



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL OASIS DE PICA: PATRONES DE
CIRCULACIÓN Y PROCESOS DE CONTAMINACIÓN EN EL DESIERTO DE
ATACAMA (NORTE DE CHILE)**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEÓLOGÍA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA**

GISELLE GABRIELA PLACENCIA MARÍN

**PROFESORA GUÍA:
LINDA DANIELE**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO MORATA CÉSPEDES
BENOÎT VIGUIER**

Este trabajo ha sido financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP 15090013), Proyecto FONDECYT N° 1170569 y Beca Nacional de Magíster CONICYT N° 316045.

**SANTIAGO DE CHILE
2020**

RESUMEN DE TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE: Magíster en Ciencias, Mención Geología

POR: Giselle Placencia Marín

FECHA: Enero del 2020

PROFESORA GUÍA: Linda Daniele

Las aguas subterráneas del Oasis de Pica: Patrones de circulación y procesos de contaminación en el Desierto de Atacama (Norte de Chile)

Este trabajo de investigación ha abordado el estudio hidrogeoquímico del acuífero de Pica, Región de Tarapacá, norte de Chile. Situado en el Piedemonte Andino, en el borde oriental de la Depresión Central, entre los 20°14' y 20°36'S, el Oasis de Pica está a 1400 m s.n.m. en el Desierto de Atacama. En la zona de estudio la tasa de precipitación promedio es de 10 mm/año por debajo de los 2000 m s.n.m., y la de evaporación es 2000-3000 mm/año.

En la zona, las aguas superficiales están prácticamente ausentes, a excepción de un arroyo en la quebrada de Quisma, y el desarrollo socioeconómico de la comuna de Pica depende fuertemente de los recursos de aguas subterráneas. En el Oasis, afloran unos manantiales termales que están asociados a unidades aluviales y volcano-sedimentarias del Cenozoico Superior y se relacionan a sistemas de fallas verticales. Si bien se han realizado estudios hidrogeológicos, a la fecha el funcionamiento del sistema acuífero del Oasis de Pica queda aún poco claro.

En esta tesis, mediante el uso de la hidrogeoquímica y de los isótopos ($\delta^{13}\text{C}$) se ha caracterizado la circulación subterránea y, se ha establecido un nuevo modelo conceptual del sistema hidrogeológico de Pica. Para esto, durante septiembre del 2016 y febrero del 2017, 55 muestras de agua subterráneas y de lluvia fueron recolectadas en las áreas de Pica y Altos de Pica. La conductividad eléctrica medida varía entre 153 y 3990 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y las aguas son de tipo Cl-Na, $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{SO}_4\text{-Ca}$ y mixto. Los altos valores de NO_3 medidos, hasta 151 ppm, relacionados con los contenidos de SO_4 , Ca, Mg y Mo han sido relacionados al uso de fertilizantes, evidenciando así procesos de contaminación de origen antropogénico (agrícola). Las características litológicas y estructurales son las que configuran el sistema acuífero que sostiene la circulación de las aguas subterráneas de Pica.

La integración del análisis hidrogeoquímico y geológico-estratigráfico ha permitido diferenciar 3 patrones de circulación que rigen la circulación de las aguas del Oasis de Pica: (i) circulación profunda y confinada en la capa aluvial depositada sobre el basamento Mesozoico (facies Cl-Na, $\text{CE} \approx 3120 \mu\text{S}/\text{cm}$, $T^\circ \approx 33,5 \text{ }^\circ\text{C}$, $\delta^{13}\text{C} \approx -12,9 \text{ } \text{‰}$ (PDB) y $\text{NO}_3 \approx 1,2 \text{ mg/L}$), parcialmente o completamente desconectadas de la superficie; (ii) circulación menos profunda y semi-confinada en las ignimbritas fracturadas (facies $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{CE} \approx 330 \mu\text{S}/\text{cm}$, $T^\circ \approx 30,1 \text{ }^\circ\text{C}$, $\delta^{13}\text{C} \approx 8,0 \text{ } \text{‰}$ (PDB) y $\text{NO}_3 \approx 2,7 \text{ mg/L}$) parcialmente desconectadas de la superficie; y (iii) la circulación más superficial del sistema, con concentraciones de componentes químicos principales y valores de $\delta^{13}\text{C}$ que sugieren procesos de mezcla entre los patrones identificados (facies $\text{SO}_4\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Na}$ y mixta-Na, $\text{CE} \approx 1290 \mu\text{S}/\text{cm}$, $T \approx 27,2 \text{ }^\circ\text{C}$, $\delta^{13}\text{C} \approx -10,6 \text{ } \text{‰}$ (PDB) y NO_3 hasta 151,0 mg/L). Las altas concentraciones de nitratos sugieren además que existe un retorno asociado a la irrigación, que contribuye a la recarga del sistema estudiado.

La construcción y la validación del modelo conceptual hidrogeológico del Oasis de Pica mejora el entendimiento del funcionamiento de los recursos hídricos subterráneos y sirve de base para el desarrollo de un modelo numérico caracterizando la evolución de las aguas subterráneas frente a las presiones antrópicas y climáticas.

Agradecimientos

Agradezco al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (Proyecto CONICYT-FONDAP 15090013), al Proyecto FONDECYT “Decoding springs, groundwater and fractured rocks connections at the San Felipe-Los Andes area (Aconcagua basin, Central Chile)” N° 1170569 y a la beca de Magíster Nacional CONICYT por financiar esta investigación y conseguir los elementos necesarios para el desarrollo de esta tesis, como las salidas a terreno y los análisis químicos de las muestras de agua.

Agradezco en especial a mi profesora Linda Daniele, por haberme dado la oportunidad de investigar bajo su guía y por haber confiado en mí para realizar este trabajo. También agradezco a los profesores Diego Morata y Benoît Viguier por sus aportes y críticas en el desarrollo de esta investigación que fueron valiosos para terminar esta tesis. Agradezco también a Angello Negri, Bárbara Ruíz, Diego Aravena, Matías Taucare y Pablo Valdenegro por sus conversaciones y aportes desinteresados. Un especial agradecimiento al equipo del laboratorio de geoquímica de fluidos del CEGA, a Verónica Rodríguez, Erika Rojas y Samuel Lepe que tuvieron siempre la disposición para contribuir en el desarrollo de esta tesis y generaron los datos que son el sustento de esta. A Bernardette Vásquez y Karin Rojas les agradezco su gran empatía y disposición para resolver y organizar cualquier plan o duda que tuviese, sin ustedes la organización de los terrenos sería menos llevadera. A quienes participaron en este proyecto durante los días de terreno Matías, Valeria, Angello, Hervé, Benoît y profe Linda.

Agradezco a mis amigas/os y compañeros del grupo de jóvenes hidrogeólogos: María-Jesus F., Valeria T., Constanza B., Antonia G., Bárbara R., Angello N., Matías T., Daniela P., Nacho, Rodrigo M., Mario G. y Navia, quienes me han enseñado que la motivación y compartir intereses comunes pueden ayudar a contribuir desde otra vereda.

A los brazos fuertes de la sala de posgrado Larita, Baby, Mari, Franky, Carli, Fran M, Ale, Estefa, Romi y Lore y también al Tomy que fueron un apoyo e hicieron más grata la estadía en el programa de magister. A mi familia de los sábados Chiri y Mila, a mis amigas Gabyta G., Verito M., Maca B., y a mis personales amigos magísteres Lara, José y Claudio, que fueron un gran apoyo durante este proceso. A los apenados y calichos: Larita, Claudia, Dani, Gene, Coni, Scarlet, Kathy, José, Jercko, Seba, Diego y Claudio.

Agradezco a la familia del básquet: Cote, Nico, Xio, Feña, Coni R., Javi C., Jo, Caro, Javi V., Paredes, Julio y Julita, en especial a mis amigas de la once. A la familia del baby futbol: Weylas sin Rumbo, Fusión Parcial, No es No y Gran Sororitas, en especial, a la Javi M. y Dani M. con quien nos acompañamos en casi todos los partidos. A la tía Mariela por compartir siempre una sonrisa. A Blanquis y Maritza. Y también a la familia Toro-Acevedo que me acogió y aguantó en este último tiempo.

También a mi compañero y amigo de los últimos tiempos, quien me tuvo la infinita paciencia y amor, al Claudito. Agradezco en especial, a mi familia, mi madre, mi padre y mi hermano, los pilares fundamentales de mi vida, que me siempre me han entregado lo mejor y me dieron la oportunidad de ingresar a la educación superior, un privilegio que en Chile pocos tenemos, pero que anhelamos se convierta en un derecho. Y a mi verdadero núcleo familiar que lo forman sobrinas/os, ahijada, primas/os, tías/os, madrina, abuelas/os y perritos (las/los Marines y Placencias), por su infinita entrega y amor incondicional.

“ ...

*Dispénsenme las chiquillas
si m'he salido del tema,
es qu'esta verdad me quema
el alma y la pajarilla.
Quemá' está la sopaipilla,
pa'l pobre ya no hay razones;
hay costra en los corazones
y horchata en las venas ricas.
Y claro, esto a mí me pica
igual que los sabañones.”*

Violeta Parra

Tabla de contenido

1	Introducción	1
1.1	Formulación del problema	3
1.2	Hipótesis de trabajo.....	3
1.3	Objetivos	4
2	Área de estudio.....	5
3	Antecedentes geológicos, climáticos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos	7
3.1	Geología.....	7
3.2	Clima.....	9
3.3	Hidrogeología.....	10
3.4	Hidrogeoquímica	11
4	Metodología	12
4.1	Muestreo y procedimientos analíticos	12
4.2	Tratamiento de análisis químicos.....	13
4.3	Análisis estadístico multivariante	14
4.4	Simulaciones geoquímicas.....	14
5	Resultados e interpretación hidrogeoquímica	16
5.1	Facies hidrogeoquímicas	16
5.2	Parámetros fisicoquímicos	20
5.2.1	Conductividad eléctrica	20
5.2.2	Temperatura y pH	20
5.2.3	Evidencias fisicoquímicas de 3 grupos de aguas subterráneas	22
5.3	Elementos mayores, menores y trazas	24
5.3.1	Elementos mayores.....	26
5.3.2	Elementos menores y trazas	33
5.4	Isótopos de ¹³ C	37
5.5	Análisis estadístico.....	41
5.5.1	Análisis de conglomerados jerárquicos	41
5.5.2	Análisis factorial	43
5.6	Simulaciones geoquímicas.....	46
5.6.1	Fases minerales.....	46

5.6.2	Índices de saturación.....	46
5.6.3	Modelación inversa	48
5.6.4	Modelación directa	54
6	Discusiones.....	59
6.1	Procesos hidrogeológicos y antrópico.....	59
6.2	Modelo hidrogeológico	62
6.2.1	Geometría del acuífero.....	62
6.2.2	Procesos de recarga	64
6.2.3	Patrones de circulación	65
6.3	Circulación confinada y recarga ascendente al acuífero no confinado	68
6.3.1	Tercer patrón de circulación	68
7	Conclusiones	71
8	Bibliografía	73
9	Anexos.....	81

Índice de tablas

Tabla 5-1: Parámetros fisicoquímicos y profundidad de circulación estimada de las aguas muestreadas en la campaña de terreno 2. BI: Balance iónico.	21
Tabla 5-2: Análisis químicos de las aguas muestreadas en la campaña de terreno 2.	25
Tabla 5-3: Análisis factorial según parámetros Na, K, Ca, Mg, Cl, SO ₄ , HCO ₃ , NO ₃ y B.	43
Tabla 5-4: Índices de saturación de minerales representativos de la zona de estudio en las muestras de agua.	47
Tabla 5-5: Número de resultados de cada simulación y distribución de los resultados según la FS del escenario inverso 1.	50
Tabla 5-6: Número de resultados de cada simulación y distribución de los resultados según la FS del escenario inverso 2 - Caso 1.	51
Tabla 5-7: Número de resultados de cada simulación y distribución de los resultados según la FS del escenario inverso 2 - Caso 2.	51
Tabla 5-8: Fases minerales que interaccionan en el escenario inverso 1.	53
Tabla 5-9: Fases minerales que interaccionan en el escenario inverso 2.	53

Índice de figuras

Figura 1-1: Áreas áridas en Chile y disponibilidad de agua renovable. Modificado UN (2011) y Valdés-Pineda <i>et al.</i> (2014).	1
Figura 2-1: Área de Estudio. El polígono del acuífero* de Pica es una delimitación administrativa de la DGA (1998), sin embargo, corresponde a la cuenca hidrográfica donde se ubica el Oasis de Pica.	5
Figura 2-2: Área de Estudio. Las principales morfoestructuras, en la región son la Depresión Central (Cuenca Pampa del Tamarugal y Piedemonte Andino) y la Precordillera. En azul se observa la cuenca hidrográfica del Oasis de Pica. ...	6
Figura 3-1: Correlación estratigráfica de la geología en la Depresión Central y Precordillera entre 18°30'-21°S. Estratigrafía simplificada de la cobertura Cenozoica en el ante-arco del Norte de Chile, basado en el trabajo de Pinto <i>et al.</i> (2004), Galli & Digman (1962), Victor <i>et al.</i> (2004), Parraguez (1998) y Farías <i>et al.</i> (2005). Fuente: Farías <i>et al.</i> (2005).	8
Figura 3-2: Resumen de características fisicoquímicas de las aguas subterráneas de la Pampa del Tamarugal (Aravena, 1995).	11

Figura 5-1: Puntos de aguas en Pica y Matilla: a) Pozo surgente Chintaguay (n°2); b) <i>Cocha</i> Resbaladero (n°4); c) Pozo Comiña (n°15); d) Galería Matilla (n°24).	17
Figura 5-2: Diagrama Piper. En el terreno del 2016, se distinguen 6 facies químicas en las aguas subterráneas de Pica: Cl-Na (pozos surgentes), HCO ₃ -Ca (manantiales), SO ₄ -Ca, SO ₄ -Na, mixtas-Na y mixta (pozos).....	18
Figura 5-3: Distribución de los puntos de aguas en la campaña de terreno del 2016, representado según facies química correspondiente.....	18
Figura 5-4: Diagrama Piper. En el terreno del 2017, se distinguen 5 facies químicas en las aguas subterráneas de Pica: Cl-Na (pozos surgentes), HCO ₃ -Na (manantiales), SO ₄ -Ca, SO ₄ -Na y mixta-Na (pozos).....	19
Figura 5-5: Distribución de los puntos de aguas en la campaña de terreno del 2017, representado según la facies química correspondiente.	19
Figura 5-6: Diagramas de caja de parámetros CE, T° y pH, según facies hidrogeoquímicas de las aguas muestreadas en los terrenos realizados en septiembre del 2016 (a, b y c), y febrero del 2017 (a', b' y c')......	23
Figura 5-7: Concentraciones de Cl, Ca, HCO ₃ y SiO ₂ en las aguas subterráneas respecto de la temperatura.	24
Figura 5-8: Diagramas binarios de iones mayoritarios versus Cl medidos en las aguas subterráneas de Pica durante la campaña del 2017.	27
Figura 5-9: Concentraciones de sílice en las aguas de Pica.	27
Figura 5-10: Relaciones entre rNa:rCl y rCa:rSO ₄ en unidades de mEq/L (r). La relación 1:1 entre los solutos indican una fuente en común.....	28
Figura 5-11: Razones iónicas rNa/rCl y rCa/rSO ₄ vs rCl (r = mEq/L). En el gráfico a, la línea segmentada representa la razón rNa/rCl=1.....	29
Figura 5-12: Relaciones entre Na:HCO ₃ , Ca:HCO ₃ y (Na-Cl):HCO ₃ en unidades de mmol/L. En los gráficos a y c, las líneas con relaciones 1:1 y 1:3 de los solutos representan procesos de meteorización de albita y plagioclasa intermedia, respectivamente. En el gráfico b, las relaciones 1:2 y 1:3 representan procesos de meteorización de anortita y plagioclasa intermedia, respectivamente.	31
Figura 5-13: Diagramas binarios de iones menores y trazas medidos en las aguas subterráneas de Pica y Matilla versus Cl. En línea segmentada los límites de la NCh 4009 y OMS (en azul), y de la NCH 1333 (en verde).....	34
Figura 5-14: Valores de δ ¹³ C en componentes naturales. El grupo de las plantas y el CO ₂ del suelo muestran diferentes valores dependiendo del tipo de vegetación o la ausencia de esta. Fuente: Clark & Fritz, 1997. Las franjas azul, naranja y lila corresponden a los valores promedio de los grupos 1, 2 y 3, respectivamente.....	37

Figura 5-15: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus Cl^- en las aguas subterráneas de Pica.....	38
Figura 5-16: Entorno de los pozos surgentes de las muestras n°1 (izquierda) y 2 (derecha).....	39
Figura 5-17: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus pH en las aguas subterráneas de Pica.....	40
Figura 5-18: Análisis de Conglomerados Jerárquicos. Se reconocen 3 grupos mayores compuestos por facies hidrogeoquímicas principales, donde las aguas mixtas-Na acompañan a la mayoría de los grupos.	42
Figura 5-19: Gráficos de las puntuaciones factoriales de las muestras de agua, según parámetros Na, K, Ca, Mg, Cl, SO_4 , HCO_3 , NO_3 y B. b) Ponderaciones de los parámetros en los factores 1 y 2.	45
Figura 5-20: Esquema de las modelaciones inversas. a) Escenario 1, b) Escenario 2 y c) Escenario 3.	48
Figura 5-21: Gráfico con concentraciones de las soluciones modeladas (en color gris) producto de la interacción agua-fases minerales a partir del agua de lluvia (naranja) y las fases descritas en cada simulación. En azul se muestran las concentraciones de los análisis químicos realizado a las muestras.....	55
Figura 5-22: Gráfico con concentraciones de las soluciones simuladas (en color amarillo) como mezcla de aguas de G1 (M2) y G3 (M3) y de los análisis químicos de las aguas muestreadas (azul).....	56
Figura 5-23: Gráfico con concentraciones de elementos mayores en las aguas muestreadas y soluciones simuladas con mezcla e interacción agua-roca. ...	57
Figura 6-1: Concentraciones de NO_3 . a) Diagrama de caja y b) Relación vs el Cl.60	
Figura 6-2: Gráficos binarios: SO_4 , Ca, Mg, Zn y Mo vs NO_3	61
Figura 6-3: Perfil Hidrogeológico Regional ilustrando las formaciones acuíferas del Cenozoico Superior en discordancia sobre el sustrato pre-Oligoceno. Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC): Piedemonte Andino (PA) y Abanicos Cuaternarios (AC), Precordillera (PC) y Cordillera del Oeste (WC). FL: Flexura Longacho, FCh: Flexura Chintaguay y FAP: Flexura Altos de Pica.	63
Figura 6-4: <i>Cocha</i> Resbaladero, manantial termal de uso balneológico. Se observan fracturas horizontales y verticales por donde infiltra el agua. La surgencia principal se encuentra en el suelo al interior del socavón (a la derecha).	64
Figura 6-5: Vista hacia el área de Altos de Pica, considerada la zona de recarga. Se observa la Formación Oxaya, redes de drenaje temporales, la Fm. El Diablo y Depósitos Cuaternarios.....	64
Figura 6-6: Columna estratigráfica en la DC entre los 20° y 21° S modificada de Farías <i>et al.</i> (2005). Desarrollo de paleosuelos yesíferos/anhidríticos según Rech <i>et al.</i> (2006) y paleosalares según Risacher & Fritz (2008).	66

Figura 6-7: Esquema del modelo conceptual del sistema hidrogeológico del Piedemonte Andino.....	67
Figura 6-8: Relación NO ₃ vs Sílice.....	69
Figura 6-9: Modelo conceptual del sistema hidrogeológico del Oasis de Pica.....	70

1 Introducción

Las regiones áridas son áreas donde la tasa de evaporación potencial excede las precipitaciones anuales (Nicholson, 2002; Smithson *et al.*, 2002; Warner, 2004). Éstas constituyen aproximadamente un 40% de la superficie terrestre mundial (Safriel *et al.*, 2005; UN, 2011), siendo una parte importante de la agricultura que se desarrolla en el mundo (Nicholson, 2002). Debido al cambio climático, se prevé que las zonas áridas aumentarán por el incremento de la desertificación, salinización del suelo y el aumento del estrés hídrico (UN, 2011).

Si bien la escasez de agua es la característica predominante en las zonas áridas, los recientes aluviones e inundaciones ocurridos en el Norte de Chile (Atacama marzo 2015, abril 2017 y febrero 2019; Norte Grande febrero 2019) son el ejemplo de las fuertes variaciones hidrológicas actuales.

El territorio chileno presenta una gran variedad de paisajes y condiciones climáticas. Las precipitaciones varían de 0 mm/año en lugares del norte de Chile, hasta ~4000 mm/año en algunas regiones del sur (Banco Mundial, 2011). Esta variedad geográfica y climática está a la base de la diferente disponibilidad de agua a lo largo del país (Figura 1-1). No obstante, para Chile se estima un promedio nacional de ~53 000 m³/hab/año, valor superior a la media mundial estimada en 6600 m³/hab/año (Banco Mundial, 2011). En Chile, la mayor concentración de agua se da desde Santiago hacia el sur con una disponibilidad promedio de 10 000 m³/hab/año. Mientras que, de Santiago hacia el norte, donde se concentra más del 60% de población del país, la disponibilidad es de 800 m³/hab/año (Banco Mundial, 2011) que es un valor muy inferior a la media mundial.

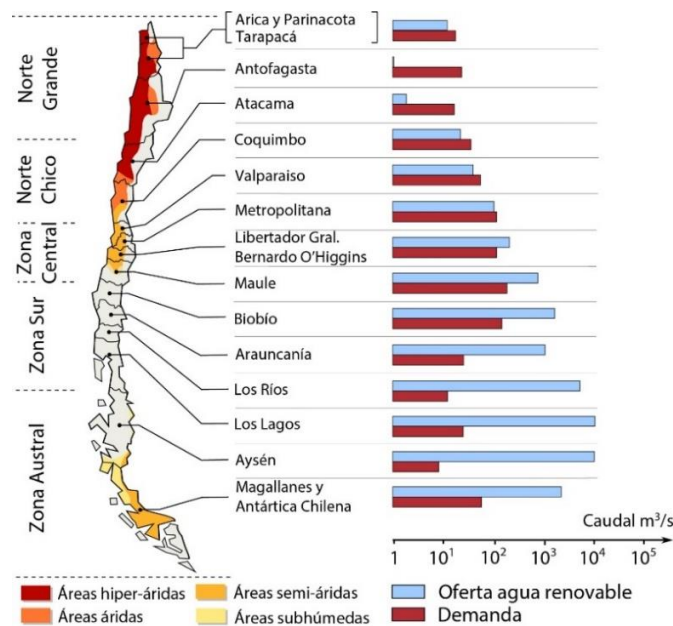


Figura 1-1: Áreas áridas en Chile y disponibilidad de agua renovable. Modificado UN (2011) y Valdés-Pineda *et al.* (2014).

En este contexto, las aguas subterráneas son un factor clave para hacer frente a las crecientes demandas y, a la variabilidad territorial y climática de Chile.

En Chile, las formaciones hidrogeológicas conocidas en Chile se distribuyen principalmente en tres provincias: (1) Altiplánicas; (2) Gradientes Andinos hacia el Océano Pacífico (Depresión Central y Piedemonte Andino), y (3) Cuencas Costeras. En general, los acuíferos son no confinados o semiconfinados, con capas freáticas poco profundas (en su mayoría inferiores a 50 m) (Brown y Saldivia, 2000). Sin embargo, los acuíferos en el extremo norte del país se localizan principalmente en la Pampa y en los valles costeros, mientras que los procesos de recarga natural de los acuíferos ocurren en otros terrenos o a mayores alturas apuntando a que los sistemas hidrogeológicos en zonas áridas son de funcionamiento, generalmente complejo.

El Desierto de Atacama, el más árido del mundo, se ubica en el borde occidental de América del Sur, entre los 17 y 28°S (norte de Chile), y su clima se ha caracterizado como árido a hiper-árido la mayor parte de los últimos 25 millones de años (Dunai *et al.*, 2005). En esta región la precipitación anual promedio no supera los 10 mm bajo los 2000 m s.n.m, mientras que la evaporación potencial es de 2000 a 3000 mm/a (Houston, 2006; DICTUC, 2007). Las bajas tasas de recarga natural a consecuencia de la alta evaporación y escasa o nula precipitación, sugieren que los acuíferos pueden contener agua fósil (Arumí y Oyarzún, 2006) cuya explotación no es sostenible en el tiempo.

Entre los 19°30' y 22°15'S se encuentra la Pampa del Tamarugal (PdT), una cuenca sedimentaria continental que ha existido en el flanco oeste de la Cordillera de los Andes desde el Oligoceno tardío (Nester & Jordan, 2012). En el margen este de la PdT, en el Piedemonte Andino, se ubica el Oasis de Pica, un asentamiento humano dependiente del uso de aguas subterráneas (Valdés-Pineda *et al.*, 2014, Viguier *et al.*, 2018) desde épocas prehispanicas.

Debido al incremento de la población y la gran actividad antrópica, la demanda de agua ha crecido significativamente para el uso de agua potable, riego de cultivos y usos industriales (Banco Mundial, 2011; Valdés-Pineda *et al.*, 2014) y, existe una necesidad vital de desarrollar estrategias para una mejor gestión de los recursos hídricos (Edmunds *et al.*, 2013). En esta situación, es necesario mejorar la comprensión científica sobre el funcionamiento de los acuíferos del norte de Chile, el volumen disponible y la calidad de las aguas subterráneas, con el fin de fomentar una mejor gestión de los recursos hídricos.

Los recursos hídricos en Chile se han convertido en un tema de importancia nacional, debido a las proyecciones de su disponibilidad al corto y largo plazo, ya que la progresiva demanda y los efectos del cambio climático dan lugar a un periodo de creciente incertidumbre (Valdés-Pineda *et al.*, 2014).

1.1 Formulación del problema

Sobre el Desierto de Atacama existen muchos estudios que intentan explicar y detallar la circulación de las aguas subterráneas del Piedemonte (Aravena, 1995; Fritz *et al.*, 1981; Houston, 2002, 2009; Magaritz *et al.*, 1990; Scheihing *et al.*, 2017; Viguiet *et al.*, 2018). Si bien existen modelos que explican y detallan parte del sistema hidrogeológico, la mayoría no integra y/o explica toda la información disponible como, por ejemplo, la hidrogeoquímica.

En particular, el Oasis de Pica es un lugar estratégico para estudiar el funcionamiento de los sistemas hidrogeológicos que se desarrollan en esta región del Desierto, ya que se ubica entre el área de recarga (zona alta del piedemonte) y el acuífero de la Pampa del Tamarugal. Además, en el área de estudio existen singulares manifestaciones termales al igual que Macaya, Mamiña y Chusmiza hacia el norte. Estas aguas, junto con las subterráneas sustentan el desarrollo social y económico de la zona. Los manantiales tienen principalmente uso balneológico, sin embargo, son el reflejo de una complejidad hidrogeológica que aún no ha sido investigada y esclarecida en detalle.

A diferencia de las cuencas de Aromo y Tarapacá (Viguiet *et al.*, 2018), en la zona del Oasis de Pica, los procesos de recarga y circulación aún no han sido analizados en detalle, ni integrados en un modelo conceptual completo. La construcción de un modelo conceptual bien definido entrega las bases necesarias para aproximar parámetros como el volumen de recarga y la disponibilidad de los recursos hídricos y, reducir los errores de los futuros modelos numéricos (Viguiet *et al.*, 2018).

El estudio hidrogeológico en la Depresión Central del Norte de Chile es muy complejo, no solo porque no existe una clara definición de la geometría de los acuíferos y de los factores que controlan la circulación de los flujos subterráneos del piedemonte andino, sino porque además no existe un monitoreo exhaustivo de las características de estos flujos que permitan estudiar la dinámica de las aguas subterráneas de los acuíferos de la zona de estudio.

