

Factores y procesos condicionantes de la composición química del agua en la cuenca del arroyo Juan Blanco, noreste de Buenos Aires

María Paula LEAL^{1*}; Claudia V. DI LELLO^{1,2} y Eleonora S. CAROL^{1,2}

Abstract: *FACTORS AND PROCESSES CONDITIONING THE HYDROCHEMISTRY OF WATER IN THE JUAN BLANCO STREAM BASIN, NORTHEASTERN BUENOS AIRES.* The objective of this study is to characterize the chemical composition of surface and groundwater in the Juan Blanco stream basin, Buenos Aires Province, and to identify the geochemical factors and processes that influence its composition. To achieve this, water balance analyses and soil moisture index estimations were conducted using satellite imagery to define periods of water surplus and deficit. Additionally, a monitoring network was established, comprising measurement and sampling points for surface and groundwater. *In situ*, pH and electrical conductivity were measured, while major ion determinations were performed on the extracted water samples using standardized methods. The results indicate that both, the geology and geomorphology of the basin, promote the interaction between surface and groundwater with loess sediments that host the phreatic aquifer and through which the stream flows. Furthermore, evaporation, carbonate dissolution, and ion exchange processes were identified as key factors influencing the water's chemical signature. Natural and anthropogenic changes can significantly alter the hydrological and hydrochemical functioning of plain basins. In this context, understanding the processes that govern the chemical composition of water in basins with minimal anthropogenic disturbance provides an essential foundation for sustainable water resource management.

Resumen: El objetivo del trabajo es caracterizar la composición química del agua superficial y subterránea de la cuenca del arroyo Juan Blanco, provincia de Buenos Aires, e identificar los factores y procesos geoquímicos que condicionan dicha composición. Para ello se efectuaron balances hídricos y estimaciones de índices humedad del suelo a partir de imágenes satelitales a fin de definir los periodos de excedentes y de déficits hídricos. Por otra parte, se definió una red de monitoreo que comprende puntos de medición y muestreo de agua superficial y agua subterránea. *In situ* se midió el pH y la conductividad eléctrica del agua, mientras que en las muestras de agua extraídas se efectuó la determinación de iones mayoritarios mediante métodos estandarizados. Los resultados obtenidos muestran que tanto la geología como la geomorfología de la cuenca favorecen la interacción del agua superficial y subterránea con los sedimentos loessicos que contienen al acuífero freático y por los que drena el arroyo. Asimismo, se reconoce que los procesos de evaporación, disolución de carbonatos e intercambio iónico son condicionantes de la señal química del agua. Los cambios naturales como los antropogénicos pueden generar modificaciones significativas en el funcionamiento hidrológico e hidroquímica de las cuencas de llanura. En este sentido, el conocimiento de los procesos que condicionan la composición química del agua en cuencas poco disturbadas antropicamente, constituye una base indispensable para la gestión sostenible del recurso hídrico.

Key words: Hydrochemistry. Groundwater. Surface water. Plain basins. Phreatic aquifer. Effluent stream.

Palabras clave: Hidroquímica. Agua subterránea. Agua superficial. Cuencas de llanura. Acuífero freático. Arroyo efluente.

^a Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Argentina.

*Autor correspondiente: E-MAIL: mpleal@cig.museo.unlp.edu.ar

^b Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina

Introducción

Las modificaciones antrópicas producto del desarrollo socioeconómico de las cuencas hidrográficas tienden a ocasionar variaciones en la calidad del agua superficial y subterránea. En zonas predominantemente rurales, donde las actividades antrópicas están dispersas, la química del agua superficial y subterránea está condicionada principalmente por la composición mineralógica de los sedimentos que están en contacto con el agua, y su variabilidad y grado de mineralización dependen del tiempo de residencia en el sistema hidrológico (Borzi *et al.*, 2019). Frente a esta situación es que en cuencas aun no antropizadas o poco antropizadas adquieren relevancia el estudio de las variaciones espaciales y temporales naturales que presenta la química del agua superficial y subterránea, lo cual permite definir los valores de la línea de base del sistema y sus características ambientales (Stoddard *et al.*, 2006).

La región noreste de Buenos Aires, dentro del ámbito de la Pampa Ondulada (Fidalgo, 1983) comprende un conjunto de cuencas hidrográficas que drenan hacia el Río de la Plata. Las nacientes, cuencas altas y medias de estas cuencas se desarrollan en un ambiente de planicie loessica con cotas que varían entre ~ 30 y 5 m snm, siendo la pendiente regional cercana a 10^{-3} (Sala, 1983). Por su parte, las cuencas bajas se extienden en la planicie costera del Río de la Plata en donde las cotas dominantes son inferiores a 2,5 m snm y la escasa pendiente dificulta el drenaje natural, lo que ha hecho que muchas de estas cuencas estén en este sector canalizadas. Dentro de la llanura loessica el agua subterránea se aloja en sedimentos limosos compuestos mineralógicamente por cuarzo, plagioclasas, feldespatos y en menor medida anfíboles y piroxenos. También dominan las trizas volcánicas y dentro de las fracciones arcillosas predominan la illita, reconociéndose en todo el perfil sedimentario la presencia de concreciones de carbonato de calcio (Teruggi, 1957; González Bonorino, 1966; Zárate, 2003; Borzi *et al.*, 2019).

En la Pampa Ondulada se encuentra una de las regiones más densamente pobladas de Argentina (Región Metropolitana) en la que se establecen un gran número de industrias. Esto determina que la mayoría de las cuencas de esta región se encuentren afectadas por la actividad antrópica. No obstante, hacia el este de la Pampa Ondulada aún es posible reconocer cuencas hidrográficas poco disturbadas, en donde se desarrollan actividades rurales extensivas. Un ejemplo de este tipo de cuencas poco disturbada lo constituye la cuenca del arroyo Juan Blanco, localizada en un ámbito íntegramente rural (figura 1). En ella, los flujos de agua superficial y subterráneo se encuentran conectados ocurriendo un flujo de agua subterránea regional hacia el Río de la Plata que descarga localmente en el cauce del arroyo (Melo y Carol, 2020). Dado que esta cuenca, por su bajo grado de disturbación, puede constituir un ambiente hidrológico que permite definir un fondo hidroquímico próximo a las condiciones naturales, el objetivo del trabajo es caracterizar la composición química del agua superficial y subterránea de la cuenca del arroyo Juan Blanco e identificar los factores y procesos geoquímicos que condicionan dicha composición. Esto no sólo aspira a definir las condiciones hidroquímicas naturales de las cuencas de drenaje en el ámbito de la Pampa Ondulada, sino que también aspira a generar bases de datos que permitan analizar el grado de disturbación de las cuencas fuertemente antropizadas.

