), y en aquellos sectores donde las acumulaciones alcanzan cierto desarrollo, suelen mostrar formas medanosas degradadas (Fidalgo et al., 1973a). La Fm. La Petrona, también de origen eólico, está compuesta por arenas finas a arenas limosas castaño claras y sueltas, en algunos casos representada por formas medanosas (Colado et al., 1995). 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 (Fidalgo et al., 1973a).

III-1.2. Evolución de los ambientes sedimentarios durante el Cuaternario

Hacia finales del Cuaternario se sucedieron grandes cambios que tuvieron como protagonista al avance y retroceso del mar sobre el continente, originando importantes depósitos en la zona costera de Argentina. En el sector litoral esos depósitos están representados por facies de marismas, estuarios, albuferas, dunas costeras y playas, incluyendo niveles de tormenta, con distinto espesor, continuidad y preservadas a diferentes cotas con relación al nivel del mar actual (Schnack et al., 2005). Por otro lado, el sector continental se caracterizó por el desarrollo de geoformas asociadas a procesos de erosión y depositación representadas por depósitos de loess, cubetas de deflación, lunettes y dunas (Fucks et al., 2012).

De acuerdo a Violante et al. (2001) la secuencia depositacional del Río de la Plata posterior al Último Máximo Glacial constituye una unidad sedimentaria que se extiende desde la parte superior del delta del Paraná 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 (Violante y Parker, 2004). Se reconocen

dos cortejos sedimentarios: uno transgresivo (TST) desarrollado entre los 18.000 y los 6.000 años AP y otro de mar alto (HST) desde los 6.000 años al presente, cada uno de los cuales presenta distintos sistemas depositacionales particulares. Dentro de éstos, el sistema que representa al área de estudio es el de llanura costera inicialmente asociado al cortejo transgresivo, caracterizado por costas progradantes de baja energía con cordones litorales arenosos y bioclásticos y llanuras de marea fangosas (Violante y Parker, 2004).

Una alternativa a esta evolución estratigráfica es la propuesta por Richiano et al. (2012b). Estos autores identifican por un lado un cortejo transgresivo (TST), correspondiente a la depositación del Mb. Destacamento Río Salado, un estadio de mar alto (HST) al tope de dicho miembro (Etapa 1, Fig. III.3; Richiano et al., 2012b) y luego un proceso de caída del nivel relativo del mar dando inicio a un cortejo de caída (FSST: falling stage system tract), en contraposición a lo interpretado previamente por Violante y Parker (2004). El cortejo de caída corresponde a la depositación de cordones arenosos y bioclásticos (Mb. Cerro de la Gloria) en conjunto con depósitos intermareales y de laguna costera (Mb. Canal 18) (Fucks et al., 2010) y depósitos de sobrelavado, asociados a un descenso gradual del nivel relativo del mar (Etapas 1-5, Fig. III.3). La etapa final de este proceso de caída del nivel del mar traslada la sedimentación costera a su posición actual y su desarrollo se corresponde con los depósitos del Mb. Canal 15 (Etapa 6, Fig. III.3). Asimismo, según estos autores, tanto el cordón arenoso como el bioclástico corresponden a ambientes de playa y fueron originados por migración, superposición y agradación de barras submareales, que originaron un sistema de barrera. Por su parte, los depósitos que constituyen el Mb. 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 Mb. Canal 15, son interpretados como depósitos de planicies de marea (Richiano et al., 2012b).

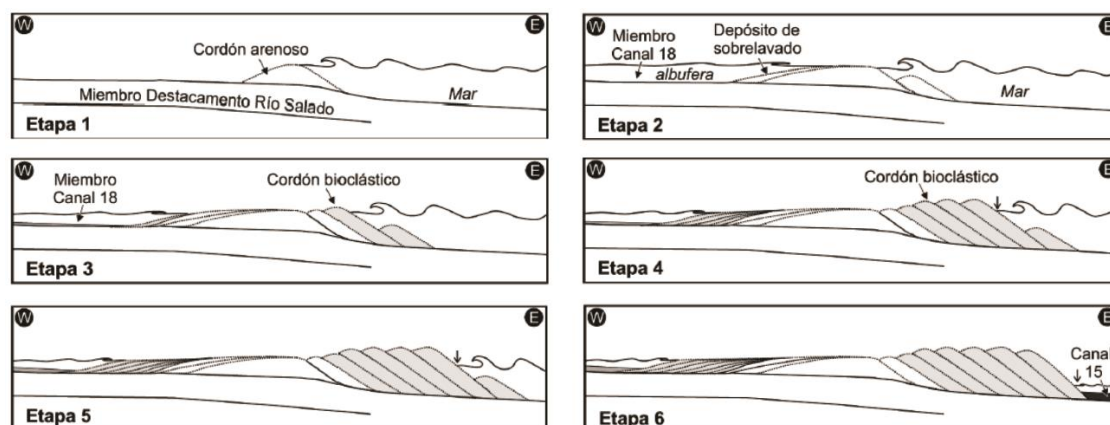


Figura III.3: Evolución paleoambiental de los cordones litorales del área de estudio durante el Cuaternario (tomado de Richiano et al., 2012b).

En lo que respecta al sector continental, el desarrollo de las cubetas resultó de la combinación de procesos, siendo el principal la acción eólica deflacionaria. Frenguelli (1957) señala que los efectos deflacionarios durante el Pleistoceno Superior fueron más intensos y generalizados que los del Holoceno, evidenciado en la mayor profundidad de las cubetas más antiguas. Las mismas fueron labradas sobre los Sedimentos Pampeanos, producto de la alternancia de climas secos y cálidos, comprobado a su vez por la presencia de yeso intrasedimentario. Los lunettes, por su parte, fueron generados por la deflación y acumulación de sedimentos arcillosos floculados en partículas de tamaño arena y limo grueso, los cuales se disponen en forma de lúnulas en los bordes de las lagunas (Fucks et al., 2012). Esta unidad se correspondería con la Fm. La Postera y sus sucesivos pulsos (I-III, Fidalgo, 1990; I-IV, Dangavs, 2005a, b).

III-1.3. Paleoclima y niveles del mar durante el Cuaternario

Las variaciones climáticas ocurridas durante el Cuaternario condicionaron las fluctuaciones del nivel del mar, la evolución geomorfológica y los consecuentes cambios en la salinidad, regímenes de sedimentación y desarrollo de ambientes depositacionales. Por consiguiente, la evolución paleoclimática en la región ha sido analizada y fundamentada en estudios geomorfológicos, estratigráficos y paleontológicos (Tonni y Fidalgo, 1978; Pascual y Ortiz-Jaureguizar, 1990; Iriondo y García, 1993; Codignotto y Aguirre, 1993; Aguirre y Whatley, 1995; Iriondo, 1999; Tonni et al., 1999; Prieto et al., 2004; Fucks et al., 2007; Vilanova y Prieto, 2012; Mourelle et al., 2015; Fucks et al., 2015; entre otros).

Particularmente, en el estuario del Río de la Plata, bajo condiciones de clima cálido y húmedo sucedieron los eventos transgresivos – regresivos del Pleistoceno superior asociados al Último Máximo Interglacial (MIS 5e = ca. 125.000 años AP). Durante el

mismo, el nivel del mar alcanzó los 6 m por encima del nivel actual, representando la ingresión de mayor avance sobre el sector continental para esta área, cuyo resultado fue el depósito de la Fm. Puente de Pascua (Schnack et al., 2005; Fucks et al., 2010). Por otro lado, en el sector continental, el cual era habitado por la megafauna de mamíferos pleistocenos como gliptodontes, megaterios y mastodontes (Tonni et al., 1999), la actividad eólica generó los depósitos de los Sedimentos Pampeanos. Estos depósitos se hayan ampliamente distribuidos e interdigitados en algunos sectores con la Fm. Puente de Pascua indicando su contemporaneidad (Fidalgo et al., 1973a).

Luego, entre los 20.000 y 18.000 años AP, durante el Último Máximo Glacial, el mar habría alcanzado su posición más baja de -105 y -120 m (Fray y Ewing, 1963; Guilderson et al., 2000), a partir de la cual comenzó a ascender a una velocidad aproximada de 1 cm/año (Fucks et al., 2010) (Fig. III.4a). A continuación, entre los 18.000 a 8.500 años AP, el clima se tornó seco y frío como resultado de la etapa glacial (MIS 2). Cabe aclarar que estas características climáticas rigieron en la región miles de años antes de este estadio, evidenciadas por la gran distribución de los depósitos loésicos, dunas y por los registros palinológicos, los cuales indican que estas unidades estaban cubiertas por vegetación típica de desiertos (Iriando y García, 1993). El final de esta etapa climática se ubica en el Holoceno temprano marcado por la extinción masiva de la megafauna pleistocena (Tonni et al., 1999) y la interrupción de la actividad eólica.

El periodo de 5.000 años que prosigue (8.500 – 3.500 años AP) se caracterizó por ser húmedo y cálido de subtropical a tropical, con un pronunciado aumento de las precipitaciones y durante el cual se desarrolla el Óptimo Climático del Holoceno medio (6.000 – 5.000 años AP) (Iriando y García, 1993; Aguirre y Whatley, 1995). Por un lado, este marcado cambio climático favoreció los procesos pedogenéticos que dieron lugar a la formación de suelos bien desarrollados como el Geosuelo La Pelada (Fucks et al., 2015; Pommares et al., 2021). Por otro lado, el nivel medio del mar habría pasado por su posición actual hacia los 7.000 años cal. AP habiendo alcanzado una máxima altura de 4 m entre los 5.800 – 5.200 años cal. AP, momento en el que comienza un descenso continuo hasta su posición actual (Fig. III.4b) (Fucks et al., 2010; Prieto et al., 2017). Como resultado de esto, se desarrolla el cordón litoral, dado que las aguas someras y cálidas favorecieron la proliferación de grandes comunidades de organismos infaunales, principalmente moluscos bivalvos y gastrópodos de ambientes de baja energía polihalinos a polieuhalinos (Aguirre, 1993; Aguirre y Whatley, 1995).

Finalmente, desde los 3.500 a los 1.000 años AP, las condiciones húmedas y cálidas fueron reemplazadas por un clima seco y semiárido, con precipitaciones entre 300 – 400 mm/año, un rango térmico más alto que el actual y niveles freáticos bajos (Iriondo y García, 1993). Según Aguirre y Whatley (1995) estas fluctuaciones climáticas combinadas con el descenso del nivel del mar fueron los factores que condicionaron los cambios en la biota marina y continental. Estas modificaciones son el resultado del descenso de la temperatura del mar debido a una mayor influencia de la corriente fría de Malvinas, la cual generó un desplazamiento de algunas de las faunas marinas hacia el norte (Aguirre, 1993). Por otro lado, continúa la actividad de un anticiclón en la región, generando que la acción eólica deflacione los suelos holocenos, siendo común el desarrollo de cubetas de deflación y los lunettes asociados. El material deflacionado es depositado en capas finas de limo y arena fina, pudiendo ser atribuido a otro pulso de la Fm. La Postrema (Fidalgo, 1990; Dangavs, 2005b). Por último, hacia el final de este intervalo el clima seco comenzó a dar lugar a condiciones más húmedas similares a las actuales (Iriondo, 1993).

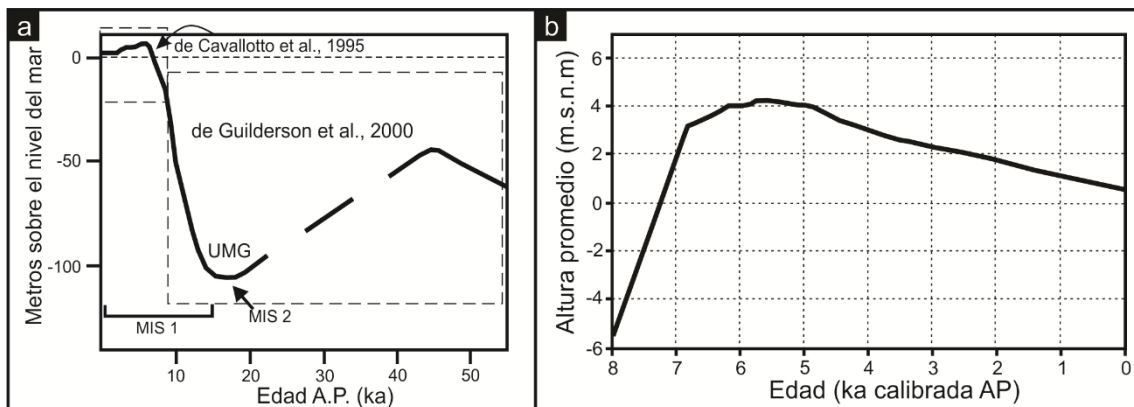


Figura III.4: a. Curva de la posición relativa del nivel del mar tomada de Violante y Parker, 2004; b. Curva de la posición relativa del nivel del mar tomada de Prieto et al., 2017.

Capítulo IV

Geomorfología y sedimentología

En el presente capítulo se realizará la caracterización geomorfológica del área de estudio donde se describirán los aspectos sedimentológicos y composicionales de las geoformas relevadas, haciendo un particular enfoque en aquellas cuya morfología y textura pueden asociarse al desarrollo de lentes de agua dulce. Esto último resultará útil para la comprensión de la hidrodinámica y la hidroquímica del agua subterránea, las cuales serán tratadas en los siguientes capítulos.

IV-1. Aspectos geomorfológicos generales del área de estudio

Dentro del área de estudio se reconocieron distintas unidades geomorfológicas (Fig. IV.1) las cuales evolucionaron desde el Cuaternario condicionadas por los ciclos glaciales-interglaciales (ver Capítulo III). En primer lugar, hacia el oeste se encuentra la llanura continental (loéssica) constituida por los Sedimentos Pampeanos. Luego, como resultado de la acción eólica durante un período de clima árido pleistoceno, comenzaron a desarrollarse cubetas de deflación y los lunettes asociados (Fm. La Postrera). Hacia el sector litoral y producto de la transgresión – regresión holocena, se hallan la antigua llanura de marea, los cordones litorales y la marisma, los cuales litoestratigráficamente corresponden a la Fm. Canal de las Escobas. Cabe aclarar que, en el área de estudio, dado que las zonas adyacentes a cubetas y lunettes fueron alcanzadas por la ingresión holocena, dichas unidades quedaron comprendidas dentro de la antigua llanura de mareas. A su vez, en esta última unidad es donde se desarrollan lomadas arenosas (Fm. La Petrona) y el sistema fluvial del río Salado.

IV-1.1. Llanura continental o loéssica

Esta unidad geomorfológica constituye el límite oeste del área de estudio con cotas entre 6 y 8 m snm, además de ser el basamento sobre el que se depositan las demás geoformas estudiadas. Hacia el norte del área, aflora como una plataforma de abrasión en aquellos sectores donde quedó expuesta en la región costera.

IV-1.2. Antigua llanura de marea

La antigua llanura de marea abarca un ancho promedio de 16 km en sentido O-E, caracterizada por ser un área de escasa a nula pendiente con cotas de hasta 5 m snm. Dentro de ella se reconocen geoformas deprimidas de morfología sinuosa

correspondientes a antiguos canales de marea inactivos, en donde se acumula el agua en superficie tanto en los periodos de lluvia como en los de excesos hídricos (Fig. IV.2a).

IV-1.3. Cubetas de deflación

Estas unidades se desarrollaron en la llanura loéssica producto de la actividad eólica durante el Cuaternario, no obstante, algunas fueron inundadas por la última ingresión holocena, quedando comprendidas dentro de la antigua llanura de marea (Fig. IV.1). Las cubetas de deflación presentan superficies entre 2,7 y 5,3 km², algunas de las cuales, en las condiciones de clima actual, ya sea por la acumulación de agua de lluvia o el nivel freático aflorante, se encuentran cubiertas por agua de manera permanente dando lugar a la formación de lagunas.

IV-1.4. Lunettes

Los lunettes son geoformas asociadas a las anteriormente descritas dado que se forman por el material deflacionado más grueso que es depositado en los bordes de las cubetas (Fig. IV.1). Este material deflacionado proviene del retrabajo de la llanura loéssica subyacente, sin embargo, luego de que las cubetas fueran inundadas por la ingresión holocena, el aporte de sedimentos deflacionados también deriva del retrabajo de la antigua llanura de marea. Constituyen un resalto dentro de la antigua llanura de marea por sus alturas de hasta 10 m smn y un ancho que, dependiendo de las dimensiones de la cubeta de deflación adyacente, varía entre 80 y 250 m. Cabe destacar que, en el área de estudio, no sólo poseen la típica forma de medialuna, sino que en su mayoría se hallan rodeando a casi todo el cuerpo lagunar, indicando que durante el origen de esta unidad la procedencia de los vientos no tenía una dirección predominante. Además, la presencia del bosque nativo de *Celtis tala* (bosque de tala) facilita su reconocimiento tanto en campo como en las imágenes satelitales (Fig. IV.2b).

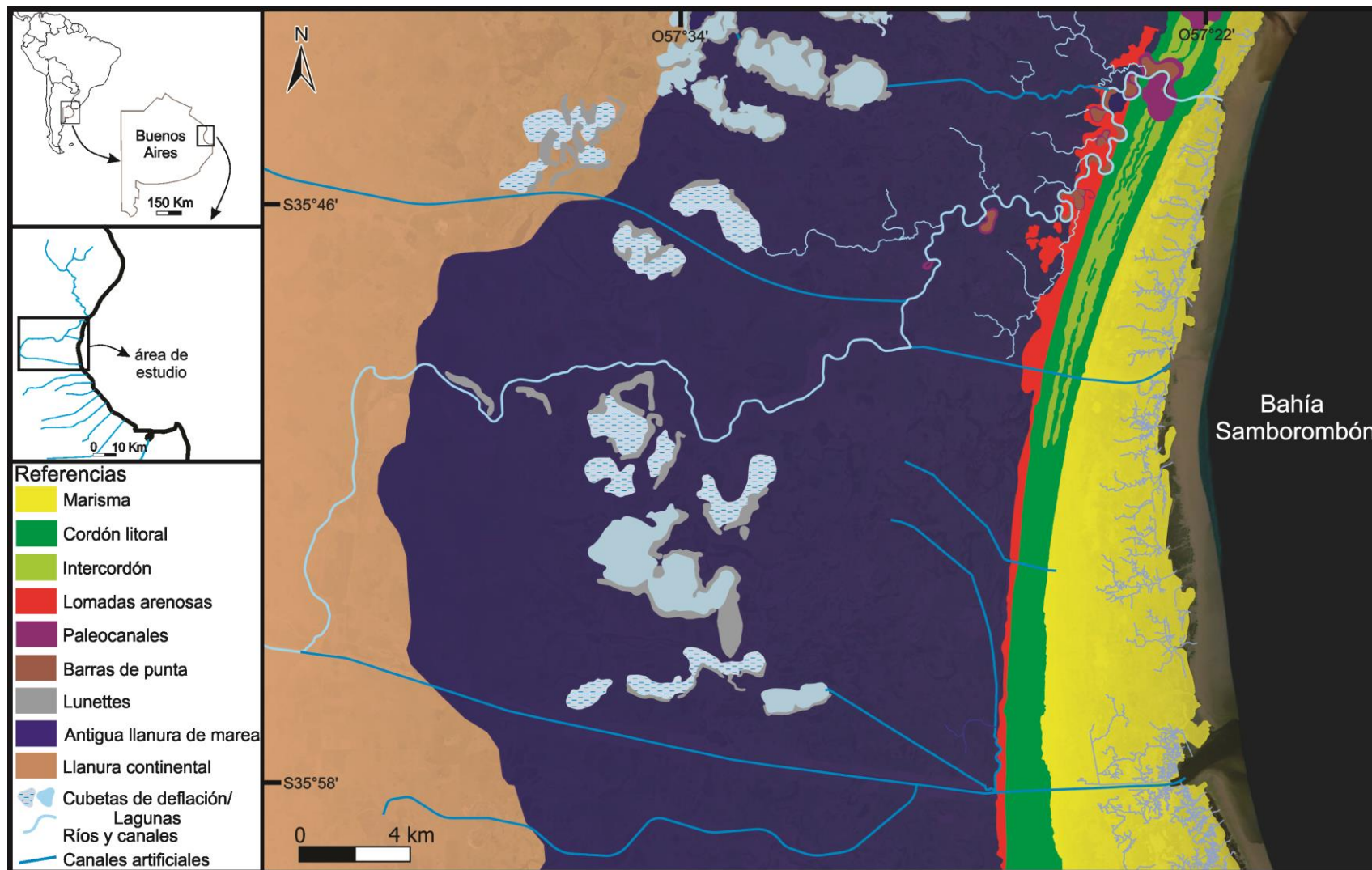


Figura IV.1: Mapa geomorfológico de las unidades estudiadas

IV-1.5. Lomadas arenosas

Esta geoforma se desarrolla sobre la antigua llanura de marea y posee una forma elongada N-S, con un ancho promedio de 220 m y alturas que no superan los 6 m snm (Fig. IV.2c y d). En ocasiones, se encuentran asociadas a los cordones litorales presentando una disposición paralela y adyacente hacia el oeste de los mismos (Fig. IV.1). Asimismo, se puede observar que hacia el norte del área de estudio algunas lomadas arenosas poseen formas subcirculares con alturas similares. En algunos sectores cercanos al curso del río Salado la lomada arenosa se encuentra erosionada por el cauce actual o antiguo del río, con lo cual, las barras de punta del sistema fluvial están amalgamadas a la lomada arenosa.

IV-1.6. Cordón litoral (de playa) e intercordón

Los cordones litorales presentan una disposición alargada, paralela a subparalela a la línea de costa actual, limitados al este por la marisma y al oeste por la antigua llanura de mareas y/o lomada arenosa, constituyendo el resalto topográfico positivo más evidente del área de estudio (Fig. IV.1). En función de sus dimensiones se los puede dividir en cordones principales y secundarios. Los cordones principales tienen alturas de hasta 7,5 m snm y un ancho que varía entre 400 y 730 m dado que en el sector central del área de estudio varios cordones menores se amalgaman en un solo cordón mientras que hacia el norte los cordones están separados por una zona intercordonal. A diferencia de los cordones principales, los cordones secundarios presentan alturas entre 3 y 5 m snm y 70-130 m de ancho. Además de la diferencia topográfica que existe entre cordón - intercordón, estas unidades se distinguen fácilmente en las imágenes satelitales ya que los cordones se destacan por la cobertura de árboles correspondiente al bosque nativo de *Celtis tala*. Cabe aclarar, que en algunos sectores este bosque nativo no se encuentra dado el avance de la actividad minera desarrollada en el área. En este caso, se observa tanto en campo como en las imágenes satelitales, un sustrato blanco dado por el material calcáreo de descarte utilizado para tapar el laboreo o una “laguna” en aquellas canteras que permanecen destapadas, ya sea porque aflora el nivel freático o por la acumulación de agua de lluvia (Fig. IV.2e).



Figura IV.2: Fotos de campo de las distintas geoformas estudiadas. a. Antigua llanura de marea y canal de marea inactivo; b. Lunette; c. Lomada arenosa; d. Lomada arenosa y barra de punta; e. Cantera abandonada; f. Límite entre la marisma y el cordón litoral.

IV-1.7. Elementos del sistema fluvial

En el norte del área de estudio y atravesando la antigua llanura de marea se desarrolla el sistema meandroso del río Salado, en el cual se genera una serie de canales activos e inactivos (paleocanales) y las barras de punta asociadas (Fig. IV.1). Por un lado, los paleocanales son geoformas de relieve bajo y anchos variables entre 70 a 250 m, los cuales actualmente se encuentran abandonados y en ocasiones con agua acumulada en superficie. Las barras de punta, por otro lado, se desarrollan en la margen convexa del meandro donde se acumula el material re TRABAJADO (Fig. IV.2d). Sus formas son variadas dado que responden a la sinuosidad del río, con anchos promedio de 170 m y alturas variables entre 2,5 y 5 m snm. Al norte del área de estudio este sistema fluvial atraviesa y re TRABAJA no sólo la antigua llanura de marea sino también la lomada arenosa y en menor medida el cordón litoral.

IV-1.8. Marisma

Hacia el este del área de estudio, en el sector litoral se encuentra la marisma, dispuesta como una franja paralela a la costa con un ancho que varía, de norte a sur, entre 1 y 6 km (Fig. IV.1). Es una zona topográficamente baja, la cual no supera los 2,5 m snm, donde se desarrollan canales sinuosos (canales de marea) y abundantes zonas deprimidas subcirculares donde se acumula agua, ya que la marisma es inundada periódicamente por las pleamares del Río de la Plata. A su vez, la cercanía del nivel freático y los flujos mareales generan distintas condiciones de anegabilidad y salinidad (Fig. IV.2f), las cuales influyen en la distribución de la vegetación dentro de la que se observa la presencia de especies como *Juncus acustus* y *Spartina densiflora*.

IV-2. Aspectos sedimentológicos y composicionales de las unidades geomorfológicas

En esta sección se describirán las características sedimentológicas y composicionales de las distintas geoformas. Para esto se analizaron los sedimentos obtenidos durante la construcción de los pozos de monitoreo en las distintas geoformas y la descripción de los cortes naturales disponibles en el área de estudio. Cabe aclarar que aquí no se seguirá el mismo orden que en el apartado anterior, sino que las descripciones se iniciarán con la llanura continental dado que es sobre la que se desarrollan las demás unidades y luego el orden utilizado responde a la relevancia hidrolitológica de las unidades y su capacidad para almacenar agua dulce.

IV-2.1. Llanura continental o loéssica

Los sedimentos de esta unidad representan el basamento sedimentario sobre el que se disponen las demás geoformas que componen el área de estudio. Dado que en la zona no se cuenta con afloramientos, las características litológicas de este depósito fueron obtenidas en base a los datos de un pozo de explotación realizado en la localidad cercana de Pipinas (Fig. IV.3). En el perfil, los sedimentos loéssicos que componen a los depósitos de llanura continental tienen un espesor de 50 m y se apoyan sobre las arcillas grises de la unidad subyacente. El perfil inicia en su base con 13 m de limos arenosos a limos arcillosos finalizando con 37 m de limos arenosos en los cuales se observa la presencia de material carbonático, principalmente en forma de tosca. En el área de estudio, los ensayos hidrogeológicos (Sala et al., 1978) definen para estos depósitos un coeficiente de permeabilidad de 4,17 cm/h (1 m/d).

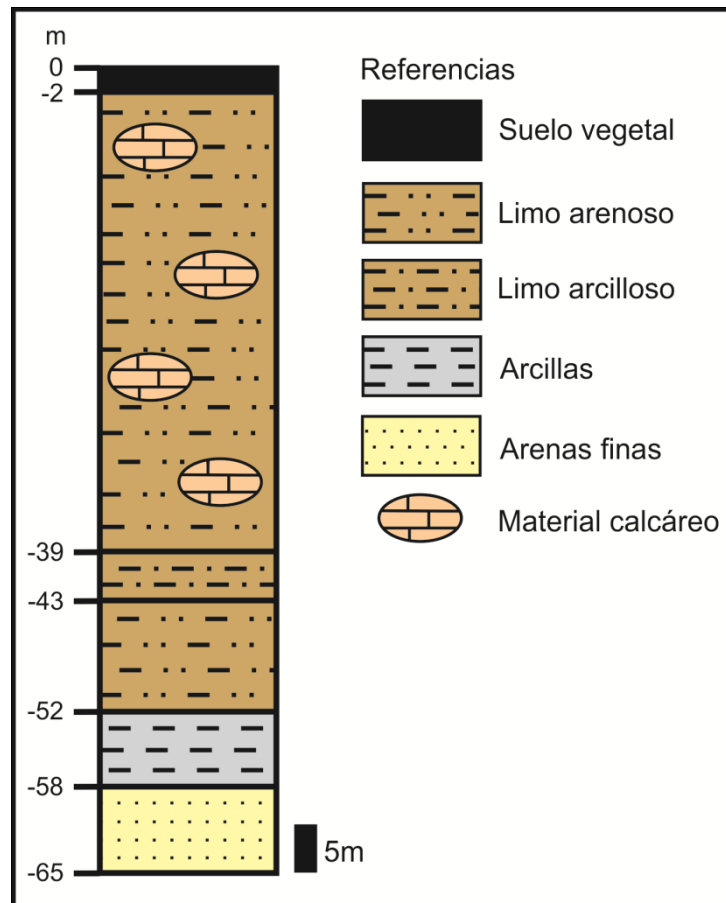


Figura IV.3: Perfil litológico de los Sedimentos Pampeanos obtenido del registro de un pozo de explotación en la localidad de Pipinas realizado por el SPAR.

En lo que respecta a su composición mineralógica, dentro de la misma se observa plagioclasas, cuarzo, ortosa, vidrio volcánico, fragmentos de rocas volcánicas, ópalo orgánico, anfíboles, piroxenos, magnetita, ilmenita, minerales del grupo de las limonitas y minerales del grupo de las arcillas (illita, montmorillonita y caolinita) (Teruggi, 1957). También se destaca la presencia de carbonatos secundarios en forma de concreciones conocidos como tosca.

IV-2.2. Cordón litoral (de playa): natural y modificado

Para la descripción litológica de esta geoforma se relevaron 4 perfiles sedimentológicos de detalle en cortes naturales ubicados al norte y sur del área de estudio, en la Estancia Rincón de López (RDL1 y 2) y en la localidad de Cerro de la Gloria (CdIG 1 y 2), respectivamente (Fig. IV.4).

En los perfiles RDL1 de 186 cm y RDL2 de 189 cm, se observa que los depósitos de esta unidad geomorfológica se componen de una alternancia de niveles arenosos, niveles de conchillas y niveles con mezcla de ambos componentes. En general, se presentan en estratos de entre 5 y 40 cm, muchos de ellos masivos, sin estructura

aparente en los cortes de campo (Fig. IV.4C). Sin embargo, en otros estratos se puede observar una estratificación paralela, muchas veces dada por la alternancia de delgadas capas (hasta 3-5 cm) de conchillas y de arenas. Finalmente, en algunos niveles se puede ver una estratificación entrecruzada de bajo ángulo.

Luego, en el perfil CdlG1 de 230 cm, se puede apreciar en la base la presencia de dos niveles arenosos de hasta 10 cm intercalados en niveles de conchilla, donde no solo se destaca la laminación paralela, sino que también la coloración rojiza de las arenas (Fig. IV.4F). En los 2 m restantes del perfil, por su parte, predominan los niveles bioclásticos mayormente masivos y un alto contenido de valvas de moluscos enteras (Fig. IV.4E). Por último, se realizó el perfil CdlG2 (450 cm), el cual inicia con 50 cm de una arcilla grisácea bioturbada seguida por 85 cm de un estrato arenoso en el que se intercala un nivel de conchillas en forma de lente. El resto del perfil, 315 cm, se caracteriza por ser un conglomerado bioclástico no solo masivo, sino que también se aprecian otras estructuras como entrecruzada sigmoidal y entrecruzada de muy bajo ángulo en la zona superior. A su vez, un rasgo interesante que se destaca es la presencia de niveles de coloración negra intercalados entre las arenas finas y los niveles conchiles (Fig. IV.4G). Estos niveles, que poseen en general un espesor de hasta 10 cm y un largo de hasta 5 m, son interesantes desde el punto de vista de su composición, la cual se detallará más adelante.

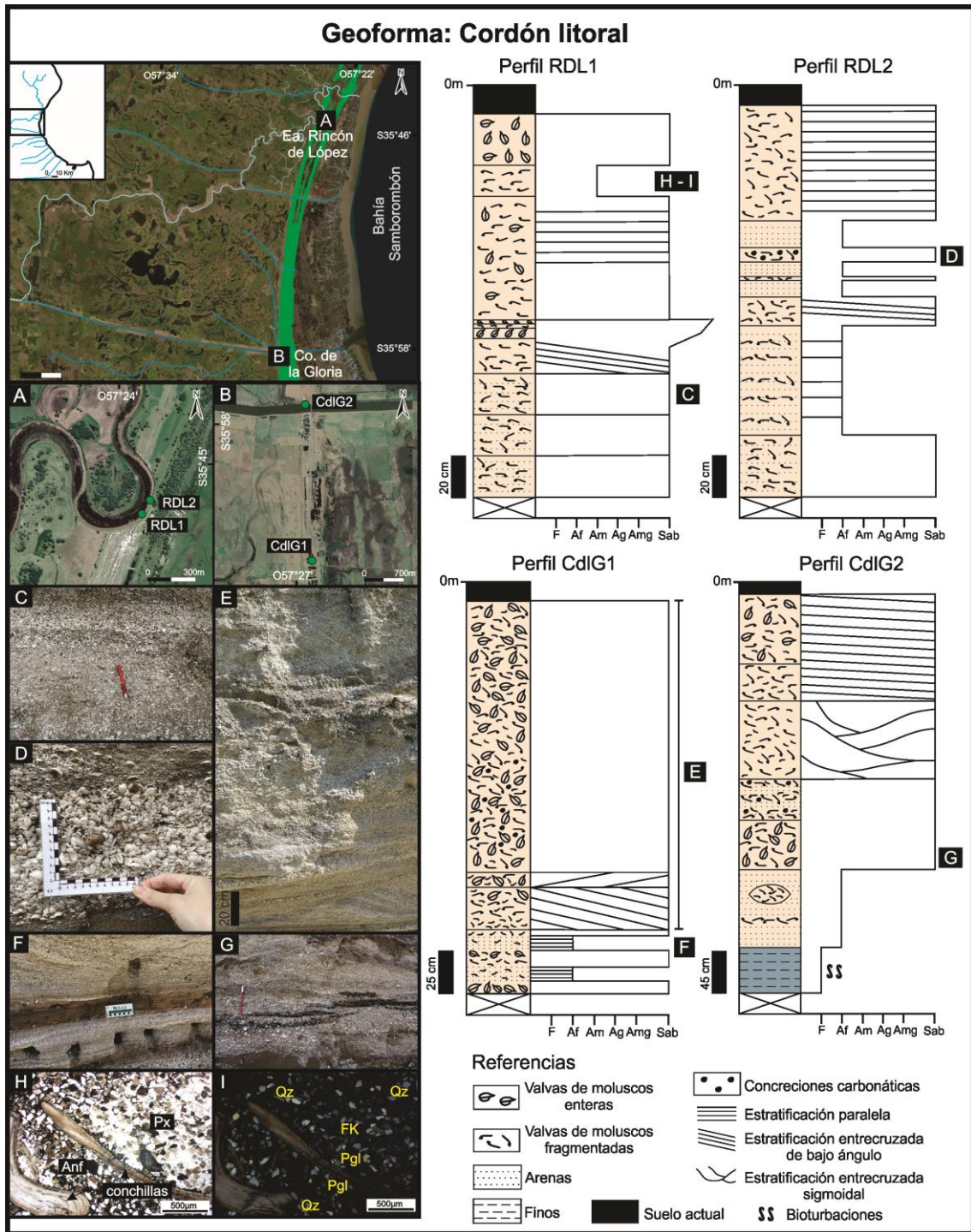


Figura IV.4: Cordón litoral natural. A. Ubicación de los perfiles relevados en la Estancia Rincón de López; B. Ubicación del perfil relevados en la localidad de Cerro de la Gloria; C. Detalle de un nivel de conchillas masivo en el perfil RDL1; D. Fotografía de las concreciones carbonáticas; E. Detalle de los estratos de conchillas en el perfil CdIG1; F. Detalle del estrato de arenas rojizas en el perfil CdIG1; G. Detalle de los niveles de coloraciones oscuras intercalados en los niveles conchiles en el perfil CdIG2; H e I. Corte delgado de sedimentos del cordón litoral observado al microscopio petrográfico con luz polarizada y analizador, respectivamente. Qz: cuarzo; FK: feldespatos potásicos; Pgl: plagioclasa; Anf: anfíbol; Px: piroxeno.

En este último sector, como se mencionó anteriormente, se puede observar el contacto entre el cordón litoral y la unidad arcillosa subyacente (Perfil CdIG2, Fig. IV.4; Fig. IV.5a). Se trata de una unidad de casi 1 m de espesor principalmente arcillosa a

arcillo – limosa de color grisácea con estratificación ondulosa (Fig. IV.5b). Una particularidad importante de este depósito es la presencia de un sistema de tubos verticales y horizontales interconectados producto de la actividad de crustáceos. Estas bioturbaciones generan una red tridimensional de túneles y galerías dentro de los sedimentos finos con un diámetro promedio de 3 a 5 cm, rellenos con arenas finas a medias (incluso fragmentos de conchillas) provenientes del cordón litoral suprayacente (Fig. IV.5c-d). El análisis de DRX de esta unidad indica que la misma está compuesta por cuarzo, feldespato potásico y arcillas, con un menor porcentaje de calcita. Dentro de los minerales del grupo de las arcillas se encuentra illita, esmectita e interestratificados illita – esmectita (IS). Mientras que la composición del relleno de las bioturbaciones muestra la presencia de cuarzo, feldespato y una menor proporción de arcillas, mayormente illita.

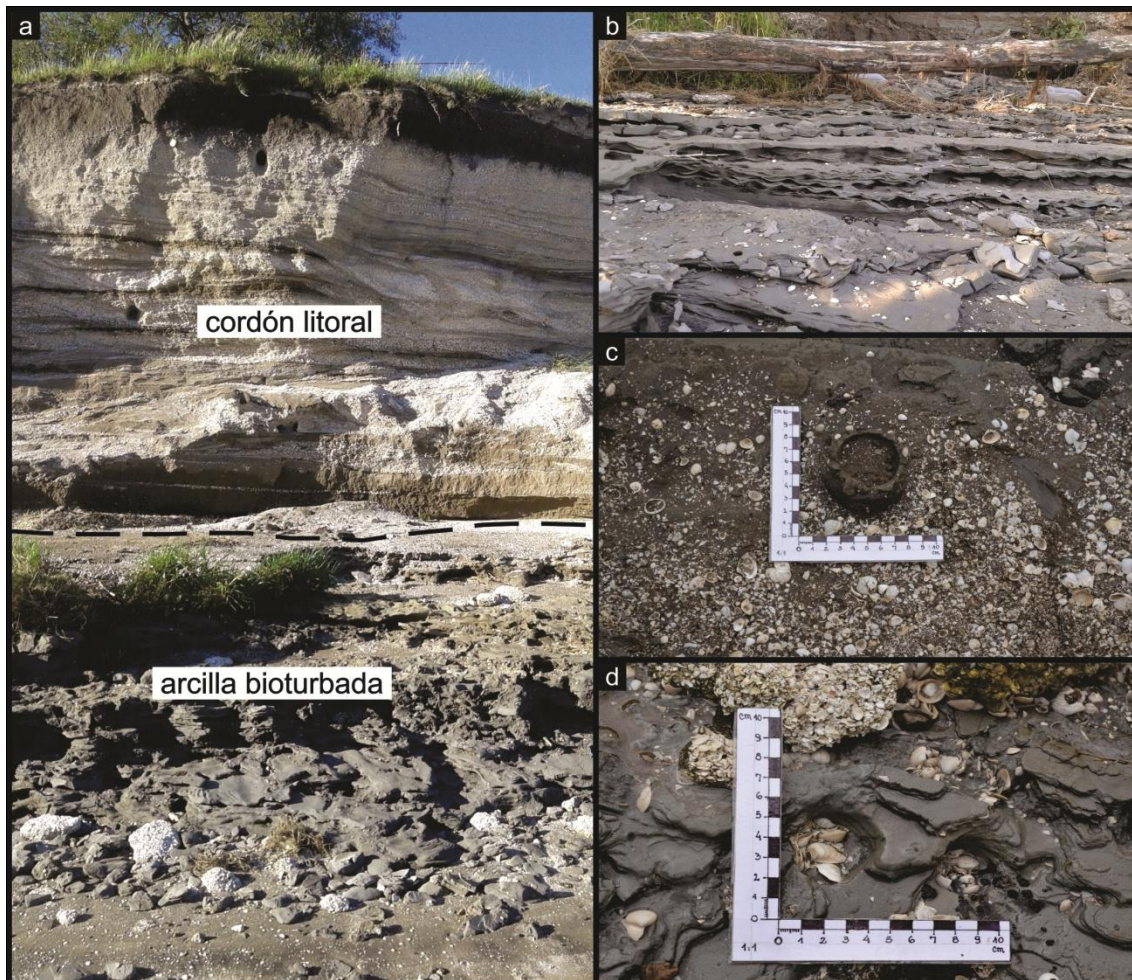


Figura IV.5: a. Corte natural del cordón litoral en contacto con la arcilla bioturbada en el sector de Canal 15; b. Estratificación ondulosa; c y d. Detalle de las bioturbaciones presentes en la capa arcillosa.

En el caso del cordón modificado, se realizó un perfil (Perfil 36) en el sector central del área de estudio en la Estancia El Tala correspondiente a una cantera remediada (Fig. IV.6). Cabe aclarar que, en este caso, tanto la distribución granulométrica como la

estructura son artificiales considerando que se utilizó el material de descarte para rellenarla. El perfil 36, de 100 cm, presenta un predominio de arenas muy mal seleccionadas que van desde finas a muy gruesas, de clastos angulosos a subredondeados (Fig. IV.6). Se inicia en su base con 10 cm de arenas finas a gruesas (F: 1%, Af: 23%, Am: 21%, Ag: 22%; Amg: 13%) con un porcentaje de sedimentos mayores a 2,8 mm de 20%, correspondiente a concreciones carbonáticas y valvas fragmentadas en menor proporción. Luego, siguen 50 cm de arenas gruesas (F: 1%, Af: 13%; Am: 18%; Ag: 25%; Amg: 17%) con un 26% de sedimentos tamaño sábulo, terminando en 40 cm que gradan texturalmente desde sábulos a arenas gruesas a medianas (F: 3%, Af: 18%, Am: 38%, Ag: 31%, Amg: 6%; Sab: 4%).

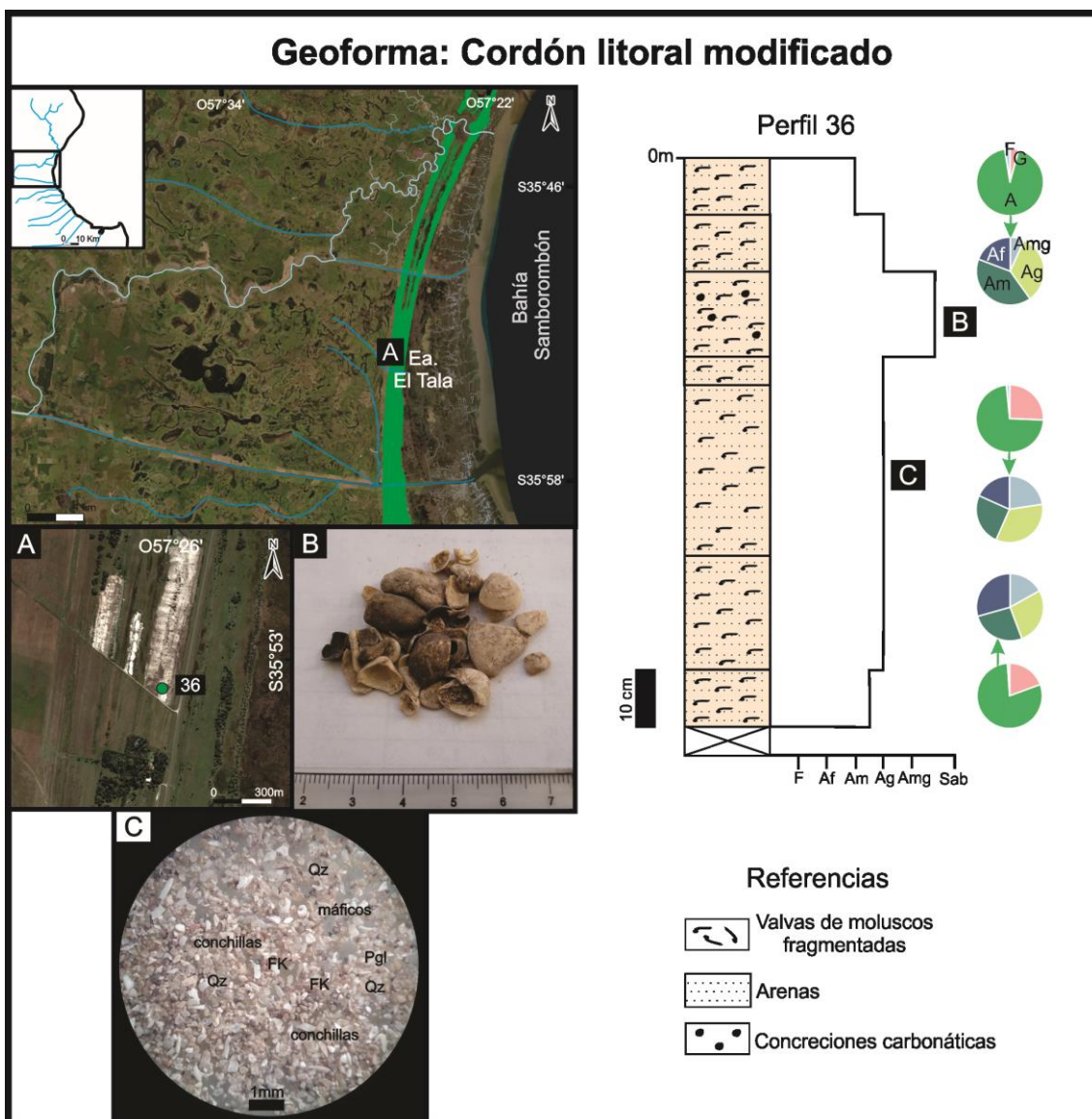


Figura IV.6: Cordón litoral modificado. A. Ubicación del perfil en el área de estudio; B. Muestra de mano de los sedimentos retenidos en el tamiz de 2,8 mm; C. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular. Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pgl: plagioclasas.