En este contexto, esta Tesis de Magíster, aporta al conocimiento del recurso hídrico subterráneo en el Desierto de Atacama integrando la información del sistema acuífero con la hidrogeoquímica de sus aguas, analizando en detalle el acuífero del Oasis de Pica.

1.2 Hipótesis de trabajo

La recarga y circulación de las aguas subterráneas del Desierto de Atacama están fuertemente influenciadas por la estratigrafía y las estructuras que conforman el Piedemonte Andino. Esta geometría puede estar asociada a acuíferos de tipo multicapa con funcionamiento complejo.

Bajo estas consideraciones, la hipótesis de esta Tesis de Magíster es que, mediante el análisis en detalle de las características fisicoquímicas e isotópicas de las aguas subterráneas, es posible identificar los distintos flujos y así entender mejor las complejas relaciones entre las geometrías que conforman el Piedemonte Andino y, el origen y la circulación en profundidad de las aguas subterráneas en un contexto de hiperaridez.

Esta hipótesis se ha corroborado analizando las aguas subterráneas del Oasis de Pica.

1.3 Objetivos

Objetivo general

El objetivo principal de este trabajo es definir el impacto de la geometría de las litologías, en la circulación de las aguas subterráneas en el Piedemonte Andino (Desierto de Atacama) en el área del Oasis de Pica ($20^{\circ}14'$ y $20^{\circ}36'S$, y $69^{\circ}24'$ y $68^{\circ}56' O$), identificando mediante el uso de la hidrogeoquímica los patrones de circulación asociados a las diferentes litologías presentes en el área de estudio.

Objetivos específicos

-Identificar los principales procesos hidrogeoquímicos en las aguas del Oasis de Pica para definir los principales patrones de circulación.

-Definir cuál o cuáles son los principales mecanismos de recarga que ocurren en el Piedemonte Andino y en la Precordillera.

-Construir un modelo hidrogeológico conceptual que resuma los resultados obtenidos y represente la recarga y la circulación de las aguas subterráneas del acuífero de Pica.

2 Área de estudio

El área de estudio se ubica en la Depresión Central entre los 20°14' y 20°36'S, y los 69°24' y 68°56'O, en la Región de Tarapacá, Chile (Figura 2-1). Ésta comprende el flanco este de la cuenca de la Pampa del Tamarugal (PdT) y el Piedemonte Andino, abarcando parte de la cuenca hidrográfica de la PdT y la subcuenca Quebrada de Quisma (Figura 2-1). El límite al norte son las quebradas Tambillo y Juan Morales, y al este la cuenca altiplánica del Salar del Huasco. Los límites sur y oeste son la Quebrada de Infiernillo y, la Flexura Longacho (Figura 2-2) respectivamente.

Desde Iquique, capital de la Región de Tarapacá, el acceso a la zona de estudio es a través de la Ruta 16, la que conecta con la Ruta 5. Luego de viajar 14 km hacia el sur por la Ruta 5, se puede acceder a la Ruta A-665, la que conduce a la comuna de Pica, 52 km al Este. Desde el Sur se puede acceder desde la Ruta 5 y luego por la ruta Ruta A-75, la que conduce a la comuna de Pica, 35 km al Este.

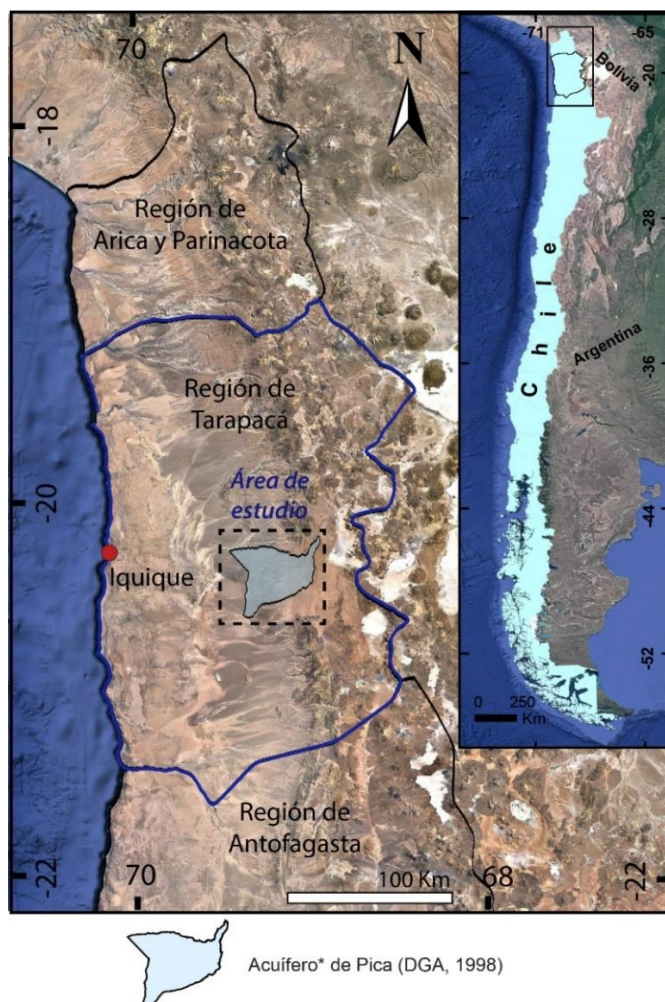


Figura 2-1: Área de Estudio. El polígono del acuífero* de Pica es una delimitación administrativa de la DGA (1998), sin embargo, corresponde a la cuenca hidrográfica donde se ubica el Oasis de Pica.

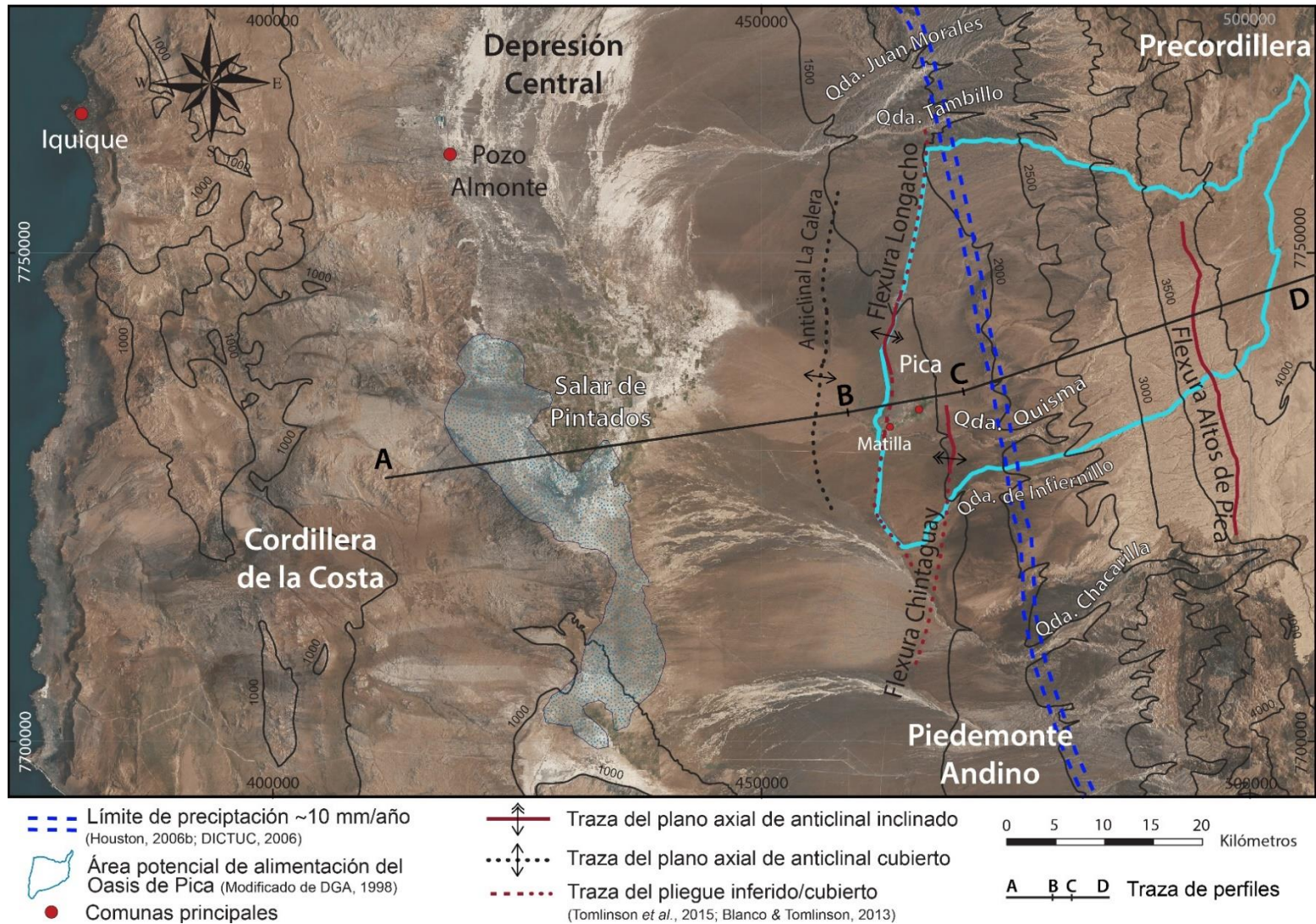


Figura 2-2: Área de Estudio. Las principales morfoestructuras, en la región son la Depresión Central (Cuenca Pampa del Tamarugal y Piedemonte Andino) y la Precordillera. En azul se observa la cuenca hidrográfica del Oasis de Pica.

3 Antecedentes geológicos, climáticos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos

3.1 Geología

El sistema morfoestructural puede dividirse en cuatro unidades morfológicas importantes con orientación NS, desde oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera y Cordillera del Occidental (Börgel, 1983). El área de estudio incluye principalmente la Depresión Central (conocida como la Pampa del Tamarugal) y la Precordillera, precisamente el Piedemonte Andino ubicado en el margen entre estas dos morfologías (Figura 2-2).

La estratigrafía de la zona de estudio ha sido descrita por diversos autores (Galli, 1957; Galli y Dingman, 1962; Galli, 1968; Vergara and Thomas, 1984; Naranjo & Paskoff, 1985; Victor *et al.*, 2004; Jordan, 2010 y Blanco *et al.*, 2012). Las unidades geológicas principales son la Formación Altos de Pica (AdP) y Formación El Diablo.

La Formación AdP se definió originalmente como una sucesión de cinco miembros (Galli, 1957), luego ha sido modificada crono-estratigráficamente y sus miembros han variado. Galli (1968) y Blanco *et al.* (2012) separan la formación AdP en dos unidades diferenciables: un miembro inferior denominado Sagasca, y un miembro superior llamado Imagua, ambos de carácter clástico grueso, separados por depósitos ignimbríticos.

La Formación El Diablo fue definida por Tobar *et al.* (1968), como una secuencia sedimentaria clástica, con intercalaciones de evaporitas. Luego, Vogel y Vila (1980) dividen la formación en dos miembros. El inferior, conformado por facies arenosas y, el superior, caracterizado por facies gravosas.

Sin embargo, para simplificar el reconocimiento de la geología en nuestro estudio, se ocuparán las unidades descritas por Parraguez (1998), García (2002) y Pinto *et al.* (2004) en la Depresión Central y la Precordillera entre los 18°15' y 19°15'S, y correlacionadas por Farías *et al.* (2005) y Jordan *et al.* (2014). Estas unidades, de base a techo, son llamadas Formación Azapa, Formación Oxaya y Formación El Diablo en la estratigrafía cenozoica (Figura 3-1).

Depresión Central-Precordillera

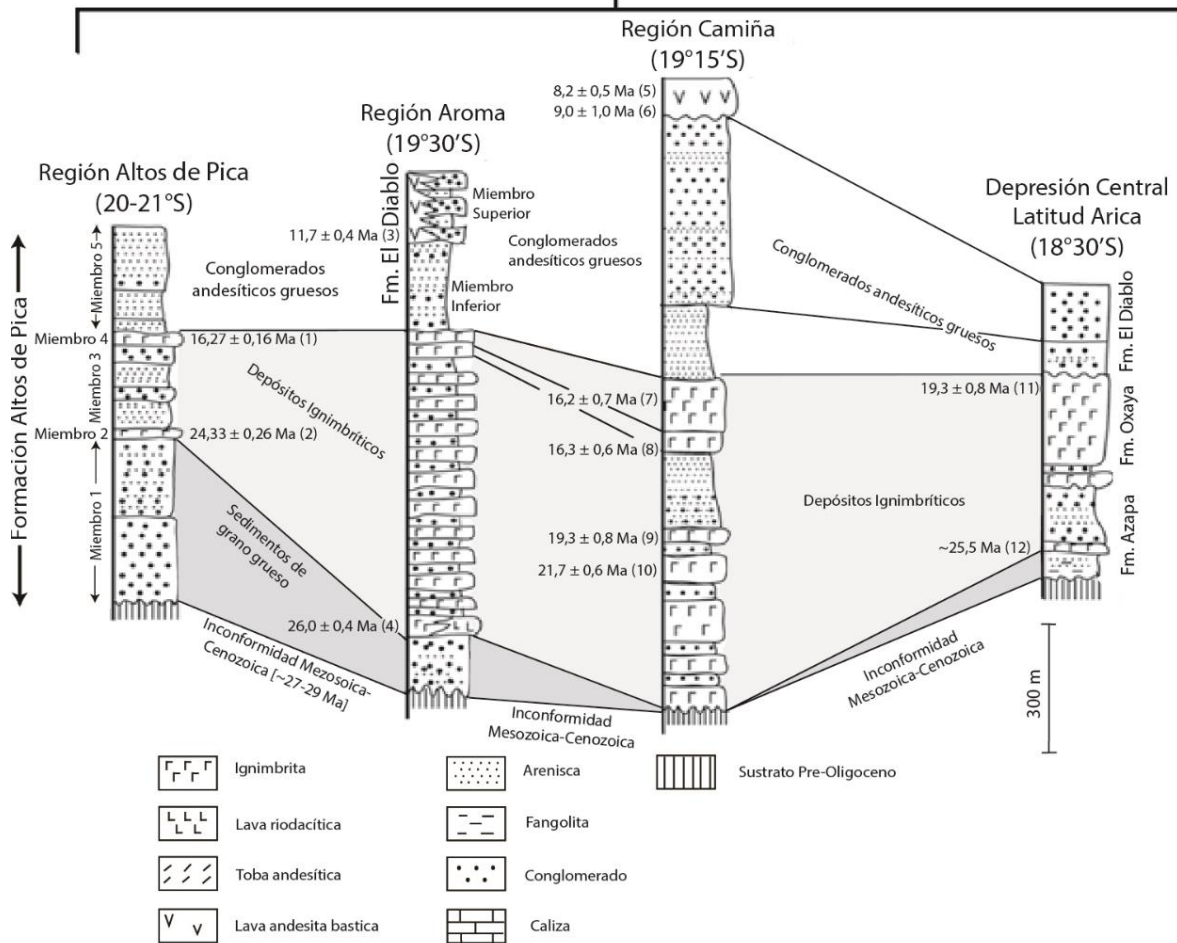


Figura 3-1: Correlación estratigráfica de la geología en la Depresión Central y Precordillera entre 18°30'-21°S. Estratigrafía simplificada de la cobertura Cenozoica en el ante-arco del Norte de Chile, basado en el trabajo de Pinto *et al.* (2004), Galli & Digman (1962), Victor *et al.* (2004), Parraguez (1998) y Farías *et al.* (2005). Fuente: Farías *et al.* (2005).

En términos generales la geología de la zona puede dividirse en dos grandes grupos: el basamento pre-oligoceno y la cobertura oligocena-holocena, los cuales están separados por una discordancia angular regional (Galli, 1962; Dingman & Galli 1965; García, 1967; Naranjo y Paskoff, 1985; Blanco *et al.*, 2012 y referencias allí citadas; Labbé, 2016; Labbé *et al.*, 2019). Esta geología está dominada por una alternancia de rocas sedimentarias siliciclásticas continentales y, en horizontes menores, de rocas volcánicas félsicas, con edades que van desde el Jurásico hasta el Cuaternario (Blanco *et al.*, 2012). En cuanto a la estratigrafía cenozoica del área, está compuesta por:

- i) Formación Azapa (Oligoceno), correlacionada con el Miembro 1 de la Formación AdP (Galli y Digman, 1962): corresponden a depósitos aluviales, conglomerados polimícticos, brechas y areniscas, las cuales sobreyacen en discordancia erosivo y angular al basamento (Naranjo

and Paskoff, 1985; Victor *et al.*, 2004; Farias *et al.*, 2005; Jordan *et al.*, 2010).

- ii) Formación Oxaya (Mioceno Inferior a Medio), correlacionada con los Miembros 2, 3 y 4 de la Formación AdP (Galli y Digman, 1962): compuesta por tobas soldadas (ignimbritas) y capas aluviales intercaladas (Galli y Digman, 1962; Farias *et al.*, 2005; Jordan *et al.*, 2010; Blanco *et al.*, 2012).
- iii) Formación El Diablo (Mioceno Medio a Superior), correlacionada con el Miembro 5 de la Formación AdP (Galli y Digman, 1962): corresponde a conglomerados y areniscas asociados con el desarrollo de sistemas aluviales en el piedemonte de la Precordillera, y a la transición, de base a techo, de una condición climática árida a semi-árida y árida (Blanco *et al.*, 2012).
- iv) Finalmente, las unidades más recientes están formadas por depósitos aluviales, fluviales, eólicos y salinos.

3.2 Clima

El inicio de las condiciones de hiper-aridez en la región del Desierto de Atacama ha sido muy discutido, se sugieren edades entre Oligoceno Tardío y el Plioceno Tardío (*e.g.*, Hartley and Chong *et al.*, 2002; Dunai *et al.*, 2005; Rech *et al.*, 2006 y Jordan *et al.*, 2014). En este contexto, Jordan *et al.* (2014) han propuesto cinco episodios de cambio en las condiciones paleoclimáticas, de semi-áridos a hiper-áridas, en los últimos 15 Ma.

Houston and Hartley (2003) atribuyen la hiper-aridez actual a cuatro efectos principales: i) el efecto zonal, debido a la ubicación en el cinturón subtropical de alta presión, donde el aire estable desciende y reduce la lluvia; ii) el efecto de continentalidad, donde la región del Desierto de Atacama se ubica lejana a su fuente de humedad del océano Atlántico y la cuenca Amazónica; iii) el efecto de sombra de lluvia, la proximidad de Los Andes al barlovento impide la advección de humedad desde el este; iv) y el efecto oceánico, donde la Corriente fría de Humbolt inhibe la capacidad de humedad de los vientos continentales y crea una inversión persistente que atrapa cualquier humedad por debajo de 800 m s.n.m.

La precipitación promedio actual es <10 mm/año en la Cuenca de la Pampa del Tamarugal (Houston, 2006), la cual aumenta gradualmente con la altura en la Precordillera hasta alcanzar en el Altiplano valores medios entorno a los 150-180 mm/año (Lictevout *et al.*, 2013). Por otra parte, la tasa de evaporación alcanza un promedio de 2000 a 3000 mm/año en la Pampa del Tamarugal (DICTUC, 2007; Ortiz, 2008) y los 1000 a 2000 mm/año en el Altiplano (Muñoz, 2009). Estas tasas de precipitación y evaporación evidencian las condiciones de extrema aridez que se desarrollan en el Oasis de Pica.

3.3 Hidrogeología

En el norte grande de Chile los principales acuíferos se encuentran en la Planicie Costera y en la Depresión Central, aquí se ubican las reservas de agua que abastecen la demanda de las ciudades más pobladas de la región, como Arica, Iquique y Pozo Almonte, entre otras. El acuífero de Pica es un sistema multicasas (Aravena, 1995), que se ubica dentro de la sucesión del Cenozoico Medio al Superior del Piedemonte Andino. Existen diversos trabajos que estudian los reservorios en esta parte del Piedemonte (eg., Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1990; Aravena, 1995; Grilli *et al.*, 1999; Houston, 2002; Jayne *et al.*, 2016, Scheihing *et al.*, 2017; Viguier *et al.*, 2018; Viguier *et al.*, 2019a; Viguier *et al.*, 2019b) pero que no detallan el funcionamiento del acuífero de Pica. En Scheihing *et al.* (2017) se muestra la circulación subterránea de un único flujo a través de la Formación Azapa, mediante la interpretación de un perfil sísmico entregado por la Empresa Nacional de Petróleo, y la fisicoquímica de 6 puntos de agua procedente de un estudio interno de la minera Doña Inés de Collahuasi.

Los límites del acuífero de Pica no han sido definidos, sin embargo, existe una delimitación de la cuenca hidrográfica definida por la DGA (1998), la cual cubre 1240 km² de superficie. El área de alimentación del acuífero de Pica está limitada en 3 de sus direcciones (norte, este y sur) por líneas divisorias que separan las cuencas hidrográficas, mientras que al oeste por la línea de falla representada por la Flexura Longacho de orientación N-S (Figura 2-2). A pesar de que algunos autores han calculado balances hidrogeológicos en torno a la cuenca hidrográfica (eg., Dingman y Galli, 1965; Salazar, 1998; DGA-GHD, 2012); estos presentan cierto grado de incertidumbre al no existir un modelo conceptual que represente el funcionamiento del sistema hidrogeológico de Pica y que pueda explicar la distribución de las diferentes edades de los manantiales y aguas subterráneas (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1990). Las edades entre los 1000 y 5000 años de las aguas subterráneas (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1990; Schiehing *et al.*, 2017) indican antiguos tiempos de recarga que ocurrieron sobre los 3000 m s.n.m. (Fritz *et al.*, 1981; Grilli *et al.*, 1999; Schiehing *et al.*, 2017), con condiciones meteorológicas húmedas distintas a las actuales, donde se habrían recargado los reservorios del Piedemonte y la Pampa del Tamarugal. Estas condiciones definen el carácter no renovable o fósil de las aguas subterráneas en la zona del Desierto de Atacama (Fritz *et al.*, 1981; Aravena, 1995). En esta línea, en noviembre del 2018 el sector de Pica fue declarado zona de prohibición para nuevas explotaciones de aguas subterráneas (Resolución DGA, 2018).

En cuanto a las características del sistema acuífero, en estudios anteriores, se muestra la presencia de un gradiente hidráulico general de dirección del flujo ENE-OSO a E-O (Magaritz *et al.*, 1990; Aravena 1995; DGA-GHD, 2012; Cifuentes, 2014), y un reservorio compuesto de unidades fracturadas de baja a moderada permeabilidad (Schiehing *et al.*, 2017). El rango de conductividad eléctrica (CE) de

las aguas subterráneas de Pica es de 310 a casi 4000 ($\mu\text{S}/\text{cm}$), y el de temperatura de 22 a 33°C (Cifuentes, 2014; Schiehing *et al.*, 2017).

3.4 Hidrogeoquímica

Varios estudios geoquímicos se han realizado sobre las aguas subterráneas del norte de Chile, y en especial de la Pampa del Tamarugal (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1989, 1991; Aravena & Suzuki, 1990; Aravena, 1995). Estos estudios presentan información sobre el origen, tiempo de residencia de las aguas subterráneas y algunos autores proponen circulaciones diferenciadas para los distintos tipos geoquímicos de aguas. En la Figura 3-2 se muestra un resumen del trabajo de Aravena (1995), quien integra la información química y de isótopos sobre las aguas subterráneas de la Pampa del Tamarugal hasta esa fecha. Aravena (1995) propone al menos dos circulaciones desde su recarga en periodos más húmedos. Una circulación asociada a aguas $\text{HCO}_3\text{-Na}$ a través de capas ignimbríticas de la Formación Oxaya, y otra circulación corresponde a la evolución de las aguas subterráneas a través de capas acuíferas de sedimentos aluviales. Esta segunda circulación correspondería a un *trend* desde la parte alta de la cuenca con aguas $\text{SO}_4\text{-Na}$, cambiando a $\text{SO}_4\text{-Ca}$ y finalmente Cl-Na a medida que se aproximan a los salares ubicados al oeste de la cuenca (Figura 3-2).

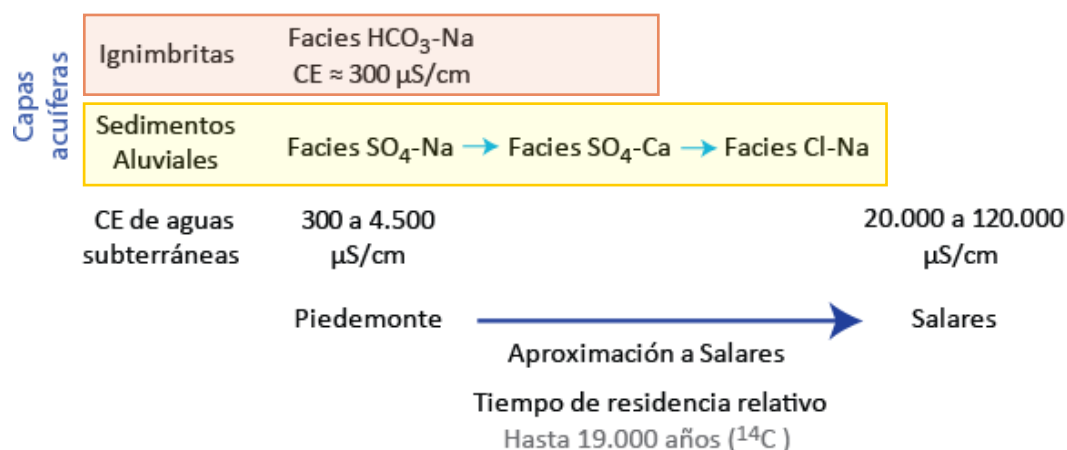


Figura 3-2: Resumen de características fisicoquímicas de las aguas subterráneas de la Pampa del Tamarugal (Aravena, 1995).

4 Metodología

4.1 Muestreo y procedimientos analíticos

El trabajo de muestreo de aguas se realizó en dos campañas de terreno, durante septiembre del 2016 y febrero del 2017. En la primera campaña de terreno se muestrearon 20 puntos de agua, de las cuales 2 corresponden a manantiales termales, 2 a pozos surgentes y 16 a pozos. En la segunda campaña de terreno se muestrearon 25 puntos de agua, de los cuales 3 corresponden a manantiales termales, 2 a pozos surgentes, 19 a pozos y 1 muestra de lluvia (Figura 5-1). En cada punto muestreado se midieron *in situ* la temperatura, la conductividad eléctrica, el pH y el Eh con un multiparámetro HQ40D. En terreno también se midió la concentración de sílice por fotometría con un Fotómetro Portable (Hanna HI96705; precisión $\pm 3\%$).

En cada punto se rellenaron 5 botellas de plástico HDPE de 125 ml, para análisis de aniones, cationes, bicarbonatos, elementos trazas e isótopos de ^{13}C . Para los análisis de aniones, cationes y trazas las muestras fueron filtradas con filtro de 0,45 μm . Además, para cationes y elementos trazas las muestras se acidificaron con ácido nítrico Suprapur®. Finalmente, para los análisis de bicarbonatos e isótopos estables se tomaron muestras sin filtrar, ni acidificar.

Los elementos mayores, menores y trazas se analizaron en el laboratorio de geoquímica de fluidos del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA). Las concentraciones de Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , F y Br se determinaron a través de cromatografía iónica, utilizando un Cromatografo Iónico Dionex ICS 2100 con un límite de detección de 0,03 mg/L. Los contenidos de Na^+ , K^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2} se midieron mediante espectrometría de absorción atómica, utilizando un Espectrómetro de Absorción Atómica Perkin-Elmer Pinaacle 900F con límites de detección de 0,05, 0,12, 0,15 y 0,003 mg/L, respectivamente.

Los elementos trazas se analizaron a través de espectrometría de masas utilizando un Espectrometrómetro de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (Thermo iCAP Q). Finalmente, los análisis de bicarbonato se realizaron mediante titulación volumétrica usando el método propuesto por Giggenbach y Goguel (1989).