Metodología

A modo de definir las condiciones hidrológicas de la cuenca y de los periodos relevados se efectuaron balances hídricos a partir de los datos de precipitaciones procedentes de la Base Aeronaval Punta Indio. La caracterización general se efectuó en base a balances hídricos mensuales considerando el período 1926 – 2020, mientras que la del período muestreado se efectuó a partir de balances hídricos diarios seriados, para 2019 y 2020. En to-

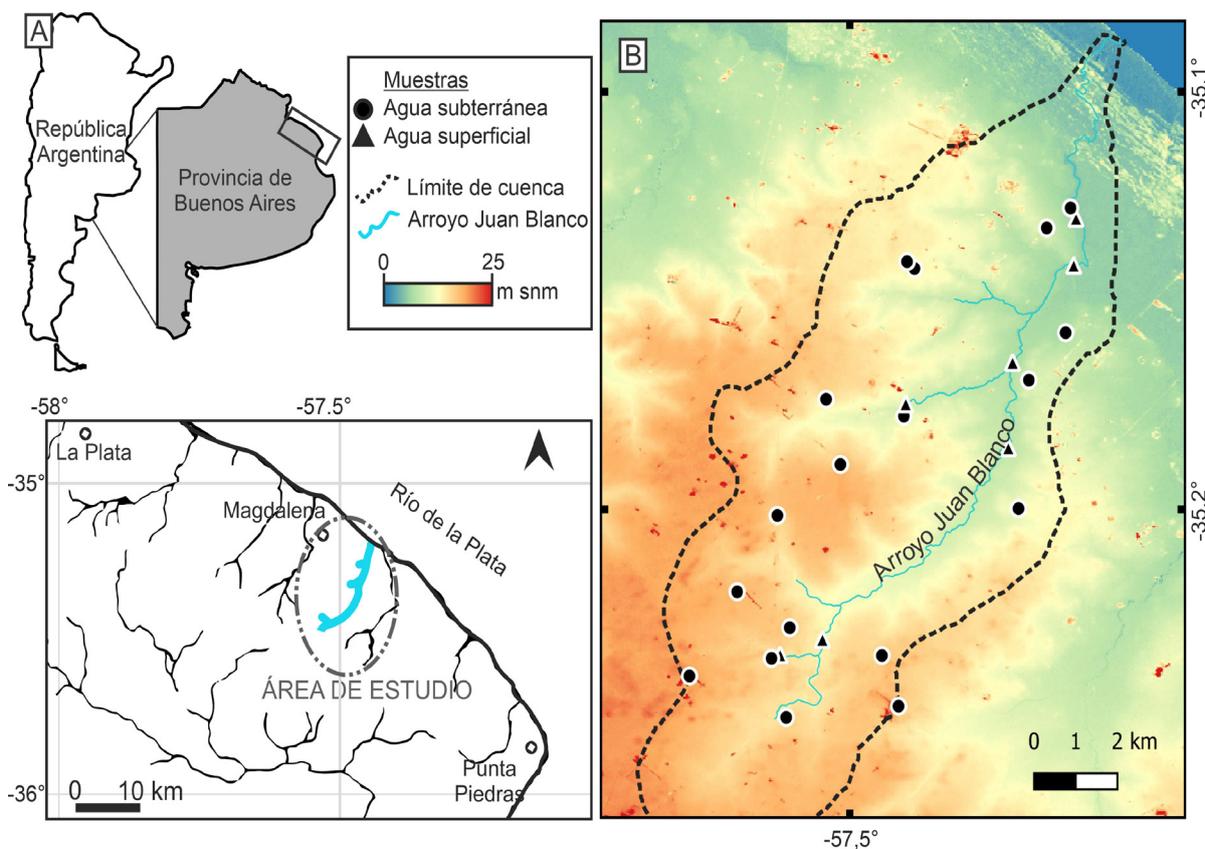


Figura 1. A) Ubicación de la cuenca del arroyo Juan Blanco. **B)** TanDem-X correspondiente a la cuenca del arroyo Juan Blanco con la ubicación de las muestras. / **Figure 1. A)** Location of the Juan Blanco stream basin. **B)** TanDem-X corresponding to the Juan Blanco stream basin with the location of the samples.

dos los casos se aplicó la metodología propuesta por Thornthwaite y Mather (1957), considerando una capacidad de campo de 100 mm la cual fue definida como la reserva máxima de los suelos en el área (Melo, 2019). Conjuntamente se efectuó un análisis de imágenes satelitales Sentinel – 2 (ESA, 2024), específicamente para etapas con excesos y déficits hídricos (23 de septiembre de 2019 y 1 de marzo de 2020, respectivamente), efectuándose con estas últimas el cálculo del NDMI (Normalized Difference Moisture Index – Gao, 1996). El índice normalizado de humedad en el suelo permite distinguir el grado de contenido de agua en la vegetación y el monitoreo de sequías, así se consideró a los valores cercanos a -1 como suelo desnudo, de -0,2 a 0,4 sectores con vegetación con estrés hídrico y mayores a 0,4 vegetación elevada o sin estrés hídrico.

Se definió una red de monitoreo que comprende puntos de medición y muestreo de agua superficial (7) y de agua subterránea (18). La misma

fue relevada el día 27 de septiembre del año 2019 (periodo de excesos hídricos) y el día 27 de febrero del 2020 (periodo de déficit hídrico). Cabe destacar que, en ambos casos, no hubo precipitaciones en los quince días previos al muestreo. Las muestras de agua subterránea se extrajeron de perforaciones existentes (molinos y pozos domiciliarios que captan agua al acuífero freático) previo bombeo para limpieza del pozo, mientras que las de agua superficial se extrajeron directamente del curso del arroyo. *In situ* se determinó el pH y la conductividad eléctrica del agua con un equipo portátil (Lutron® WA-2017SD). En las muestras extraídas se determinó en el laboratorio del Centro de Investigaciones Geológicas la concentración de iones mayoritarios mediante métodos estandarizados (APHA, 1998). Carbonatos (CO_3^{2-}), bicarbonatos (HCO_3^-), cloruros (Cl^-), calcio (Ca^{+2}) y magnesio (Mg^{+2}) fueron determinados por titulación, sodio (Na^+) y potasio (K^+) por fotometría de llama, y sulfatos (SO_4^{2-}) y nitratos (NO_3^-) por espectrofotometría UV-Visible.

