



**PEDECIBA**  
GEOCIENCIAS

Ministerio de Educación y Cultura  Universidad de la República

**Dinámica de flujo del Sistema  
Acuífero Guaraní y sus  
sistemas acuíferos  
asociados en su  
región meridional  
(Uruguay y Brasil)  
basada en datos  
hidroquímicos,  
isotópicos y de  
gases nobles**



Informe final  
2025



**Dinámica de flujo del Sistema Acuífero  
Guaraní y sus sistemas acuíferos  
asociados en su región meridional  
(Uruguay y Brasil) basada en datos  
hidroquímicos, isotópicos y  
de gases nobles**

**Elías Teramoto, Hendryx Gemeiner, Gerardo Veroslavsky y Hung K. Chang**

**INFORME FINAL**

**2025**

Este informe es una síntesis de los avances en el conocimiento del funcionamiento del Sistema Acuífero Guaraní, realizados por el Dr. Elías Teramoto y el Dr. Hendryx Gemeiner en el marco de sus actividades postdoctorales en el PEDECIBA Geociencias (Universidad de la República – Ministerio de Educación y Cultura).

## RESUMEN

El Sistema Acuífero Guaraní (SAG) es uno de los sistemas acuíferos más grandes del mundo y constituye un recurso hídrico fundamental para Brasil, Argentina, Paraguay y Uruguay. La comprensión de la dinámica del flujo de agua subterránea dentro del SAG es esencial para el desarrollo de modelos conceptuales confiables que respalden su gestión sostenible. Numerosos estudios han analizado las características hidroquímicas e isotópicas del SAG, destacando el papel de las interacciones progresivas roca-agua en la evolución hidroquímica del sistema. Sin embargo, algunos aspectos clave aún no se comprenden completamente. Este estudio integra datos hidrogeoquímicos e isotópicos, incluidos iones mayoritarios, isótopos estables y gases nobles disueltos, provenientes de 32 pozos de agua subterránea de la región meridional del SAG, en la región fronteriza entre Brasil y Uruguay. Abarca tanto las secciones confinadas como no confinadas del SAG, así como sus acuíferos suprayacentes del Sistema Acuífero Serra Geral (SASG) e infrayacentes Paleozoicos (Pre-SAG). Además, se realizaron simulaciones geoquímicas para comprender mejor los procesos de evolución del agua subterránea. Una contribución significativa en este estudio fue la identificación de dos sistemas de flujo divergentes dentro del Sistema Acuífero Guaraní (SAG) en el territorio uruguayo. Los resultados revelaron que el SAG está intrincadamente interconectado con el SASG y el Pre-SAG, formando un sistema acuífero multicapa caracterizada por un intercambio significativo de agua subterránea entre el SAG y esas unidades acuíferas. Los valores de aire en exceso, expresados como  $\Delta Ne$ , fueron relativamente bajos y comparables entre las porciones no confinada y confinada del SAG, con valores de  $12,7 \pm 9,6 \%$  y  $10,7 \pm 9,1 \%$ , respectivamente. Las temperaturas promedio de gases nobles (NGT) calculadas indican que las condiciones de recarga han variado en el tiempo, con algunas muestras en el sector confinado del SAG que sugieren una recarga anterior al Último Máximo Glacial (LGM). Además, las firmas isotópicas e hidroquímicas, junto con los datos de gases nobles, sugieren una posible mezcla de las aguas subterráneas del SAG con acuíferos adyacentes, lo que desafía los modelos convencionales de circulación del agua subterránea que consideran al SAG como un sistema aislado. Estos hallazgos tienen implicaciones importantes para la gestión del agua subterránea, la modelización numérica del flujo y la estimación de los tiempos de residencia del agua subterránea en la región.

# SUMARIO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. CONTEXTO GEOLÓGICO .....	3
3. ÁREA DE ESTUDIO.....	7
4. MATERIALES Y MÉTODOS .....	8
4.1. Adquisición de datos hidroquímicos e isotópicos.....	8
4.2. Muestreo de agua y análisis hidroquímicos e isotópicos .....	9
4.2.1. Análisis hidroquímicos .....	9
4.2.2. Análisis isotópicos .....	11
4.3. Muestreo de agua y análisis de gases nobles.....	12
4.3.1. Muestreo de gases disueltos en aguas subterráneas .....	12
4.3.2. Análisis de concentración.....	13
4.3.3. Cálculo de concentraciones absolutas de gases disueltos.....	14
4.3.4. Reconstrucción de la temperatura de gases nobles y exceso de aire.....	14
4.4. Modelado geoquímico.....	15
4.4.1. Especiación química .....	15
4.4.2. Simulación de la evolución de la hidroquímica del Pre-SAG .....	16
4.4.3. Simulación de la evolución de la hidroquímica del SASG .....	17
4.4.4. Simulación de la proporción de mezcla del SASG y Pre-SAG con el SAG ..	19
5. RESULTADOS .....	19
5.1. Calidad del agua subterránea muestreada .....	19
5.2. Hidroquímica del Pre-SAG.....	23
5.2.1. Caracterización hidroquímica del Pre-SAG.....	23
5.2.2. Simulación de la evolución hidroquímica del Pre-SAG .....	24
5.3. Hidroquímica del SASG.....	25
5.3.1. Caracterización hidroquímica del SASG.....	25
5.3.2. Evolución de la hidroquímica del SASG .....	26
5.4. Hidroquímica del SAG .....	27
5.5. Evolución hidroquímica del SAG.....	28
5.6. Investigación isotópica del origen del agua subterránea .....	29
5.7. Concentraciones de gases nobles disueltos.....	30
5.8. Temperatura de gases nobles, exceso de aire e isótopos de agua .....	32
5.9. Modelo conceptual de interacción del SAG con acuíferos adyacentes.....	35
6. DISCUSIÓN.....	37
7. CONCLUSIONES.....	41
REFERENCIAS .....	43

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> – Mapa geológico simplificado y columna estratigráfica del área de estudio (basado en la compilación de los mapas de CGMW-ASGMI (2011), Horn <i>et al.</i> (2022) y Veroslavsky <i>et al.</i> (2024b), destacando la distribución del Sistema Acuífero Guaraní (SAG).....	3
<b>Figura 2</b> – Afloramientos del SAG en la región de Artigas: a) Fotos de afloramientos con areniscas de la Formación Rivera/Botucatu con estratificación cruzada de gran porte; b) Foto de detalles de areniscas finas a medias de la Formación Tacuarembó, con estratificaciones cruzadas bien preservadas. ....	6
<b>Figura 3</b> – Mapa potenciométrico y ubicación de las muestras de agua subterránea recopiladas en estudios previos. ....	8
<b>Figura 4</b> – Mapa con la ubicación de las 33 muestras de aguas subterráneas recolectadas en este estudio. ....	9
<b>Figura 5</b> – Fotografía del pozo P20, que extrae agua del SAG confinado. ....	10
<b>Figura 6</b> – Medición de los valores de pH y conductividad eléctrica del agua inmediatamente después de la recolección del agua del pozo. ....	10
<b>Figura 7</b> – Sistema para la extracción de gases disueltos en el agua subterránea, con el extractor y la bolsa de almacenamiento de los gases extraídos. ....	13
<b>Figura 8</b> – Diagrama de Piper de muestras de agua subterránea del Pre-SAG, incluyendo datos de estudios previos y muestras recolectadas en este trabajo. ....	24
<b>Figura 9</b> – Diagrama de Piper de muestras de agua subterránea del SASG, incluyendo datos de estudios previos y muestras recolectadas en este trabajo. ....	26
<b>Figura 10</b> – Diagrama de Piper de muestras de agua subterránea del SAG, incluyendo datos de estudios previos y muestras recolectadas en este trabajo. ....	28
<b>Figura 11</b> – Diagrama de Piper ilustrando las trayectorias de evolución hidroquímica del SAG, impulsadas por mezcla con Pre-SAG y SASG.....	29
<b>Figura 12</b> – Datos isotópicos de muestras de agua subterránea: a) Gráfico de dispersión de $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ ; b) Diagrama de cajas del exceso de deuterio para precipitación y agua subterránea. ...	30
<b>Figura 13</b> – Mapa de calor de concentraciones de He disuelto en pozos muestreados. ....	32
<b>Figura 14</b> – Mapa de calor de TGN calculadas para cada pozo muestreado.....	34
<b>Figura 15</b> – Mapa de calor del exceso de aire ( $\Delta\text{Ne}$ ) para cada pozo muestreado. ....	34
<b>Figura 16</b> – Ilustración esquemática del modelo conceptual de mezcla de agua subterránea entre el SAG, Pre-SAG y SASG. ....	36

# ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1</b> – Características hidroquímicas de dos muestras del SAG utilizadas como <i>proxies</i> para simular el proceso de mezcla entre el SAG y el SASG.....	18
<b>Tabla 2</b> – Parámetros fisicoquímicos, cationes y aniones principales, y datos isotópicos de las muestras de agua subterránea recolectadas en este estudio. Las concentraciones por encima del límite de potabilidad están resaltadas en negrita. ....	21
<b>Tabla 3</b> – Índices de saturación de minerales seleccionados en las muestras de agua subterránea recolectadas en este estudio. Los valores que indican sobresaturación aparecen en negrita.....	22
<b>Tabla 4</b> – Soluciones producidas por simulaciones para reproducir la hidroquímica del Pre-SAG.....	25
<b>Tabla 5</b> – Soluciones simuladas que replican la hidroquímica del SASG. ....	27
<b>Tabla 6</b> – Características fisicoquímicas y composición de todas las soluciones producidas en las simulaciones realizadas.....	28
<b>Tabla 7</b> – Concentración de gases disueltos para cada muestra de agua subterránea. ....	31
<b>Tabla 8</b> – Datos de isótopos de agua, TGN y $\Delta Ne$ para todos los pozos muestreados. ....	33

# 1. INTRODUCCIÓN

El Sistema Acuífero Guaraní (SAG) es un vasto reservorio de agua subterránea que abarca aproximadamente 1,09 millones de kilómetros cuadrados ocupando, parcialmente, regiones de Brasil, Paraguay, Uruguay y Argentina, convirtiéndolo en uno de los acuíferos de areniscas más grandes del mundo (Lebac, 2008). El acuífero está compuesto principalmente por areniscas eólicas mesozoicas, subordinadamente fluviales, con un espesor promedio de 400 m (Araújo *et al.*, 1999). Está cubierto por flujos de lava del Cretácico Inferior, con espesores variables próximos a los 300-800 m, existiendo regiones donde superan los 1000 m. El piso del SAG está constituido en la región central y norte por rocas sedimentarias paleozoicas de baja permeabilidad, que actúan como una barrera entre el acuífero y las rocas del basamento precámbrico y en la región sur, subyacen rocas sedimentarias pérmicas esencialmente arenosas. La recarga del acuífero se produce principalmente en las áreas de afloramiento, las que constituyen aproximadamente el 10% de la superficie total, ubicadas a lo largo de los límites este y oeste del SAG (Araújo *et al.*, 1999; Lebac, 2008).

Se han realizado diversos estudios para comprender las dinámicas de recarga y flujo regional, que incluyen análisis estratigráficos (Lebac, 2008; Silva *et al.*, 2021), estudios estructurales (Machado y Faccini, 2004), la aplicación de modelos numéricos de flujo (Rodríguez *et al.*, 2013; Gonçalves *et al.*, 2020) y datación de aguas subterráneas (Kimmelman y Silva *et al.*, 1989; Bonotto, 2006; Aggarwal *et al.*, 2015, Vives *et al.*, 2020). Varios de estos estudios han destacado una variabilidad hidroquímica significativa dentro del SAG, reflejando los diversos procesos que ocurren a medida que el agua subterránea se desplaza desde las zonas de recarga hacia el centro de la cuenca (Sracek y Hirata, 2002; Gastmans *et al.*, 2010a; Gastmans *et al.*, 2016; Teramoto *et al.*, 2020). Sin embargo, a pesar de la extensa cantidad de estudios realizados, aspectos clave como los tiempos de residencia, la renovabilidad, las zonas de descarga y las magnitudes de entrada y salida de los acuíferos infrayacentes y suprayacentes aún necesitan una mayor claridad y comprensión.

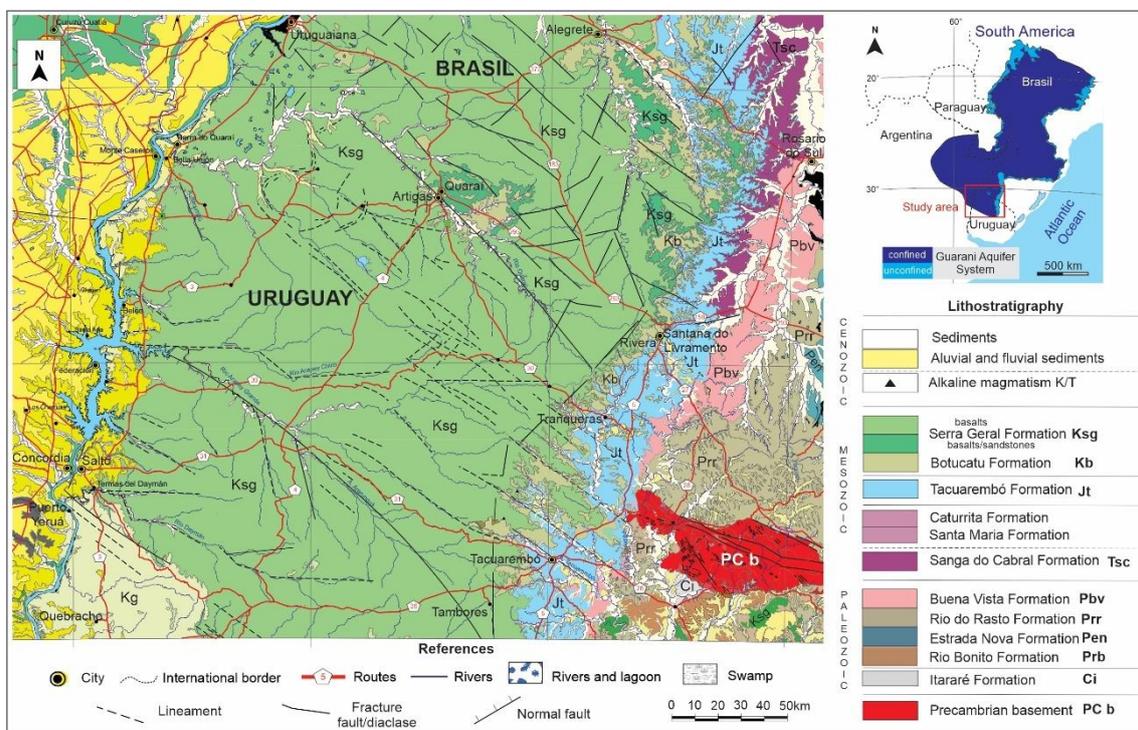
El análisis de gases nobles en las aguas subterráneas proporciona información crítica sobre varios procesos hidrológicos, contribuyendo valiosos datos para comprender la dinámica de los acuíferos. Los gases nobles (por ejemplo, helio, neón, argón, kriptón,

xenón) son químicamente inertes y no se ven influenciados por reacciones biológicas o químicas, lo que los convierte en excelentes trazadores para interpretar los sistemas de agua subterránea (Aeschbach-Hertig y Solomon, 2013). Debido a su inercia química, fuentes bien conocidas de gas y bajas concentraciones de fondo, el análisis de los gases nobles disueltos en las aguas subterráneas ofrece valiosas perspectivas sobre las condiciones prevalentes durante la recarga del agua subterránea, particularmente al determinar la temperatura del SAGnoble (NGT). Esta temperatura refleja la temperatura del suelo en el momento en que el agua recargó el acuífero (Aeschbach-Hertig *et al.*, 2000; Kipfer *et al.*, 2002; Aeschbach-Hertig y Solomon, 2013). Aunque el objetivo principal del termómetro de gases nobles es reconstruir la paleotemperatura, el exceso de aire también se reconoce como un indicador de las condiciones pasadas de recarga asociadas con la intensidad y variabilidad de la recarga y, en consecuencia, con los patrones de precipitación (Klump *et al.*, 2008; Aeschbach-Hertig y Solomon, 2013; Ram *et al.*, 2022). El exceso de aire se refiere al contenido de gas disuelto en exceso que supera la solubilidad de equilibrio bajo condiciones específicas de temperatura, presión y salinidad. Esto ocurre cuando las burbujas de aire quedan atrapadas en los espacios porosos del suelo durante su movimiento a través de la zona no saturada, disolviéndose posteriormente debido al aumento de la presión hidrostática a mayores profundidades (Heaton y Vogel, 1981). Por lo tanto, las concentraciones de gases nobles proporcionan valiosos datos sobre las tasas de recarga y fuentes de agua subterránea, tiempos de residencia y dinámicas de flujo, todos los cuales son cruciales para la gestión eficaz de los recursos hídricos (Aeschbach-Hertig y Solomon, 2013).

Este estudio tiene como objetivo examinar el flujo de agua subterránea del SAG y su interacción con los acuíferos subyacentes y suprayacentes dentro del sector uruguayo y la región más meridional brasileña del SAG, utilizando el análisis de las concentraciones de gases disueltos, particularmente los gases nobles y sus temperaturas derivadas de recarga de gases nobles. Este enfoque proporciona una visión más detallada sobre las dinámicas de flujo de agua subterránea y los procesos de recarga en esta región clave del sistema acuífero.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio abarca aproximadamente 75.000 km<sup>2</sup> de la región meridional de la Cuenca de Paraná, comprendiendo la porción norte del territorio uruguayo, donde se la denomina Cuenca Norte (de Santa Ana, 1989), y el extremo sur del territorio brasileño del Estado de Rio Grande do Sul. Su relleno está constituido esencialmente por rocas sedimentarias siliciclásticas y volcánicas con edades que van desde el Devónico al Cretácico (Veroslavsky *et al.*, 2021), mientras que la posterior sedimentación cenozoica ocupa algunas áreas con espesores de muy escasa significación (Figura 1). La mayoría de las unidades litoestratigráficas que forman parte del relleno de cuenca tienen sus equivalentes en ambos países a pesar que poseen nombres diferentes. Aquí se utilizan ambos conjuntos de nomenclaturas para facilitar las comparaciones con las investigaciones más amplias que se han realizado en Brasil, priorizando los nombres de las unidades estratigráficas de acuerdo con los estándares del IUGS (1976). La descripción geológica aquí se centra en las unidades que son consideradas más relevantes para el presente estudio y con el objetivo de ofrecer un mejor contexto. La Tabla 1 también incluye las características hidroestratigráficas más relevantes y sus ubicaciones.



**Figura 1** – Mapa geológico simplificado y columna estratigráfica del área de estudio (basado en la compilación de los mapas de CGMW-ASGMI (2011), Horn *et al.* (2022) y Veroslavsky *et al.* (2024a), destacando la distribución del Sistema Acuífero Guaraní (SAG).

En la región de estudio se desarrollan en superficie y subsuelo un conjunto de unidades neopaleozoicas que pueden ser agrupadas en dos megasecuencias: Carbonífera y Pérmica (Veroslavsky *et al.*, 2021). Ambas megasecuencias se las reconoce apoyadas en discordancia sobre el escudo Sur Riograndense-Uruguayo, constituido por varios bloques corticales que exhiben diversas naturalezas petrológicas, estructurales y edades (Chemale Jr., 2000; Masquelin, 2006). Los depósitos devónicos situados algo más al Sur en territorio uruguayo no se reconocen en el área de estudio, aunque, posiblemente, relictos de esta sedimentación puedan estar preservados en fosas profundas que se desarrollan con fuertes controles estructurales NW (Ucha y de Santa Ana, 1990; Morales *et al.*, 2020).