Los análisis de isótopos de ^{13}C se realizaron en la Estación Experimental de Zaidín (CSIC, España), mediante un Espectrómetro de Masas Finning Delta Plus XL. Los errores de medición fueron de $\pm 0,05\%$ para las mediciones de $\delta^{13}\text{C}$.

4.2 Tratamiento de análisis químicos

Error analítico

Para validar los análisis químicos de las muestras obtenidas, se verifica que sus componentes mayoritarios se encuentren en equilibrio electroquímico: es decir, que la suma de cargas de sus componentes positivos iguale a la suma de cargas de sus componentes negativos. Esto se expresa de la siguiente forma:

$$r(\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}) = r(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + 2 \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+) \quad (r = \text{meq/L})$$

Mediante la fórmula:

$$\text{Error (\%)} = 100 * \frac{(\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones})}{(\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones})} \quad \text{Custodio y Llamas (1983)}$$

se obtiene el error asociado a la muestra, es decir, su desviación del equilibrio electroquímico. Para este estudio, se considera un error aceptable menor al 6%. Todas las muestras analizadas muestran un error aceptable (Tabla 5-1).

Diagrama Piper

Los diagramas de Piper representan una manera simple de clasificar las aguas de acuerdo con los iones mayoritarios presentes en el agua. La clasificación Piper resulta de la proyección de dos triángulos separados, que representan la concentración relativa en mEq/L (%) de cationes y aniones respectivamente. Estas concentraciones son proyectadas en un campo central romboidal, donde se integran los datos de cationes y aniones, indicando a qué grupo de agua pertenece la muestra.

Los cationes utilizados para determinar las familias de agua fueron Ca^{2+} , Mg^{2+} y $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$, mientras que para los aniones se representó $(\text{CO}_3^{2+} + \text{HCO}_3^{2-})$, SO_4^{2-} y Cl^- . Las muestras analizadas de ambas campañas de terreno fueron graficadas en 2 diagramas Piper.

Diagramas de cajas

Los diagramas de caja y bigotes son una herramienta estadística útil para visualizar una variable cuantitativa según su distribución en cuatro cuartiles. Los datos fisicoquímicos de conductividad eléctrica, temperatura y pH de las aguas subterráneas se presentan en estos diagramas.

Gráficos Binarios

Los gráficos binarios son diagramas sumamente utilizados para mostrar relaciones entre elementos químicos o parámetros fisicoquímicos. A partir de ellos, se pueden interpretar relaciones entre elementos, procesos fisicoquímicos en que han participado las aguas y el posible origen de los solutos disueltos.

Los elementos mayores, menores y trazas se han graficado en estos diagramas para conseguir interpretaciones hidrogeoquímicas.

4.3 Análisis estadístico multivariante

Los métodos estadísticos multivariantes han sido ampliamente utilizados con el objetivo de identificar grupos geoquímicos y establecer los principales procesos fisicoquímicos que controlan las características de las aguas estudiadas (Cloutier *et al.*, 2008; Daniele *et al.*, 2008; Negri *et al.*, 2018a). En este trabajo desarrollaremos los métodos de análisis de conglomerados jerárquicos (ACJ) y el análisis factorial (AF).

El ACJ permite agrupar las variables, según su grado de similitud que muestran en una matriz de correlaciones. Las variables con mayor similitud se agrupan primero, utilizando la menor diferencia y así sucesivamente usando una regla de enlace hasta que se hayan clasificado todos los datos. El resultado de este agrupamiento se visualiza en un dendograma, donde se ubican los grupos vinculados jerárquicamente, de manera que el alto de las ramas indica el grado de la similitud entre las variables estudiadas.

El AF es una técnica que permite reducir la dimensionalidad de las variables para encontrar grupos homogéneos de variables que representen la mayor varianza de las muestras estudiadas. Las variables de un conjunto o factor se relacionan mucho entre sí, e inicialmente forman grupos independientes de otros. La interpretación geoquímica de cada conjunto entrega los procesos fisicoquímicos más probables que describan las características hidrogeoquímicas de las muestras estudiadas.

4.4 Simulaciones geoquímicas

La modelación geoquímica tiene como objetivo crear modelos teóricos de las reacciones que pueden explicar las características del agua y de la roca huésped. Los modelos son una representación simplificada de las condiciones reales. Para la creación de un modelo se reduce la complejidad de los sistemas naturales a niveles de abstracción adecuados. Las simulaciones geoquímicas en este trabajo se realizaron el programa *PHREEQC* (Parkhurst & Appelo, 1995).

Los cálculos geoquímicos que realizan los modelos hidrogeoquímicos se basan en las leyes de conservación de masa y en los principios que rigen el equilibrio químico. Dentro de la simulación numérica, actualmente existen dos tipos de modelos para describir las reacciones químicas: modelos directos y modelos inversos, y la aplicación de uno de ellos depende del objetivo del estudio. Para el modelo inverso, se parte de las composiciones de una solución inicial y una final, luego el modelo calcula las reacciones químicas que han ocurrido que han ocurrido en el medio físico entre estos dos puntos sobre una línea de flujo. Por otra parte, los modelos directos son útiles en sistemas con un alto nivel de incertidumbre respecto

a las características del medio, y se utilizan para hacer predicciones acerca del funcionamiento de un sistema.

5 Resultados e interpretación hidrogeoquímica

5.1 Facies hidrogeoquímicas

En el diagrama Piper (Figura 5-2 y Figura 5-4) de ambas campañas de terreno, las aguas muestreadas en el Oasis de Pica presentan cinco facies químicas principales: cloruradas sódicas (Cl-Na), bicarbonatadas sódicas ($\text{HCO}_3\text{-Na}$), sulfatadas cálcicas ($\text{SO}_4\text{-Ca}$), sulfatadas sódicas ($\text{SO}_4\text{-Na}$) y mixtas sódicas (mixta-Na), mientras que en la campaña del primer terreno también se reconoce un agua mixta (muestra n° 13). La distribución espacial de los puntos muestreados se muestra en el Figura 5-3 (campaña 2016) y en la Figura 5-5 (campaña 2017). Esta distribución presenta una relación con las facies hidrogeoquímicas que evidencia una circulación subterránea compleja.

Las aguas tipo Cl-Na (n°1 y 2) fueron muestreadas de dos pozos surgentes (Figura 5-1.a) ubicados al sur de Pica, los cuales se encuentran a 2,5 km de distancia entre ellos (Figura 5-3 y Figura 5-5). Las aguas del pozo de la muestra n°1 son utilizadas para riego. Las aguas del pozo de la muestra n°2 reciben un tratamiento y son mezcladas con aguas de otros pozos para ser usadas como agua potable. De la construcción del pozo n°1 no se tiene conocimiento técnico sobre él, en terreno solo se verifica que es un pozo cerrado sin mecanismo de bombeo. En tanto, el pozo n°2 es una noria de 50 cm de diámetro y de profundidad no conocida (Figura 5-1.a).

Las aguas $\text{HCO}_3\text{-Na}$ (n°3, 4 y 5) corresponden a tres manantiales ubicados en una zona específica del Oasis (Figura 5-3 y Figura 5-5) y surgen a través de fracturas horizontales y verticales en la Formación El Diablo. Estos manantiales alimentan las piscinas termales de Pica (llamadas *cochas*): Miraflores (n°3), Resbaladero (n°4, Figura 5-1.b) y Concova (n°5), y son utilizadas con fines balneológicos y para riego.

En tanto, las facies $\text{SO}_4\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Na}$, y mixtas-Na son aguas muestreadas de pozos y una galería ubicados en las localidades de Pica y Matilla (Figura 5-3 y Figura 5-5), y son utilizadas para el riego. Son las aguas más abundantes de la zona de estudio ($N_{(\text{SO}_4 \text{ y mixtas})}=19$ vs $N_{\text{total}}=24$ en la segunda campaña). Respecto a la información sobre los pozos, no se tienen datos de la mayoría de ellos respecto a su profundidad, ubicación de cribas, ni niveles dinámicos o estáticos del agua.

Las aguas muestreadas en ambas campañas de terreno no muestran cambios estacionales en sus facies químicas, a excepción de las muestras n°7 y 13, que varían de $\text{SO}_4\text{-Na}$ a Mixta-Na y de mixta a mixta-Na, respectivamente (Figura 5-2 y Figura 5-4). La regularidad de las características químicas de las aguas en las dos campañas de terreno se confirmará con los valores de los parámetros fisicoquímicos (Sec. 5.2) y elementos químicos (Sec 5.3 y Anexo A). Por lo cual el análisis e interpretación de este trabajo se realizará sobre los datos obtenidos en la segunda

campana, ya que presenta un muestreo más completo de las aguas subterráneas de la zona de estudio (N=20 en 2016 vs N=24 en 2017).

En el estudio de aguas subterráneas de Pica y la PdT, Aravena (1995) asocia las aguas $\text{SO}_4\text{-Ca}$ y $\text{SO}_4\text{-Na}$ a la parte este de la cuenca de la Pampa del Tamarugal y las interpreta como una circulación a través de acuíferos sedimentarios aluviales. En tanto, las aguas Cl-Na se asocian a circulaciones subterráneas cercanas a salares también a través de acuíferos sedimentarios aluviales, pero con un mayor tiempo de residencia. Finalmente, las aguas $\text{HCO}_3\text{-Na}$ se asocian en la Pampa del Tamarugal a circulaciones subterráneas a través de ignimbritas fracturadas del Mioceno Temprano (Aravena, 1995). De acuerdo con Aravena, y con la geoquímica de las aguas muestreadas, la circulación de las aguas subterráneas de Pica puede asociarse a las diferentes unidades estratigráficas (Fm. Azapa, Fm. Oxaya, Fm. El Diablo) según las características de sus facies geoquímicas.



Figura 5-1: Puntos de aguas en Pica y Matilla: a) Pozo surgente Chintaguay (n°2); b) Cocha Resbaladero (n°4); c) Pozo Comiña (n°15); d) Galería Matilla (n°24).

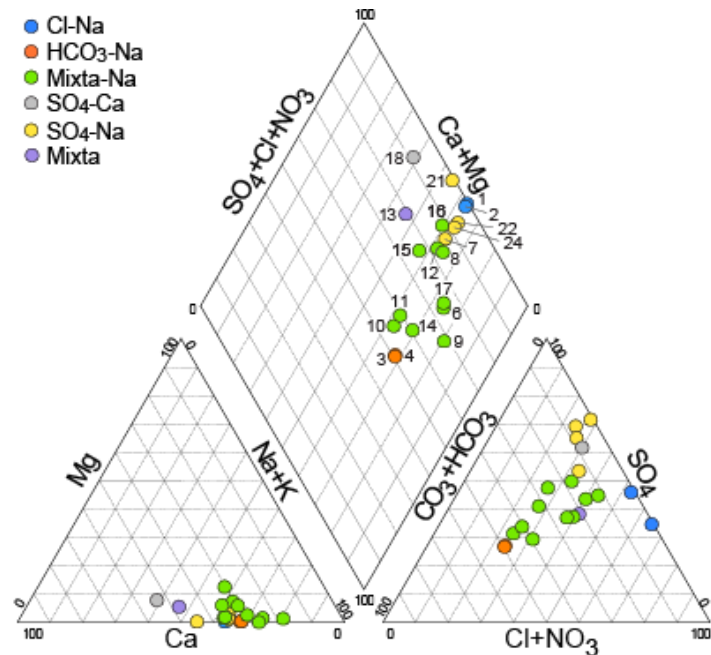


Figura 5-2: Diagrama Piper. En el terreno del 2016, se distinguen 6 facies químicas en las aguas subterráneas de Pica: Cl-Na (pozos surgentes), HCO₃-Ca (manantiales), SO₄-Ca, SO₄-Na, mixtas-Na y mixta (pozos).

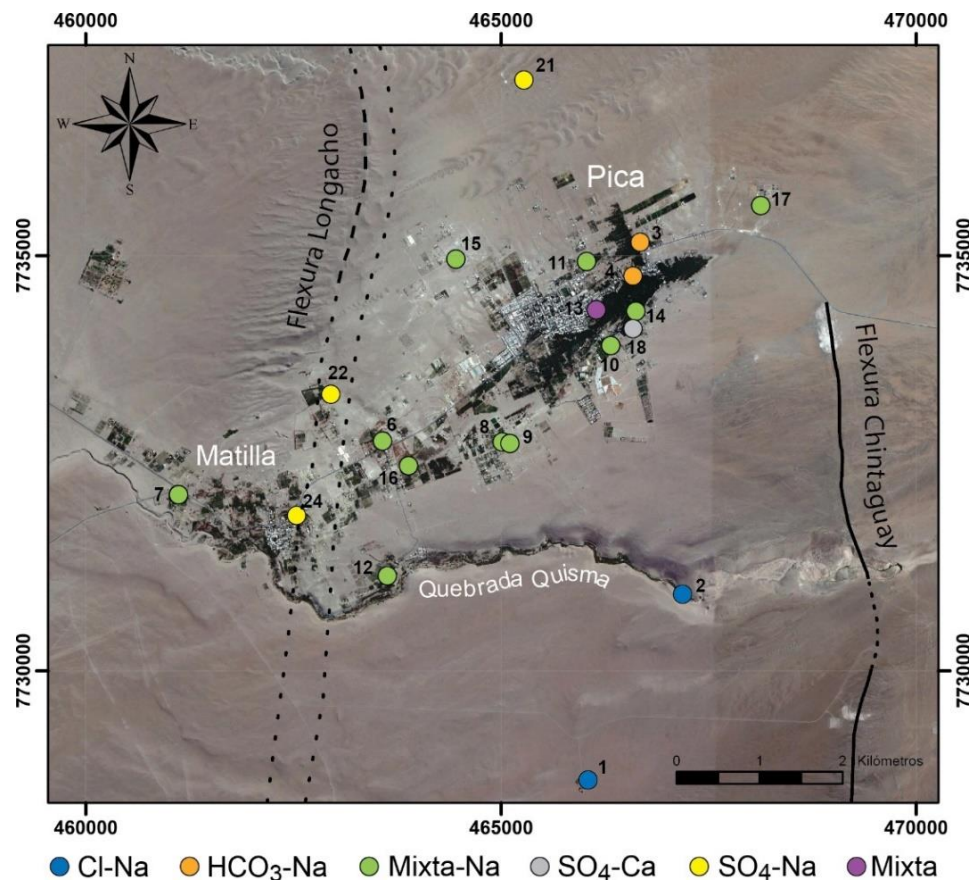


Figura 5-3: Distribución de los puntos de aguas en la campaña de terreno del 2016, representado según facies química correspondiente.

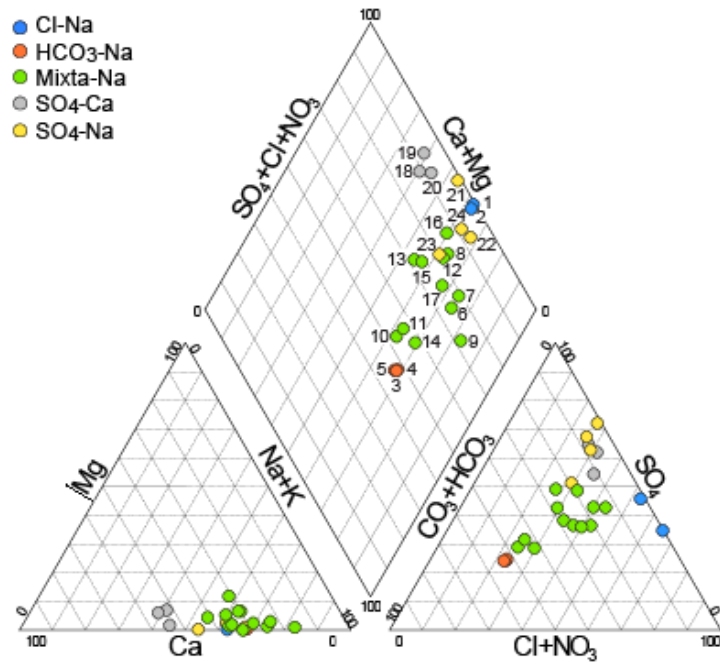


Figura 5-4: Diagrama Piper. En el terreno del 2017, se distinguen 5 facies químicas en las aguas subterráneas de Pica: Cl-Na (pozos surgentes), HCO₃-Na (manantiales), SO₄-Ca, SO₄-Na y mixta-Na (pozos).

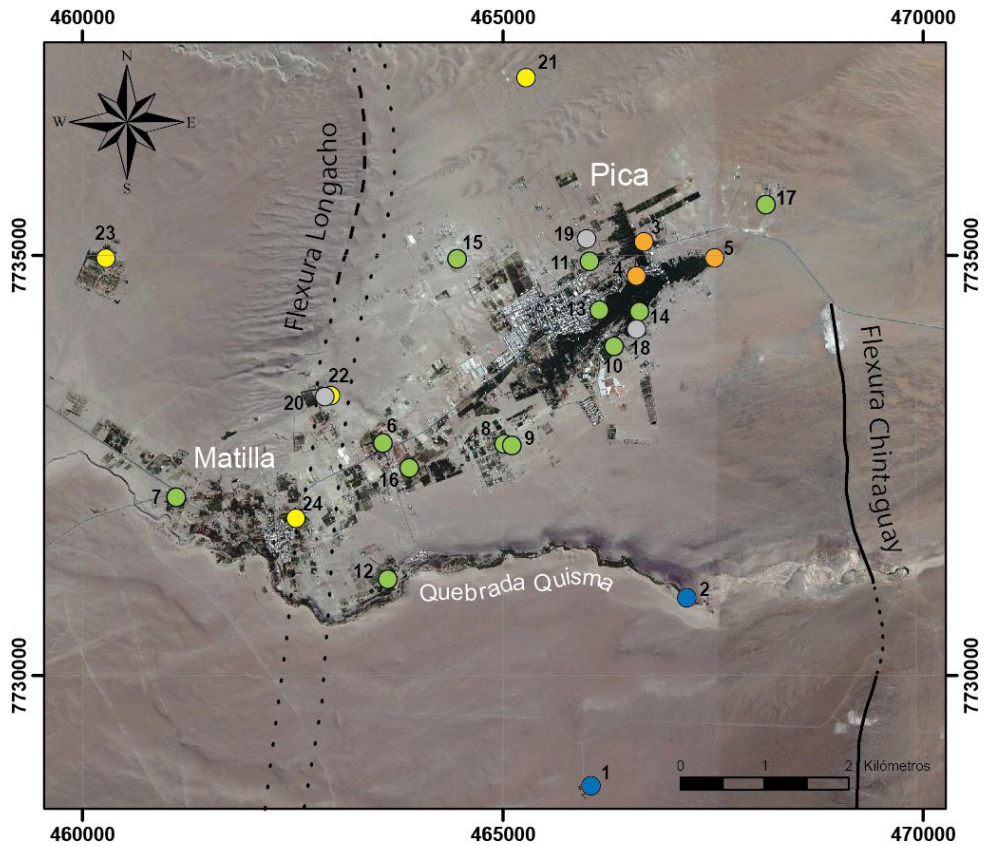


Figura 5-5: Distribución de los puntos de aguas en la campaña de terreno del 2017, representado según la facies química correspondiente.

5.2 Parámetros fisicoquímicos

Los parámetros fisicoquímicos medidos en terreno se muestran en la Tabla 5-1 (campaña 1) y el Anexo A (campaña 2). La conductividad eléctrica (CE) de las aguas varían entre 323 y 3990 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El rango de temperatura (T) es de 23,7 a 32,6 °C. El pH varía de 7,0 a 8,8.

5.2.1 Conductividad eléctrica

Se observa una relación entre las facies químicas de las aguas subterráneas y la CE en ambas campañas de terreno (Tabla 5-1 y Anexo A). Las aguas cloruradas sódicas (Cl-Na, muestras n°1 y 2) presentan los mayores valores de CE 3990 y 2430 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en la campaña 1, y 3920 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 2157 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en la campaña 2. Las aguas bicarbonatadas sódicas ($\text{HCO}_3\text{-Na}$; n°4, 5 y 6) presentan los menores valores de CE de la zona de estudio (Tabla 5-1 y Anexo A) entre 323 y 355 $\mu\text{S}/\text{cm}$ entre ambas campañas. Por otra parte, las aguas sulfatadas cálcicas ($\text{SO}_4\text{-Ca}$), sulfatadas sódicas ($\text{SO}_4\text{-Na}$) y mixtas sódicas (mixtas-Na) presentan valores de CE variables, con rangos entre 1770 a 3020, 1060 a 2010 y 400 a 2800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente.

5.2.2 Temperatura y pH

Como se ha observado en la CE (Sec. 5.2.1), las facies químicas de las aguas subterráneas también muestran una relación con la T (Tabla 5-1 y Anexo A). Las aguas con las mayores T corresponden a los pozos surgentes (Cl-Na) con $T_{promedio} \pm \sigma$ de $32,5 \pm 0,1^\circ\text{C}$, y a los manantiales ($\text{HCO}_3\text{-Na}$) con T de $30,5 \pm 0,4^\circ\text{C}$. Por otra parte, las otras aguas presentan una T promedio relativamente similar de $27,3 \pm 2,5^\circ\text{C}$ ($\text{SO}_4\text{-Ca}$); $27,5 \pm 1,3^\circ\text{C}$ ($\text{SO}_4\text{-Na}$) y $27,0 \pm 2,5^\circ\text{C}$ (Mixta-Na), a excepción de las muestras n°10 y 17 que presentan temperaturas de 30,8 y 31,6 °C, respectivamente.

Los valores de pH de las aguas de Pica muestran un rango que va desde neutros a levemente alcalinos, con valores entre 7,0 y 8,8 (Tabla 5-1 y Anexo A). En general se observa poca variación del pH en las aguas, donde las aguas $\text{HCO}_3\text{-Na}$ y Cl-Na muestran valores levemente más alcalinos.

Tabla 5-1: Parámetros fisicoquímicos y profundidad de circulación estimada de las aguas muestreadas en la campaña de terreno 2. BI: Balance iónico.

ID	Grupo	UTM E	UTM N	Fecha	Altura [m s.n.m.]	Facies geoquímica	CE [μS/cm]	T [°C]	pH	BI [%]	Profundidad estimada [m b.n.s.]
1	G1	466050	7728686	30-01-2017	1274	Cl-Na	3920	32,4	8,2	5,5	469,0
2	G1	467193	7730920	03-02-2017	1295	Cl-Na	2157	32,6	8,4	5,7	475,5
3	G2	466681	7735154	02-02-2017	1389	HCO ₃ -Na	323	30,9	8,2	3,7	420,6
4	G2	466592	7734746	28-01-2017	1363	HCO ₃ -Na	337	30,5	8,1	4,4	407,7
5	G2	467524	7734963	30-01-2017	1410	HCO ₃ -Na	328	30,2	8,0	5,9	398,1
6	G3	463577	7732763	04-02-2017	1274	Mixta-Na	710	27,9	8,0	3,0	117,4
7	G3	461119	7732117	31-01-2017	1163	Mixta-Na	1447	25,7	8,1	4,9	323,9
8	G3	465020	7732748	02-02-2017	1294	Mixta-Na	1230	26,3	8,0	0,7	252,9
9	G3	465114	7732731	02-02-2017	1296	Mixta-Na	446	28,7	8,4	6,0	272,3
10	G3	466324	7733914	01-02-2017	1343	Mixta-Na	413	30,8	7,5	5,3	349,7
11	G3	466038	7734923	04-02-2017	1346	Mixta-Na	406	24,5	8,0	5,2	417,4
12	G3	463635	7731141	02-02-2017	1213	Mixta-Na	2077	23,7	7,4	1,8	214,2
13	G3	466152	7734342	02-02-2017	1336	Mixta-Na	1434	25,5	7,5	4,5	188,4
14	G3	466627	7734327	12-02-2017	1363	Mixta-Na	849	29,4	7,1	1,1	246,5
15	G3	464463	7734954	05-02-2017	1300	Mixta-Na	642	23,9	7,9	3,5	372,3
16	G3	463894	7732464	05-02-2017	1265	Mixta-Na	2300	26,3	7,5	4,2	194,8
17	G3	468130	7735597	01-02-2017	1487	Mixta-Na	442	31,6	8,8	4,5	272,3
18	G3	466592	7734116	12-02-2017	1362	SO ₄ -Ca	2820	27,2	7,0	2,6	443,2
19	G3	466001	7735189	04-02-2017	1353	SO ₄ -Ca	1772	29,8	7,8	5,4	301,3
20	G3	462913	7733315	04-02-2017	1274	SO ₄ -Ca	2063	24,8	7,9	5,2	385,2
21	G3	465281	7737110	03-02-2017	1364	SO ₄ -Na	1967	29,1	8,2	3,3	223,9
22	G3	462929	7733324	04-02-2017	1256	SO ₄ -Na	1069	28,1	8,0	5,1	362,6
23	G3	460282	7735016	04-02-2017	1112	SO ₄ -Na	1347	25,6	7,5	5,3	330,3
24	G3	462526	7731873	31-01-2017	1219	SO ₄ -Na	1099	27,0	7,9	5,6	249,7

5.2.3 Evidencias fisicoquímicas de 3 grupos de aguas subterráneas

En la Figura 5-6 se muestran diagramas de caja con los valores de CE, T y pH de las aguas muestreadas en las dos campañas de terreno (a, b y c: campaña 1 y a', b' y c': campaña 2). Las facies hidrogeoquímicas (ver Sec. 5.1), sus características fisicoquímicas y piezométricas permiten distinguir las aguas muestreadas en 3 grupos (Figura 5-6):

- (i) El grupo 1 (G1) lo forman las aguas Cl-Na de los pozos surgentes, las cuales son más mineralizadas (entre 2157 y 3990 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y con mayor T;
- (ii) El grupo 2 (G2) lo forman las aguas $\text{HCO}_3\text{-Na}$, que son las menos mineralizadas ($339 \pm 16 \mu\text{S}/\text{cm}$) y con altas T; y
- (iii) El grupo 3 (G3) lo forman las aguas $\text{SO}_4\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Na}$ mixtas-Na con mineralización muy variables (campaña 1: $1291 \pm 1207 \text{ min vs max } \mu\text{S}/\text{cm}$; campaña 2: $1720 \pm 1300 \mu\text{S}/\text{cm}$), contenidas entre el G1 y G2 (Figura 5-6).

Además, según el gradiente termal local de $\sim 3,1 \text{ }^\circ\text{C}$ por 100 m, medido en el relleno sedimentario aluvial (Scheihing *et al.*, 2017), y la temperatura promedio anual de la superficie en el área de Pica ($17,9^\circ\text{C}$, DICTUC, 2006) es posible estimar una profundidad de circulación de las aguas muestreadas. Se distinguen que las aguas del G1 (Cl-Na) y del G2 ($\text{HCO}_3\text{-Na}$) se relacionan con circulaciones que ocurren en promedio a 470 m y 410 m de profundidad, respectivamente (Tabla 5-1). Por otra parte, las aguas del G3 ($\text{SO}_4\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Na}$ y mixta-Na) presentan profundidades de circulación variable con un promedio de $\sim 280 \pm 100 \text{ (min vs max)}$ m de profundidad, a excepción de las muestras n°10 y 17 que presentan profundidades de ~ 420 y ~ 440 m, respectivamente (Tabla 5-1). Las temperaturas y profundidades asociadas a las aguas del G3 indican un patrón promedio de circulaciones que ocurren a menos profundidad que las aguas de los grupos G1 y G2.