Las facies hidroquímicas se analizaron mediante diagramas de Schöeller (Schöeller, 1977), mientras que, los procesos geoquímicos que condicionan la composición del agua se analizaron mediante gráficos de Gibbs (1970) y bivariantes de relaciones iónicas. Por otro lado, la disolución – precipitación de algunas especies minerales se analizó mediante la determinación de índices de saturación utilizando el software Diagrames (Smiler, 2009).

Resultados

Balances hídricos

La precipitación media anual para el período 1926 a 2020 es de 965,5 mm, con mínimos de 476,5 mm y máximos de 1704,5 mm. El balance hídrico mensual del mismo período muestra que entre abril y octubre domina la precipitación por sobre la evapotranspiración potencial, mientras que entre noviembre y marzo la evapotranspiración potencial es mayor a la precipitación (Figura 2, A). El análisis del balance hídrico diario para el período 2019–2020, considerando los días previos a cada fecha de muestreo, indica que en septiembre de 2019 las reservas hídricas del suelo se encontraban saturadas o próximas a la saturación. Esto se corresponde también con el análisis mensual en donde se observa que el mes de septiembre corresponde a un mes en donde tienden a ocurrir excedentes hídricos. Por su parte, el muestreo realizado en febrero de 2020 se corresponde con un período de déficits hídricos, en donde las precipitaciones son incorporadas a las reservas de agua del suelo, las cuales son escasas y no llegan a saturarse producto de la mayor evapotranspiración, sin generarse en consecuencia excedentes hídricos (Figura 2, B). Esto también se corresponde con el comportamiento medio mensual en donde febrero se caracteriza por ser un mes con déficits hídricos producto de la dominancia de la evapotranspiración por sobre la precipitación.

Estas características hidrológicas asociadas a periodos de excedentes y déficits hídricos también pueden observarse en el análisis de imágenes satelitales. El procesamiento de las imágenes Sentinel

– 2 reflejó valores de NDMI correspondientes a las características hídricas de cada momento muestreado. En la imagen del mes de septiembre de 2019 se registraron valores mayormente positivos cercanos a los correspondientes a vegetación sin estrés hídrico (figura 2, C). De manera opuesta, en la imagen de febrero de 2020 los valores de NDMI fueron negativos, reflejando el bajo contenido de humedad y posible sequía, hecho constatado en campo donde algunos sectores del arroyo estaban secos (Figura 2, D).

Hidroquímica

El análisis de los datos de conductividad eléctrica, pH y contenido de iones mayoritarios mostró la existencia de algunas diferencias hidroquímicas entre los periodos muestreados. En las muestras de septiembre de 2019 la conductividad eléctrica del agua subterránea varió entre 0,514 mS/cm y 1,796 mS/cm y la del agua superficial entre 0,183 mS/cm y 0,726 mS/cm; sin observarse tendencias espaciales en dichas variaciones. En febrero de 2020, este parámetro en el agua subterránea varió entre 0,493 mS/cm y 1,510 mS/cm, y en el agua superficial entre 0,680 mS/cm y 0,870 mS/cm, apreciándose en estas últimas que el aumento ocurre desde cabeceras a cuenca media baja. En el diagrama de Schöeller (figura 3), puede observarse las concentraciones de los iones mayoritarios, registrándose en ambos muestreos diagramas de morfologías similares. Tanto en el agua superficial como en la subterránea se observa en ambos muestreos que $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{+2} > \text{Ca}^{+2}$ y que $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- \geq \text{SO}_4^{-2} > \text{NO}_3^-$. No obstante, nótese que en el agua superficial se registra en general mayores concentraciones de Na^+ y $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$ en el muestreo de febrero de 2020 en comparación con el de septiembre de 2019. En todos los casos las tendencias en los iones mayoritarios indican una dominancia de facies de tipo bicarbonatadas-sódicas (Figura 3).

Con relación a los procesos determinantes de la química del agua subterránea y superficial, los diagramas de Gibbs (1970) muestran en ambos muestreos, que las muestras se agrupan en los sectores del gráfico indicativos de procesos de me-