La megasecuencia Carbonífera está representada por el Grupo Itararé (Holz *et al.* 2010), la que encuentra sus equivalentes uruguayos en las formaciones San Gregorio y Cerro Pelado. Se trata de depósitos glaciocósmicos compuestos por diversas litologías, incluidas diamictitas, conglomerados, ritmitas, areniscas, lutitas y arcillitas (Andreis *et al.*, 1996; de Santa Ana *et al.*, 2006; Assine *et al.*, 2018). Las rocas sedimentarias glaciocósmicas de la Formación Cerro Pelado se interdigitan o se superponen a la Formación San Gregorio (Fedorchuk *et al.*, 2021). Paleogeográficamente, esta sedimentación glaciocósmica, que alcanza potencias próximas a los 200 m en los pozos Alegrete (Br) y Daymán (Uy), era rodeada por tierras altas hacia el este, promoviendo el desarrollo de glaciares que se desplazan hacia el oeste (Assine *et al.*, 2018; Fedorchuk *et al.*, 2021).

La megasecuencia Pérmica está compuesta por, de base a techo, las formaciones Rio Bonito (*Tres Islas*), Palermo (*Fraile Muerto*), Irati (*Mangrullo*), Serra Alta + Teresina (*Paso Aguiar*), Rio do Rasto (*Yaguari*) y Buena Vista (de Santa Ana *et al.*, 2006; Veroslavsky *et al.*, 2021). Representa un ciclo transgresivo-regresivo que se inicia en la base con una sedimentación arenosa, de tipo fluvio-deltaica (Andreis *et al.*, 1996), asociada a sistemas costeros-estuarinos con influencia mareal y marina (de Santa Ana *et al.*, 2006; Holz *et al.*, 2010). El pulso transgresivo da lugar al desarrollo de una sedimentación plataforma marina representada por la Formación Palermo (Lopes y Lavina, 2001). Sobreyacen rocas lutíticas y carbonáticas, fosilíferas, que representan un evento anóxico en la cuenca materializado Formación Irati, sucediéndose las formaciones Serra Alta y Teresina caracterizadas por pelitas y areniscas finas grises indicativos de depósitos marinos someros (Veroslavsky *et al.*, 2021). El cierre de la cuenca pérmica está dado por sistemas litorales – costeros, bajo influencia mareal, y finalmente, una sedimentación eólica con

episodios fluviales asociados representados por las formaciones Rio do Rasto y Buena Vista, respectivamente (Scherer *et al.*, 2021; Veroslavsky *et al.*, 2021). Algunos autores proponen una discordancia intrapérmica para definir las relaciones estratigráficas entre las formaciones Rio do Rasto y Buena Vista (Scherer *et al.*, 2023)

Las rocas sedimentarias mesozoicas continentales en el área de estudio están representadas en territorio uruguayo por las formaciones Itacumbú, Tacuarembó y *Rivera*, estas dos últimas se corresponden a las formaciones *Guará* y Botucatu en territorio brasileño. La Formación Itacumbú, correlacionada con las formaciones Santa Maria y Catrrita en Rio Grande do Sul (Paula e Silva *et al.*, 2023), consiste de una secuencia de areniscas grisáceas, sublíticas y subarcósicas, micáceas, a las que se intercalan limolitas grises. Por otro lado, la Formación Sanga do Cabral, considerada aquí en el sentido de Scherer *et al.* (2021), de edad Triásico Inferior, representa una sedimentación arenosa, de origen fluvial, a las que se asocian episodios eólicos y lagunares. Posee espesores que no superan 50 m y sus relaciones estratigráficas con las unidades infra y suprayacentes son de discordancia con las formaciones Buena Vista y *Guará*, respectivamente (Veroslavsky *et al.*, 2024a). Las litologías atribuidas a la Formación Sanga do Cabral no se reconocen a lo largo de la franja de afloramientos adyacentes a las rocas del SAG en el territorio uruguayo, sin descartar que puedan encontrarse en el subsuelo de la región oeste.

Las formaciones Tacuarembó (*Guará*) y Botucatu (*Rivera*) son las unidades litoestratigráficas que constituyen el SAG en la región aflorante del área de estudio. En el área del afloramiento, o próxima a esta, los espesores del SAG promedian los 100 m engrosándose hacia el Oeste hasta alcanzar espesores de 350 m en la región del río Uruguay (Veroslavsky *et al.*, 2024b). La Formación Tacuarembó (*Guará*), de edad Jurásico Superior, comprende una gama de asociaciones de facies, incluidas canales efímeros, canales trenzados perennes, dunas eólicas, sábanas de arena eólicas y depósitos de inundación. Estas características se interpretan como las partes distales de los sistemas fluviales distributivos que se desarrollaron bajo condiciones climáticas áridas a semiáridas (do Amarante *et al.*, 2019). La Formación Botucatu está caracterizada por areniscas de grano fino a medio asociadas con depósitos eólicos, con contactos erosivos con la Formación Tacuarembó. El análisis petrográfico realizado por Aguirre *et al.* (2008) a las rocas constituyentes del SAG en la región aflorante de Uruguay y Rio Grande do Sul muestran que las areniscas eólicas de la Formación Botucatu son predominantemente subfeldarenitas y con una porosidad efectiva del 25-18%, mientras que las areniscas de la Formación

Tacuarembó son principalmente subfeldarenitas, subordinadamente arenitas, con una porosidad efectiva entre el 20% y el 12%.



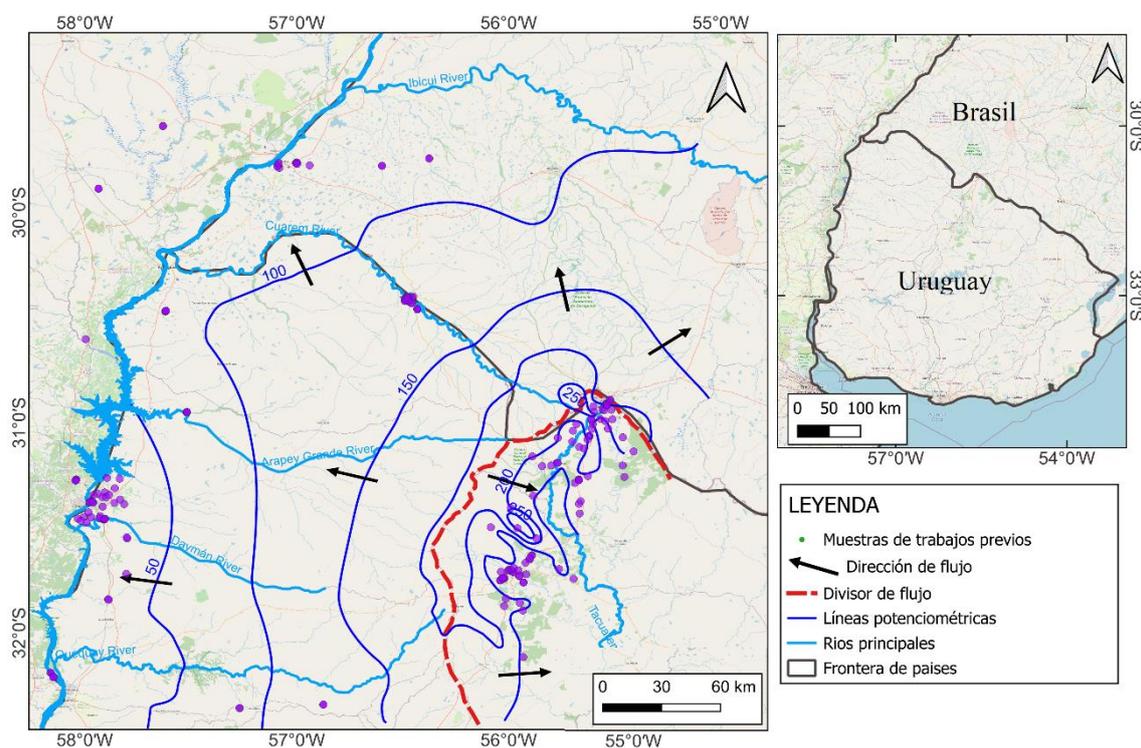
**Figura 2** – Afloramiento del SAG en la región de Artigas, a) Areniscas medias a finas, rosadas rojizas de la Formación Botucatu (*Rivera*) con estratificación cruzada de gran porte; b) Detalle de areniscas finas a medias de la Formación Tacuarembó (*Guará*), con estratificaciones horizontal y cruzadas bien preservadas, al sur de la ciudad de Rivera.

Las rocas basálticas de la Formación Serra Geral (*Arapey*) constituyen, en el área de estudio, el borde sur de la provincia magmática de Paraná–Etendeka. Este magmatismo se extiende por más de 800,000 km<sup>3</sup> constituido por flujos de lava que erupcionaron entre 132 y 129 Ma en respuesta a la fragmentación de Gondwana (Peate, 1997). La Formación Serra Geral (*Arapey*) está representada, mayoritariamente, por basaltos toleíticos, subordinadamente dacitas y riodacitas (Gilg *et al.*, 2003; Morteani *et al.*, 2010; Pertille *et al.*, 2013; Muzio *et al.*, 2022). Esta unidad incluye en su definición a areniscas finas a medias, de espesores variables, que se intercalan a los basaltos, en su mayoría de origen eólico y, subordinadamente, areniscas y areniscas conglomerádicas de origen aluvial-fluvial. De una forma general, los basaltos se engrosan de Este a Oeste, con espesores que van desde las pocas decenas de metros, próximo al área de afloramiento del SAG (cuchillas de

Haedo, Negra y Santa Ana), hasta los 500 m en la región próxima al río Uruguay. En algunos sectores, los basaltos superan los 1000 m de espesor (e.g región de Salto). Los diques y filones capas son parte integrante de la formación. La Formación Serra Geral (*Arapey*) se apoya sobre las formaciones Tacuarembó (*Guará*) y Botucatu (*Rivera*). La Formación Serra Geral es la unidad constituyente del SASG.

### 3. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio abarca el Sistema Acuífero Guaraní (SAG) y los acuíferos adyacentes dentro del territorio uruguayo, extendiéndose hacia el extremo sur de Brasil a lo largo de la frontera. En esta región, el SAG aflora en el límite oriental, con un aumento en su confinamiento hacia el oeste a medida que se incrementa el espesor de los basaltos suprayacentes del SASG. Para determinar el flujo subterráneo dentro del SAG con el fin de generar un mapa potenciométrico (Figura 3), se recopilieron datos de carga hidráulica de estudios previos disponibles en el Centro Regional para la Gestión de Aguas Subterráneas (CeReGAS), la base de datos del Servicio Geológico de Brasil (SGB-CPRM) y datos adicionales de la Administración Nacional de Obras Sanitarias del Estado (OSE) de Uruguay. Este análisis reveló una divisoria de aguas significativa y previamente no caracterizada, que separa dos sistemas de flujo regionales y coincide aproximadamente con los límites de las cuencas hidrográficas de los ríos Uruguay y Tacuarembó. Al este de la divisoria, el agua subterránea fluye hacia el río Tacuarembó (que forma parte de la Cuenca hidrográfica del Río Negro), mientras que al oeste fluye hacia el río Uruguay. Es importante destacar, como se observa en la Figura 3, la baja densidad de pozos que existe en la región central del Uruguay, entre la zona de afloramientos y las proximidades del río Uruguay, lo que genera aún incertidumbres respecto a las características del SAG en esta área.



**Figura 3** – Mapa potenciométrico y ubicación de las muestras de agua subterránea recopiladas en estudios previos.

## 4. MATERIALES Y MÉTODOS

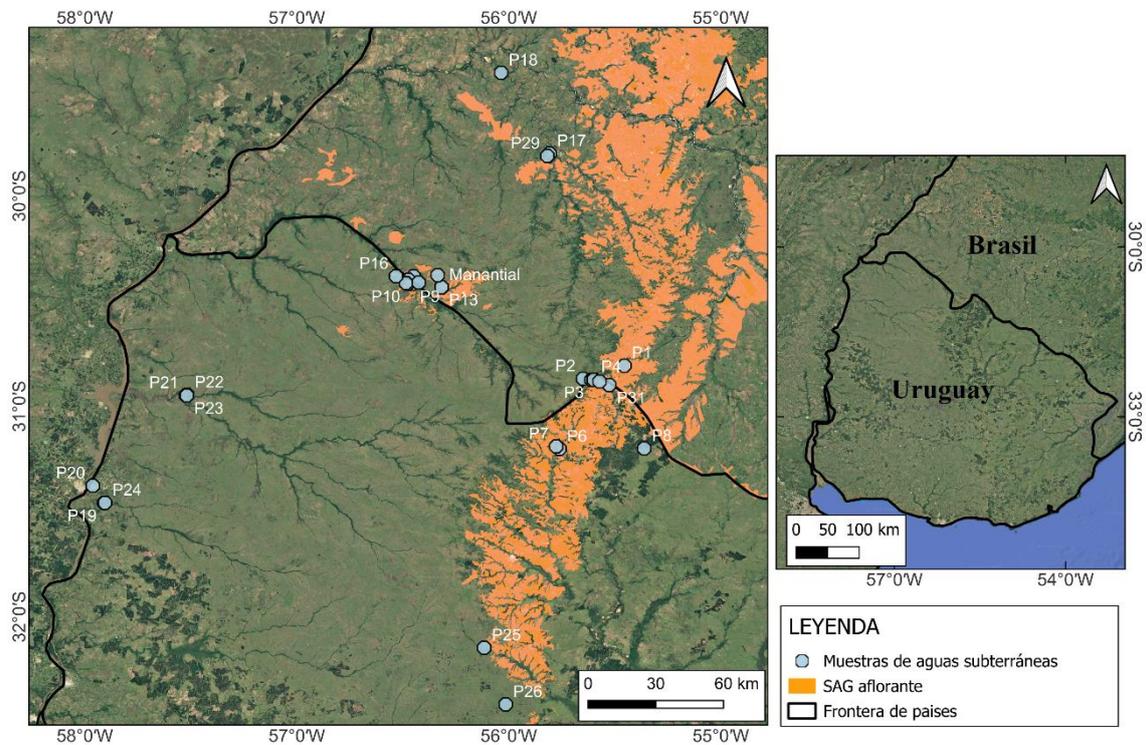
### 4.1. Adquisición de datos hidroquímicos e isotópicos

Para caracterizar las propiedades hidroquímicas, se compilaron datos de las unidades suprayacentes (SASG) y subyacentes (denominadas colectivamente Pre-SAG). Además, se recopilaron datos hidroquímicos del SAG de estudios previos, incluyendo Lebac (2008), Oleaga (2002), Collazo (2006), ANII\_FMV (2023), Carrión *et al.* (2024) y Samaniego (2024). En algunos casos, los resultados analíticos de varios pozos fueron reportados en múltiples estudios. Para evitar duplicaciones, se excluyeron aquellos con menos parámetros.

## 4.2. Muestreo de agua y análisis hidroquímicos e isotópicos

### 4.2.1. Análisis hidroquímicos

Para complementar los datos disponibles, se recolectaron 33 muestras de agua subterránea (32 de pozos y 1 de un manantial) en Uruguay y en el sur de Brasil, próximo de la frontera uruguayo-brasileña (Figura 4). Estas muestras incluyeron 4 del Pre-SAG, 3 del SASG y 26 del SAG, tanto confinado como no confinado. La Figura 5 documenta uno de los pozos muestreados en este estudio.



**Figura 4** – Mapa con la ubicación de las 33 muestras de aguas subterráneas recolectadas en este estudio.



**Figura 5** – Fotografía del pozo P20 en la ciudad de Salto que extrae agua del SAG confinado.

Los parámetros fisicoquímicos (oxígeno disuelto, temperatura, conductividad eléctrica y pH) se midieron en campo inmediatamente después del muestreo (Figura 6). Todas las muestras fueron filtradas utilizando una membrana de 0,45  $\mu\text{m}$  o un filtro en línea. Se acidificó una alícuota destinada a la determinación de metales para evitar la oxidación de estas especies.



**Figura 6** – Medición de los valores de pH y conductividad eléctrica del agua inmediatamente después de la recolección del agua del pozo.

La alcalinidad se determinó en campo mediante métodos colorimétricos y en laboratorio mediante titulación potenciométrica. Los aniones principales se determinaron por cromatografía iónica, mientras que los cationes se analizaron mediante espectrometría de emisión óptica con plasma de argón inductivo. Todas las metodologías empleadas siguieron la referencia "*Methods for the Examination of Water and Wastewater*" (2012).

#### 4.2.2. Análisis isotópicos

Los análisis isotópicos fueron determinados en las mismas 33 muestras de agua utilizadas en nuestras investigaciones hidroquímicas (Figura 4). Se midieron isótopos estables de oxígeno ( $^{18}\text{O}$  y  $^{16}\text{O}$ ) e hidrógeno ( $^1\text{H}$  y  $^2\text{H}$ ) mediante espectroscopía de absorción láser isotópica en una cavidad resonante, basada en la absorción de radiación láser en el rango del infrarrojo cercano ( $0.7\ \mu\text{m}$  a  $2.5\ \mu\text{m}$ ). El instrumento utilizado fue un Analizador de Isótopos de Agua Líquida (LWIA-24d) de ABB-LGR Inc.

El conjunto de datos también incluyó información isotópica de 10 muestras analizadas por Chang *et al.* (2020), 37 muestras de Collazo (2006), 16 muestras analizadas por Carrión *et al.* (2024), 3 muestras de Nanni (2008), 2 de Kimmelman *et al.* (1989) y 1 de Vives *et al.* (2020) que se exhiben en la Tabla S4 del Material Suplementario. Se interpretaron los datos isotópicos para inferir el origen del agua almacenada en el SAG bajo diversas condiciones hidrogeológicas. Inicialmente, se obtuvieron datos mensuales de oxígeno-18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y deuterio ( $\delta\text{D}$ ) de la base de datos de la Red Global de Isótopos de Precipitación (GNIP) del OIEA/OMI (Aggarwal *et al.*, 2007) de la estación de Porto Alegre en Brasil. Con estos datos, se generó una regresión lineal de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  para establecer la Línea Meteórica Local (LML).

Luego, se graficaron estos datos isotópicos junto con los datos publicados previamente contra la línea meteórica para evaluar la similitud entre las muestras de agua subterránea y la precipitación moderna, examinando si comparten un origen común. Además, se comparó el exceso de deuterio (*d-excess*) de la precipitación moderna y el agua subterránea, calculado mediante la Ecuación 1 (Dansgaard, 1964), para investigar esta relación:

$$d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O} \quad (1)$$

## 4.3. Muestreo de agua y análisis de gases nobles

### 4.3.1. Muestreo de gases disueltos en aguas subterráneas

De las 33 muestras recolectadas para el análisis hidroquímico e isotópico, se seleccionaron 27 pozos para el análisis de gases nobles, de los cuales 16 representan el SAG confinado, 6 corresponden al SAG no confinado, 3 representan las unidades acuíferas del Pre-SAG y 2 están asociados al SASG.

Las muestras de gases disueltos se recolectaron con un dispositivo de extracción personalizado que consta de una línea de flujo de agua y gas conectada por un contactor de membrana (MM-1.7x8.75 Series, 3M™ Liqui-Cel™). La salida del pozo de muestreo se conectó con una manguera al dispositivo de extracción, bombeando el agua del pozo a través del lado luminal de su membrana. Una pequeña bomba de diafragma (modelo ZQ-7002, EARTH), controlada por cuatro válvulas solenoides (ISO 9001, Code 026/906283/1, DS), se conectó a los extremos del lado de la carcasa de la membrana generando un vacío. La alimentación eléctrica para la bomba de vacío y las válvulas solenoides se proporcionó mediante una batería de automóvil (Figura 7).