La tasa de infiltración estimada en función del análisis textural es de 12,16 cm/h (Fig. IV.7). Cabe aclarar que en la obtención de este valor no se consideraron los sedimentos gruesos, los cuales en este caso corresponden a las conchillas enteras o fragmentadas no cementadas, lo que permite inferir que la capacidad de infiltración de esta unidad sería aún mayor. Asimismo, la tasa de infiltración obtenida en condiciones de cordón alterado podría ser considerada como la tasa mínima para el cordón natural, dado que este último posee un altísimo predominio de conchillas (componentes gruesos), generando tasas de infiltración considerablemente mayores.

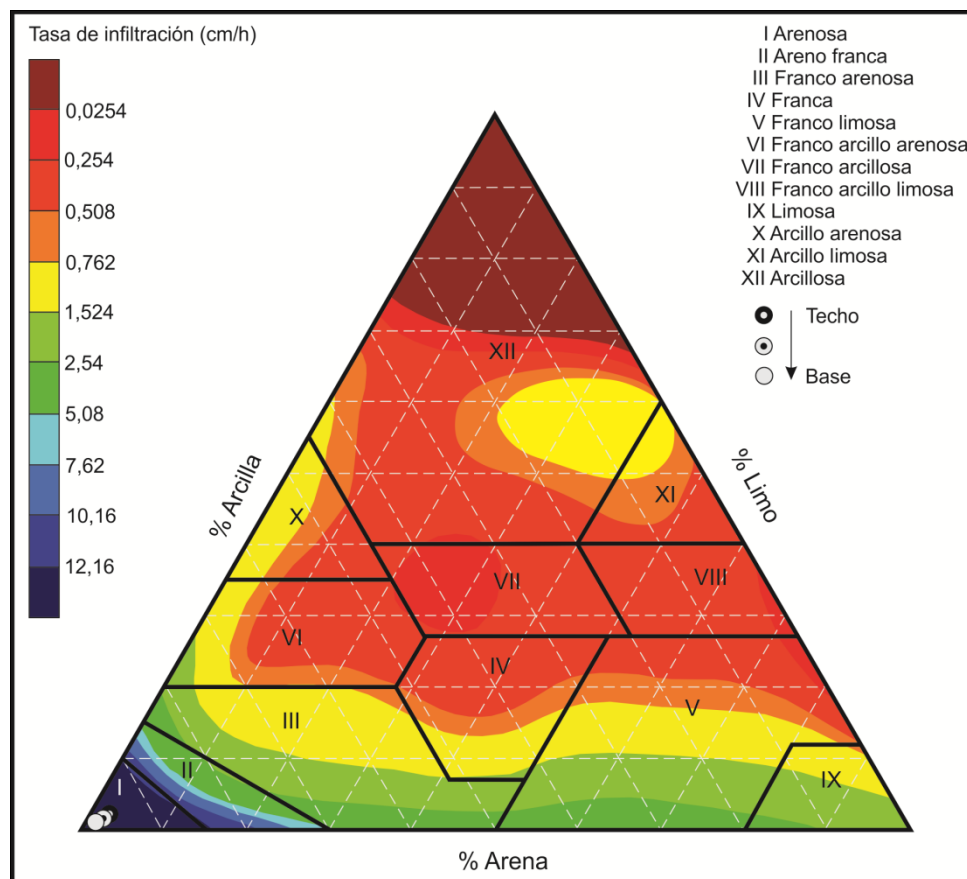


Figura IV.7: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en el cordón modificado.

En lo que respecta a la composición de los sedimentos presentes en los cordones litorales, la misma está integrada mayormente por valvas de moluscos de distintos tamaños, tanto enteras como fragmentadas, y arenas cuya mineralogía contiene cuarzo, plagioclasas, feldspatos potásicos, máficos como anfíboles o piroxenos y arcillas subordinadas de tipo illita (Fig. IV.4H-I). También se destaca la presencia de concreciones carbonáticas de coloraciones mayormente castañas (Fig. IV.4D). Cabe aclarar que, si bien composicionalmente tanto el cordón natural como el modificado son similares, en este último la presencia de conchillas está subordinada y hay un predominio de la fracción arena. A su vez, los estratos de coloraciones oscuras observados en los cortes naturales, deben su color a la presencia de óxidos de

manganeso y hierro apreciables tanto en muestra de mano como a escala microscópica, los cuales se disponen en forma de pátinas sobre las conchillas y en menor proporción, sobre las arenas (Fig. IV.4F-G y Fig. IV.8). Estos óxidos de manganeso presentan una textura mamelonar reconocible en el campo (Fig. IV.8a-b), la cual también es observable en las imágenes obtenidas por medio del MEB (Fig. IV. 8d-e), mientras que en los cortes delgados se puede observar como la “pátina” de óxidos no solo cubre la valva, sino que puede penetrar los pequeños sectores parcialmente disueltos de la misma (Fig. IV.8c).

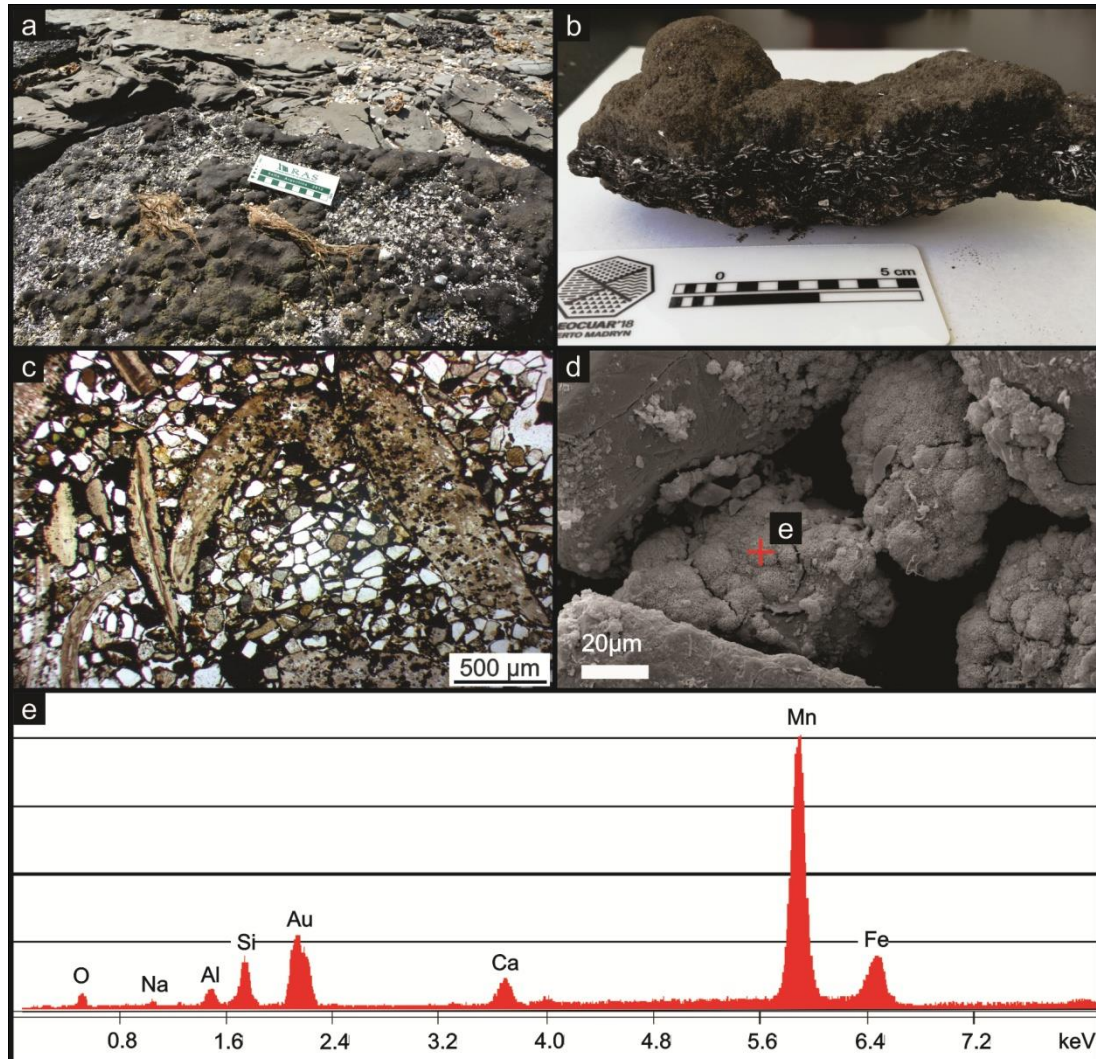


Figura IV.8: a. Textura mamelonar en campo de los óxidos de Mn; b. Muestra de mano; c. Corte delgado del cordón litoral; d y e. Imagen MEB y espectro EDAX de los óxidos de Mn obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido.

IV-2.3. Lomadas arenosas

En el área de estudio se cuenta con algunos cortes naturales de esta unidad geomorfológica, principalmente hacia el norte del área de estudio en sectores donde el río Salado erosiona esta geofoma (Fig. IV.9a y b). Por otro lado, hacia el sur, esta unidad se puede observar en la intersección con Canal 15 (Fig. IV.9c) donde se

encuentra parcialmente modificada por el cordón litoral, lo que dificulta establecer un límite claro entre estas geoformas.

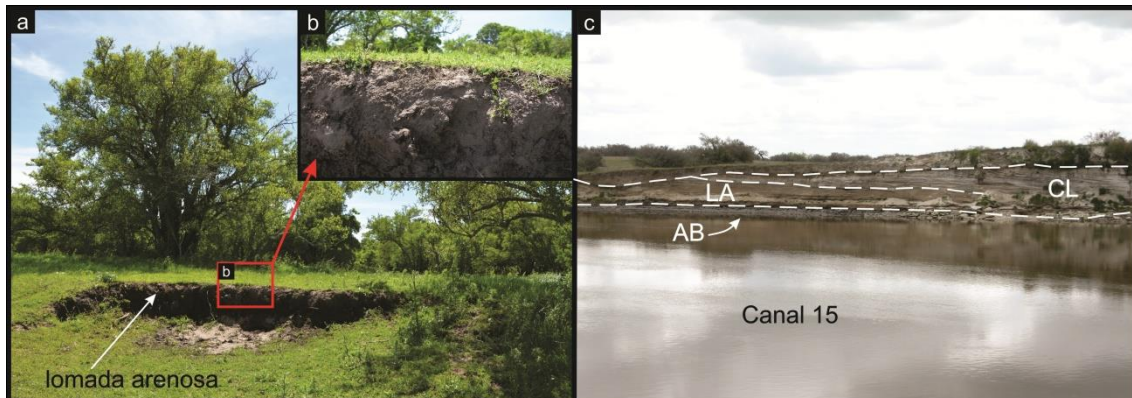


Figura IV.9: a. Fotografía de campo de la lomada arenosa en el sector norte del área de estudio; b. Detalle de la lomada en a.; c. Fotografía de campo de la lomada arenosa en el corte de Canal 15. LA: lomada arenosa; CL: cordón litoral; AB: arcilla bioturbada.

En el norte del área de estudio, en la Estancia Rincón de López (Fig. IV.10), se realizó un perfil (22) a partir del material recuperado de una perforación para describir a esta unidad. El perfil posee 380 cm, pudiéndose observar que esta geoforma se compone principalmente por arenas finas de clastos subangulosos a subredondeados y fragmentos de conchillas subordinados, los cuales se disponen en pequeños niveles discontinuos intercalados entre las arenas (Fig. IV.10B y D). En cuanto a la composición mineralógica de la fracción arena, la misma está conformada por cuarzo, feldespatos, plagioclasas y máficos (Fig. IV.10C-D).

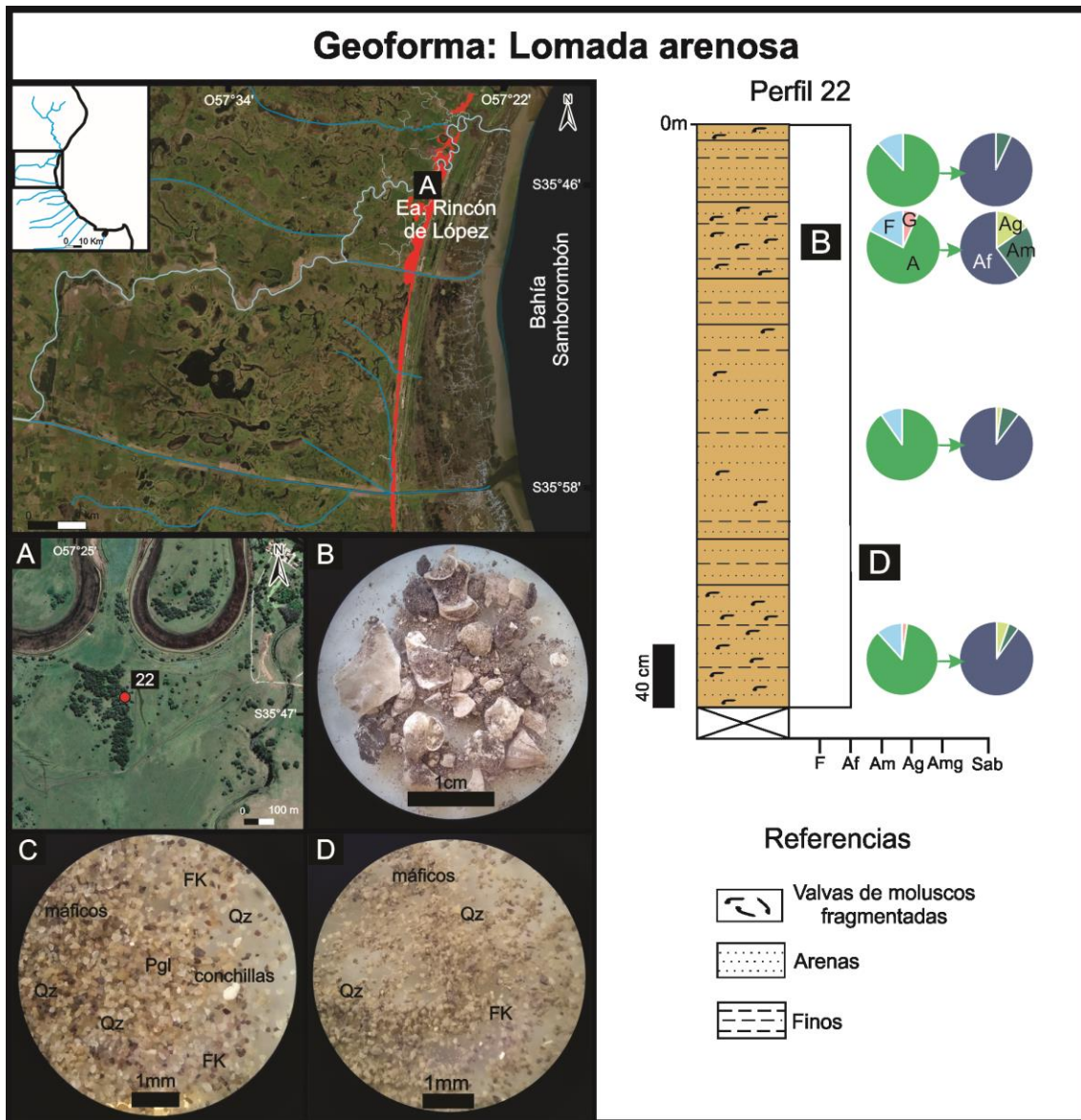


Figura IV.10: Lomada arenosa. A. Ubicación del perfil en el área de estudio; B. Muestra de sedimentos obtenida durante la construcción del freaímetro; C. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular, correspondiente a la muestra en B; D. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular.

Desde el punto de vista textural, el perfil 22 presenta en su base 80 cm de los cuales el 4% corresponde a la fracción arcilla, 8% al limo y 87% a arenas finas (Af: 78%, Am: 4%, Ag: 5%, Amg: 1%) con un 1% de sábulos. Continúan 200 cm con 2% de arcilla, 8% de limo y 90% de arenas finas (Af: 81%, Am: 7%, Ag: 2%). Luego, prosigue con 50 cm cuyos porcentajes de arcilla, limo y arena son de 8, 14 y 75% (Af: 43%, Am: 18%, Ag: 11%, Amg: 3%), respectivamente más 3% de sábulos, finalizando con 50 cm distribuidos en 4% arcilla, 8% limo y 88% arena fina (Af: 82%, Am: 6%). En base a la distribución granulométrica en el perfil, se puede observar que posee una textura principalmente arenosa, donde la tasa de infiltración toma valores desde 2,54 a 12,16 cm/h (Fig. IV.11).

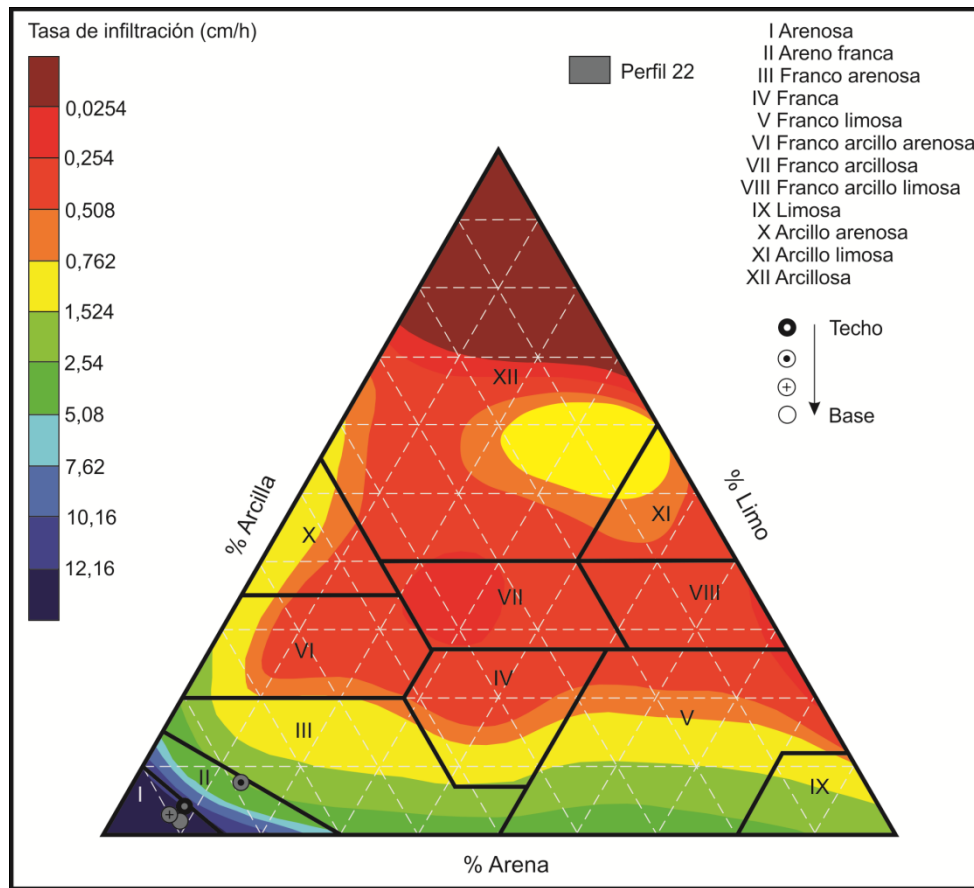


Figura IV.11: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en el perfil de la lomada arenosa.

IV-2.4. Barras de punta y paleocanales

Dentro del sistema meandroso del río Salado se analizaron estas dos geoformas en el norte del área de estudio (Fig. IV.12), donde se realizaron 5 perfiles. De estos perfiles, 4 corresponden a las barras de punta (Perfiles 5, 7, 8 y 9) y el restante a un paleocanal (perfil 1sT), en los cuales predominan las arenas finas con clastos angulosos a subredondeados, pudiéndose observar la presencia subordinada de fragmentos de valvas de moluscos enteras y fragmentadas (Fig. IV.12C-F). La composición mineralógica de estas arenas está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, y máficos como anfíboles y piroxenos, en menor proporción (Fig. IV.12D-G).

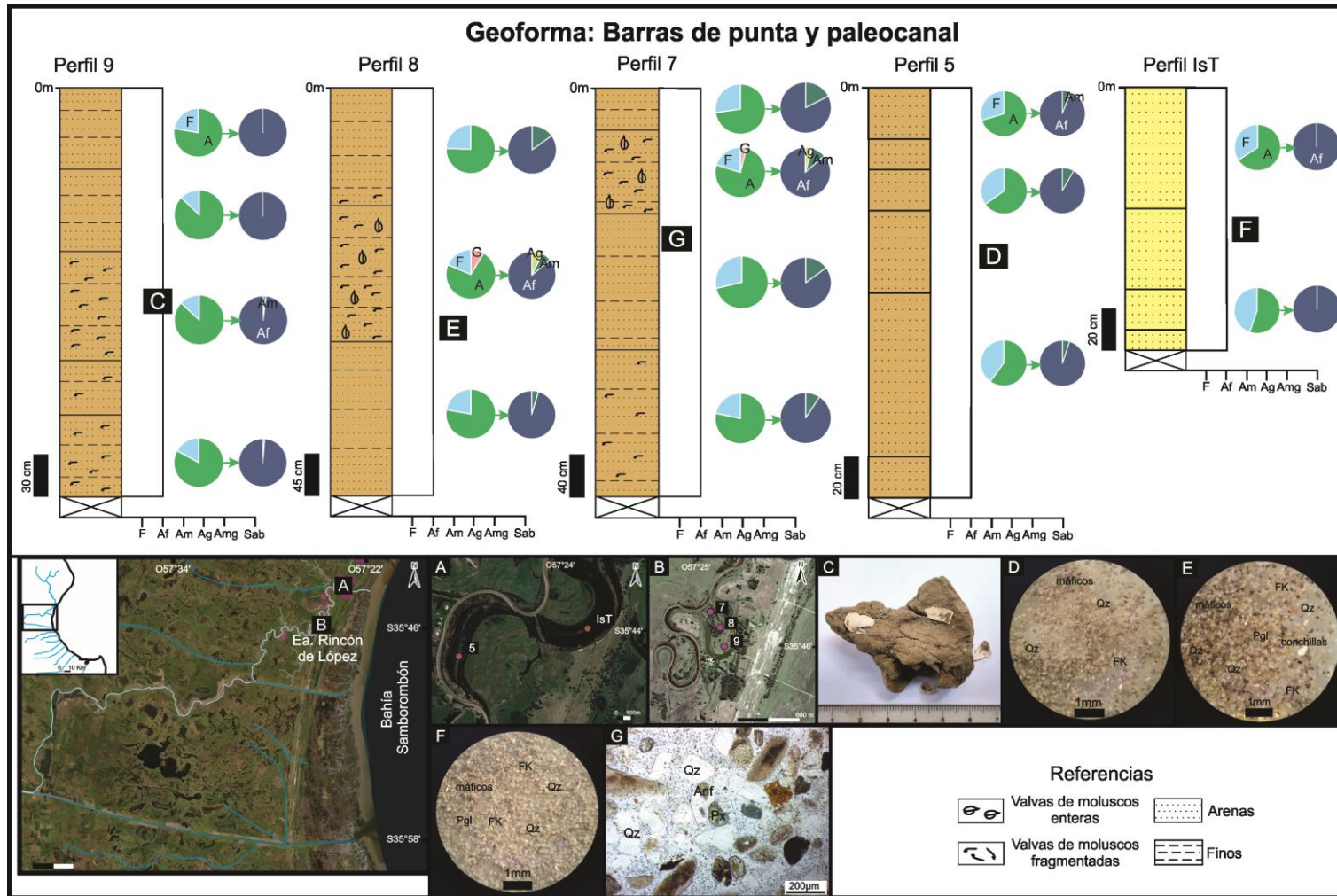


Figura IV.12: Barras de punta y paleocanal. A y B. Ubicación de los perfiles en el área de estudio; C. Muestra de sedimentos obtenida durante la construcción del freatímetro (Perfil 9); D-F. Muestras de sedimentos observadas (fracción arena fina) en la lupa binocular; G. Corte delgado observado en el microscopio petrográfico con luz polarizada. Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pgl: plagioclasa; Anf: anfíbol; Px: píroxeno.

El perfil 5 (200 cm) comienza en su base con 100 cm de los cuales el 60% corresponde a la fracción arena (Af: 57%, Am: 3%), 10% al limo y 30% a las arcillas, continúan 60 cm con 65% de arena (Af: 60%, Am: 5%), 13% de limo y 22% de arcilla, finalizando con 40 cm cuyos porcentajes de arena, limo y arcilla son de 70 (Af: 66%, Am: 4%), 17 y 13%, respectivamente. En este caso, se puede apreciar que las proporciones de arena disminuyen hacia la base mientras que las de arcilla, aumentan. Por su parte, el perfil 9 (300 cm), inicia en la base con 100 cm distribuidos en 82% de arena fina (Af: 81%, Am: 1%), 8% de limo y 10% de arcilla, continuando con 80 cm en los que las relaciones granulométricas son 87% arenas finas (Af: 86%, Am: 1%), 9% limo y 4% arcilla. La secuencia sigue con 60 cm con un 87% de arena fina, 10% de limo y 3% de arcillas, terminando con 60 cm con proporciones de arena fina, limos y arcillas de 78, 16 y 6%, respectivamente.

Por otro lado, el perfil 8 de 450 cm en la base comienza con 170 cm en los cuales la distribución granulométrica es 78% arena (Af: 74%, Am: 4%), 9% limo y 13% arcillas, seguidos por 150 cm donde 7% es arcilla, 12% es limo y 76% arenas mayormente finas (Af: 63%, Am: 5%, Ag: 5%, Amg: 3%) con un 5% de sábulos. La secuencia termina en 130 cm con una relación arena – limo – arcilla de 73, 17 y 10%, respectivamente. Finalmente, el perfil 7 (390 cm) presenta en su base 140 cm con 76% arena (Af: 69%, Am: 7), 16% limo y 8% arcilla a los que continúan 130 cm con una distribución semejante a la anterior de 71% arenas (Af: 61%, Am: 10%), 18% limo y 11% arcilla. Luego, siguen 80 cm cuya proporción arena – limo – arcilla es de 78 (Af: 66%, Am: 7%, Ag: 3%, Amg: 2%), 11 y 9%, respectivamente, más un 2% de sábulos culminando en 40 cm con 73% de arenas (Af: 60%, Am: 13%), 18% de limos y 9% de arcillas.

En base a la distribución granulométrica en los perfiles 7, 8 y 9, se puede observar que la variación textural de franco arenosa a arenosa es leve, no obstante, determina que la tasa de infiltración varíe ampliamente, pudiendo tomar valores desde 1,52 a 12,16 cm/h (Fig. IV.13). Mientras que en el perfil 5, las variaciones texturales de franco arenosa fina a franco arcillo arenosa se ve reflejada en los cambios en la tasa de infiltración del techo hacia la base de 1,52 a 0,51 cm/h (Fig. IV.13).

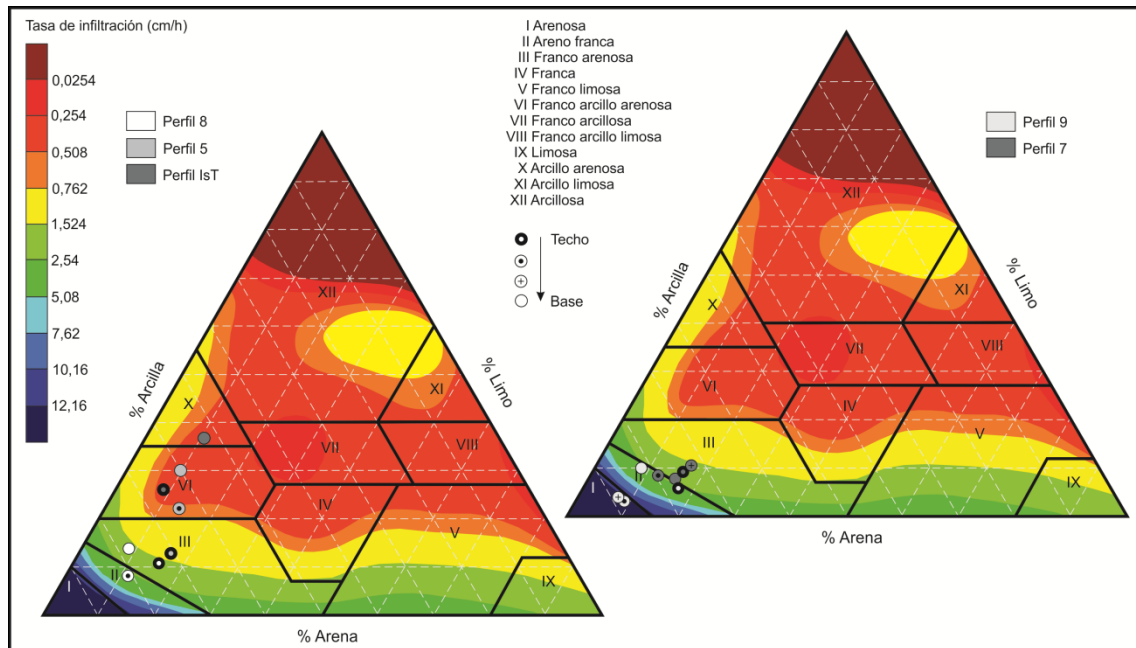


Figura IV.13: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en los perfiles de la barra de punta y paleocanal.

Por último, el perfil IsT, inicia con 30 cm con porcentajes granulométricos de 36% arcilla, 11% limo y 53% arena fina, seguido por 100 cm en cuyo caso las proporciones de arcilla, limo y arena fina son de 26, 8 y 66%, respectivamente (Fig. IV.12). Aquí el cambio textural de franco arcillo arenosa a arcillo arenosa, no genera una variación en la tasa de infiltración, la cual presenta valores entre 0,25 y 0,51 cm/h (Fig. IV.13).

IV-2.5. Lunettes

Las características litológicas de esta unidad geomorfológica fueron definidas en base a 2 perfiles realizados en la Estancia La Reducción, uno de 47 cm (LR1) y otro de 134 cm (LR2) (Fig. IV.14).

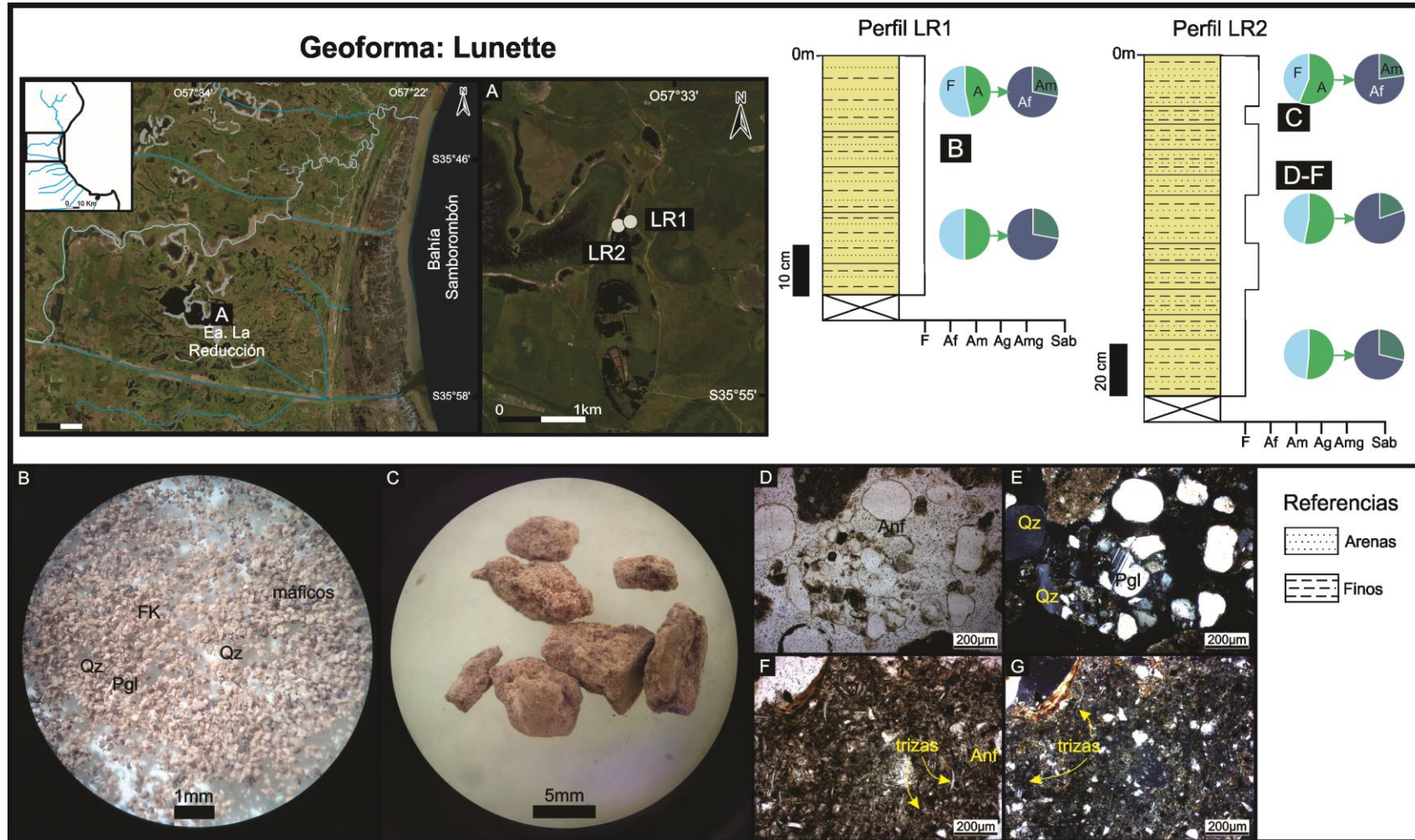


Figura IV.14: Lunette. A. Ubicación de los perfiles en el área de estudio; B. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular; C. Muestra de sedimentos finos aglomerados (pellets) observada en la lupa binocular; D – G. Cortes delgados de los sedimentos de los lunettes observados en el microscopio petrográfico con luz polarizada (D y F) y analizador (E y G). Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pgl: plagioclasa.

El perfil LR1 presenta una distribución granulométrica muy similar de base a techo, la cual inicia en su base con 32 cm con 50% arena (Af: 36%, Am: 14%), 25% limo y 25% arcilla, seguido por 15 cm en los que los porcentajes son 47% arena (Af: 34%, Am: 13%), 29% limo y 24% arcilla. Cabe señalar que el perfil no se pudo continuar dado que los sedimentos subyacentes se encontraban cementados dificultando el avance del barreno. Por su parte, el perfil LR2 presenta en su base 60 cm cuyos porcentajes de arena, limo y arcilla son 50 (Af: 36%, Am: 14%), 27 y 23%, respectivamente. Luego, siguen 54 cm con 53% de arena (Af: 43%, Am: 10%), 28% de limo y 19% de arcilla, culminando con 20 cm con proporciones de 56% arena (Af: 43%, Am: 13), 28% limo y 16% arcilla. Si bien en este perfil la relación granulométrica tampoco varía significativamente, se observa que hacia la base hay una leve disminución del contenido de la fracción arena acompañado por un pequeño incremento de la fracción arcilla.

Si bien el perfil LR1 pasa de una textura franca a franco arcillo arenosa, su tasa de infiltración entre 0,25 y 0,51 cm/h no varía, mientras que en el perfil LR2 se puede apreciar como disminuye del techo a la base (Fig. IV.15). Este último perfil cambia de una textura franco arenosa fina a franco arcillo arenosa con una tasa de infiltración que varía desde 1,52 a 0,25 cm/h (Fig. IV.15). Es importante señalar que la tasa de infiltración de esta unidad puede verse afectada por la cementación de los sedimentos, incluso a poca profundidad.

Con respecto a la composición mineralógica de los sedimentos que conforman los lunettes se observa que están constituidos por cuarzo, plagioclasas, feldespatos, vidrio volcánico en forma de trizas, arcillas de tipo illita y minerales máficos subordinados (Fig. IV.14D – G), pudiéndose apreciar la presencia de concreciones carbonáticas o “tosca”.

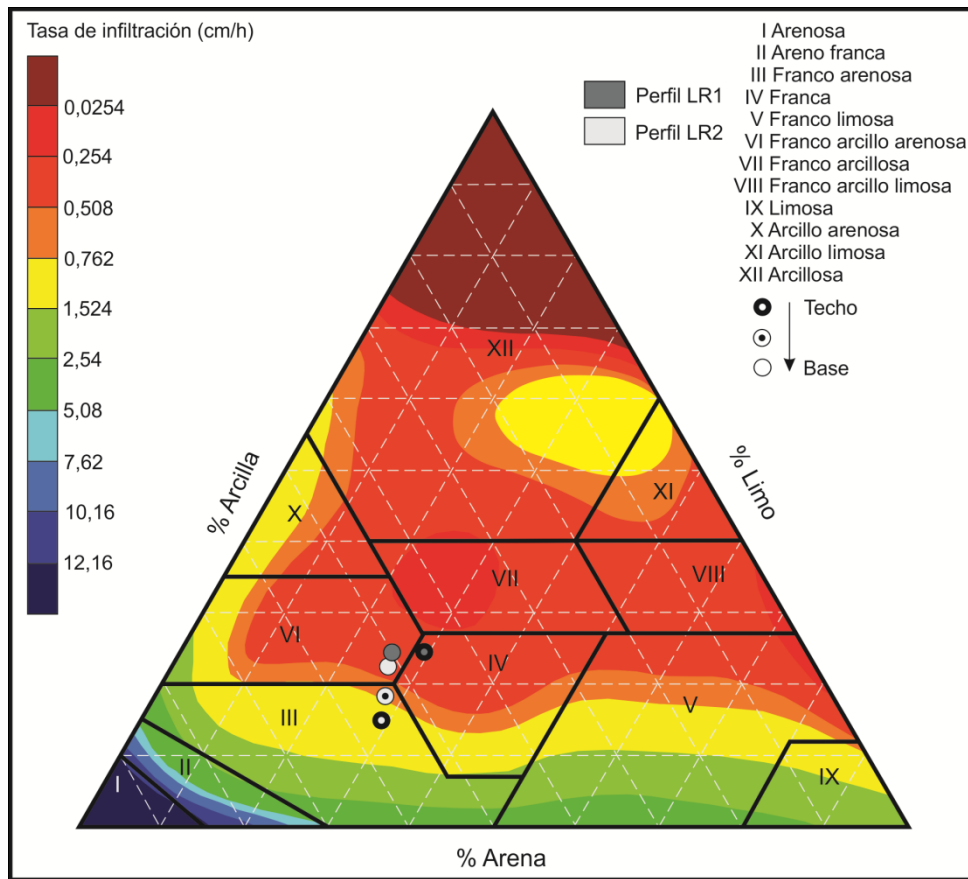


Figura IV.15: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en los perfiles del lunette.

IV-2.6. Antigua llanura de marea, marisma e intercordón

Estas geoformas fueron agrupadas considerando las similitudes sedimentológicas observadas durante la confección de los perfiles realizados a lo largo del área de estudio (Fig. IV.16).

Dentro de la marisma se realizaron dos perfiles, 17 y 52, el primero al norte del área de estudio en la Estancia Rincón de López mientras que el segundo se encuentra hacia el sur en la localidad de Cerro de La Gloria (Fig. IV.16A y D). El perfil 17 consta de 130 cm de una secuencia que comienza con 80 cm cuya distribución granulométrica es de 53% arena (Af: 40%, Am: 13%), 16% limo y 31% arcilla; seguido por 40 cm con una relación arena – limo – arcilla de 56 (Af: 44%, Am: 12%), 19 y 25%, respectivamente y culmina con 10 cm que presentan un 66% de arena (Af: 45%, Am: 21%), 11% de limo y 23% de arcilla. En este caso, si bien la textura franco arcillo arenosa no varía, sí lo hace la capacidad de infiltración con tasas de 0,76 a 0,25 cm/h (Fig. IV.17). Por otro lado, el perfil 52 (120 cm) inicia con una secuencia limo - arcillosa de 63 cm compuesta por 58% de limo y 42% de arcilla, luego presenta 11 cm repartidos en 48% arena (Af: 41%, Am: 7%), 28% limo y 24% arcilla. La secuencia continua con 12 cm cuyas proporciones de arena, limo y arcilla son de 74 (Af: 63%,

Am: 11%), 13 y 12%, respectivamente y finaliza con 30 cm donde los porcentajes granulométricos son 92% de arena (Af: 83%, Am: 9%), 5% de limo y 3% de arcilla. Este último perfil es el que presenta los cambios texturales más marcados con texturas que van de arenosa a franco arenosa, pasando por franco arcillo arenosa hasta arcillo limosa, los cuales generan una amplia variabilidad en las tasas de infiltración (Fig. IV.17). La parte superior del perfil es la que posee la mayor tasa de infiltración (12,16 cm/h) disminuyendo significativamente hacia la base con un valor de 0,254 cm/h (Fig. IV.17).

Luego, en el sector central del área de estudio ubicado en la Estancia El Tala, se realizó un perfil en la antigua llanura de marea (Fig. IV.16C). En este caso, el perfil (30) de 150 cm, presenta desde su base 53 cm distribuidos en 63% arena fina, 22% limo y 15% arcilla, continuando con 19 cm en los que las relaciones granulométricas son de 51% arena fina, 31% limo y 18% arcilla. Continúan 16 cm con un 44% de arena fina, 32% de limo y 24% de arcillas, terminando con 37 cm con proporciones parejas de arena fina, limo y arcilla de 34, 32 y 34%, respectivamente. En este caso, se puede observar que los cambios en las clases texturales desde franco arcillosa a franco arenosa se vinculan con un aumento en la tasa de infiltración hacia la base del perfil, con valores desde 0,254 a 1,524 cm/h (Fig. IV.17).