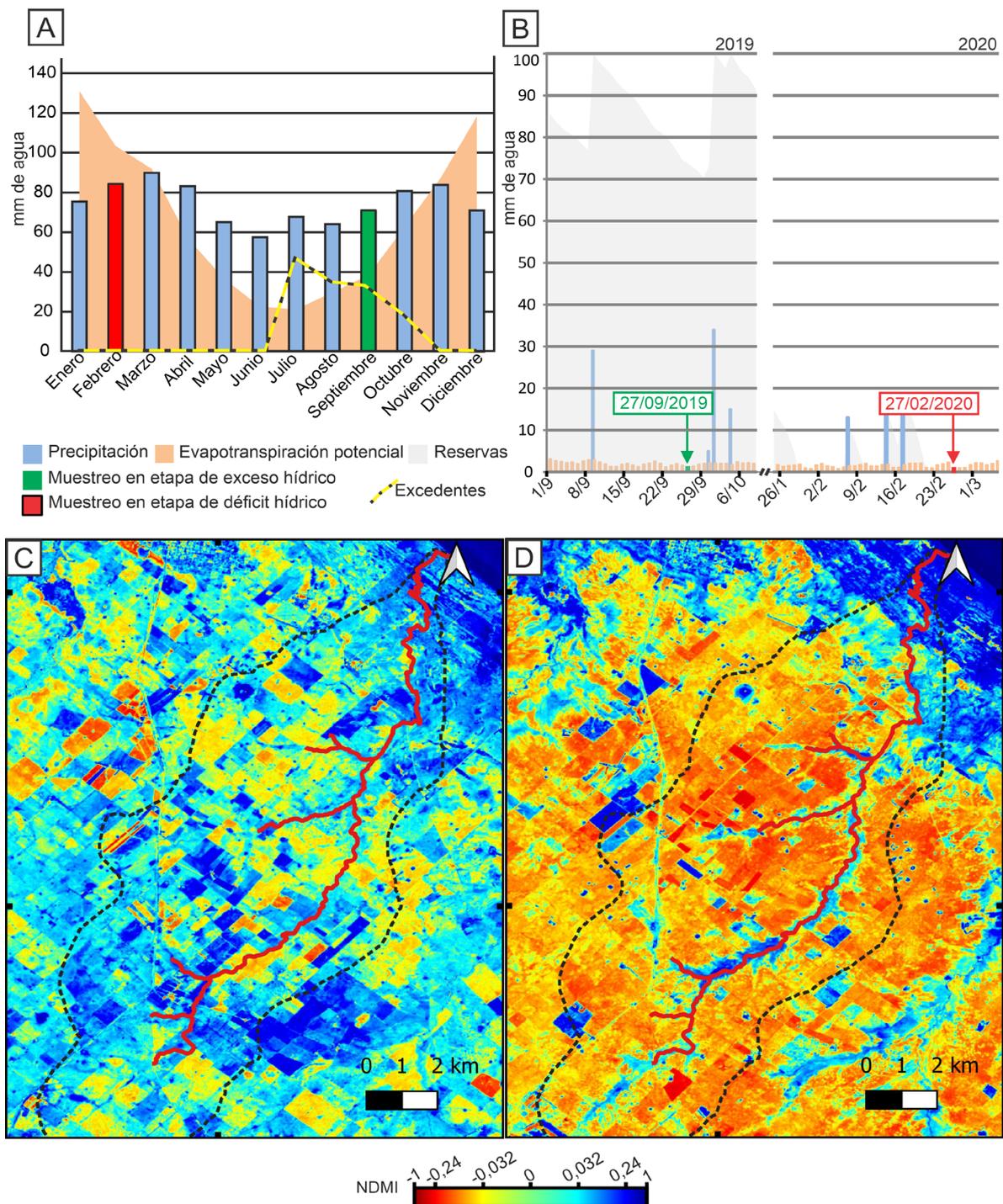


Figura 2. A) Balance hídrico mensual para el periodo 1926 - 2020. **B)** Detalle del balance seriado diario detallando el día de muestreo, 1° (27/9/2019) y 2° (27/2/2020) y las fechas de adquisición de las imágenes Sentinel - 2. **C)** NDMI para el 23/9/2019, **D)** NDMI para el 1/3/2020. **Figure 2. A)** Monthly water balance for the period 1926 - 2020. **B)** Detail of the daily serial balance detailing the sampling day, 1st (9/27/2019) and 2nd (2/27/2020) and the acquisition dates of the Sentinel - 2 images. **C)** NDMI for 9/23/2019, **D)** NDMI for 3/1/2020.

teorización por interacción agua – roca y de evaporación (Figura 4).

Con relación a los carbonatos presentes en los sedimentos loessicos, en donde se aloja el agua

subterránea y en donde labra el curso el arroyo, se observa que en todos los casos las muestras están saturadas a sobresaturadas en calcita. Si bien el muestreo de septiembre no se observa una tenden-

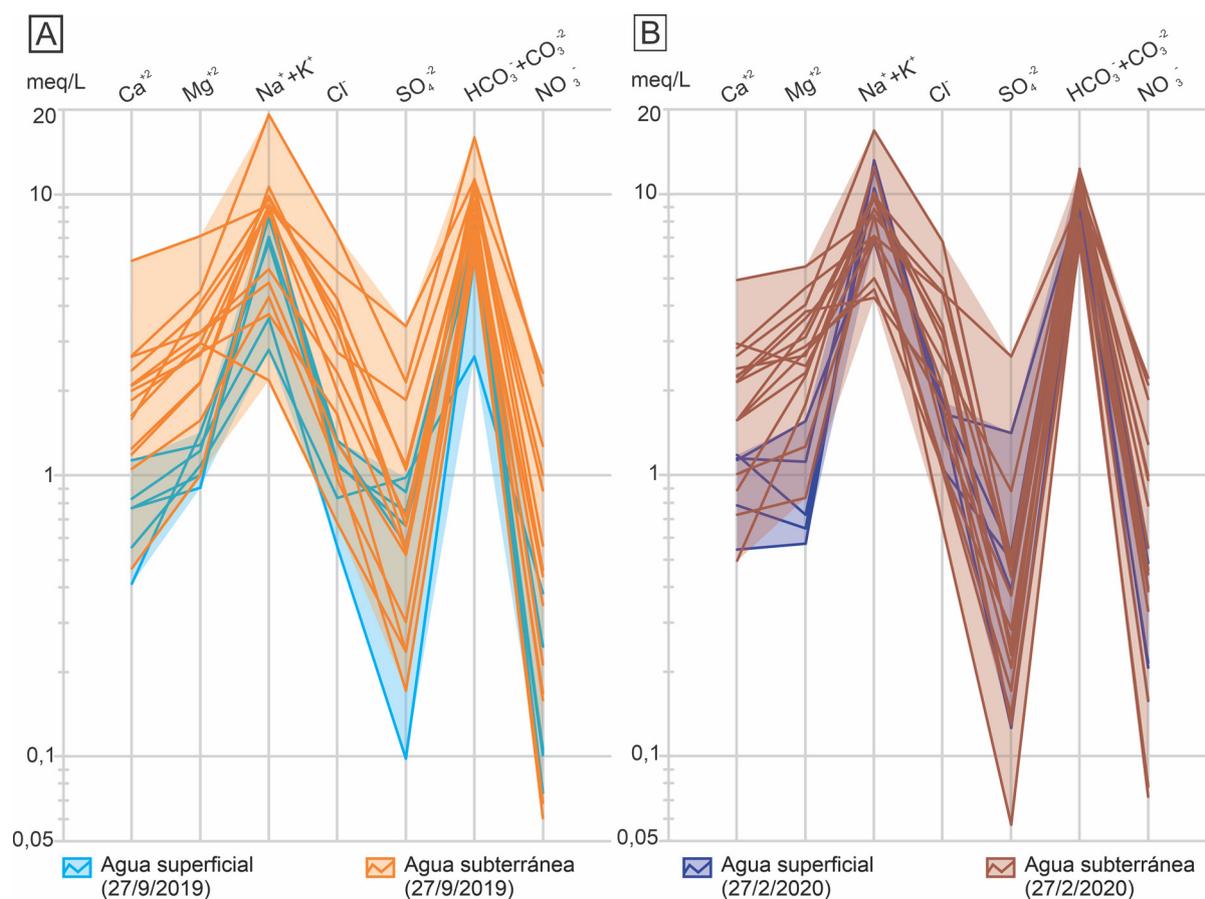


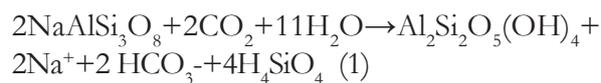
Figura 3. Diagramas de Schoeller, **A)** muestreo del el 27/9/2019 y **B)** muestreo del el 27/2/2020. / **Figure 3.** Schoeller diagrams, **A)** sampling on 9/27/2019 and **B)** sampling on 2/27/2020.

cia entre la saturación y los contenidos de pH y HCO_3^- , nótese que en el muestreo de febrero los índices de saturación en calcita tienden a aumentar con el aumento de pH. Asimismo, en ambos muestreos el agua superficial es la que presenta mayor saturación en calcita, y particularmente en el muestreo de febrero 2020 las muestras de agua superficial se caracterizan por presentar también altos valores de pH (Figura 5 A - D).