Dado que el contactor de membrana está hecho de un material hidrofóbico, este actúa como un soporte inerte que permite el contacto directo entre las fases gaseosa y líquida sin dispersión. Así, al aplicar una presión más alta a la corriente líquida en relación con la corriente gaseosa, se crea una fuerza impulsora para que los gases disueltos en el líquido pasen a través de los poros de la membrana. Como resultado, los gases disueltos se extraen del agua que pasa a través de la membrana y se dirigen a través de conexiones herméticas a una bolsa de lámina metálica de 0.5 L de volumen, donde el SAG muestreado se acumula hasta un máximo del 80% de su capacidad total.

Antes de la recolección de muestras, los pozos se purgaron durante varios minutos para renovar el agua estancada tanto de la tubería como del pozo. Se mantuvo una presión de agua adecuada en todo momento para evitar la formación de burbujas de gas en las conexiones. Los tiempos de extracción de gas variaron entre 45 y 60 minutos por pozo, con un período inicial de 15 minutos dedicado a extraer gases sin conectar una bolsa a la salida de gas.



**Figura 7** – Sistema para la extracción de gases disueltos en el agua subterránea, con el extractor y la bolsa de almacenamiento de los gases extraídos.

#### *4.3.2. Análisis de concentración*

Las bolsas de muestras se analizaron para He, Ne, Ar, Kr, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> utilizando un espectrómetro de masas cuadrupolar modelo Omnistar GSD 350 (Pfeiffer Vacuum), conectando el septo de las bolsas directamente con el tubo capilar del Omnistar. El Faraday Cup del equipo se utilizó para cuantificar las fracciones molares de CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>, mientras que el Secondary Electron Multiplier se utilizó para la cuantificación de He, Ne y Ar. Los tiempos de permanencia elegidos para el análisis fueron 256 ms para N<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>, 512 ms para CO<sub>2</sub>, 4096 ms para Ar y 8192 ms para He y Ne. El tiempo de análisis para cada muestra fue de 300 s para Kr, 240 s para He y Ne, y 180 s para los otros analitos.

Para determinar las concentraciones absolutas, las señales del detector de las bolsas de muestras se compararon directamente con las señales de calibración de bolsas llenas con gas atmosférico o un gas de referencia con una composición certificada similar al aire.

### 4.3.3. Cálculo de concentraciones absolutas de gases disueltos

Basado en las fracciones molares de gas de la bolsa de muestra, las concentraciones disueltas de los respectivos componentes de gas por gramo de agua,  $C_i^w$  en  $\text{cm}^3\text{STP/g}$  (temperatura y presión estándar), se pudieron calcular utilizando la ley de Henry, como se describe en la Ecuación 9 de Kipfer *et al.* (2002):

$$C_i^w = C_i^g / H_i(T, S) \quad (9)$$

donde  $C_i^g$  es la presión parcial medida del respectivo gas dentro de la bolsa de muestra y  $H_i$  ( $\text{atm}/(\text{cm}^3 \text{STP g}^{-1})$ ) es el coeficiente de Henry.

El coeficiente de Henry, que depende de la temperatura (T) y salinidad (S) del agua muestreada (ambas medidas en el campo), se calculó utilizando datos de solubilidad para  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$  y Ar de Weiss (1970), para He y Ne de Weiss (1971), para  $\text{CO}_2$  de Weiss (1974) y para Kr de Weiss & Kyser (1978). Los valores de solubilidad reportados como concentración acuosa de equilibrio del SAGi ( $C_i^*C_i^*$ ) para la respectiva temperatura y salinidad en  $\text{ml kg}^{-1}$  se convirtieron a  $\text{cm}^3\text{STP g}^{-1}$ , y se utilizó la Ecuación 10 para calcular el respectivo coeficiente de Henry ( $H_i$ ):

$$H_i(T, S) = P_i / C_i^*(T, S) \quad (10)$$

donde  $P_i$  representa la presión parcial conocida del SAGi en la atmósfera y se deriva de la Ecuación 11:

$$P_i = (P_{\text{atm}} - e_s(T)) \times v_i \quad (11)$$

donde  $P_{\text{atm}}$  es la presión atmosférica total,  $e_s$  expresa la presión de vapor dependiente de la temperatura del aire y  $v_i$  es la fracción de volumen en aire seco.

### 4.3.4. Reconstrucción de la temperatura de gases nobles y exceso de aire

El software PANGA 1.2, proporcionado por la Universidad de Heidelberg-Alemania, se utilizó para reconstruir las temperaturas de gases nobles (TGN) y el exceso de aire (EA) (Jung y Aeschbach, 2018). Ese software utiliza el método de mínimos cuadrados para ajustar simultáneamente las concentraciones de gases nobles y determinar EA y TGN junto con sus incertidumbres asociadas. El exceso de aire considerando Ne, Ar y Kr (EA),

el exceso de aire expresado como  $\Delta\text{Ne}$  y la TGN se determinaron durante la aplicación del modelo inverso, como se describe en detalle por Jung & Aeschbach (2018), utilizando el modelo de equilibrio de sistema cerrado (CE) (Aeschbach-Hertig *et al.*, 2000) y solubilidades Weiss/Clever.

El exceso de aire expresado como  $\Delta\text{Ne}$  se prefirió sobre el EA para el modelado, ya que se asume que el Ne proviene únicamente de la atmósfera. Dado que la mayoría de las probabilidades de ajuste  $\chi^2$  del modelo CE inicial fueron inferiores al 1%, se realizó un ajuste de Monte Carlo. El exceso de aire se expresó como el exceso relativo de Ne en comparación con el equilibrio respectivo de Ne ( $\Delta\text{Ne}$  en %).

Los datos de gases nobles obtenidos se compararon con valores de isótopos de agua ( $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  VSMOW) de agua subterránea de los mismos pozos muestreados durante la misma campaña que el presente estudio.

## 4.4. Modelado geoquímico

### 4.4.1. Especiación química

Inicialmente, se realizaron cálculos de especiación en los datos adquiridos del SAG, SASG y Pre-SAG para determinar el índice de saturación de minerales disueltos en la fase acuosa. Para validar la hipótesis de trabajo, se realizaron simulaciones numéricas de rutas de reacción utilizando los módulos React y SpecE8 del paquete de software Geochemist's Workbench 10 (Bethke y Yakel, 2016). SpecE8 se utilizó para calcular la especiación, mientras que React simuló reacciones mineral-agua en la fase acuosa y procesos de mezcla. Todas las simulaciones se realizaron utilizando la base de datos termodinámica *thermo.com.v8.r6+.dat* de Geochemist's Workbench.

En los cálculos de especiación para muestras de agua subterránea, los iones libres medidos en la solución mixta alcanzan un estado de saturación con respecto a un conjunto específico de minerales. El Producto de Actividad Iónica (IAP) se calcula para determinar el estado de saturación de una fase mineral utilizando la Ecuación 2. El Índice de Saturación (SI) para un mineral particular se define tomando el  $\log_{10}$  del IAP y dividiéndolo por la constante de equilibrio termodinámico (K) para ese mineral, como se muestra en la Ecuación 3.

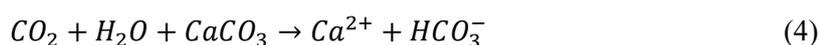
$$IAP = [cation] \cdot [anion] \quad (2)$$

$$SI = \log_{10} \left( \frac{IAP}{K} \right) \quad (3)$$

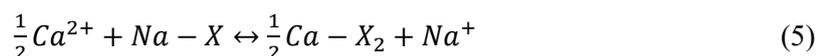
Cuando el SI calculado es menor que 0, la solución está insaturada respecto al mineral evaluado. Un SI igual a 0 indica saturación, mientras que un SI mayor que 0 significa que la solución está sobresaturada, lo que podría llevar a la precipitación de la fase mineral.

#### 4.4.2. Simulación de la evolución de la hidroquímica del Pre-SAG

Dado que el Pre-SAG puede contribuir con agua al SAG, se realizaron simulaciones para comprender mejor los mecanismos que controlan la química del agua en estos acuíferos. Estudios previos, como Oliva y Kiang (2002), Goffermann (2013) y Ezaki *et al.* (2020) identificaron que las unidades más superficiales del Pre-SAG presentan tipos de agua Ca-HCO<sub>3</sub> y Na-HCO<sub>3</sub>. Las muestras aquí obtenidas del Pre-SAG, recolectadas en Uruguay y el extremo sur de Brasil, también mostraron estos tipos de agua, lo que sugiere procesos similares en ambas regiones. Se consiguió determinar que el tipo Ca-HCO<sub>3</sub> resulta de la disolución de calcita en un sistema abierto respecto al CO<sub>2</sub>, como se describe en la Ecuación 4:



Goffermann (2013) realizó pruebas de intercambio catiónico en muestras de roca del Pre-SAG en el municipio de São Gabriel, situado en el sur de Brasil cerca de la frontera con Uruguay, y encontró que los minerales arcillosos de estas rocas tienen una alta capacidad de intercambio catiónico entre calcio y sodio. Se propone aquí que este mecanismo de intercambio catiónico (Ecuación 5) explica mejor la prevalencia de Na-HCO<sub>3</sub> en las zonas superficiales del Pre-SAG:

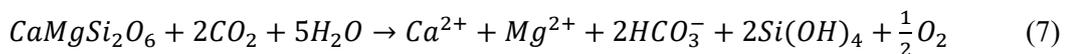
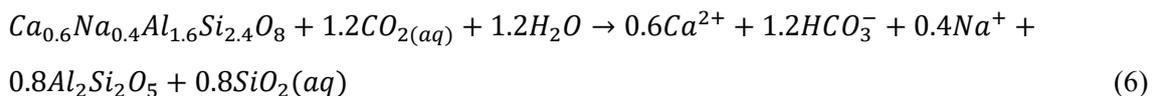


Dado el limitado número de muestras disponibles del Pre-SAG en el área de estudio, se reconoce que aún no se ha logrado una caracterización completa de la variabilidad de este sistema acuífero. Por lo tanto, ajustamos la cantidad de minerales reaccionados en las Ecuaciones 4 y 5 para que se asemeje más a las muestras del Pre-SAG reportadas en estudios previos de otras regiones.

En las zonas más profundas, la hidroquímica dominante cambia a tipos Na-Cl o Na-SO<sub>4</sub> con niveles de Sólidos Disueltos Totales (SDT) superiores a 1,000 mg/L, según indican los análisis disponibles. La presencia de Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y F<sup>-</sup> en estas aguas profundas se atribuye a la disolución de sales de rocas marinas dentro del Pre-SAG, lo que resulta en una interacción significativa roca-agua en las aguas subterráneas más antiguas y profundas. Además, Ketzer *et al.* (2003) identificaron calcita, dolomita y yeso o piritita como minerales cementantes comunes en las unidades pérmicas a lo largo de la frontera Uruguay-Brasil. El aumento de sulfato en el Pre-SAG podría estar asociado con la disolución de yeso o piritita, así como con la disolución de halita y fluorita. Para simular la transición de Na-HCO<sub>3</sub> a Na-Cl/Na-SO<sub>4</sub>, se modeló la disolución de halita, calcita, yeso y fluorita para replicar el aumento observado en la salinidad a lo largo del flujo hacia el centro de la cuenca.

#### 4.4.3. Simulación de la evolución de la hidroquímica del SASG

Para el SASG, se simularon las interacciones agua-roca con el objetivo de describir la composición esperada del agua subterránea asociada con rocas volcánicas, que varían en composición desde basalto hasta andesita. Según Duarte *et al.* (2000), los minerales más comunes en las rocas no alteradas de la Formación Serra Geral (*Arapey*) incluyen labradorita ( $\pm$  andesina), piroxenos (augita y pigeonita) y material vítreo rico en K. Para igualar la composición hidroquímica promedio de las muestras del SASG, se ajustaron los parámetros de reacción modificando la cantidad de minerales reaccionados. Específicamente, se simuló la disolución de basalto, afinando las cantidades de augita y labradorita reaccionadas mediante un enfoque de prueba y error, en un sistema abierto respecto al CO<sub>2</sub>, como se representa en las Ecuaciones 6 y 7:



Varios estudios han demostrado la influencia del SAG en el SASG (ej. Nanni, 2008; Manasses *et al.*, 2011; Gastmans *et al.*, 2016). Por lo tanto, seleccionamos muestras representativas del SAG para mezclar con muestras del SASG y replicar las variaciones hidroquímicas dentro del SASG. Se realizaron simulaciones de mezcla utilizando dos muestras del SAG, denominadas aquí como SAG1 y SAG2. La hidroquímica de SAG1 y SAG2, junto con sus ubicaciones y las fuentes de las que se extrajeron las muestras, se detallan en la Tabla 1.

**Tabla 1** – Características hidroquímicas de dos muestras del SAG utilizadas como *proxies* para simular el proceso de mezcla entre el SAG y el SASG.

Parámetro	SAG1	SAG2
Fuente	Olega (2002)	Pesce <i>et al.</i> (2002)
Ubicación	Salto/Uruguay	Federación/Argentina
Latitud (dec)	-31.377	-28.673
Longitud (dec)	-57.962	-55.739
pH	8.12	8.50
CE ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	1610.00	1250.00
T ( $^{\circ}\text{C}$ )	48.30	41.00
Alcalinidad (mg/L)	349.20	238.60
$\text{SO}_4^{2-}$ (mg/L)	95.70	92.00
$\text{Cl}^-$ (mg/L)	140.00	199.00
$\text{NO}_3^-$ (mg/L)	n.m.	4.00
$\text{F}^-$ (mg/L)	n.m.	0.50
$\text{Na}^+$ (mg/L)	209.90	240.00
$\text{K}^+$ (mg/L)	2.90	4.30
$\text{Ca}^{2+}$ (mg/L)	9.30	16.00
$\text{Mg}^{2+}$ (mg/L)	2.80	5.80
$\text{SiO}_2$ (mg/L)	35.50	7.90

#### 4.4.4. Simulación de la proporción de mezcla del SASG y Pre-SAG con el SAG

Para estimar el volumen de agua subterránea que ingresa al SAG desde los acuíferos subyacentes y suprayacentes, se realizaron simulaciones de mezcla geoquímica, empleando el enfoque descrito por Teramoto *et al.* (2020). Este método fue aplicado para simular la interacción entre el SAG, SASG y Pre-SAG en el estado de São Paulo, Brasil.

En este método, se seleccionan muestras representativas de los extremos de las tendencias hidroquímicas como miembros finales. El concepto detrás de este modelo de mezcla es que un miembro final se transforma gradualmente en otro a través de la mezcla de agua subterránea de sistemas acuíferos adyacentes. Así, cada muestra de agua subterránea se considera una mezcla del miembro final inicial y el flujo de entrada de otro sistema acuífero, con proporciones variables de cada uno.

El proceso de mezcla puede describirse mediante la forma general presentada en la Ecuación 8:

$$c_{1,2} = \frac{v_1 c_1 + v_2 c_2}{v_1 + v_2} \quad (8)$$

donde  $c_{1,2}$  es la concentración de una muestra de agua mezclada,  $v_1$  y  $v_2$  son los volúmenes de los miembros finales iniciales,  $c_1$  y  $c_2$  son *proxies* de mezcla del flujo de entrada de agua subterránea de sistemas acuíferos suprayacentes o subyacentes.

## 5. RESULTADOS

### 5.1. Calidad del agua subterránea muestreada

La Tabla 2 muestra los parámetros físicoquímicos medidos en campo, los cationes y aniones principales, así como los resultados de los análisis isotópicos. Las ubicaciones específicas de las muestras no se revelan para respetar las solicitudes de algunos dueños de pozos que prefirieron no divulgar sus resultados analíticos. Con base en los datos hidroquímicos, se calcularon los índices de saturación de minerales comunes en el sistema acuífero estudiado (Tabla 3).

En cuanto a la potabilidad, todas las muestras recolectadas en este estudio se encuentran dentro de los límites para el consumo humano, excepto cuatro muestras, que presentan concentraciones superiores a los valores máximos permitidos para  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{F}^-$ , establecidos por la OMS (2022): 10 mg/L de N- $\text{NO}_3$  (equivalente a 44 mg/L de  $\text{NO}_3^-$ ) y 1 mg/L, respectivamente. Las dos muestras con concentraciones de  $\text{NO}_3^-$  por encima del límite (P31 y P32) están ubicadas en la zona urbana del municipio de Santana do Livramento, Brasil, en el acuífero SAG libre. En cuanto a las muestras que exceden el límite de potabilidad para  $\text{F}^-$ , una se encuentra en el municipio de São Gabriel (RS- Brasil), en el acuífero Pre-SAG (P30), y la otra fue recolectada en un pozo de 70 m de profundidad en el SASG (P23), cerca del pozo termal de Arapey.

**Tabla 2** – Parámetros fisicoquímicos, cationes y aniones principales, y datos isotópicos de las muestras de agua subterránea recolectadas en este estudio. Las concentraciones por encima del límite de potabilidad están resaltadas en negrita (tomado de Teramoto *et al.*, *submitted*).