Por último, en los perfiles del intercordón, 27 (175 cm) y 13 (250 cm) se observa que esta unidad está formada principalmente por sedimentos finos. El perfil 13 se realizó al norte del área de estudio en la Estancia Rincón de López (Fig. IV.16A) e inicia con una secuencia que presenta 58% de arena fina, 14% de limo y 28% de arcilla. Continúa con 15 cm en los que la distribución es 50% arena fina, 18% limo y 32% arcilla pasando a 175 cm compuestos por sedimentos finos, en los que la relación limo – arcilla varía levemente de 58 – 42% a 55 – 45%. En cambio, el perfil 27 se realizó en el sector central del área de estudio en la Estancia La Verde (Fig. IV.16B) el cual está compuesto por sedimentos limo arcillosos cuyas proporciones limo – arcilla varían, desde la base al techo, de 70 – 30% a 65 – 35%. Observando el claro predominio de los sedimentos finos en ambos perfiles, y a pesar de que el perfil 13 en su tramo final presenta una textura franco arcillo arenosa, se puede apreciar que la tasa de infiltración de esta unidad no varía presentado valores entre 0,254 y 0,508 cm/h (Fig. IV.17).

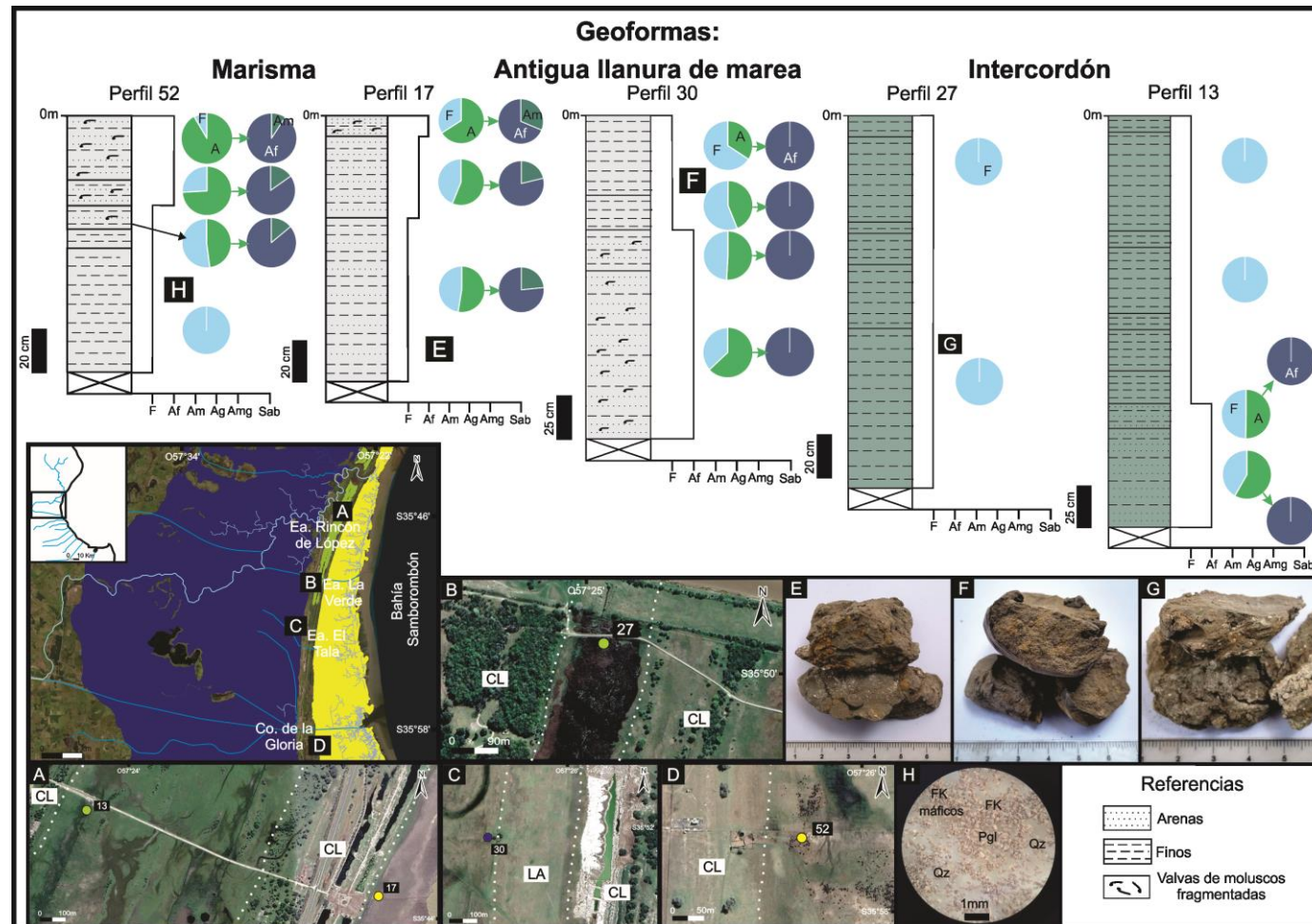


Figura IV.16: Marisma, antigua llanura de marea e intercordón. A - D. Ubicación de los perfiles en el área de estudio; E. Muestra de sedimentos obtenida durante la construcción del freaímetro en la marisma (Perfil 17); F. Muestra de sedimentos obtenida durante la construcción del freaímetro en la antigua llanura de marea (Perfil 30); G. Muestra de sedimentos obtenida durante la construcción del freaímetro en el intercordón (Perfil 27); H. Muestra de la fracción arena fina observada en la lupa binocular. CL: Cordón litoral; LA: lomada arenosa. Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pgl: plagioclasa.

En cuanto a la composición mineralógica de estas unidades, como se mencionara anteriormente, la misma es muy similar. Dentro de la fracción arenosa de clastos angulosos a subangulosos se observa la presencia de cuarzo, feldespatos y plagioclasas, máficos subordinados (Fig. IV.16H) y, en algunos casos, fragmentos de moluscos. A su vez, en las muestras de sedimentos obtenidas en estas unidades en aquellos sectores donde fluctúa el nivel freático, se observa la presencia de concreciones de hierro y manganeso y pequeñas concreciones de carbonato (Fig. IV.16E – G).

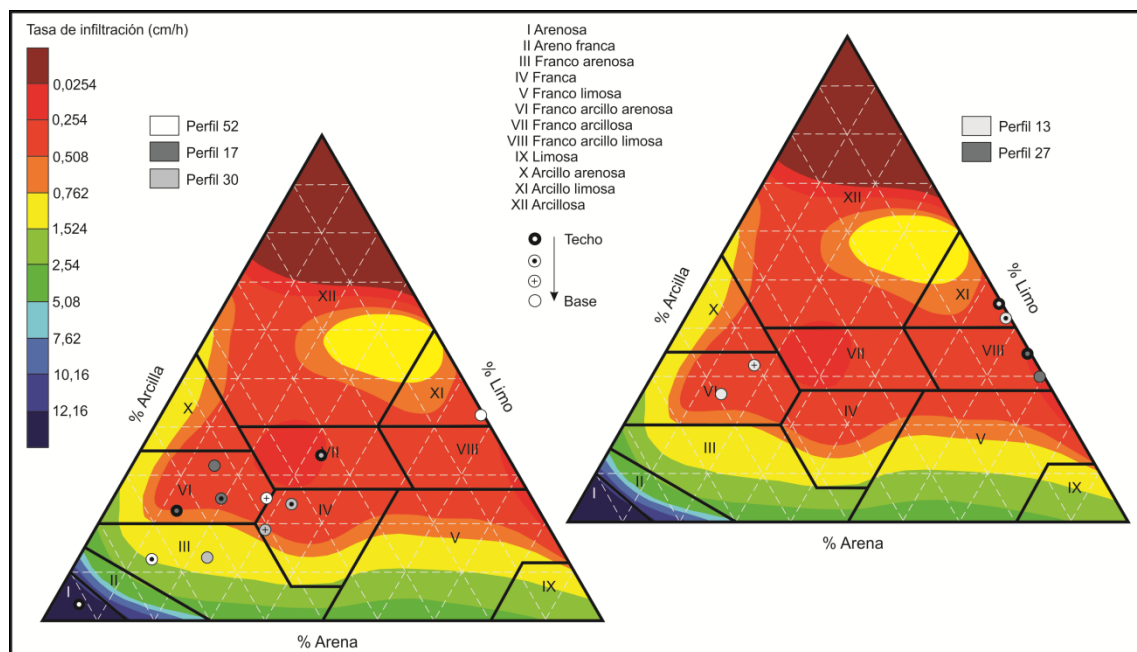


Figura IV.17: Triángulo textural con la tasa de infiltración (cm/h) en los perfiles de la marisma, antigua llanura de marea e intercordón.

Capítulo V

Precipitaciones, balances hídricos y formación de lentes de agua dulce

El objetivo del presente capítulo es analizar a partir de los datos de precipitaciones y balances hídricos, los excesos de agua que pueden infiltrar y dar lugar a la formación de lentes de agua dulce. La comparación de estos excesos con los niveles freáticos permitirá verificar la recarga de las lentes de agua dulce, mientras que el análisis de sondeos eléctricos verticales mostrará la profundidad de las lentes de agua dulce que se forman en las distintas geformas.

V-1. Precipitaciones y balances hídricos

El análisis de las precipitaciones del área de estudio se realizó a partir de los datos procedentes de las estaciones de Punta Indio (Base Aeronaval, BAPI) y General Lavalle (Sociedad Rural) ubicadas al norte y sur del área de estudio, respectivamente (ver Capítulo II). La curva de doble masa efectuada entre estas estaciones (Fig. V.1), muestra que la región comprendida entre las mismas se comporta de manera meteorológicamente homogénea, dado que los valores anuales de precipitación que ocurren en dichas estaciones guardan una relación de proporcionalidad con un coeficiente de correlación (r^2) de 0,998. Asimismo, no se registran quiebres en la linealidad de los valores lo que demuestra la fidelidad de los datos.

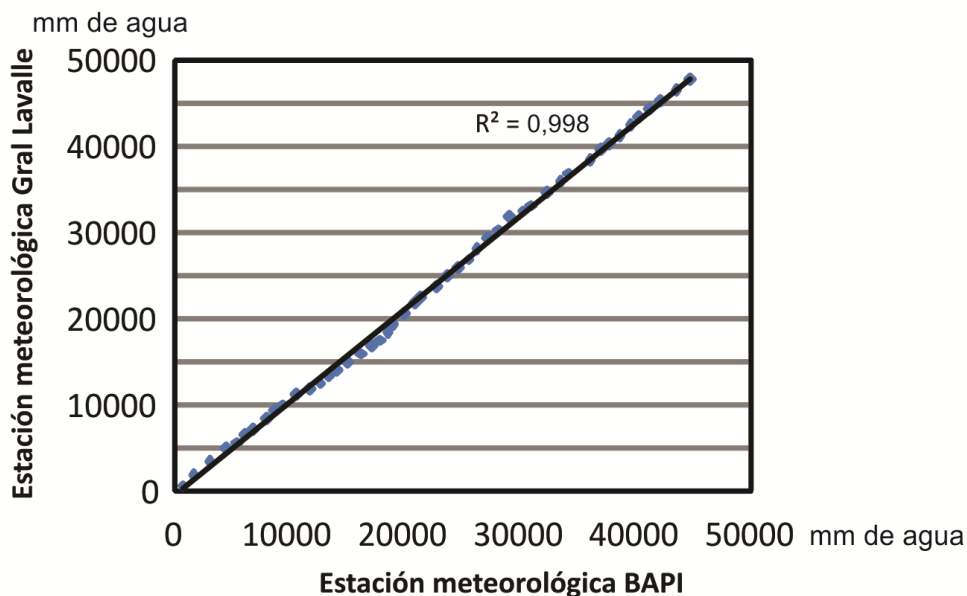


Figura V.1: Curva de doble masa entre los datos de precipitación de la estación meteorológica de General Lavalle y Punta Indio (Base Aeronaval de Punta Indio)

La similitud en las precipitaciones de estas estaciones también se observa en los registros anuales para el periodo 1956 – 2019 (Fig. V.2). Para este periodo las precipitaciones anuales medias fueron de 987,9 mm para Punta Indio y 997,4 mm para General Lavalle, con valores extremos de 476,5 y 1704,5 mm y 527 y 1541 mm, respectivamente. Asimismo, se realizó el análisis de las precipitaciones anuales para la estación de Punta Indio, la cual evidencia una tendencia positiva hacia la actualidad, observando una alternancia de 2 años entre períodos más húmedos y otros más secos en función de la media móvil a 10 años obtenida (Fig. V.2).

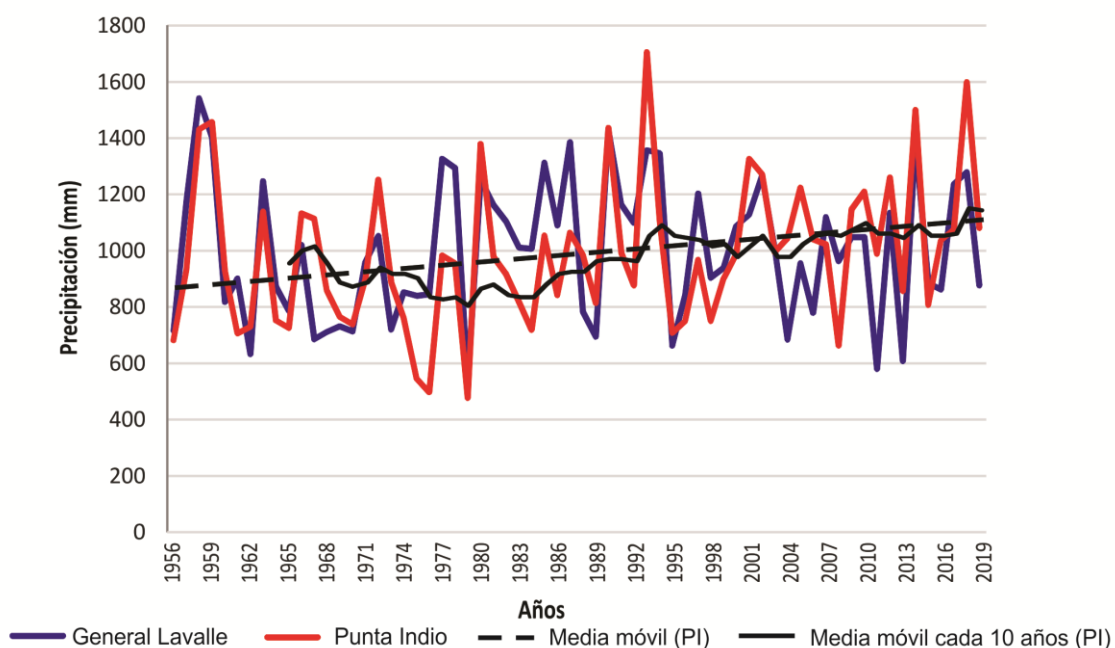


Figura V.2: Precipitaciones anuales para el periodo 1956-2019 registradas en las estaciones meteorológicas para General Lavalle y Punta Indio, línea de tendencia y media móvil a 10 años para la estación meteorológica de Punta Indio.

El análisis de los promedios mensuales en ambas estaciones para el periodo 1956 – 2019 muestra que no existe una estación del año donde ocurran particularmente mayores precipitaciones, registrándose sólo una leve disminución entre los meses de mayo y agosto. Por su parte, la relación entre las precipitaciones mensuales y la evapotranspiración potencial mensual para dicho periodo muestra que entre marzo y octubre la precipitación es mayor a la evapotranspiración potencial, mientras que entre noviembre y febrero la evapotranspiración potencial supera a la precipitación (Fig. V.3).

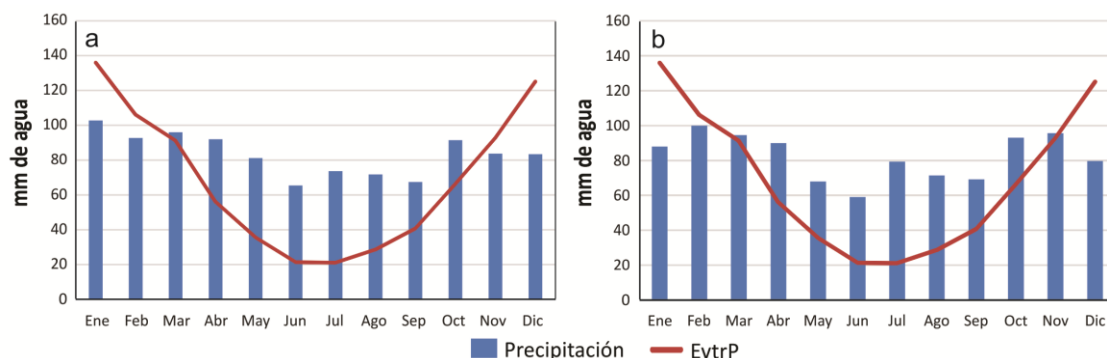


Figura V.3: Precipitación y evapotranspiración potencial promedio mensuales para el período 1956 – 2019. a. General Lavalle; b. Punta Indio.

Para el periodo relevado en esta tesis (2017 – 2019) se realizaron balances diarios seriados (Fig. V.4) a fin de cuantificar los excesos de agua (ver Capítulo II). Para ello se utilizaron los valores de precipitación y temperatura diarios obtenidos de Punta Indio dado que era la estación donde los datos de temperatura se encontraban completos. Del análisis de precipitaciones de estos años resulta importante remarcar que el año 2018 registró una lluvia anual de 1598 mm, valor considerablemente superior a la precipitación media anual histórica del área. Las reservas máximas de agua en el suelo para cada una de las geoformas estudiadas (Tabla V.1) se estimaron a partir de los datos texturales determinados en el Capítulo IV y las profundidades radiculares relevadas en campo.

Tabla V.1: Reservas de agua en el suelo estimadas

Geoforma	Textura	Profundidad zona radicular (m)	Densidad aparente	Agua utilizable (%v)	Reserva (mm)
Cordón natural	Bioclástica gravosa	0,50	1,80	3	27,0
Cordón modificado	Arenosa	0,20	1,65	5	16,5
Lomadas arenosas	Areno franca	0,20	1,50	7	21,0
Barras de punta	Franco arenosa	0,30	1,50	1	45,0
Lunettes	Franca	0,35	1,40	14	68,6

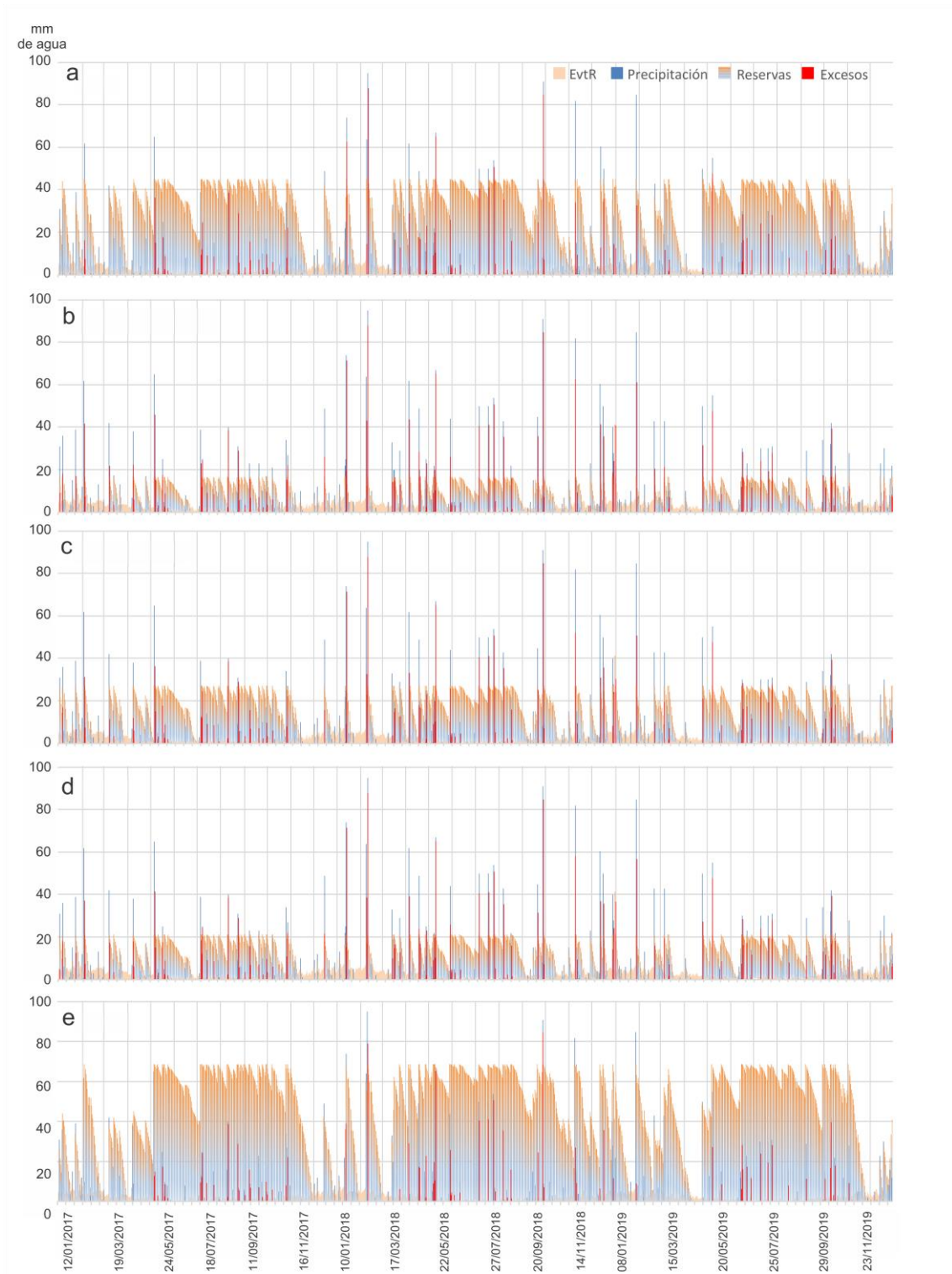


Figura V.4: Balances diarios seriados para cada una de las geoformas. a. Barra de punta; b. Cordón litoral modificado; c. Cordón litoral natural; d. Lomada arenosa; e. Lunette.

La comparación de los balances diarios seriados de cada geoforma evidencia claras diferencias entre los excesos de agua (Tabla V.2), los cuales representan la cantidad de agua de lluvia que infiltra y da lugar a la formación de la lente de agua dulce. En base a los datos de la tabla V.2, se puede decir que tanto el cordón modificado como

las lomadas arenosas son las unidades que registran los mayores excesos cuyos valores indican que la mitad de la precipitación (o más), infiltra. Luego, las otras dos geoformas que presentan excesos útiles son el cordón litoral natural y las barras de punta, también con porcentajes importantes de excesos en relación a la precipitación los cuales podrían dar lugar a la formación de lentes de agua dulce. Por último, se encuentran los lunettes donde si bien constituyen geoformas positivas, el predominio de sedimentos finos condiciona que las reservas de agua en el suelo sean mayores a las otras geoformas, lo que sumado a la menor permeabilidad ocasiona que los excesos de agua que puedan infiltrar respecto de la precipitación sean bajos.

Tabla V.2: Excesos de agua según geoforma estimados a partir del balance hídrico diario. Entre paréntesis se indica la precipitación anual para cada año.

Geoforma	2017 (1089 mm)	2018 (1598 mm)	2019 (1072 mm)
Cordón natural	425	960	488
Cordón modificado	516	1059	566
Lomadas arenosas	562	1014	525
Barras de punta	335	847	396
Lunettes	288	760	316

V-2. Niveles freáticos y su relación con la precipitación y excesos de agua

Considerando la lomada arenosa, las barras de punta y al cordón modificado como geoformas donde los excesos de agua pueden dar lugar a la formación de lentes de agua dulce al igual que el cordón litoral natural, se analizaron los niveles freáticos en función de los excesos y precipitaciones para estas geoformas. Cabe aclarar que para todas estas unidades geomorfológicas se cuenta con datos de niveles medidos con sonda manual, así como también con registros de sensores de medición continua en el caso del cordón litoral natural, el cordón modificado y la barra de punta (Fig. V.5).



Figura V.5: Ubicación de los pozos de exploración someros donde se midieron niveles freáticos por medio de sonda manual y sensores de medición continua.

Particularmente en el cordón natural el sensor instalado durante la realización de la tesis no guardó correctamente los datos, razón por la cual se muestra un registro previo correspondiente al año 2015 (Fig. V.6) observando que, cuando los excesos son menores a 20 mm no producen un aumento en el nivel freático. Sin embargo, excesos cercanos a 60 mm (06/08/15) ocasionan ascensos cercanos a 10 cm en los niveles freáticos.

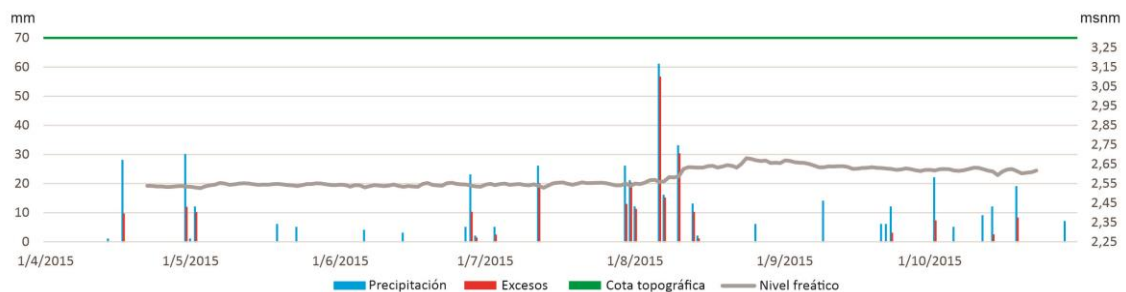


Figura V.6: Registro del sensor colocado en el cordón natural durante el año 2015.

Como se mencionó anteriormente, en el cordón modificado se cuenta con datos de un sensor instalado durante 2015 y datos medidos con sonda manual en 2018 y 2019 (Fig. V.7 y 8). Los datos registrados por el sensor (del 15/06/2015 al 01/08/2015)

corresponden a un periodo con escasos excesos hídricos donde el nivel freático no registró variaciones asociadas a las precipitaciones (Fig. V.7). Por su parte, en las mediciones efectuadas con sonda manual se observa que en marzo 2018 los niveles se encuentran entre 2,50 y 2,69 m snm (Fig. V.8). Nótese que, si bien este dato fue relevado luego de tres eventos de precipitación asociados a excesos hídricos entre 40 y 85 mm, los meses precedentes se caracterizan por la presencia de escasos excesos. En 2018 (año lluvioso con abundantes eventos de excesos hídricos) los niveles freáticos ascienden alcanzando valores de 3,71 m snm, mientras que en 2019 cuando las precipitaciones y excesos hídricos disminuyen se registra un descenso en el nivel freático a valores de 3,00 y 3,32 m snm (Fig. V.8).

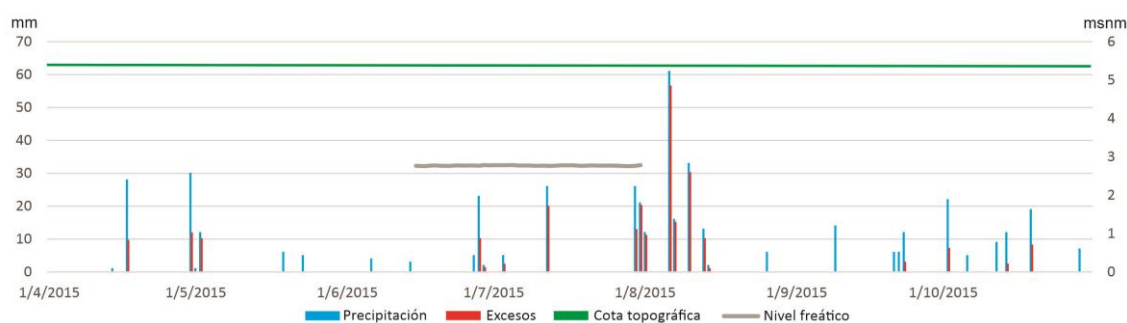


Figura V.7: Registro del sensor colocado en el cordón modificado durante el año 2015.

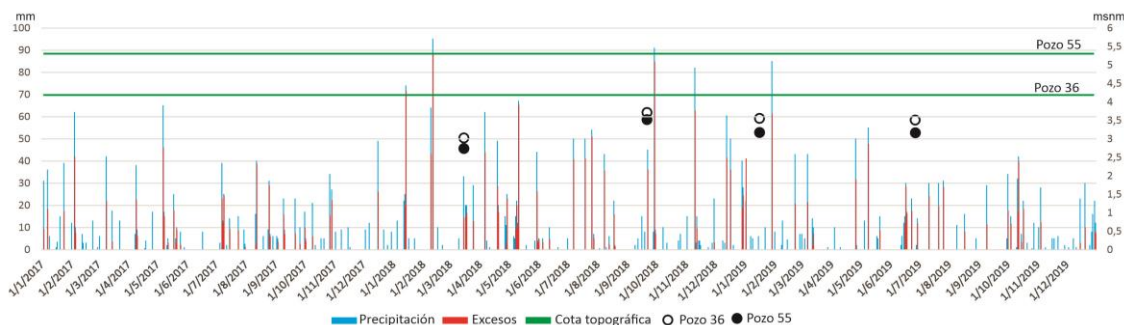


Figura V.8: Niveles freáticos medidos con sonda manual en el cordón modificado durante los años 2018 y 2019.

En la lomada arenosa se cuenta con datos medidos con sonda manual, observándose un comportamiento similar al precedentemente descrito (Fig. V.9). En febrero de 2017 el nivel freático se encuentra a 1,80 m snm y al inicio de 2018, luego de tres eventos de lluvia con marcados excesos hídricos, se registra un nivel freático levemente más elevado (2,40 m snm). Durante 2018, a medida que aumentan las precipitaciones y excesos hídricos, el nivel freático asciende hasta alcanzar valores de 4,44 m snm (valor medido en 21/09/18), registrando en 2019 un descenso en el nivel de hasta 1 m (valor medido en 07/11/19).

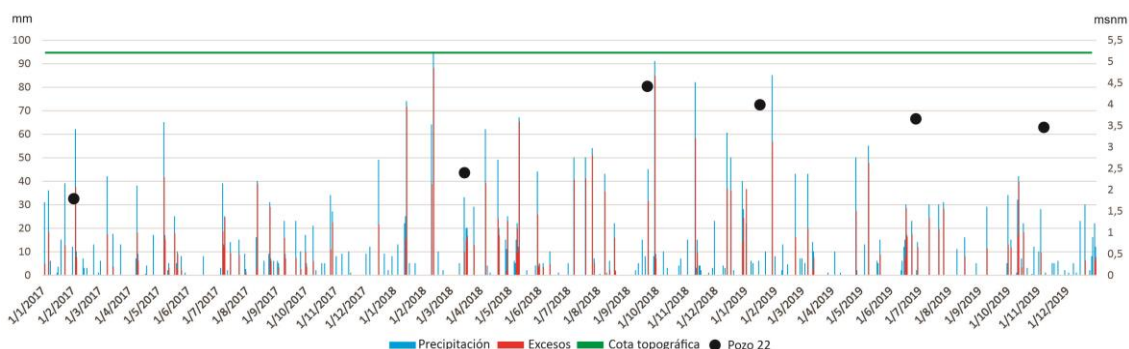


Figura V.9: Niveles freáticos medidos con sonda manual en la lomada arenosa durante los años 2017 a 2019.

En la barra de punta, por otro lado, se cuenta con datos de niveles freáticos medidos con sonda manual, así como también un registro de sensor continuo (Fig. V.10). Los datos obtenidos con sonda manual fueron medidos en tres sitios correspondientes a los pozos 7, 8 y 9 (Fig. V.5), los cuales muestran un comportamiento similar a los del cordón modificado y lomada arenosa, pero con una posición más baja. Para 2017, los niveles freáticos se encuentran a 1,50, 1,76 y 1,60 m snm en los pozos 7, 8 y 9, respectivamente. Luego, durante 2018 desde marzo a septiembre coincidente con el aumento en las precipitaciones y excesos hídricos, se ve un marcado ascenso de los niveles freáticos de hasta 1,50 m, los cuales empiezan a disminuir hacia 2019 hasta valores de 2,61 m snm para el pozo 7, 2,92 m snm para el pozo 8 y 2,77 m snm para el pozo 9. Nótese que los niveles levemente más altos medidos en el pozo 8, indican que la dirección del flujo y de descarga es desde este pozo hacia el río Salado (pozo 7) y el paleocanal (pozo 9). Finalmente, en el registro del sensor puede observarse como precipitaciones diarias superiores a 60 mm asociadas a excesos cercanos a 50 mm (o superiores) producen un ascenso del nivel freático. En este registro también se observa claramente cómo el nivel freático desciende hacia 2019 cuando las precipitaciones y excesos comienzan a disminuir (Fig. V.10).

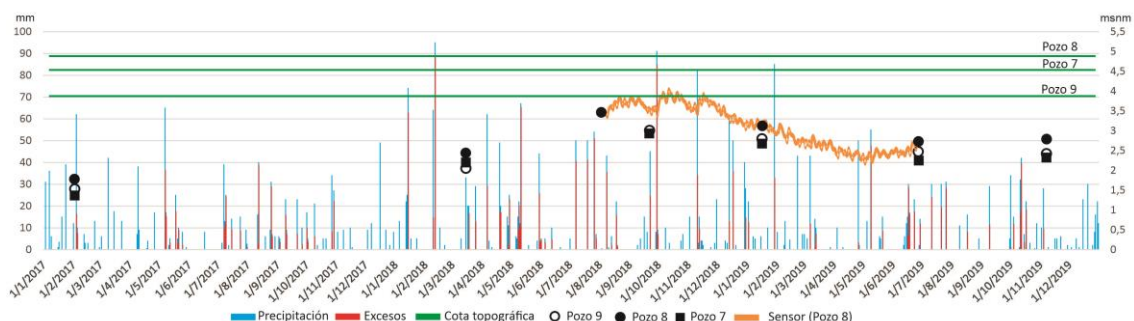


Figura V.10: Datos de niveles freáticos para la barra de punta obtenidos mediante sonda manual (pozos 7, 8 y 9) y sensor de medición continua (pozo 8) durante los años 2017 a 2019.

V-3. Sondeos eléctricos verticales

Los sondeos eléctricos verticales (SEV) se llevaron a cabo mediante la realización de 2 perfiles, A-A' y B-B', en dos sectores del área de estudio, los cuales involucran diferentes geoformas (Fig. V.11). Por un lado, en el perfil A-A', que corresponde a un cordón modificado se obtuvieron los SEV 1, SEV 2 y SEV 3, este último ubicado en el límite con un intercordón (Fig. V.11 y 12). El análisis de los SEV 1 y 2 indica que la electrocapa más somera de 2 m de espesor, con valores de resistividad que varían entre 70 y 100 ohm.m se corresponde con la zona no saturada. Por debajo de ésta se sitúa una capa resistiva con valores entre 40 y 50 ohm.m, con un espesor cercano a los 3 m, que puede ser atribuida al agua dulce alojada en el cordón. A su vez, debajo se observa una electrocapa de aproximadamente unos 14 m de espesor con valores de resistividad que varían entre 10 y 20 ohm.m, seguida por un último tramo cuya resistividad es inferior a 6 ohm.m correspondiéndose con el agua salobre de la interfase, ubicando su límite cercano a los 25 m. Cabe señalar que estas dos últimas electrocapas corresponderían a los sedimentos loésicos. El SEV 3, por su parte, también permite distinguir las mismas electrocapas a pesar de presentar valores de resistividad menores en comparación con los SEV 1 y 2, evidenciando un acuñamiento de la lente hacia el oeste del perfil.

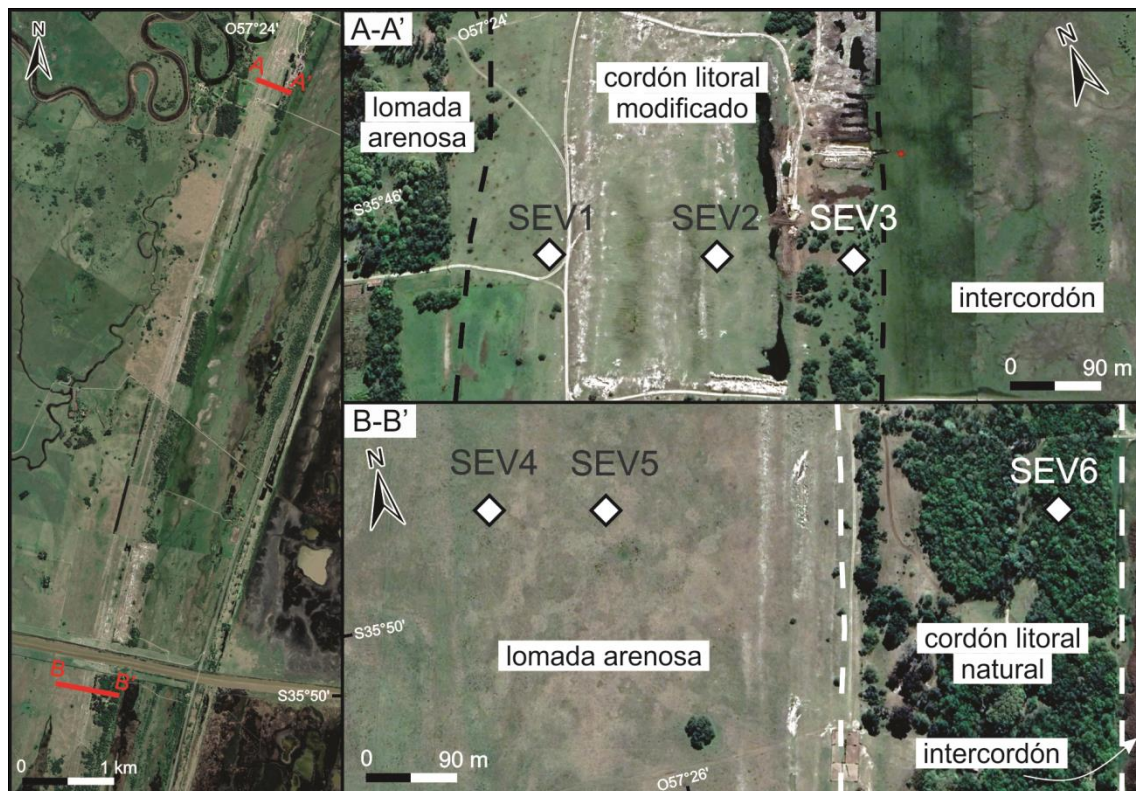


Figura V.11: Ubicación de los sondeos eléctricos verticales.

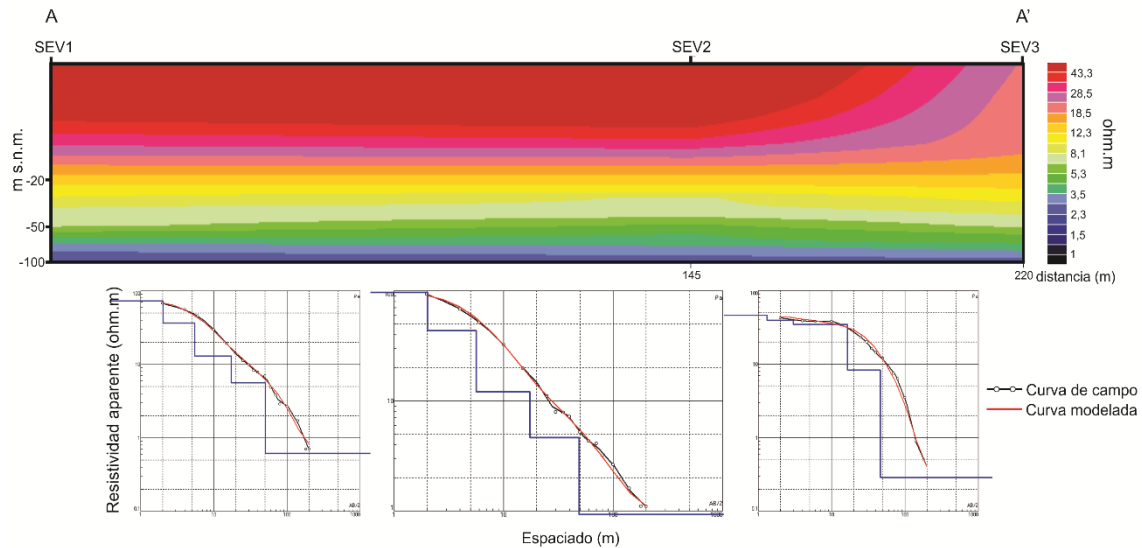


Figura V.12: Perfil geoelectrico A-A' correspondiente a los SEV 1, 2 y 3 realizado en el cordón litoral modificado.

Por otro lado, el perfil B-B' abarca 2 geoformas vinculadas lateralmente, la lomada arenosa y el cordón litoral natural, las cuales presentan un comportamiento geofísico similar a pesar de las diferencias texturales (Fig. V.11 y 13). Aquí se realizaron los SEV 4, SEV 5 y SEV 6 siendo el primero el más cercano a la antigua llanura de marea. El análisis del SEV 6 muestra que el cordón natural presenta la misma cantidad de electrocapas que los SEV descritos para el cordón modificado, sin embargo, los valores de resistividad son considerablemente mayores al igual que algunos de los espesores de las capas, además de que la interfase se ubica un poco más profunda. En este caso, la segunda capa atribuida al cordón litoral posee un espesor de 6 m con una resistividad de 400 ohm.m, mientras que la capa resistiva correspondiente a los sedimentos loésicos presenta unos 10 m con un valor de resistividad igual a 25 ohm.m.

Los SEV 4 y 5 realizados en la lomada arenosa, indican que la electrocapa más somera de 1,0 - 1,5 m de espesor, con valores de resistividad que varían entre 75 y 500 ohm.m, corresponde a la zona no saturada del acuífero. Por debajo de ésta se sitúa una capa resistiva con valores entre 25 y 60 ohm.m de casi 2 m, que puede ser atribuida al agua dulce alojada en la lomada. Luego, debajo de ésta se observa una electrocapa de aproximadamente 15 m de espesor perteneciente al agua dulce alojada en los sedimentos loésicos, con valores de resistividad que varían entre 20 y 30 ohm.m. Finalmente, se observa un último tramo de resistividad entre 3,5 y 7,0 ohm.m correspondiente con el agua salobre de la interfase, cuyo límite estaría a los 20 m. Aquí también se evidencia un acuñamiento de la lente de agua dulce hacia el este del

perfil en base a la disminución de los valores de resistividad medidos en el SEV 4 en comparación con los obtenidos en el SEV 5.

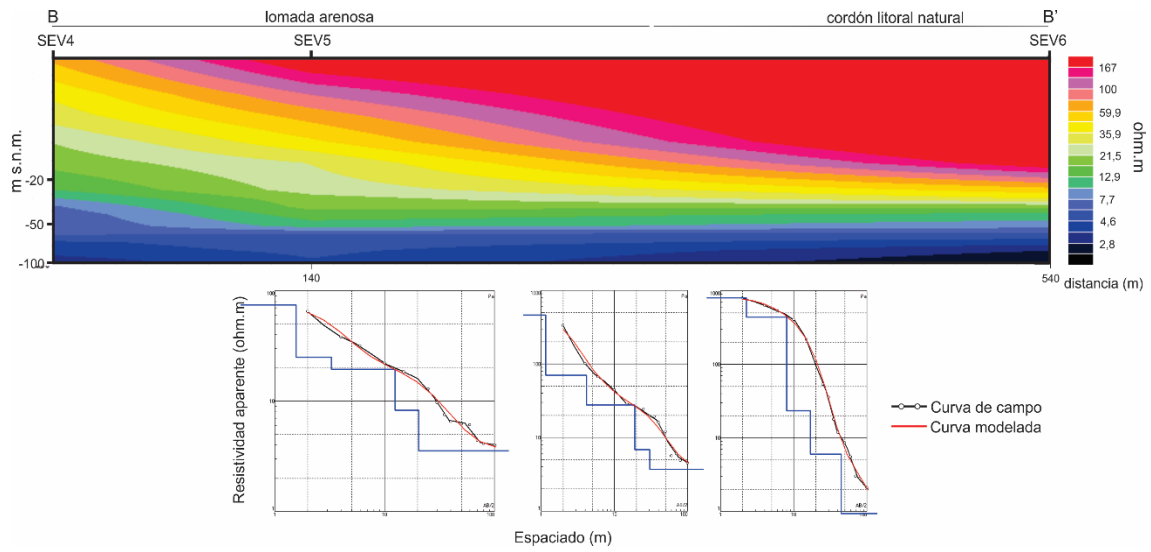


Figura V.13: Perfil geoelectrico B-B' correspondiente a los SEV 4, 5 y 6 realizado en la lomada arenosa y cordón litoral natural.