Por otro lado, las relaciones iónicas indicativas de procesos de intercambio catiónico muestran excesos de Na^+ ($\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ en valores positivos) y deficiencias en Ca^{+2} y Mg^{+2} (con valores positivos en $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) - (\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})$), los que ocurren con una relación 1:1 (Figura 5 E). Nótese que en ambos muestreos los excesos de Na^+ y deficiencias de Ca^{+2} y Mg^{+2} son de similar magnitud (Figura 6 A - F).

Considerando que las fracciones más gruesas del loess están compuestas por minerales si-

licatados, la hidrólisis de silicatos tales como feldspatos, anfíboles y piroxenos podría también aportar al agua iones Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ y HCO_3^- . Las relaciones iónicas entre los elementos en base a la estequiometría de las reacciones de hidrólisis de estos silicatos fueron analizadas (Figura 6). Los resultados obtenidos en los dos muestreos son muy similares, registrándose que las muestras se agrupan próximas a la recta asociada a la disolución de plagioclasas principalmente sódicas (p.e. ecuación 1) (Figura 6 A y D).



A su vez, se registraron contenidos de Ca^{+2} menores a aquellos esperados por meteorización de plagioclasas cálcicas (p.e. ecuación 2) (Figura 6 B y E). Nótese que los contenidos en Ca^{+2} son también inferiores a los esperados en

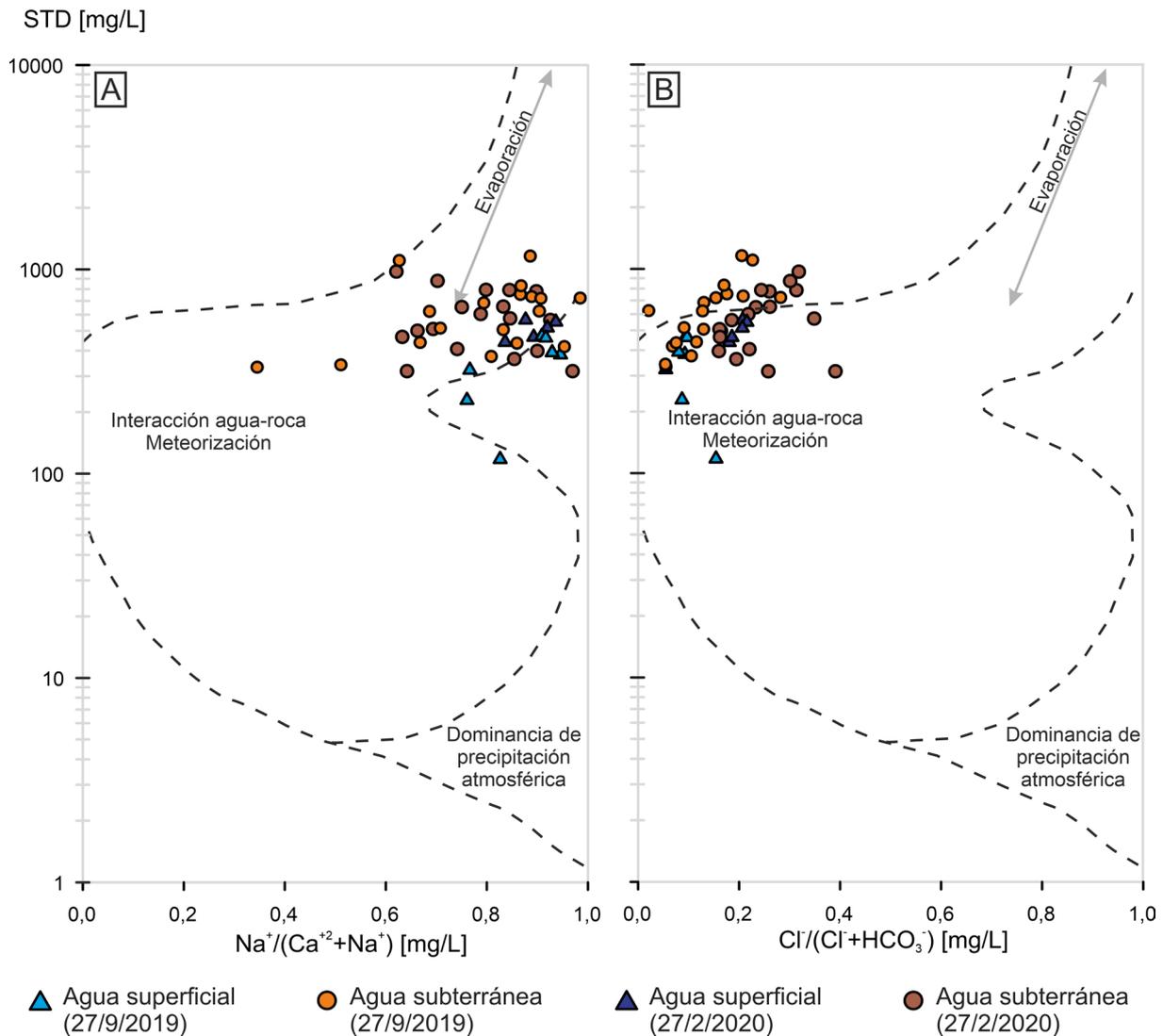
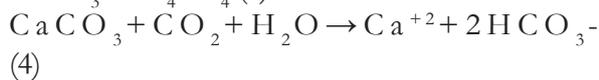
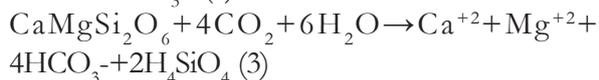
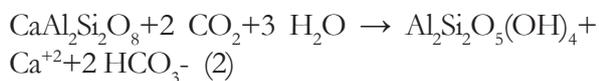


Figura 4. Diagramas de Gibbs para ambos muestreos./Figure 4. Gibbs diagrams for both samples.

la relación de alteración de piroxenos y disolución de carbonatos (p.e. ecuación 3 y 4).