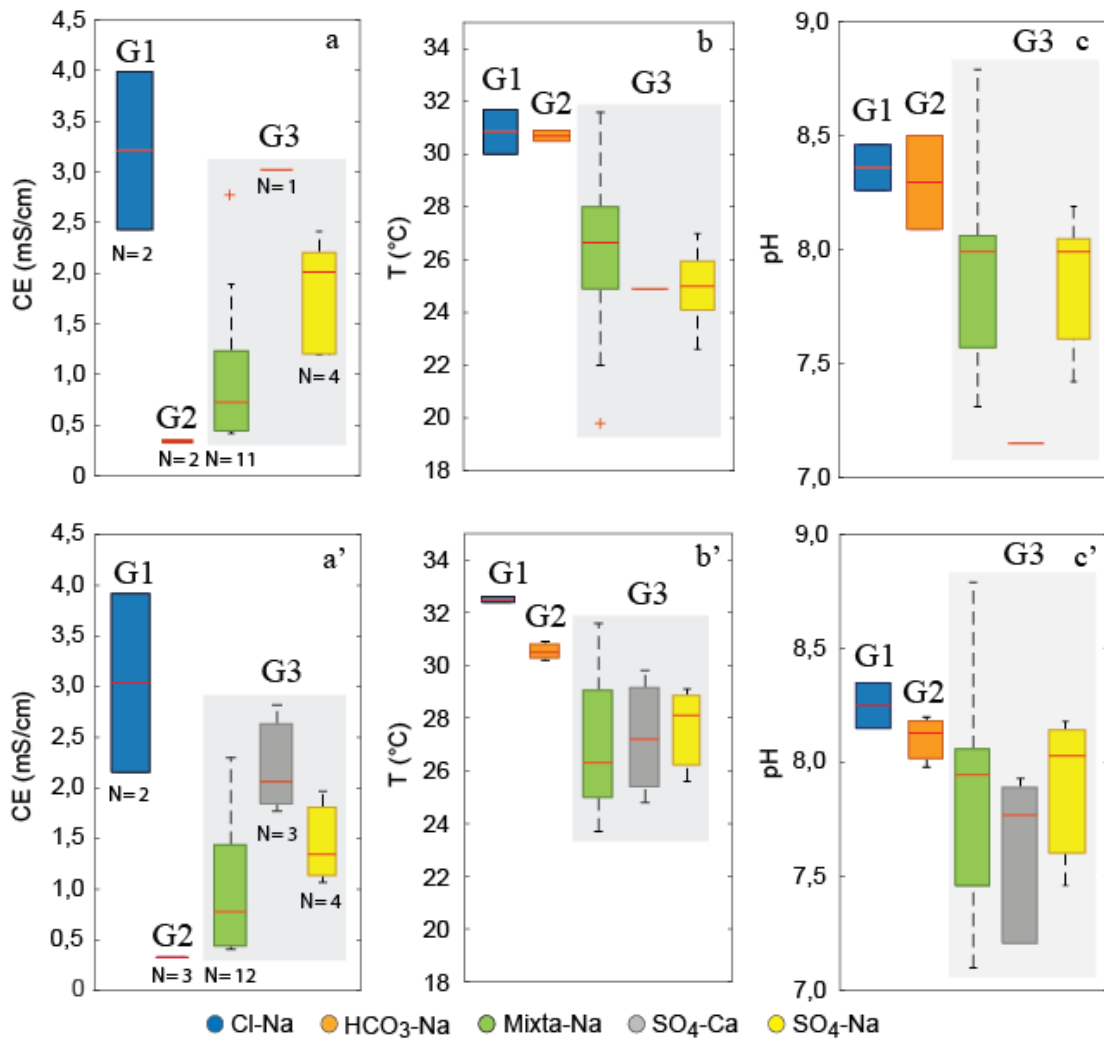


Figura 5-6: Diagramas de caja de parámetros CE, T° y pH, según facies hidrogeoquímicas de las aguas muestreadas en los terrenos realizados en septiembre del 2016 (a, b y c), y febrero del 2017 (a', b' y c').

5.3 Elementos mayores, menores y trazas

Las concentraciones de los elementos mayores, menores y trazas se muestran en la Tabla 5-2 (campaña 1) y Anexo A (campaña 2). Debido a que ambas campañas no muestran variaciones significativas en el análisis de sus aguas, desde este punto en adelante se mostrarán las características hidrogeoquímicas de la campaña 2 realizada en septiembre del 2017, ya que contempla un muestreo más completo de las aguas subterráneas de la zona de estudio (N=20 en 2016 vs N=24 en 2017). A continuación, se mostrarán los análisis de elementos mayores, menores y trazas e isótopos de ^{13}C .

Las concentraciones químicas fueron graficadas respecto a la temperatura, por el carácter termal de los manantiales y la importancia de ésta en los procesos fisicoquímicos, y al Cl, por considerarse un ion conservativo. La mayoría de los elementos y compuestos no muestran relación con la temperatura (Anexo B y C), por ejemplo el Cl y el Ca (Figura 5-7), a excepción del bicarbonato (HCO_3^-) y sílice (SiO_2) que presentan una correlación inversa (Figura 5-7). Por lo tanto, las concentraciones químicas serán graficadas respecto al Cl, ya que permite observar mejor los cambios hidrogeoquímicos en las muestras analizadas.

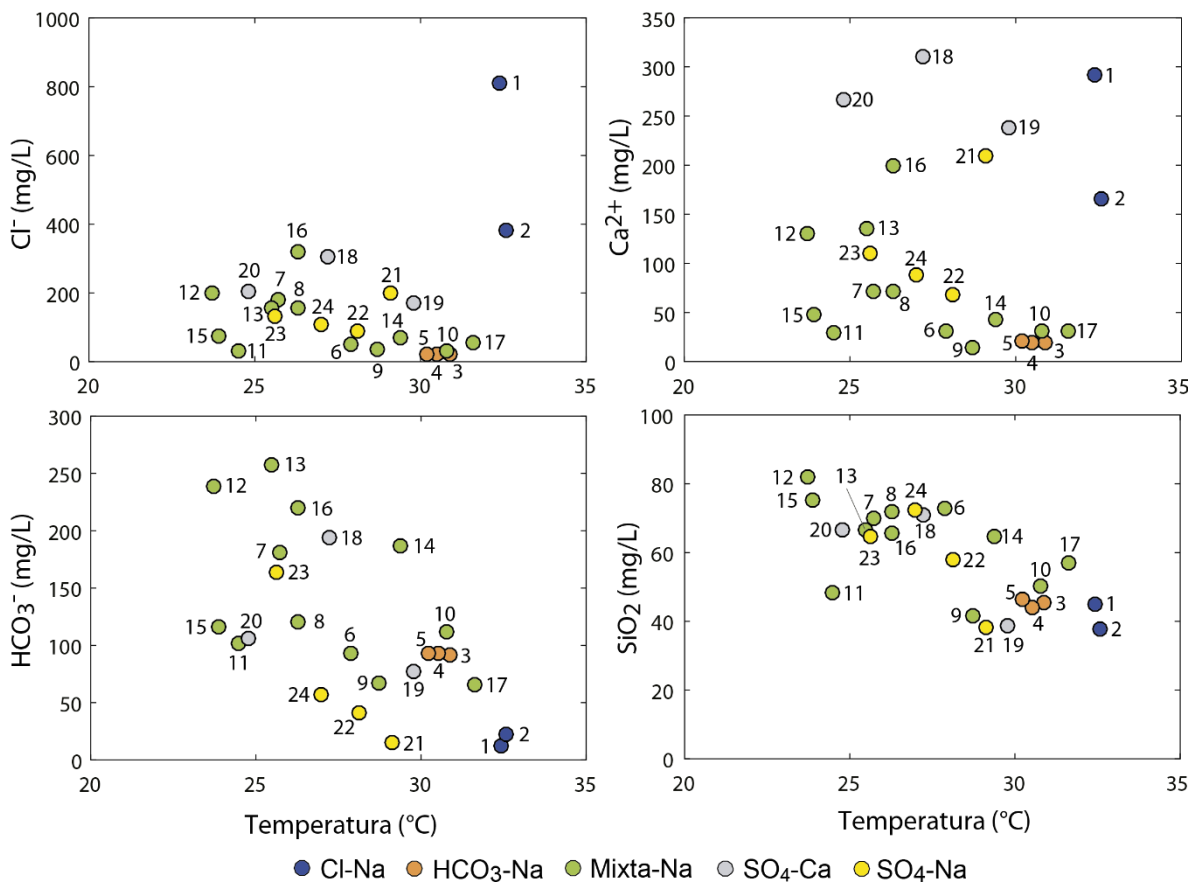


Figura 5-7: Concentraciones de Cl, Ca, HCO₃ y SiO₂ en las aguas subterráneas respecto de la temperatura.

Tabla 5-2: Análisis químicos de las aguas muestreadas en la campaña de terreno 2.

ID	Grupo	Facies geoquímica	Cl [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]	NO ₃ [mg/L]	Na [mg/L]	K [mg/L]	Ca [mg/L]	Mg [mg/L]	BI [%]	Sílice [mg/L]	B [mg/L]	Li [mg/L]	F [mg/L]	Br [mg/L]	As [mg/L]	Zn [mg/L]	Mo [mg/L]	PO ₄ [mg/L]	r(Na) r(Cl)	δ ¹³ C ‰ [VPDB]
1	G1	Cl-Na	810,0	577,0	12,4	0,87	561,0	7,28	292,0	1,00	5,5	45,0	6,957	0,387	1,23	1,44	0,011	<0,004	0,008	<0,20	1,07	-12,47
2	G1	Cl-Na	384,0	451,0	22,9	1,45	327,0	15,00	165,0	4,96	5,7	37,5	7,678	0,379	1,77	0,82	0,021	0,046	0,007	<0,20	1,31	-13,36
3	G2	HCO ₃ -Na	21,4	33,2	91,5	2,66	47,9	0,80	19,2	0,08	3,7	45,5	0,367	0,036	0,15	0,07	0,004	0,036	0,002	<0,10	3,45	-7,34
4	G2	HCO ₃ -Na	22,1	34,3	92,8	2,80	49,6	0,92	19,9	0,12	4,4	44,0	0,370	0,037	0,15	0,07	0,004	0,014	0,001	<0,10	3,46	-8,21
5	G2	HCO ₃ -Na	21,5	33,0	93,0	2,51	49,8	0,76	20,7	0,09	5,9	46,5	0,363	0,036	0,16	0,07	0,004	0,018	0,002	<0,10	3,57	-8,50
6	G3	Mixta-Na	52,5	142,0	93,1	4,10	107,0	4,64	31,7	1,03	3,0	73,0	0,837	0,081	0,62	0,17	0,036	0,042	0,005	<0,20	3,14	-12,30
7	G3	Mixta-Na	182,0	247,0	180,8	54,00	262,0	7,67	71,6	5,36	4,9	70,0	2,402	0,161	0,83	0,48	0,033	0,024	0,008	<0,20	2,22	-8,02
8	G3	Mixta-Na	158,0	240,0	121,1	14,50	168,0	9,55	71,0	9,28	0,7	72,0	1,045	0,140	0,20	0,62	0,014	<0,001	0,005	<0,20	1,64	-10,01
9	G3	Mixta-Na	38,1	78,4	66,5	4,04	81,9	2,06	14,5	0,50	6,0	41,5	0,925	0,047	0,40	0,08	0,015	0,007	0,005	<0,10	3,31	-10,82
10	G3	Mixta-Na	30,7	55,2	112,0	5,15	62,4	1,12	31,6	0,75	5,3	50,0	0,533	0,048	0,18	<0,03	0,005	0,021	0,003	<0,10	3,13	-10,17
11	G3	Mixta-Na	30,1	57,8	101,0	6,62	60,9	1,13	29,9	0,88	5,2	48,5	0,570	0,045	0,17	<0,03	0,005	0,012	0,003	<0,10	3,12	-9,50
12	G3	Mixta-Na	201,0	478,0	239,4	60,40	302,0	10,80	131,0	16,60	1,8	82,0	3,238	0,164	0,71	0,40	0,041	0,024	0,016	<0,20	2,32	-12,43
13	G3	Mixta-Na	157,0	276,0	257,8	34,30	202,0	5,28	135,0	8,74	4,5	66,5	2,381	0,104	0,20	0,62	0,008	0,041	0,006	<0,20	1,98	-13,02
14	G3	Mixta-Na	68,6	98,8	186,7	13,20	116,0	4,47	42,3	2,09	1,1	64,5	0,839	0,068	0,20	0,25	0,011	0,072	0,005	<0,20	2,61	-12,55
15	G3	Mixta-Na	76,5	128,0	115,8	33,50	98,3	7,07	48,6	11,10	3,5	75,0	0,631	0,077	0,18	0,15	0,008	0,069	0,003	<0,10	1,98	-9,72
16	G3	Mixta-Na	320,0	534,0	219,5	151,00	383,0	14,40	200,0	18,10	4,2	65,5	2,321	0,290	0,63	1,04	0,031	<0,002	0,014	<0,20	1,85	-8,92
17	G3	Mixta-Na	53,5	77,0	65,3	16,10	73,5	3,65	31,8	<0,001	4,5	57,0	0,350	0,040	0,21	0,06	0,006	0,013	0,006	<0,10	2,12	-8,93
18	G3	SO ₄ -Ca	304,0	729,0	193,9	71,00	272,0	10,40	310,0	24,90	2,6	71,0	10,392	0,204	0,24	0,46	0,028	0,063	0,018	<0,20	1,38	-11,07
19	G3	SO ₄ -Ca	173,0	571,0	77,3	76,70	188,0	7,00	238,0	15,40	5,4	38,5	4,218	0,128	0,08	0,50	0,003	0,137	<0,00001	<0,20	1,68	-10,92
20	G3	SO ₄ -Ca	203,0	687,0	106,0	27,80	247,0	9,80	267,0	4,71	5,2	66,5	2,471	0,168	0,69	0,42	0,020	0,026	0,008	<0,20	1,88	-10,44
21	G3	SO ₄ -Na	200,0	733,0	14,6	0,15	279,0	5,22	209,0	0,65	3,3	38,0	4,482	0,269	2,50	0,42	0,042	<0,002	0,016	<0,20	2,15	-11,77
22	G3	SO ₄ -Na	87,4	314,0	41,8	3,70	164,9	6,54	68,5	1,27	5,1	58,0	1,930	0,110	1,10	<0,03	0,038	0,013	0,011	<0,20	2,91	-11,53
23	G3	SO ₄ -Na	134,0	335,0	163,7	14,10	210,0	7,40	111,0	4,69	5,3	64,5	2,340	0,151	0,64	0,30	0,026	0,020	0,006	<0,20	2,42	-9,89
24	G3	SO ₄ -Na	108,0	332,0	56,7	10,70	177,0	6,91	88,3	1,79	5,6	72,5	1,842	0,127	0,78	0,23	0,028	<0,001	0,011	<0,20	2,53	-9,54

5.3.1 Elementos mayores

Los elementos y compuestos con mayor presencia en las aguas de la zona se muestran en los diagramas representados en la Figura 5-8.a-d. Los diagramas ion vs Cl⁻ nos permitirán interpretar posibles fuentes y/o identificar diferentes procesos hidrogeoquímicos.

El Cl varía de 21,4 a 810,0 mg/L (0,6 - 22,8 mEq/L), mostrando las menores concentraciones en las aguas HCO₃-Na, y las concentraciones mayores en las aguas Cl-Na.

El Na varía de 47,9 a 561,0 mg/L (2,08 - 24,40 mEq/L), y muestra una relación lineal positiva frente al Cl⁻ (Figura 5-8.a). En esta relación, las aguas tipo HCO₃-Na se ubican en el extremo menos mineralizado, mientras que las aguas Cl-Na se ubican en el extremo más mineralizado.

Las concentraciones de Ca varían de 14,5 a 310,0 mg/L (0,72 - 15,47 mEq/L). El Ca muestra dos relaciones lineales positivas al aumentar el Cl⁻ (Figura 5-8.b), donde un patrón está dominado por las aguas Cl-Na y algunas aguas mixtas-Na, y otra tendencia por las facies SO₄-Ca y SO₄-Na.

En relación con los aniones, el SO₄ varía de 33,0 a 733,0 mg/L (0,69 - 15,26 mEq/L). En el gráfico SO₄ versus Cl (Figura 5-8.c), se observan dos tendencias lineales positivas, formadas, por una parte, por las aguas de facies sulfatadas (SO₄-Ca y SO₄-Na), y otra por las aguas tipo Cl-Na.

Respecto al HCO₃, las concentraciones varían de 14,6 a 257,8 mg/L (0,2 - 4,2 mEq/L). Se pueden observar al menos 2 agrupaciones (Figura 5-8.d): la primera compuesta por las muestras n°1, 2 (Cl-Na) y 21 que presentan bajas concentraciones ([HCO₃] < 22,9 mg/L); y luego, el resto de las aguas que no muestran un patrón definido, a excepción de las aguas de facies SO₄-Ca, junto a las muestras n°16 (mixta-Na), 22 y 24 (SO₄-Na).

Otra componente mayor en las aguas subterráneas es la SiO₂, que presenta concentraciones de 37,5 a 82,0 mg/L. Las aguas Cl-Na, HCO₃-Na y las muestras n°9, 19 y 21 muestran los menores valores ([SiO₂] < 48,5 ppm), mientras que el resto de los puntos tienen concentraciones desde 48,5 a 82,0 mg/L (Figura 5-8 y Figura 5-9).

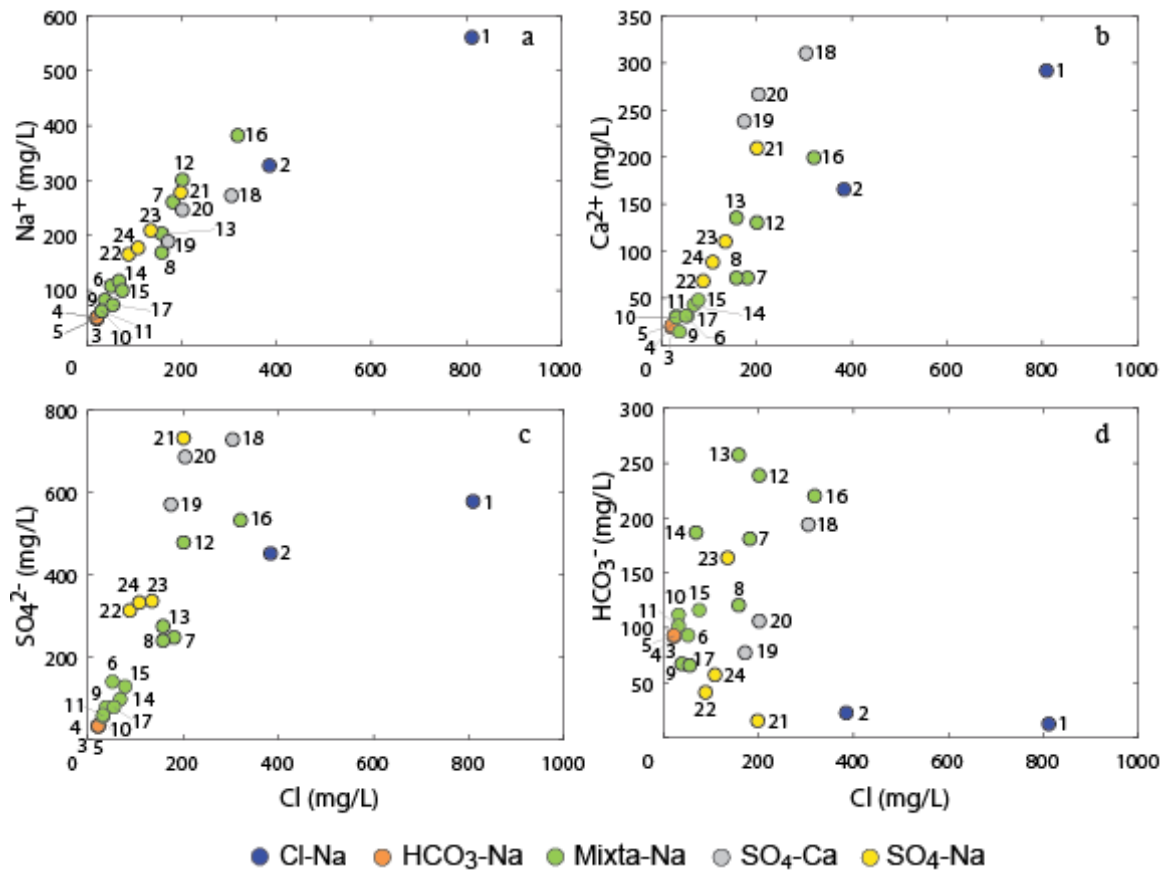


Figura 5-8: Diagramas binarios de iones mayoritarios versus Cl medidos en las aguas subterráneas de Pica durante la campaña del 2017.

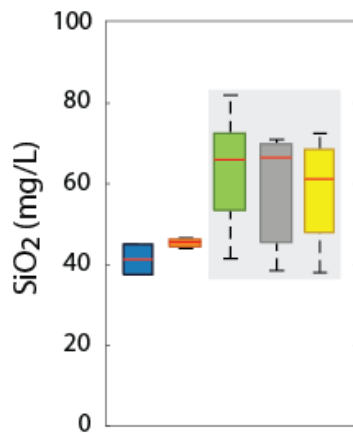


Figura 5-9: Concentraciones de sílice en las aguas de Pica.

En general, en lo que se refiere a iones mayoritarios, las diferentes facies hidrogeoquímicas muestran tendencias que permitirán interpretar diferentes fuentes de los iones disueltos y procesos hidrogeoquímicos que controlan la química de las aguas. La relación positiva que muestra el Na respecto del Cl podría asociarse con procesos de disolución de evaporitas (halita) asociada al contexto de hiperaridez de la zona de estudio. Las relaciones que muestran los iones Ca y SO₄ respecto al Cl

sugieren más de una fuente de Ca y SO₄. En cambio, en el caso del HCO₃, no se muestra una relación clara respecto al Cl, observándose un incremento en este ion no relacionado con la salinidad.

Para poder distinguir las posibles fuentes de estos iones disueltos en las aguas se usarán diagramas y razones iónicas usando unidades de concentración diferentes: mEq/L (r), para poder analizar según los moles equivalentes por carga iónica de los solutos; o en mmol/L, para analizar las relaciones de solutos disueltos en el agua según las reacciones químicas de las fases mineralógicas involucradas.

En la Figura 5-10.a se observa un exceso de Na respecto al Cl en todas las muestras de agua, pero algunas de estas se ubican más cercanas a la línea 1:1 que indica una fuente en común relacionada a la disolución de halita. Como se vió en la Figura 5-8, tanto el Ca como el SO₄ presentan tendencias parecidas con respecto al Cl. En la Figura 5-10.b los puntos de agua se alinean bastante bien a la recta estequiométrica 1:1 de rCa/rSO₄ haciendo suponer que el origen de estos dos iones es, de manera general, común para ambos y se relaciona con procesos de disolución de yeso o anhidrita.

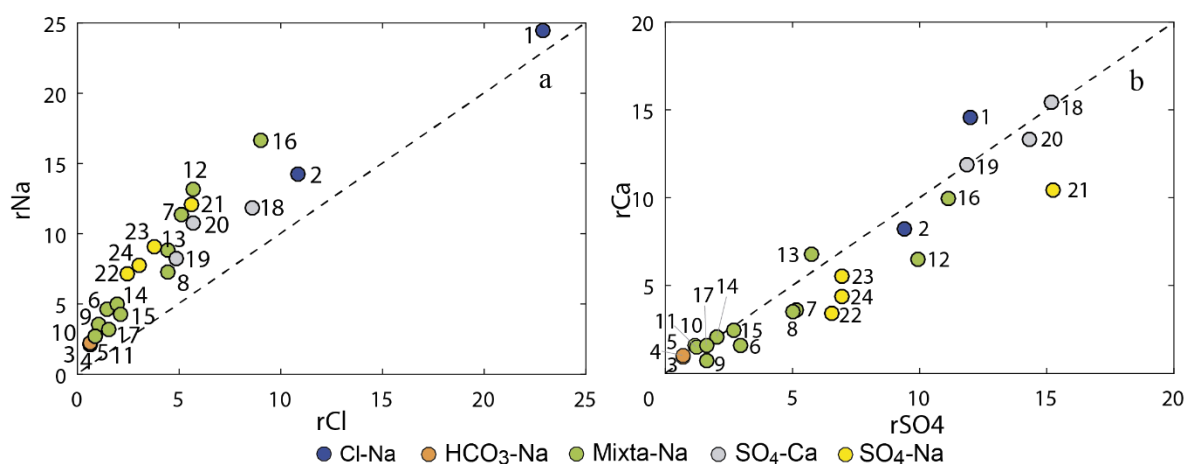


Figura 5-10: Relaciones entre rNa;rCl y rCa:rSO₄ en unidades de mEq/L (r). La relación 1:1 entre los solutos indican una fuente en común.

La razón rNa/rCl es un buen trazador para identificar el origen de los solutos. Los valores de esta razón varían de 1,07 a 3,57. En la Figura 5-11.a, se observa que la razón rNa/rCl decrece exponencialmente con el aumento del Cl desde las aguas de facies HCO₃-Na (G2) a las Cl-Na (G1). Donde las aguas más mineralizadas muestran una relación rNa/rCl cercana a 1 (1,07 y 1,31, para las muestras n°1 y 2, respectivamente), y el resto de los puntos valores mayores a 1,37, mostrando un exceso de Na⁺ sobre el Cl⁻ llegando a valores rNa/rCl=3,57.

Razones rNa/rCl mayores a 1 (Figura 5-11.a), pueden interpretarse como un exceso de Na liberado de la meteorización de silicatos (Meybeck, 1987). Mientras que razones rNa/rCl cercanas a 1, son atribuidas a disolución de halita. El amplio rango de valores de rNa/rCl de las aguas sugiere diferentes procesos que controlan

el quimismo de las aguas subterráneas de Pica, en especial de las aguas Cl-Na (G1) y HCO₃-Na (G2).

En la Figura 5-11.b, la mayoría de las muestras de agua se ubican bajo el valor rCa/rSO₄=1 con exceso de SO₄ respecto del Ca, y otro grupo de muestras ubica sobre el valor 1. Las aguas Cl-Na (n°1 y 2), algunas mixtas-Na (n°14, 15, 16 y 17) y las SO₄-Ca (n°18, 19 y 20) se ubican alrededor de la razón igual a 1. Es decir que, las aguas del G1 presentan valores mayores y menores de 1, mientras que el G2 se aleja de este valor. La relación estequiométrica cercana a 1 sugiere que existe una fuente común de estos solutos, que en el contexto del área de estudio podría asociarse a la disolución de yeso y/o anhidrita. Sin embargo, cabe destacar que las relaciones de estos iones con el Cl (Figura 5-11.b) muestran dos tendencias con el incremento de la salinidad. En general la razón rCa:rSO₄ aumenta acercándose hacia el 1 a medida que aumenta el Cl, a excepción de las aguas HCO₃-Na y dos muestras mixtas-Na (n°10 y 11). Mientras los puntos sobre el valor 1 tienen mayor concentración de Ca respecto el SO₄ a baja salinidad.

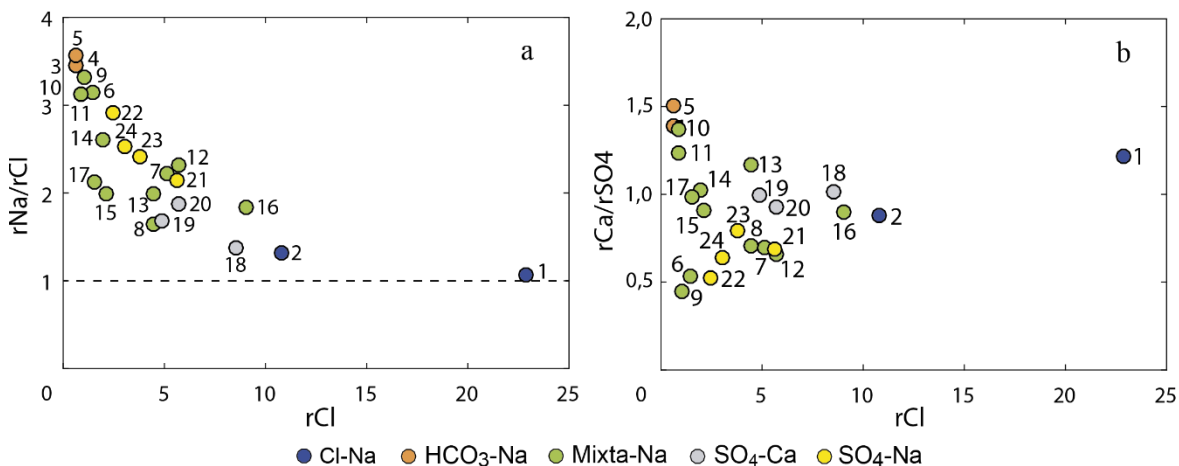
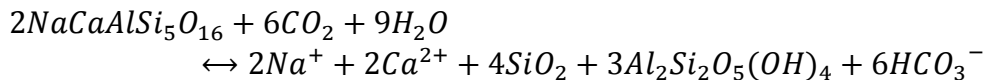
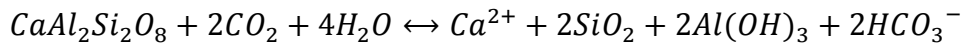
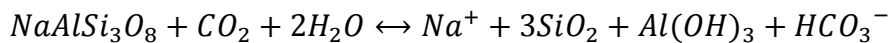


Figura 5-11: Razones iónicas rNa/rCl y rCa/rSO₄ vs rCl (r = mEq/L). En el gráfico a, la línea segmentada representa la razón rNa/rCl=1.