Capítulo VI

Hidroquímica

En este capítulo se realizará una caracterización química del agua subterránea y superficial en las distintas unidades geomorfológicas en base a los parámetros fisicoquímicos determinados en campo, la concentración de elementos mayoritarios y contenidos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$). También se analizarán los principales procesos hidrogeoquímicos que condicionan su calidad química, mayormente los que resultan de la interacción agua – sedimento, mediante gráficos de relaciones iónicas e isotópicas. A su vez, se evaluará la distribución de los elementos minoritarios presentes haciendo hincapié en aquellos cuyas altas concentraciones pueden ser limitantes en cuanto a su calidad química para consumo.

VI-1. Caracterización química del agua

La descripción hidroquímica de las geoformas analizadas fue realizada en base a 2 muestreos regionales llevados a cabo durante períodos hidrológicos contrastantes. Uno efectuado en noviembre de 2017 coincidente con un período de excesos hídricos y otro en marzo de 2018 durante el período de déficit (Fig. V.4).

Los valores de CE del agua medidos en campo (indicativos de la salinidad del agua) evidencian que dentro del área de estudio existen grandes variaciones en la salinidad del agua subterránea (Fig. VI.1), las cuales presentan una fuerte correspondencia con las características geomorfológicas. Estas variaciones también se reflejan en las facies hidroquímicas y concentraciones de los iones mayoritarios.

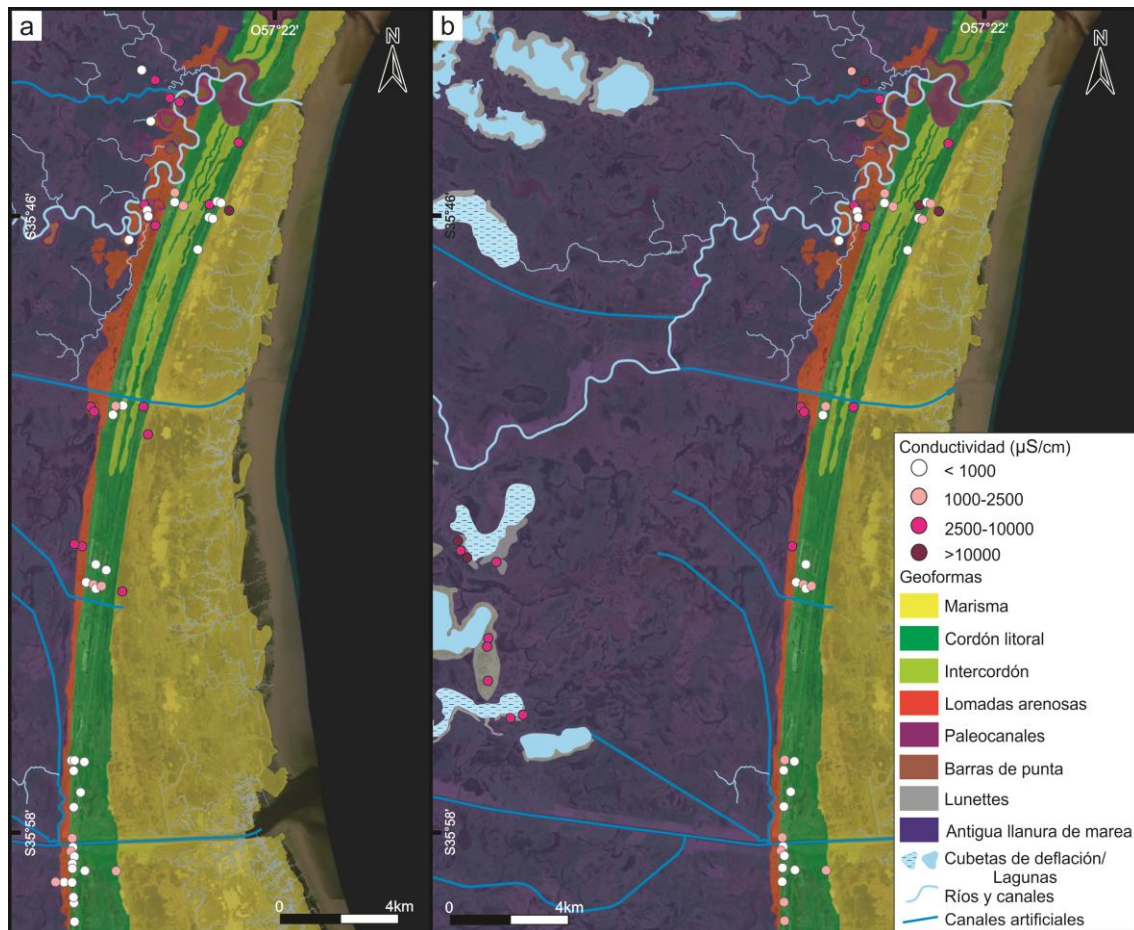


Figura VI.1: Mapa de conductividad eléctrica del agua. a. Muestreo noviembre 2017; b. Muestreo marzo 2018.

VI-1.1. Cordón litoral e intercordón

En esta unidad geomorfológica se analizaron las características químicas de sectores de cordones naturales (sin explotación minera), de cordones que fueron explotados por la minería y la cava fue rellenada con el material arenoso de descarte (cordón modificado) y de canteras abandonadas donde ha quedado la excavación de la explotación minera.

Con respecto a los pozos profundos (entre 12 y 14 m de profundidad) dentro del cordón natural el agua subterránea presenta valores de CE que varían entre 590 y 1166 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y valores de pH entre 8,30 y 8,61 durante el periodo de excesos hídricos, pudiéndose observar que hacia el de déficit la CE varía entre 671 y 1214 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y los valores de pH se tornan más alcalinos (8,58 – 9,23) (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). En los pozos profundos en el cordón modificado, por su parte, se determinaron valores de CE entre 502 y 1748 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y valores de pH entre 7,67 y 8,89 para noviembre 2017, mientras que, en marzo 2018, la CE aumenta con valores que varían entre 685 y 2290 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y, al igual que en el cordón natural, el pH se hace más alcalino con

valores entre 8,32 y 9,03 (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). Luego, en los pozos someros realizados en el cordón modificado, el contenido iónico es más bajo con CE que oscilan entre 199 y 556 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH medio de 7,41 (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1).

En base a la química de los elementos mayoritarios se puede decir que los cordones litorales, tanto naturales como modificados, presentan aguas predominantemente de tipo Na-HCO_3 en los pozos profundos, mientras que en los someros el agua subterránea es de tipo Ca-Mg-HCO_3 (Fig. VI.2). En el caso de las facies Na-HCO_3 , los iones predominantes poseen concentraciones medias de Na^+ y HCO_3^- de 226,5 mg/L y 433,5 mg/L, respectivamente, mientras que las facies Ca-Mg-HCO_3 presentan una concentración de media 272,8 mg/L para HCO_3^- , 40,9 mg/L para Ca^{+2} y 18,4 mg/L para Mg^{+2} (ver Anexo Tabla VI.1).

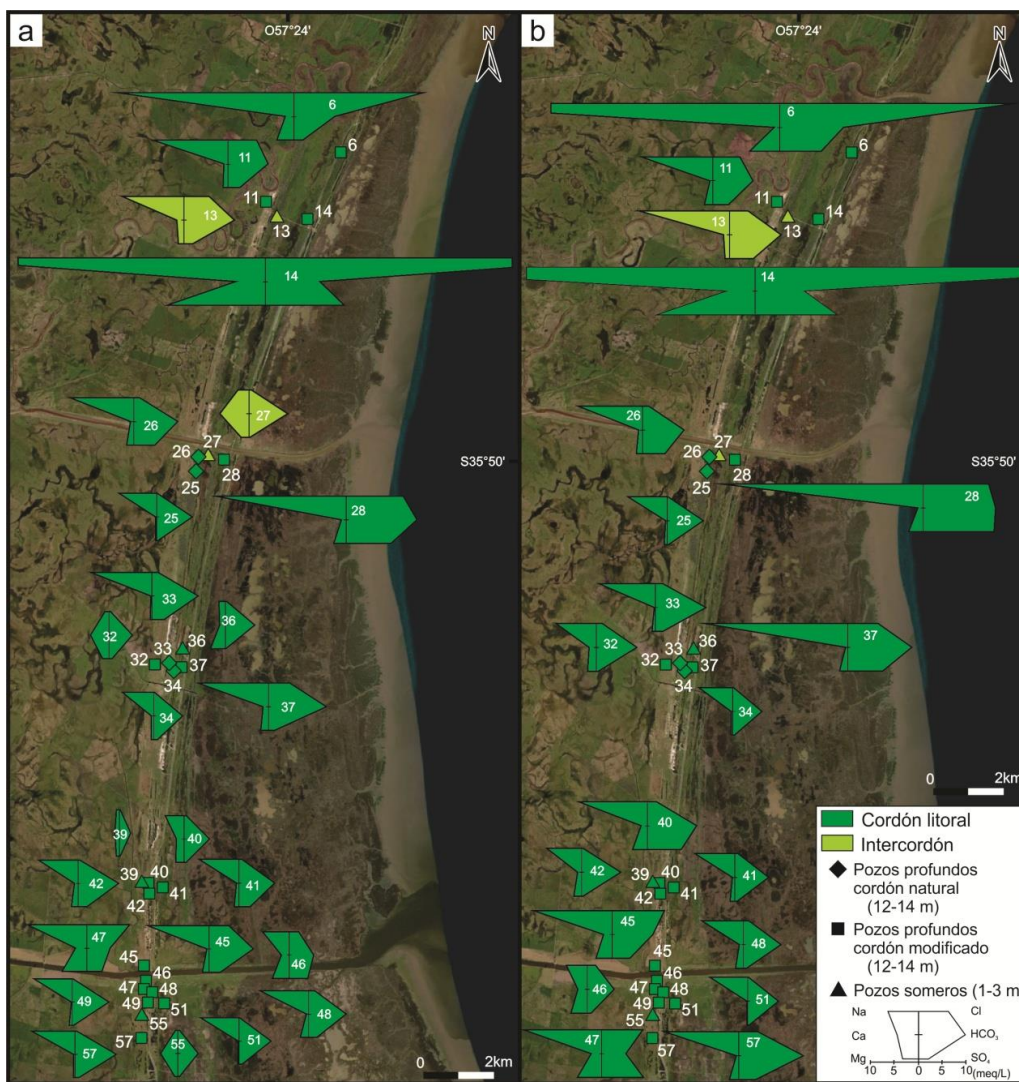


Figura VI.2: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en el cordón litoral e intercordón. a. Muestreo noviembre 2017 (periodo de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (periodo de déficit hídrico).

Cabe aclarar que las muestras 6, 14, 28 y 47, dentro del cordón litoral modificado, presentan valores altos de CE dado que corresponden a perforaciones más profundas (hasta 16 m) que toman agua de la interfase agua dulce – salina, asociadas a facies Na-Cl (Fig. VI.2, ver Anexo Tabla VI.1). Aquí, la CE es muy variable con valores medios que van desde 1856 a 10370 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. VI.1). Asimismo, el pH varía con valores medios para noviembre 2017 y marzo 2018 de 7,69 y 8,71, respectivamente. Los iones dominantes en el agua subterránea presentan concentraciones medias de Na^+ de 1064,4 mg/L y de Cl^- de 1308,5 mg/L.

En cuanto a las muestras de agua subterránea tomadas en el intercordón el valor medio de CE determinado es de 1429 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que el pH varía de 7,26 a 8,59 de noviembre 2017 a marzo 2018 (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). Presentan facies de tipo Na- HCO_3 y Ca- HCO_3 donde las concentraciones medias de los iones dominantes son de 500,7 mg/L para HCO_3^- , 60,6 mg/L para Ca^{+2} y 246,4 mg/L para Na^+ (Fig. VI.2, ver Anexo Tabla VI.1).

Por último, en las muestras de agua superficial acumulada en las canteras abandonadas se registraron contenidos salinos bajos, cuya variación se hace muy notoria entre muestreos presentando valores de CE para noviembre 2017 y marzo 2018 entre 132 y 473 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y entre 380 y 1858 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). El pH, por su parte, varía desde 8,48 en el período de excesos hídricos a 7,44 en el de déficit, pudiendo presentar valores ligeramente ácidos (ver Anexo Tabla VI.1). En lo que respecta a la química de elementos mayoritarios, se puede observar que el agua en las canteras es de tipo Ca-Mg- HCO_3 , Na- HCO_3 y Na-Cl, siendo el contenido medio de Ca^{+2} , Mg^{+2} , HCO_3^- , Na^+ y Cl^- de 35,1, 14,6, 185,2, 58,0 y 79,1 mg/L, respectivamente (Fig. VI.3, ver Anexo Tabla VI.1).

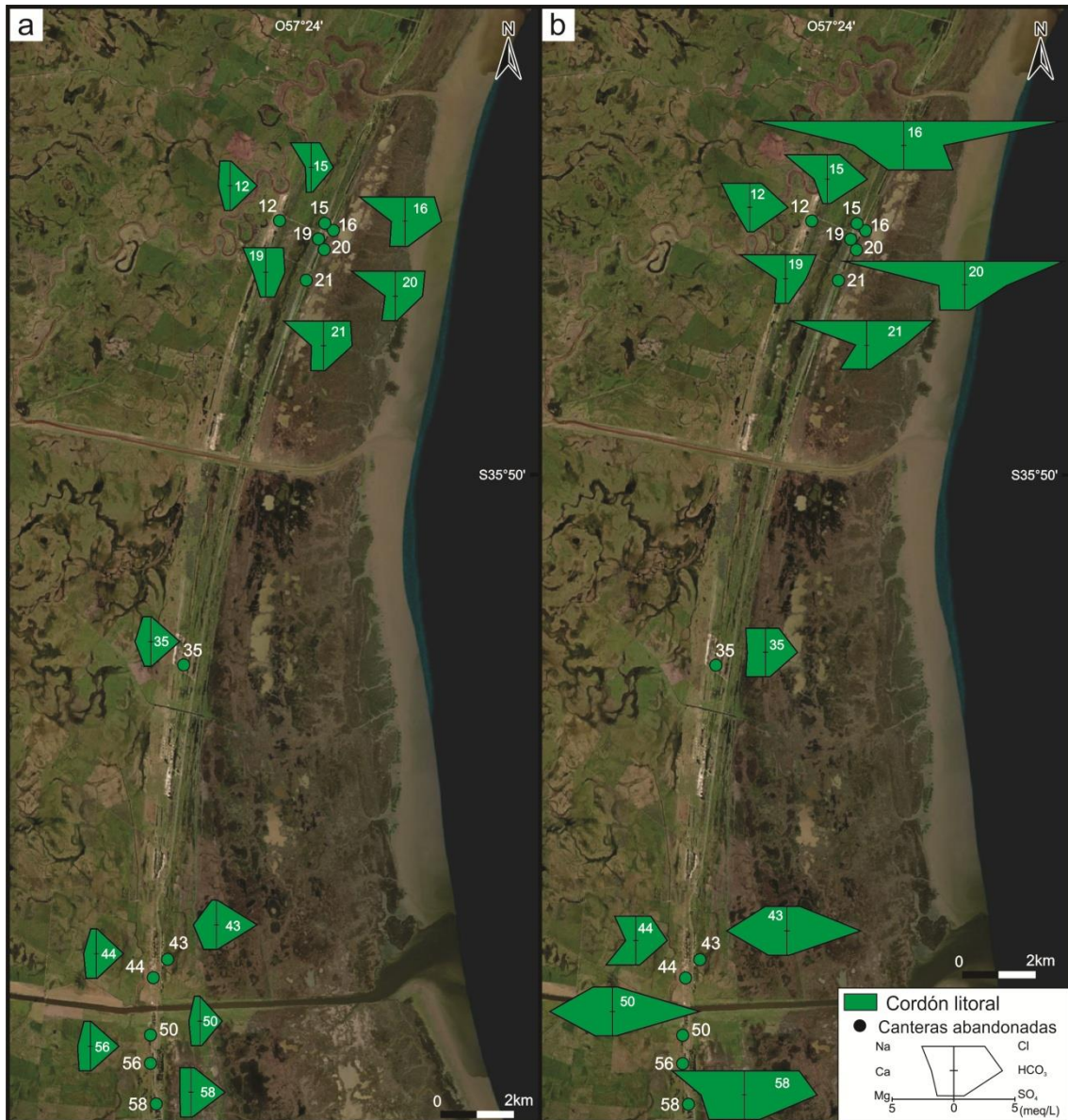


Figura VI.3: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua superficial acumulada en las canteras abandonadas. a. Muestreo noviembre 2017 (periodo de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (periodo de déficit hídrico).

VI-1.2. Lomada arenosa

En la lomada arenosa también se analizaron muestras de pozos profundos (aproximadamente 12 m) y de un pozo somero (4 m de profundidad). Los pozos profundos en esta geofoma presentan valores de CE entre 752 y 3970 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH medio de 7,77 para el muestreo de noviembre 2017 mientras que para marzo 2018 el pH medio es de 8,57 y la CE varía entre 867 y 4330 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). Asimismo, en el pozo somero se determinaron valores de CE y pH que varían de un muestreo al otro de 412 a 783 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y de 6,98 a 7,27, respectivamente (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). Con respecto a la química de los elementos mayoritarios, la misma indica que el agua subterránea en las lomadas arenosas es de tipo Ca-HCO_3

en el pozo somero con contenidos de 352,1 mg/L para HCO_3^- y de 51,9 mg/L para Ca^{+2} (Fig. VI.4, ver Anexo Tabla VI.1). En los pozos profundos, por otra parte, se observan facies Na-Cl, Na- SO_4 y Na- HCO_3 con concentraciones medias de Na^+ de 444,6 mg/L, de Cl⁻ de 304,9 mg/L, de SO_4^{-2} de 407,4 mg/L y de HCO_3^- de 552,7 mg/L (Fig. VI.4, ver Anexo Tabla VI.1).

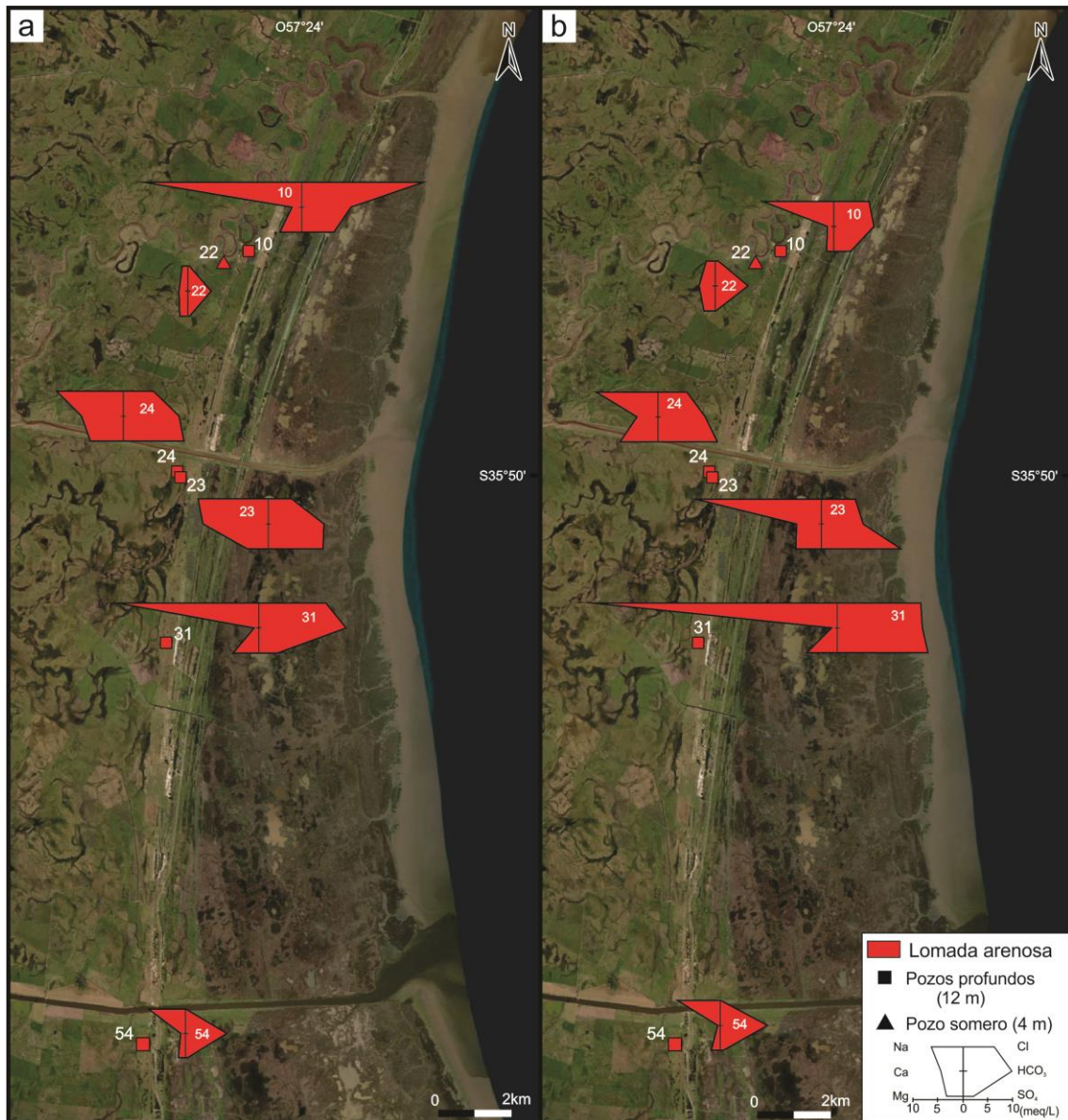


Figura VI.4: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en las lomadas arenosas. a. Muestreo noviembre 2017 (periodo de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (periodo de déficit hídrico).

VI-1.3. Barras de punta

Durante el período de excesos hídricos, en las barras de punta se determinaron valores de CE que varían entre 674 y 7780 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH medio de 7,22, mientras que para el de déficit la CE oscila entre 793 y 3020 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y el pH medio es de 7,64 (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). En base a la composición química mayoritaria,

presenta aguas de tipo Na-Cl, Mg-SO₄ y Na-Ca-HCO₃ (Fig. VI.5). Las facies Na-Ca-HCO₃ corresponden a las muestras de bajo contenido iónico, donde las concentraciones medias de HCO₃⁻, Ca⁺² y Na⁺ son de 355,8, 76,9 y 50,3 mg/L, respectivamente (ver Anexo Tabla VI.1). Por otro lado, tanto las facies Na-Cl como Mg-SO₄ están vinculadas a altos valores de CE presentando contenidos de 1992,0 mg/L para Cl⁻, de 880,0 mg/L para Na⁺, 863,8 mg/L para SO₄⁻² y 189,6 mg/L para Mg⁺² (ver Anexo Tabla VI.1)



Figura VI.5: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en las barras de punta. a. Muestreo noviembre 2017 (periodo de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (periodo de déficit hídrico).

VI-1.4. Lunettes

En esta geoforma se determinaron contenidos iónicos altos asociados a valores de CE que varían entre 4150 y 14870 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que el pH toma valores desde 7,79 a 8,67 (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). Según la química de los elementos mayoritarios el agua subterránea en los lunettes es principalmente de tipo Na-Cl, a excepción de 2 muestras cuya facies es de tipo Na-Cl-SO₄ (Fig. VI.6). El contenido promedio de Cl⁻ es de 1944,0 mg/L y el de Na⁺ de 1430,0 mg/L, seguidos por el SO₄⁻² con 894,6 mg/L (ver Anexo Tabla VI.1)

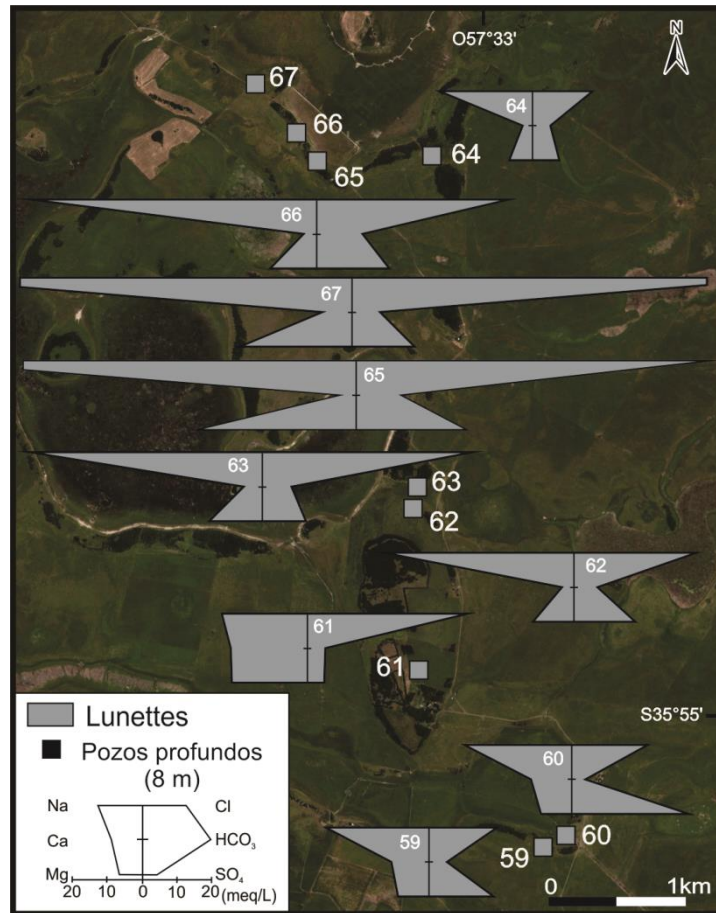


Figura VI.6: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en los lunettes correspondiente al muestreo de marzo 2018 (período de déficit hídrico).

VI-1.5. Marisma y antigua llanura de marea

En la marisma adyacente a los cordones litorales el agua subterránea suele ser más salina que en las otras geoformas (Fig. VI.1). En el sector norte se observa, para ambos muestreos, un alto contenido iónico asociado a valores de CE entre 37200 y 42500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con valores de pH desde ligeramente ácidos (6,72) a alcalinos (8,04) hacia el período de déficit hídrico (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). En este caso, según la química de iones mayoritarios el agua es de tipo Na-Cl con concentraciones de Na⁺ y Cl⁻ que van desde 3500 a 8200 mg/L para el primero y de 13527,0 a 18980,8 mg/L para el segundo, seguidos por el Mg⁺² cuya concentración varía entre 1801,5 y 1890,0 mg/L (ver Anexo Tabla VI.1). Sin embargo, en el sector sur, los valores de CE no superan los 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y el valor medio de pH es de 7,4 (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). Aquí, el agua subterránea presenta facies Na-HCO₃, donde los contenidos de los elementos mayoritarios HCO₃⁻ y Na⁺ son de 953,2 y 358,0 mg/L, respectivamente, seguidos por un marcado aumento en el contenido de SO₄⁻² de 86,2 a 366,8 mg/L hacia el período de déficit hídrico (Fig. VI.7, ver Anexo Tabla VI.1).

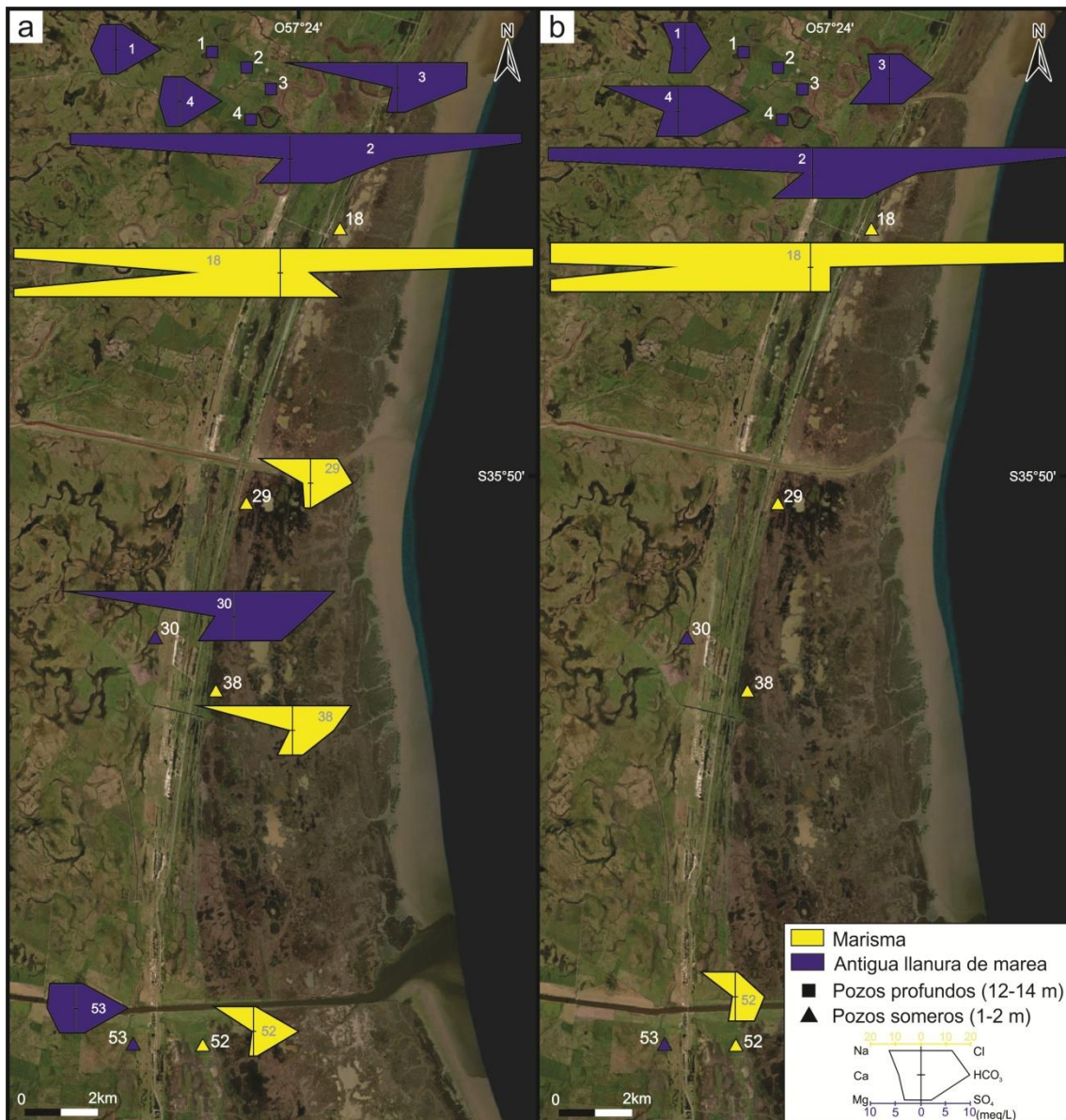


Figura VI.7: Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en la antigua llanura de marea y en la marisma. a. Muestreo noviembre 2017 (período de excesos hídricos); b. Muestreo marzo 2018 (período de déficit hídrico).

Por otro lado, el agua subterránea en la antigua llanura de marea posee valores de CE entre 3410 y 9460 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y valores de pH entre 7,45 y 8,38 durante el período de excesos hídricos, mientras que en marzo de 2018 estos parámetros no varían significativamente con una CE y un pH medios iguales a 10220 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 8,43, respectivamente (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). En este caso, los parámetros fisicoquímicos están vinculados a facies de tipo Na-Cl, en donde el contenido iónico promedio considerando ambos muestreos es de 1327,5 mg/L para Na⁺ y 1456,0 para Cl⁻ (Fig. VI.7, ver Anexo Tabla VI.1). No obstante, hay muestras (puntos 1, 4 y 53, Fig. VI.7) cuyos valores de CE durante el período de excesos hídricos no superan los 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y valores de pH entre 7,10 y 7,73, mientras que en el segundo muestreo hay un aumento en la CE con valores que oscilan entre 1165 y 3441 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH más

alcalino con un valor medio de 8,31 (Fig. VI.1, ver Anexo Tabla VI.1). Estas muestras presentan facies de tipo Ca-HCO₃ cambiando a Na-HCO₃ durante el período de déficit (Fig. VI.7). De esta manera para noviembre de 2017, el contenido de los iones dominantes varía entre 477,9 y 583,7 mg/L y entre 84,4 y 117,6 mg/L para HCO₃⁻ y Ca⁺², respectivamente, mientras que en el segundo muestreo las concentraciones de HCO₃⁻ varían entre 310,8 y 720,8 mg/L y las de Na⁺ entre 91,0 y 323,0 mg/L (ver Anexo Tabla VI.1).

VI-2. Relaciones isotópicas e iónicas

Los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ determinados en los muestreos de noviembre 2017 y marzo 2018 se presentan en la Tabla VI.1. Los resultados obtenidos indican que en el agua subterránea los valores de $\delta^2\text{H}$ varían entre -31,2 y -19,3 ‰ y entre -30,8 y -15,2 ‰ y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,40 y -3,45 ‰ y entre -5,45 y -2,55 ‰, para noviembre 2017 y marzo 2018, respectivamente (ver Anexo Tabla VI.1). En ambos casos las muestras se alejan levemente de la recta meteórica local $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 14 \text{ ‰}$ (Dapeña y Panarello, 2004), localizándose en torno a la recta de evaporación teórica estimada ($\delta^2\text{H} = 4,69 \delta^{18}\text{O} - 4,65 \text{ ‰}$) con porcentajes de evaporación de hasta 5 % para noviembre 2017 y 10 % para marzo 2018 (Fig. VI.8). Cabe destacar que, para este último muestreo, las muestras de los lunettes son las que presentan los mayores porcentajes de evaporación (Fig. VII.8b). Por otro lado, en el agua superficial acumulada en las canteras el contenido isotópico oscila entre -7,1 y -4,3 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y entre -0,40 y -0,15 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ durante el período de excesos hídricos mientras que para el de déficit, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ presentan valores de -4,9 ‰ y -1,40 ‰, respectivamente (Fig. VI.8, ver Anexo Tabla VI.1). En este caso, las muestras se apartan de la recta meteórica local ubicándose en torno a la recta de evaporación teórica estimada asociadas a porcentajes de evaporación entre 25 y 35 % (Fig. VI.8).

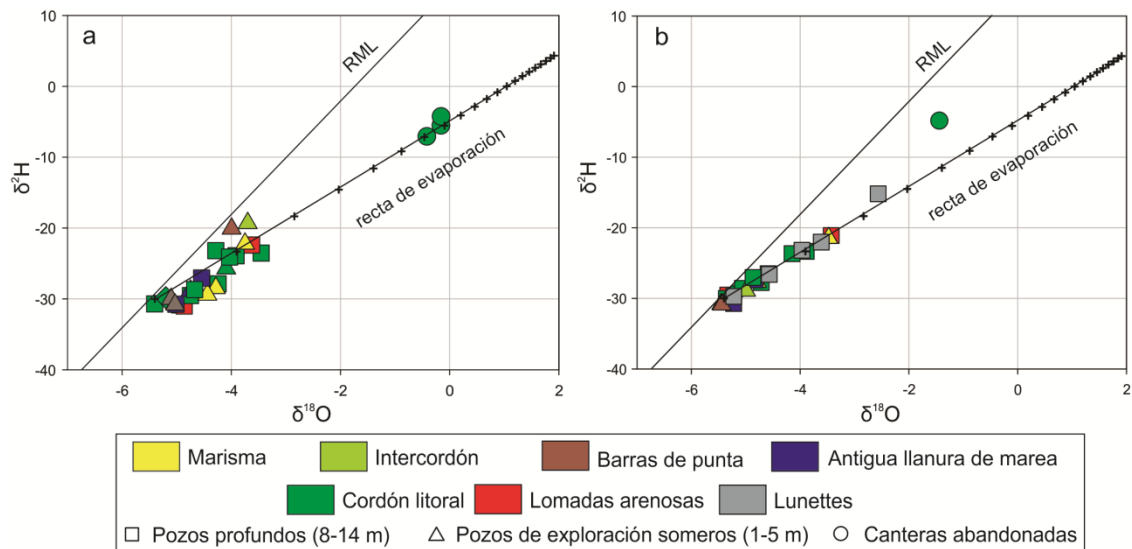


Figura VI.8: Relación $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ determinada en las muestras de agua superficial y subterránea para el muestreo de noviembre 2017 (a) y marzo 2018 (b). La recta meteórica local (RML) corresponde a la propuesta por Dapeña y Panarello, 2004 ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 14$). Las cruces negras representan la recta de evaporación calculada, $\delta^2\text{H} = 4,69 \delta^{18}\text{O} - 4,65 \text{‰}$ (incrementos cada 5%).

En cuanto al gráfico de relación $\delta^{18}\text{O}$ vs. CE, se observa que, para ambos muestreos, las muestras de agua superficial de las canteras presentan un enriquecimiento isotópico sin variaciones significativas en la CE, asociado a procesos de evaporación (Fig. VI.9). Al igual que en el gráfico de relaciones isotópicas, estas muestras siguen la tendencia de evaporación estimada correspondiendo sus valores a porcentajes de evaporación entre 25 y 35 %. Contrariamente, en algunas muestras de agua subterránea se observa una tendencia al aumento en la CE considerablemente mayor al esperado por los porcentajes de evaporación estimados (Fig. VI.9). Este incremento en la CE sin variaciones importantes en el contenido isotópico sigue una tendencia indicativa de procesos de disolución – alteración de las distintas fases minerales presentes producto de la interacción agua – sedimento.

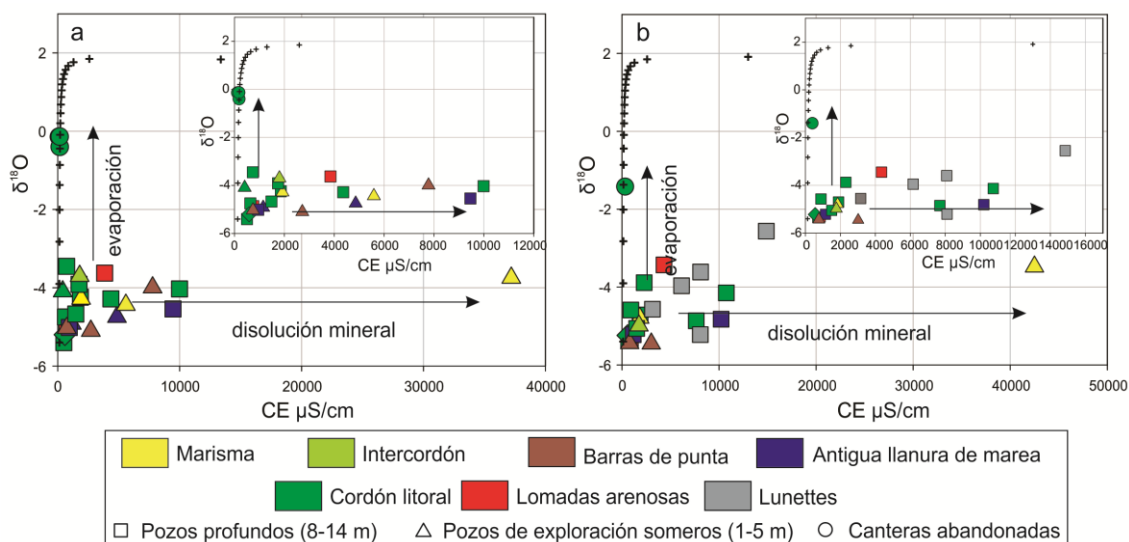


Figura VI.9: Relación $\delta^{18}\text{O}$ vs. conductividad eléctrica (CE) en las muestras de agua superficial y subterránea para el muestreo de noviembre 2017 (a) y marzo 2018 (b). Las cruces negras representan los porcentajes de evaporación calculados a intervalos del 5%.

Considerando esto último, si se analizan las posibles fuentes de aporte iónico en base al diagrama de Gibbs (1970) con respecto a los aniones (Fig. VI.10a), se observa que la mayoría de las muestras de agua subterránea se ubican dentro del campo de la meteorización, principalmente aquellas correspondientes al cordón litoral (natural y modificado), barras de punta y lomada arenosa, con tendencias hacia el campo de evaporación-precipitación. Por otro lado, las muestras de los lunettes y algunos pozos dentro del cordón y la lomada, presentan un aumento en los sólidos totales disueltos (TDS) exhibiendo una clara tendencia hacia el campo donde predomina la evaporación-precipitación (Fig. VI.10a). En lo que respecta a los cationes (Fig. VI.10b), se puede observar que las muestras de agua subterránea en los pozos de exploración someros en lomadas arenosas, barras de punta y cordón litoral caen en el campo donde predomina la meteorización. Por su parte, los pozos profundos en las mismas geoformas se encuentran fuera del boomerang hacia valores de $\text{Na}^+/\text{Na}^++\text{Ca}^{+2}$ cercanos a 1, mientras que en los lunettes si bien siguen la misma tendencia presentan mayores valores de TDS que los ubican dentro del campo de procesos asociados a evaporación-precipitación (Fig. VI.10b). Por su parte, las muestras de agua superficial en las canteras caen mayormente dentro del campo de meteorización con una tendencia hacia el de evaporación-precipitación en ambos diagramas (Fig. VI.10a y b).

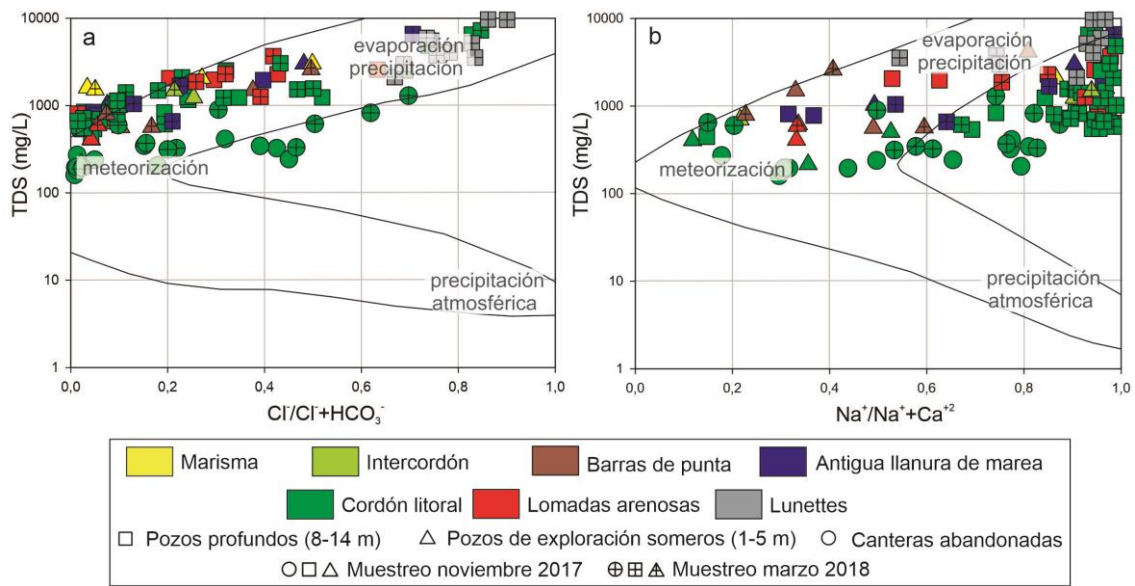


Figura VI.10: Diagrama de Gibbs (1970): a. Aniones; b. Cationes. TDS: Sólidos Totales Disueltos

Asimismo, otra relación útil para diferenciar si los iones provienen de la meteorización de carbonatos o silicatos, es la relación Ca:Sr debido a que esos grupos minerales tienen proporciones diferentes de esos elementos. En este caso, la misma indicaría que el aporte de estos iones se debe principalmente a la meteorización de las facies carbonáticas (Fig. VI.11a). Este proceso también se evidencia en los valores de C-ratio ($HCO_3^- / (HCO_3^- + SO_4^{2-})$) entre 0,5 y 1 determinado para la mayoría de las muestras del cordón litoral (natural y modificado) tanto en pozos profundos como someros, barras de punta y el pozo somero en la lomada arenosa, mientras que en las muestras de los lunettes se suma la disolución de sales, principalmente yeso (Fig. VI.11 b). Los pozos profundos dentro de las lomadas arenosas, por su parte, se encuentran en el campo donde predominan las reacciones carbonáticas y también en el que se adiciona la disolución de sales (Fig. VI.11b). En cuanto al agua superficial, la relación Ca:Sr al igual que el C-ratio muestran que el aporte de iones se debe a la disolución de los carbonatos (Fig. VI.11).