Asimismo, respecto a Mg^{+2} vs. $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (Figura 6 C y F) si bien las muestras registran una relación similar a la esperada por alteración de piroxenos, los valores de Mg^{+2} son más bajos que los esperados (p.e. ecuación 5).



Discusión

Los balances hídricos evidencian que principalmente entre julio y octubre la precipitación supera a la evapotranspiración potencial y las reservas de agua en el suelo se saturan dando lugar a la ocurrencia de excedentes hídricos, los cuales pueden infiltrar recargando al agua subterránea y/o escurrir superficialmente. Durante el resto del año la evapotranspiración suele ser mayor a las precipitaciones dominando condiciones de déficit hídrico. Si bien pueden existir años en donde este com-

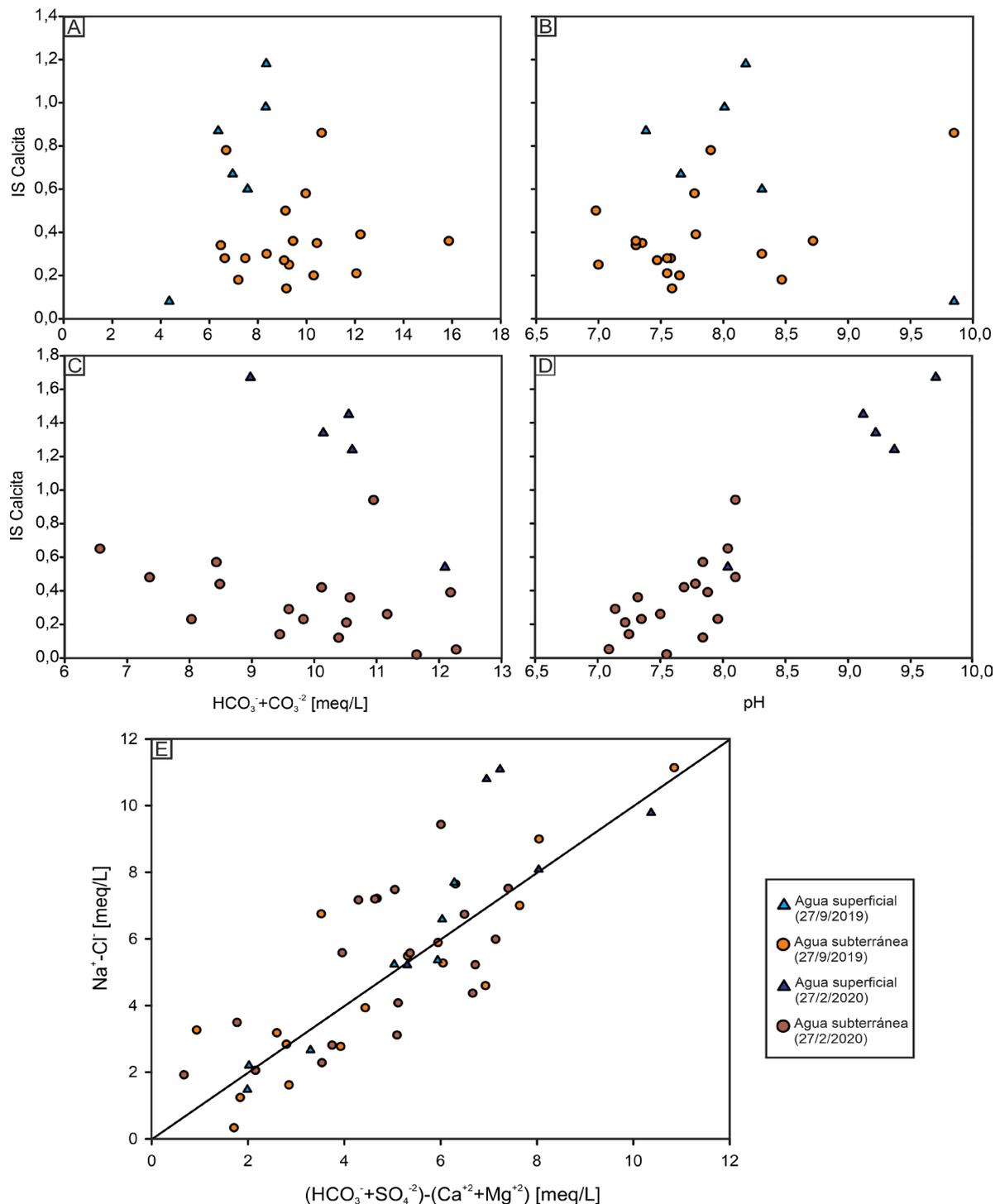
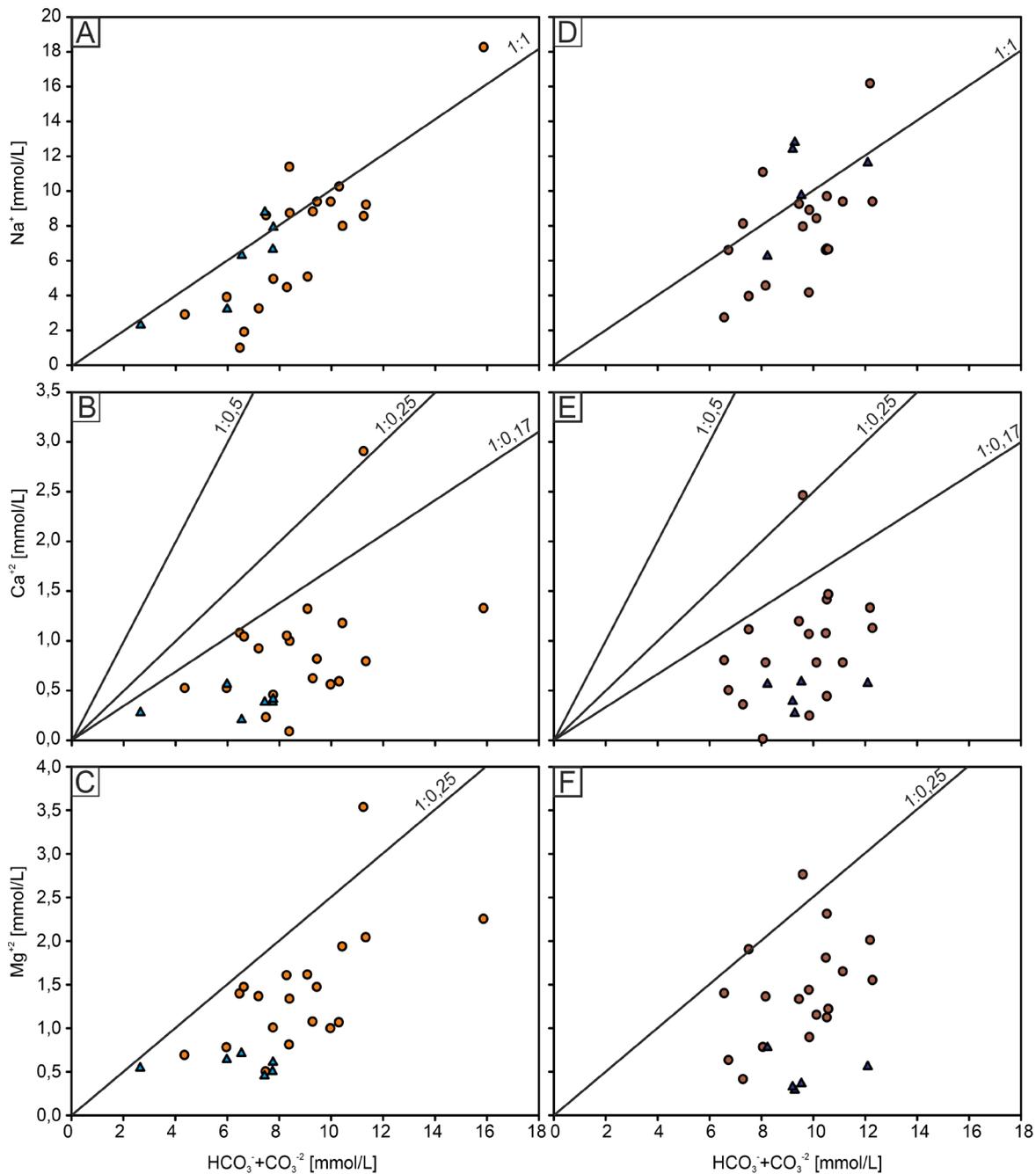