Una posible fuente para los cationes Na y Ca, podría ser la meteorización de silicatos. Esta posible fuente puede ser corroborada analizando las relaciones entre los iones Na vs HCO₃ y Ca vs HCO₃ en función de las reacciones químicas de hidrólisis de algunas plagioclasas (albita, anortita y plagioclasas de composición intermedia), que se muestran a continuación y definen las relaciones estequiométricas entre los iones considerados:



En base a estas ecuaciones, la relación Ca vs HCO_3 y Na vs HCO_3 , depende de la composición de la plagioclasa. En el caso de Ca y HCO_3 esta sería igual a 1:2 ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) o 1:3 ($\text{NaCaAlSi}_5\text{O}_{16}$), mientras que para Na y HCO_3 sería 1:1 ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) o 1:3 ($\text{NaCaAlSi}_5\text{O}_{16}$).

En la Figura 5-12a, Figura 5-12.b y Figura 5-12.c, se representan las concentraciones iónicas y las líneas estequiométricas asociadas a la disolución de plagioclasa. En todos los casos se observa que la mayoría de las muestras tiene un exceso de cationes con respecto a las líneas trazadas. Esta pauta indica que los cationes considerados proceden de diferentes minerales y, no solo de la plagioclasa, y en el caso del Na tampoco de la halita (Figura 5-12.b). Esto es válido especialmente para las muestras que están más alejadas de las líneas consideradas.

Las aguas del Cl-Na, algunas aguas mixtas-Na (n°10, 11, 13, 14 y 15) y una SO_4 -Na (n°18) se ubican cerca de las rectas 1:1 de la razón molar (Na-Cl)/ HCO_3 o muy cerca de ella (Figura 5-12.c), indicando para estas aguas que el Na, al restar la parte molar proporcional a la halita, y el HCO_3 tiene su origen en la meteorización de albita. En tanto, en la Figura 5-12.b, las aguas HCO_3 -Na y algunas aguas mixtas-Na (n° 6, 9, 10, 11, 14, y 17) se ubican cercanas a las rectas 1:2 y 1:3 de la razón molar Ca/ HCO_3 (Figura 5-12b). Estas relaciones indicarían que el origen del Ca y HCO_3 provendrían de la meteorización de anortita y plagioclasas de composición intermedia. En tanto, el resto de los puntos que se alejan de estas relaciones sugieren fuentes distintas de Na y Ca, como disolución de evaporitas y sulfatos. Sin embargo, existe un exceso de Na que no se relaciona ni con el Cl y ni el HCO_3 (Figura 5-12.b), sugiriendo otro origen para el Na.

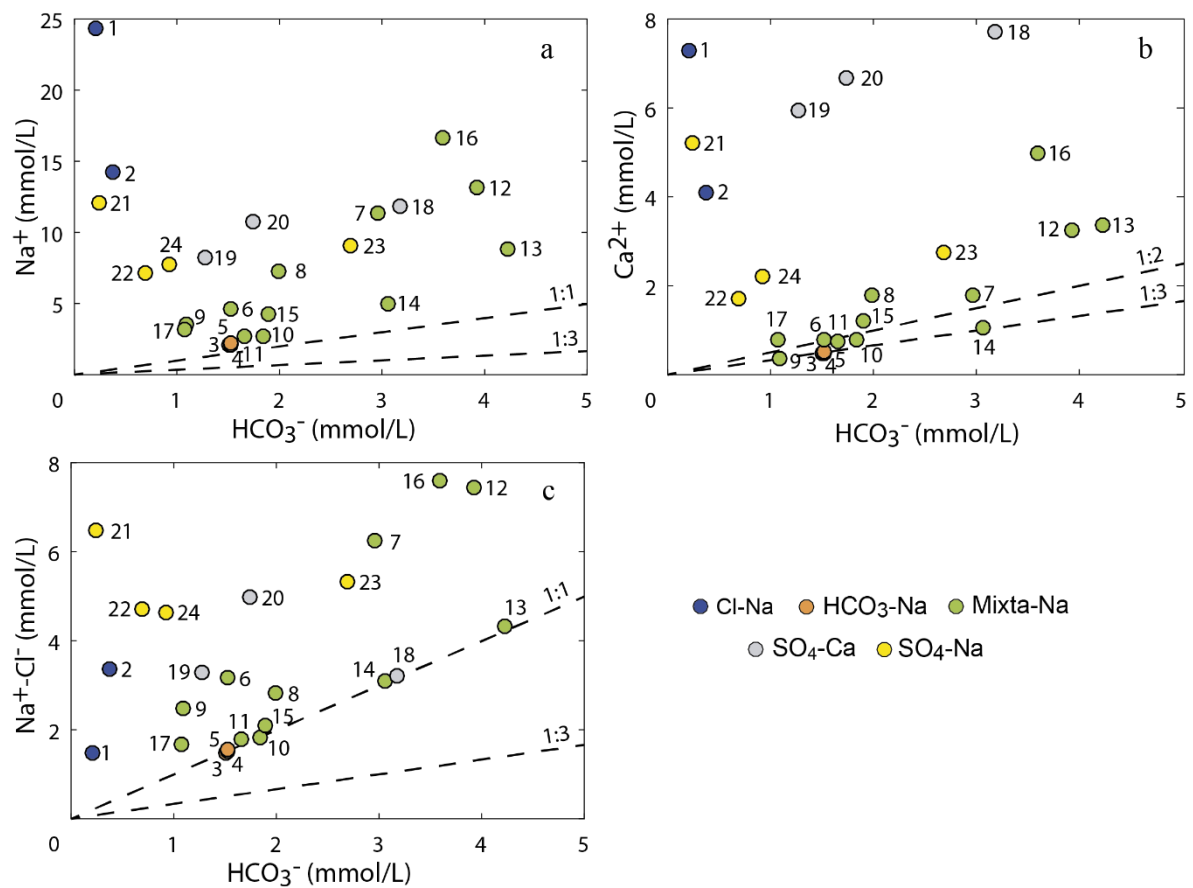


Figura 5-12: Relaciones entre Na:HCO₃, Ca:HCO₃ y (Na-Cl):HCO₃ en unidades de mmol/L. En los gráficos a y c, las líneas con relaciones 1:1 y 1:3 de los solutos representan procesos de meteorización de albita y plagioclasa intermedia, respectivamente. En el gráfico b, las relaciones 1:2 y 1:3 representan procesos de meteorización de anortita y plagioclasa intermedia, respectivamente.

Las aguas del G1 son las aguas más mineralizadas, sin embargo, las que tienen menores concentraciones de HCO₃ y SiO₂ (Tabla 5-1, Figura 5-8.d y Figura 5-9). La disolución de halita sería el principal proceso que controlaría su química.

En tanto, las aguas del G2 se ubican en el extremo menos mineralizado en la mayoría de las relaciones con el Cl, son las que se sitúan en correspondencia de las líneas estequiométricas definidas para las plagioclasas, por tanto, la meteorización de silicatos sería el principal proceso que controla la química de estas aguas.

Las muestras del G3 son más complejas de interpretar ya que se distribuyen de manera menos constante en los gráficos analizados mostrando que no se diferencia claramente una fuente principal de iones. Las aguas SO₄-Ca muestran una clara correlación entre Ca y SO₄, sugiriendo que la disolución de yeso o anhidrita es importante para el quimismo de estas aguas. Las aguas mixtas-Na muestran relaciones rCa/rSO₄, Na, Ca y HCO₃ que apuntan a procesos de disolución de yeso y/o anhidrita y meteorización de silicatos. Finalmente, las aguas SO₄-Na no muestran un claro proceso que controla su química.

Cabe destacar las concentraciones importantes de SiO₂ que muestran todas las aguas estudiadas, lo cual evidenciaría la interacción con las capas acuíferas de la zona (Formaciones Azapa, Oxaya y El Diablo). Donde el relleno de la Depresión Central se describe principalmente como una cobertura siliciclástica y volcánica (Farías *et al.*, 2005; Blanco *et al.*, 2012; Nester & Jordan, 2012; Labbé, 2016; Labbé *et al.*, 2019).

5.3.2 Elementos menores y trazas

Las concentraciones de los elementos menores y trazas se muestran en la Tabla 5-2, y su interpretación se ha realizado mediante diagramas binarios (Figura 5-13).

Las concentraciones de NO_3 varían de 0,15 a 151,00 mg/L. Respecto al Cl, el NO_3 muestra dos tendencias (Figura 5-13.a), una formada por los puntos con bajas concentraciones de NO_3 , como el caso de los manantiales termales (G2), los pozos surgentes (G1) y algunas aguas $\text{SO}_4\text{-Na}$ del G3 (n°21 y 24). Mientras que la mayoría de las aguas mixtas y sulfatadas presentan un incremento proporcional al contenido de Cl. La muestra n°16, con 151,0 mg/L, representa una anomalía a lo antes descrito.

Las concentraciones de B se muestran entre 0,35 y 10,39 mg/L y se correlacionan proporcionalmente con el Cl. Es el elemento traza más abundante de las aguas subterráneas de Pica.

Los valores de F se muestran entre 0,08 y 2,50 mg/L y no describen una relación clara respecto al Cl (Figura 5-13.c). Sin embargo, las aguas Cl-Na (G1) y la n° 21 ($\text{SO}_4\text{-Na}$) se alejan de la nube donde se distribuyen la mayoría de los puntos.

Las concentraciones de Br varían de <0,03 (límite de detección) a 1,4 mg/L, y describen una relación lineal respecto al Cl (Figura 5-13.d). Donde el G1 junto a la muestra n°16 se ubican en el extremo más mineralizado, el G2 en extremo menos mineralizado, y el G3 se ubica entre G1 y G2

Los valores de Li varían de 0,04 a 0,39 mg/L y se correlacionan directamente con el Cl.

Finalmente, el As no presenta tendencias claras respecto al Cl, mostrando una nube de puntos entre los 3,4 – 42,4 $\mu\text{g/l}$ de As (Figura 5-13.f)

A continuación, se muestran las concentraciones de elementos menores y trazas en las aguas muestreadas de Pica y Matilla. Las líneas segmentadas en los diagramas representan los límites de concentración según las normas de agua potable de Chile y la OMS en azul (NCh 409, 2005 y OMS, 2017); y de agua para riego según la norma chilena en verde (NCh 1333, 1987).

Tanto el Br como el Li, y en cierta medida el B, muestran una relación directa con el Cl (Figura 5-13.b, Figura 5-13.c y Figura 5-13.d). La pauta de estos iones vs el Cl sugiere que las concentraciones de estos componentes estarían controladas principalmente por los mismos procesos que entregan la salinidad a las aguas, es decir, procederían de la interacción de las aguas con las litologías y con posible disolución de minerales evaporíticos.

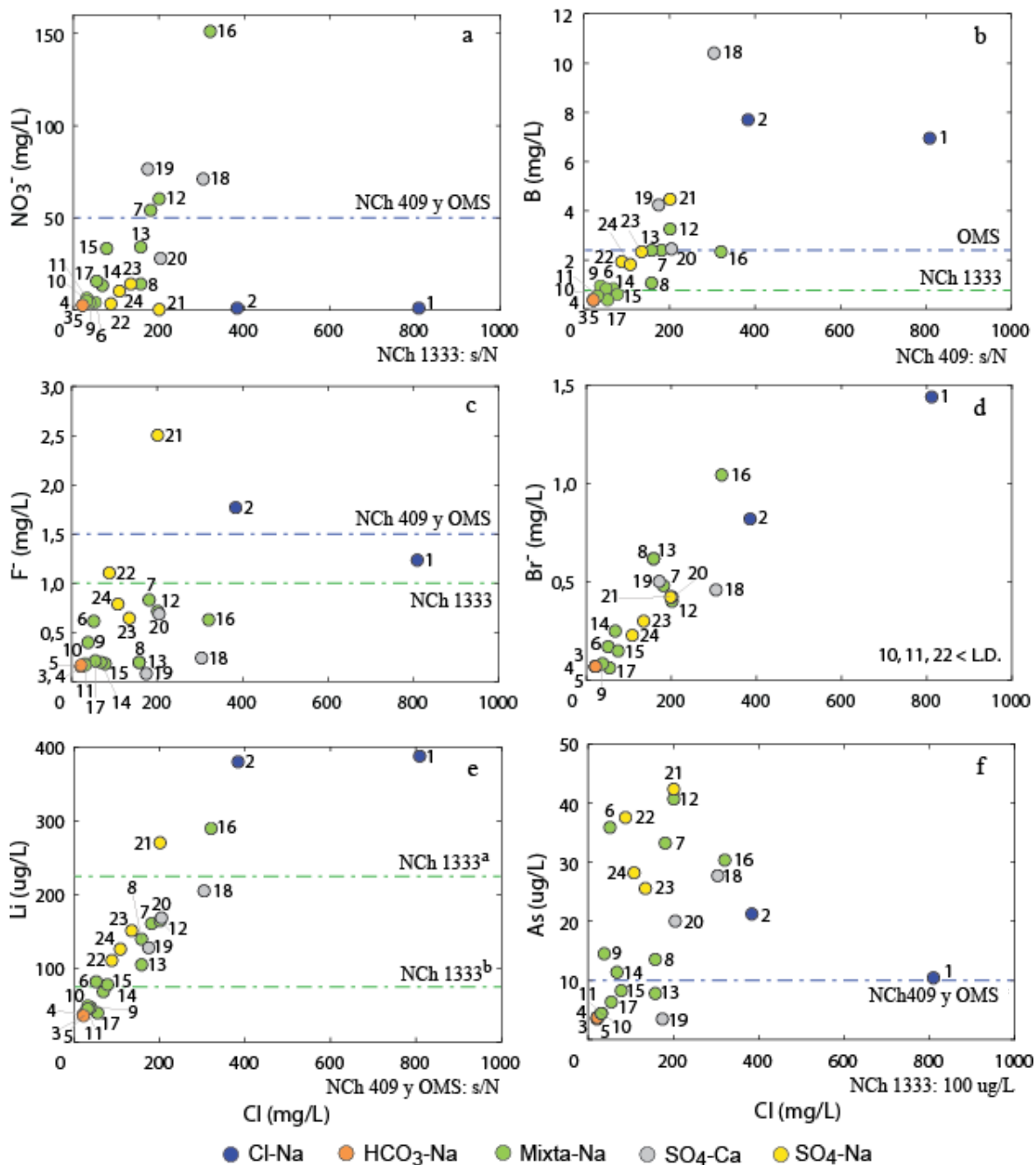


Figura 5-13: Diagramas binarios de iones menores y trazas medidos en las aguas subterráneas de Pica y Matilla versus Cl. En línea segmentada los límites de la NCh 409 y OMS (en azul), y de la NCh 1333 (en verde).

A diferencia de los iones recién descritos, el NO₃, F y As parecen estar menos controlados por la salinidad al no tener un claro incremento con el Cl.

Las fuentes de NO₃ pueden ser diferentes. En el norte de Chile, por ejemplo, existen fuentes naturales, como los depósitos de caliches (fuente de nitrato y yodo), pero la intensa actividad agrícola en el Oasis de Pica apunta a un posible origen antrópico. Las concentraciones de NO₃ del G1, G2 y algunas aguas del G3 (n°21 y

22 (SO₄-Na)) muestran no estar afectadas por fuentes de NO₃. En cambio, la mayoría del G3, especialmente las aguas mixtas-Na y SO₄-Ca estarían afectadas por la actividad agrícola o disolución de depósitos de caliches que se ubican en la región

Por otra parte, el As y el F muestran tendencias similares que podrían asociarse a una fuente en común. Fernández-Turiel *et al.* (2005) proponen que concentraciones altas de As y F pueden relacionarse a aportes de origen volcánico procedentes de la cordillera, y que suelen acompañarse con elevadas concentraciones de B, como se observan en las aguas de Pica con valores de B hasta 10 392 µg/L. Mientras que Tapia *et al.* (2018) proponen que las concentraciones más altas de As, B y Li en el Desierto de Atacama están relacionadas con salmueras.

El G1 muestra las mayores concentraciones y el G2 las menores concentraciones de estos elementos. En tanto, el G3 presenta concentraciones de estos iones intermedias entre los anteriores grupos. Finalmente, las aguas SO₄-Na presentan las mayores concentraciones de As y F acompañado por altas concentraciones de B, lo cual sugiere que los procesos de interacción agua-roca son más intensos en estas aguas.

5.3.2.1 Normas de uso de agua

En relación con el valor límite (50 mg/L) establecido en la norma chilena de agua potable (NCh 409, 2005) y por la organización mundial de la salud (OMS, 2017), se observa que varios puntos (n°7, 12, 16, 18 y 19) sobrepasan este valor. No obstante, el principal uso de las aguas muestreadas en la zona es el riego, para el cual no existe un límite en la norma de agua de riego respecto al NO₃ (NCh 1333).

Para el B no existe límite en la norma NCh 409. Sin embargo, la OMS sugiere un límite de 2,4 mg/L para agua potable, por lo que 6 muestras (G1 y algunas aguas de G3, n°12, 18, 19 y 21) sobrepasan este límite (Figura 5-13.b). De todas formas, las aguas muestreadas presentan concentraciones que exceden el límite de 0,75 mg/L fijado por la norma de agua para riego (NCh 1333), solo 7 muestras (G2 y algunas aguas de G3, n°10, 11, 15 y 17) cumplen este requisito.

Las concentraciones de F en las muestras del G1 y n°21 y 22 (SO₄-Na) del G3 sobrepasan el límite de la norma de riego (1,0 mg/L, NCh 1333), mientras que las muestras n°2 y 21 también sobrepasan el límite permitido para agua potable (1,5 mg/L, NCh 409).

La concentración de Li en las aguas solo se encuentra normado según la NCh 1333, con un límite de 2,50 mg/L (2.500 µg/L) para cultivo en general y 75 µg/L para cítricos (Figura 5-13.e). Por lo cual la mayoría de las aguas muestreadas cumplen la norma de agua para riego, excepto 4 puntos (n°1, 2 (G1), 16 y 21 (G3)), mientras

que solo 8 puntos de aguas (G2 y algunos de G3 (n°9, 10, 11, 14 y 17)) cumplen la norma para riego de cítricos respecto al Li.

Los valores de As en las aguas están normados para el uso de agua potable con un límite de 10 µg/L según la NCh 409 y la OMS, por lo tanto, solo 9 puntos de aguas cumplen la norma (n°3, 4, 5 (G2), 10, 11, 13, 15, 17 y 19 (G3)). En cambio, según la NCh 1333 todas las aguas son aptas para el riego según la concentración de As (< 100 µg/L). Cabe mencionar que las muestras que presentan las mayores concentraciones de As en la zona son las SO₄-Na (n°21, 22, 23 y 24), y algunas mixtas-Na (n°6, 7, 12 y 16) y SO₄-Ca (n°18).

Respecto al Br, no existe límite normado como ion disuelto. En cuanto al Li, existen dos límites para agua de riego según la norma chilena: NCh 1333^a representa el límite de Li para riego en general; y NCh 1333^b representa el límite de Li para riego de cítricos.

5.4 Isótopos de ^{13}C

El estudio de las aguas subterráneas y sus interacciones con el ciclo del carbón, especialmente el uso de los isótopos estables ^{12}C y ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}\text{‰VPDB}$), permite caracterizar procesos hidrogeológicos y tiempos de residencia promedio (Clark & Fritz, 1997). Resultando de procesos de fraccionamiento de los isótopos de ^{12}C y ^{13}C , la evolución y la distribución del $\delta^{13}\text{C}$ ilustra la circulación de las aguas superficiales y subterráneas en los diferentes reservorios del carbono (Figura 5-14). Las mediciones de ^{13}C inorgánico disuelto en el agua (DIC) es entonces un elemento clave en el estudio de los procesos hidrogeológicos, desde los procesos de infiltración a través de la zona no-saturada y las interacciones con el CO_2 del subsuelo hasta el carbono mineral adentro del acuífero.

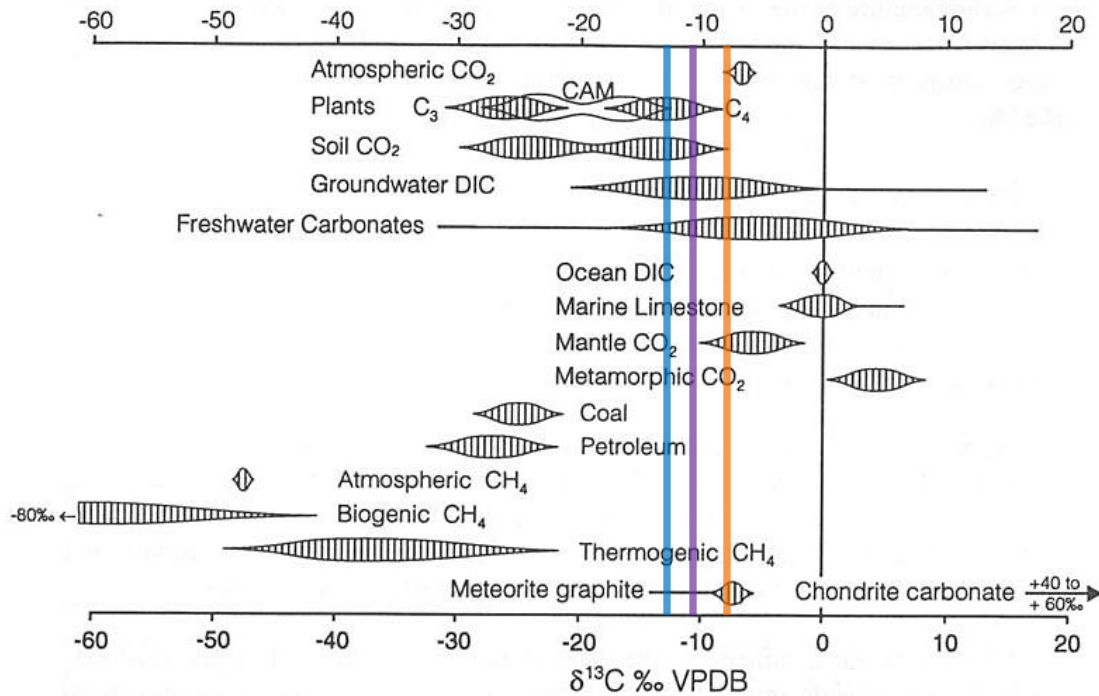


Figura 5-14: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ en componentes naturales. El grupo de las plantas y el CO_2 del suelo muestran diferentes valores dependiendo del tipo de vegetación o la ausencia de esta. Fuente: Clark & Fritz, 1997. Las franjas azul, naranja y lila corresponden a los valores promedio de los grupos 1, 2 y 3, respectivamente.

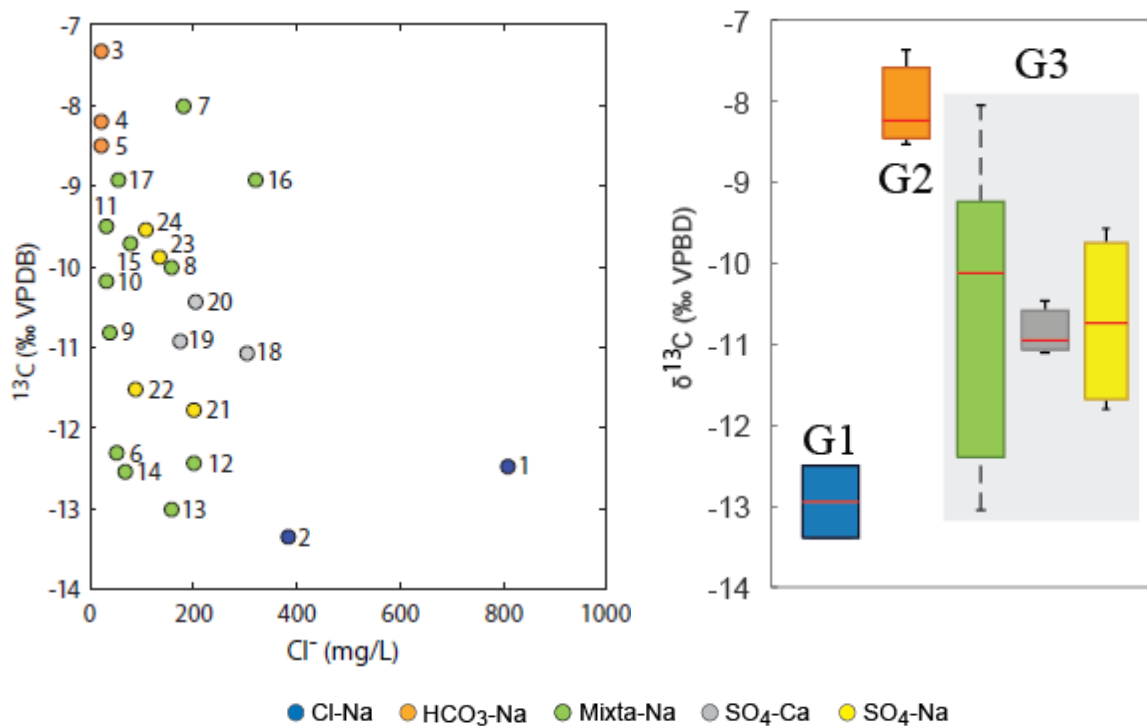


Figura 5-15: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus Cl^- en las aguas subterráneas de Pica.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ en las aguas subterráneas de Pica, medidos en la campaña del 2017, varían desde -13,4 a -7,3 ‰VPDB (Figura 5-15). Las aguas del G1 presentan los menores valores con un promedio de $-12,9 \pm 0,4$ ‰VPDB, mientras que las aguas del G2 presentan los mayores valores, en promedio $-8,0 \pm 0,5$ ‰VPDB. Por otra parte, en las aguas de facies $\text{SO}_4\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Na}$ y mixta-Na los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ varían entre -13,0 a -8,0 ‰VPDB ($-11,1$ a $-10,4$ ‰VPDB, $-11,8$ a $-9,5$ ‰VPDB y $-13,0$ a $-8,0$ ‰VPDB, respectivamente). El hecho que G1 y G2 tengan valores diferentes sostiene la diferencia en las circulaciones de estos flujos. En tanto, el amplio rango de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ del G3, donde la mayoría de las muestras presentan valores intermedios a los grupos anteriores y sugiere que estas aguas son el resultado de mezclas con los otros grupos.