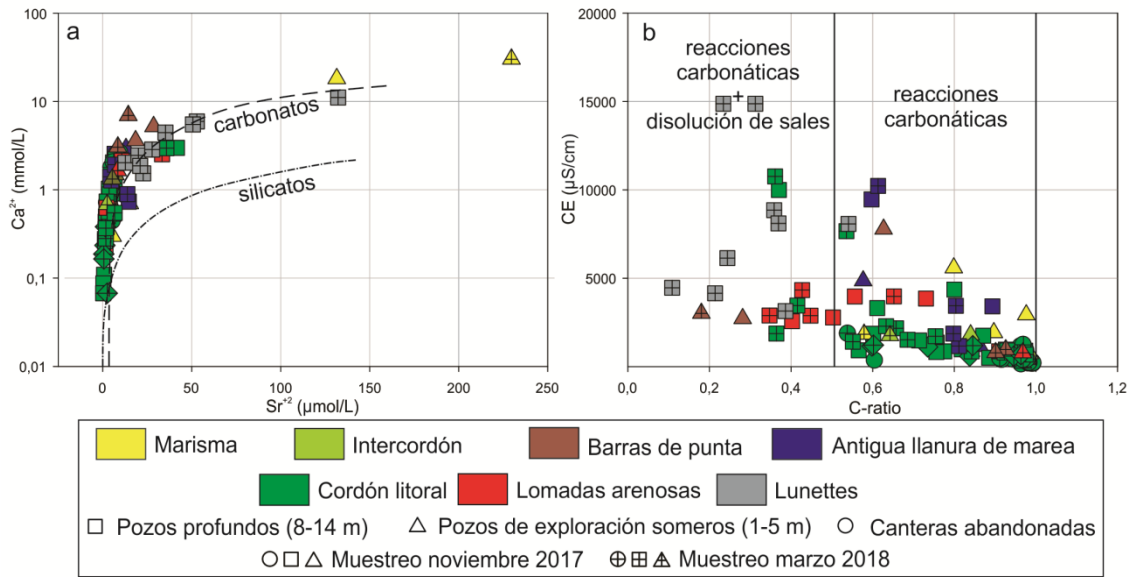


Figura VI.11: a. Relación Ca^{+2} (mmol/L) vs. Sr^{+2} ($\mu\text{mol/L}$) (Blum et al., 1998); b. CE ($\mu\text{S/cm}$) vs. C-ratio ($HCO_3^-/HCO_3^-+SO_4^{2-}$) (Brown et al., 1996).

En base a los minerales presentes en los sedimentos, en la figura VI.12 se pueden observar distintas relaciones molares entre los elementos mayoritarios, las cuales permiten analizar los procesos de aporte iónico por disolución – meteorización de distintos minerales al agua como resultado de su interacción con el sedimento. Por un lado, el gráfico de Na^+ vs. Cl^- muestra que, en los lunettes y pozos profundos en el cordón litoral, la concentración de estos iones aumenta siguiendo una tendencia cercana a una relación 1:1 asociada a la disolución de halita (Fig. VI.12a). Contrariamente, en las demás geoformas tanto en las muestras de agua superficial como subterránea, los contenidos de Na^+ y Cl^- son bajos no obstante se observa un exceso de Na^+ con respecto a Cl^- (Fig. VI.12a). En cuanto a Na^+ vs. $HCO_3^-+CO_3^{2-}$, a bajas concentraciones de Na^+ las muestras de agua superficial y algunas de las muestras de agua subterránea, principalmente del cordón litoral (natural y modificado), lomadas arenosas y barras de punta, se alinean según una relación 1:1 asociada a la meteorización de albita, mientras que otras registran elevadas concentraciones del catión en comparación con los aniones (Fig. VI.12c). A diferencia de $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ y Cl^- , en la relación Na^+ vs. SO_4^{2-} no se observa una tendencia clara (Fig. VI.12b).

Por otro lado, en las relaciones Ca^{+2} vs. Cl^- , Ca^{+2} vs. SO_4^{2-} y Ca^{+2} vs. $HCO_3^-+CO_3^{2-}$ se evidencia que el contenido aniónico es relativamente más alto que el de Ca^{+2} , principalmente en el caso del Cl^- (Fig. VI.12d-f). Para la relación Ca^{+2} vs. SO_4^{2-} , si bien la mayoría de las muestras tomadas en las distintas unidades geomorfológicas presentan bajos contenidos en estos elementos, en algunas vinculadas a lunettes y pozos profundos en lomadas arenosas, se observa que la concentración de SO_4^{2-} aumenta, sin embargo, la de Ca^{+2} se mantiene baja por lo que se aleja de la relación

1:1 indicativa de la disolución de yeso (Fig. VI.12e). En el caso de Ca^{+2} vs. $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$, las muestras de agua superficial y algunas de agua subterránea correspondientes a las lomadas arenosas siguen una tendencia según una relación 1:4 asociada a la meteorización de piroxenos (Fig. VI.12f). Asimismo, considerando la baja concentración de Ca^{+2} con respecto a $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$ se observa una muy leve tendencia 1:2 vinculada a la disolución de carbonatos (Fig. VI.12f). El Mg^{+2} por su parte, presenta un comportamiento similar al Ca^{+2} en cuanto a su relación con Cl^- y SO_4^{-2} aunque es este caso las muestras no siguen una tendencia (Fig. VI.12g-h), mientras que en el gráfico Mg^{+2} vs. $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$ se observa un aumento en estos iones, según una relación 1:4 asociada a la meteorización de dolomita y/o piroxenos (Fig. VI.12i).

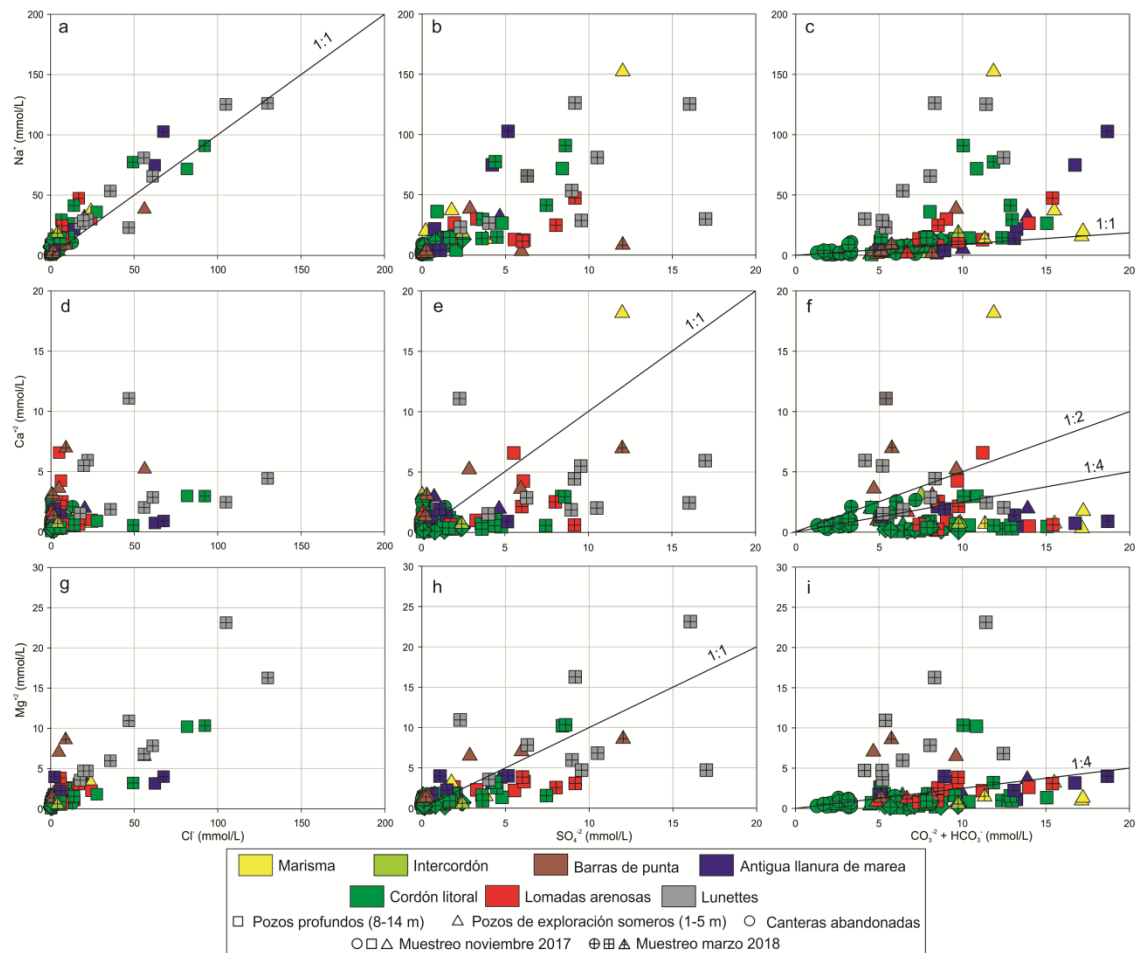


Figura VI.12: Relaciones molares entre elementos mayoritarios.

Luego, si se observan los gráficos de estabilidad para los silicatos (Fig. VI.13), la relación $\log(\text{Na}^+/\text{H}^+) \text{ vs. } \log(\text{H}_4\text{SiO}_4)$ y $\log(\text{Ca}^{+2}/(\text{H}^+)^2) \text{ vs. } \log(\text{H}_4\text{SiO}_4)$ reflejan que, en todas las unidades geomorfológicas, el equilibrio agua – sedimento se encuentra en el campo de la montmorillonita (Na-Mont y Ca-Mont, respectivamente), o en el límite de la estabilidad albita-montmorillonita como sucede en el caso del $\log(\text{Na}^+/\text{H}^+)$ (Fig.

VI.13a-b). Esto quiere decir que la fase mineral estable a la composición del agua obtenida es la montmorillonita, ya sea sódica o cálcica, como producto de la alteración de las plagioclasas. A su vez, para diferenciar los campos de estabilidad de la montmorillonita se utiliza la relación $\log (Ca^{+2}/(H^+)^2)$ vs. $\log (Na^+/H^+)$, la cual en este caso indica que la composición estable es la de la Ca-montmorillonita (Fig. VI.13c). En cambio, en el diagrama $\log (K^+/H^+)$ vs. $\log (H_4SiO_4)$ se aprecia que las muestras se hallan en el campo de estabilidad del feldespato potásico (Fig. VI.13d).

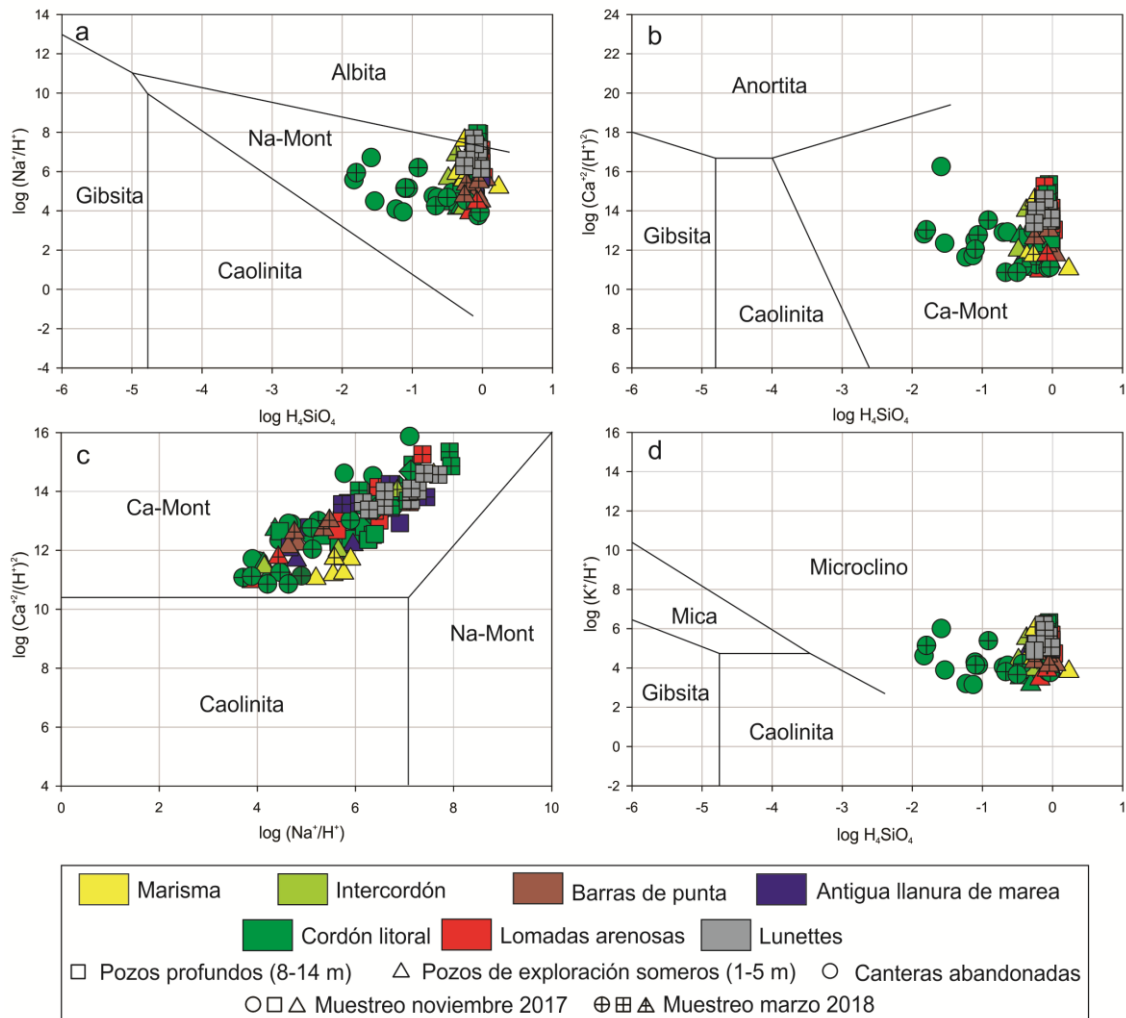


Figura VI.13: Diagramas de estabilidad para silicatos.

En lo que respecta a las fases carbonatadas, siendo la calcita el carbonato dominante, se observa que las muestras presentan valores de índices de saturación en calcita saturados a sobresaturados, a excepción de algunas muestras de las canteras que presentan valores subsaturados (Fig. VI.14a). Nótese que en los gráficos a y b de la figura VI.14 se evidencia que la saturación en calcita en las muestras de agua subterránea se encuentra asociada a la concentración de HCO_3^- , mientras que en el agua superficial de las canteras está vinculada a la variación del pH. Por su parte,

respecto a la posible disolución de minerales evaporíticos se calcularon los índices de saturación de yeso y halita. El índice de saturación en yeso si bien registra valores negativos en las muestras de agua, tanto superficial como subterránea, se puede observar que los lunettes y pozos profundos en las lomadas arenosas presentan valores cercanos a la saturación (Fig. VI.14c). Al igual que para yeso, el índice de saturación en halita también presenta valores subsaturados en la totalidad de las muestras, sin embargo, los lunettes son los que poseen los valores menos negativos (Fig. VI.14d).

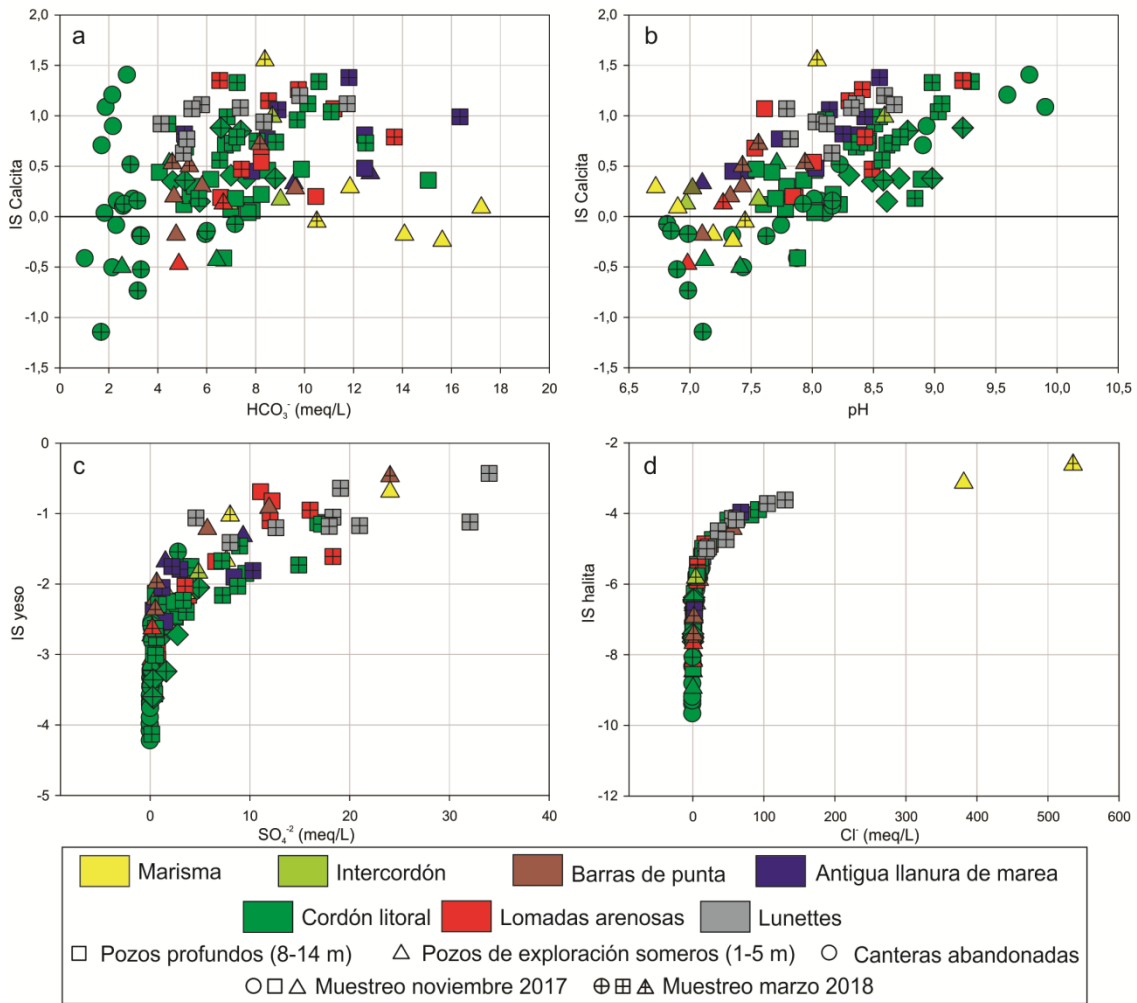


Figura VI.14: Índices de saturación. a. IS Calcita vs. HCO_3^- (meq/L); b. IS Calcita vs. pH; c. IS yeso vs. SO_4^{2-} (meq/L); d. IS halita vs. Cl^- (meq/L).

A su vez, como se pudo observar en las figuras VI.10b y VI.12, en general el Na^+ presenta concentraciones más altas en comparación con el Ca^{+2} y el Mg^{+2} . Esto también se ve reflejado en la relación $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ vs. $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) - (\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})$ donde la mayoría de las muestras, principalmente aquellas correspondientes tanto a los pozos profundos en los cordones natural y modificado como en los de las lomadas arenosas,

evidencian excesos de Na^+ asociados a deficiencias de $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ según una relación 1:1 indicativa de intercambio catiónico (Fig. VI.15).

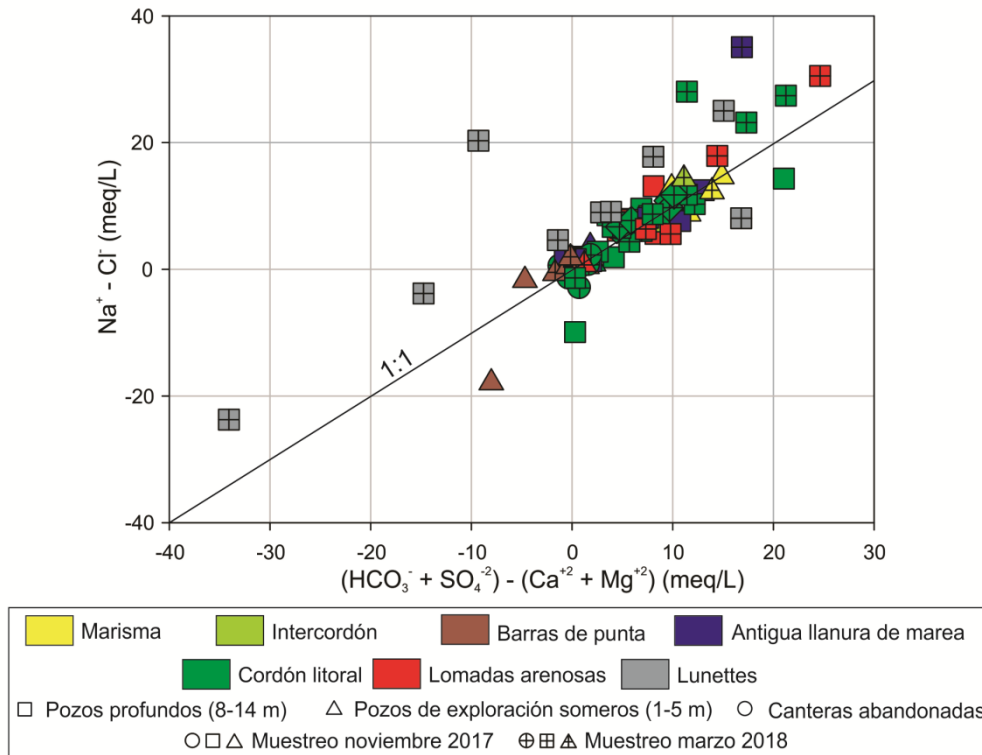


Figura VI.15: Relación $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ vs. $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) - (\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})$.

Considerando la alta capacidad de intercambio que poseen los minerales de las arcillas, se realizaron ensayos de intercambio catiónico tanto en los sedimentos de la arcilla bioturbada como en los sedimentos loésicos subyacentes (ver Capítulo IV).

En las celdas de intercambio donde se utilizaron los sedimentos arcillosos, para la solución de CaCl_2 de 3 y 5 meq/L, las curvas de concentración de Na^+ y Ca^{+2} en función del tiempo muestran que el Na^+ adsorbido en las arcillas es rápidamente desplazado por el Ca^{+2} de la solución (Fig. VI.16a y b). Las réplicas con la solución de CaCl_2 de 3 meq/L alcanzaron el equilibrio luego de 4 horas con un intercambio de 1,9 meq (Fig. VI.16a), mientras que aquellas realizadas con la solución de CaCl_2 de 5 meq/L lo hicieron a las 3 horas al intercambiar 3,4 meq (Fig. VI.16b). A su vez, en ambos casos los valores de Na^+ y Ca^{+2} se mantuvieron relativamente constantes luego de 8 horas (Fig. VI.16a y b).

Por otro lado, en las réplicas realizadas con los sedimentos loésicos subyacentes, los cuales tienen una composición mineralógica similar al relleno de las bioturbaciones, el sedimento intercambió 1,7 meq con la solución de CaCl_2 de 3 meq/L (Fig. VI.16c). En este caso, contrario a lo que sucedió con los sedimentos arcillosos, la disminución del Ca^{+2} es similar al aumento en Na^+ (Fig. VI.16c), mientras que la réplica realizada con

la solución de CaCl_2 de 5 meq/L no alcanzó el equilibrio durante el tiempo del experimento (Fig. VI.16d).

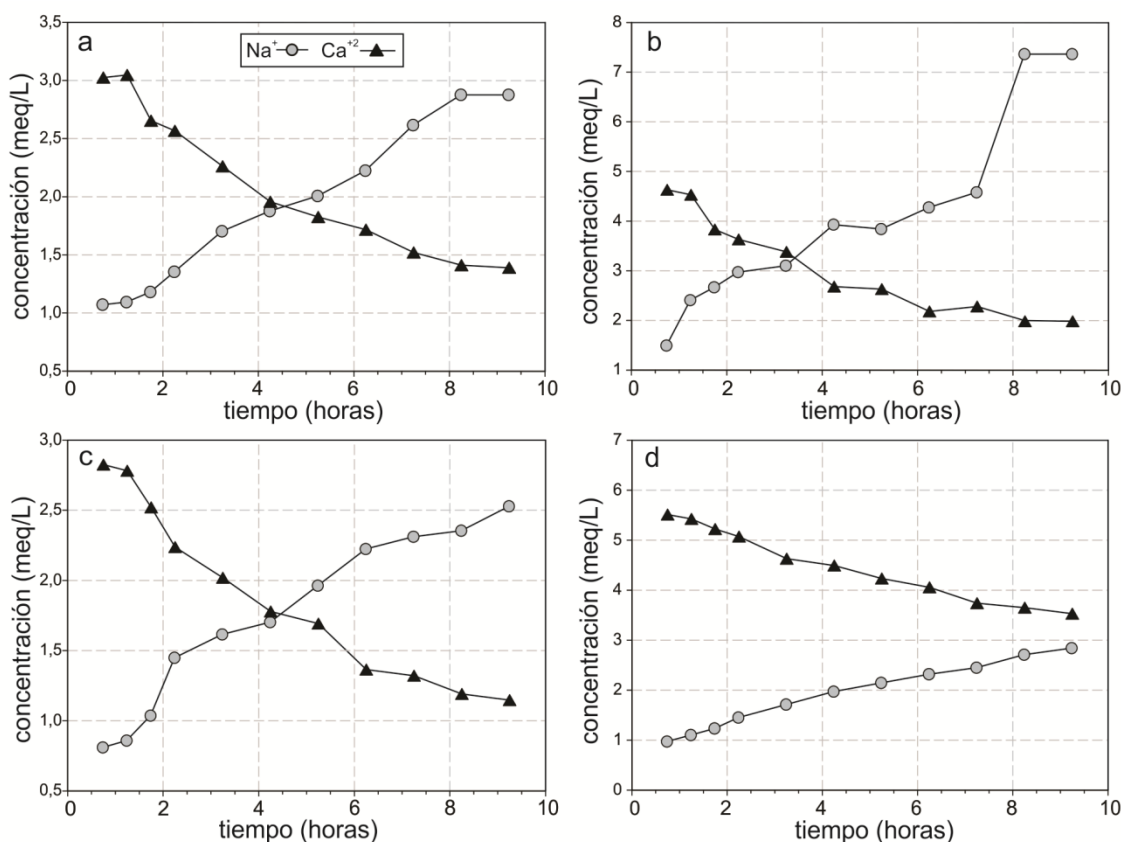


Figura VI.16: Gráficos obtenidos a partir del ensayo de intercambio catiónico. a. Sedimentos arcillosos – solución de CaCl_2 de 3 meq/L; b. Sedimentos arcillosos – solución de CaCl_2 de 5 meq/L; c. Sedimentos loésicos – solución de CaCl_2 de 3 meq/L; d. Sedimentos loésicos – solución de CaCl_2 de 5 meq/L.

VI-2.1. Elementos minoritarios

La concentración de los elementos minoritarios (Mn, Fe, As, V, Cr, Pb, Cu y Ni) determinados en las muestras de agua subterránea y superficial se presentan en la Tabla VI.2 (ver Anexo). Asimismo, la variación en la concentración de los mismos en cada una de las geoformas para los muestreos de noviembre 2017 y marzo 2018 puede verse en los diagramas de cajas y bigotes de la figura VI.17.

En el agua subterránea, se observa que el As presenta elevadas concentraciones en todas las unidades geomorfológicas superando ampliamente el límite de potabilidad en el 59 y 73% de las muestras para los muestreos de noviembre 2017 y marzo 2018, respectivamente (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17a). El cordón litoral es la geoforma que posee los contenidos más altos en este elemento con una media de 0,085 mg/L, en la cual no se observa una variación significativa entre muestreos (Fig. VI.17a). Luego, tanto en las lomadas arenosas como en las barras de punta, las

concentraciones medias son más altas para noviembre 2017 (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17a). Por su parte, en los lunettes se determinaron concentraciones que varían entre 0,023 y 0,075 mg/L (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17a). No obstante, si se analiza el comportamiento de este elemento en función del pH se puede apreciar que las altas concentraciones están asociadas a valores de pH alcalinos (Fig. VI.18a). Cabe aclarar que, a pesar de que no hay un límite de potabilidad establecido para el V, este presenta un comportamiento similar al del As (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17a).

En cuanto al Mn, las concentraciones más altas se obtuvieron durante el período de excesos hídricos principalmente en la antigua llanura de marea y las lomadas arenosas donde los valores medios superan el límite de potabilidad (0,354 y 0,275 mg/L, respectivamente) (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17b). No obstante, en el cordón litoral también se determinaron contenidos elevados (hasta 0,868 mg/L), aunque el valor medio no excede el límite establecido (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17b). Por otro lado, el Fe presenta concentraciones más elevadas para marzo 2018, periodo en el que los contenidos promedio en las muestras de los lunettes, barras de punta y lomadas arenosas son de 1,011, 0,468 y 0,426 mg/L, respectivamente, ubicándose por encima del valor permitido de 0,3 mg/L (CAA, 2012) (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17c). Con respecto a la relación entre estos elementos y el pH, no se observa una clara asociación, lo que indicaría que la distribución de Mn y Fe depende de otros factores (Fig. VI.18b y c).

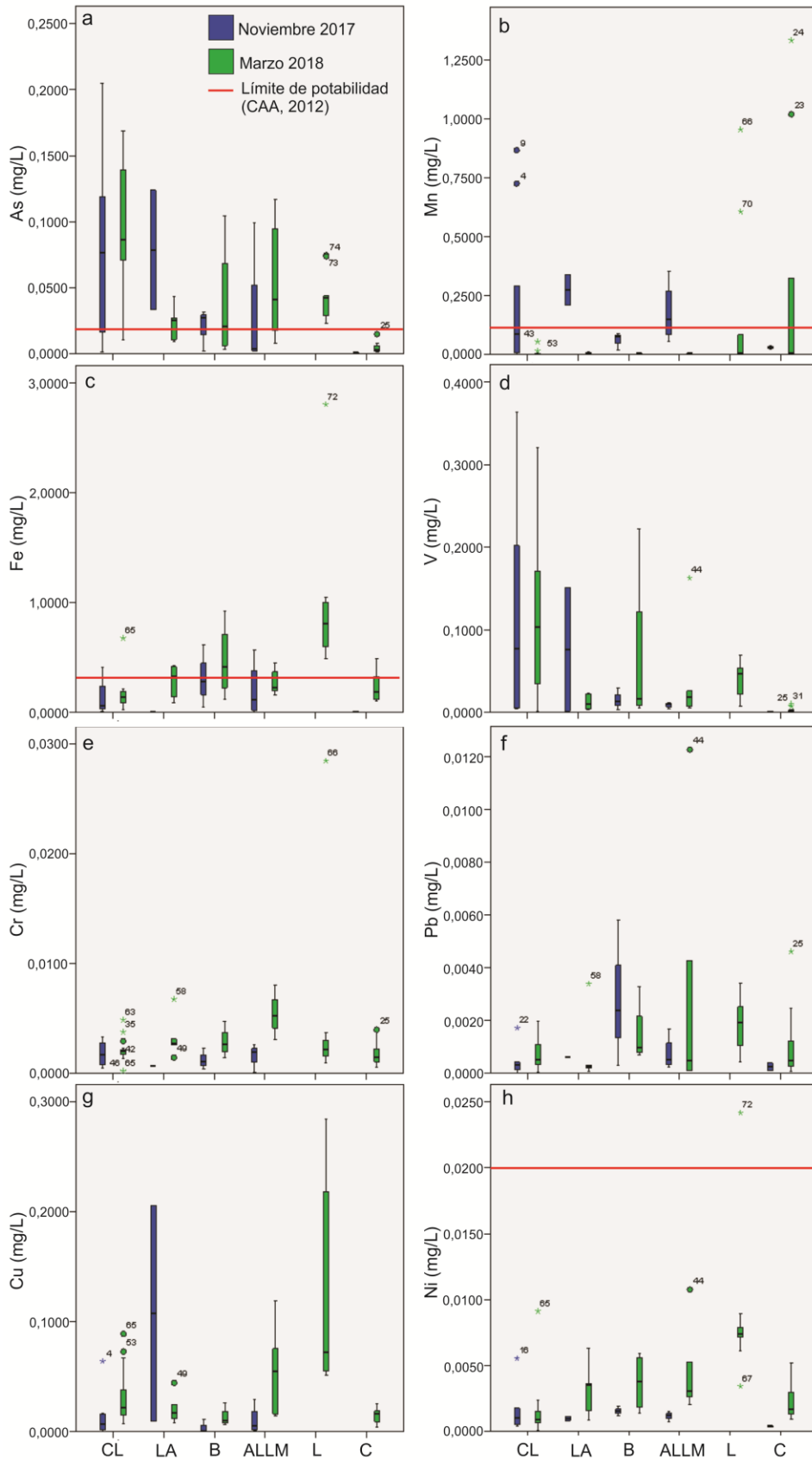


Figura VI.17: Diagramas de cajas y bigotes para las concentraciones de elementos minoritarios determinadas en los muestreos de noviembre 2017 y marzo 2018. CL: cordón litoral natural y modificado; LA: lomada arenosa; B: barras de punta; ALLM: antigua llanura de marea; L: lunettes; C: canteras abandonadas.

Finalmente, los elementos minoritarios restantes, Cr, Pb, Cu y Ni presentan bajas concentraciones, las cuales se hallan por debajo del límite de potabilidad (0,05, 0,05, 1 y 0,02 mg/L, respectivamente según el CAA, 2012) en todas las muestras de agua subterránea en cada una de las geoformas. Si se comparan los resultados obtenidos en los dos muestreos se observa que en general el contenido de estos metales tiende a ser más alto durante marzo 2018 (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17d-h).

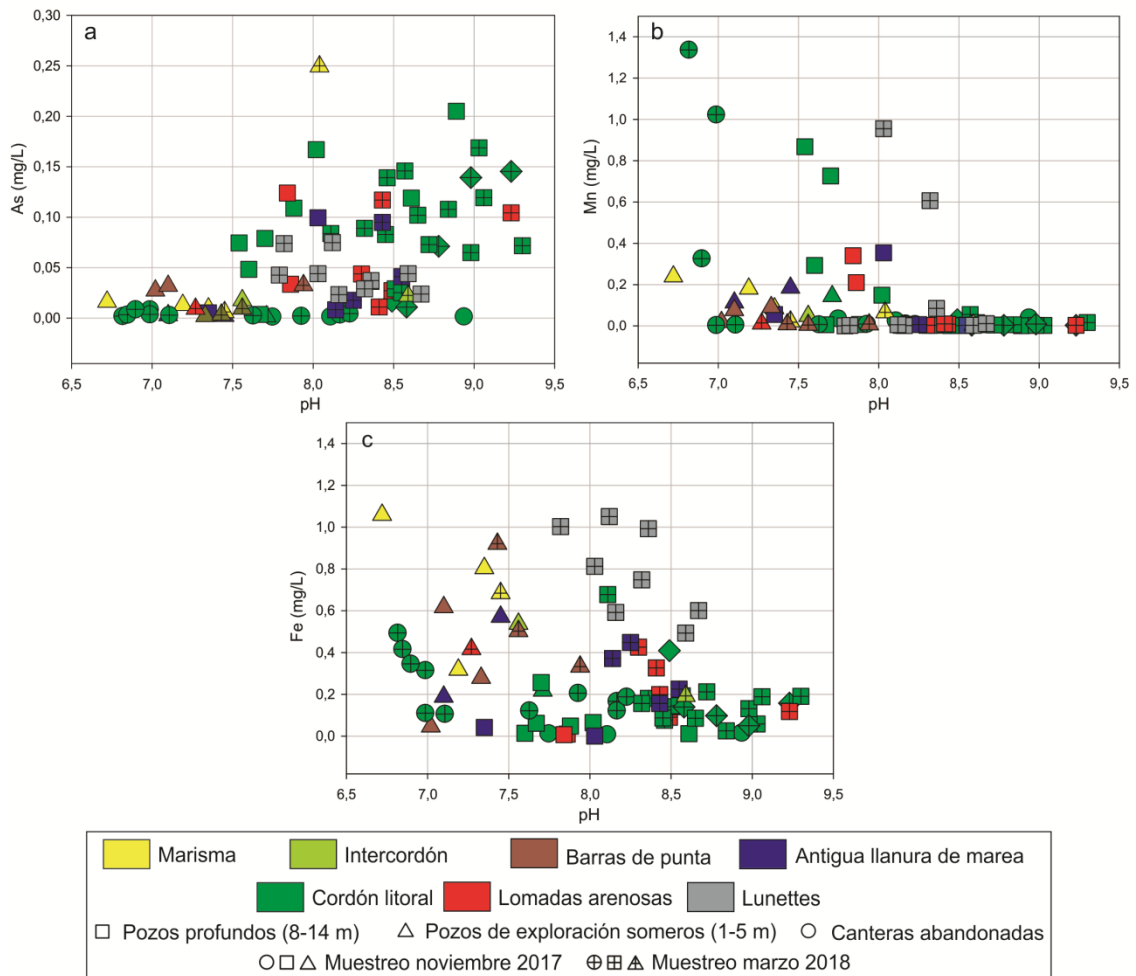


Figura VI.18: a. As (mg/L) vs. pH; b. Mn (mg/L) vs. pH; c. Fe (mg/L) vs. pH.

Por otro lado, las muestras de agua superficial en las canteras abandonadas se caracterizan por presentar bajas concentraciones de As, V, Cr, Pb, Cu y Ni para ambos muestreos, siendo aún menores durante noviembre 2017 (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17a, d, e, f, g y h). Nótese que solo una muestra presenta para el muestreo de marzo 2018, un contenido de As por encima del límite de potabilidad (0,01 mg/L según el CAA, 2012). La excepción la constituyen el Mn y el Fe, mayormente durante el período de déficit hídrico donde si bien sus concentraciones medias se hallan por debajo de los límites de potabilidad (0,1 y 0,3 mg/L,

respectivamente según el CAA, 2012) presentan contenidos máximos de 1,33 y 0,49 mg/L, respectivamente (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17b y c). En este caso, se puede observar que valores ácidos de pH están vinculados tanto a las bajas concentraciones de As como a los altos contenidos de Mn y Fe (Fig. VI.18).

Capítulo VII

Evaluación de procesos de eutrofización en canteras abandonadas

Como fue descrito previamente, las canteras producto de la explotación minera de la conchilla de los cordones litorales acumulan agua superficialmente, la cual puede proceder tanto de la lluvia como del nivel freático aflorante. A su vez, en el capítulo precedente se determinó que el agua acumulada en estas canteras es de baja salinidad, no obstante, en las observaciones de campo se ha evidenciado en muchas de ellas la presencia de algas, cuyo crecimiento está principalmente regulado por la disponibilidad de nutrientes. Por tal razón en este capítulo se estudiarán las concentraciones de nutrientes (fósforo soluble, fósforo total y nitratos) en el agua superficial acumulada en las canteras a fin de evaluar su estado trófico.

VII.1. Descripción de las condiciones de las canteras

Del análisis de imágenes satelitales seriadas, se clasificaron las canteras muestreadas en función del tiempo en que el agua se acumula en superficie, observando que la mayoría de las canteras relevadas (15, 16, 19, 20, 21, 50, 56 y 58, Fig. VII.1) forman lagunas desde al menos el año 2003. Mientras que las cuatro restantes son canteras donde el agua se acumula desde el año 2013 (12 y 43, Fig. VII.1) y 2016 (35 y 44, Fig. VII.1). Cabe aclarar que, si bien la explotación minera comenzó durante el siglo XX la formación de estas lagunas artificiales, no siempre es simultánea con el destape, sino que ocurre cuando las canteras se profundizan por debajo del nivel freático. Esto determina que algunas canteras que inicialmente no alcanzaron el nivel freático en las primeras etapas de explotación, luego al ser re explotadas y profundizadas hayan dado lugar a la formación de lagunas.



Figura VII.1: a. Ubicación de las canteras analizadas. b – f. Fotografías de campo de algunas canteras relevadas, indicando en el borde superior derecho el número al que corresponden.

Si bien al momento del muestreo en la mayoría de las canteras la profundidad media del agua acumulada era cercana al metro, en relevamientos de campo efectuados en verano (marzo 2018) se pudo observar que algunas de ellas sólo constaban de una delgada lámina de agua en superficie y una estaba seca (56, Fig. VII.1). Esto evidencia que la cantidad de agua acumulada en las mismas depende del balance hídrico, es decir, de la relación precipitación – evaporación (Fig. VII.2). Esto no sólo condiciona el agua de lluvia que se acumula en las canteras, sino que también en los

meses de déficit hídrico (verano e inicio del otoño), el nivel freático tiende a profundizarse y no descarga en la cantera.