Figura 5. A – D) Índice de saturación de calcita en función de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ y de pH para cada muestreo. **E)** Relación $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ vs. $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) - (\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})$ indicativa de procesos de intercambio catiónico para ambos muestreos.
Figure 5. A – D) Calcite saturation index as a function of $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ and pH for each sample. **E)** $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ vs. $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) - (\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})$ ratio indicative of cation exchange processes for both samples.

portamiento hidrológico presenta variaciones, los momentos muestreados representan al comportamiento hidrológico medio con situaciones de excedentes (septiembre de 2019) y

déficits hídricos (febrero de 2020).

En cuencas de llanura, los flujos de agua verticales (precipitación y evapotranspiración) tienen a dominar por sobre los horizontales



▲ Agua superficial (27/9/2019) ● Agua subterránea (27/9/2019) ▲ Agua superficial (27/2/2020) ● Agua subterránea (27/2/2020)

Figura 6. A – C) Relaciones iónicas de Na^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2} en función de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$ indicativas de meteorización de silicatos para el muestreo de septiembre 2019. **D – F)** Relaciones iónicas para el muestreo de febrero 2020. En líneas negras se indican las relaciones estequiométricas molares de la meteorización de plagioclasas y piroxenos. Para el caso del Ca^{+2} se incorpora también la tendencia de disolución de calcita. **Figure 6. A – C)** Ionic ratios of Na^+ , Ca^{+2} and Mg^{+2} as a function of $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$ indicative of silicate weathering for the September 2019 sampling. **D – F)** Ionic ratios for the February 2020 sampling. The black lines indicate the molar stoichiometric ratios of plagioclase and pyroxene weathering. For Ca^{+2} , the calcite dissolution trend is also incorporated.

(flujo subterráneo y escurrimiento superficial) lo que favorece la interacción agua-sedimento en la zona no saturada y saturada. Esta interacción junto con la relación agua subte-

rránea-agua superficial, condicionan principalmente los procesos hidrogeoquímicos que controlan la composición natural del agua (Tóth, 1999; Clark, 2015).

La composición química del agua subterránea y superficial fue en ambas condiciones hidrológicas muestreadas predominantemente bicarbonatada sódica. Los gráficos de Gibbs señalan que la interacción con los sedimentos y procesos de evaporación dominan la química del agua, mientras que, las relaciones iónicas e índices de saturación indicarían que los procesos condicionantes de la química se asociarían principalmente a disolución de carbonatos e intercambio iónico. Apoyados en esto, se interpreta que el agua de lluvia reacciona con el $\text{CO}_{2(g)}$ contenido en los poros de la zona no saturada, generando HCO_3^- y H^+ . Este proceso es propiciado en la zona no saturada donde la presión de $\text{CO}_{2(g)}$ es mucho mayor que la atmosférica favoreciendo su disolución en el agua. Los H^+ imparten acidez al agua que infiltra atacando químicamente a los carbonatos. La disolución de carbonatos disminuye la acidez, que en la zona no saturada se recupera por la disolución de más $\text{CO}_{2(g)}$ conformando un sistema abierto (Clark, 2015). Estos procesos geoquímicos aportan al agua iones HCO_3^- , Ca^{+2} y en menor cantidad Mg^{+2} , dando una señal hidroquímica bicarbonatada cálcica. Cuando el agua que infiltra alcanza el nivel freático, pierde acidez al no poder incorporar $\text{CO}_{2(g)}$ al sistema y el pH en el agua tiende a aumentar en la zona saturada, pudiendo ocurrir la reprecipitación de carbonatos, situación favorecida por la saturación en calcita (Figura 5 A-D) y los mayores valores de pH. La señal química bicarbonatada cálcica cambia a bicarbonatada sódica por procesos de intercambio iónico $\text{Ca}^{+2}\text{-Mg}^{+2} / \text{Na}^+$ (Figura 5 E), los cuales se evidencian por excesos de sodio y deficiencias de calcio y magnesio (Carol *et al.*, 2012). El Ca^{2+} y Mg^{2+} del agua son adsorbidos en las fases arcillosas liberando Na^+ al agua dando lugar a una señal química de tipo bicarbonatada sódica (Figura 3), la cual caracteriza tanto al agua superficial como subterránea de la cuenca. Otros procesos geoquímicos tales como la alteración de silicatos pueden también aportar iones al agua; no obstante, su mayor estabilidad de-

terminaría que no constituyan aportes importantes al agua. Por último, en los periodos de déficit hídrico, cuando la evapotranspiración domina por sobre la precipitación, ocurre una concentración por evaporación que aumenta el contenido iónico y la conductividad eléctrica principalmente en el agua superficial (Figura 3). La similitud en la señal hidroquímica entre en agua subterránea y el agua superficial muestra la fuerte impronta que deja la descarga del agua subterránea en el arroyo, el cual presenta un carácter efluente en toda la cuenca (Melo y Carol, 2020).