El empobrecimiento en $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ($-12,47$ y $-13,36$ ‰VPDB) de las aguas del G1 puede ser relacionado al CO_2 del suelo durante la infiltración. En efecto, valores similares fueron registrados por Fritz *et al.* (1981) para el CO_2 en suelos de la Pampa del Tamarugal (PdT) sin o con muy poca vegetación (-12 ‰VPDB). Estos valores son concordantes con la literatura internacionales (Figura 5-14), donde el CO_2 de suelos en zonas áridas y con vegetación tipo C4 (plantas con uso eficiente del agua y aptas para ambientes áridos) promedia -13 ± 2 ‰VPDB (Clark & Fritz, 1997). A modo de comparación, el $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 en suelos de la PdT con vegetación densa fue medido a -18 ± 2 ‰VPDB (Fritz *et al.*, 1981), y el $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 en suelos de zonas de cultivo de alfalfa (planta tipo C3) se aproxima entre -22 y -25 ‰VPDB (Aravena y Suzuki, 1990). Además, es necesario destacar el carácter surgente de los pozos donde fueron muestreadas estas aguas, ubicados en lugares provistos de vegetación

(Figura 5-16), donde el flujo ascendente podría exponerse al CO₂ de suelos con vegetación. Sin embargo, la existencia y el tipo de vegetación en la zona donde ocurriría la infiltración (parte alta del piedemonte) no han sido evidenciados.



Figura 5-16: Entorno de los pozos surgentes de las muestras n°1 (izquierda) y 2 (derecha).

El enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ de las aguas del G2 ($-8,0 \pm 0,5 \text{‰}_{\text{VPDB}}$) parece estar relacionado con la evolución de las aguas subterráneas (i) en sistema abierto en contacto con el CO₂ atmosférico (-8‰ , Figura 5-14) o (ii) en un sistema cerrado en contacto con carbono mineral inorgánico ($\sim 0\text{‰}$) como carbonatos. Para las aguas del G2 (manantiales termales de las *cochas*) se supone una circulación profunda y/o con elevados tiempos de residencia por sus altas temperaturas en relación con la temperatura ambiente y, por la edad promedio establecida usando ¹⁴C de hasta 4300 años BP (Scheihing *et al.*, 2017). Esto concuerda con una circulación en sistema cerrado, tal como fue propuesto por primera vez por Fritz *et al.* (1981). Probablemente, los valores encontrados se deben a los altos tiempos de residencia considerando que la circulación de estas aguas se relaciona a la Fm. Oxaya (Aravena, 1995) que esta fracturada y cuya recarga se da en la parte alta del piedemonte, y, en alguna fracción, a la interacción con carbonatos. Donde el $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ del G2 se relaciona proporcionalmente con el aumento de pH (Figura 5-17), sugiriendo una mineralización del G2 por disolución de carbonatos (Awad, 2014). Es necesario destacar, además, que el muestreo de las aguas de las *cochas* es complicado, ya que las mismas *cochas* exponen las aguas a la atmósfera, el que podría agregar un *input* de CO₂ atmosférico (-8‰).

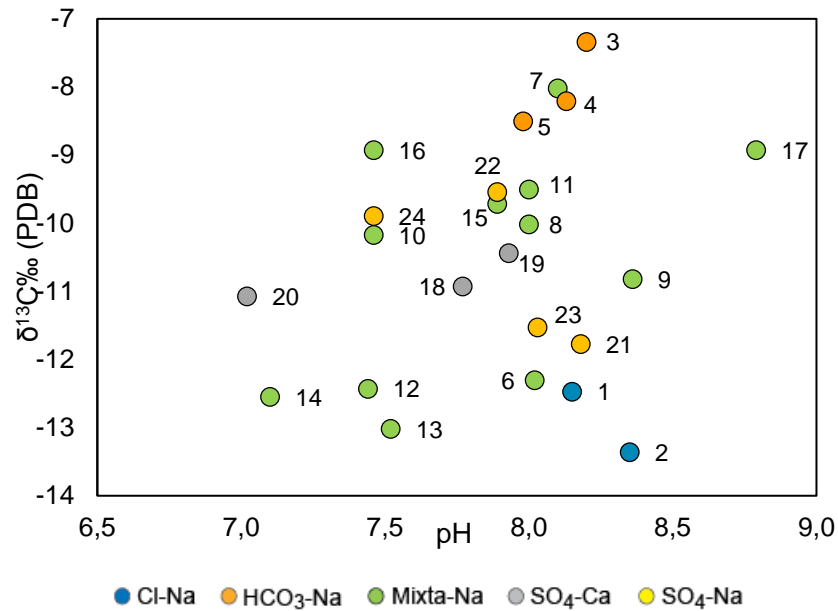


Figura 5-17: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus pH en las aguas subterráneas de Pica.

Las aguas de G3 presentan valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ que podrían resultar de una mezcla entre aguas que circulan en dos sistemas cerrados (G1 y G2). Sin embargo, valores entre -13,0 y -8,0 ‰_{VPDB} indican también el dominio de CO_2 derivado del suelo (Farid *et al.*, 2014), que sumado a las concentraciones significativas en nitrato (NO_3) en las aguas del G3, en comparación a las aguas del G1 y G2 (Figura 5-13.a), dejan suponer un proceso de retorno de riego (*i.e.* aguas en un sistema abierto con contacto con CO_2 atmosférico), lo que podría también explicar los valores relativamente enriquecidos del G3.

5.5 Análisis estadístico

5.5.1 Análisis de conglomerados jerárquicos

Para el ACJ se utilizaron 24 muestras de aguas subterráneas (manantiales y pozos) y los parámetros escogidos para el análisis fueron: Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, NO₃ y B. Los valores de concentración inferiores al límite de detección se han sustituido por la mitad del valor límite si no superan el 20% del total de los datos. El método de agrupación utilizado para ambos análisis fue el Método de Ward, y para la medida de intervalo Distancia Euclidiana, según Güler *et al.* (2002), esta combinación produce los clústers geoquímicos más distintivos.

La mayoría de los parámetros muestran una alta asimetría positiva y una distribución no normal. Luego, para que los parámetros se acerquen a una distribución normal, han sido transformados con la función logarítmica. Esta transformación de datos se utiliza a menudo en el análisis estadístico multivariante (Güler *et al.*, 2002; Cloutier *et al.*, 2008).

En el dendograma de la Figura 5-18 es posible estudiar los grupos dependiendo de la distancia de vinculación que se establezca. En primera instancia, se observa una división general de las aguas estudiadas en tres grupos. Las aguas HCO₃-Na (G2) y algunas aguas mixtas-Na (G3) se agrupan en el CI (Figura 5-18), las del G1 y la n°21 forman un CII, y el resto de las muestras del G3 en el grupo CIII (Figura 5-18). Los clústeres definidos mediante el ACJ corroboran las principales diferencias químicas encontradas en las muestras analizadas:

- i) En el CI se ubican las muestras menos mineralizadas correspondientes al G2 (HCO₃-Na) y algunas aguas del G3 (mixtas-Na, n° 9, 10, 11 y 17) que, según características hidroquímicas (Sec. 5.3) y estadísticamente, se relacionan con las aguas del G2.
- ii) En tanto, en el CII se ubican las aguas con mayor mineralización. Está formado por las aguas del G1 y la muestra n°21 del G3, que según los análisis hidrogeoquímicos descritos (Sec. 5.3) muestra características semejantes a las aguas del G1;
- iii) El grupo CIII lo forman las aguas de mineralización intermedia entre G1 y G2. Corresponden a las aguas sulfatadas (SO₄-Ca y SO₄-Na), excepto la muestra 21, y la mayoría de las muestras mixtas-Na del G3.

La relación entre los grupos 1, 2 y 3 en los conglomerados apoya la idea que las aguas del G3 pueden ser el resultado de una mezcla, donde algunas tendrían una mayor componente de G1, como por ejemplo la muestra n°21, y otras de G2, como las muestras n°9, 10, 11 y 17.

Esta agrupación principal sugiere una diferencia de primer orden en las aguas subterráneas estudiadas que es coherente con los resultados obtenidos por Aravena (1995). Quien asocia la circulación de las aguas HCO₃-Na a través de

fracturas por rocas volcánicas, y las aguas SO₄-Na, SO₄-Ca y Na-Cl a acuíferos sedimentarios aluviales. Por lo tanto, es posible relacionar a las aguas del CI a una circulación por rocas volcánicas fracturadas, y los otros conglomerados con acuíferos sedimentarios aluviales.

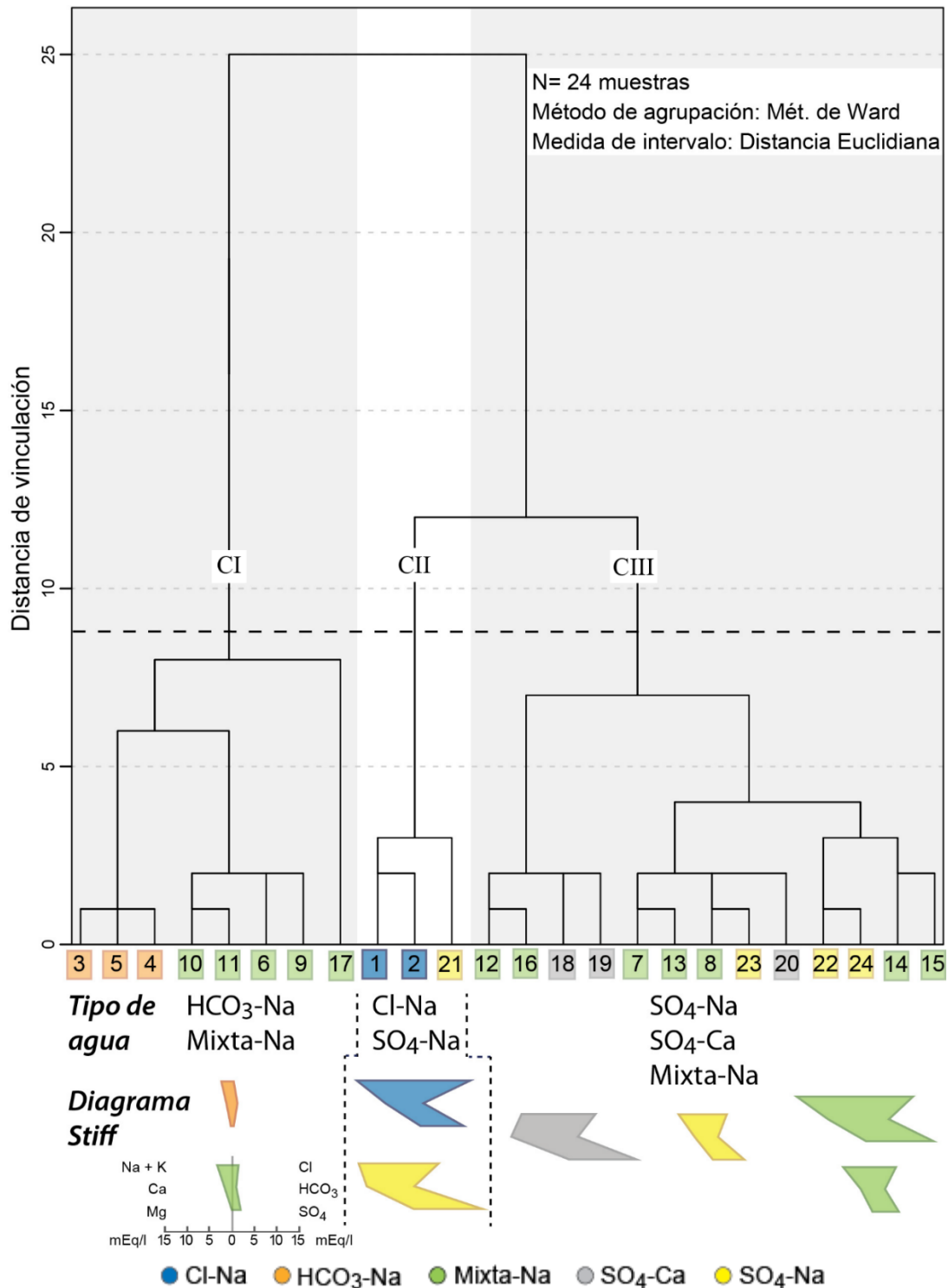


Figura 5-18: Análisis de Conglomerados Jerárquicos. Se reconocen 3 grupos mayores compuestos por facies hidrogeoquímicas principales, donde las aguas mixtas-Na acompañan a la mayoría de los grupos.

5.5.2 Análisis factorial

Con el objeto de reducir el número de variables y visualizar de manera estadística los principales factores que controlan la geoquímica de las aguas analizadas, se realizó un análisis factorial.

El número de factores extraídos se determinó utilizando el método de componentes principales, lo que significa que las nuevas variables (componentes) forman combinaciones lineales no correlacionadas. Se utilizó una rotación normalizada varimax para maximizar la varianza y facilitar la interpretación de los factores. Además, se realizaron las pruebas de Bartlett y KMO (Kausir, Mayer y Olkin) para evaluar la validez de los resultados. La medida KMO tiene un valor de 0,73, que indica una aceptable adecuación muestral (Negri, 2018b) y valida el tratamiento realizado. Mientras que la prueba de esfericidad de Bartlett muestra un nivel crítico igual a 0, que indica que el modelo factorial es adecuado para explicar los datos.

Los resultados del análisis de componentes principales se presentan en la Tabla 5-3. Se identifican dos factores (F1 y F2), con valores propios de 5,99 y 2,05, respectivamente. Los factores F1 y F2 explican el 89,34% de la varianza total del conjunto de datos. Los valores de carga de los parámetros mayores a 0,5 muestran la importancia de su contribución en cada uno de los factores y se destacan en negrita en la Tabla 5-3.

El factor 1 muestra la mayor varianza del conjunto de datos (66,54%), y es formado por los iones Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄ y B (Figura 5-19). El factor 2 representa el 22,80% de la varianza, y se define principalmente por HCO₃ y NO₃ (Tabla 5-3 y Figura 5-19).

Tabla 5-3: Análisis factorial según parámetros Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, NO₃ y B.

Carga factorial con rotación normalizada varimax		
Variable	Factor 1	Factor 2
Na	0,97	0,04
K	0,89	0,22
Ca	0,95	0,04
Mg	0,66	0,50
B	0,95	-0,06
Cl	0,98	0,00
SO ₄	0,98	0,02
NO ₃	0,21	0,92
HCO ₃	-0,21	0,95
Valor propio	5,99	2,05
Varianza (%)	66,54	22,80
Varianza acumulada (%)	66,54	89,34

En la Figura 5-19.a, se muestran las puntuaciones factoriales de las aguas estudiadas según F1 y F2. Considerando la relación de los 2 factores principales con las aguas estudiadas, es posible reconocer el control de cada factor en distintos grupos de agua, excepto en las aguas del G2 (n°3, 4 y 5; HCO₃-Na) y dos muestras del G3 (n°10 y 17; mixtas-Na). De este modo, los principales grupos de agua estarían afectados por distintos procesos geoquímicos que indicarían diferentes patrones de circulación para las aguas subterráneas de Pica y Matilla.

Del análisis de componentes principales, es posible relacionar los parámetros que se correlacionan con F1 a elementos y compuesto producto de la interacción agua-roca, como disolución de evaporitas (cloruros y/o sulfatos) (Figura 5-19.b). Este sería el principal proceso que controlaría la química de las aguas Cl-Na (G1) y SO₄-Ca (G3).

En tanto, las variables relacionadas con F2 (Figura 5-19.b) pueden representar compuestos producto de reacciones más superficiales, debido al proceso de retorno de riego y contaminación por NO₃ asociado a la actividad agrícola y/o a la meteorización de la roca huésped compuestas principalmente de sedimentos siliciclásticos. Estos procesos controlarían la química de la mayoría de las aguas mixtas-Na (G3) y de las aguas SO₄-Ca (G3). Finalmente, las aguas HCO₃-Na (G2), n°10 y 17 (mixta-Na, G3) podrían relacionarse con procesos hidrogeoquímicos que no se representan en los componentes principales, pero que se muestran en la Sec 5.3.1 relacionados a procesos de meteorización de minerales silicatados.

De manera general, no hay un patrón claro en cada grupo principal de agua. Las muestras del G1 y algunas del G3 (n°1, 2, 19 y 21) se ven afectadas principalmente por F1, pero en las demás aguas parece que los procesos fisicoquímicos que controlan su composición se presentan con diferentes intensidades, y en algunas se solapan, por ejemplo, las aguas SO₄-Ca del G3 estarían afectadas por F1 y F2.

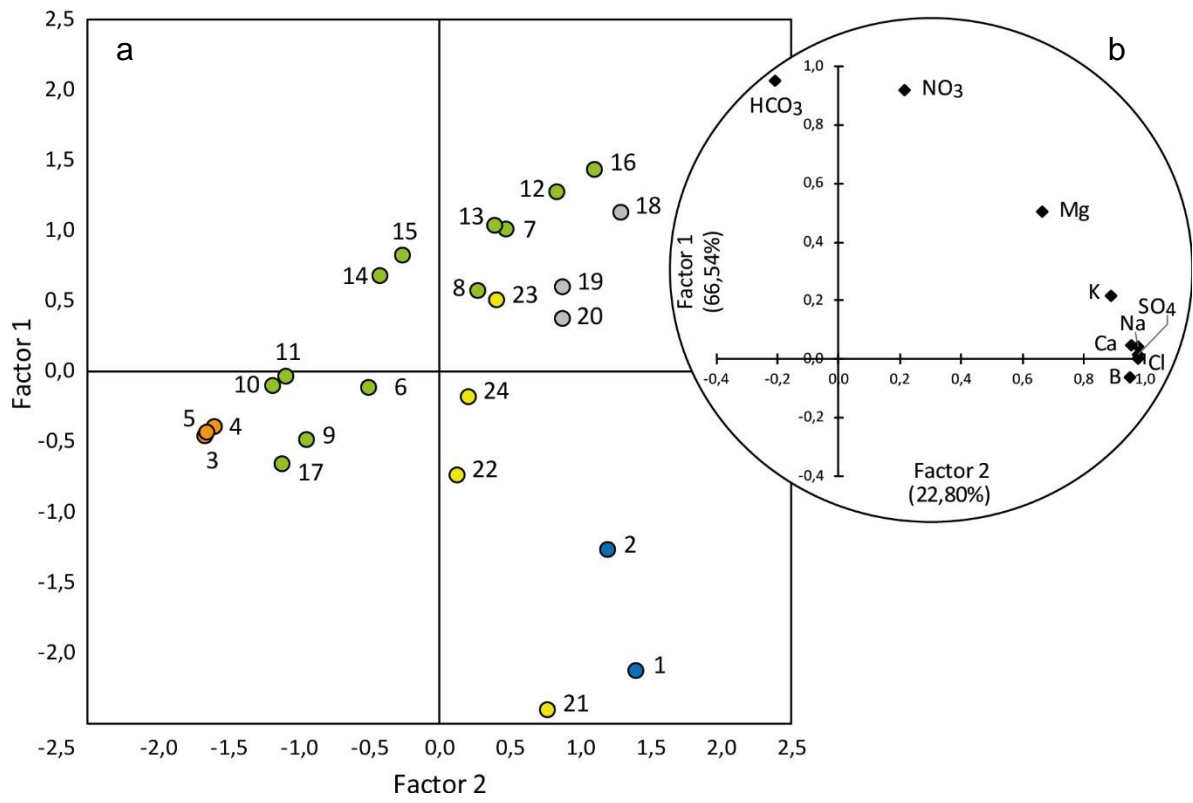


Figura 5-19: Gráficos de las puntuaciones factoriales de las muestras de agua, según parámetros Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, NO₃ y B. b) Ponderaciones de los parámetros en los factores 1 y 2.

5.6 Simulaciones geoquímicas

Con el objetivo de reproducir los procesos fisicoquímicos identificados y, acotar la composición mineralógica del medio con que interactúan las muestras analizadas se han realizado simulaciones geoquímicas usando el software *PHREEQC*. En esta ocasión se han utilizado modelos inversos y directos para reproducir la química de las muestras analizadas considerando una mineralogía simplificada. Como solución inicial se ha usado una muestra de agua de lluvia recolectada en la Precordillera durante la segunda campaña de terreno, y aguas de los grupos G1 y G2 para simular los procesos de mezcla. Las soluciones finales son las distintas muestras de agua subterránea analizadas de la segunda campaña de terreno. Las fases minerales utilizadas serán descritas a continuación.

5.6.1 Fases minerales

Para determinar las fases minerales a utilizar en la modelación química, se han considerado la mineralogía y litologías descritas en la zona de estudio (Blanco *et al.*, 2012) y en costras salinas de la Pampa del Tamarugal (Vila, 1976). Las litologías principales consideradas son monzonitas, monzodioritas, dioritas, granodioritas, riolitas y evaporitas. Se utiliza la base de datos "Ilnl" del programa *PHREEQC*, dado que es la que contiene mayor cantidad de minerales de las litologías seleccionadas.

Para representar la mineralogía de éstas, se usará cuarzo (SiO_2), feldespatos, biotitas, anfíboles y piroxenos. Como el programa no permite modelar soluciones sólidas, sino solo sus miembros finales, en el caso de los feldespatos se incluirán albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), anortita ($\text{CaAl}_2(\text{SiO}_4)_2$) y feldespato-K. En el caso de las biotitas, en la base de datos no se encuentra ninguno de sus miembros extremos. Respecto a los anfíboles, solo se encuentra la tremolita y antofilita. Sin embargo, ambas fases suelen encontrarse en rocas metamórficas y no son comunes en rocas ígneas, por lo tanto, el grupo de los anfíboles no se considerará en la modelación. Luego, en el caso de los piroxenos, consideraremos los diópsidos magnésicos ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) y enstatita (MgSiO_3), ya que la mayoría de las aguas (96%) presentan concentraciones bajo el límite de detección del Fe. Además, se agregará las fases caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$) e illita ($(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2](\text{H}_2\text{O})$), ya que suelen ser subproductos de la meteorización de minerales silicatados. Por otra parte, la mayoría de las evaporitas descritas corresponden a halita (NaCl), yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), calcita (CaCO_3) y thenardita (Na_2SO_4).

5.6.2 Índices de saturación

A partir de la composición de elementos mayoritarios de las aguas estudiadas, de sus parámetros fisicoquímicos de temperatura y pH, y de la asignación de un valor de $p_e \approx 3,25$ (valor promedio para aguas subterráneas), se obtuvieron los índices de saturación respecto a las fases recién mencionadas en las 24 muestras de aguas.

En la Tabla 5-4 se observa, en general, que las muestras están saturadas con respecto a las fases albita, calcita, cuarzo, caolinita, feldespato-K e illita como muestran los valores positivos de los índices de saturación. Si bien el yeso se encuentra subsaturado, se observan valores más negativos para las aguas del G1 y la muestras n°21. El feldespato-K, caolinita e illita muestran valores que en su mayoría son sobresaturados. Luego, los piroxenos se encuentran mayormente subsaturados, mientras que la anortita, halita y la thenardita se muestran aún más subsaturadas.

Tabla 5-4: Índices de saturación de minerales representativos de la zona de estudio en las muestras de agua.

Muestra	Índice de saturación (IS)												
	Albita	Anortita	Cuarzo	Feldespato -K	Diópsido	Enstatita	Calcita	Yeso	Thenardita	Halita	Caolinita	Gibbsita	Illita
1	0,81	-5,23	0,75	1,61	-1,32	-2,58	0,00	-0,64	-5,71	-5,01	0,10	-1,07	0,65
2	0,04	-6,18	0,66	1,38	-0,15	-1,53	0,31	-0,87	-6,17	-5,54	-1,06	-1,57	-0,19
3	0,94	-4,12	0,78	1,87	-3,00	-3,39	0,13	-2,52	-8,65	-7,53	2,18	-0,07	2,37
4	0,57	-4,87	0,78	1,55	-3,13	-3,36	0,08	-2,49	-8,61	-7,51	1,59	-0,35	1,68
5	1,10	-3,94	0,81	2,00	-3,79	-3,76	-0,05	-2,49	-8,63	-7,52	2,83	0,24	2,90
6	0,38	-6,92	1,05	1,78	-2,34	-2,64	0,05	-1,80	-7,42	-6,82	-0,15	-1,49	0,46
7	1,14	-6,05	1,07	2,40	-1,32	-1,96	0,63	-1,39	-6,54	-5,92	0,49	-1,18	1,53
8	0,96	-6,01	1,07	2,49	-1,37	-1,86	0,39	-1,36	-6,91	-6,17	0,65	-1,11	1,75
9	-1,05	-8,77	0,78	0,09	-1,99	-2,44	-0,05	-2,32	-7,85	-7,06	-2,45	-2,37	-2,40
10	0,84	-4,55	0,84	1,80	-4,71	-3,86	-0,32	-2,14	-8,25	-7,27	3,04	0,31	2,93
11	-0,64	-8,17	0,94	0,44	-3,02	-3,02	0,05	-2,15	-8,26	-7,28	-1,08	-1,83	-1,21
12	1,53	-5,70	1,19	2,91	-3,32	-2,87	0,27	-0,96	-6,22	-5,84	2,12	-0,47	2,97
13	0,97	-5,85	1,06	2,18	-3,21	-2,94	0,48	-1,10	-6,76	-6,11	1,59	-0,62	2,10
14	2,26	-2,75	0,97	3,58	-5,56	-4,13	-0,41	-1,85	-7,53	-6,67	5,61	1,46	6,07
15	2,69	-2,57	1,14	4,37	-1,93	-2,04	0,13	-1,72	-7,60	-6,69	4,64	0,83	6,20
16	1,31	-5,48	1,04	2,66	-3,07	-2,79	0,43	-0,81	-6,03	-5,56	1,91	-0,44	2,70
17	1,80	-2,75	0,84	3,20	-2,53	-4,34	0,66	-2,02	-7,98	-6,97	2,14	-0,14	2,88
18	1,14	-5,37	1,06	2,49	-4,40	-3,48	0,13	-0,52	-6,23	-5,73	2,65	-0,09	3,04
19	-0,10	-6,27	0,74	1,19	-2,01	-2,31	0,43	-0,66	-6,58	-6,12	0,11	-1,05	0,48
20	1,09	-5,59	1,07	2,50	-1,77	-2,52	0,68	-0,55	-6,29	-5,93	0,87	-0,99	1,77
21	0,26	-5,98	0,74	1,27	-1,93	-2,95	-0,02	-0,60	-6,12	-5,89	-0,29	-1,25	0,03
22	0,23	-6,88	0,94	1,58	-2,21	-2,70	-0,04	-1,25	-6,79	-6,43	-0,41	-1,52	0,12
23	0,94	-5,97	1,05	2,28	-3,83	-3,35	0,15	-1,08	-6,62	-6,15	1,67	-0,57	2,12
24	0,93	-5,95	1,07	2,30	-2,41	-2,79	0,04	-1,14	-6,73	-6,32	0,79	-1,03	1,52

5.6.3 Modelación inversa

Para simplificar la modelación inversa, se utilizarán las composiciones según los elementos mayoritarios y el aluminio (Al) de las aguas subterráneas y de lluvia, así como las fases minerales descritas anteriormente. En los casos en que la concentración del Al es menor al límite de detección, se ingresa el valor correspondiente a la mitad del valor límite. Cabe mencionar, que para los minerales primarios (albita, anortita, cuarzo, feldespato-k, dióxido y enstatita) se impuso la condición que solo se disolverían en la modelación.

Para las modelaciones de las aguas estudiadas, se han realizado 3 escenarios de simulación inversa dependiendo de la solución o soluciones iniciales definidas. En el escenario 1 se ha definido como solución inicial el agua de lluvia (Figura 5-20.a). Sin embargo, para las aguas de G3, también se realizó un escenario 2 (Figura 5-20.b) definiendo como soluciones iniciales las aguas de G1 (M1: muestra n°1 y M2: muestra n°2) y G2. Dado que la química de las aguas de G2 son similares se tomará la muestra n°3 (M3) como representante de este grupo. Además, se realizó una modelación inversa 3 para las aguas de G1, definiendo como muestra inicial aguas de G2 (M3) y las mismas fases minerales utilizadas en otros modelos (Figura 5-20.c).