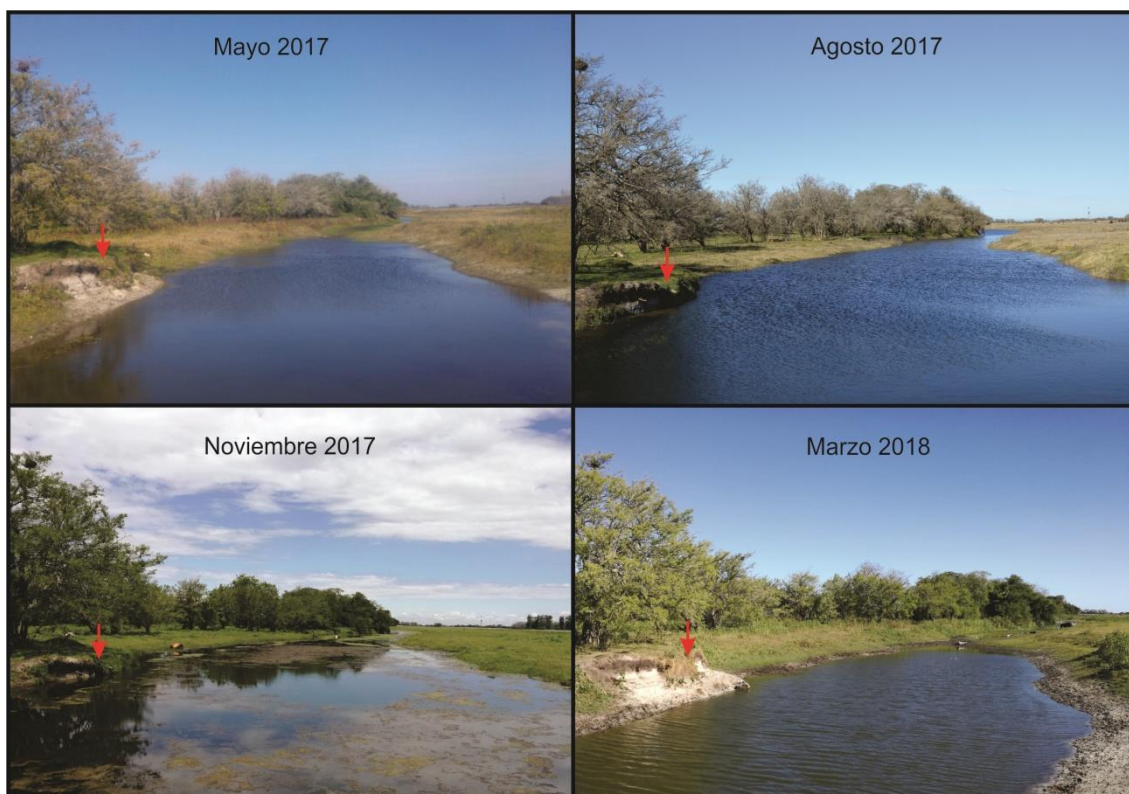


Figura VII.2: Fotografías de la cantera 12 para cada uno de los muestreos realizados. La flecha roja señala un mismo punto de referencia, el cual permite comparar la variación en la cantidad de agua acumulada en la cantera.

A su vez, para evaluar el avance de la actividad minera en el sector del área de estudio se compararon fotografías aéreas tomadas en el año 1984 con imágenes satelitales de 2019 (Fig. VII.3). En la figura VII.3a, al norte del área de estudio, se observa que para el año 1984 la actividad minera todavía no había comenzado, mientras que hacia 2019 no solo se hace evidente la desaparición del bosque nativo de *Celtis tala*, sino que también el gran desarrollo de las excavaciones con un considerable aumento de la superficie explotada. En el sector sur (Fig. VII.3b y c), por su parte, el bosque nativo es escaso, incluso inexistente y se aprecia un claro aumento en la extracción del material calcáreo con un amplio desarrollo de las excavaciones desde 1984 a 2019.

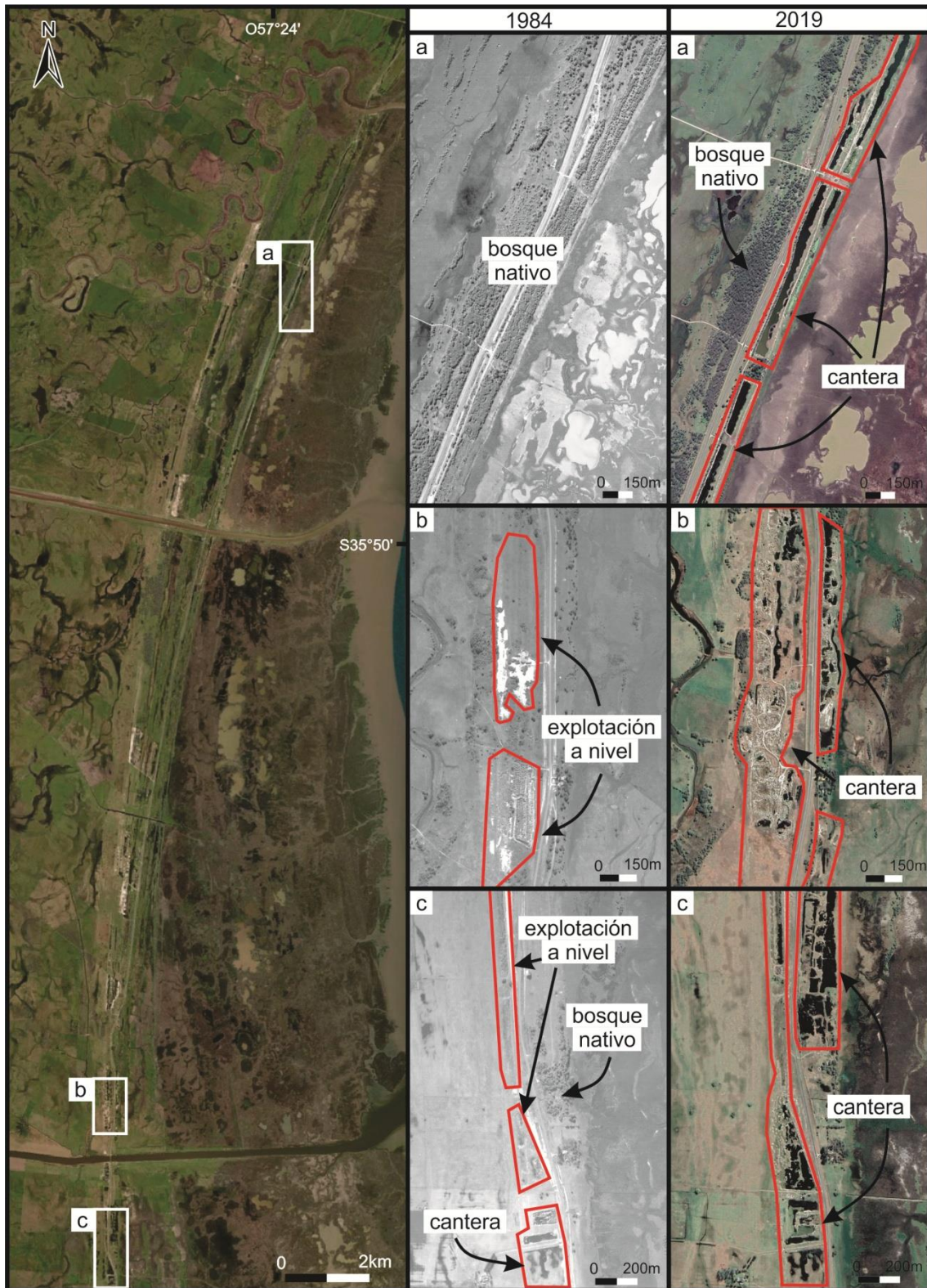


Figura VII.3: Comparación de la actividad minera en 1984 y 2019. Los sectores delimitados en rojo indican la superficie explotada por la actividad minera.

VII.2- Parámetros fisicoquímicos y contenido de nutrientes

La química del agua de las canteras fue monitoreada a lo largo de 4 campañas realizadas en mayo, agosto y noviembre de 2017 y marzo de 2018. En la tabla VII.1 (ver Anexo) se presentan los datos obtenidos en los 4 muestreos. Con respecto a los parámetros físico-químico, los valores medios de pH obtenidos varían entre 7,44 y 8,48, habiéndose hallado valores de pH más alcalinos en el mes de mayo y valores levemente ácidos en el mes de marzo (ver Anexo Tabla VII.1). Por su parte, la conductividad eléctrica presenta valores medios entre 267 y 796 $\mu\text{S}/\text{cm}$, no obstante, para marzo se determinaron valores de hasta 1860 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (ver Anexo Tabla VII.1).

En cuanto al contenido de nutrientes, el fósforo soluble presenta valores medios entre 0,015 y 0,106 mg P/L, mientras que los de fósforo total oscilan entre 0,063 y 0,519 mg P/L (ver Anexo Tabla VII.1). A su vez, se puede observar que las concentraciones tanto de fósforo soluble como total disminuyen desde mayo hacia noviembre 2017, aumentando en el último muestreo correspondiente a marzo 2018 (Fig.VII.4). La concentración de nitratos, por su parte, varía entre 3,6 y 22,9 mg/L, presentando un contenido máximo de 77,5 mg/L en el mes de marzo de 2018 (Fig.VII.4, ver Anexo Tabla VII.1). No obstante, si se considera el tiempo de destape de las canteras se puede apreciar que, en general, el contenido de estos nutrientes tiende a ser más alto principalmente en aquellas que llevan formando lagunas hace más tiempo (Fig.VII.5-7). Luego, analizando la distribución de los nutrientes para cada muestreo, se puede apreciar que los contenidos de fósforo total y nitratos son los que presentan las variaciones más notorias (Fig. VII.6 y 7). Asimismo, al analizar el comportamiento individual de estos nutrientes para cada una de las canteras, se evidencia que hay algunas excepciones en cuanto a la disminución de las concentraciones medias de mayo hacia noviembre de 2017, sin embargo, todas muestran un incremento marcado para marzo de 2018 (Fig. VII.6 y 7).

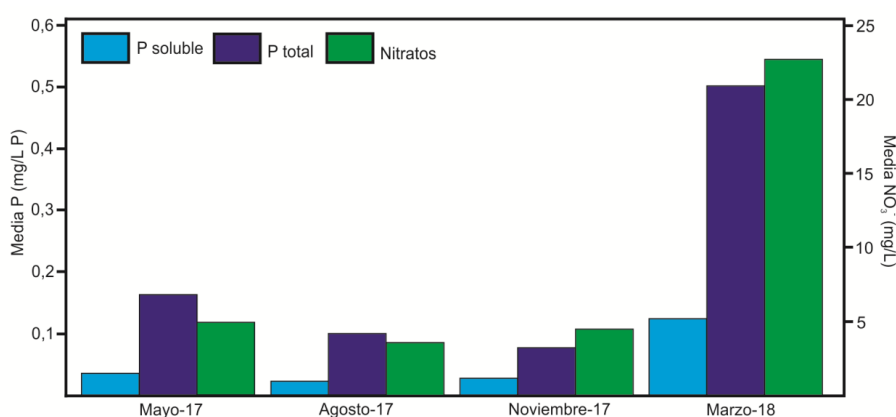


Figura VII.4: Contenido promedio de fósforo soluble, fósforo total y nitratos

Por otro lado, el estado de eutrofización del agua se analizó a partir de TSI (Trophic State Index, índice de estado trófico). En este caso, los valores medios calculados varían entre 62,80 y 88,33 % evidenciando condiciones promedio de eutrofia ($60 < TSI < 90$) (ver Anexo Tabla VII.1). Este parámetro presenta resultados variables, donde las canteras que llevan más tiempo con agua acumulada en superficie suelen presentar los valores más altos (siendo las canteras 16, 50 y 58 las que poseen los mayores), principalmente en el muestreo de marzo 2018 donde pasan a condiciones de hipereutrofia. En cuanto a las demás canteras, se observa que el valor del TSI no es necesariamente mayor en aquellas explotadas desde 2013, situación que solo se cumple durante el último muestreo donde también presentan condiciones hipereutróficas. Cabe destacar que los menores valores de TSI se registran al final del periodo donde dominan los excesos hídricos (invierno e inicio de la primavera) (Fig. VII.6 y 7; Fig. V.3).

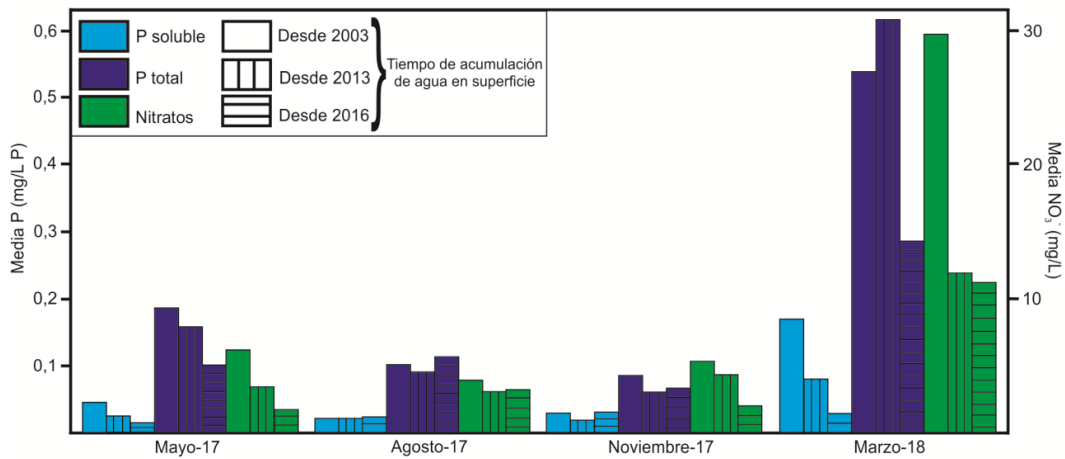


Figura VII.5: Contenido promedio de nutrientes discriminado por el tiempo de destape de las canteras.

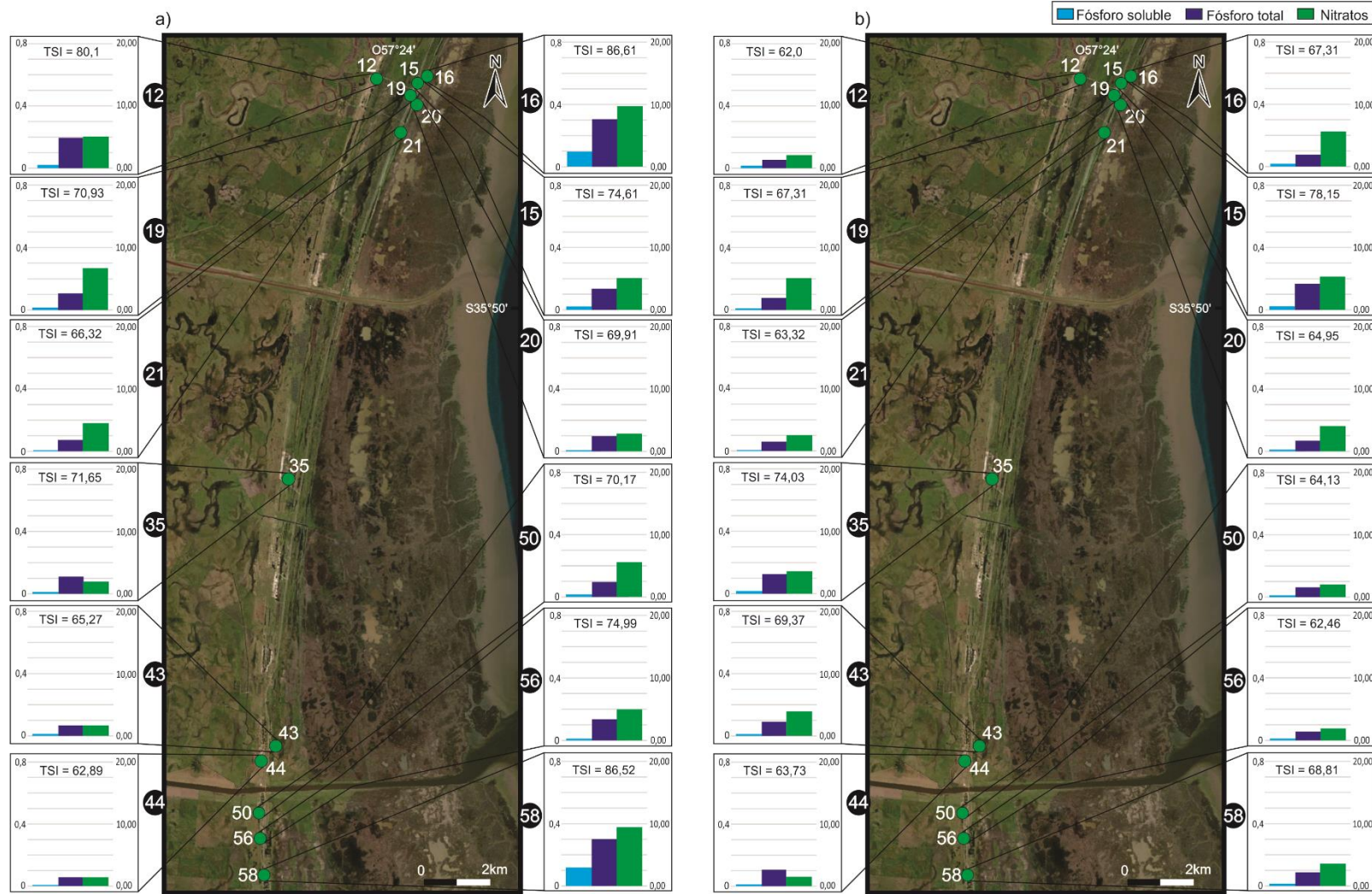


Figura VII.6: Distribución del contenido de nutrientes y TSI para los muestreos de mayo 2017 (a) y agosto 2017 (b). La escala de la izquierda corresponde a fósforo y la de la derecha a nitrato.

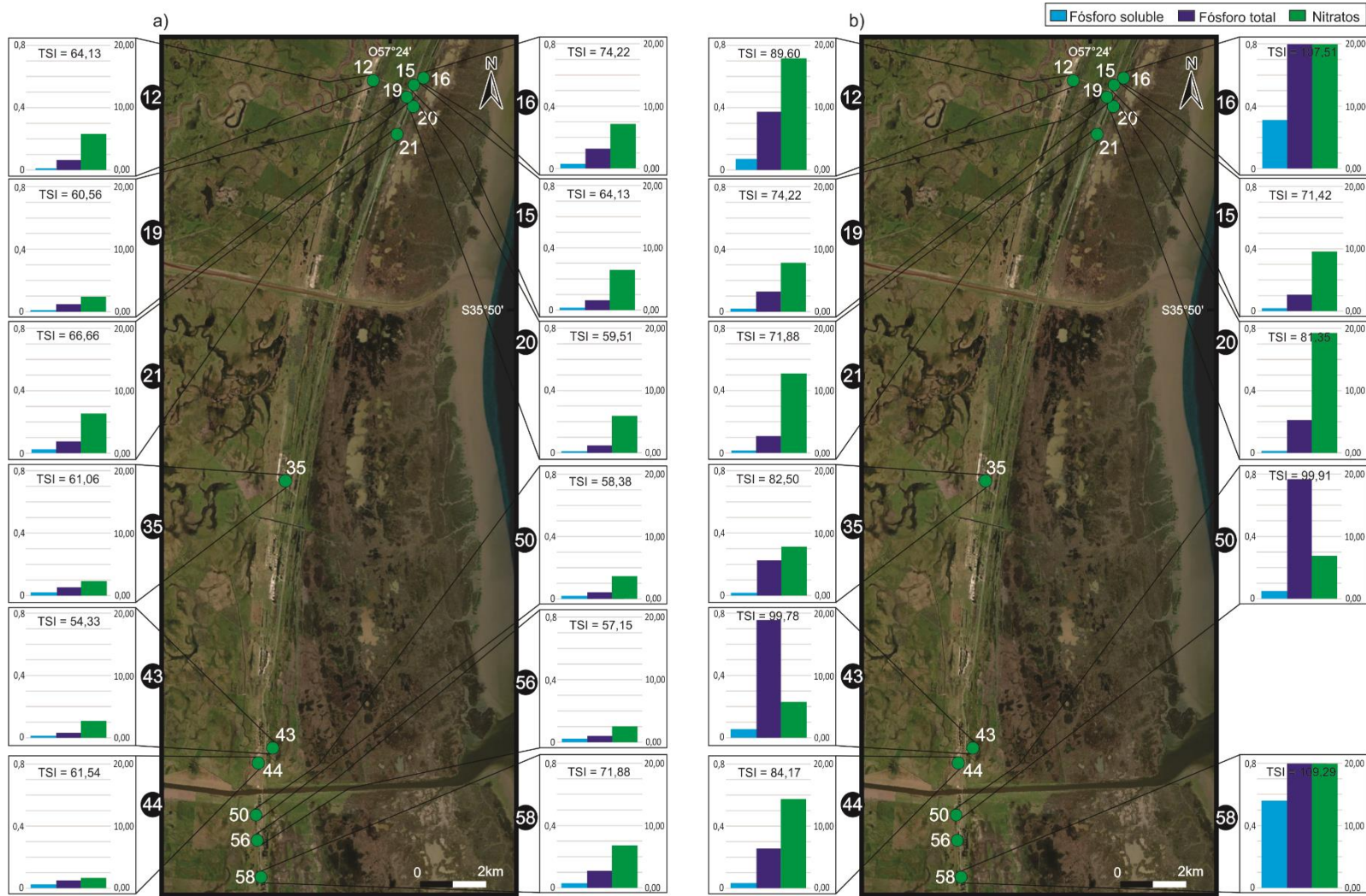


Figura VII.7: Distribución del contenido de nutrientes y TSI para los muestreos de noviembre 2017 (a) y marzo 2018 (b). La escala de la izquierda corresponde a fósforo y la de la derecha a nitrato.

Finalmente, si bien el balance hídrico influye en la distribución de fósforo y nitrato, la presencia de estos elementos también puede verse afectada por las variaciones en el pH, observando que sus contenidos son más altos en condiciones de pH levemente ácido (Fig. VII.8).

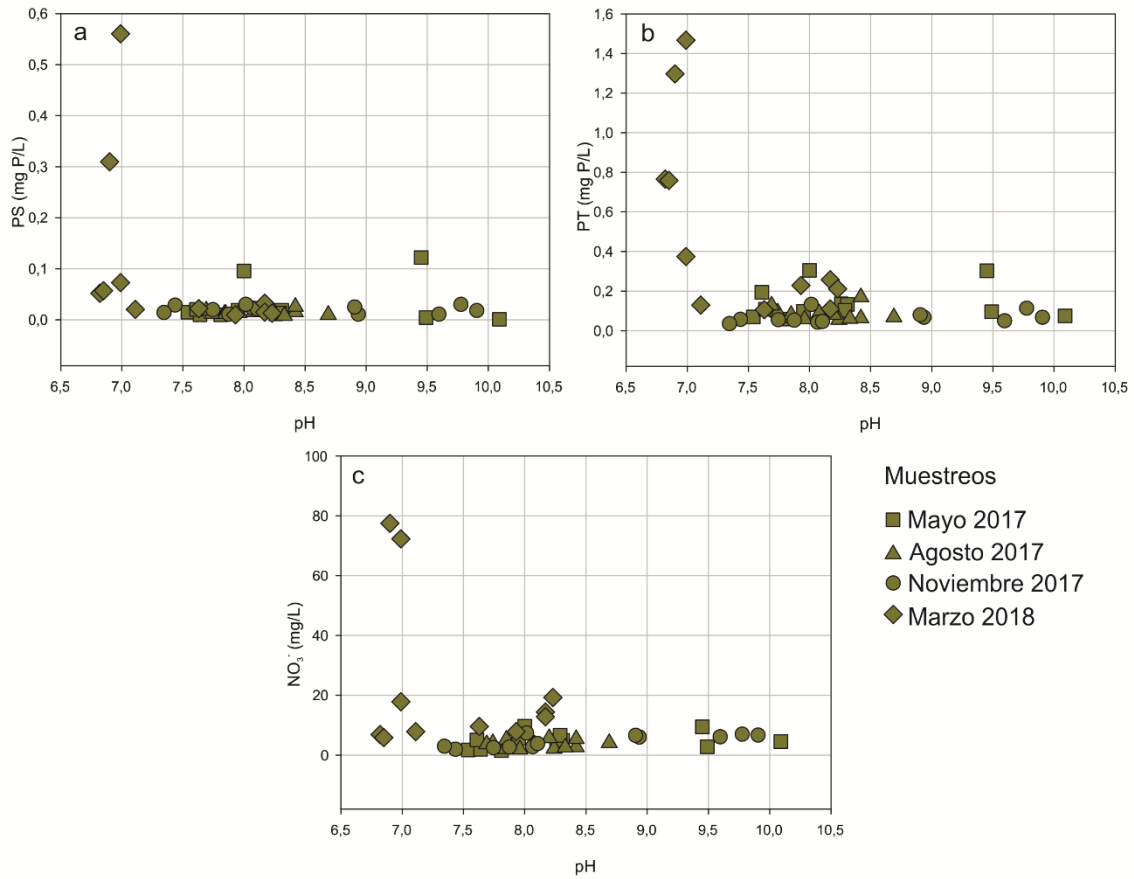


Figura VII.8: a. Relación PS (mg P/L) vs pH; b. Relación PT (mg P/L) vs. pH; c. Relación NO₃⁻ (mg/L) vs. pH.

Capítulo VIII

Modelos geohidrológicos conceptuales y cálculo de reservas de agua

En los estudios geohidrológicos, los modelos conceptuales constituyen una herramienta útil que permite representar de manera simplificada a los componentes físicos del medio y los procesos que condicionan la dinámica del sistema (Sorooshian et al., 2008). En este capítulo se desarrollarán los distintos modelos conceptuales generados para cada geoforma estudiada a fin de analizar su potencial como fuentes de agua dulce alternativas tanto en forma aislada como en conjunto en base a sus interacciones. Dichos modelos conceptuales incluyen cuatro configuraciones diferentes: primero se describirá un modelo relacionado a los lunettes que se desarrollan en el sector occidental del área de estudio de manera aislada al resto de las geoformas estudiadas. Luego, en el sector oriental, se plantearán cuatro modelos que incluyen diferentes combinaciones de las geoformas de barras de punta, lomadas arenosas y cordón litoral (tanto natural como modificado por labores mineras niveladas o a cielo abierto), las cuales se encuentran asociadas espacialmente. Por último, en base a la identificación de las zonas con desarrollo de lentes de agua dulce se efectuará una estimación de las reservas de agua en la región resaltando el aporte que las geoformas alternativas representan en relación al volumen de agua alojado estrictamente en los cordones litorales que son los tradicionalmente explotados.

VIII-1. Modelos geohidrológicos conceptuales

VIII-1.1. Sector occidental

En el sector occidental del área de estudio se encuentran los lunettes (Fig. IV.1), los cuales se hallan dispuestos en los bordes de las lagunas, constituyendo resaltes topográficos dentro de la antigua llanura de marea. Se distribuyen alrededor de casi todo el borde del cuerpo lagunar indicando que al momento de su formación no hubo una dirección predominante del viento o que existieron variaciones temporales en la circulación de los mismos (Pye y Tsoar, 2009). Cabe destacar que, si bien la formación de estos lunettes se asocia originalmente al retrabajo y desarrollo de cubetas de deflación de los sedimentos loéssicos durante el Pleistoceno, esta zona luego habría sido alcanzada por la ingresión holocena. Esto se interpreta en base a la presencia de canales de marea adyacentes a las cubetas, lo que determinaría la depositación de sedimentos correspondientes al ambiente de antigua llanura de marea, que pudieron

también ser retrabajados posteriormente por el viento en la segunda etapa de desarrollo de la Fm. La Postrera durante el Holoceno (ver Capítulo III).

El análisis de los perfiles litológicos muestra que los mismos están formados por sedimentos limo – arenosos a limo – arcillosos los cuales son transportados en forma de pellets, producto de la aglomeración de las partículas más finas (Fig. IV.14). La aglutinación de las mismas se debería a la presencia de sales, las cuales se hallan en forma de eflorescencias en los suelos salinos de la planicie costera (Blasi et al., 2010; Carol et al., 2009; Carol et al., 2016). Asimismo, se reconoce que los sedimentos están cementados por carbonato de calcio principalmente en forma de concreciones, las cuales se incrementan en los sectores más profundos de los perfiles analizados.

El agua subterránea en esta unidad geomorfológica presenta altos contenidos salinos asociados a facies de tipo Na-Cl y Na-Cl-SO₄ (Fig. VI.1 y 6). Esto muestra que, si bien el desarrollo del bosque nativo de *Celtis tala* en los lunettes indicaría la presencia de agua dulce, ésta no formaría lentes o serían muy delgadas por lo que sólo podrían ser utilizadas por la vegetación y no serían explotables para abastecimiento humano. Los valores de isótopos ambientales indican que la recarga del agua subterránea deriva de la infiltración del agua de lluvia (Fig. VI.8). Sin embargo, el predominio de sedimentos finos en esta unidad determina que las reservas de agua en el suelo sean mayores que las de otras geoformas (Tabla V.1), donde tanto la presencia de vegetación como la menor permeabilidad ocasionan que los excesos de agua que puedan infiltrar respecto de la precipitación sean bajos (Fig. IV.15, Tabla V.2). El retardo en la infiltración debido a la menor permeabilidad de los sedimentos se observa además en los valores isotópicos los cuales registran porcentajes de evaporación cercanos al 10% (Fig. VI.8). A medida que los pellets que forman los lunettes tienen contacto con el agua de lluvia que infiltra, comienzan a disgregarse por la disolución de las sales que los aglutinan (Bowler, 1973; Price, 1963), por lo que no solo aportan iones al agua subterránea, sino que también comienza a disminuir la tasa de infiltración (Fig. IV.15). Asimismo, el alto contenido iónico determinado deriva en primer lugar de la disolución de los minerales más solubles y luego por la disolución de otras fases minerales (Fig. VI.9), las que requieren de más tiempo lo cual es posibilitado por la baja velocidad del flujo asociada a esa menor permeabilidad.

Cuando el agua de lluvia infiltra reacciona con el CO_{2(g)} presente en la atmósfera y también con aquel contenido en los poros del sedimento en la zona no saturada (ZNS) generando iones HCO₃⁻ y H⁺ (Apello y Postma, 2005). Esta reacción disminuye el pH y los H⁺ libres reaccionan con las fases carbonáticas causando su disolución, dando

lugar a un aumento en el índice de saturación en calcita pudiendo alcanzar condiciones de sobresaturación (Fig. VI.14a y b). Estas reacciones traen aparejado un aumento del pH favoreciendo la reprecipitación de calcita en forma de concreciones o cementando las partículas finas, condicionando aún más la permeabilidad de los sedimentos que componen esta geoforma.

Otras de las principales fases minerales que aportan iones producto de su disolución son el yeso y la halita presentes en superficie como costras o eflorescencias salinas (Carol et al., 2016; Carol et al., 2009), las cuales contribuyen también a la aglutinación de los pellets (Blasi et al., 2010). Su disolución e infiltración hacia el agua subterránea ocasiona un aumento considerable de los iones Ca^{+2} , SO_4^{-2} , Na^+ y Cl^- , evidenciado en los valores menos negativos en dichos índices (Fig. VI.14c y d). La disolución preferencial de estas fases minerales se observa además en los valores de C-ratio obtenidos (Fig. VI.11b). Nótese que en los lunettes, el Ca^{+2} y el SO_4^{-2} , si bien no siguen una relación 1:1 indicativa de la disolución de yeso (Fig. VI.12e), la disminución en el contenido de Ca^{+2} podría deberse a que, como se mencionó anteriormente, las condiciones de pH favorecen la reprecipitación de los carbonatos.

Por otro lado, dentro de su composición mineral también se observa la presencia de silicatos como cuarzo, plagioclasas, feldespatos, destacándose el vidrio volcánico en forma de trizas (Fig. IV.14), cuyas reacciones de meteorización son más lentas (Clark, 2015). Si bien la alteración de estas fases minerales aporta iones mayoritarios y H_4SiO_4 al agua, el vidrio volcánico es portador de impurezas de arsénico (Tricart, 1973; Smedley et al., 2005). La solubilización de este elemento se ve favorecida por un aumento en el pH (Smedley et al., 2002), habiéndose detectado contenidos que exceden el límite de potabilidad de 0,01 mg/L (CAA, 2012) (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17a). Otro elemento minoritario que presenta altas concentraciones es el Fe (Fig. VI.17c), el cual puede derivar de la alteración de silicatos ferromagnesianos como resultado de las variaciones del pH o estar presente en forma de oxi-hidróxidos. Sin embargo, la ausencia de correlación entre la concentración de este elemento y el pH indicaría que su distribución está mayormente regulada por las condiciones de óxido-reducción del medio (Fig. VI.18c).

El modelado hidroquímico permitió verificar las principales reacciones interpretadas como condicionantes del contenido iónico mayoritario, destacándose la disolución de sales solubles de yeso y halita como determinante de las facies químicas. Por su parte, la disolución de componentes silicatados tendría menor relevancia tal como se explicó precedentemente debido que estas son reacciones lentas.

Las características litológicas del sector de lunettes y el conjunto de procesos previamente descritos se resumen en el modelo conceptual de la figura VIII.1.

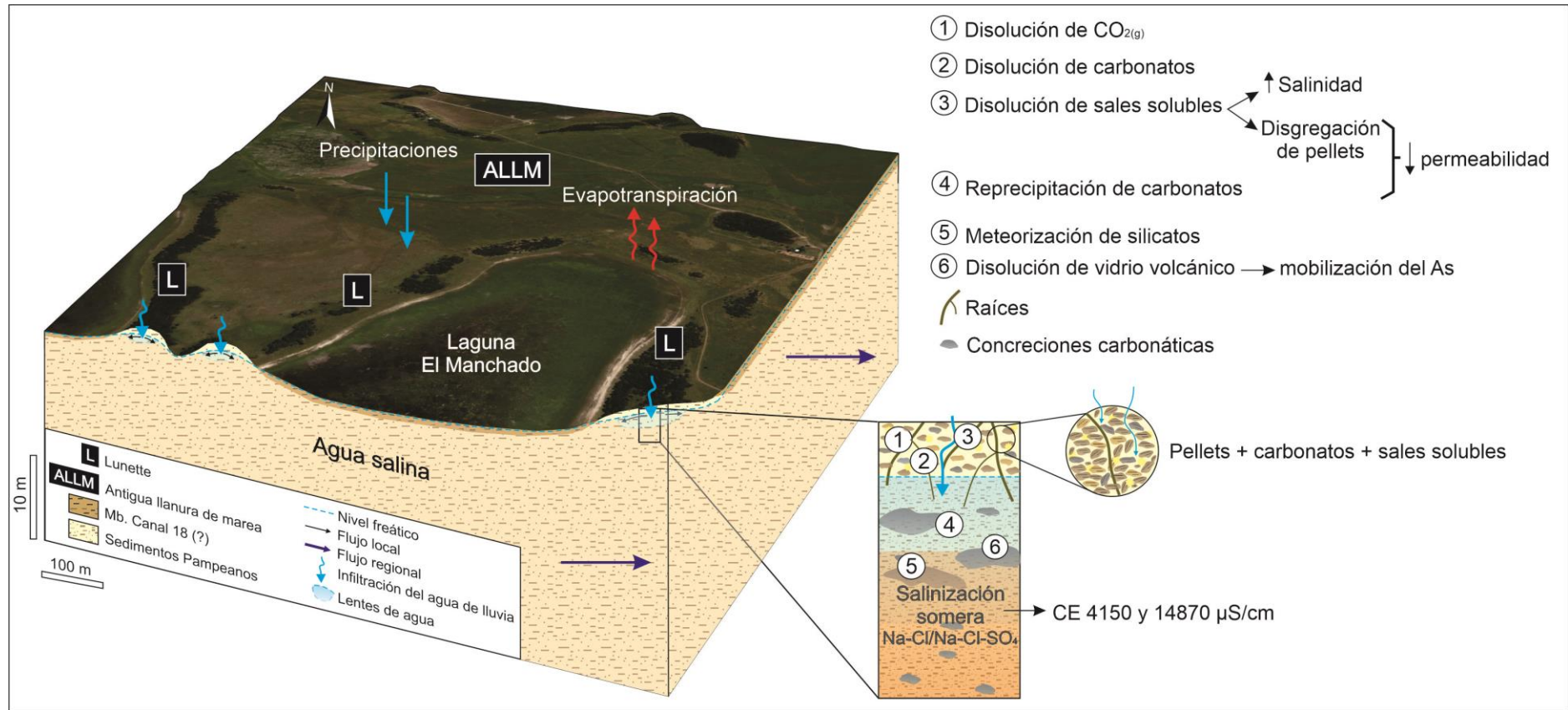


Figura VIII.1. Modelo geohidrológico conceptual del área de lunettes en el sector occidental del área de estudio.

A pesar del relieve positivo y de la presencia del bosque nativo, parámetros que *a priori* hacen suponer que los lunettes podrían funcionar como una geoforma que aloje lentes de agua dulce por lo que podría considerarse como una fuente de agua dulce alternativa, según el análisis textural e hidroquímico esta unidad no posee las propiedades hidrológicas necesarias. Si bien el agua de lluvia infiltra, las lentes de agua dulce que se forman no tienen un volumen significativo por dos motivos: 1) la disolución de los pellets con el agua de lluvia saliniza rápidamente el agua que infiltra; 2) la tasa de infiltración disminuye a escasa profundidad debido al predominio de sedimentos finos sumado a las variaciones hidroquímicas que favorecen la cementación por carbonato a poca profundidad (1-2 m). Por otra parte, es importante considerar que la presencia de agua subterránea de elevada salinidad y la presencia de yeso y halita en los sedimentos podría estar asociada también a que las zonas bajas circundantes al sector de lunettes estudiado fue inundado por la ingresión holocena, responsable de la salinización de todo el ambiente de planicie costera dentro del ámbito del estuario del Río de la Plata (Santucci et al., 2017). Esto explicaría por qué los lunettes ubicados en zonas más continentales dentro del ambiente de llanura loésica alojan lentes de agua dulce explotadas por los pobladores locales (Galindo et al., 2004).

VIII-1.2. Sector oriental

A lo largo del área de estudio en el sector oriental se observa la presencia de lomadas arenosas y barras de punta (Fig. IV.1), las cuales constituyen geoformas que actúan como zonas de recarga preferencial del agua de lluvia dada su topografía positiva y alta permeabilidad de sus sedimentos. Esta característica se evidencia claramente en los excesos de agua calculados en los balances hídricos diarios y su análisis en relación a los ascensos del nivel freático en los periodos donde dominan los excesos hídricos (Tabla V.2, Fig. V.4, 9 y 10). Es importante resaltar que estas geoformas no se desarrollan de forma aislada, sino que están lateralmente asociadas a los cordones litorales (Fig. IV.1, Fig. VIII.2). Estos cordones litorales, en los que la acumulación de agua dulce en forma de lentes ha sido reconocida en estudios previos (p.e. Sala et al., 1978; Carol y Kruse, 2012), presentan un comportamiento similar con relación a los excesos de agua en el balance hídrico y ascenso de niveles producto de la infiltración del agua de lluvia (Fig. V.4, 6, 7 y 8). Asimismo, las tres geoformas se apoyan sobre las arcillas cuyas bioturbaciones le otorgan una permeabilidad secundaria que facilita la infiltración del agua hacia los sedimentos loésicos subyacentes (Fig. IV.5). Esto determina que lomadas arenosas, barras de punta y cordones litorales funcionen hidrogeológicamente de manera similar, formando en profundidad lentes de agua

dulce que se amalgaman como una única unidad acuífera. De esta manera, los sedimentos superficiales de mayor permeabilidad que componen a las geoformas facilitan la infiltración del agua de lluvia (Fig. IV.7, 11 y 13), las bioturbaciones de las arcillas posibilitan su migración en profundidad y los sedimentos loésicos alojan la mayor parte de las lentes de agua dulce. Este comportamiento hidrogeológico pudo ser evidenciado en las curvas de campo resultantes de los SEVs (Fig. V.12 y 13). A su vez, los estudios geofísicos y mediciones de CE en campo en pozos de distinta profundidad permiten reconocer que las lentes de agua dulce alcanzarían profundidades que varían entre los 12 y los 25 m (Fig. VIII.2). Cabe destacar que tanto lomadas arenosas como barras de punta tienen una extensión mayor en el norte del área de estudio, donde no sólo se observa la lomada adyacente al cordón, sino que también lomadas de forma subcircular (Fig. IV.1), lo que amplía las dimensiones de las lentes formadas en este sector. Estas geoformas se encuentran limitadas por la antigua llanura de marea hacia el oeste y por la marisma hacia el este (Fig. IV.1, Fig. VIII.2), cuyas texturas limo – arcillosas superficiales implican que el agua de lluvia no infiltre fácilmente y tienda a permanecer en superficie (Fig. IV.16 y 17). Además, el agua subterránea en estas unidades presenta altas salinidades vinculadas principalmente a facies de tipo Na-Cl (ver Anexo Tabla VI.1, Fig. VI.7).

En función de las observaciones de campo y del análisis de los perfiles litológicos realizados, lomadas arenosas y barras de punta están formadas principalmente por sedimentos arenosos en los cuales también se encuentran fragmentos esqueletales de moluscos subordinados (Fig. IV.10 y 12). Esta similitud es esperable dado que las barras de punta se originan por el retrabajo del río Salado sobre las lomadas, no obstante, hay una leve variación textural entre estas unidades. Las lomadas arenosas, por un lado, presentan texturas arenosas asociadas a altas tasas de infiltración mientras que las barras de punta varían entre franco arenosa a franco arcillo arenosa donde las tasas de infiltración son un poco menores (Fig. IV.11 y 13). Por su parte, los cordones litorales se componen de sedimentos de alta permeabilidad que pueden variar entre cordones naturales donde dominan los fragmentos esqueletales de conchillas a cordones modificados por la actividad donde dominan los sedimentos arenosos (Fig. IV.4 y 6, Fig. VIII.2 y 3).

El agua subterránea en estas unidades es de baja salinidad con una CE generalmente inferior a 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (ver Anexo Tabla VI.1, Fig. VI.1). Los pozos que captan agua de la parte más somera de la lente presentan facies Ca-Mg-HCO₃, mientras que aquellos que captan de los sectores profundos son de tipo Na-HCO₃ (Fig. VI.2, 4 y 5, Fig. VIII.2 y 3). A mayor profundidad y en las zonas limítrofes con la antigua llanura de marea o

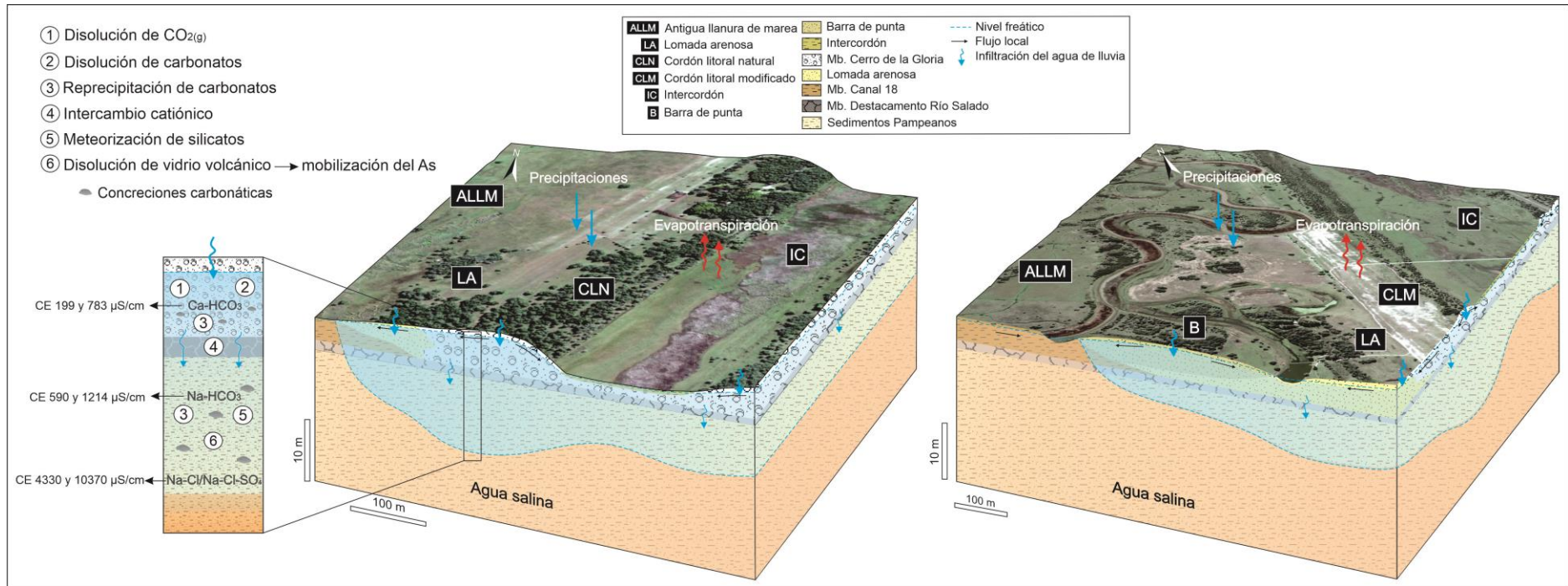
la marisma, la CE aumenta indicando la presencia de la zona de interfase agua dulce – agua salina, siendo en este caso agua de tipo Na-Cl y Na-Ca-SO₄ (Fig. VIII.2 y 3). Los modelos hidroquímicos muestran que el cambio de facies y aumento de salinidad ya ocurre cuando en la interfase existe un 3% de agua salina de las unidades lindantes (antigua llanura de marea). El contenido de isótopos ambientales indica que la recarga del agua subterránea deriva de la infiltración del agua de lluvia, la cual experimenta previamente un leve proceso de evaporación (Fig. VI.8). Cabe destacar que, a pesar de las diferencias en las tasas de infiltración, lomadas arenosas, barras de punta y cordones litorales, presentan porcentajes similares de evaporación cercanos al 5% (Fig. VI.8). Asimismo, existe un aporte de iones al agua procedente principalmente de la disolución y alteración de las distintas facies minerales producto de la interacción agua – sedimento (Fig. VI.9 y 10).