Por su parte, los contenidos de nitratos si bien pueden derivar de la descomposición de la materia orgánica, es de esperar que la actividad agrícola ganadera aporte estos iones al agua (Cellone *et al.*, 2023), no obstante, los valores son bajos pudiendo representar el fondo químico (Borzi *et al.*, 2019).

Conclusiones

Los procesos y factores que condicionan la composición química del agua superficial y subterránea de la cuenca del arroyo Juan Blanco están condicionados por el balance hídrico, la geología y la geomorfología. Las variaciones hidroquímicas asociadas a factores climáticos que se reflejan en una mayor tasa de evapotranspiración en los balances hídricos sólo tendrían relevancia en el agua superficial. En los periodos de déficit hídrico, entre los meses de noviembre a febrero, la evaporación provoca una mayor concentración de los iones mayoritarios dominantes en el agua superficial del arroyo.

Por su parte, en el agua subterránea la química está condicionada principalmente por la interacción agua – sedimento, siendo la geología y geomorfología de la cuenca los factores más determinantes. Por un lado, la geología se refleja en la composición y litología de los sedimentos loessicos que contienen al acuífero freático, mientras que la geomorfología es la

responsable del bajo gradiente hídrico, este favorece un mayor tiempo de contacto entre el agua subterránea y los sedimentos propiciando que ocurran las reacciones químicas. La dominancia de facies bicarbonatadas sódicas se asocia principalmente a procesos de disolución de $\text{CO}_{2(g)}$ y de carbonatos, intercambio catiónico, y en menor medida, a la meteorización de silicatos, sin descartarse el aporte atmosférico. Estas reacciones ocurren durante la infiltración del agua de lluvia en la zona no saturada, así como también en la zona saturada. Por su parte, la similitud en facies entre aguas superficiales y subterráneas se debe a que el arroyo recibe la descarga de agua subterránea.

Los resultados obtenidos en este trabajo contribuyen a generar bases de datos que aportan al conocimiento del fondo hidroquímico en áreas carentes de antecedentes. En este tipo de ambientes, tanto los cambios naturales como los antropogénicos pueden generar modificaciones significativas en el funcionamiento hidrológico. El conocimiento detallado de estos procesos constituye una base indispensable para la gestión sostenible del recurso hídrico. Comprender el funcionamiento geohidrológico es esencial para promover un uso racional del agua, minimizar las posibilidades de contaminación, enriquecer las reservas hídricas y preservar los ecosistemas de una región. Solo a través de esta comprensión es posible evaluar adecuadamente los impactos naturales y antrópicos en el ciclo hidrológico.

Agradecimientos

Las autoras quieren agradecer a la Universidad Nacional de La Plata por financiar parcialmente este estudio mediante el proyecto I+D N944. Asimismo, quieren agradecer a los propietarios de los establecimientos rurales relevados por facilitar el acceso a las perforaciones de agua y permitir la realización de muestreos.

Referencias

- APHA (American Public Health Association) 1998. *Standard methods for the examination of water and wastewater*. American Public Health Association, 8.
- Borzi, G., Tanjal, C., Santucci, L. y 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.
- Carol, E. S., Kruse, E. E., Laurencena, P. C., Rojo, A. y 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: 421-428.
- Clark, I. 2015. *Groundwater geochemistry and isotopes*. CRC press.
- Cellone, F., Santucci, L., Borzi, G., Tanjal, C., Di Lello, C., Butler, L., ... Carol, E. 2023. Impact of dairy farms on groundwater quality in a productive basin in the northeast of the Pampean Plain, Argentina. *Groundwater for Sustainable Development*, 23: 100997.
- ESA Agencia Espacial Europea, 2024. Copernicus Browser. <https://browser.dataspace.copernicus.eu/>
- Fidalgo, F. 1983. Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca del Río Salado y en la Pampa Ondulada. *Coloquio Internacional sobre Hidrología de grandes llanuras*, 2: 1045-1066.
- Gao, B. C. 1996. NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote sensing of environment*, 583: 257-266.
- Gibbs, R. J. 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 1703962, 1088-1090.
- Gonzalez Bonorino, F. 1966. Soil clay mineralogy of the Pampa plains, Argentina. *Journal of sedimentary research*, 364: 1026-1035.
- Melo, M. 2019. Geohidrología de la planicie costera del Río de la Plata medio, Partido de Magdalena. Tesis de doctorado. Facultad de Ciencias naturales y Museo, UNLP.
- Melo, M. y Carol, E. S. 2020. Variaciones geomorfológicas como condicionantes de la química del agua subterránea en el litoral del estuario medio del Río de la Plata. *Revista del Museo de La Plata*, 5 (2): 475-485
- Sala, J. M., Ricoy, J., Ceci, J., Hernández, M., Mandel, J., Auge, M. y Tomas, J. 1973. Contribución al conocimiento geohidrológico de la región Noreste de la provincia de Buenos Aires. Comité de Estudios de Aguas Subterráneas el Noreste.
- Sala, J. 1983. Generalización hidrológica de la Provincia de Buenos Aires. *Coloquio Intern. de Grandes*

- Llanuras. Unesco. V III, Olavarria, Prov. de Buenos Aires, Argentina, 1983.
- Schöeller, H. 1977. Groundwater studies—An international guide for research and practice. *Geochemistry of Groundwater*, 1-18.
- Smiler, R. 2009. Diagramme. logiciel libre du laboratoire d'Hydrogéologie, université d'Avignon.
- Stoddard, J. L., Larsen, D. P., Hawkins, C. P., Johnson, R. K., Norris, R. H. 2006. Setting expectations for the ecological condition of streams: the concept of reference condition. *Ecological applications*, 164, 1267-1276.
- Teruggi, M. E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Research*, 273: 322-332.
- Thornthwaite, C. W., Mather, J. R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Climatology*, 10: 185-311.
- Tóth, J. 1999. Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology journal*, 7: 1-14.
- Zárate, M. A. 2003. Loess of southern south America. *Quaternary Science Reviews*, 2218-19: 1987-2006.

Received : 12 de Marzo del 2025

Accepted : 30 de Setiembre del 2025