Muestra	Acuífero	pH	CE ( $\mu\text{S/cm}$ )	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (VSMOW)	$\delta^2\text{H}$ ‰ (VSMOW)	Alkalinity (mg/L)	$\text{SO}_4^{2-}$ (mg/L)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	$\text{NO}_3^-$ (mg/L)	F <sup>-</sup> (mg/L)	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	Na <sup>+</sup> (mg/L)	K <sup>+</sup> (mg/L)	Ba <sup>2+</sup> (mg/L)	Al <sup>3+</sup> (mg/L)	SiO <sub>2</sub> (mg/L)
P-01	SAG libre	6,9	95,84	-5,97	-31,4	58,8	0,29	1,08	0,94	0,08	12,6	2,06	3,58	3,11	0,031	0,037	18
P-02	SAG libre	7,1	191,5	-6,09	-31,7	132,0	0,93	1,62	2,77	0,27	29	7,52	6,43	0,44	0,085	0,11	29,75
P-03	SAG libre	6,9	190	-5,87	-28,8	135,0	0,31	1,08	0,66	0,28	25,2	8,51	6,96	0,3	0,095	0,072	27,39
P-04	SAG libre	6,3	199,6	-5,74	-31,4	127,0	0,61	1,61	< 0,040	0,11	28,7	5,7	6,53	0,8	0,11	0,085	29,32
P-05	SAG confinado	7,2	289,1	-5,8	-30,6	176,0	0,76	1,61	0,76	0,09	43,5	5,86	5,4	0,95	0,095	0,094	24,4
P-06	SAG confinado	7	322,1	-6,5	-36,8	175,0	5,03	9,29	3,43	0,05	17,8	2,92	56,1	2,88	0,14	0,18	14,06
P-07	SAG libre	5,4	139,1	-5,8	-30,4	7,9	0,21	16,2	30,2	0,01	11,6	3,69	5,02	0,95	0,23	0,042	16,46
P-08	Pre-SAG	7,2	512,8	-6,05	-31,9	315,0	5,04	12,9	2,71	0,22	63	8,66	38,9	1,11	0,25	0,1	25,04
P-09	SAG confinado	7,5	368,4	-5,51	-31,2	219,0	6,81	7,36	3,87	0,19	33,5	7,86	39,7	0,86	0,17	0,1	18,58
P-10	SAG confinado	7,3	313,7	-5,42	-28,5	202,0	1,75	2,36	1,57	0,26	39,6	9,11	15	0,84	0,027	0,097	24,18
P-11	SAG confinado	7,3	294,8	-5,3	-30,2	189,0	0,79	1,35	1,55	0,26	38,7	8,29	12	0,68	0,015	0,095	29,75
P-12	SAGS	7,3	441,2	-5,5	-31,5	330,0	23,3	30,8	23,3	0,33	62,3	16,8	42,1	0,54	0,008	0,011	27,18
P-13	SAG confinado	5,5	37,44	-5,8	-32,4	15,3	0,33	1,62	4,84	0,01	2,52	0,98	0,7	1,35	0,04	0,087	9,8
P-14	SAG confinado	7,1	316,3	-5,45	-30	216,0	0,36	0,82	0,12	0,19	42,5	9,72	11,5	0,65	0,018	0,064	33,81
P-15	SAG confinado	6,7	220,5	-5,59	-30,6	142,0	1,73	4,7	7,25	0,17	26,7	9,76	9,71	< 0,10	0,04	0,049	41,94
P-16	SAG confinado	7,5	326,8	-5,4	-28,9	216,0	2,38	2,06	0,62	0,27	43	7,98	18,9	0,5	0,002	0,067	34,67
P17	SAGS	7,7	731,5	-4,93	-25,8	314,0	11,9	13,3	6,39	0,1	70,1	15,7	9,94	0,44	< 0,001	0,09	42,80
P18	SAG libre	7,5	158,2	-5,78	-31,2	76,9	2,54	0,73	0,53	0,19	9,58	3,33	13,2	2,17	0,009	0,023	52,22
P19	SAG libre	8,6	863,6	-5,94	-34,7	320,7	49,6	37,5	1,5	0,73	5,39	1,87	172	2,97	0,27	0,023	13,55
P20	SAG libre	8,9	697,2	-5,92	-35,6	292,6	14,3	25,6	< 0,040	0,61	2,45	1,17	146	2,72	0,32	0,012	8,52
P21	SAG libre	7,9	551,3	-6,27	-37,1	250,0	7,83	13,3	4,91	0,26	24,3	9,24	54,9	7,37	0,52	0,052	10,83
P22	SAG libre	8,2	630,5	-5,98	-34,8	270,4	20	16,2	4,1	0,46	20,2	7,97	80,8	6,97	0,46	0,042	11,68
P23	SAGS	9,2	874,1	-5,29	-31,8	312,7	40,3	20,3	5,43	<b>2,07</b>	2,53	0,89	184	1,45	0,003	0,015	25,04
P24	SAG libre	8,6	817,7	-6,04	-35	303,3	30,6	30,6	1,68	0,83	5,5	1,89	150	2,82	0,29	0,023	13,35
P25	Pre-SAG	7,1	979,8	-5,12	-27,7	469,0	16,8	20,9	33,9	0,18	93,9	38,3	21,2	1,02	0,019	0,18	39,59
P26	Pre-SAG	7,6	606,4	-5,02	-25,9	269,0	20,4	28,6	5,85	0,47	56,7	10,2	40,3	0,84	0,002	0,079	35,52
P27	SAG libre	6,8	97,34	-5,28	-29,3	29,0	2,03	3,2	4,47	0,09	5,04	2,34	4,56	2,82	0,035	0,022	17,51
P28	SAG libre	7,8	272	-5,66	-30,2	152,0	4,14	1,8	1,01	0,26	30,6	5,5	11,1	2,92	0,005	0,05	25,25
P29	SAG libre	7,1	119,1	-5,68	-30,3	63,1	0,3	0,41	< 0,040	0,17	9,76	2,98	7,2	1,36	0,007	0,025	47,51
P30	Pre-SAG	8,7	1152	-6,17	-35,9	369,9	93,4	90,9	< 0,040	<b>5,72</b>	2,6	0,3	270	2,32	0,023	0,022	7,92
P-31	SAG libre	7	262,1	-5,62	-31,3	19,7	9,9	20,6	<b>68,4</b>	0,02	23	6,83	9,61	3,13	0,26	0,15	16,22
P-32	SAG libre	7,2	321,7	-5,65	-31,3	32,3	6,44	23,8	<b>80,7</b>	0,03	29,8	7,39	9,84	2,96	0,21	0,083	17,36
Spring	SAG libre	5,7	32,5	-5,73	-31,1	6,1	0,28	2,67	0,25	0,01	3,36	1,09	1,3	0,75	0,064	0,067	9,76

**Tabla 3** – Índices de saturación de minerales seleccionados en las muestras de agua subterránea recolectadas en este estudio. Los valores que indican sobresaturación aparecen en negrita.

Muestra	Índice de saturación (log(SI))						
	Calcita	Dolomita	Gibbsite	Caolinita	illita	Montmorillonita	Cuarzo
P-1	-1,494	-2,372	<b>1,383</b>	<b>4,424</b>	<b>3,905</b>	<b>3,691</b>	<b>0,477</b>
P-2	-0,027	<b>0,767</b>	-4,138	-6,187	-7,598	-3,699	<b>0,693</b>
P-3	-0,375	<b>0,185</b>	-3,864	-5,709	-7,494	-3,658	<b>0,658</b>
P-4	-0,856	-1,010	<b>1,141</b>	<b>4,364</b>	<b>3,824</b>	<b>4,314</b>	<b>0,689</b>
P-5	<b>0,205</b>	<b>0,946</b>	<b>1,907</b>	<b>5,731</b>	<b>6,118</b>	<b>5,990</b>	<b>0,607</b>
P-6	<b>0,361</b>	<b>1,350</b>	<b>0,558</b>	<b>2,538</b>	<b>2,955</b>	<b>3,114</b>	<b>0,360</b>
P-7	-4,257	-7,608	<b>1,068</b>	<b>3,716</b>	<b>1,402</b>	<b>1,831</b>	<b>0,439</b>
P-8	<b>0,644</b>	<b>1,839</b>	-4,178	-6,418	-7,686	-3,990	<b>0,617</b>
P-9	<b>0,437</b>	<b>1,655</b>	<b>0,489</b>	<b>2,652</b>	<b>2,728</b>	<b>3,417</b>	<b>0,486</b>
P-10	<b>0,394</b>	<b>1,560</b>	-4,268	-6,629	-7,892	-4,114	<b>0,601</b>
P-11	<b>0,342</b>	<b>1,424</b>	-4,247	-6,408	-7,615	-3,752	<b>0,692</b>
P-12	<b>0,679</b>	<b>2,198</b>	<b>0,257</b>	<b>2,523</b>	<b>2,560</b>	<b>3,683</b>	<b>0,653</b>
P-13	-3,167	-5,343	<b>1,479</b>	<b>4,087</b>	<b>2,532</b>	<b>2,244</b>	<b>0,213</b>
P-14	0,351	<b>1,471</b>	-4,171	-6,144	-7,329	-3,453	<b>0,748</b>
P-15	-0,549	-0,130	-3,686	-4,981	-10,530	-2,795	<b>0,844</b>
P-16	<b>0,621</b>	<b>1,923</b>	-4,434	-6,653	-7,699	-3,623	<b>0,756</b>
P-17	<b>0,4913</b>	<b>1,741</b>	1,956	<b>6,319</b>	<b>6,856</b>	<b>7,095</b>	<b>0,8515</b>
P-18	-1,473	-2,002	1,874	<b>6,331</b>	<b>6,641</b>	<b>6,435</b>	<b>0,9395</b>
P-19	<b>0,1002</b>	<b>1,153</b>	0,6431	<b>2,667</b>	<b>3,11</b>	<b>3,076</b>	<b>0,3387</b>
P-20	<b>0,3976</b>	<b>1,952</b>	-0,4323	-0,0307	<b>0,4815</b>	<b>0,8294</b>	<b>0,06527</b>
P-21	<b>0,2881</b>	<b>1,566</b>	1,417	<b>4,04</b>	<b>4,553</b>	<b>3,97</b>	<b>0,2519</b>
P-22	<b>0,5481</b>	<b>2,106</b>	0,9987	<b>3,258</b>	<b>4,011</b>	<b>3,66</b>	<b>0,2786</b>
P-23	<b>0,5628</b>	<b>2,181</b>	-0,5996	<b>0,4369</b>	<b>1,572</b>	<b>2,335</b>	<b>0,4664</b>
P-24	<b>0,1755</b>	<b>1,305</b>	0,5663	<b>2,495</b>	<b>2,983</b>	<b>3</b>	<b>0,3297</b>
P-25	<b>0,6253</b>	<b>2,273</b>	2,352	<b>7,043</b>	<b>7,828</b>	<b>7,643</b>	<b>0,8181</b>
P-26	<b>0,45</b>	<b>1,561</b>	1,796	<b>5,835</b>	<b>6,444</b>	<b>6,533</b>	<b>0,7697</b>
P-27	-2,324	-3,58	1,972	<b>5,578</b>	<b>5,08</b>	<b>4,467</b>	<b>0,4652</b>
P-28	<b>0,3111</b>	<b>1,285</b>	1,309	<b>4,558</b>	<b>5,412</b>	<b>5,313</b>	<b>0,6187</b>
P-29	-1,506	-2,125	1,888	<b>6,277</b>	<b>6,432</b>	<b>6,314</b>	<b>0,8984</b>
P-30	-0,3745	<b>0,185</b>	1,993	<b>6,005</b>	<b>5,978</b>	<b>6,124</b>	<b>0,6583</b>
P-31	-0,07448	<b>0,326</b>	0,4771	<b>1,851</b>	<b>1,756</b>	<b>1,631</b>	<b>0,09687</b>
P-32	-2,242	-3,686	<b>1,175</b>	<b>3,976</b>	<b>2,789</b>	<b>2,883</b>	<b>0,462</b>
Spring	-4,850	-8,788	<b>1,532</b>	<b>4,190</b>	<b>1,506</b>	<b>1,461</b>	<b>0,212</b>

Como se observa en la Tabla 3, todas las muestras presentan sobresaturación con respecto al cuarzo, y 24 muestras muestran sobresaturación con respecto a caolinita, montmorillonita e illita. La sobresaturación de cuarzo y minerales arcillosos probablemente está asociada con la liberación de altas concentraciones de SiO<sub>2</sub> y Al<sup>3+</sup> durante la hidrólisis de silicatos.

En cuanto a los índices de saturación de carbonatos, 23 muestras mostraron sobresaturación con respecto a dolomita, la mayoría con valores de  $\log(\text{SI})$  superiores a 1, independientemente del sistema acuífero muestreado. En contraste, solo 19 muestras mostraron sobresaturación con respecto a calcita, también con valores de  $\log(\text{SI})$  superiores a 1. La sobresaturación de dolomita y calcita se atribuye a altas concentraciones de  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , junto con niveles elevados de pH observados en muestras recolectadas del Pre-SAG, SASG y SAG confinado.

## 5.2. Hidroquímica del Pre-SAG

### 5.2.1. Caracterización hidroquímica del Pre-SAG

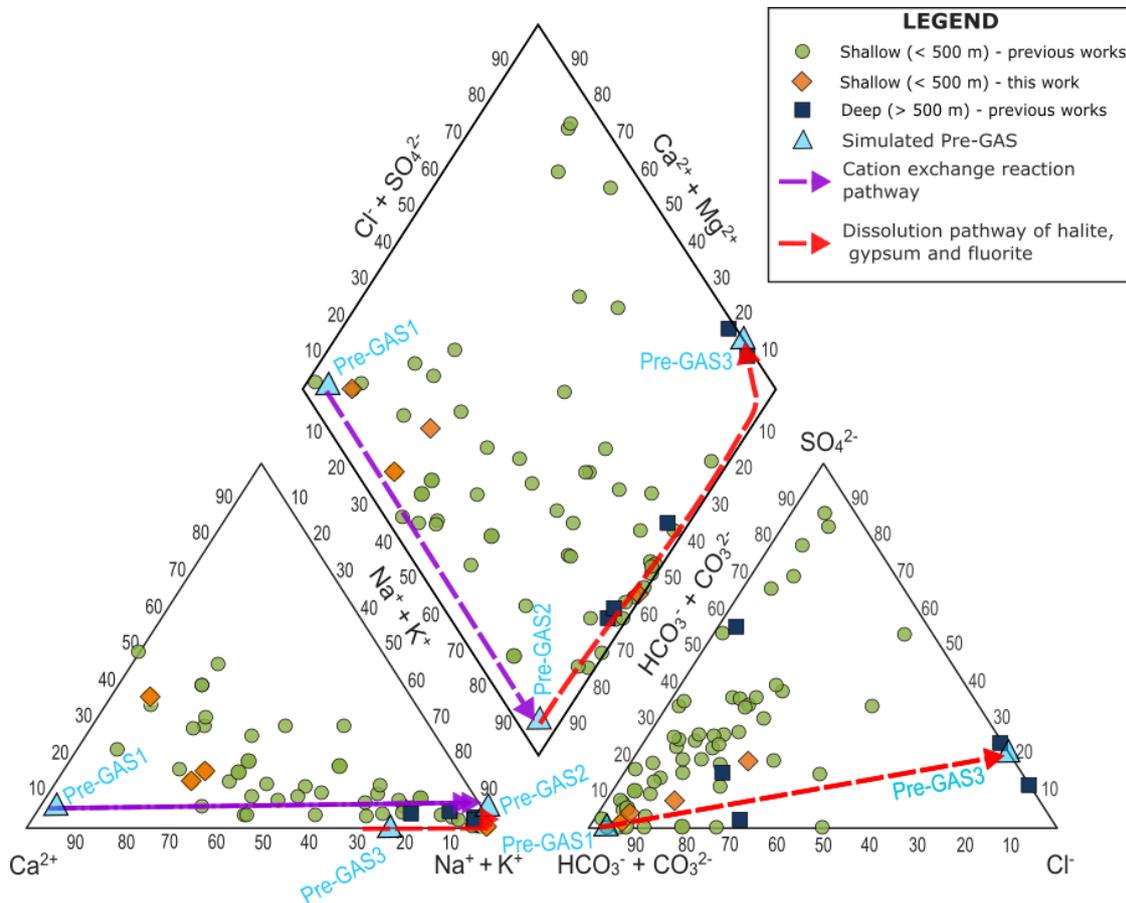
Se evaluaron 54 muestras del Pre-SAG somero (<500 m) reportadas por Goffermann (2013), junto con cinco muestras de pozos profundos (>500 m) reportadas por Pesce *et al.* (2002), Oleaga (2002) y Gastmans *et al.* (2010b), y cuatro muestras adicionales recolectadas en este estudio. La hidroquímica del Pre-SAG en el área de estudio, representada en el diagrama de Piper (Figura 8), refleja estrechamente lo observado en otras regiones de la Cuenca de Paraná (ej. Oliva y Kiang, 2002; Ezaki *et al.*, 2020).

El agua subterránea somera (<500 m de profundidad) muestra una diversidad de tipos hidroquímicos, incluyendo Ca- $\text{HCO}_3$ , Na- $\text{HCO}_3$ , Na- $\text{SO}_4$  y tipos mixtos. En contraste, el agua subterránea profunda (>500 m) se caracteriza predominantemente por tipos Na-Cl.

El SDT promedio en el Pre-SAG somero es de 566.34 mg/L, con un rango de 48.46 a 1,521.34 mg/L. En cambio, el Pre-SAG profundo exhibe un SDT promedio mucho mayor (15,382.81 mg/L), con valores entre 888.77 y 77,252.30 mg/L. Este aumento sustancial en SDT con la profundidad está asociado con concentraciones elevadas de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , probablemente debido a la disolución de sales. Pruebas de lixiviación realizadas por Goffermann (2013) demuestran que las rocas del Pre-SAG, especialmente las que pueden corresponder a la Formación Irati (*Mangrullo*), pueden liberar concentraciones significativas de estos iones.

Una característica notable del Pre-SAG en el área de estudio es la alta concentración de  $\text{F}^-$  en muchas muestras. Goffermann (2013) reportó concentraciones de fluoruro que exceden el límite establecido por la OMS (1 mg/L) en 14 de 54 muestras analizadas

en São Gabriel, sur de Brasil. La muestra P30, recolectada en el presente estudio en la misma zona, reveló una concentración de fluoruro de 5.72 mg/L.



**Figura 8** – Diagrama de Piper de muestras de agua subterránea del Pre-SAG, incluyendo datos de estudios previos y muestras recolectadas en este trabajo (tomado de Teramoto *et al.*, submitted).

### 5.2.2. Simulación de la evolución hidroquímica del Pre-SAG

Se realizaron una serie de simulaciones para modelar la evolución teórica de la hidroquímica del Pre-SAG, utilizando datos de estudios previos y las muestras presentadas en este trabajo. Para generar una solución Ca-HCO<sub>3</sub> (denominada Pre-SAG1), simulamos la disolución de 0.15 g de calcita, 0.005 g de dolomita y 0.009 g de halita en un sistema abierto respecto al CO<sub>2</sub>.

Para replicar la transición de Ca-HCO<sub>3</sub> a Na-HCO<sub>3</sub>, se simuló el intercambio catiónico, donde Ca<sup>2+</sup> es reemplazado por Na<sup>+</sup>, manteniendo la estabilidad de la mayoría de las concentraciones iónicas. La solución resultante se denominó Pre-SAG2.

Para la zona profunda, se modeló la transición de Na-HCO<sub>3</sub> a Na-Cl mediante la disolución de 4.6 g de halita, 3.0 g de yeso y 0.0016 g de fluorita, replicando muestras de alta salinidad (Pre-SAG3).

**Tabla 4** – Soluciones producidas por simulaciones para reproducir la hidroquímica del Pre-SAG (tomado de Teramoto *et al.*, submitted).

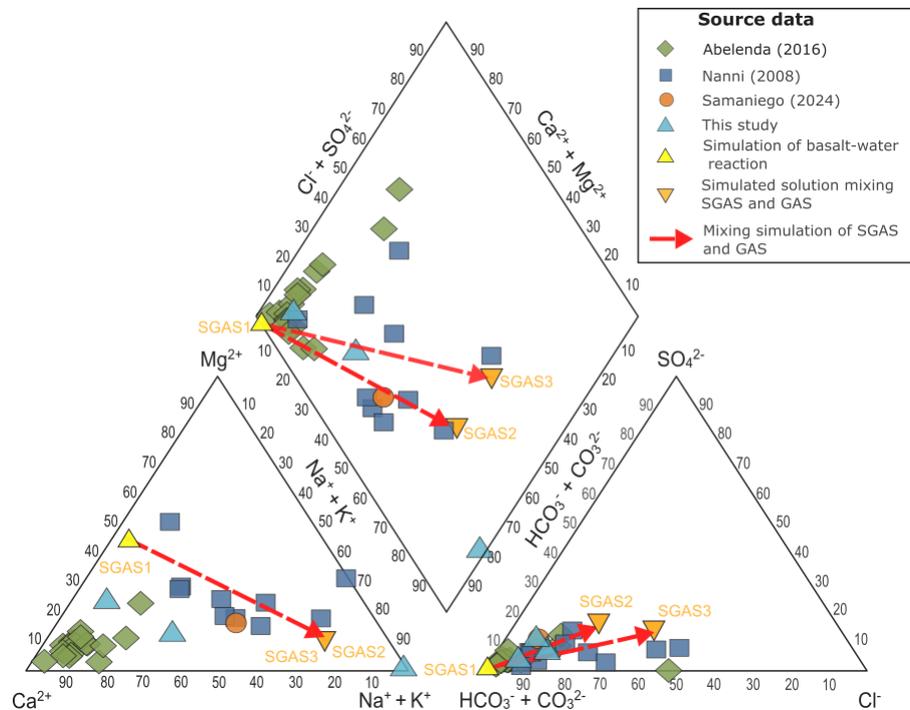
Parámetro	Pre-SAG1	Pre-SAG2	Pre-SAG3
pH	8,30	8,3	7,63
CE (μS/cm)	354,07	308,56	23,092,46
Alkalinity (mg/L)	230,4	207,7	148,9
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-7</sup>	3,306
Cl <sup>-</sup> (mg/L)	5,42	5,42	8,769
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-7</sup>
F <sup>-</sup> (mg/L)	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-7</sup>	2,35
Na <sup>+</sup> (mg/L)	3,524	77,21	5,826
K <sup>+</sup> (mg/L)	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-7</sup>
Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	65,4	0,0027	1,515,00
Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	6,28	3,31	1,04
SiO <sub>2</sub> (mg/L)	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-7</sup>

### 5.3. Hidroquímica del SASG

#### 5.3.1. Caracterización hidroquímica del SASG

La Figura 9 muestra el diagrama de Piper de todas las muestras disponibles del SASG en el área de estudio. Las muestras del SASG en Salto (Uruguay) reportadas por Abelenda (2016) presentan concentraciones elevadas de nitrato (promedio 38.91 mg/L), indicando influencia antrópica. Sin embargo, las características hidroquímicas siguen siendo consistentes con la interacción del agua con basaltos toleíticos.