Cuando el agua de lluvia infiltra reacciona con el CO_{2(g)} atmosférico de los poros del sedimento en la ZNS, generando iones HCO₃⁻ y H⁺ (Apello y Postma, 2005). Esta reacción conduce a una disminución del pH donde los H⁺ libres reaccionan con las fases carbonáticas causando su disolución e incorporando iones Ca⁺², Mg⁺² y HCO₃⁻, dando lugar a un aumento en el índice de saturación en calcita (Fig. VI.14a y b). La disolución preferencial de estas fases minerales se evidencia además en la relación Ca:Sr y los valores de C-ratio obtenidos (Fig. VI.11). Cabe aclarar que dentro de las fases carbonáticas se incluye calcita magnesiana, en la cual la presencia de Mg⁺² aumenta su solubilidad en comparación con minerales puros como calcita y la dolomita (Morse y Arvidson, 2002). A su vez, dichas reacciones consumen H⁺ por lo que el pH tiende a aumentar. No obstante, la ZNS puede recuperar esa acidez disolviendo más CO_{2(g)} el cual puede provenir de la respiración de las raíces, de la descomposición de la materia orgánica o del CO_{2(g)} presente en el espacio poral de la misma (Clark, 2015). Estos procesos explicarían principalmente el dominio de facies Ca-Mg-HCO₃ en los sectores más someros de las lentes.

Por otro lado, a medida que el flujo se profundiza y la disolución de carbonatos consume H⁺ y CO_{2(g)}, el agua en la zona saturada pierde acidez disminuyendo su capacidad para alterar estas fases minerales debido a que no puede incorporar más CO_{2(g)} al sistema (Hem, 1985; Apello y Postma, 2005). Esto genera un aumento del pH y condiciones de sobresaturación en calcita en la mayoría de las muestras (Fig. VI.14a y b), favoreciendo la precipitación de calcita secundaria en forma de concreciones y, en algunos casos, en forma de cemento. La disolución – precipitación de carbonatos estaría en parte también fomentada por las variaciones estacionales en el régimen

hídrico, dominando la reprecipitación de carbonatos en los periodos de déficit hídrico (Imbellone y Giménez, 1997; Carol y Kruse, 2016).

En los pozos que captan agua desde el centro de la lente en los sedimentos loésicos el agua presenta excesos de Na^+ , vinculados a deficiencias de Ca^{+2} y Mg^{+2} según una relación 1:1 indicativa de procesos de intercambio catiónico (Fig. VI.15). Considerando el origen marino de la arcilla bioturbada es de esperar que en ella domine el Na^+ como catión de intercambio, de esta manera los excesos de Na^+ se deberían a que los iones Ca^{+2} y Mg^{+2} dominantes en las partes más superficiales de la lente son intercambiados por el Na^+ adsorbido en las fases arcillosas (Fig. VIII.2 y 3) (Carol et al., 2012). Este proceso de intercambio iónico se ve favorecido por la mineralogía de las arcillas bioturbadas principalmente de tipo esmectitas las cuales poseen una alta capacidad de intercambio catiónico. Los resultados obtenidos en los análisis químicos, modelos hidroquímicos y el ensayo de laboratorio muestran que hay un intercambio entre Ca^{+2} y Na^+ a nivel subsuperficial. A su vez, los ensayos de laboratorio demostraron que la reacción de intercambio entre la solución y el material arcilloso ocurre rápidamente y que, a pesar de la concentración iónica de la solución, una vez alcanzada la capacidad de intercambio, las concentraciones de Ca^{+2} y Na^+ se estabilizan (Fig. VI.16a-b) (Chen y Jiao, 2014). Si bien los sedimentos loésicos subyacentes también pueden funcionar como intercambiadores, dado que dentro de su composición hay illita, la capacidad de intercambio de esta arcilla es menor, por lo que el intercambio $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}$ se produciría mayormente en la arcilla bioturbada.



Las variaciones en el pH que se van generando también son responsables de la meteorización de los silicatos, en los cuales las reacciones tienden a ser más lentas (Berg y Banwart, 2000; Clark, 2015). Las fases silicatadas presentes (feldespato potásico, plagioclasas, anfíboles y piroxenos) por hidrólisis congruente o incongruente pueden aportar al agua H_4SiO_4 , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ y otros elementos minoritarios (Cu, Cr, Pb, Ni y V), los cuales se encuentran en bajas concentraciones (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17). No obstante, se determinaron contenidos altos de Fe, Mn y As, siendo este último el que se halla en mayores concentraciones en el agua subterránea en todas las geoformas (ver Anexo Tabla VI.2, Fig. VI.17, Fig. VIII.2 y 3). Si se consideran las fases minerales que pueden aportar As se destaca al vidrio volcánico contenido en el loess que aloja la lente de agua dulce donde predominan facies de tipo Na-HCO_3 , habiéndose encontrado una correlación positiva entre este tipo de facies y el contenido de As (Smedley et al., 2002; Zabala et al., 2015; Tanjal et al., 2018; Borzi et al., 2019). El vidrio volcánico contenido en estos sedimentos es portador comúnmente de impurezas de arsénico (Tricart, 1973; Smedley et al., 2000, 2002, 2005; Borzi et al., 2015; Carol et al., 2015), el cual también puede estar adsorbido en oxi-hidróxidos de Fe-Mn (deMeyer et al., 2017), en ambos casos la solubilización de este elemento se ve favorecida por un aumento en el pH. Por su parte, el Fe y el Mn pueden derivar de la alteración de silicatos ferromagnesianos ante un incremento en el pH o estar presentes en forma de oxi-hidróxidos. La ausencia de correlación entre la concentración de estos elementos y el pH indicaría que su distribución está regulada por las condiciones de óxido-reducción del medio (Fig. VI.18b-c). En el área de estudio la presencia de Mn en el agua subterránea puede dar lugar a acumulación por precipitación del mismo en los sistemas de distribución de agua. Mientras el Mn se halla en condiciones reductoras permanece disuelto, no obstante, cuando el agua es bombeada para su extracción las condiciones se tornan oxidantes por lo que el Mn formará en las tuberías una capa de un precipitado negro (MnO_2), situación reportada por varios molineros en la zona. Esta reprecipitación del Mn no sólo genera la sobreexigencia en el bombeo (Homoncik et al., 2010) sino que también implica el cambio de las tuberías lo que acarrea inconvenientes logísticos y económicos.

Respecto de los cordones litorales es importante resaltar que si bien es ampliamente conocida su capacidad para albergar lentes de agua dulce (p.e. Sala et al., 1978; Carol y Kruse, 2012; Carol et al., 2013; Carol et al., 2015) éstos han sido explotados para la extracción de conchillas desde comienzos del siglo XX, sin existir estudios específicos sobre como esto afecta a las lentes. Esta actividad se ha incrementado significativamente desde sus inicios, observándose un marcado avance de la

superficie explotada con una completa deforestación del bosque nativo, donde una vez finalizada la extracción, las labores pueden permanecer destapadas o ser niveladas con el material de descarte (Fig. VII.3, Fig. VIII.3). En aquellos casos en los que las excavaciones se rellenan con el material arenoso, se produce un cambio en las texturas de los sedimentos superficiales (Fig. VIII.2 y 3). En esta situación, los balances hídricos y variaciones de niveles en relación a éstos indican que el cordón modificado tiene un comportamiento similar al de la lomada arenosa. Nótese que, si se comparan los excesos de agua, éstos son mayores en el cordón modificado que en el natural (Tabla V.2). Estos mayores excesos podrían deberse a la ausencia o poca presencia de vegetación sobre estas unidades, la cual toma parte del agua que infiltra para su funcionamiento metabólico. Sin embargo, pese a esta mayor tasa de infiltración, los SEVs muestran que la lente en estos cordones modificados es más delgada (Fig. V.12 y 13). Esto se debería a la disminución en la topografía del cordón litoral luego de la explotación, ya que el desarrollo de la lente depende de la altura del nivel freático (Ghyben, 1888; Herzberg, 1901; Fetter, 1972), la cual es menor en los cordones modificados. Esto explica por qué, en condiciones naturales las lentes tienen un mayor espesor que aquellas donde el cordón fue explotado, al igual que lo que ocurre en las lomadas arenosas y barras de punta considerando que el cordón es nivelado alcanzando alturas similares a los de estas geoformas (Fig. V.12 y 13, Fig. VIII.2 y 3).

Por otro lado, en aquellos casos en los que las excavaciones no se rellenan, debido a la profundización de las mismas, tiende a acumularse el agua en superficie tanto por la lluvia como por el afloramiento del nivel freático dando lugar a la formación de lagunas artificiales (Fig. VIII.3). De este modo, el agua que se acumula en las canteras presenta bajos contenidos iónicos (Fig. VI.1), los cuales evidencian un marcado aumento durante el período de déficit, caracterizada por facies de tipo Ca-Mg-HCO₃, Na-HCO₃ y Na-Cl (Fig. VI.3). El contenido de isótopos ambientales indica que en este caso predomina un proceso de evaporación con porcentajes entre 25 y 35% (Fig. VI.8). Dada la exposición del recurso, la cantidad de agua acumulada en las canteras abandonadas se encuentra mayormente asociada al balance hídrico. La influencia de la relación precipitación – evaporación se hace más marcada durante los meses de déficit hídrico coincidente con los meses de verano, donde las temperaturas son más altas y la evaporación supera a la precipitación (Fig. V.3). Asimismo, durante este periodo también el nivel freático tiende a profundizarse por lo que el aporte de agua hacia las canteras disminuye (Fig. VII.2). Aquí el contenido iónico no solo deriva de una concentración por evaporación sino también de la disolución de minerales (Fig.

VI.9) tanto silicatados como carbonáticos, con índices de saturación en calcita desde subsaturados a sobresaturados (Fig. VI.14a-b).

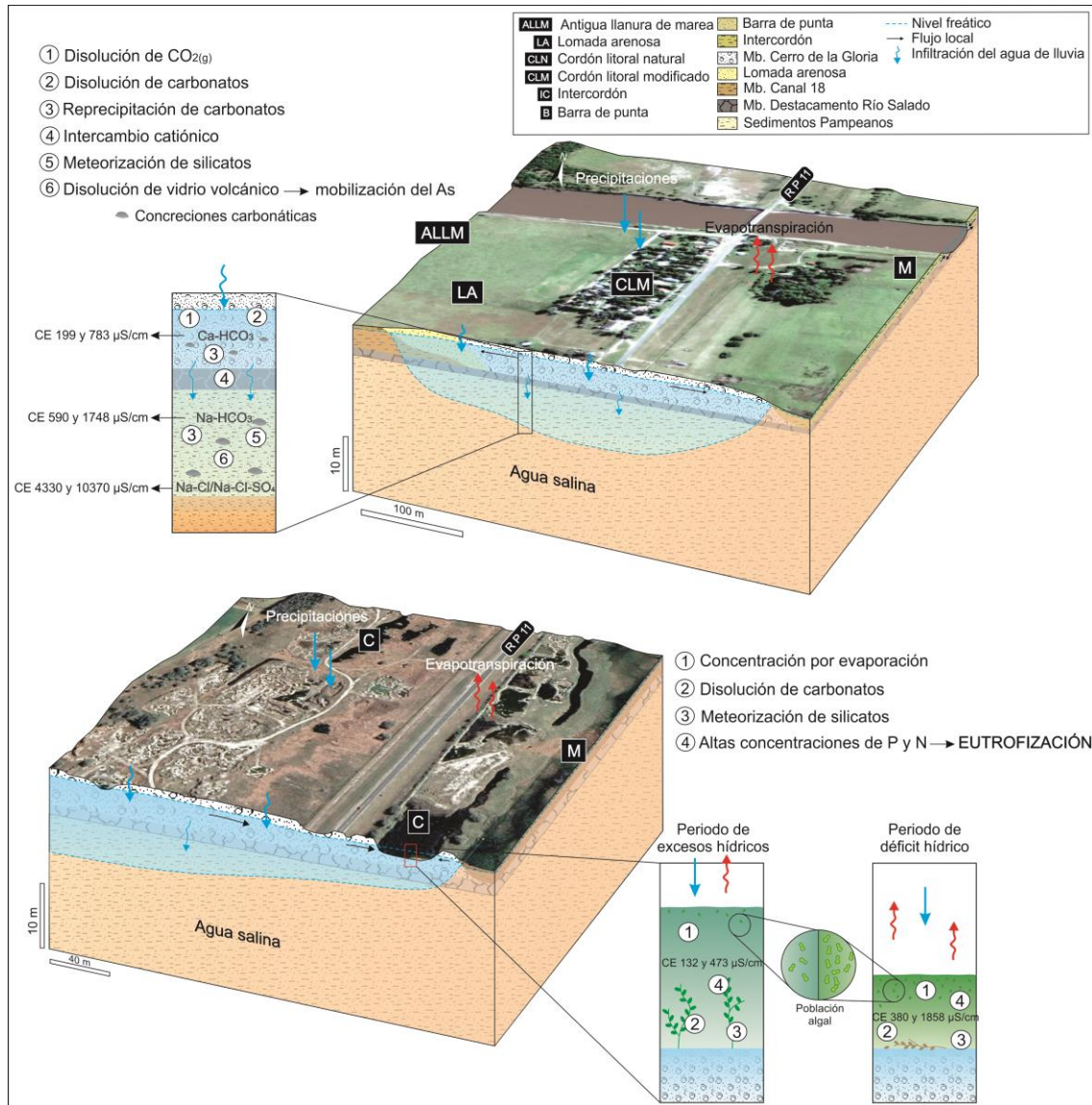


Figura VIII.3: Modelos geohidrológicos conceptuales del cordón litoral modificado y de las canteras abandonadas en el sector oriental del área de estudio.

Independiente de los iones mayoritarios derivados de la interacción con los sedimentos, es importante resaltar que la calidad del agua superficial de las canteras puede verse afectada por el proceso de eutrofización, el cual es una de las principales causas del deterioro de este tipo de recurso hídrico (Smith et al., 1999). Este proceso responde a un aumento en el aporte de nutrientes esenciales, fósforo y nitrógeno, a los cuerpos de agua superficial (Codd, 2000), en este caso asociado a factores naturales dada la ausencia de fuentes antrópicas. El incremento en el contenido de estos elementos favorece el crecimiento de la población de algas, lo que trae

aparejado un aumento en la turbidez del agua y del contenido de materia orgánica que se deposita en el fondo, dando lugar a un ambiente anóxico y reductor.

Los menores contenidos en fósforo y nitrógeno se registran al final del periodo donde dominan los excesos hídricos (invierno e inicio de la primavera) (Fig. V.3, Fig. VII.4), condición que favorece la dilución del agua de las canteras por acumulación de agua de lluvia sumado a las bajas temperaturas por las cuales la actividad microbiológica se ve reducida (Bhagowati y Ahamad, 2019). En base a los valores de TSI estimados se observa que el agua en las canteras pasa de condiciones eutróficas durante los periodos de excesos hídricos a hipereutróficas en los de déficit, indicando un importante deterioro en la calidad del recurso, principalmente en aquellas canteras que llevan más tiempo destapadas (Fig. VII.5, 6 y 7).

Si bien el balance hídrico influencia la distribución de estos nutrientes (Twomey y Thompson, 2001), ésta es más evidente en la del nitrato (Canter, 1997; Aubriot et al., 2005), no obstante, la temperatura del agua podría estar condicionando la actividad de las bacterias responsables de los procesos de nitrificación – desnitrificación (Canter, 1997; Gerardi, 2003). El fósforo, por su parte, podría verse afectado también por otros procesos como por ejemplo la complejación, adsorción y precipitación favorecidos por la presencia de carbonato de calcio o materia orgánica (Conzonno, 2009). Asimismo, las variaciones en las condiciones de pH pueden contribuir a la adsorción o desorción del P (López-Hernández y Burnham, 1974; Mucci et al., 2018). Por su parte, los valores levemente ácidos medidos durante el mes de marzo son coincidentes con un notable aumento en el contenido de fósforo (Fig. VII.8a-b), mientras que en condiciones de alcalinidad la solubilidad disminuye posiblemente por la formación de complejos con Ca y Mg (Ngatia et al., 2017). A su vez, la descomposición de la materia orgánica presente no solo genera una acidificación del pH del medio, sino que también al consumir oxígeno da lugar a condiciones reductoras. Este cambio en las condiciones redox del medio puede favorecer la desorción del P dado que contribuye a la solubilización de otros elementos como el Fe y Mn, que se hallan formando oxihidróxidos en los que se encuentra adsorbido el P (Barrow, 1984).

VIII-2. Reservas de agua dulce

El análisis conjunto de las características geomorfológicas, texturales e hidroquímicas demuestra que dentro de las geoformas estudiadas sólo las lomadas arenosas y las barras de punta acumulan agua en forma de lentes que pueden ser utilizadas como

una fuente alternativa de agua subterránea. A su vez, en los modelos geohidrológicos conceptuales se muestra que estas geoformas no constituyen lentes de agua independientes, sino que se amalgaman a aquellas asociadas a los cordones litorales. Los cordones litorales, por su parte, alojan lentes de agua dulce tanto en condiciones naturales como modificadas por la explotación minera, a excepción del agua en las canteras que tiende a eutrofizarse.

La visualización de la distribución espacial de estas lentes de agua dulce fue obtenida a partir del software Voxler en base al mapeo de las geoformas y la delimitación de las lentes por SEVs y mediciones de CE en pozos a distintas profundidades. En el modelo 3D obtenido (Fig. VIII.4) se observa que el amalgamamiento de las lentes de barras de punta, lomadas arenosas y cordón litoral (natural y modificado) determina que se comporten como una sola unidad, la cual se desarrolla de manera continua y paralela a la costa. De la misma manera, en el modelo se representan las variaciones en el espesor de la lente en relación a las áreas de cordones litorales naturales y cordones modificados por la explotación minera, así como las diferencias laterales en los espesores de las lentes en las distintas geoformas.

Considerando que la lente se aloja principalmente en los sedimentos loésicos los cuales presentan un coeficiente de almacenamiento medio de 0,09 (Varni et al., 2010; Quiroz-Londoño et al., 2012) las reservas totales de agua acumuladas se estimaron en 81.330.903 m³. A fin de cuantificar qué porcentaje de estas reservas se asocian a las lentes de las lomadas arenosas y barras de punta, se generaron 2 subsets de datos separando a éstas de las lentes formadas en los cordones litorales. De esta manera, de los 81.330.903 m³ totales, 29.937.277 m³ corresponden a las lentes de lomadas arenosas y barras de punta, y 51.393.626 m³ a las de cordones litorales. Esto demuestra que las reservas de agua alojadas en lomadas arenosas y barras de punta constituyen un 37% de las reservas totales, lo que comprueba su relevancia como fuente alternativa a la de los cordones litorales. Es importante destacar que algunas geoformas como lomadas subcirculares menores presentes en la zona norte no pudieron ser incorporadas al modelo. Por esta razón, es de esperar que si se sumaran las reservas de agua de estas geoformas a las anteriormente descritas el porcentaje de reservas de agua alojado en fuentes alternativas sería aún mayor.

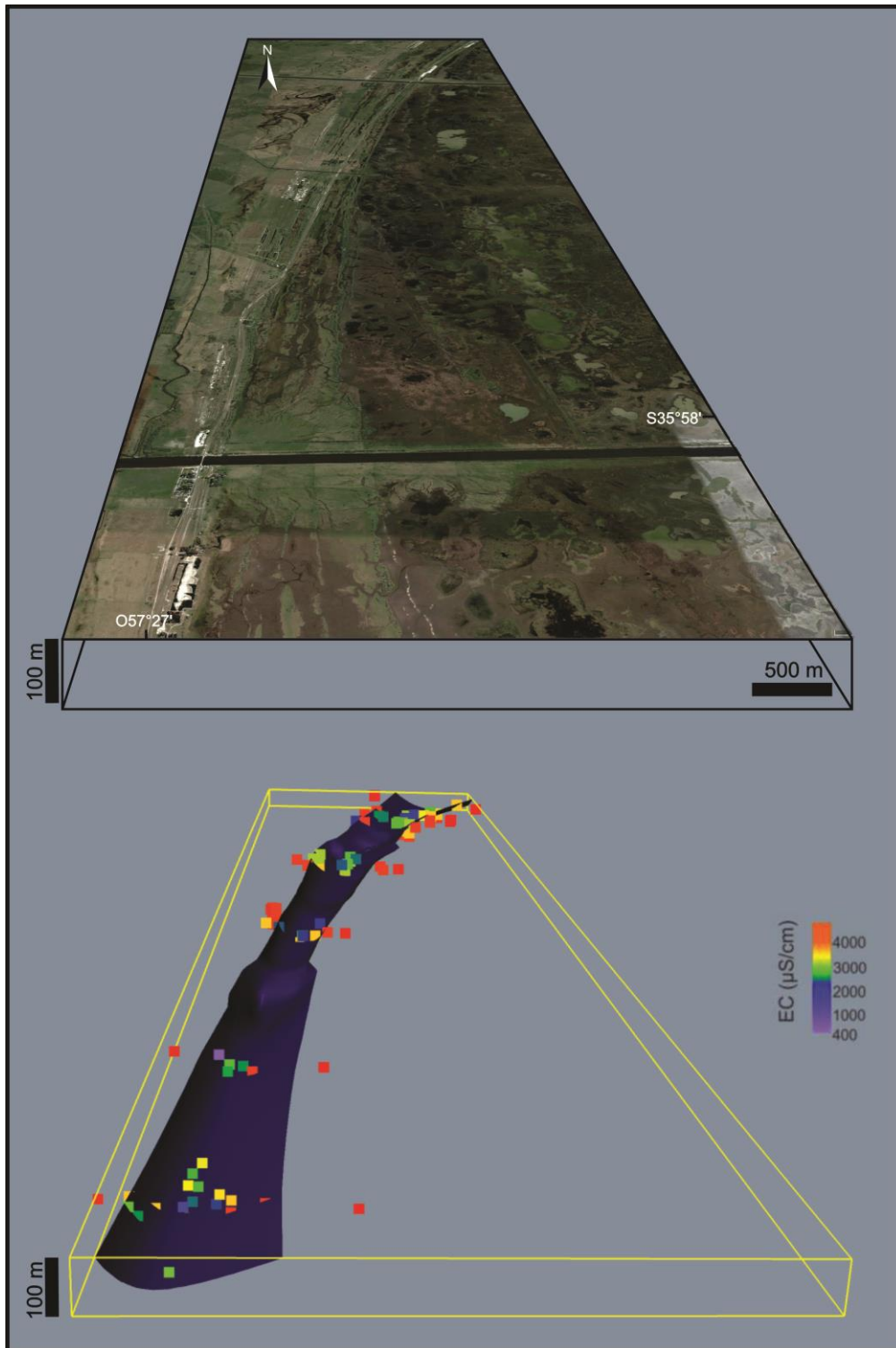


Figura VIII.4: Modelo 3D de la geometría de la lente de agua dulce (en negro) con una escala vertical exagerada en un factor de 10. La imagen satelital superior representa la ubicación del modelo y los puntos coloreados muestran los distintos valores de CE medidos en cada pozo de monitoreo.

Por otro lado, y en relación a la variación registrada en los niveles freáticos y los excesos de agua que pueden infiltrar entre periodos de excesos y déficit (Capítulo V), es de esperar que existan variaciones en las reservas debido a cambios climáticos. El análisis de las precipitaciones anuales del período 1956-2019 muestra una tendencia

general a un aumento de las lluvias (Fig. V.2). De mantenerse esta tendencia la recarga de las lentes tendría que incrementarse en el tiempo, aportando a un mayor desarrollo de las lentes de agua dulce. Asimismo, la alternancia de periodos más húmedos y más secos registrada en los valores de media móvil cada 10 años, indica que éstos ocurren aproximadamente cada 2 años, característica que muestra que la recarga de las lentes no se vería afectada por periodos prolongados (Fig. V.2).

Los acuíferos asociados a lentes de agua dulce se encuentran dentro de los sistemas hidrológicos más vulnerables frente al desarrollo socioeconómico que depende de su explotación (Morgan and Werner, 2014). Una explotación sostenible del recurso requiere que los volúmenes de agua explotados no superen a aquellos que recargan a los acuíferos. El caudal anual aproximado que puede ser bombeado sin poner en riesgo la sustentabilidad del recurso constituye las reservas reguladoras (Custodio y Llamas, 2001). Las mismas pueden ser estimadas a partir de la multiplicación del área de las lentes, el coeficiente de almacenamiento y la variación promedio del nivel freático en el tiempo (ver Capítulo II). De esta manera, para el área total de 46.754.343 m², se obtiene un valor de 4.207.891 m³. Además, teniendo en cuenta este valor y un consumo diario de 100 L por habitante sugerido por la Organización Mundial de la Salud (Howard y Bartram, 2003), las reservas reguladoras teóricamente podrían abastecer una población permanente de 115.285 habitantes. Asimismo, si se considera sólo el área que corresponde a lomadas arenosas y barras de punta (10.165.038 m²), la cantidad de reservas reguladoras aportadas por estas fuentes alternativas sería de 914.853 m³ las cuales, en teoría, podrían abastecer una población permanente de 25.064 habitantes, lo que representa a un 21% del total de los habitantes que pueden ser abastecidos por las lentes.

Es importante destacar que estas lentes de agua dulce situadas en el sector oriental no sólo abastecen a los pobladores rurales que viven en las adyacencias de las mismas, sino que también constituyen la única fuente de agua dulce para los pobladores que habitan en el sector occidental del área de estudio. Actualmente los pobladores en el sector más occidental solicitan permisos en los campos con cordones litorales para instalar molinos y derivar mediante cañería el agua hasta sus casas. Las estimaciones obtenidas muestran que esta práctica podría ser amplificada ante un posible crecimiento poblacional en función de las reservas reguladoras obtenidas. Finalmente, en cuanto a la actividad ganadera que se lleva a cabo en la zona, si bien requiere de un caudal importante para su desarrollo no presenta las mismas limitantes de calidad que el agua para consumo humano. Por esta razón, el ganado mayormente vacuno puede ser abastecido con agua con un tenor salino más alto, tal como la

relevada en la antigua llanura de marea o en los lunettes. En estas áreas el agua determinada fue principalmente de tipo clorurada sódica, la cual no afectaría a la salud del ganado, que se ve afectado cuando el agua se torna sulfatada, ocasionando la pérdida de peso por diarrea y la deshidratación del animal (Sager, 2000; Bavera et al., 2001; Coria et al., 2007).

Capítulo IX

Conclusiones

Dentro de la planicie costera del estuario exterior del Río de la Plata, donde el agua subterránea es predominantemente salina, el desarrollo socioeconómico está principalmente limitado por la disponibilidad de agua apta para consumo, tanto en cantidad como en calidad. Por lo tanto, la exploración de nuevas fuentes de agua dulce, así como el conocimiento del estado de las fuentes utilizadas actualmente para consumo y de aquellos factores que afectan sus reservas y calidad es necesario para poder asegurar el abastecimiento de la población.

Las fuentes de agua dulce en la región se asocian a lentes vinculadas a la presencia de geoformas cuya mayor permeabilidad favorece la infiltración del agua de lluvia. Tradicionalmente el abastecimiento de agua se efectúa a partir de la explotación de lentes alojadas en cordones litorales, sin embargo, los estudios de detalle efectuados permitieron reconocer otras geoformas capaces de alojar agua dulce. En el área de estudio se identificaron geoformas de lomadas arenosas, barras de punta y lunettes, como posibles unidades capaces de alojar lentes de agua dulce. No obstante, luego de analizar las características texturales e hidroquímicas se determinó que sólo las lomadas arenosas y las barras de punta presentan sedimentos con altas tasas de infiltración que permiten acumular el agua de lluvia en forma de lentes, las cuales pueden ser utilizadas como una fuente alternativa de agua subterránea. En los lunettes, en cambio, al estar formados por sedimentos más finos con bajas tasas de infiltración el agua tiende a salinizarse a escasa profundidad.

Es importante señalar que lomadas arenosas y barras de punta constituyen geoformas que no se encuentran aisladas, sino que se vinculan espacialmente a los cordones litorales, por lo que las lentes de agua que se forman en ellas se amalgaman dando lugar a una única lente de agua dulce. De esta manera, las lentes formadas en las lomadas arenosas y barras de punta constituyen fuentes de agua alternativas que suman reservas a aquellas alojadas en los cordones litorales.

Respecto a la problemática hidrológica que enfrenta el área por la explotación minera de los cordones litorales, los estudios efectuados permitieron demostrar que los cordones litorales alojan lentes de agua dulce no solo en condiciones naturales, sino que también lo hacen cuando son modificados por la explotación minera (canteras rellenas con material arenoso de descarte). A pesar de que en las explotaciones en que las excavaciones quedan al descubierto, el agua acumulada en las canteras

abandonadas registra bajos contenidos salinos, la misma suele presentar rasgos de eutrofización debido al aumento en la cantidad de nutrientes, razón por la cual no se recomienda su uso para abastecimiento. Esto muestra que la nivelación de las excavaciones con el material de descarte una vez finalizada la extracción resulta una buena medida de mitigación que contribuye a la conservación de las lentes de agua dulce. En los balances hídricos y análisis de variaciones de niveles freáticos, el cordón modificado tiene un comportamiento similar al de la lomada arenosa, presentando importantes excesos hídricos. Sin embargo, la disminución en la altura topográfica que ocasiona la explotación minera determina que el espesor de la lente en el cordón modificado sea menor que en cordón natural, característica que se observa claramente en los SEVs. Además, esta disminución en el espesor de las lentes se observa en las lomadas arenosas y barras de punta las cuales también son geoformas topográficamente más bajas que el cordón natural.

En cuanto a la química del agua subterránea en las lentes de agua dulce que se forman en estas unidades, la misma es de baja salinidad asociada a facies de tipo Ca-Mg-HCO₃ y Na-HCO₃, donde la interacción agua-sedimento es el principal determinante de la presencia de iones solubles. Dentro de los principales procesos geoquímicos se encuentran la disolución de CO_{2(g)}, la disolución - precipitación de carbonatos, el intercambio catiónico y la meteorización de silicatos. Cabe señalar que estos procesos también regulan la presencia de elementos como As, Fe y Mn, los cuales en altas concentraciones pueden ser una limitante de la calidad del agua. Por otro lado, en los pozos con mayores tenores salinos se suma la disolución de fases minerales más solubles como yeso y halita.

Con respecto a su distribución espacial, las lentes de agua dulce alojadas en lomadas arenosas, barras de punta y cordones litorales (natural y modificado), se desarrollan en todo el sector oriental del área de estudio de manera continua y paralela a la costa. En ellas, el volumen total de reservas de agua dulce almacenado fue estimado en 81.330.903 m³, de los cuales un 37% corresponde a las reservas que se acumulan en lentes de lomadas arenosas y barras de punta. De este volumen total, las reservas que teóricamente pueden ser sustentablemente explotadas (reservas reguladoras) constituyen un volumen de agua de 4.207.891 m³. De acuerdo a esto, y a partir de un consumo medio por habitante de 100 L, las reservas reguladoras podrían abastecer alrededor de unos 115.000 habitantes permanentes. Es importante considerar que el sector occidental del área de estudio no cuenta con fuentes de agua dulce disponibles, razón por la cual estas lentes deben no sólo abastecer a los pobladores que viven en sus alrededores, sino también a aquellos que se encuentran en zonas más alejadas

localizadas al oeste. Respecto al rol que cumplen las lentes de agua dulce asociadas a lomadas arenosas y barras de punta, las estimaciones de reservas reguladoras asociadas a las mismas muestran que, en teoría, estas podrían abastecer a una población permanente cercana a los 25.000 habitantes, lo que representa a un 21% del total de los habitantes que pueden ser abastecidos por las lentes, comprobando su relevancia como fuente alternativa a la de los cordones litorales.

Los resultados presentados en esta tesis constituyen el primer estudio acerca del desarrollo de lentes de agua dulce en geoformas alternativas al cordón litoral en un sector de la planicie costera del Río de la Plata donde existen graves problemas de abastecimiento. De esta manera, la presencia de lomadas arenosas y barras de punta capaces de alojar lentes de agua dulce en cantidad y calidad adquiere una gran importancia no solo para asegurar el abastecimiento de la población local sino también para fomentar el desarrollo socioeconómico de la región. Los datos proporcionados contribuirán a aumentar el conocimiento sobre la influencia de las características geomorfológicas y geológicas en el desarrollo e hidrogeoquímica de las lentes de agua dulce. Asimismo, se plantea la importancia de la mitigación del impacto de la actividad minera para la conservación del recurso, siendo el relleno de las labores mineras con el material de descarte una medida básica. Finalmente, considerando la relevancia de este tipo de acuíferos es que se brinda información de base para garantizar la sustentabilidad y establecer un plan de manejo eficaz del recurso hídrico.

Bibliografía

- Aguirre, M., 1993. Palaeobiogeography of the Holocene molluscan fauna from Northeastern Buenos Aires Province, Argentina: its relation to coastal evolution and sea level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102(1-2), 1-26.
- 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.
- Aguirre, M. L., Fucks, E., 2004. Moluscos y paleoambientes del Cuaternario marino en el sur de Entre Ríos y litoral bonaerense. *Temas de la biodiversidad del litoral fluvial Argentino*, 12, 55-70.
- Aguirre, M., Donato, M., Richiano, S., Farinati, E., 2011. Pleistocene and Holocene interglacial molluscan assemblages from Patagonian and Bonaerensian littoral (Argentina, SW Atlantic): Palaeobiodiversity and Palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308, 277-292.
- Ainchil, J., Kruse, E., Mazzoldi, A., 2009. Hydrogeological conditions in a coastal plain sector of the northeast of Buenos Aires Province (Argentina). *Gestión Ambiental de Áreas costeras*. Rubes Editorial (España). Cap 5: 101-112.
- Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 1-1027.
- Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalán. *Museo Nacional de Buenos Aires*.
- Appelo, C., Postma, D., 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution*. 2nd ed., Rotterdam, Netherlands, AA Balkema.
- APHA (American Public Health Association), 1998. *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*, twentieth ed. American Public Health Association, American Water Works Association, Water Environment Federation, Washington, DC.
- Argamasilla, M., Barberá, J. A., Andreo, B., 2017. Factors controlling groundwater salinization and hydrogeochemical processes in coastal aquifers from southern Spain. *Science of the Total Environment*, 580, 50-68.

- Aubriot, L., Conde, D., Bonilla, S., Hein, V., Britos, A., 2005. Vulnerabilidad de una laguna costera en una Reserva de Biósfera: indicios recientes de eutrofización. *Eutrofización de Lagos y Embalses*. (Eds. Vila and J. Pizarro), pp, 65-85.
- Barrow, N. J., 1984. Modelling the effects of pH on phosphate sorption by soils. *Journal of Soil Science*, 35(2), 283-297.
- Bavera, G., Rodríguez, E., Beguet, H., Bocco, O., Sánchez, J., 2001. Manual de aguas y aguadas para el ganado. Ed. Hemisferio Sur, Buenos Aires. 284 p
- Berg, A., Banwart, S., 2000. Carbon dioxide mediated dissolution of Ca-feldspar: implications for silicate weathering. *Chemical Geology* 163, 25-42.
- Bhagowati, B., Ahamad, K. U., 2019. A review on lake eutrophication dynamics and recent developments in lake modeling. *Ecohydrology & Hydrobiology*, 19(1), 155-166.
- Blasi, A., Latorre, C. C., Del Puerto, L., Prieto, A. R., Fucks, E., De Francesco, C., Hanson, P. R., García-Rodríguez, F., Huarte, R., Carbonari, J., Young, A., 2010. Paleoambientes de la cuenca media del río Luján (Buenos Aires, Argentina) durante el último período glacial (EIO 4-2). *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 17(2), 85-111.
- Blum, J. D., Gazis, C. A., Jacobson, A. D., Page Chamberlain, C., 1998. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series. *Geology*, 26(5), 411-414.
- Borzi, G. E., Garcia, L., Carol, E. S., 2015. Geochemical processes regulating F⁻, As and NO₃⁻ content in the groundwater of a sector of the Pampean Region, Argentina. *Science of the Total Environment*, 530, 154-162.
- Borzi, G., Tanjal, C., Santucci, L., Carol, E., 2019. Geochemical mechanisms controlling the isotopic and chemical composition of groundwater and surface water in a sector of the Pampean plain (Argentina). *Science of The Total Environment*, 683, 455-469.
- Bowler, J. M., 1973. Clay dunes; their occurrence, formation and environmental significance. *Earth Sci. Rev.* 9, 315–338.
- Bracaccini, O. I., 1972. Cuenca del Salado. En *Geología Regional Argentina*. Leanza, A. F.(Ed.). Academia Nacional de Ciencias. Pág. 407-417, Córdoba.

- Bracaccini, O. I., 1980. Cuenca del Salado. In: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Brown, G. H., Tranter, M., Sharp, M. J., 1996. Experimental investigations of the weathering of suspended sediment by alpine glacial meltwater. *Hydrological Processes*, 10(4), 579-597.
- CAA, 2012. Código Alimentario Argentino, Ley 18.284, Capítulo XII, Bebidas Alcohólicas: bebidas hídricas, agua y agua gasificada.
- Canevari, P., Blanco, D. E., Bucher, E., Castro, G. Y., Davidson, I., 1998. Los Humedales de la Argentina. Clasificación, situación actual, conservación y legislación. Publicación N° 46. Wetlands International, Buenos Aires, Argentina, p. 208.
- Canter, L. W., 1997. Nitrates in groundwater. CRC press.
- Carlson, R., 1977. A trophic state index for lakes. *Limnology and oceanography*, 22, 361-369.
- 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: 335-345.
- Carol, E., Kruse, E., Roig, A., 2010. Groundwater travel time in the freshwater lenses of Samborombón Bay, Argentina. *Hydrological sciences journal*, 55(5), 754-762.
- Carol, E. S., Kruse, E. E., Laurencena, P. C., Rojo, A., Deluchi, M. H., 2012. Ionic exchange in groundwater hydrochemical evolution. Study case: the drainage basin of El Pescado creek (Buenos Aires province, Argentina). *Environmental Earth Sciences*, 65(2), 421-428.
- Carol, E., Kruse, 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., Mas Pla, J., Kruse, E., 2013. Interaction between continental and estuarine waters in the wetlands of the northern coastal plain of Samborombón Bay, Argentina. *Applied Geochemistry* 34: 152 - 163.

- 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.
- Carol, E. S., Kruse, E. E., 2016. Hydrochemical variability associated with rainfall regime: a case study in the coastal wetland of the outer Río de la Plata Estuary, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 75(10), 907.
- Carol, E., Álvarez, M. P., 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, 323-328.
- Carol, E., Richiano, S., Tanjal, C., 2018. Can bioturbation be responsible for thicker freshwater lenses than expected in littoral environments? *Marine and Freshwater Research*, 69(4), 542-550.
- Cellone, F., Tosi, L., Carol, E., 2018. Estimating the freshwater-lens reserve in the coastal plain of the middle Río de la Plata Estuary (Argentina). *Science of the total environment*, 630, 357-366.
- Cendón, D. I., Larsen, J. R., Jones, B. G., Nanson, G. C., Rickleman, D., Hankin, S. I., Maroulis, J., 2010. Freshwater recharge into a shallow saline groundwater system, Cooper Creek floodplain, Queensland, Australia *Journal of hydrology*, 392(3), 150-163.
- Chen, K., Jiao, J. J., 2014. Modeling freshening time and hydrochemical evolution of groundwater in coastal aquifers of Shenzhen, China. *Environ Earth Sci*, 71(5), 2409-2418.
- Cingolani, C. A., 2005. Unidades morfoestructurales y estructuras menores de la provincia de Buenos Aires.
- Clark, I. D., 2015. *Groundwater Geochemistry and Isotopes*. Boca Raton FL: CRC Press.
- Codd, G. A., 2000. Cyanobacterial toxins, the perception of water quality, and the prioritisation of eutrophication control. *Ecological engineering*, 16, 51-60.
- Codignotto, J. O., Aguirre, M. L., 1993. Coastal evolution, changes in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. *Marine Geology*, 110(1-2), 163-175.

- 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.
- Collins III, W. H., Easley, D. H., 1999. Fresh-water lens formation in an unconfined barrier-island aquifer 1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 35(1), 1-22.
- Conzonno, V., 2009. Limnología química. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 222.
- Coria, M. L., Fay, J. P., Cseh, S. B., Brizuela, M. A., 2007. Efecto de concentraciones elevadas de sales totales y sulfatos en agua de bebida sobre la degradabilidad ruminal in vitro de *Thinopyrum ponticum*. Archivos de Medicina Veterinaria, 39 (3):261-267.
- Cortelezzi, C., 1993. Sobre la edad de los depósitos de conchilla que afloran en las proximidades de Puente de Pascua, partido de Castelli, provincia de Buenos Aires. En 12 Congreso Geológico Argentino (pp. 249-251).
- 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, 551, 804-818.
- Custodio, E., Llamas, M. R., 2001. Hidrología subterránea. 2350 págs. Omega, Barcelona.
- Dangavs, N. V., 2005a. Los ambientes acuáticos de la provincia de Buenos Aires.
- Dangavs, N. V., 2005b. La formación La Postrera I, II, III y IV de la laguna Las Barrancas de Chascomús, provincia de 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.
- 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.

- Delsman, J. R., Hu-A-Ng, K. R. M., Vos, P. C., De Louw, P. G., Essink, G. H. P., Stuyfzand, P. J., Bierkens, M. F., 2014. Paleo-modeling of coastal saltwater intrusion during the Holocene: an application to the Netherlands. *Hydrology & Earth System Sciences*, 18(9).
- de Meyer, C. M., Rodríguez, J. M., Carpio, E. A., García, P. A., Stengel, C., Berg, M., 2017. Arsenic, manganese and aluminum contamination in groundwater resources of Western Amazonia (Peru). *Science of the Total Environment*, 607, 1437-1450.
- Departamento de agricultura de Estados Unidos.
https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/ref/?cid=nrcs142p2_054253
- Dillon, A., Rabassa, J., 1985. Miembro La Chumbiada, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires): una nueva unidad estratigráfica del valle del río Salado. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Resúmenes*, 27.
- Doering, A., 1882. Geología: Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor general de la Expedición al Río Negro (Patagonia). *Geología*3.
- El-Kadi, A. I., Plummer, L. N., Aggarwal, P., 2011. NETPATH-WIN: An interactive user version of the mass-balance model, NETPATH. *Groundwater*, 49(4), 593-599.
- Falkland, A., Custodio, E., 1991. *Hydrology and Water Resources of Small Islands: a Practical Guide*. Studies and Reports on Hydrology (49). (UNESCO: Paris, France.)
- Fetter, C. W., 1972. Position of the saline water interface beneath oceanic islands. *Water Resources Research*, 8(5), 1307-1315.
- Fidalgo, F., Colado, U. R., De Francesco, F. O., 1973a. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). In 5 Congreso Geológico Argentino (Vol. 3).
- Fidalgo, F., De Francesco, F., Colado, U., 1973b. Geología superficial en las Hojas Castelli, JM Cobo y Monasterio (Pcia de Buenos Aires). In V Congreso Argentino Geológico Argentino Resúmenes (Vol. 4, pp. 27-39).
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Pascual, R., 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. In: VI Congreso Geológico Argentino.