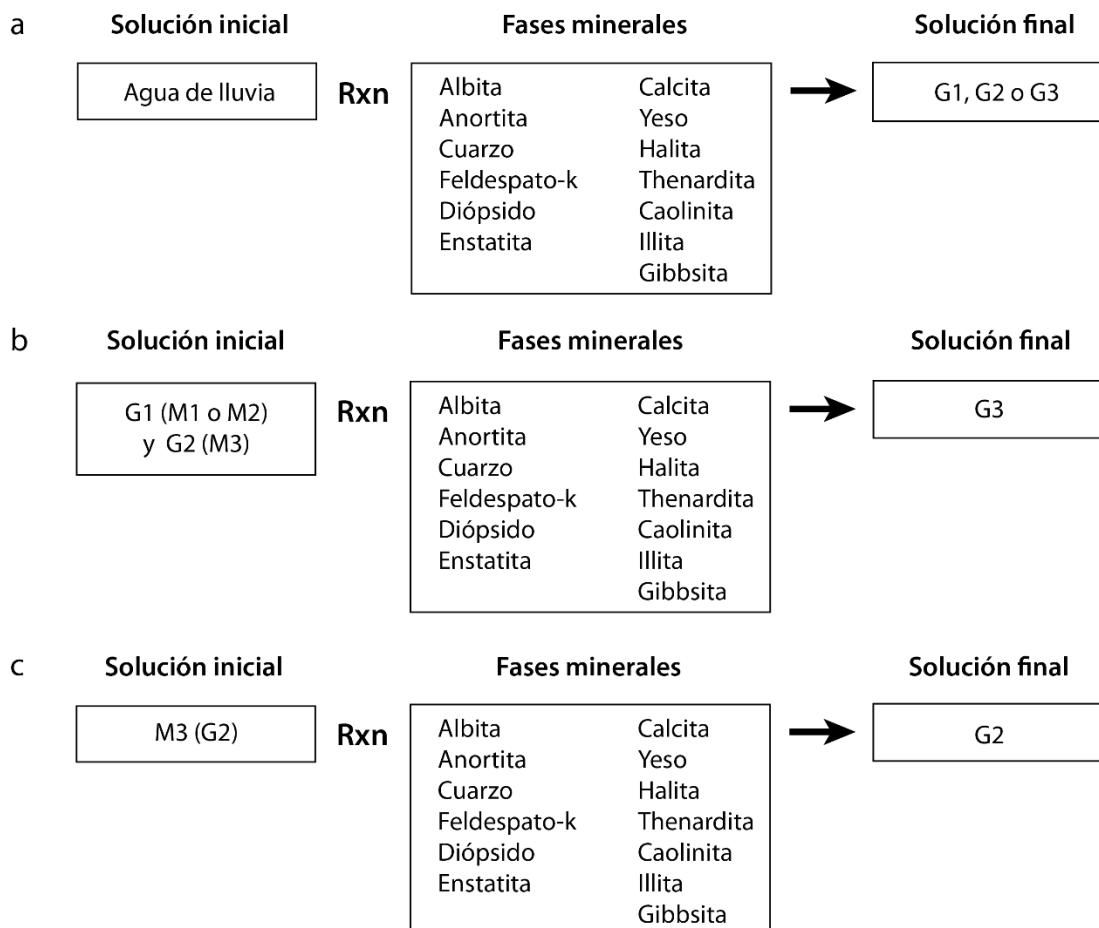


Figura 5-20: Esquema de las modelaciones inversas. a) Escenario 1, b) Escenario 2 y c) Escenario 3.

Lo planteado en el escenario 1 entregó resultados para las aguas de G1, G2 y algunas muestras de G3 (nº9, 17, 21, 22 y 24). El resto de las modelaciones inversas no restituyeron modelos al no encontrar una solución para la química considerada. Sin embargo, reconociendo los claros patrones químicos de las aguas de G1 y G2, y las relaciones químicas con las aguas del G3 (Sec. 5.3 y 5.4.1) se realizó la modelación inversa 2, con soluciones iniciales del G1 y G2 (Figura 5-20.b), para reproducir las aguas del G3. Esta modelación presentó resultados para las muestras nº6, 9, 10, 11, 17, 20, 21, 22 y 24. Finalmente, las modelaciones de las 10 muestras restantes (nº7, 8, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 19 y 23) no presentaron soluciones matemáticas que satisficieran las concentraciones de Mg y/o SO₄ de estas aguas. Por otra parte, el escenario 3 presentó resultados para las dos muestras del G1 (nº1 y 2).

Los resultados de los escenarios 1 y 2, referente a la fracción de solución (FS) y a las fases minerales con las cuales mostraron transferencia molar en la interacción agua-fases de los modelos, se muestran en resumen entre las Tabla 5-5 a Tabla 5-9. La FS corresponde a las fracciones relativas de cada solución en el modelo inverso. Si existen solo dos soluciones en el modelo (inicial y final), normalmente la fracción para cada solución será 1,0. Si se incluyen más de dos soluciones en el modelo inverso, usualmente la suma de las fracciones de las soluciones, excluyendo la solución final, será igual a 1,0. Las fracciones se derivan de un balance molar en el agua, entonces si los minerales hidratados consumen o producen cantidades significativas de agua o si se modela la evaporación, los números pueden no sumar 1,0.

Un resumen de los resultados del escenario inverso 1 se presenta en la Tabla 5-5 y Tabla 5-8. En la Tabla 5-5 se muestra el número de resultados de cada modelación y la fracción de estos resultados con FS de agua de lluvia entre [0,8-1,0], [0,5-0,8] y [0,0-0,5]. En la Tabla 5-8 se muestran las fases minerales que participan de las modelaciones inversas de cada muestra.

Las simulaciones del escenario 1 explican las muestras nº2 (Cl-Na), 3, 4, 5 (HCO₃-Na), 9, 17 (mixtas-Na) y 24 (SO₄-Na), reproduciéndolas mediante la interacción del agua de lluvia con los minerales utilizados en la modelación y con una FS de agua de lluvia mayor a 0,8 (Tabla 5-5). En cambio, reproducir las muestras nº1, 21 y 22, mediante procesos de interacción de agua de lluvia con los minerales establecidos en la modelación no es categórico, ya que existe un porcentaje de los resultados de las muestras nº1 y 21 (20% y 13%, respectivamente) que se explican por una baja fracción de agua de lluvia (FS<0,4). Esto demuestra que ocurren otros procesos que no se han logrado identificar en la simulación, como procesos de mezcla con otro tipo de agua, por ejemplo, agua de retorno de riego, procesos de evaporación o interacción con litologías no representadas por la mineralogía de la simulación.

Las fases minerales que se muestran en la Tabla 5-8 son todos los minerales que mostraron transferencia molar con el agua de lluvia en los resultados del escenario inverso 1. Debido a la gran cantidad de resultados es difícil establecer un grupo acotado de minerales que caracterice el medio donde circule el flujo a partir de las condiciones termodinámicas del modelo. Sin embargo, es posible acotar la mineralogía para algunas muestras: i) en la simulación de la muestra nº2 (Cl-Na), interaccionan las fases

feldespato-K, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita (Tabla 5-8) las muestras n°3, 4 y 5 (HCO₃-Na; G2) interaccionan cuarzo, feldespato-K, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita, y iii) para la muestra n°24 solo las fases albita y anortita no participan de la simulación.

Tabla 5-5: Número de resultados de cada simulación y distribución de los resultados según la FS del escenario inverso 1.

Modelo inverso 1 - Solución inicial: agua de lluvia

Muestra	Nº de modelos (resultados)	Resultados según FS (I)		
		0,8 < FS (lluvia) < 1,0	0,6 < FS (lluvia) < 0,8	0,0 < FS (lluvia) < 0,4
1	15	12	0	3
2	4	4	0	0
3	4	4	0	0
4	4	4	0	0
5	4	4	0	0
9	10	4	0	0
17	21	4	0	0
21	15	13	0	2
22	28	23	5	0
24	16	16	0	0

El resumen del escenario 2 se muestra en las Tabla 5-6, Tabla 5-7 y Tabla 5-9. Dado que el modelo presenta dos combinaciones de dos soluciones iniciales, se muestran las FS relativas a las dos muestras. Para el caso 1: M1 (muestra n°1, G1) y M3 (muestra n°3, G2), y para el caso 2: M2 (muestra n°2, G1) y M3 (muestra n°3, G2). En la Tabla 5-9 se muestran las fases minerales que participan de las modelaciones inversas de cada muestra.

Las simulaciones del escenario 2 explican las muestras n°6, 9, 10, 11, 17, 20, 21, 22 y 24 con diferentes combinaciones de soluciones iniciales, pero siempre considerando diferentes porcentajes de mezclas entre M1-M3 y M2-M3, es decir, las muestras de G3 se pueden reproducir mezclando las de los G1 y G2.

En la Tabla 5-6 se observa que la mayoría de las muestras presentan resultados con mayor FS de M3 que de M1, a excepción de la muestra n°21. En tanto, en la Tabla 5-7 se observa que la mayoría de las muestras presentan resultados con mayor FS de M3 que de M2, a excepción de las muestras n°21 y 22.

Tabla 5-6: Número de resultados de cada simulación y distribución de los resultados según la FS del escenario inverso 2 - Caso 1.

Modelo inverso 2 - Soluciones iniciales: M1 y M3

Muestra	Nº de modelos (resultados)	Resultados según FS (I)		
		0,8 < FS (M3) < 1,0 0,0 < FS (M1) < 0,2	0,5 < FS (M3) < 0,8 0,2 < FS (M1) < 0,5	0,0 < FS (M3) < 0,5 0,5 < FS (M1) < 1,0
6	30	22	8	0
9	34	20	14	0
10	25	25	0	0
11	45	43	2	0
17	31	9	14	8
20	5	5	0	0
21	26	11	0	15
22	48	16	11	21
24	37	11	19	7

Tabla 5-7: Número de resultados de cada simulación y distribución de los resultados según la FS del escenario inverso 2 - Caso 2.

Modelo inverso 2 - Soluciones iniciales: M2 y M3

Muestra	Nº de modelos (resultados)	Resultados según FS (I)		
		0,8 < FS (M3) < 1,0 0,0 < FS (M2) < 0,2	0,5 < FS (M3) < 0,8 0,2 < FS (M2) < 0,5	0,0 < FS (M3) < 0,5 0,5 < FS (M2) < 1,0
6	14	10	0	4
9	63	37	13	13
10	37	32	5	0
11	51	41	7	3
17	38	15	18	5
20	7	6	1	0
21	46	14	5	27
22	31	7	3	21
24	52	11	34	7

Las fases minerales que se muestran en la Tabla 5-9 son todos los minerales que muestran transferencia molar con el agua de lluvia en los resultados del escenario inverso 2 (caso 1 y caso 2). En este escenario también ha sido difícil establecer un grupo acotado de minerales que caracterice el medio donde circule el flujo a partir de las condiciones cinéticas y fisicoquímicas del modelo. Solo para la muestra n°20 (SO₄-Na) es posible acotar la mineralogía con que interaccionaría una solución inicial producto de mezcla entre M1 y M3 o M2 y M3 para conseguir una solución final como la muestra n°20 (Tabla 5-9).

El escenario 3 presentó 14 resultados para las muestra n°1, y 6 resultados para la muestra n°2. La simulación de la muestra n°2 explica el 100% de sus resultados producto de la interacción de una solución inicial M3 con los minerales utilizados en la modelación,

y con una FS de M3 mayor a 0,8. En cambio, para la muestras n°1, definir M3 como la solución inicial que interactuará con los minerales establecidos en la modelación no es categórico, ya que existe un 29% de los resultados que se explican por una baja fracción inicial de M3.

Por otra parte, los minerales que estarían en contacto con M3 para conseguir como solución final la muestra n°1 podrían acotarse a albita, cuarzo, feldespato-K, calcita, caolinita e illita. Y para la muestra n°2 podrían acotarse a albita, cuarzo, feldespato-K, diópsido, calcita e illita.

Tabla 5-8: Fases minerales que interaccionan en el escenario inverso 1.

Muestra	Fases minerales que interaccionan en el modelo inverso 1
1	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
2	Feldespato-K, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
3	Cuarzo, feldespato-K, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
4	Cuarzo, feldespato-K, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
5	Cuarzo, feldespato-K, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
9	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
17	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
21	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
22	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
24	Cuarzo, feldespato-K, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.

Tabla 5-9: Fases minerales que interaccionan en el escenario inverso 2.

Muestra	Fases minerales que interaccionan en el modelo inverso 2
6	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
9	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
10	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
11	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
17	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
20	Cuarzo, feldespato-K, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
21	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
22	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.
24	Cuarzo, feldespato-K, albita, anortita, diópsido, enstatita, illita, caolinita, gibbsita, halita, yeso, thenardita y calcita.

Las simulaciones geoquímicas realizadas han permitido corroborar matemáticamente que a partir del agua de lluvia se puede reproducir la composición química de algunas muestras y también que para otras son necesarios procesos de mezclas para reproducir las aguas analizadas. Esta modelación utiliza bases de datos termodinámicos y/o cinéticos. Por lo que los resultados conseguidos de estas simulaciones, como el origen del agua de lluvia y procesos de mezclas, se muestran como una solución teórica a partir de las simplificaciones de las condiciones del medio. Debido a esta simplificación, en las modelaciones no se representan todas las condiciones y procesos involucrado, situación, que, junto a la mineralogía simplificada, no permitió reproducir 10 de las muestras analizadas.

5.6.4 Modelación directa

A partir de los resultados obtenidos en la modelación inversa, se ha realizado una modelación directa con el fin de confirmar la interacción de las fases minerales del medio natural con el agua y acotar los porcentajes de los procesos de mezcla. Para modelar la interacción entre el agua y fases minerales se ingresa una solución inicial, las fases con que se desea simular la interacción y los índices de saturación con que se espera conseguir la química de la muestra simulada. Y en cuanto a la simulación de mezcla de aguas, se ingresan las soluciones iniciales y las fracciones de mezcla de cada solución. Como resultado de estas simulaciones el programa *PHREEQC* entrega las concentraciones (moles) de los iones considerados en las aguas modeladas.

En la simulación de interacción agua-roca, se han ingresado las características fisicoquímicas del agua de lluvia (solución inicial), como temperatura, p_e , pH y concentraciones de los elementos mayoritarios, y las fases minerales con cuales se desea simular la interacción. A continuación, se mostrarán algunos gráficos con las concentraciones de las aguas modeladas con su respectiva barra de error del 5 %, de las aguas analizadas en el laboratorio, y como referencia las concentraciones del agua de lluvia (Figura 5-21). Los resultados del resto de las modelaciones se muestran en el Anexo E. En el eje "x" se grafican los componentes mayoritarios de las aguas y en el eje "y" las concentraciones en mmol/l. Estos gráficos van acompañados de las fases minerales con se han realizado las simulaciones.

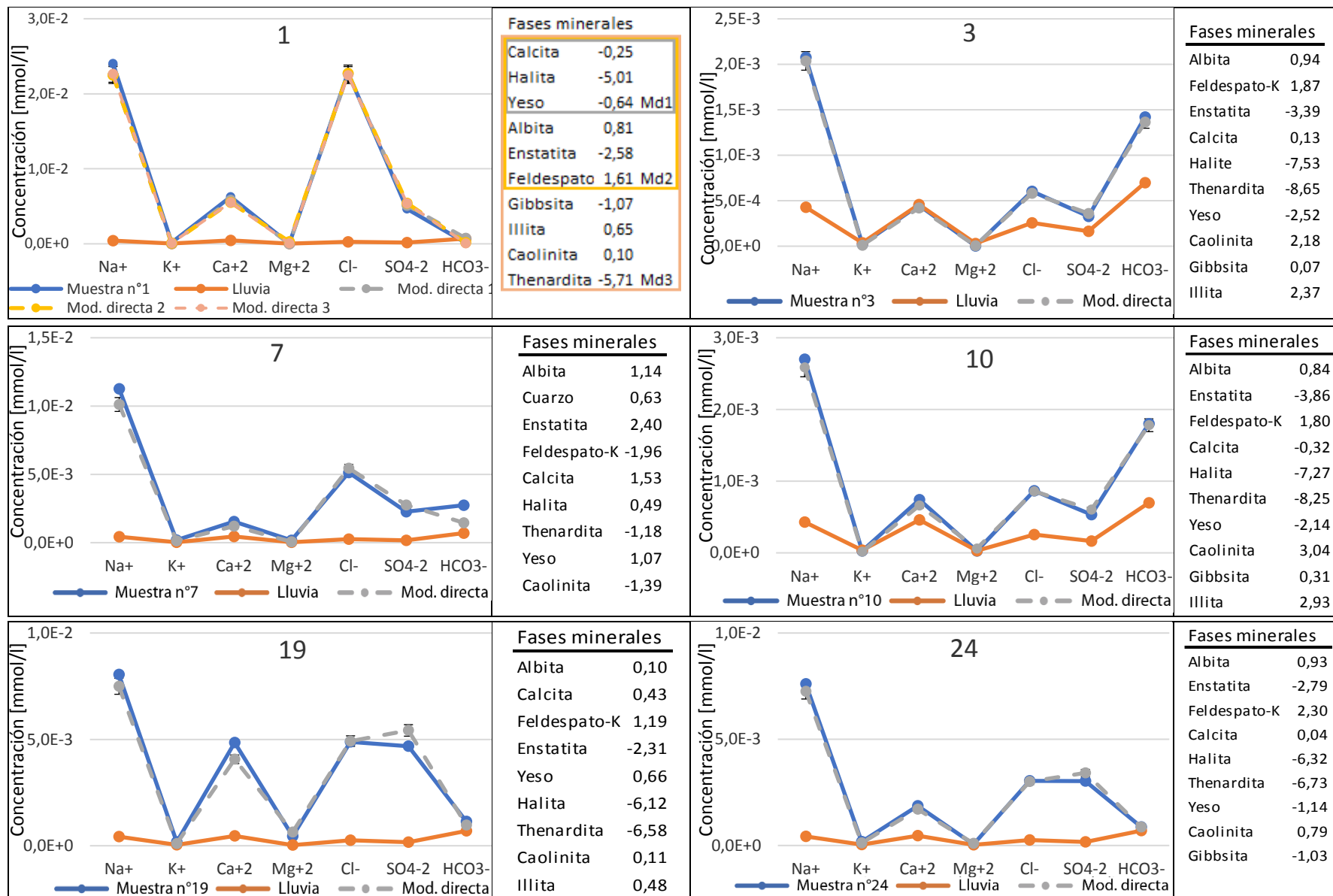


Figura 5-21: Gráfico con concentraciones de las soluciones modeladas (en color gris) producto de la interacción agua-fases minerales a partir del agua de lluvia (naranja) y las fases descritas en cada simulación. En azul se muestran las concentraciones de los análisis químicos realizado a las muestras.

En la Figura 5-21 y el Anexo E, las concentraciones de las soluciones modeladas coinciden con las concentraciones de los análisis de agua en todas las muestras. Solo en las muestras n°7 y 19 no es posible reproducir las concentraciones de HCO_3^- y SO_4^{2-} , respectivamente. Sin embargo, es posible reproducir la química de las aguas a partir de la interacción con cierto grupo de minerales. Para las aguas del G1 (n°1 y 2), la simulación de interacción agua de lluvia y fases minerales permite reproducir la química de los elementos mayoritarios a partir de distintas agrupaciones de minerales. Estos grupos de pueden ser evaporitas, minerales silicatados y algunos minerales productos de la meteorización de silicatos en combinación y proporciones diferentes (Figura 5-21).

En tanto para el resto de las muestras (G2 y G3) es necesaria una interacción con la mayoría de las fases consideradas (albita, feldespato-K, cuarzo, enstatita, illita, caolinita, gisbbsita, halita, calcita, yeso y thenardita). Incluso las aguas menos mineralizadas (n°3, 4 y 5) interaccionan con halita en las simulaciones. Considerando los índices de saturación negativos ($\sim -7,5$) la participación de este mineral es secundaria.

A continuación, en la Figura 5-22 se muestran los resultados correspondientes a la simulación de procesos de mezcla. Para esta modelación se ha considerado como soluciones iniciales las muestras M2 (G1) y M3 (G2). En cada gráfico se muestran las concentraciones de las aguas iniciales y de la solución modelada según los porcentajes de mezcla.

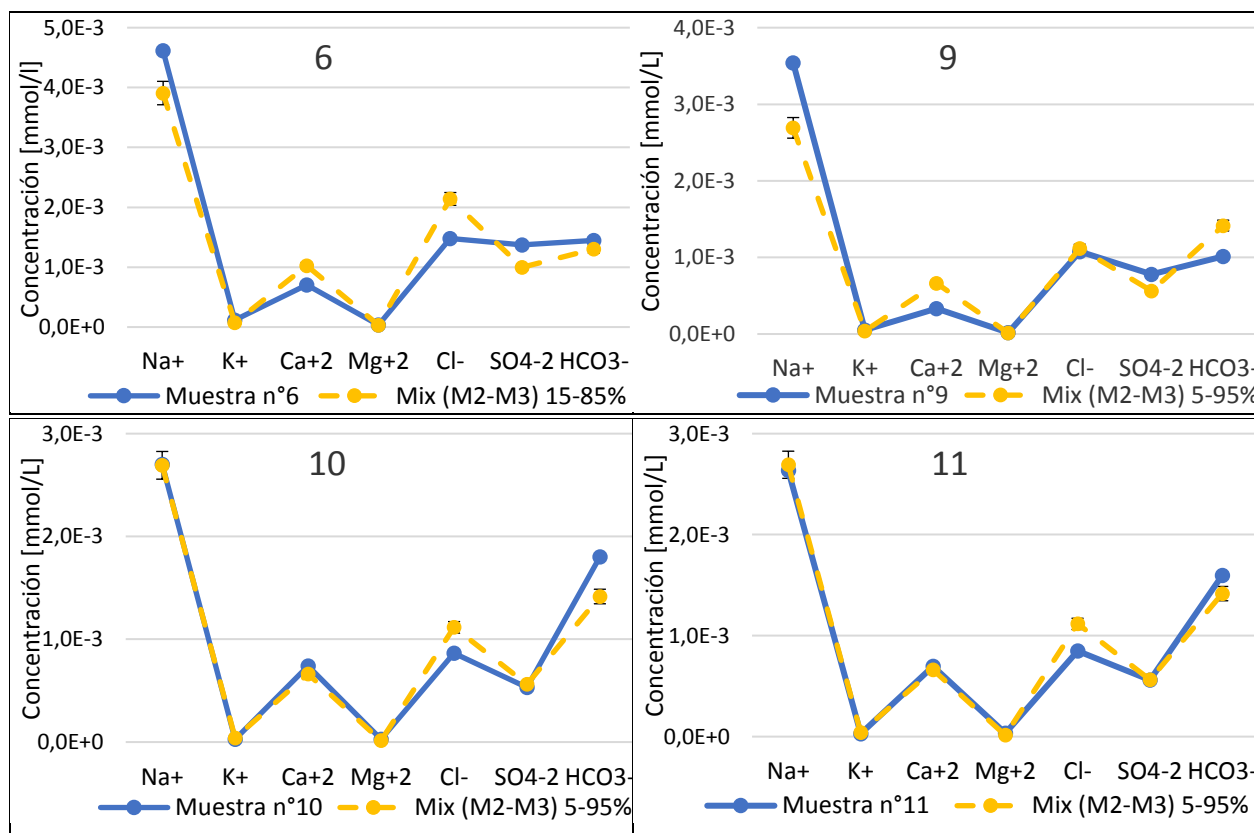


Figura 5-22: Gráfico con concentraciones de las soluciones simuladas (en color amarillo) como mezcla de aguas de G1 (M2) y G3 (M3) y de los análisis químicos de las aguas muestreadas (azul). (Continúa)

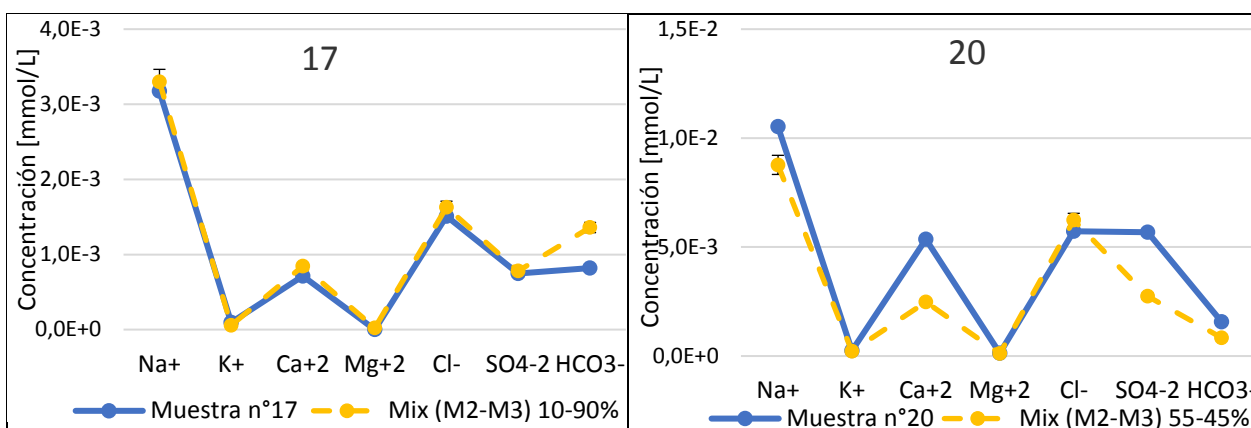


Figura 5-21: Gráfico con concentraciones de las soluciones simuladas (en color amarillo) como mezcla de aguas de G1 (M2) y G3 (M3) y de los análisis químicos de las aguas muestreadas (azul). (Continuación)

Las simulaciones considerando los procesos de mezcla entre M2 y M3 coinciden con las concentraciones de los análisis de algunas aguas (Figura 5-22). Es posible reproducir la química de las aguas n°6, 9, 10, 11 y 17, mientras que para la muestra n°20 no es posible reproducirla. La mezcla de estas aguas se obtiene a partir de una fracción mayor M3 (G2) y porcentajes entre 5 y 15% de M2 (G1), reproduciendo las aguas menos mineralizadas de G3.

En la Figura 5-23 se muestran los resultados de la simulación de mezcla de aguas y posterior interacción con algunas fases evaporíticas. Las muestras simuladas corresponden a n°21, 22 y 24 (SO₄-Na). Por cada punto de agua se muestran 2 gráficos. En el gráfico de la izquierda se muestran las concentraciones de las aguas iniciales (M2 y M3, en naranja y verde, respectivamente), de la solución modelada según los porcentajes de mezcla (en amarillo) y el agua muestreada (en azul). Y en el gráfico de la derecha se muestran solo las soluciones resultado de la mezcla (en amarillo), resultado de interacción (en gris) y el agua muestreada (en azul).