En contraste, muestras de las ciudades de Artigas (Uruguay) y Uruguaiana (Brasil) muestran divergencias, con altas concentraciones de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Na}^+$ , probablemente debido a mezcla con agua del SAG influenciada por el Pre-SAG.



**Figura 9** – Diagrama de Piper de muestras de agua subterránea del SASG, incluyendo datos de estudios previos y muestras recolectadas en este trabajo (tomado de Teramoto *et al.*, *submitted*).

### 5.3.2. Evolución de la hidroquímica del SASG

Utilizando la muestra P-17 (Alegrete/RS-Brasil) como referencia, se simuló la interacción de agua pura con basaltos (0.12 g de albita, 0.14 g de anortita y 0.17 g de clinopiroxeno), produciendo la solución SASG1.

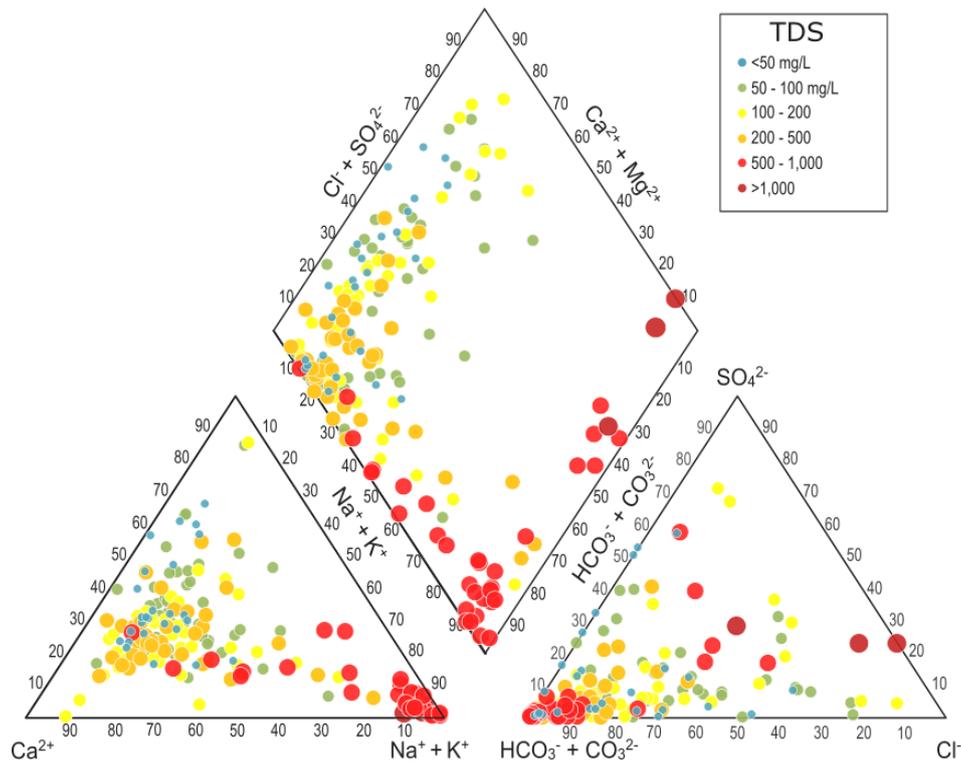
Para simular la mezcla con flujo ascendente del SAG, se combinó SASG1 con muestras confinadas del SAG en diferentes proporciones, generando las soluciones SASG2 y SASG3 (Tabla 5).

**Tabla 5** – Soluciones simuladas que replican la hidroquímica del SASG.

Parámetro	Serra Geral 1 (solución sin mezclar)	Serra Geral 2	Serra Geral 3
pH	7,518	7,21	7,35
CE ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	415,79	619,19	641,09
Alkalinity (mg/L)	53,57	256,90	206,10
$\text{SO}_4^{2-}$ (mg/L)	$1 \times 10^{-7}$	37,57	39,05
$\text{Cl}^-$ (mg/L)	$1 \times 10^{-7}$	45,65	92,88
$\text{NO}_3^-$ (mg/L)	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-7}$
$\text{F}^-$ (mg/L)	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-7}$	0,23
$\text{Na}^+$ (mg/L)	10,45	104,80	112,60
$\text{K}^+$ (mg/L)	$1 \times 10^{-7}$	1,31	2,01
$\text{Ca}^{2+}$ (mg/L)	53,57	19,36	20,51
$\text{Mg}^{2+}$ (mg/L)	21,54	8,51	10,13
$\text{SiO}_2$ (mg/L)	252,3	6,00	57,06

#### 5.4. Hidroquímica del SAG

El diagrama de Piper para el Sistema Acuífero Guaraní (SAG) en el área de estudio revela una variación hidroquímica significativa (Figura 10), consistente con observaciones en otras regiones del SAG. En la zona de afloramiento, las rocas sedimentarias del SAG son predominantemente areniscas cuarzosas, con interacción limitada entre el agua de recarga y la roca. La hidroquímica del SAG no confinado también muestra influencia antrópica, con elevadas concentraciones de nitrato en algunas muestras.



**Figura 10** – Diagrama de Piper de muestras de agua subterránea del SAG, incluyendo datos de estudios previos y muestras recolectadas en este trabajo.

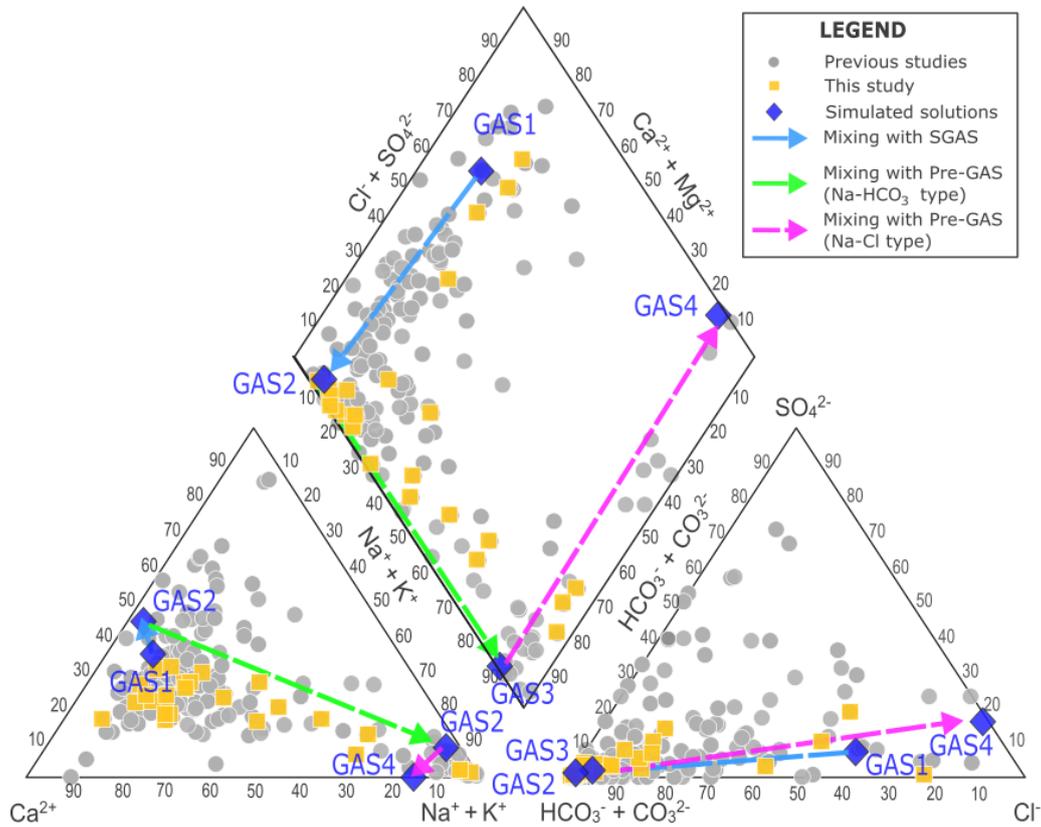
## 5.5. Evolución hidroquímica del SAG

Se simuló la transición desde Ca-HCO<sub>3</sub> hasta Na-Cl mediante mezcla progresiva con agua del SASG y Pre-SAG, generando las soluciones SAG1 a SAG4 (Tabla 6).

**Tabla 6** – Características fisicoquímicas y composición de todas las soluciones producidas en las simulaciones realizadas.

Parámetro	GAS1	GAS2	GAS3	GAS4
pH	5.98	7.82	7.91	6.443
CE (μS/cm)	33	312.46	289.99	16,347.07
Alcalinidad (mg/L)	13.6	208.3	208	208
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	2.7	0.6506	0.06216	1,737
Cl <sup>-</sup> (mg/L)	14.5	4.071	0.4017	6,713
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	1 x 10 <sup>-7</sup>	0.38	0.04	1 x 10 <sup>-6</sup>
F <sup>-</sup> (mg/L)	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-7</sup>	1 x 10 <sup>-6</sup>	0.000321
Na <sup>+</sup> (mg/L)	1.1	7.737	69.95	4,485
K <sup>+</sup> (mg/L)	2	0.5639	0.05567	0,009414
Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	7.4	38.21	2.252	682
Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	2.8	15.63	3.554	3.554
SiO <sub>2</sub> (mg/L)	33.11	187.3	6.01	1e-7

La Figura 11 presenta los caminos de transformación del agua del SAG, con la interacción con las aguas del SASG y, posteriormente, con las aguas más salinizadas del Pre-SAG, generados por las simulaciones geoquímicas.



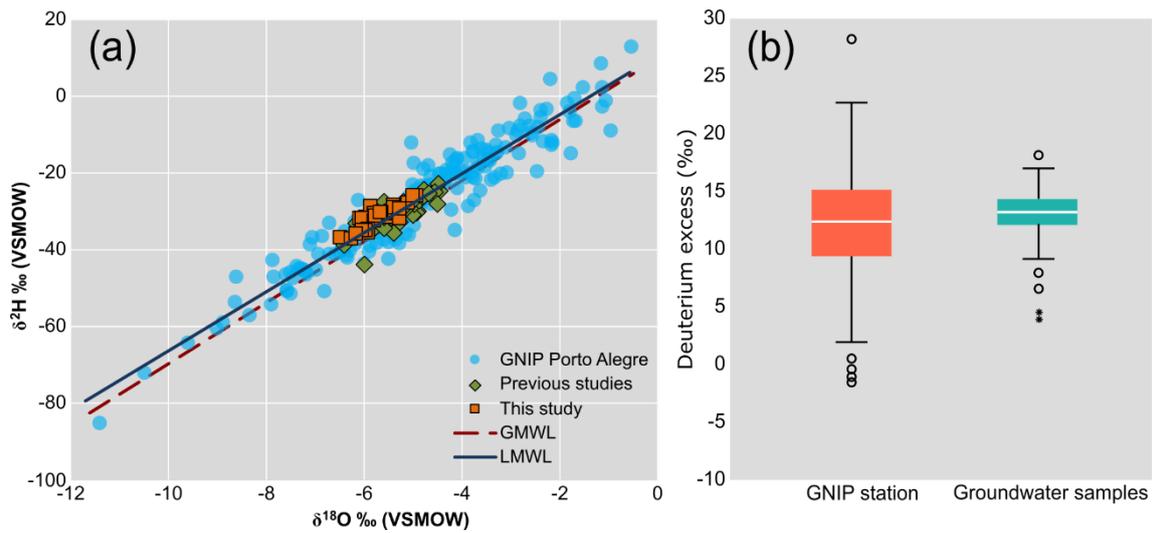
**Figura 11** – Diagrama de Piper ilustrando las trayectorias de evolución hidroquímica del SAG, impulsadas por mezcla con Pre-SAG y SASG (tomado de Teramoto *et al.*, submitted).

## 5.6. Investigación isotópica del origen del agua subterránea

El gráfico de  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta\text{D}$  (Figura 12) utilizando datos de precipitación de la estación IAEA permitió establecer una Línea Meteorica Local (LML):

$$\delta^2H = 7.7\delta^{18}O + 10.6 \quad (12)$$

Todas las muestras de agua subterránea se alinean estrechamente con la LML, indicando un origen meteórico local.



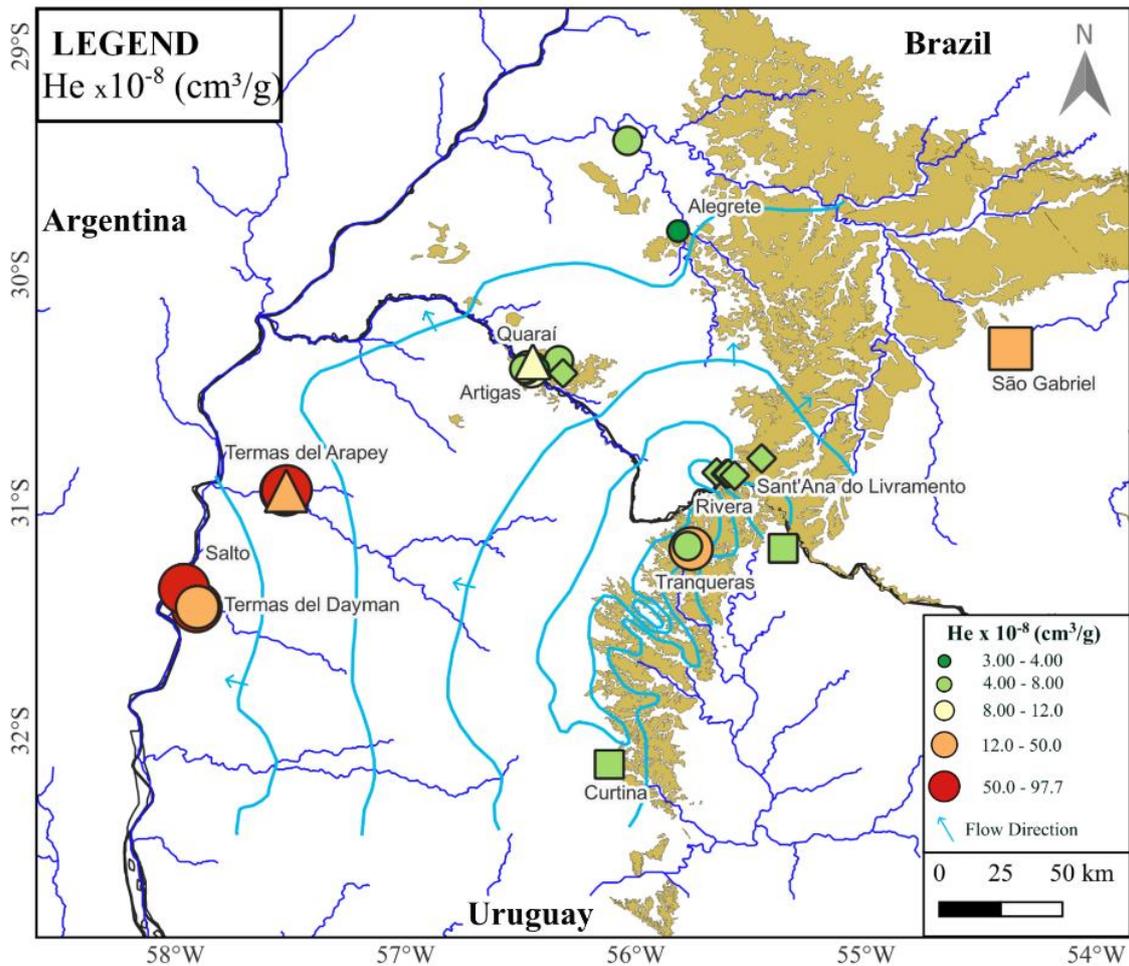
**Figura 12** – Datos isotópicos de muestras de agua subterránea: a) Gráfico de dispersión de  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^2\text{H}$ ; b) Diagrama de cajas del exceso de deuterio para precipitación y agua subterránea.

## 5.7. Concentraciones de gases nobles disueltos

Las concentraciones de gases nobles disueltos se listan en la Tabla 1. Las concentraciones de Ar y  $\text{N}_2$  estuvieron cerca de los niveles de saturación en agua (ASW), mientras que el He mostró enriquecimiento en muestras del SAG confinado, especialmente en zonas termales (Figura 13).

**Tabla 7** – Concentración de gases disueltos para cada muestra de agua subterránea (tomado de Gemeiner *et al.*, 2025).