- Fidalgo, F., 1990. La Formación La Postrera. In Simposio Internacional sobre Loess. INQUA. Resúmenes Expandidos (pp. 78-83).
- Franco, D. P. M., Manzano, J. Q., Cuevas, A. L., 2010. Métodos para identificar, diagnosticar y evaluar el grado de eutrofia. *Contacto S*, 78, 25-33.
- Fray, C., Ewing, M., 1963. Pleistocene Sedimentation and Fauna of the Argentine Shelf: I. Wisconsin Sea Level as Indicated in Argentine Continental Shelf Sediments. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 113-126.
- Frenguelli, J., 1946. Las grandes unidades físicas del territorio argentino. *Geografía de la República Argentina*, 5-357.
- 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., 1955. Loess y limos pampeanos. Universidad Nacional de la Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Serie Técnica y Didáctica, 7, 88.
- Frenguelli, J., 1957. *Geografía de la República Argentina II (tercera parte)*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 190–192.
- Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J., Figini, A., 2007. Geocronología, paleoambientes y paleosuelos holocenos en la región pampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(3), 425-433.
- 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.
- Fucks, E., Pisano, F., Carbonari, J., Huarte, R., 2012. Aspectos geomorfológicos del sector medio e inferior de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25.
- Fucks, E., Pisano, M. F., Huarte, R. A., Di Lello, C. V., Mari, F., Carbonari, J. E., 2015. Stratigraphy of the fluvial deposits of the Salado river basin, Buenos Aires

- Province: Lithology, chronology and paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences*, 60129-139.
- Galindo, G., Herrero, M. A., Korol, S., Cirelli, A. F., 2004. Water resources in the Salado River drainage basin, Buenos Aires, Argentina: chemical and microbiological characteristics. *Water international*, 29(1), 81-90.
- Gerardi, M. H., 2003. Nitrification and denitrification in the activated sludge process. John Wiley & Sons.
- Ghyben, B. W., 1888. Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij, Amsterdam (Notes on planned well drilling near Amsterdam). The Hague. *Tijdschrift van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs*, 21, 8-22.
- Gibbs, R. J., 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 170(3962), 1088-1090.
- Giménez, J. E., Hurtado, M. A., Marínez, 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.
- Goes, B. J., Oude Essink, G. H. P., Vernes, R. W., Sergi, F., 2009. Estimating the depth of fresh and brackish groundwater in a predominantly saline region using geophysical and hydrological methods, Zeeland, the Netherlands. *Geophys*, 7, 401-412.
- 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*, 2, 113-168.
- González Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico.
- Groeber, P., 1945. Las aguas surgentes y semisurgentes del norte de la Provincia de Buenos Aires. *Revista La Ingeniería* 6.
- Guilderson, T., Burckle, L., Hemming, S., Peltier, W., 2000. Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1(12).

- Hem, J. D., 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, vol. 2254. Department of the Interior, US Geological Survey.
- Herzberg, A., 1901. Die Wasserversorgung einiger Nordseebeber (The water supply of parts of the North Sea coast in Germany): *Z. Gasbeleucht Wasserversorg*, 44, 815-844.
- Homoncik, S. C., MacDonald, A. M., Heal, K. V., Dochartaigh, B. É. Ó., Ngwenya, B. T., 2010. Manganese concentrations in Scottish groundwater. *Science of the total environment*, 408(12), 2467-2473.
- Howard, G., Bartram, J., 2003. Domestic water quantity, service level and health.
- Huizer, S., Oude Essink, G. H., Bierkens, M., 2016. Fresh groundwater resources in a large sand replenishment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 3149-3166.
- Imbellone, P. A., Giménez, J. E., 1997. Micromorphology of soils in Quaternary littoral sequences. Northeastern Buenos Aires Province, Argentina. In: Shoba S, Gerasimova M, Miedema R (eds) *Soil micromorphology: studies on soil diversity, diagnostic and dynamics*. Moscow-Wageningen, pp 93–105.
- Introcaso, A., Ramos, V., 1984. La cuenca del salado: un modelo de evolución aulacogénica. In: IX Congreso Geológico Argentino, vol. 3.
- Iriondo, M. H., García, N. O., 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101(3-4), 209-220.
- Iriondo, M., 1993. Geomorphology and late quaternary of the Chaco (South America). *Geomorphology*, 7(4), 289-303.
- Iriondo, M., 1999. Climatic changes in the South American plains: records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International*, 57, 93-112.
- Logan, W., Auge, M., Panarello, H., 1999. Bicarbonate, sulfate and chloride water in a shallow, clastic-dominated coastal flow system, Argentina. *Ground Water* 37, 287–295.
- López-Hernández, D., Burnham, C. P., 1974. The effect of pH on phosphate adsorption in soils. *J. Soil Sci*, 25(2), 207-216.

- Melo, M., Carol, E., Laurencena, P., Deluchi, M., 2013. Características hidrogeomorfológicas del humedal costero de Atalaya (Argentina). En: Aguas subterráneas, recurso estratégico. ISBN: 978-987-1985-03-6. Tomo I: 246-249.
- Mollema, P. N., Antonellini, M., 2013. Seasonal variation in natural recharge of coastal aquifers. *Hydrogeology Journal*, 21(4), 787-797.
- Morgan, L., Werner, A., 2014. Seawater intrusion vulnerability indicators for freshwater lenses in strip islands. *J. Hydrol.* 508, 22-327.
- Morse, J. W., Arvidson, R. S., 2002. The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals. *Earth-Science Reviews*, 58(1-2), 51-84.
- Mourelle, D., Prieto, A. R., Pérez, L., García-Rodríguez, F., Borel, C. M., 2015. Mid and late Holocene multiproxy analysis of environmental changes linked to sea-level fluctuation and climate variability of the Río de la Plata estuary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 421, 75-88.
- Mucci, M., Maliaka, V., Noyma, N. P., Marinho, M. M., Lüring, M., 2018. Assessment of possible solid-phase phosphate sorbents to mitigate eutrophication: influence of pH and anoxia. *Science of the Total Environment*, 619, 1431-1440.
- Ngatia, L. W., Hsieh, Y. P., Nemours, D., Fu, R., Taylor, R. W., 2017. Potential phosphorus eutrophication mitigation strategy: Biochar carbon composition, thermal stability and pH influence phosphorus sorption. *Chemosphere*, 180, 201-211.
- Parker, G., Violante, R., Costa, P., Marcolini, S., Paterlini, C., Cavallotto, J., 1990. Evolución de la región costera del este bonaerense durante el Pleistoceno Superior. *Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes*, 51, 321-326.
- Parkhurst, D. L., Appelo, C., 1999. User's guide to PHREEQC (Version2): A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations.
- Pascual, R., Jaureguizar, E. O., 1990. Evolving climates and mammal faunas in Cenozoic South America. In *The Platyrrhine Fossil Record* (pp. 23-60). Academic Press.

- Plummer, L. N., Prestemon, E. C., Parkhurst, D. L., 1994. An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path, version 2.0. Water-Resources Investigations Report, 94, 4169.
- Pommares, N. N., Fucks, E. E., Pisano, M. F., Luengo, M. S., Ramos, N. A., TDi Lello, C. V., 2021. Late Pleistocene-Holocene paleoenvironments in the middle basin of the Salado river, province of Buenos Aires, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 103001.
- Post, V., Abarca, E., 2010. Preface: Saltwater and freshwater interactions in coast.
- Price, W. A., 1963. Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis: *Jour. Sed.*
- Prieto, A. R., Blasi, A. M., De Francesco, C. G., Fernández, C., 2004. Environmental history since 11,000 14C yr BP of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Luján River. *Quaternary Research*, 62(2), 146-161.
- 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
- Pye, K., Tsoar, H., 2009. Aeolian bed forms. In *Aeolian Sand and Sand Dunes* (pp. 175-253). Springer, Berlin, Heidelberg.
- 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., Aguirre, M., Farinati, E., 2012a. Bioerosion structures in Quaternary marine mollusks from Argentina, in: Netto, R, Carmona, N., Tognoli, F. (Eds.), *Ichnology of Latin America*. Sociedad Brasileira de Paleontologia, Porto Alegre, Monografias 2, pp. 159-177.
- Richiano, S., Varela, A. N., D'Elía, L., Bilmes, A., Aguirre, M. L., 2012b. Evolución paleoambiental de cordones litorales holocenos durante una caída del nivel del mar en la Bahía Samborombón, Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 19, 105-124.
- Richiano, S., Aguirre, M. L., Farinati, E., Davies, K., Castellanos, I., 2015. Bioerosion structures in *Crepidula* (Mollusca, Gastropoda) as indicators of latitudinal

- palaeoenvironmental changes: Example from the marine Quaternary of Argentina. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 439, 63-78.
- Sager, R., 2000. Agua de bebida de bovinos. Reedición Serie técnica 126. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Estación Experimental Agropecuaria San Luis, Argentina.
- Sala, J., González, N., Hernández, M., 1978. Efectos de una barrera hidráulica natural en las aguas subterráneas del litoral de la Bahía de Samborombón. En: *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, vol. IV: 153-166.
- Sala, J., 1983. La problemática en las investigaciones geohidrológicas en grandes llanuras con escasa información. Coloquio internacional sobre hidrología de grandes llanuras 2 pp. 1173–1190.
- Santa Cruz, J. N., 1972. Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(1) 5-62.
- Santucci, L., Carol, E. S., Kruse, E. E., 2017. Quaternary marine ingressions: hydrogeochemical evidence in the semi-confined aquifer of the littoral of the Río de la Plata, Argentina. *Quaternary Research*, ISSN 0033-5894.
- 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.
- Simler, R., 2009. Diagrammes software. Downloadable at <http://www.lha.univavignon.fr/LHA-Logiciels.htm>.
- Smedley, P. L., Macdonald, D. M. J., Nicolli, H. B., Barros, A. J., Tullio, J. O., Pearce, J. M., 2000. Arsenic and Other Quality Problems in Groundwater from Northern La Pampa Province, Argentina. *British Geological Survey Technical Report WC/99/36*.
- Smedley, P. L., Nicolli, H. B., Macdonald, D. M. J., Barros, A. J., Tullio, J. O., 2002. Hydrogeochemistry of arsenic and other inorganic constituents in groundwaters from La Pampa, Argentina. *Applied geochemistry*, 17(3), 259-284.

- Smedley, P. L., Kinniburgh, D. G., Macdonald, D. M. J., Nicolli, H. B., Barros, A. J., Tullio, J. O., Pearce, J. M., Alonso, M. S., 2005. Arsenic associations in sediments from the loess aquifer of La Pampa, Argentina. *Applied geochemistry*, 20(5), 989-1016.
- Smith, V., Tilman, G., Nekola, J., 1999. Eutrophication: impacts of excess nutrient inputs on freshwater, marine, and terrestrial ecosystems. *Environmental pollution*, 100, 179-196.
- Sorooshian, S., Hsu, K., Coppola, E., Tomassetti, B., Verdecchia, M., Visconti, G., 2008. Hydrological modeling and the water cycle: coupling the atmospheric and hydrological models. Springer Science and Business Media.
- Spalletti, L., Matheos, S., Poiré, D., 1987. Sedimentology of the Holocene littoral ridge of Samborombon Bay Central Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary South American and Antarctic Peninsula* 5, 11-132.
- Tanjal, C., Galliaro, M. J., Di Lello, C., Carol, E., Richiano, S., 2018. Procesos de disolución mineral en lentes de agua dulce del litoral de Bahía Samborombón. XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología, X Congreso Argentino de Hidrogeología y VIII Seminario hispano-latinoamericano sobre temas actuales de la hidrología subterránea. ISBN: 978-987-633-540-9
- 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.
- Tavella, G. F., 2005. Cuenca del Salado. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino, 31 459 - 472, La Plata.
- 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: 52 - 56.
- Teruggi, M. E., 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Research* 27(3).
- Thorntwaite, 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.

- Tonni, E. P., Cione, A. L., Figini, A. J., 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 147(3-4), 257-281.
- Tonni, E. P., Fidalgo, F., 1978. Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados. *Ameghiniana*, 15(1-2), 235-253.
- Tosi, L., Carol, E., Da Lio, C., Donnici, S., Kruse, E., Bassan, V., Mazzuccato, A., Teatini, P., 2014. Arquitectura del subsuelo y morfología como condicionantes de la intrusión salina en la llanura costera al sur de Venecia, Italia. En: 2° Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras.
- Tricart, J., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. INTA, Colección Científica 12, 202 pp.
- Twomey, L., Thompson, P., 2001. Nutrient limitation of phytoplankton in a seasonally open bar-built estuary: wilson inlet, Western Australia. *Journal of Phycology*, 37(1), 16-29.
- Van Pham, H., Van Geer, F. C., Tran, V. B., Dubelaar, W., Essink, G. H. O., 2019. Paleo-hydrogeological reconstruction of the fresh-saline groundwater distribution in the Vietnamese Mekong Delta since the late Pleistocene. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 23, 100594.
- Vandenbohede, A., Mollema, P. N., Greggio, N., Antonellini, M., 2014. Seasonal dynamic of a shallow freshwater lens due to irrigation in the coastal plain of Ravenna, Italy. *Hydrogeology Journal*, 22(4), 893-909.
- 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.
- Vilanova, I., Prieto, A. R., 2012. Historia de la Vegetación de Las Llanuras Costeras de la Bahía Samborombón (~35,5°s), Argentina, Desde 7800 14C Años. *Ameghiniana*, 49(3), 303-318.

- Violante, R. A., Parker, G., Cavallotto, J. L., Marcolini, S., 1992. La Secuencia Deposicional del Holoceno en el Río de la Plata y Plataforma del noreste bonaerense. *Resumen*, 4, 275-282.
- Violante, R., Parker, G., 2000. El Holoceno en las regiones marinas y costeras del noreste de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55, 337–351.
- Violante, R.A., Parker, G., Cavallotto, J., 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(1): 51-66.
- 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.
- White, I., Falkland, T., 2010. Management of freshwater lenses on small Pacific islands. *Hydrogeology Journal*, 18(1), 227-246.
- Yrigoyen, M. R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. En: *Geología de la provincia de Buenos Aires*, 6° Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca, Relatorio, 139-168.
- Zabala, M. E., Manzano, M., Vives, L., 2015. The origin of groundwater composition in the Pampeano Aquifer underlying the Del Azul Creek basin, Argentina. *Science of the Total Environment*, 518, 168-188.
- Zárate, M., Rabassa, J., 2005. Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. In *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino (pp. 119-138). UNLP La Plata.

Anexo

Tabla VI.1: Parámetros físico - químicos, iones mayoritarios e isótopos estables determinados en las muestras de agua para los muestreos de noviembre 2017 y marzo 2018. nd: no determinado.

Fecha	Geoforma	Muestra	pH	CE	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	δ ¹⁸ O	δ ² H	
				(μS/cm)	(mg/L)										(‰)	(‰)
noviembre 2017	cordón litoral	Natural	25	8,61	693	57,8	348,6	7,2	15,8	0,6	3,8	2,8	165,0	33,0	nd	nd
			26	8,3	1166	74,5	426,5	45,3	225,6	0,9	14,3	17,3	278,0	58,0	nd	nd
			33	8,71	1109	65,1	464,8	47,1	132,0	0,9	4,9	4,6	288,0	17,2	nd	nd
			34	8,49	590	45,4	281,2	5,8	42,9	1,8	9,4	6,9	148,0	8,8	-5,20	-29,8
		Modificado	6	7,7	4360	52,2	437,9	977,5	86,2	8,1	36,4	43,9	830,0	51,0	-4,25	-23,2
			11	8,61	1482	58,2	412,6	219,6	130,2	1,9	15,1	12,9	336,0	48,0	-4,70	-28,7
			14	7,54	9990	58,2	602,4	2895,3	806,9	11,6	119,4	248,1	1650,0	99,0	-4,00	-24,1
			28	7,93	3310	0,0	918,4	432,9	460,3	1,6	18,6	32,3	610,0	46,0	nd	nd
			32	7,67	502	29,1	248,2	10,9	25,3	14,0	81,7	16,7	14,1	7,3	-5,40	-30,7
			37	8,02	1748	113,9	517,9	164,4	60,5	1,8	23,2	20,7	327,0	26,5	-3,90	-23,9
			40	7,79	601	0,0	335,1	16,9	22,9	2,3	33,2	21,4	75,0	33,0	nd	nd
			41	8,02	821	0,0	469,2	23,0	119,2	0,8	9,0	13,1	174,0	34,0	nd	nd
			42	7,78	863	53,9	426,5	12,2	97,2	2,9	18,0	17,5	175,0	43,0	nd	nd
			45	8,02	1358	53,9	479,2	153,5	121,0	1,8	9,9	17,8	277,0	50,0	nd	nd
			46	7,82	922	0,0	324,7	77,8	196,2	1,3	32,6	44,1	94,0	63,0	nd	nd
			47	7,6	1859	0,0	309,0	333,5	161,4	2,5	48,8	64,2	262,0	58,0	-4,20	-27,9
			48	8,17	981	0,0	502,3	47,8	88,0	1,1	9,3	22,8	212,0	53,0	nd	nd
			49	7,88	736	41,1	408,7	6,2	17,6	1,2	4,4	7,4	166,0	42,0	-3,45	-23,5
			51	8,89	635	26,9	376,2	6,9	21,6	5,2	3,5	1,6	185,0	12,9	-4,75	-29,5
			57	8,22	847	35,9	475,3	13,2	36,7	1,4	6,4	4,8	188,0	51,0	nd	nd
36	7,12	556	0,0	390,9	10,1	6,6	2,5	23,9	39,0	26,5	4,2	nd	nd			

	Canteras	39	7,41	199	0,0	154,9	3,4	4,0	2,3	21,5	8,5	11,9	8,8	nd	nd
		55	7,71	408	0,0	272,5	12,2	11,7	10,1	77,2	7,8	10,3	2,4	-4,10	-25,7
		12	8,94	190,4	0,0	134,1	3,2	1,8	5,8	20,7	5,9	16,1	7,2	-0,15	-4,3
		15	9,91	220	0,0	115,8	25,2	1,5	6,5	9,6	4,9	37,0	4,5	nd	nd
		16	8,02	473	0,0	183,7	85,9	6,2	7,2	22,7	15,7	78,0	14,3	nd	nd
		19	7,88	338	16,3	63,5	52,2	32,6	2,4	20,9	6,0	39,6	9,4	nd	nd
		20	9,6	464	0,0	132,3	84,9	2,6	5,9	17,8	14,1	76,0	10,8	nd	nd
		21	8,91	407	17,9	105,8	78,2	1,5	6,4	19,5	13,1	66,0	15,6	nd	nd
		35	7,75	196	0,0	141,9	1,8	0,7	2,3	26,4	6,6	11,7	5,1	-0,40	-7,1
		43	7,35	272	0,0	201,9	2,7	1,5	2,7	38,9	12,9	8,4	2,3	nd	nd
		44	7,44	175,3	0,0	132,3	1,8	1,8	1,7	21,5	10,2	9,3	2,1	nd	nd
		50	8,11	132,2	0,0	113,2	0,9	3,3	3,7	18,8	8,9	7,9	3,8	-0,15	-5,6
		56	8,07	170,6	0,0	143,6	1,3	0,7	2,6	21,8	11,5	10,1	3,5	nd	nd
		58	9,78	167,3	0,0	168,9	8,8	1,5	6,8	18,3	10,6	18,1	6,1	nd	nd
	Intercordón	13	7,56	1802	49,7	550,2	187,1	82,5	5,6	30,3	14,7	283,0	27,0	-3,70	-19,3
		27	6,97	732	35,9	421,8	14,9	5,1	4,8	124,0	20,7	34,1	35,0	nd	nd
	Lomada arenosa	10	8,01	3970	47,9	502,3	865,8	315,4	0,8	39,9	54,7	690,0	65,0	nd	nd
		24	7,53	2570	86,5	502,3	211,0	586,9	2,5	170,3	80,0	285,0	45,0	nd	nd
		23	7,61	2780	0,0	683,3	174,3	531,8	4,1	263,8	53,2	296,0	52,0	nd	nd
		31	7,84	3850	211,5	638,2	475,8	185,2	3,8	19,8	63,6	610,0	77,0	-3,60	-22,4
		54	7,86	752	61,6	400,9	7,7	23,1	2,3	19,2	18,5	145,0	53,0	-4,85	-31,0
		22	6,98	412	0,0	296,8	12,8	5,5	6,7	37,8	19,4	18,8	11,2	nd	nd
	Barra de punta	5	7,02	7780	0,0	586,7	1991,9	275,1	3,9	208,5	157,5	880,0	55,0	-4,00	-20,0
		7	7,33	2720	0,0	284,7	171,4	572,2	4,9	144,1	170,9	71,0	75,0	-5,10	-30,0
		8	7,43	674	34,2	354,3	32,2	26,0	3,8	72,8	27,9	36,4	28,6	nd	nd
		9	7,1	739	51,4	289,9	33,4	10,1	5,3	59,4	23,9	57,0	30,0	-5,00	-30,8
	Marisma	18	6,72	37200	0,0	723,4	13526,9	1155,4	18,3	727,9	1801,5	3500,0	242,0	-3,75	-22,2

			29	6,9	2930	0,0	1050,7	390,2	20,2	5,6	69,9	31,3	454,0	32,0	nd	nd
			38	7,19	5590	84,8	859,2	854,6	170,6	31,6	27,9	77,1	850,0	61,0	-4,40	-29,4
			52	7,35	1923	91,2	953,2	33,6	86,2	6,7	11,9	23,5	358,0	34,0	-4,30	-28,5
			1	7,35	953	35,9	477,9	49,8	14,7	1,3	102,2	33,6	47,0	47,0	-5,00	-30,7
			2	8,03	9460	256,8	759,9	2209,7	403,5	4,1	29,4	76,7	1720,0	71,0	-4,50	-27,0
			3	8,38	3410	47,1	759,9	500,6	71,5	3,2	19,5	27,0	500,0	29,0	nd	nd
			4	7,73	904	0,0	517,1	29,5	11,0	13,8	84,4	31,4	49,0	43,0	nd	nd
			30	7,45	4860	71,9	774,3	718,0	447,5	9,1	77,7	87,9	730,0	84,0	-4,75	-28,8
			53	7,1	1151	26,9	583,7	47,6	73,4	9,8	117,6	41,5	114,0	13,5	-4,90	-31,2
			marzo 2018	cordón litoral	Natural	25	9,23	671	32,5	401,3	5,9	12,1	0,6	6,6	7,3	181,0
26	8,78	1214				41,9	450,9	48,1	234,7	1,4	15,3	16,8	301,0	21,0	nd	nd
33	8,98	1188				56,5	537,1	60,3	77,4	1,6	2,7	7,3	263,0	15,0	nd	nd
34	8,58	588				34,2	311,6	8,7	14,1	0,9	7,5	3,8	160,0	11,0	-5,20	-29,6
Modificado	6	9,06			7660	103,6	618,1	1750,7	421,8	3,9	21,9	77,9	1780,0	60,0	-4,85	-27,0
	11	8,72			1523	36,8	441,3	202,9	159,6	1,5	14,7	21,9	332,0	20,0	-5,05	-28,5
	14	8,11			10760	20,5	591,9	3270,9	825,3	11,3	118,6	251,2	2090,0	80,0	-4,15	-23,6
	28	9,3			3450	136,9	645,9	492,9	715,2	2,6	22,5	37,8	950,0	41,0	nd	nd
	32	8,55			915	53,1	416,9	44,5	24,9	5,0	29,4	22,4	183,0	19,0	-4,60	-26,5
	37	8,65			2290	28,2	762,6	227,1	348,5	1,4	11,2	22,7	680,0	21,0	-3,90	-23,3
	40	8,32			1408	43,7	537,9	69,1	344,8	4,0	28,2	38,6	316,0	30,0	nd	nd
	41	8,57			796	21,4	398,7	25,3	26,2	1,6	10,5	11,8	186,0	18,0	nd	nd
	42	8,45			814	37,7	430,0	11,5	16,1	3,9	18,3	20,0	158,0	20,0	nd	nd
	45	8,98			2170	40,2	442,2	388,1	181,6	3,7	35,4	43,3	352,0	45,0	nd	nd
	46	8,51			856	35,9	268,9	64,7	39,6	2,1	41,1	41,5	84,0	36,0	nd	nd
	47	8,36			1873	0,0	313,4	314,2	430,9	3,7	42,4	61,6	343,0	55,0	-4,70	-27,7
	48	8,46			963	0,0	491,8	42,4	30,8	2,0	17,4	20,9	183,0	31,0	nd	nd
	49	8,84			685	23,9	346,5	5,8	6,9	7,3	2,7	1,6	175,0	13,0	-5,35	-30,0

Canteras	51	9,03	1720	77,0	676,4	148,8	173,9	3,1	11,1	23,9	333,0	41,0	nd	nd	
	12	6,99	395	0,0	195,9	35,0	3,3	17,9	28,5	2,2	39,0	24,0	nd	nd	
	15	7,63	380	0,0	203,7	37,5	5,1	9,6	22,8	5,1	74,0	12,0	nd	nd	
	16	6,9	1858	0,0	203,7	468,9	137,0	77,5	81,9	16,2	236,0	75,0	nd	nd	
	19	7,11	458	0,0	104,5	90,9	7,9	7,8	16,5	11,7	79,0	13,0	nd	nd	
	20	8,23	1228	16,3	177,6	288,9	4,4	19,2	43,2	24,8	198,0	52,0	nd	nd	
	21	8,17	904	0,0	194,9	198,1	5,1	12,8	18,3	26,8	126,0	34,0	nd	nd	
	35	7,93	384	0,0	161,9	40,5	11,5	7,9	30,6	20,0	35,0	5,9	-1,40	-4,9	
	43	6,85	693	0,0	368,2	40,1	7,9	5,9	100,3	19,5	25,6	30,0	nd	nd	
	44	8,17	404	0,0	159,3	44,5	7,5	14,9	17,7	30,0	28,0	23,0	nd	nd	
	50	6,82	906	0,0	438,7	16,8	8,4	6,9	104,8	18,2	18,4	35,0	nd	nd	
	58	6,99	1143	0,0	364,7	159,9	11,0	72,3	71,8	35,5	71,0	111,0	nd	nd	
	Intercordón	13	8,59	1753	63,3	530,1	144,4	232,4	18,8	27,4	12,6	422,0	32,0	-5,00	-28,9
	Lomada arenosa	10	9,23	3976	51,4	398,7	256,8	167,4	0,9	25,1	17,5	313,0	30,0	nd	nd
		24	8,41	2887	0,0	594,6	207,5	577,7	3,6	85,6	93,6	263,0	42,0	nd	nd
23		8,3	2890	0,0	520,6	244,2	770,3	3,7	101,2	61,9	570,0	19,0	nd	nd	
31		8,43	4330	103,6	833,9	598,9	880,3	4,2	24,2	74,7	1090,0	71,0	-3,40	-21,1	
54		8,49	867	65,2	452,7	6,7	35,4	3,3	9,3	21,9	184,0	28,0	-5,30	-29,5	
22		7,27	783	0,0	407,4	24,2	10,6	3,1	66,1	28,9	33,0	16,0	nd	nd	
Barra de punta	7	7,43	3020	27,4	322,9	317,9	1155,4	8,3	278,4	208,4	191,0	77,0	-5,45	-30,8	
	8	7,56	959	0,0	498,8	39,4	31,4	2,7	122,5	37,5	36,0	22,0	nd	nd	
	9	7,94	793	31,7	280,3	56,2	24,2	4,5	53,1	31,5	78,0	6,0	-5,40	-30,9	
Lunette	59	7,82	4150	0,0	316,9	695,7	916,9	5,4	220,1	114,6	660,0	46,0	nd	nd	
	60	8,12	4460	0,0	252,4	778,6	1632,2	8,7	238,1	114,7	690,0	48,0	nd	nd	
	61	7,79	8070	0,0	329,0	1658,5	220,2	22,2	444,3	265,9	530,0	73,0	-5,20	-29,7	
	62	8,67	6140	37,7	353,4	1266,9	861,9	2,7	74,7	145,1	1230,0	70,0	-4,00	-23,2	
	63	8,32	8100	41,1	450,0	2165,3	605,2	2,3	114,5	190,4	1510,0	80,0	-3,60	-22,0	

		64	8,16	3140	10,3	308,2	621,9	385,1	2,6	61,5	86,3	610,0	30,0	-4,55	-26,6
		65	8,59	14870	96,7	598,0	3721,3	1540,5	6,0	98,1	562,4	2880,0	160,0	-2,55	-15,2
		66	8,36	8850	42,8	716,4	1981,0	1008,7	4,1	81,1	165,5	1860,0	90,0	nd	nd
		67	8,03	14870	0,0	508,4	4607,0	880,3	3,1	177,7	395,4	2900,0	120,0	nd	nd
	Marisma	18	8,04	42500	0,0	510,9	18980,8	385,1	27,5	1211,7	1889,9	8200,0	330,0	-3,45	-21,4
		52	7,45	1834	49,7	640,7	34,1	366,8	12,0	26,8	35,2	304,0	44,0	-4,80	-27,7
	Antigua llanura de marea	1	8,25	1165	0,0	310,8	82,5	56,8	1,5	51,0	40,8	91,0	25,0	-5,20	-30,7
		2	8,43	10220	139,9	997,6	2395,6	495,2	6,9	35,8	97,1	2360,0	50,0	-4,80	-27,3
		3	8,14	3441	0,0	544,1	81,3	104,5	24,0	77,2	96,5	89,0	27,0	nd	nd
		4	8,55	1868	77,0	720,8	209,8	143,8	57,6	56,1	54,1	323,0	31,0	nd	nd

Tabla VI.2: Concentraciones de elementos minoritarios (mg/L). LC: Límite de cuantificación.

Fecha	Geoforma		Muestra	As	Mn	Fe	V	Cr	Pb	Ni	Cu
noviembre 2017	Cordón litoral	Natural	34	0,017	0,030	0,409	0,005	< LC	0,000	< LC	0,007
		Modificado	6	0,079	0,726	0,257	0,068	0,001	0,000	0,001	0,064
			11	0,119	0,015	0,012	0,205	< LC	< LC	< LC	0,006
			14	0,075	0,868	< LC	0,086	0,003	0,000	0,000	0,016
			32	0,004	0,005	0,062	0,005	0,002	0,000	0,002	0,002
			37	0,167	0,149	0,065	0,202	< LC	< LC	< LC	0,017
			47	0,048	0,293	0,014	0,045	< LC	0,000	0,006	0,008
			49	0,109	0,007	0,048	0,118	< LC	< LC	< LC	0,001
			51	0,205	0,001	< LC	0,364	< LC	< LC	< LC	0,000
			55	0,002	0,144	0,218	0,005	0,000	0,002	0,001	< LC
	Canteras	12	0,001	0,037	0,013	0,001	< LC	0,000	0,000	< LC	
		35	0,001	0,032	0,010	0,001	< LC	0,000	0,000	< LC	
		50	0,001	0,023	0,005	< LC	< LC	< LC	< LC	< LC	
	Lomada arenosa	31	0,124	0,340	0,008	0,151	0,001	< LC	0,001	0,009	
		54	0,034	0,210	0,010	0,002	< LC	0,001	0,001	0,206	
	Barras de punta	5	0,027	0,019	0,046	0,013	0,002	0,000	0,002	0,011	
		7	0,002	0,091	0,279	0,003	0,000	0,006	0,002	0,000	
		9	0,032	0,076	0,617	0,030	0,001	0,002	0,001	0,001	
	Antigua llanura de marea	1	0,005	0,055	0,041	0,004	0,000	0,000	0,001	0,003	
		2	0,100	0,354	0,001	0,010	0,003	0,000	< LC	0,030	
		30	0,002	0,185	0,571	0,010	0,002	0,002	0,002	0,008	
		53	0,003	0,113	0,189	0,012	< LC	0,001	0,001	0,001	
	marzo 2018	Cordón litoral	Natural	25	0,145	0,003	0,158	0,227	0,002	0,001	0,001
26				0,071	0,003	0,098	0,094	0,002	0,000	0,001	0,030
33				0,139	0,009	0,050	0,001	0,000	0,000	0,001	0,010
34				0,011	0,003	0,140	0,004	0,001	0,001	0,000	0,010
Modificado			6	0,119	<LC	0,189	0,148	<LC	< LC	0,002	0,067
			11	0,073	0,004	0,212	0,144	0,005	0,001	0,001	0,015
			14	0,084	<LC	0,678	0,088	0,000	0,000	0,009	0,089
			28	0,072	0,016	0,190	0,171	0,002	0,002	0,001	0,073
			32	0,025	0,004	0,146	0,022	0,003	0,000	0,002	0,012
			37	0,102	0,006	0,086	0,189	0,002	0,000	0,000	0,023
			40	0,089	0,003	0,157	0,112	0,003	0,002	0,002	0,044
			41	0,146	0,055	0,193	0,047	0,002	0,002	0,001	0,020
			42	0,083	0,002	0,087	0,017	0,002	0,000	0,002	0,021
			45	0,065	0,002	0,132	0,078	0,002	0,001	0,001	0,038
			46	0,029	0,003	0,141	0,028	0,002	0,000	0,002	0,023
			47	0,036	0,003	0,181	0,035	0,001	0,000	0,001	0,013
48		0,139	0,002	0,077	0,136	0,002	0,001	0,001	0,017		
49		0,108	0,006	0,025	0,320	0,002	0,000	0,000	0,007		
51		0,169	0,002	0,058	0,193	0,004	0,001	0,001	0,030		
Canteras		12	0,003	0,000	0,108	0,003	0,001	0,000	0,001	0,004	

		15	0,002	0,004	0,119	0,001	0,002	0,002	0,001	0,017
		16	0,008	0,323	0,343	0,010	0,001	0,000	0,003	0,026
		19	0,002	0,003	0,104	0,002	0,001	0,000	0,001	0,011
		20	0,004	0,005	0,185	0,003	0,001	0,000	0,002	0,021
		21	0,003	0,004	0,120	0,002	0,001	0,001	0,002	0,017
		35	0,002	0,007	0,203	0,001	0,001	0,000	0,001	0,007
		43	0,003	0,001	0,413	0,002	0,002	0,001	0,003	0,017
		44	0,015	0,008	0,164	0,007	0,004	0,005	0,005	0,015
		50	0,001	1,334	0,491	0,000	0,004	0,000	0,002	0,004
		58	0,008	1,020	0,313	0,003	0,002	0,002	0,003	0,025
	Lomada arenosa	10	0,104	0,003	0,118	0,222	0,003	0,001	0,001	0,026
		24	0,011	0,010	0,327	0,003	0,003	0,000	0,004	0,025
		23	0,044	0,003	0,426	0,010	0,001	0,000	0,004	0,045
		31	0,117	0,008	0,199	0,163	0,008	0,012	0,011	0,119
		54	0,027	0,002	0,090	0,005	0,003	0,000	0,001	0,008
		22	0,009	0,011	0,417	0,023	0,007	0,003	0,006	0,017
	Barras de punta	7	0,003	0,008	0,920	0,006	0,001	0,001	0,005	0,007
		8	0,009	0,005	0,503	0,011	0,005	0,003	0,006	0,011
		9	0,033	0,007	0,332	0,021	0,003	0,001	0,002	0,009
	Lunettes	59	0,074	0,002	1,003	0,047	<LC	< LC	0,007	0,054
		60	0,075	0,006	1,051	0,054	<LC	< LC	0,007	0,081
		61	0,043	0,000	2,805	0,069	0,004	0,002	0,024	0,055
		62	0,024	0,011	0,601	0,022	0,001	0,002	0,008	0,062
		63	0,029	0,606	0,748	0,022	0,001	0,001	0,009	0,073
		64	0,023	0,001	0,592	0,008	0,002	0,003	0,008	0,051
		65	0,044	0,003	0,493	0,057	0,002	0,003	0,007	0,284
		66	0,037	0,085	0,992	0,024	0,002	0,000	0,003	0,218
		67	0,044	0,955	0,813	0,049	0,028	0,001	0,006	0,269
	Antigua llanura de marea	1	0,018	0,006	0,448	0,005	0,005	0,004	0,005	0,014
		2	0,095	<LC	0,156	0,026	<LC	0,000	0,003	0,076
		3	0,041	0,002	0,225	0,007	0,005	0,000	0,002	0,055
		4	0,008	0,003	0,372	0,019	0,003	0,000	0,003	0,016

Tabla VII.1: Parámetros físico-químicos, iones mayoritarios, fósforo soluble (PS), fósforo total (PT) e índice de estado trófico (TSI).

Fechas	Muestra	pH	CE	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	CO ₃ ⁻²	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	NO ₃ ⁻	PS	PT	TSI
			(μS/cm)	(mg/L)										(mg P-PO ₄ ⁻³ /L)	
Mayo 2017	12	7,61	254	20,0	12,9	22,3	25,1	0,0	150,6	17,6	0,9	5,1	0,020	0,194	80,10
	15	8,31	427	12,3	19,7	36,0	25,7	0,0	213,3	43,5	0,9	5,0	0,018	0,132	74,61
	16	8	889	18,6	21,9	114,0	29,0	0,0	148,9	198,5	6,8	9,6	0,096	0,304	86,61
	19	8,29	676	24,1	15,6	75,0	28,0	0,0	1837	135,0	1,1	6,6	0,013	0,103	70,93
	20	9,49	443	8,0	13,3	43,0	14,0	16,3	46,1	91,1	11,3	2,8	0,004	0,096	69,91
	21	10,09	616	20,0	14,9	68,0	22,0	37,7	70,5	132,9	0,5	4,5	0,001	0,075	66,32
	35	7,64	227	14,1	25,8	9,6	6,8	0,0	163,7	7,2	0,5	1,9	0,010	0,108	71,65
	43	7,54	198	12,4	20,3	6,7	4,6	0,0	174,9	6,5	3,7	1,7	0,015	0,069	65,27
	44	7,81	215	15,2	24,7	4,8	3,4	0,0	161,9	1,9	2,4	1,5	0,010	0,059	62,89
	50	7,95	260	11,3	33,9	9,6	18,6	0,0	207,2	5,2	1,4	5,6	0,018	0,097	70,17
	56	8,26	385	26,9	40,6	11,1	15,0	0,0	278,6	12,4	1,6	5,0	0,011	0,136	74,99
58	9,45	377	36,0	11,7	23,2	59,0	34,2	135,8	36,7	2,4	9,5	0,122	0,303	86,52	
Agosto 2017	12	8,24	257	12,6	24,8	13,2	10,8	0,0	196,7	9,5	0,5	2,1	0,017	0,055	62,00
	15	8,42	289	9,0	16,3	33,2	10,0	10,3	161,0	28,9	0,9	5,4	0,025	0,169	78,15
	16	8,2	558	13,2	23,6	61,0	26,8	0,0	175,8	111,2	5,9	5,7	0,022	0,080	67,31
	19	7,85	496	15,7	29,5	39,4	20,7	0,0	183,7	81,5	7,6	5,1	0,011	0,080	67,31
	20	8,69	506	14,4	26,3	51,0	17,5	13,7	191,5	94,3	0,5	4,0	0,010	0,068	64,90
	21	8,33	469	13,5	23,6	36,0	24,8	18,8	106,2	93,8	1,6	2,6	0,008	0,061	63,32
	35	7,69	200	12,2	19,4	4,9	4,3	0,0	168,0	4,9	0,4	3,6	0,018	0,127	74,03
	43	7,74	258	14,1	27,3	4,4	5,3	0,0	204,6	4,4	0,4	3,9	0,011	0,092	69,37
	44	8,42	191	12,4	19,4	4,5	2,0	0,0	124,5	1,8	4,2	2,7	0,015	0,062	63,73
	50	7,84	212	16,0	20,7	5,2	6,9	0,0	156,7	0,9	0,4	2,1	0,011	0,064	64,13
	56	7,96	303	19,2	31,6	7,1	7,7	0,0	227,2	2,5	0,4	1,9	0,013	0,057	62,46
58	8,08	269	23,1	19,5	14,3	29,3	0,0	185,4	12,7	0,8	3,6	0,015	0,089	68,81	

Noviembre 2017	12	8,94	190,4	20,7	5,9	16,1	7,2	0,0	134,1	3,2	1,8	5,8	0,010	0,064	64,13
	15	9,91	220	9,6	4,9	37,0	4,5	0,0	115,8	25,2	1,5	6,5	0,017	0,064	64,13
	16	8,02	473	22,7	15,7	78,0	14,3	0,0	183,7	85,9	6,2	7,2	0,029	0,129	74,22
	19	7,88	338	20,9	6,0	39,6	9,4	16,3	63,5	52,1	32,6	2,4	0,010	0,050	60,56
	20	9,6	464	17,8	14,1	76,0	10,8	0,0	132,3	84,9	2,6	5,9	0,010	0,046	59,51
	21	8,91	407	19,5	13,1	66,0	15,6	17,9	105,8	78,2	1,5	6,4	0,024	0,076	66,66
	35	7,75	196	26,4	6,6	11,7	5,1	0,0	141,9	1,8	0,7	2,3	0,018	0,052	61,06
	43	7,35	272	38,9	12,9	8,4	2,3	0,0	201,9	2,7	1,5	2,7	0,013	0,032	54,33
	44	7,44	175,3	21,5	10,2	9,3	2,1	0,0	132,3	1,8	1,8	1,7	0,027	0,054	61,54
	50	8,11	132,2	18,8	8,9	7,9	3,8	0,0	113,2	0,9	3,3	3,7	0,020	0,043	58,38
	56	8,07	170,6	21,8	11,5	10,1	3,5	0,0	143,6	1,3	0,7	2,6	0,022	0,039	57,15
	58	9,78	167,3	18,3	10,6	18,1	6,1	0,0	168,9	8,8	1,5	6,8	0,029	0,110	71,88
Marzo 2018	12	6,99	395	28,5	2,2	39,0	24,0	0,0	195,9	35,0	3,3	17,9	0,073	0,375	89,60
	15	7,63	380	22,8	5,1	74,0	12,0	0,0	203,7	37,5	5,1	9,6	0,022	0,106	71,42
	16	6,9	1858	81,9	16,2	236,0	75,0	0,0	203,7	468,9	137,0	77,6	0,310	1,297	107,51
	19	7,11	458	16,5	11,7	79,0	13,0	0,0	104,5	90,9	7,9	7,8	0,020	0,129	74,22
	20	8,23	1228	43,2	24,8	198,0	52,0	16,3	177,6	288,9	4,4	19,2	0,013	0,211	81,35
	21	8,17	904	18,3	26,8	126,0	34,0	0,0	194,9	198,1	5,1	12,8	0,015	0,110	71,88
	35	7,93	384	30,6	20,0	35,0	5,9	0,0	161,9	40,5	11,5	7,9	0,010	0,229	82,50
	43	6,85	693	100,3	19,5	25,6	30,0	0,0	368,2	40,1	7,9	5,9	0,057	0,759	99,78
	44	8,17	404	17,7	30,0	28,0	23,0	0,0	159,3	44,5	7,5	14,4	0,032	0,257	84,17
	50	6,82	906	104,8	18,2	18,4	35,0	0,0	438,7	16,8	8,4	6,9	0,052	0,766	99,91
58	6,99	1143	71,8	35,5	71,0	111,0	0,0	364,7	159,9	11,0	72,2	0,561	1,468	109,29	