Muestra	Municipio	Acuífero	Salinidad (ppm)	Temperatura (°C)	EC (µm/S)	pH	He x 10 <sup>8</sup> (cm <sup>3</sup> /g)	Ne x 10 <sup>7</sup> (cm <sup>3</sup> /g)	Ar x 10 <sup>4</sup> (cm <sup>3</sup> /g)	Kr x 10 <sup>8</sup> (cm <sup>3</sup> /g)	O <sub>2</sub> x 10 <sup>-3</sup> (cm <sup>3</sup> /g)	N <sub>2</sub> x 10 <sup>-2</sup> (cm <sup>3</sup> /g)	CO <sub>2</sub> x 10 <sup>-3</sup> (cm <sup>3</sup> /g)
P-01	Santana do Livramento	SAG libre	87.5	18.6	103	6.9	4.59	1.92	3.31	8.26	6.53	1.24	2.91
P-02	Rivera	SAG libre	120.7	20	217	7.1	4.38	2.04	3.28	10.62	5.42	1.23	6.88
P-03	Rivera	SAG libre	118	19.7	212	6.9	4.40	2.03	3.36	10.46	5.65	1.22	5.74
P-04	Rivera	SAG libre	105	20	205	6.3	4.62	2.22	3.61	10.97	3.31	1.30	25.64
P-05	Rivera	SAG libre	147	21	276	7.2	4.70	2.13	3.35	9.25	4.17	1.23	6.17
P-06	Tranqueras	SAG confinado	185.3	20	317	7.0	24.48	2.03	3.23	10.57	5.51	1.21	1.63
P-07	Tranqueras	SAG confinado	74.7	20.8	138	5.4	5.03	2.10	3.60	9.51	3.88	1.28	27.31
P-08	Ataques	Pre-SAG	268.7	20.9	515	7.2	5.32	2.00	3.08	6.71	4.64	1.15	6.89
P-09	Artigas	SAG confinado	213.5	21.6	364	7.5	10.11	2.05	3.05	10.46	4.49	1.17	4.30
P-10	Artigas	SAG confinado	165.5	20.2	316	7.3	4.86	2.08	3.53	6.70	5.78	1.26	8.61
P-11	Artigas	SAG confinado	164	21.6	292	7.3	4.39	1.94	2.94	10.31	5.41	1.14	4.73
P-12	Quaraí	Serra Geral	313	21.5	652	7.3	8.16	2.01	3.35	23.56	5.15	1.23	9.01
P-13	Quaraí	SAG libre	14.5	21.3	28	5.5	4.14	1.81	3.05	10.71	5.48	1.08	23.43
P-14	Artigas	SAG confinado	172	22	316	7.1	4.56	1.99	3.21	11.61	4.22	1.13	8.74
P-15	Artigas	SAG confinado	114.5	22	243	6.7	4.12	1.78	2.96	9.97	4.81	1.08	11.87
P-18	Alegrete	SAG confinado	97.7	21.3	129	7.5	4.40	2.01	3.34	12.07	5.13	1.19	13.00
P-19	Termas del Daymán	SAG confinado	533	43	702	8.6	62.42	1.90	2.56	9.08	3.46	8.72	1.44
P-20	Salto (IMS)	SAG confinado	335	18.5	578	8.9	97.74	1.81	2.94	8.93	2.56	1.15	0.62
P-21	Termas del Arapey	SAG confinado	302.3	35	433	7.9	64.86	2.12	2.87	10.51	3.49	9.58	4.02
P-22	Termas del Arapey	SAG confinado	342.5	37	493	8.2	61.55	2.08	2.80	10.29	3.37	9.39	3.08
P-23	Termas del Arapey	Serra Geral	386.5	22.3	702	9.2	43.02	2.29	3.40	11.15	2.99	1.29	0.45
P-24	Termas de Daymán (Agua Clara)	SAG confinado	450	44	617	8.6	21.23	1.94	2.62	10.27	3.92	9.06	1.13
P-25	Curtina	Pre-SAG	445.5	19.8	809	7.1	5.47	2.08	3.31	11.24	4.61	1.21	20.96
P-27	Quaraí	SAG confinado	45	21	74	6.8	4.38	1.94	3.21	8.22	5.82	1.17	22.56
P-28	Quaraí	SAG confinado	134	21.3	242	7.8	3.78	1.61	2.82	9.08	5.35	1.05	1.96
P-29	Alegrete	SAG confinado	48.5	22	101	7.1	3.70	1.58	2.79	8.96	5.13	9.63	8.61
P-30	São Gabriel	Pre-SAG	477.5	22.5	1332	8.7	22.80	1.66	2.75	7.94	1.46	1.02	6.68
ASW	Quaraí	SAG libre	0	21			4.46	1.84	3.06	6.80	6.24	1.17	0.36



**Figura 13** – Mapa de calor de concentraciones de He disuelto en pozos muestreados (tomado de Gemeiner *et al.*, 2025).

## 5.8. Temperatura de gases nobles, exceso de aire e isótopos de agua

Las temperaturas de gases nobles (TGN) y el exceso de aire ( $\Delta\text{Ne}$ ) se calcularon para todos los pozos (Tabla 8). Las TGN del SAG confinado fueron más altas ( $22.6 \pm 4.9^\circ\text{C}$ ) que las del SAG no confinado ( $17.9 \pm 2.0^\circ\text{C}$ ) (Figura 14), alineándose con la temperatura media anual del aire ( $17.5\text{--}20.8^\circ\text{C}$ ) en este último caso (Figura 15).

**Tabla 8** – Datos de isótopos de agua, TGN y  $\Delta\text{Ne}$  para todos los pozos muestreados.

Muestra	Acuífero	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW(‰)	$\delta^2\text{H}$ VSMOW(‰)	d-Ex- cess (‰)	NGT (°C)	$\Delta\text{Ne}$ (%)
unconfi- ned aqui- ferP-01	SAG libre	-5.97	-31.40	16.36	17.28	3.00
P-02		-6.09	-31.70	17.02	18.89	12.36
P-03		-5.87	-28.80	18.16	17.23	9.38
P-04		-5.74	-31.40	14.52	14.82	16.23
P-05		-5.80	-30.60	15.80	18.29	14.91
P-13		-5.80	-32.40	14.00	20.89	-0.86
	<b>Media</b>	<b>-5.88</b>	<b>-31.05</b>	<b>15.98</b>	<b>17.90</b>	<b>9.31*</b>
	<b>Dev Est</b>	<b>0.13</b>	<b>1.25</b>	<b>1.55</b>	<b>2.02</b>	<b>6.56*</b>
P-06	SAG confinado	-6.50	-36.80	15.20	19.45	10.66
P-07		-5.80	-30.40	16.00	14.00	9.05
P-09		-5.51	-31.20	12.88	23.27	13.91
P-10		-5.42	-28.50	14.86	15.19	11.48
P-11		-5.30	-30.20	12.20	24.24	8.64
P-14		-5.45	-30.00	13.60	19.46	7.68
P-15		-5.59	-30.60	14.12	22.12	-1.02
P-18		-5.78	-31.20	15.04	17.40	7.14
P-19		-5.94	-34.70	12.82	23.23	5.56
P-20		-5.92	-35.60	11.76	22.99	0.70
P-21		-6.27	-37.10	13.06	28.42	21.91
P-22		-5.98	-34.80	13.04	29.44	20.65
P-24		-6.04	-35.00	13.32	32.27	14.01
P-27		-5.28	-29.30	12.94	19.20	5.58
P-28		-5.66	-30.20	15.08	22.74	-10.53
P-29		-5.68	-30.30	15.14	23.78	-11.91
	<b>Media</b>	<b>-5.74</b>	<b>-32.05</b>	<b>13.84</b>	<b>22.62</b>	<b>8.57*</b>
	<b>Dev Est</b>	<b>0.34</b>	<b>2.90</b>	<b>1.22</b>	<b>4.93</b>	<b>6.83*</b>
P-08	Pre-GAS	-6.05	-31.90	16.50	18.55	11.67
P-25		-5.12	-27.70	13.26	25.36	11.84
P-30		-6.17	-35.90	13.46	22.12	-5.98
	<b>Media</b>	<b>-5.78</b>	<b>-31.83</b>	<b>14.41</b>	<b>22.01</b>	<b>7.84*</b>
	<b>Dev Est</b>	<b>0.57</b>	<b>4.10</b>	<b>1.82</b>	<b>3.41</b>	<b>6.79*</b>
P-12	Serra Geral	-5.50	-31.50	12.50	17.01	6.55
P-23		-5.29	-31.80	10.52	18.96	23.01
	<b>Media</b>	<b>-5.40</b>	<b>-31.65</b>	<b>11.51</b>	<b>17.99</b>	<b>14.78</b>
	<b>Dev Est</b>	<b>0.15</b>	<b>0.21</b>	<b>1.40</b>	<b>1.38</b>	<b>11.34</b>

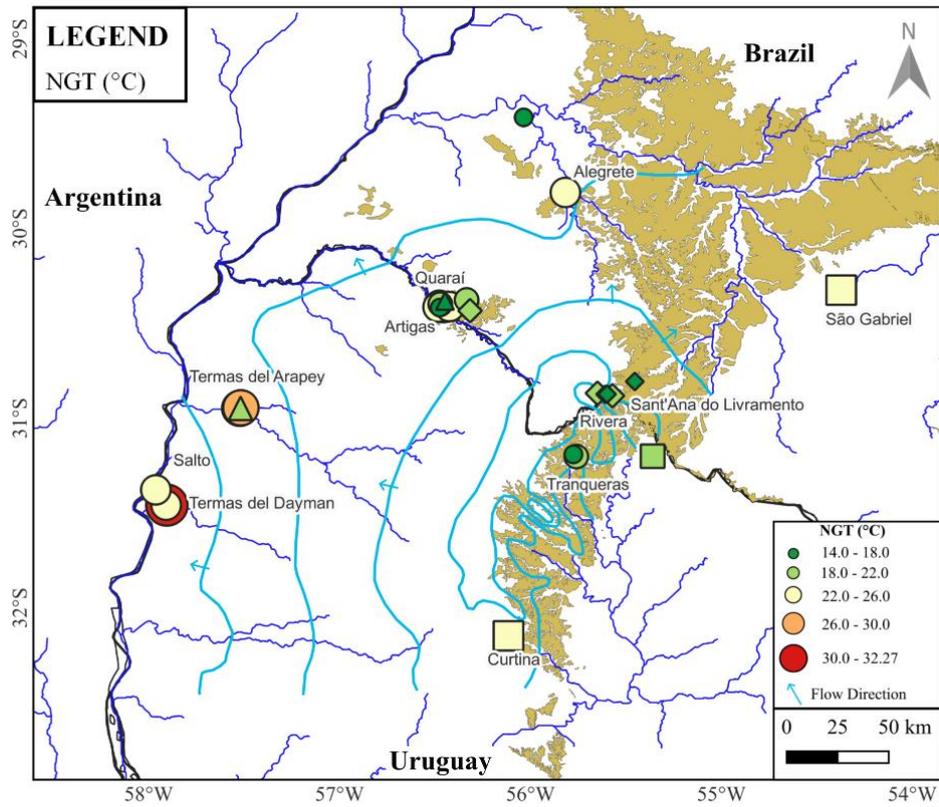


Figura 14 – Mapa de calor de TGN calculadas para cada pozo muestreado.

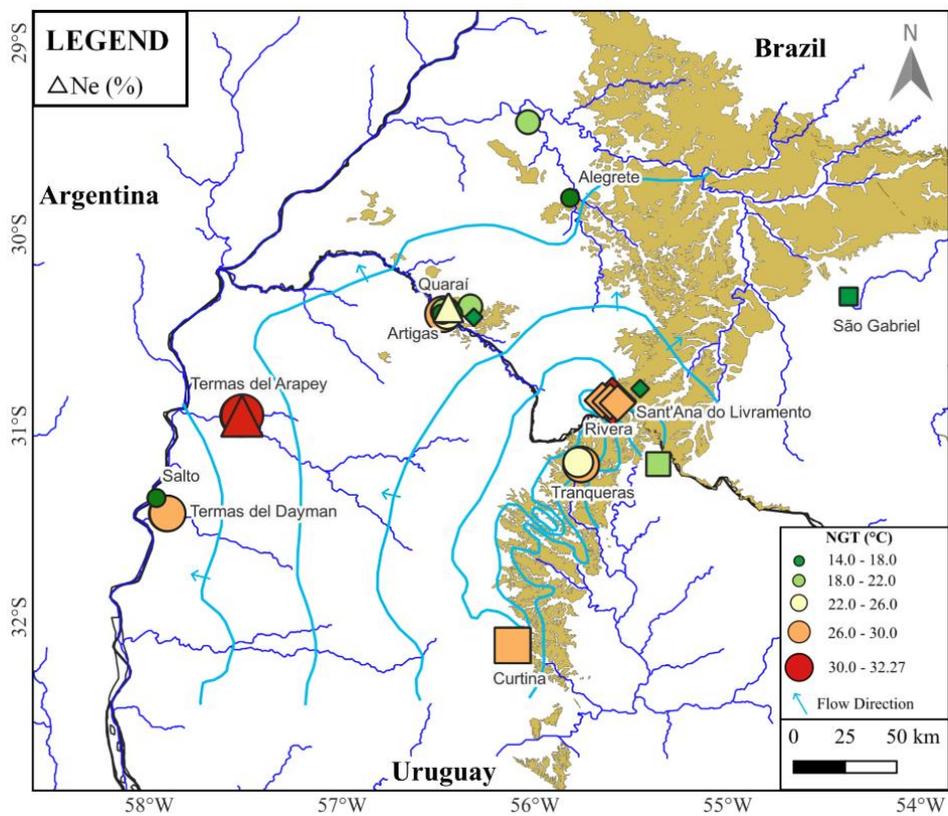


Figura 15 – Mapa de calor del exceso de aire ( $\Delta Ne$ ) para cada pozo muestreado.

## 5.9. Modelo conceptual de interacción del SAG con acuíferos adyacentes

La Figura 16 ilustra el modelo conceptual sobre la evolución hidroquímica de las unidades hidroestratigráficas en la Cuenca Norte. Se basa en la interpretación realizada aquí de las interacciones entre las aguas subterráneas del SAG, Pre-SAG y SASG en Uruguay, respaldada por modelado geoquímico, el marco geológico y datos potenciométricos. El mapa potenciométrico del SAG en Uruguay (Figura 2) revela dos sistemas de flujo regionales divergentes principales, separados por un divisorio de drenaje con orientación NE-SO que marca el límite entre las cuencas de los ríos Uruguay y Tacuarembó. Se denomina aquí estos sistemas de flujo regionales divergentes como: el Sistema de Flujo Occidental (SFOc) y el Sistema de Flujo Oriental (SFOr).

En el SFOc, excepto en una pequeña área cerca de las ciudades de Artigas y Quaraí/Brasil, el SAG está cubierto por gruesas capas de basalto, donde la recarga del agua subterránea ocurre exclusivamente por filtración a través de los basaltos. En contraste, en el SFOr, la recarga del agua subterránea proviene tanto de la zona de afloramiento como, predominantemente, de los basaltos, lo que ha sido corroborado por los datos hidroquímicos. La descarga regional del agua subterránea del SAG hacia el río Uruguay se evidencia por las condiciones artesianas en esta área. Además, se encontró que el 100% del agua en el SASG dentro de la zona artesianas podría derivarse del influjo del SAG, impulsado por un significativo gradiente hidráulico vertical desde zonas más profundas hacia las más someras.

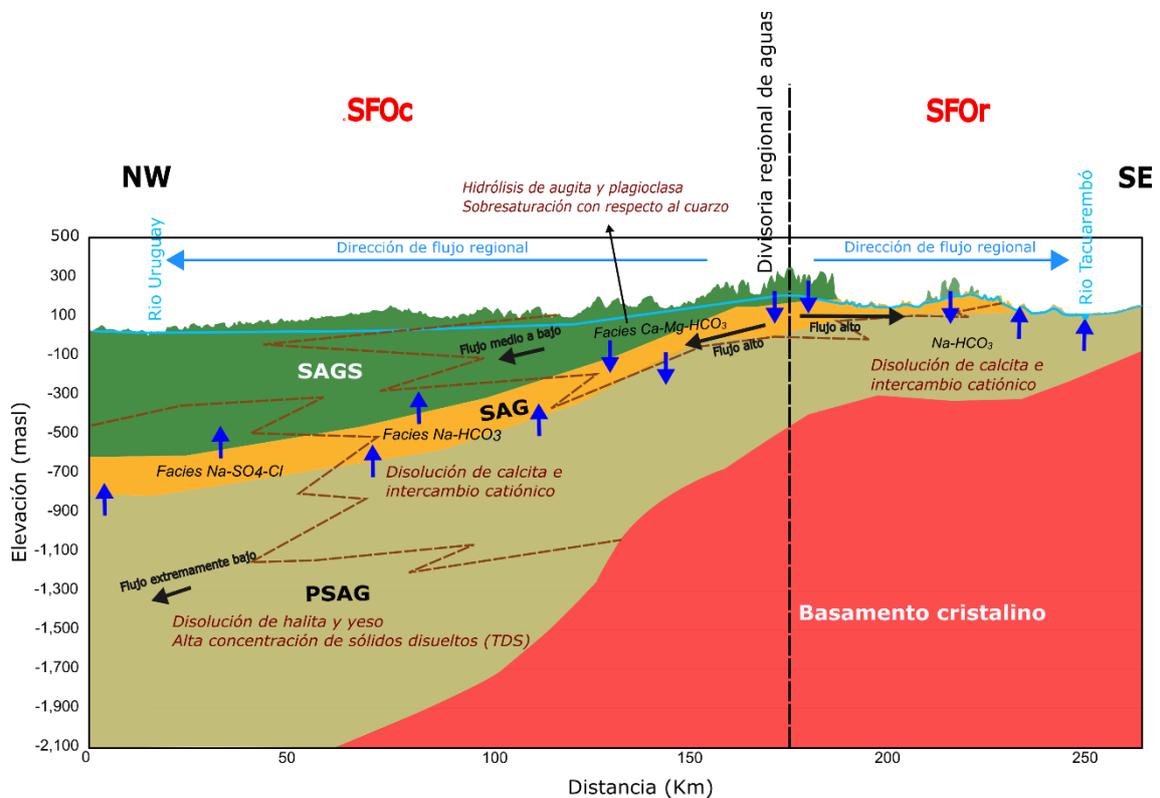
La zona de afloramiento del SAG en Uruguay se encuentra dentro del SFOr, con una dirección de flujo de oeste a este, descargando finalmente como flujo base en el río Tacuarembó y sus afluentes. En consecuencia, algunas áreas de la zona de afloramiento del SAG cercanas al río Tacuarembó actúan como zonas de descarga, recibiendo agua subterránea de flujo ascendente desde el Pre-SAG tal como revelaron también las contribuciones de Manganelli *et al.* (2021) y Carrión *et al.* (2024).

Las velocidades de flujo son extremadamente variables dentro de los sistemas acuíferos que conforman las unidades de la Cuenca de Paraná en el área de estudio. Se observan velocidades de flujo extremadamente bajas en los acuitardos y acuíferos paleozoicos, lo que confiere a esta unidad un elevado tiempo de residencia del agua, con flujo casi nulo en la zona termal. En el SAG, las velocidades de flujo son altas debido a los

elevados valores de porosidad y permeabilidad de esta unidad. En el SAGS, los valores de flujo varían de bajos a moderados, reflejando la estructura interna generada por el enfriamiento y el tectonismo asociado a los derrames basálticos.

En las regiones donde el Pre-SAG, SAG y SASG están apilados, se lograron identificar tres facies hidroquímicas principales: Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>/Ca-HCO<sub>3</sub>, Na-HCO<sub>3</sub> y Na-SO<sub>4</sub>-Cl/Na-Cl, junto con tipos intermedios resultantes de una mezcla gradual. Inicialmente, la hidroquímica es distinta dentro de cada sistema acuífero, reflejando procesos geoquímicos específicos de cada uno. El Pre-SAG se caracteriza por altas concentraciones de Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y F<sup>-</sup>, típicamente asociadas a la disolución de sales, mientras que el SASG es rico en Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>, relacionados con la disolución de clinopiroxenos. Sin embargo, a medida que el agua subterránea se desplaza y ocurren intercambios entre el Pre-SAG, SAG y SASG, las signatures hidroquímicas de un sistema acuífero pueden detectarse en los otros.

Es importante destacar que fue la hipótesis inicial planteada en este estudio que la evolución hidroquímica del SAG estaba influenciada por las reacciones geoquímicas que ocurren en los acuíferos adyacentes.



**Figura 16** – Ilustración esquemática del modelo conceptual aquí propuesto de mezcla de agua subterránea entre el SAG, Pre-SAG y SASG (Teramoto *et al.*, submitted).

## 6. DISCUSIÓN

Las características hidroquímicas naturales del agua subterránea están principalmente determinadas por las interacciones roca-agua, como la disolución de minerales, la precipitación y el intercambio catiónico. En este contexto, especies químicas disueltas específicas sirven como trazadores diagnósticos, ayudando a identificar el origen del agua subterránea. Por ejemplo, la disolución de piroxenos en basalto explica las altas concentraciones de calcio, magnesio y sílice en el SASG. Por otro lado, el sodio, cloruro y sulfato son indicativos de la disolución de sal provenientes del Pre-SAG. Si bien el análisis hidroquímico puede llevar a interpretaciones ambiguas debido a la posibilidad de múltiples fuentes de ciertas especies químicas, nuestra caracterización demuestra que la composición química de Pre-SAG y SASG es lo suficientemente distinta como para permitir su diferenciación. En cambio, el SAG exhibe características tanto de Pre-SAG como del SASG, probablemente debido al ingreso de agua desde estos acuíferos adyacentes.

La mezcla con Pre-SAG en las porciones más profundas y confinadas del SAG es ampliamente aceptada, especialmente debido a las altas concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , que no pueden ser explicadas solo por procesos que ocurren dentro del SAG (por ejemplo, Gastmans *et al.*, 2010a; Hirata *et al.*, 2015; Vives *et al.*, 2020). Además, la transición de un tipo Ca-Mg- $\text{HCO}_3$  a un tipo Na- $\text{HCO}_3$  suele asociarse con el intercambio catiónico o la hidrólisis de feldespatos (Meng y Maynard, 2001; Sracek y Hirata, 2002; Gastmans *et al.*, 2010a). En la interpretación aquí propuesta, los cambios importantes en la hidroquímica del SAG están principalmente impulsados por la mezcla con las distintas tipologías de aguas ascendentes de Pre-SAG.

El papel de la mezcla como mecanismo que controla las transformaciones hidroquímicas en acuíferos de gran escala (que abarcan decenas de kilómetros cuadrados) también ha sido sugerido en varios estudios a nivel mundial (por ejemplo, Han *et al.*, 2010; Moya *et al.*, 2016; Armengol *et al.*, 2017). Por lo tanto, la propuesta de la mezcla como el principal motor de la evolución hidroquímica del SAG por Teramoto *et al.* (2020) no es un concepto nuevo. Un estudio posterior de Quaggio *et al.* (2022), utilizando las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en el SAG, también identificó una mezcla significativa de SASG y Pre-SAG en el Estado de São Paulo, aunque las proporciones de mezcla diferían considerablemente de las propuestas por Teramoto *et al.* (2020). La hidroquímica del SAG en

Uruguay y la región circundante sigue un patrón de transformación similar al observado en el Estado de São Paulo (Brasil), lo que permite concluir que la mezcla también es el mecanismo predominante que controla la hidroquímica del SAG.

El cálculo de las proporciones de mezcla entre Pre-SAG y SASG con el SAG es muy sensible a los *proxies* elegidos como fuentes de mezcla, lo que indica que la mezcla no es homogénea, sino ampliamente variable. Teramoto *et al.* (2020) cuantificaron la extensión de la mezcla entre el SAG y el SASG superpuesto en el Estado de São Paulo, así como con las formaciones marinas del Pérmico infrayacente. Esos hallazgos indicaron que el agua subterránea de baja mineralización del SAG no confinado en la zona de afloramiento se mezcla con agua tipo bicarbonato de calcio-magnesio a través de filtración desde el SASG. En la región central de la Cuenca Norte, el SAG recibe agua bicarbonatada de sodio del Pre-SAG y transfiere agua a SASG. Finalmente, en las secciones más profundas, el SAG recibe agua de cloruro de sodio o sulfato de sodio de Pre-SAG, que luego fluye hacia el SASG. En general, la contribución de recarga de agua subterránea al SAG directamente desde la zona de afloramiento es mínima o insignificante. Al analizar las contribuciones de otros sistemas acuíferos, se concluye que la principal fuente de agua subterránea en el SAG es el ingreso de agua subterránea Na-HCO<sub>3</sub> de Pre-SAG, seguido de contribuciones del SASG, con un pequeño ingreso de agua Na-Cl de Pre-SAG. Aunque los resultados aquí presentados coinciden con los de Teramoto *et al.* (2020), se identificó un escenario más complejo, en el que el SAG exhibe dos sistemas de flujo distintos, cada uno con contribuciones únicas del SASG y Pre-SAG.

Las simulaciones realizadas indicaron la precipitación de calcita en la zona profunda como un proceso relevante que controla la hidroquímica del SAG. Aguirre *et al.* (2008) observaron una significativa cementación de calcita en la zona profunda del SAG dentro del territorio argentino, así como fragmentos de calcita en muestras de arena desagregada de pozos ubicados a lo largo de la frontera entre Argentina y Uruguay. Estos hallazgos respaldan la ocurrencia de la precipitación de calcita y validan la viabilidad de nuestras simulaciones.

El análisis de isótopos estables del agua subterránea también contribuyó al desarrollo de un modelo conceptual para el SAG. Los valores más altos de exceso de deuterio (*d-excess*) suelen asociarse con condiciones de baja humedad (Jasechko, 2019). Independientemente de la profundidad o confinamiento de los acuíferos muestreados, todas las muestras de agua subterránea se alinean con la LMWL y caen dentro del rango de

variación observado en las muestras de precipitación, lo que indica que el agua se origina en precipitaciones modernas locales en lugar de agua fósil con características isotópicas distintas.

Las muestras recogidas en pozos termales no muestran firmas distintivas en comparación con las precipitaciones modernas, lo que sugiere que las condiciones de recarga de aguas subterráneas pasadas fueron similares a las actualmente observadas. Chang *et al.* (2020) identificaron recientemente una fuerte correlación negativa entre los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y las fracciones estratiformes de la precipitación en Brasil. Dado que el agua subterránea de acuíferos superficiales y no confinados retiene una composición isotópica ponderada de las aguas de lluvia, sirve como un valioso proxy para determinar las fracciones convectivas y estratiformes de la precipitación. En la estación GNIP de Porto Alegre, la más cercana al área de estudio, la proporción de precipitación estratiforme es 0.345. Curiosamente, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de agua subterránea caen dentro de un rango estrecho (-6.5 a -4.5‰), lo que refuerza que toda el agua subterránea analizada en este estudio proviene de un régimen de precipitación similar al actual. Esto indica que, a pesar de la variabilidad hidroquímica, toda el agua subterránea en la porción estudiada de la Cuenca de Paraná comparte un origen similar, lo cual es crucial para desarrollar el modelo conceptual.

Los gases nobles disueltos en el agua subterránea, como el Helio (He), Neón (Ne), Argón (Ar), Cripton (Kr) y Xenón (Xe), han demostrado ser herramientas valiosas en la caracterización de las dinámicas de recarga y tiempos de residencia del agua subterránea (Stute *et al.*, 1992). En este estudio, el análisis de los gases nobles fue utilizado para evaluar las contribuciones de aguas fósiles vs. aguas modernas, así como para obtener información sobre la interacción entre las aguas subterráneas del SAG y los acuíferos adyacentes. Los resultados obtenidos mostraron que el agua subterránea del SAG presenta concentraciones elevadas de gases nobles disueltos, lo que sugiere una combinación de aguas modernas y de antigüedad intermedia, con una clara influencia de aguas más jóvenes provenientes de la zona de afloramiento. Las concentraciones de Helio, por ejemplo, fueron particularmente útiles para determinar la mezcla de aguas más antiguas provenientes de Pre-SAG con las aguas más jóvenes del SASG. La presencia de gases nobles como el Argón también indicó un proceso de exhalación termal, particularmente en las secciones profundas del SAG, donde las aguas tienen características térmicas y geotérmicas distintas a las aguas superficiales.

El uso de los gases nobles permitió establecer un marco temporal para la recarga de agua subterránea en las diferentes porciones del SAG. Las bajas concentraciones de gases nobles en las muestras de agua de los acuíferos profundos sugieren tiempos de residencia más largos y un origen más fósil, consistente con la interpretación hidroquímica de una mezcla significativa con aguas de Pre-SAG. En las zonas de afloramiento, las concentraciones más altas de estos gases indicaron un origen más reciente y una recarga continua desde las precipitaciones actuales. Esto respalda la conclusión de que las dinámicas de flujo de agua subterránea están influidas por la mezcla de aguas con diferentes tiempos de residencia y orígenes. Este enfoque, basado en los gases nobles y combinado con los resultados hidroquímicos, ofrece una herramienta poderosa para comprender los procesos de recarga y las interacciones entre los diferentes sistemas acuíferos en el estudio del SAG. Una situación similar fue presentada por Vives *et al.* (2020), quienes evidenciaron la presencia de edades del SAG extremadamente antiguas y heterogéneas en muestras de pozos profundos de las provincias de Entre Ríos y Corrientes (Argentina), con valores que oscilan entre aproximadamente 170 a 770 mil años. Este amplio rango de edades ha sido interpretado como resultado de procesos de mezcla entre diferentes masas de agua, cada una con historias de recarga y tiempos de residencia distintos dentro del sistema acuífero.

Los pozos que explotan el SAG están ubicados tanto en la zona de afloramiento como en la zona termal oeste. Sin embargo, gran parte del SAG en Uruguay carece de datos de carga hidráulica. Esta ausencia ha contribuido a la aceptación generalizada de una dirección de flujo de la zona de afloramiento hacia la zona confinada profunda, depocentro de la cuenca. Sin embargo, como ya fue señalado, Manganelli *et al.* (2021) desafiaron esta interpretación, identificando en la región aflorante del SAG una tendencia de flujo de oeste a este con descarga en los cursos de agua locales. Sobre la base de la contribución de Manganelli *et al.* (op.cit.) y los nuevos datos de carga hidráulica recopilados en este estudio, se identificaron al menos dos sistemas de flujo regionales divergentes dentro de la porción uruguaya del SAG (Figura 2). La recarga del SAG en territorio uruguayo es más compleja de lo que se asumía previamente, con una contribución mínima de recarga de agua subterránea en la zona de afloramiento a nivel regional. Contrario al concepto actual, el mapa potenciométrico sugiere que la zona de afloramiento del SAG no es un punto significativo de entrada de agua a escala regional, sino una zona de descarga local en un ciclo corto. Las simulaciones numéricas de Gómez *et al.* (2010) cuantificaron la recarga de agua subterránea en la zona de afloramiento del SAG a lo largo de

la frontera Uruguay-Brasil y concluyeron que una gran proporción del agua que recarga se descarga en los cursos de agua (arroyos) locales. Esta idea está respaldada por los datos hidroquímicos presentados por Carrión *et al.* (2024), que muestran valores promedio y máximos de TDS de 559.49 y 910.96 mg/L, respectivamente, en la zona de afloramiento en los alrededores de la ciudad de Tacuarembó, lo que contrasta con la premisa de que el agua subterránea en la zona de afloramiento proviene de recarga reciente.

En resumen, el comportamiento hidroquímico del SAG está principalmente influenciado por la mezcla de aguas del SASG y Pre-SAG, con una recarga limitada desde el afloramiento. Las simulaciones numéricas sugieren que el sistema presenta un flujo divergente que impacta la variabilidad hidroquímica observada, validando las contribuciones de recarga provenientes principalmente de los acuíferos adyacentes en lugar de un mecanismo de recarga interna.

## 7. CONCLUSIONES

Una contribución significativa de este estudio fue la identificación de dos sistemas de flujo divergentes dentro del Sistema Acuífero Guaraní (SAG) en el territorio uruguayo, separados por una divisoria de drenaje regional que limita los ríos Tacuarembó y Uruguay. A ambos lados de esta divisoria, la evolución química de las aguas del SAG está impulsada por la mezcla con aguas subterráneas del Sistema Acuífero Serra Geral (SASG) y los acuíferos subyacentes del Pre-SAG. Contrario a lo esperado, el límite oriental de la zona de afloramiento actúa como una zona de descarga crucial hacia el río Tacuarembó (cuenca del Río Negro), donde las aguas subterráneas del SAG presentan cierta influencia de los flujos ascendentes provenientes del Pre-SAG.

Estos hallazgos redefinen significativamente la comprensión de la dinámica del SAG en Uruguay, destacando la necesidad de revisar las estrategias de gestión del agua y los modelos predictivos para tener en cuenta las interacciones y patrones de flujo intrincados dentro de este sistema acuífero.

Las temperaturas de los gases nobles (TGN) del SAG libre se alinean con la temperatura media anual actual del área de estudio, lo que sugiere una recarga reciente de aguas subterráneas. En contraste, las muestras del SAG confinado muestran una

variabilidad significativa, que puede deberse a una recarga bajo condiciones climáticas variables en los últimos 770.000 años, reflejando fluctuaciones climáticas históricas, o bien a una mezcla con acuíferos adyacentes por encima o por debajo del SAG confinado. Las altas concentraciones de He y la correlación de He con la conductividad eléctrica en aguas termales del SAG confinado pueden explicarse por una mezcla con aguas del acuífero Pre-SAG. Sin embargo, excluyendo los pozos termales próximos al río Uruguay, los valores promedio de TGN de las muestras del SAG confinado siguen siendo, en promedio, más de 2°C superiores a los del SAG libre.

Incluso si el SAG confinado recibió contribuciones de unidades subyacentes (Pre-SAG), los resultados aquí obtenidos apoyan la hipótesis que la temperatura promedio entre los 770 ky y el Último Máximo Glacial (LMG) fue más cálida que el período posterior al LMG. Esta hipótesis requiere una confirmación adicional a través de futuros estudios. Cabe señalar, además, que la mayor parte del agua actualmente almacenada en el SAG confinado es de edad muy antigua —posiblemente fósil—, mientras que solo una proporción menor parece estar relacionada con procesos de recarga más recientes. Esta condición tiene implicancias relevantes para la gestión del recurso, ya que sugiere una renovabilidad limitada en el contexto climático actual y demanda estrategias de uso que consideren su carácter predominantemente no renovable a escala humana.

Conceptualmente, los resultados presentados indican que el SAG no debe verse como un único sistema acuífero aislado, sino como parte de una red compleja de intercambio de agua entre los acuíferos supra y subyacentes. La variabilidad en la hidroquímica del SAG está impulsada principalmente por procesos geoquímicos en los sistemas acuíferos adyacentes. Los principales contribuyentes a la recarga regional de aguas subterráneas en el SAG incluyen las filtraciones de los basaltos suprayacentes en la zona confinada y los flujos ascendentes del Pre-SAG subyacente. Además, la recarga de aguas subterráneas en las zonas de afloramiento se descarga rápidamente hacia los cursos de agua locales. Cabe destacar que, en el sector del Pre-SAG (PSAG), la definición del SAG ha tenido históricamente una fuerte connotación operativa, orientada a la gestión y explotación del recurso, más que una delimitación estrictamente hidrogeológica. Esta perspectiva operativa ha influido en la manera en que se conceptualiza el sistema, lo que resalta la importancia de considerar enfoques integradores que contemplen las conexiones hidrodinámicas entre unidades acuíferas, más allá de los límites administrativos o convencionales.

## REFERENCIAS

- Aeschbach-Hertig, W., & Solomon, D. K. (2013). Noble gas thermometry in groundwater hydrology. In: *The noble gases as geochemical tracers* (pp. 81–122). Springer. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-28836-4\\_5](https://doi.org/10.1007/978-3-642-28836-4_5)
- Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U., & Kipfer, R. (2000). Palaeotemperature reconstruction from noble gases in ground water taking into account equilibration with entrapped air. *Nature*, 405(6790), 1040–1044. <https://doi.org/10.1038/35016542>
- Aggarwal, P. K., Matsumoto, T., Sturchio, N. C., Chang, H. K., Gastmans, D., Araguas-Araguas, L. J., & Purtschert, R. (2015). Continental degassing of 4He by surficial discharge of deep groundwater. *Nature Geoscience*, 8(1), 35–39. <https://doi.org/10.1038/ngeo2302>
- Aggarwal, P. K., Romatschke, U., Araguas-Araguas, L., Belachew, D., Longstaffe, F. J., Berg, P., & Funk, A. (2016). Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. *Nature Geoscience*, 9(8), 624–629. <https://doi.org/10.1038/ngeo2789>
- Abelenda, E. (2016). *Caracterización hidrogeoquímica e hidrodinámica y estimación de la recarga de los acuíferos Salto y Arapey* [Undergraduate thesis, Universidad de la República]. Institutional Repository. <https://hdl.handle.net/20.500.12008/10123>
- Aguirre, C., Ferraresi, P., Ibáñez, S. P., & Rodríguez Schelotto, M. L. (2008). *Síntesis – Muestras de Subsuelos y Afloramientos: Uruguay (LCV)*. Proyecto para la Protección Ambiental y el Desarrollo Sustentable del Sistema Acuífero Guaraní (Vol. 4). <https://www.ceregas.org/publicaciones/proteccion-ambiental-y-desarrollo-sostenible-del-sistema-acuifero-guarani-sag/>
- American Public Health Association (APHA), American Water Works Association (AWWA), Water Environment Federation (WEF). *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*. 22<sup>a</sup> ed. Washington, D.C.: APHA, 2012.
- Andreis, R. R., Ferrando, L., & Herbst, R. (1996). Terrenos carboníferos y pérmicos de la República Oriental del Uruguay. In *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay* (pp. 309–343).
- ANII\_FMV. (2023). *Evaluación de la vulnerabilidad intrínseca y riesgo de contaminación del Sistema Acuífero Guaraní en áreas de recarga en Uruguay* (Report No. ANII\_FMV\_1\_2019\_1\_155736). Agencia Nacional de Investigación e Innovación. <https://www.ceregas.org/portfolio/evaluacion-de-la-vulnerabilidad-intrinseca-y-riesgo-de-contaminacion-del-sistema-acuifero-guarani-en-areas-de-recarga-en-uruguay/>

- Araújo, L. M., França, A. B., & Potter, P. E. (1999). Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. *Hydrogeology Journal*, 7(3), 317–336. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00007-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00007-6)
- Armengol, S., Manzano, M., Bea, S. A., & Martínez, S. (2017). Identifying and quantifying geochemical and mixing processes in the Matanza-Riachuelo Aquifer System, Argentina. *Science of the Total Environment*, 599, 1417–1432. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.036>
- Assine, M. L., de Santa Ana, H., Veroslavsky, G., & Vesely, F. F. (2018). Exhumed subglacial landscape in Uruguay: Erosional landforms, depositional environments, and paleo-ice flow in the context of the late Paleozoic Gondwanan glaciation. *Sedimentary Geology*, 369, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.02.010>
- Bonotto, D. M. (2006). Hydro (radio) chemical relationships in the giant Guarani aquifer, Brazil. *Journal of Hydrology*, 323(1–4), 353–386. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.09.007>
- Carrión, R., Gastimans, D., & Veroslavsky, G. (2024). Evaluación de la vulnerabilidad del Sistema Acuífero Guaraní (SAG) en los alrededores de la ciudad de Tacuarembó, Uruguay: aplicación de los métodos God y Drastic. *Derbyana*, 45, e820. <https://doi.org/10.69469/derb.v45.820>
- CGMW-ASGMI. (2011). *Mapa Geológico y de Recursos Minerales de América del Sur* (SIG - América del Sur), Hoja SH21 Concordia-Uruguaiana-Arapey (Ar, Br, Uy), escala 1:1.000.000.
- Chang, H. K., Gonçalves, R. D., Aggarwal, P. K., Stradioto, M. R., Hespanhol, E. C., Sturchio, N. C., Romatschke, U., & Araguas, L. J. (2020). Groundwater isotope ratios reflect convective and stratiform (paleo) precipitation fractions in Brazil. *Journal of Hydrology*, 585, 124801. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124801>
- Chemale Jr. F., 2000. Evolução geológica do escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia Do Rio Grande Do Sul*. Edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 13–52.
- Collazo, P. (2006). Investigación hidrogeológica de acuífero Guaraní en el área aflorante de los departamentos de Rivera y Tacuarembó. Tesis de Doctorado, Universidad de Buenos Aires Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 146 pgs.
- Comité Intergubernamental Coordinador de los Países de La Cuenca del Plata (CIC). (2015). *Proyecto Piloto Demonstrativo – Bacia do Quaraí/Cuareim* (Technical Report).
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436–468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>

- De Santa Ana, H. (1989). Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte uruguaya. *Boletín técnico ARPEL*, 18(4), 319–339.
- De Santa Ana, H., Goso, C., & Daners, G. (2006). Cuenca Norte: estratigrafía del carbonífero - Pérmico. In G. Veroslavsky, M. Ubilla, & S. Martínez (Eds.), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Paleozoico* (pp. 147–207). DIRAC - Facultad de Ciencias.
- Do Amarante, F. B., Scherer, C. M., Aguilar, C. A. G., dos Reis, A. D., Mesa, V., & Soto, M. (2019). Fluvial-eolian deposits of the Tacuarembó Formation (Norte Basin–Uruguay): Depositional models and stratigraphic succession. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 355–376. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.024>
- Ezaki, S., Gastmans, D., Iritani, M. A., Santos, V. D., & Stradioto, M. R. (2020). Geochemical evolution, residence times and recharge conditions of the multilayered Tubarão aquifer system (State of São Paulo–Brazil) as indicated by hydrochemical, stable isotope and <sup>14</sup>C data. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 56(5–6), 495–512. <https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1820247>
- Fedorchuk, N. D., Griffis, N. P., Isbell, J. L., Goso, C., Rosa, E. L., Montañez, I. P., Yin, Q., Huyskens, M. H., Snaborn, M. E., Mundil, R., Vesely, F. F., & Iannuzzi, R. (2021). Provenance of late Paleozoic glacial/post-glacial deposits in the eastern Chaco-Paraná Basin, Uruguay and southernmost Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 102989. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102989>
- Gastmans, D., Chang, H. K., & Hutcheon, I. (2010a). Groundwater geochemical evolution in the northern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil) and its relationship to diagenetic features. *Applied Geochemistry*, 25(1), 16–33. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2009.10.001>
- Gastmans, D., Veroslavsky, G., Chang, H. K., Caetano-Chang, M. R., & Nogueira Pressinotti, M. (2012). Modelo hidrogeológico conceptual del Sistema Acuífero Guaraní (SAG): una herramienta para la gestión. *Boletín Geológico y Minero*, 123(3), 249–265. [https://www.igme.es/boletín/2012/123\\_3/8\\_ARTICULO%204.pdf](https://www.igme.es/boletín/2012/123_3/8_ARTICULO%204.pdf)
- Gastmans, D., Veroslavsky, G., Chang, H. K., Marmisolle, J., & Oleaga, A. (2010b). Influência do arcabouço hidroestratigráfico nas ocorrências de arsênio em águas subterrâneas ao longo do corredor termal do rio Uruguai (Argentina-Brasil-Uruguai). *Geociências*, 29(1), 105–120.
- Gastmans, D., Hutcheon, I., Menegário, A. A., & Chang, H. K. (2016). Geochemical evolution of groundwater in a basaltic aquifer based on chemical and stable isotopic data: Case study from the Northeastern portion of SASG Aquifer, São Paulo state (Brazil). *Journal of Hydrology*, 535, 598–611. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.016>

- Gemeiner, H., Teramoto, E.H., Veroslavsky, G, & Chang, H.K. (2025). Using dissolved noble gases to characterize the groundwaters of the Southern Portion of the Guarani Aquifer System at the Brazil-Uruguay Border Region. *Science of the Total Environment*, 966, 178690. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2025.178690>
- Gilg, H. A., Morteani, G., Kostitsyn, Y., Preinfalk, C., Gatter, I., & Strieder, A. J. (2003). Genesis of amethyst geodes in basaltic rocks of the SASG Formation (Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil): A fluid inclusion, REE, oxygen, carbon, and Sr isotope study on basalt, quartz, and calcite. *Mineralium Deposita*, 38, 1009–1025. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0378-5>
- Goffermann, M. (2013). *Caracterização hidrogeológica e hidroquímica das águas subterrâneas da região de São Gabriel, RS* [Master's thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul].
- Gómez, A. A., Rodríguez, L. B., & Vives, L. S. (2010). The Guarani Aquifer System: Estimation of recharge along the Uruguay-Brazil border. *Hydrogeology Journal*, 18(7), 1667–1684. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0630-0>
- Gonçalves, R. D., Teramoto, E. H., & Chang, H. K. (2020). Regional groundwater modeling of the Guarani Aquifer System. *Water*, 12(9), 2323. <https://doi.org/10.3390/w12092323>
- Han, D. M., Liang, X., Jin, M. G., Currell, M. J., Song, X. F., & Liu, C. M. (2010). Evaluation of groundwater hydrochemical characteristics and mixing behavior in the Daying and Qicun geothermal systems, Xinzhou Basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(1–2), 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.008>
- Heaton, T. H. E., & Vogel, J. C. (1981). “Excess air” in groundwater. *Journal of Hydrology*, 50, 201–216. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(81\)90070-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(81)90070-6)
- Hindi, E. C. (2007). *Hidroquímica e hidrotermalismo do Sistema Aquífero Guarani no Estado do Paraná* [Doctoral dissertation, Universidade Federal do Paraná]. <http://isarm-americas.org/files/Bibliografia%20Guarani/Bibliografia%20Guarani/Catalogados/Hindi-Tese.pdf>
- Hirata, R., Gesicki, A., Sracek, O., Bertolo, R., Giannini, P. C., & Aravena, R. (2015). Relation between sedimentary framework and hydrogeology in the Guarani Aquifer System in São Paulo state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(4), 444–456. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.01.004>
- Holz, M., Kuchle, J., Philipp, R. P., Bischoff, A. P., & Arima, N. (2006). Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: Base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3–4), 185–204. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.004>

- Holz, M., Franca, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R. (2010). A stratigraphic chart of the late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 381–399. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.004>.
- Horn, B. L. D., Oliveira, A. A., Simoes, M. S., Besser, M. L., & Araújo, L. L. (2022). *Projeto Geologia e Potencial Mineral da Bacia do Paraná. Mapa geológico escala 1:1.000.000*.
- IAEA/WMO. (2018). *Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) Database*. <http://isohis.iaea.org>
- IAEA/WMO. (2024). *Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) Database*. <https://nuclus.iaea.org/wiser>
- IUGS. (1976). *International Stratigraphic Guide: Classification, Terminology and Procedure* (H. D. Hedberg, Ed.). Wiley.
- Jasechko, S. (2019). Global isotope hydrogeology—Review. *Reviews of Geophysics*, 57(3), 835–965. <https://doi.org/10.1029/2018RG000627>
- Jung, M., & Aeschbach, W. (2018). A new software tool for the analysis of noble gas data sets from (ground) water. *Environmental Modelling & Software*, 103, 120–130. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2018.02.004>
- Ketzer, J. M., Holz, M., Morad, S., & Al-Aasm, I. S. (2003). Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: Evidence from the Rio Bonito Formation (early Permian), southern Brazil. *Sedimentology*, 50(5), 855–877. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00575.x>
- Kimmelman e Silva, A. A., Rebouças, A. C., & Santiago, M. M. F. (1989). 14C analyses of groundwater from the Botucatu aquifer system in Brazil. *Radiocarbon*, 31(3), 926–933. <https://doi.org/10.1017/S0033822200012546>
- Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., & Stute, M. (2002). Noble gases in lakes and ground waters. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 615–700. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.14>
- Klump, S., Grundl, T., Purtschert, R., & Kipfer, R. (2008). Groundwater and climate dynamics derived from noble gas, 14C, and stable isotope data. *Geology*, 36(5), 395–398. <https://doi.org/10.1130/G24604A.1>
- Lebac. (2008). *Informe Final de Hidrogeologia do Projeto Aquífero Guarani* (Technical Report). Consórcio Guarani. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.31211.05922>

- Lopes, R. D. C., & Lavina, E. L. C. (2001). Estratigrafia de sequências nas Formações Rio Bonito e Palermo (Bacia do Paraná), na região carbonífera do Jacuí, Rio Grande do Sul. In *Estratigrafia de sequências: fundamentos e aplicações* (pp. 391–419). Edunisinos.
- Machado, J. L. F., & Faccini, U. F. (2004). *Influência dos falhamentos regionais na estruturação do sistema aquífero Guarani no estado do Rio Grande do Sul*. [https://rigeo.sgb.gov.br/bitstream/doc/16648/1/falha\\_reg.pdf](https://rigeo.sgb.gov.br/bitstream/doc/16648/1/falha_reg.pdf)
- Manasses, F., Rosa Filho, E. F., Hindi, E. C., & Bittencourt, A. V. L. (2011). Estudo hidrogeológico da Formação SASG na região sudoeste do estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 65, 1–15.
- Manganelli, A., Gastmans, D., Santarosa, L., Veroslavsky, G., Aubet, N., Samaniego, L., Carrión, R., Pochintesta, L., Pedro, A., Arteaga, J. (2021). A review of regional groundwater flow model in Guarani Aquifer System outcrop region in Uruguay: Consequences for integrated surface and groundwater management. In *ISARM2021, 2nd International Conference “Transboundary aquifers. Challenges and the way forward”* (pp. 66–67). UNESCO. <https://hdl.handle.net/20.500.12008/32290>
- Masquelin, H. 2006. El escudo uruguayo. In: Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay, geología, paleontología y recursos minerales: Paleozoico*. Facultad de Ciencias – DIRAC, Montevideo, pp. 37–106.
- Meng, S. X., & Maynard, J. B. (2001). Use of statistical analysis to formulate conceptual models of geochemical behavior: Water chemical data from the Botucatu aquifer in Sao Paulo state, Brazil. *Journal of Hydrology*, 250(1–4), 78–97. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00418-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00418-2)
- Morales, E., Veroslavsky, G., Manganelli, A., Marmisolle, J., Pedro, A., Samaniego, L., & Morales, M. (2021). Potential of geothermal energy in the onshore sedimentary basins of Uruguay. *Geothermics*, 95, 102165. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102165>
- Morteani, G., Kostitsyn, Y., Preinfalk, C., & Gilg, H. A. (2010). The genesis of the amethyst geodes at Artigas (Uruguay) and the paleohydrology of the Guaraní aquifer: Structural, geochemical, oxygen, carbon, strontium isotope and fluid inclusion study. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 927–947. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0439-z>
- Moya, C. E., Raiber, M., Taulis, M., & Cox, M. E. (2016). Using environmental isotopes and dissolved methane concentrations to constrain hydrochemical processes and inter-aquifer mixing in the Galilee and Eromanga Basins, Great Artesian Basin, Australia. *Journal of Hydrology*, 539, 304–318. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.027>

- Muzio, R., Olivera, L., Fort, S., & Peel, E. (2022). Petrological features of the first Cenozoic alkaline magmatic event recorded in northwestern Uruguay, southern extreme of the Paraná basin. *Journal of South American Earth Sciences*, *116*, 103796. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103796>
- Nanni, A. S. (2008). *O Flúor em águas do Sistema Aquífero SASG no Rio Grande do Sul: origem e condicionamento geológico* [Doctoral dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul].
- Oleaga, A. B. (2002). *Contribución a la hidrogeología del acuífero guaraní en el sector de Uruguay: un enfoque integral* [Master's thesis, Universidad Nacional Autónoma de México]. <https://ru.dgb.unam.mx/handle/20.500.14330/TES01000309782>
- Oliva, A., & Kiang, C. H. (2002). Caracterização hidroquímica de águas subterrâneas no município de Rio Claro-SP. *Águas Subterrâneas*, *16*(1), 1–12.
- Paula e Silva, F. D., Caetano-Chang, M. R., & Chang, H. K. (2023). Stratigraphy of the middle Triassic-lower Cretaceous succession in the Paraná and Uruguayan Chaco-Paraná Basins—An overview based on subsurface data. *Journal of South American Earth Sciences*, *104*567. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104567>
- Peate, D. W. (1997). The Paraná magmatic province. In J. J. Mahoney & M. F. Coffin (Eds.), *Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism* (Vol. 100, pp. 217–245). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/GM100p0217>
- Pertille, J., Hartmann, L. A., Duarte, S. K., Arena, K., Rosa, M. L. C. C., & Barboza, E. G. (2013). Gossan characterization in the Quaraí and Los Catalanes amethyst geode districts (Brazil and Uruguay), Paraná volcanic province, using rock geochemistry and gamma-spectrometry. *Journal of Geochemical Exploration*, *124*, 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2012.09.002>
- Pesce, A., Rivara, A., Miranda, F., & Khachatryan, D. (2002). Sistema Acuífero Guaraní: Una gran perspectiva de desarrollo geotérmico en el Noreste de Argentina. In *15 Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Actas* (Vol. 2, pp. 353–358).
- Quaggio, C. S., Gastmans, D., de Souza Martins, V. T., & Gilmore, T. E. (2022). Combined use of statistical Bayesian model and strontium isotopes deciphering the high complexity groundwater flow in the Guarani Aquifer System (GAS). *Applied Geochemistry*, *146*, 105473. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2022.105473>
- Ram, R., Solomon, D. K., Yokochi, R., Burg, A., Purtschert, R., Seltzer, A. M., Yechieli, Y., Zap-pala, J. C., Lu, Z., Jiang, W., Mueller, P., & Adar, E. M. (2022). Large-scale paleo water-table rise in a deep desert aquifer recorded by dissolved noble gases. *Journal of Hydrology*, *612*, 128114. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128114>

Rodríguez, L., Vives, L., & Gomez, A. (2013). Conceptual and numerical modeling approach of the Guarani Aquifer System. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1), 295–314. <https://doi.org/10.5194/hess-17-295-2013>

Samaniego, L. (2024). Estudio integral del Sistema Acuífero Guaraní en la ciudad de Artigas y su microrregión, departamento de Artigas – Uruguay [Master's thesis, PEDECIBA – Universidad de la República].

Scherer, C.M.S., Lavina, E.L., Dos Reis, A., Horn, B.L. (2021). Estratigrafia da sucessão sedimentar mesozoica da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: A. Ritter, C. Jelinek & C.A. Sommer (org.), *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*. Porto Alegre, Compasso Lugar-Cultura, p. 289-304.

Scherer, C. M., Reis, A. D., Horn, B. L., Bertolini, G., Lavina, E. L., Kifumbi, C., & Aguilar, C. G. (2023). The stratigraphic puzzle of the permo-mesozoic southwestern Gondwana: The Paraná Basin record in geotectonic and palaeoclimatic context. *Earth-Science Reviews*, 240, 104397. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104397>

Seltzer, A. M., Ng, J., Aeschbach, W., Kipfer, R., Kulongoski, J. T., Severinghaus, J. P., & Stute, M. (2021). Widespread six degrees Celsius cooling on land during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 593(7858), 228–232. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03467-6>

Shirke, K. D., Kadam, A. K., & Pawar, N. J. (2020). Temporal variations in hydro-geochemistry and potential health risk assessment of groundwater from lithological diversity of semi-arid region, Western Gujarat, India. *Applied Water Science*, 10(6), 1–20. <https://doi.org/10.1007/s13201-020-01239-x>

Silva, R. C. D., Tognoli, F. M. W., Reginato, P. A. R., Salvadoretti, P., & Souza, L. V. D. (2021). Hydrogeological compartmentalization and connection of the Guarani (GAS) and SASG (SGAS) aquifer systems from a multiscale perspective: A case study in southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 51, e20200056. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120200056>

Singleton, M. J., & Moran, J. E. (2010). Dissolved noble gas and isotopic tracers reveal vulnerability of groundwater in a small, high-elevation catchment to predicted climate changes. *Water Resources Research*, 46(10). <https://doi.org/10.1029/2009WR008718>

Sracek, O., & Hirata, R. (2002). Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer System in the state of São Paulo, Brazil. *Hydrogeology Journal*, 10, 643–655. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0221-8>

- Teramoto, E. H., Gonçalves, R. D., & Chang, H. K. (2020). Hydrochemistry of the Guarani Aquifer System modulated by mixing with underlying and overlying hydrostratigraphic units. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 30, 100713. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100713>
- Teramoto, E.H., Gemeiner, H., Veroslavsky, G., & Chang, H.K. (submitted). Unraveling the water exchange dynamics of the Guarani Aquifer System with underlying and overlying aquifers in Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Ucha, N., de Santa Ana, H., 1990. Evaluación del potencial hidrocarburífero del sector noroccidental de la Cuenca Norte uruguaya. División Investigación y Desarrollo. ANCAP, Montevideo, p. 140 (unpublished).
- Veroslavsky, G., Rossello, E., López-Gamundí, O., De Santa Ana, H., Assine, M., Marmisolle, J., & Perinotto, A. (2021). Late Paleozoic tectono-sedimentary evolution of eastern Chaco-Paraná Basin (Uruguay, Brazil, Argentina and Paraguay). *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 102991. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102991>
- Veroslavsky, G., Soto, M., & Perinotto, J. A. J. (2024a). El Pérmico-Triásico de la Cuenca de Paraná en Brasil y Uruguay: una aproximación a la sistematización estratigráfica. *Derbyana*, 45, e823. <https://doi.org/10.69469/derb.v45.823>
- Veroslavsky, G., Soto, M., Mesa, V., & Manganelli, A. (2024b). Geología del Sistema Acuífero Guaraní en el área de afloramiento: formaciones Tacuarembó y Rivera (Cuenca Norte, Uruguay). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 81(2). <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1741/1712>
- Vives, L., Rodríguez, L., Manzano, M., Mira, A., Araguás-Araguás, L., Ortega, L., Matsumoto, T. (2020). Using isotope data to characterize and date groundwater in the southern sector of the Guarani Aquifer System. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 56(5–6), 533–550. <https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1820245>
- Weiss, R. F. (1970). The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 17(4), 721–735. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90037-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90037-9)
- Weiss, R. F. (1971). Solubility of helium and neon in water and seawater. *Journal of Chemical & Engineering Data*, 16(2), 235–241. <https://doi.org/10.1021/jc60049a019>
- Weiss, R. F. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, 2(3), 203–215. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(74\)90015-2](https://doi.org/10.1016/0304-4203(74)90015-2)
- Weiss, R. F., & Kyser, T. K. (1978). Solubility of krypton in water and sea water. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 23(1), 69–72. <https://doi.org/10.1021/jc60076a014>

World Health Organization (WHO). *WHO's Updated Guidelines for Small Drinking-water Supplies and Associated Sanitary Inspection Tools*. Geneva: Organização Mundial da Saúde, 2024. Disponível em: <https://www.who.int/pt/publications/m/item/who-s-updated-guidelines-for-small-drinking-water-supplies-and-associated-sanitary-inspection-tools>. Acesso em: 25 mar. 2025.

## Agradecimientos

Los autores agradecen al PEDECIBA Geociencias y a la Universidad de la República por el apoyo brindado en estas actividades de postdoctorado. A la Administración Nacional de las Obras Sanitarias del Estado (OSE) y a la Cooperativa Agroindustrial Alegrete LTDA (CAAL) por el acceso a los sitios de campo y el apoyo brindado durante el muestreo. A Carlos Cattani de Termas de Daymán y Arapey (IMS) y al Parque Termal Agua Clara. Asimismo, se expresan nuestros agradecimientos a la Msc. Larissa Neris Alcara de LEBAC- UNESP Rio Claro, por su apoyo en la visualización gráfica, a los Sres. José y Carlos Laendl y Marcos Perdiza de LEBAC- UNESP Rio Claro, por su apoyo técnico y de campo, y a Gabriel Santoro de Dirac – Facultad de Ciencias.