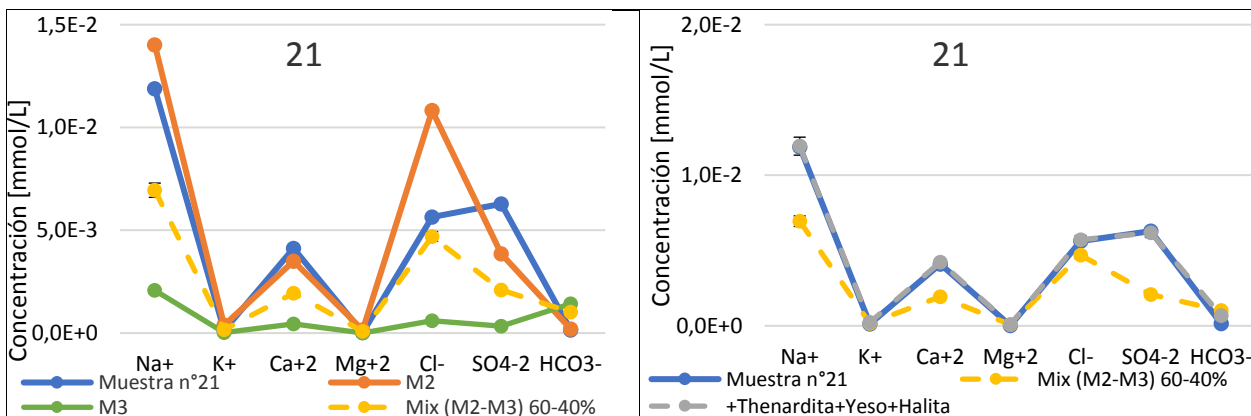


Figura 5-23: Gráfico con concentraciones de elementos mayores en las aguas muestreadas y soluciones simuladas con mezcla e interacción agua-roca. A la izquierda se muestran las concentraciones de las aguas analizadas M2, M3 (soluciones iniciales) y la muestra en estudio en colores naranja, verde y azul, respectivamente. En amarillo se grafican las concentraciones de las soluciones simuladas como mezcla entre M2 y M3. A la derecha se grafican las aguas analizadas (azul) y las soluciones resultado de la mezcla de aguas (amarillo) y de la interacción agua-fases minerales (gris) a partir de la solución de mezcla. (Continúa)

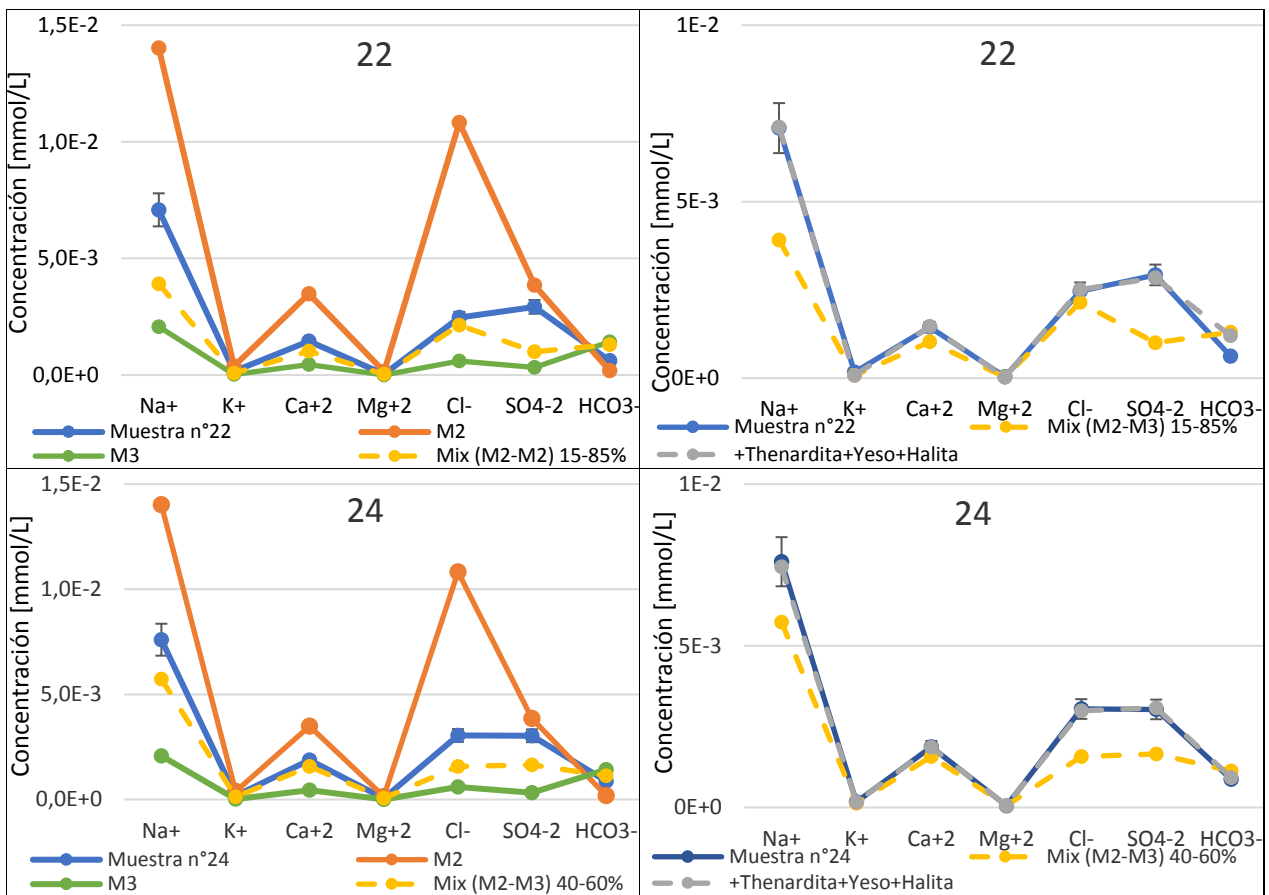


Figura 5-22: Gráfico de concentraciones de elementos mayores en las aguas muestreadas y soluciones simuladas con mezcla e interacción agua-roca. A la izquierda se muestran las concentraciones de las aguas analizadas M2, M3 (soluciones iniciales) y la muestra en estudio en colores naranja, verde y azul, respectivamente. En amarillo se grafican las concentraciones de las soluciones simuladas como mezcla entre M2 y M3. A la derecha se grafican las aguas analizadas (azul) y las soluciones resultado de la mezcla de aguas (amarillo) y de la interacción agua-fases minerales (gris) a partir de la solución de mezcla. (Continuación)

Las concentraciones de las aguas modeladas producto de mezcla entre M2 y M3 y posterior interacción con las fases minerales coinciden con las concentraciones de los análisis de agua para las muestras n°21, 22 y 24. La mezcla de estas aguas se obtiene a partir de porcentajes variables de M2 y M3, y las fases minerales se han restringido a thenardita, yeso y halita. Por lo tanto, es posible reproducir la química de estas aguas (n°21, 22 y 24, SO₄-Na) a partir de procesos de mezcla y disolución de evaporitas.

Finalmente, el uso de las simulaciones químicas es una herramienta que permite comprobar de manera teórica los procesos que actúan en las aguas en su interacción con el medio natural. Los resultados de modelación directa e inversa permiten comprobar, a través de simplificaciones y adaptaciones de las condiciones del medio, procesos de interacción con rocas silicatadas, evaporitas y, también procesos de mezcla. Por lo tanto, estas interpretaciones deben ser consideradas como un aporte complementario a los análisis geoquímicos realizados.

6 Discusiones

El análisis de los resultados de este trabajo a partir de la geoquímica de las aguas, características fisicoquímicas y piezométricas, junto a la integración de la información existente de la zona, sugieren nuevas discusiones en el entendimiento del sistema hidrogeológico de las aguas subterráneas de Pica.

6.1 Procesos hidrogeológicos y antrópico

Procesos de interacción agua-roca

Las principales fuentes de los iones de las aguas subterráneas de Pica provienen de la interacción del agua con minerales silicatados y evaporíticos de las rocas del sistema acuífero. Estos procesos también han sido identificados en las aguas subterráneas de la PdT (Aravena, 1995 y Magaritz *et al.*, 1989).

Los procesos identificados corresponden a meteorización de plagioclasas, disolución de yeso y/o anhidrita y halita. Sin embargo, la mineralogía de la zona de estudio y las simulaciones químicas realizadas indican la posible ocurrencia de otros procesos de interacción agua-roca, como meteorización de feldespato-K y disolución de calcita y thenardita, que podrían explicar el exceso de algunos solutos en las aguas estudiadas.

Estos procesos han sido identificados con diferentes grados de intensidad en las aguas subterráneas. El complejo sistema acuífero sostenido por la estratigrafía y las estructuras del área de estudio, y las diferencias hidrogeoquímicas proponen diferentes patrones de circulación y también procesos de mezcla.

Actividad antrópica

Como se vió en la Sec. 5.3, en algunas aguas subterráneas de Pica los valores de nitrato superan el límite definido por las normas de agua potable (NCh 409 y OMS). No obstante, es posible observar una diferenciación de la concentración de NO_3 en los grupos de aguas. En la Figura 5-13.a, se observan concentraciones hasta 151,0 mg/L para las aguas mixtas-Na, y valores entre 24 y 78 mg/L en las aguas SO_4 -Ca. Mientras que las aguas de facies Cl-Na, HCO_3 -Na, y algunas aguas SO_4 -Na (n°21 y 22) y mixtas-Na (n°6, 9, 10 y 11) muestran valores muy bajos de NO_3 , entre 0,15 y 6,62 mg/L.

Las casi nulas concentraciones de nitratos ($\text{NO}_3 < 3$ mg/L) en las muestras de G1 y G2 (Figura 6-1) sugieren que estas aguas no se ven afectadas por las actividades agrícolas desarrolladas en el Oasis. En cambio, los valores de nitratos en las aguas de G3 sugieren la influencia de las actividades agrícolas en estas aguas (Figura 6-1). Sin embargo, los valores de nitrato en las aguas SO_4 -Na no siguen el patrón de la mayoría de las aguas de G3, lo cual indicaría que estas aguas no estarían mayormente afectadas por procesos superficiales.

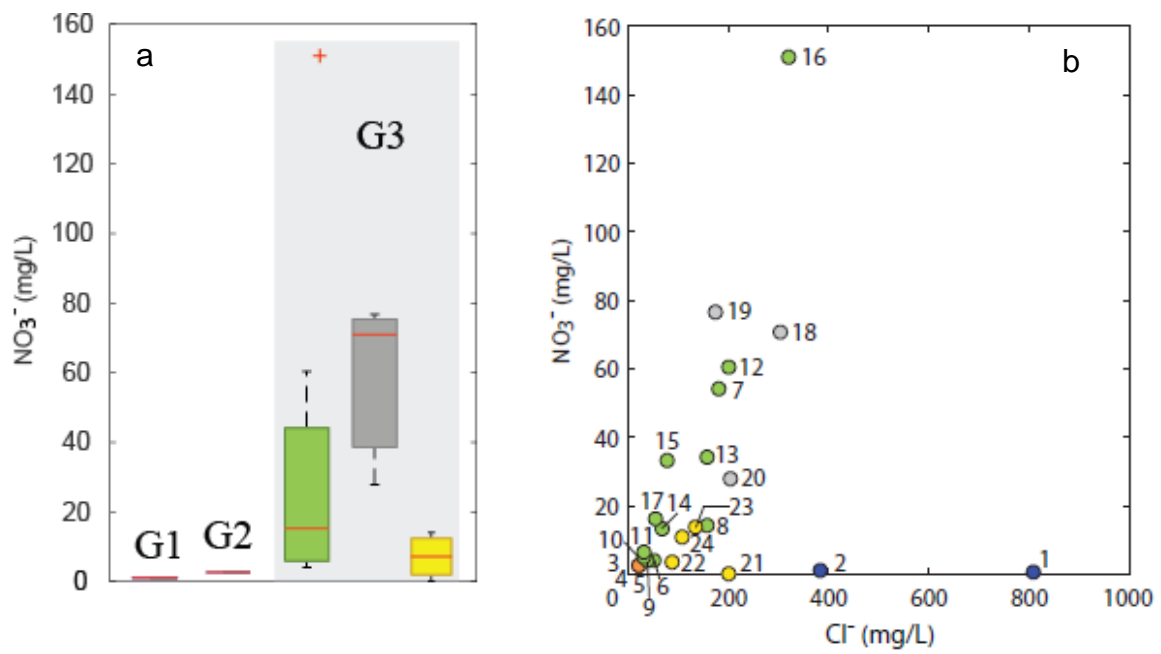


Figura 6-1: Concentraciones de NO₃. a) Diagrama de caja y b) Relación vs el Cl.

Por otra parte, la correlación positiva entre NO₃ y algunos elementos y compuestos como SO₄, Ca, Mg, Mo y, en cierta medida, el Zn muestra que la mayoría de las aguas SO₄-Ca y mixtas-Na (Figura 6-2) pueden ser relacionadas con procesos asociados con la actividad agrícola. Estos elementos son nutrientes para las plantas y son componentes de fertilizantes utilizados para aumentar la eficiencia de los cultivos. Además, la actividad agrícola también se ha evidenciado por las edades jóvenes de ¹⁴C en algunas aguas subterráneas de Pica, lo cual Fritz *et al.* (1981) lo relacionan con procesos de retorno de riego en la zona.

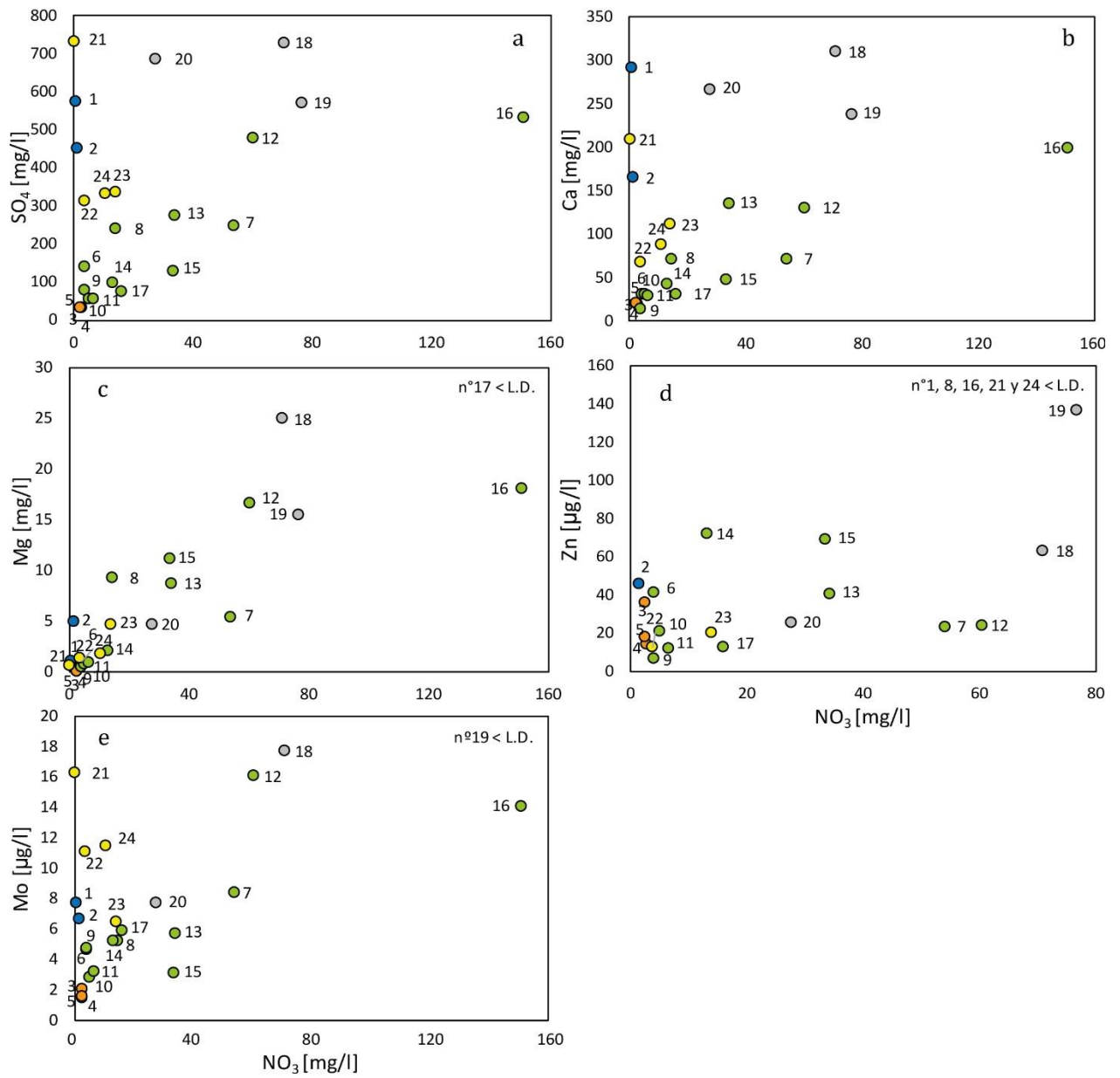


Figura 6-2: Gráficos binarios: SO_4 , Ca, Mg, Zn y Mo vs NO_3 .

6.2 Modelo hidrogeológico

6.2.1 Geometría del acuífero

La estratigrafía del sistema hidrogeológico de Pica se caracteriza por una continuidad de capas acuíferas sobre un basamento mesozoico, donde las capas más profundas (Fm. Azapa y Fm. Oxaya) se extienden desde la Precordillera (Figura 6-3), en la línea divisoria que separa las cuencas del Salar del Huasco y la PdT, hasta el límite con el acuífero de la PdT, representado por la Flexura Longacho. Por su parte, las capas menos profundas (Fm. El Diablo) se extienden desde el Piedemonte Andino. La estratigrafía del área es modificada por estructuras N-S, como la Flexura Chintaguay que configura la geología en el lugar de las fuentes termales (Figura 6-4), y la Flexura Longacho que eleva el basamento mesozoico en el límite occidental del acuífero Pica (Figura 6-3).

A partir de la geometría descrita, la cuenca hidrográfica del Oasis de Pica propuesta hasta la fecha (JICA, 1995; DGA, 1998; DGA-GHD, 2012 y Labbé *et al.*, 2019) conversa muy bien con las estructuras, la geología y la morfología de esta zona de Piedemonte. A partir de este contexto, y de los resultados hidrogeoquímicos de este estudio, proponemos un modelo hidrogeológico conceptual en el que la estratigrafía cenozoica rige la circulación de las aguas subterráneas.

La geometría de la geología en profundidad del Piedemonte Andino será descrita principalmente a partir del trabajo de Labbé *et al.* (2019), quienes a partir de la interpretación de perfiles sísmicos y pozos realizados por la Empresa Nacional del Petróleo-Chile (ENAP; Pintados-1, Pintados-2) describen la geometría de la cobertura cenozoica en la cuenca de la PdT.

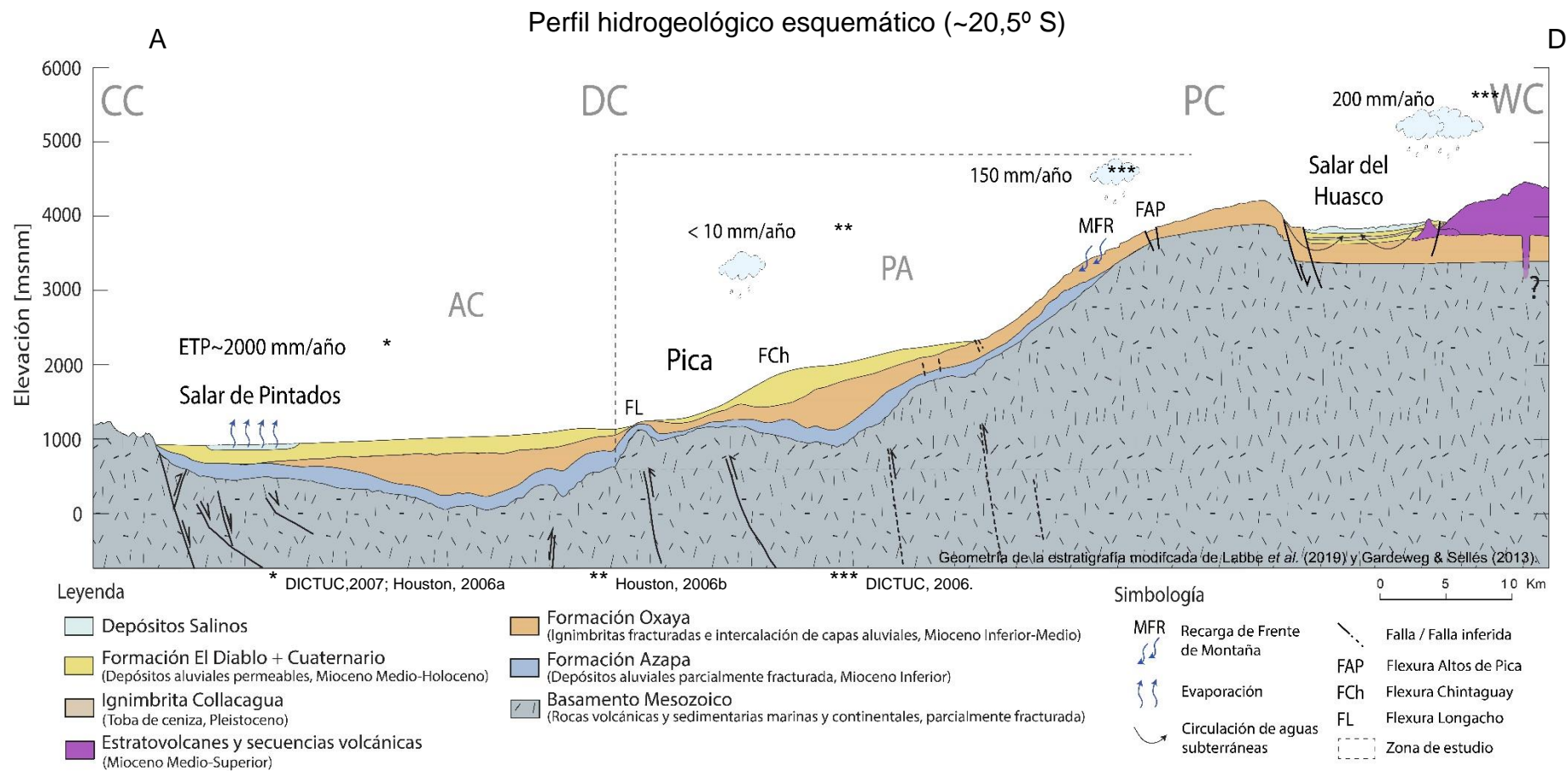


Figura 6-3: Perfil Hidrogeológico Regional ilustrando las formaciones acuíferas del Cenozoico Superior en discordancia sobre el sustrato pre-Oligoceno. Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC): Piedemonte Andino (PA) y Abanicos Cuaternarios (AC), Precordillera (PC) y Cordillera del Oeste (WC). FL: Flexura Longacho, FCh: Flexura Chintaguay y FAP: Flexura Altos de Pica.



Figura 6-4: Cocha Resbaladero, manantial termal de uso balneológico. Se observan fracturas horizontales y verticales por donde infiltra el agua. La surgencia principal se encuentra en el suelo al interior del socavón (a la derecha).



Figura 6-5: Vista hacia el área de Altos de Pica, considerada la zona de recarga. Se observa la Formación Oxaya, redes de drenaje temporales, la Fm. El Diablo y Depósitos Cuaternarios.

6.2.2 Procesos de recarga

Según Houston *et al.* (2009) el proceso de recarga difusa en el Desierto de Atacama ocurre únicamente con precipitaciones mayores a 120 mm/a, y esto ocurre sobre los 3800 m s.n.m. en la parte superior del Piedemonte Andino. Por otro lado, en las regiones áridas y semi-áridas la "recarga de frente de montaña" tiene una gran contribución (Wilson y Guan, 2004), donde se consideran los procesos de recarga focalizados y difusos. La recarga focalizada de los acuíferos se realiza típicamente a lo largo de las redes de drenaje y el frente montañoso, y es el componente dominante para la recarga, mientras que la recarga difusa de los acuíferos, a través de la infiltración directa de las precipitaciones, es limitada o inexistente (Wilson y Guan, 2004, y referencias allí citadas).

Por lo tanto, la parte superior del Piedemonte sería una importante zona de recarga para los acuíferos de la zona (Schieng *et al.*, 2017 y Viguié *et al.*, 2018), donde se exponen las unidades volcanoclásticas de la Formación Oxaya en el área de estudio sobre los 3000 m s.n.m. La Formación Oxaya alberga redes de drenajes temporales (Figura 6-5) que sirven de canales para la infiltración localizada de las lluvias altiplánicas que provienen de la cuenca Amazónica y el océano Atlántico. Además, existen hipótesis de una circulación desde la cuenca del Salar del Huasco, ubicado a 60 km al E del Oasis de Pica a 3800 m s.n.m. Sin embargo, Grilli *et al.* (1999) a través de un perfil geológico esquemático W-E muestra que existe una desconexión física entre las capas acuíferas del Cenozoico superior en la cuenca del Salar del Huasco (Formación Oxaya y Azapa) y en la zona del Piedemonte, debido a la geometría del basamento mesozoico. Hasta hoy no hay evidencias que demuestren una conexión, por lo que en este estudio consideramos que la recarga proviene únicamente de procesos de infiltración en la parte alta del Piedemonte Andino.

6.2.3 Patrones de circulación

Los grupos de agua reconocidos se han interpretado como el resultado de diferentes patrones de circulación. Las aguas del G1 están relacionadas con una circulación profunda y confinada a ~470 m b.n.s. (Figura 6-7). Las temperaturas más altas, las CE más alta y las concentraciones casi nulas de NO_3 , son consistentes con una circulación más profunda desconectada de los procesos superficiales. Las características de composición de estas aguas podrían controlarse principalmente por disolución de evaporitas o mezcla con salmuera, y/o relacionarse con un flujo regional lento a través de rocas no fracturadas correspondiente a las aguas más evolucionadas químicamente. A lo largo del margen oriental del Desierto de Atacama, el inicio de condiciones extremas de hiperaridez ha sido interpretado entre 19 y 13 Ma (Rech *et al.*, 2006). Antes de este período el clima era semi-árido, y es muy probable que se hayan desarrollado paleohumedales en morfologías de mini cuencas entre flexuras. Luego, en condiciones de hiperaridez se formaron salares. Y que durante períodos de intensa actividad volcánica, estos salares han sido cubiertos por flujos de lava e ignimbritas (Risacher & Fritz, 2008) (Figura 6-6 y Figura 6-7). La circulación de agua del G1 podría confinarse a los depósitos aluviales y fluviales de la Formación Azapa, donde ocurriría la interacción con los paleosalares, que se evidencia en la razón $\text{Cl/Na} \sim 1$ que muestran las aguas n°1 y 2. Por otra parte, Houston (2002) propone un flujo lento y antiguo en la circulación de las aguas subterráneas a través de rocas de sedimentos volcánicos y sedimentarios del Mioceno Temprano-Medio en el Piedemonte andino que podría relacionarse con la evolución de las aguas de este grupo a facies Cl-Na.

Las aguas del G2 están relacionadas con una circulación menos profunda de ~410 m b.n.s. (Figura 6-6 y Figura 6-7). Las altas temperaturas y las concentraciones más bajas de NO_3 también indican una circulación profunda desconectada de los procesos superficiales. Las aguas tienen la CE más baja del área de estudio y las relaciones $r(\text{Na})/r(\text{Cl})$ más altas (Figura 5-11.a), que podrían ocurrir debido al exceso de Na liberado por meteorización de silicatos (Meybeck, 1987). La circulación semiconfinada de las

aguas del G2 podría ser a través de los depósitos ignimbríticos fracturados de la Formación Oxaya, lo cual es consistente con lo propuesto Aravena (1995).

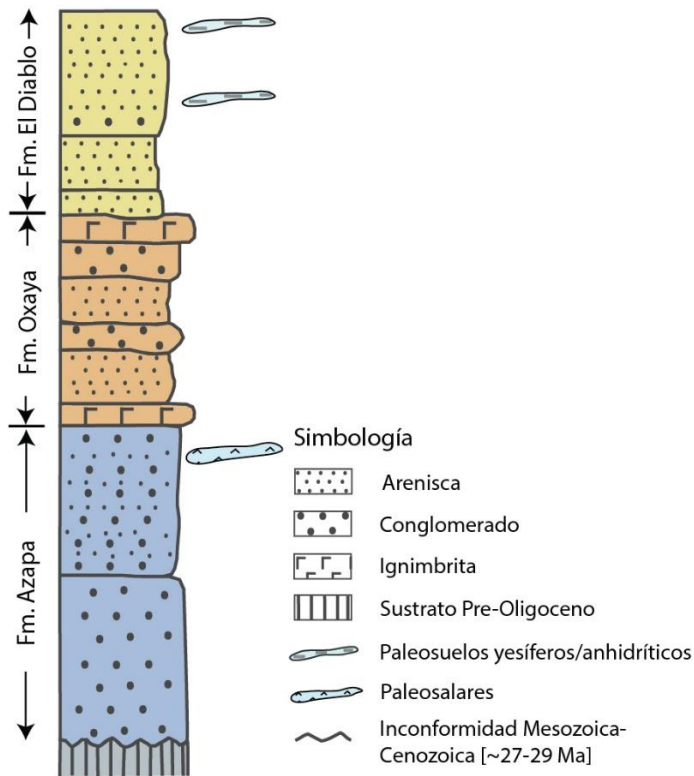
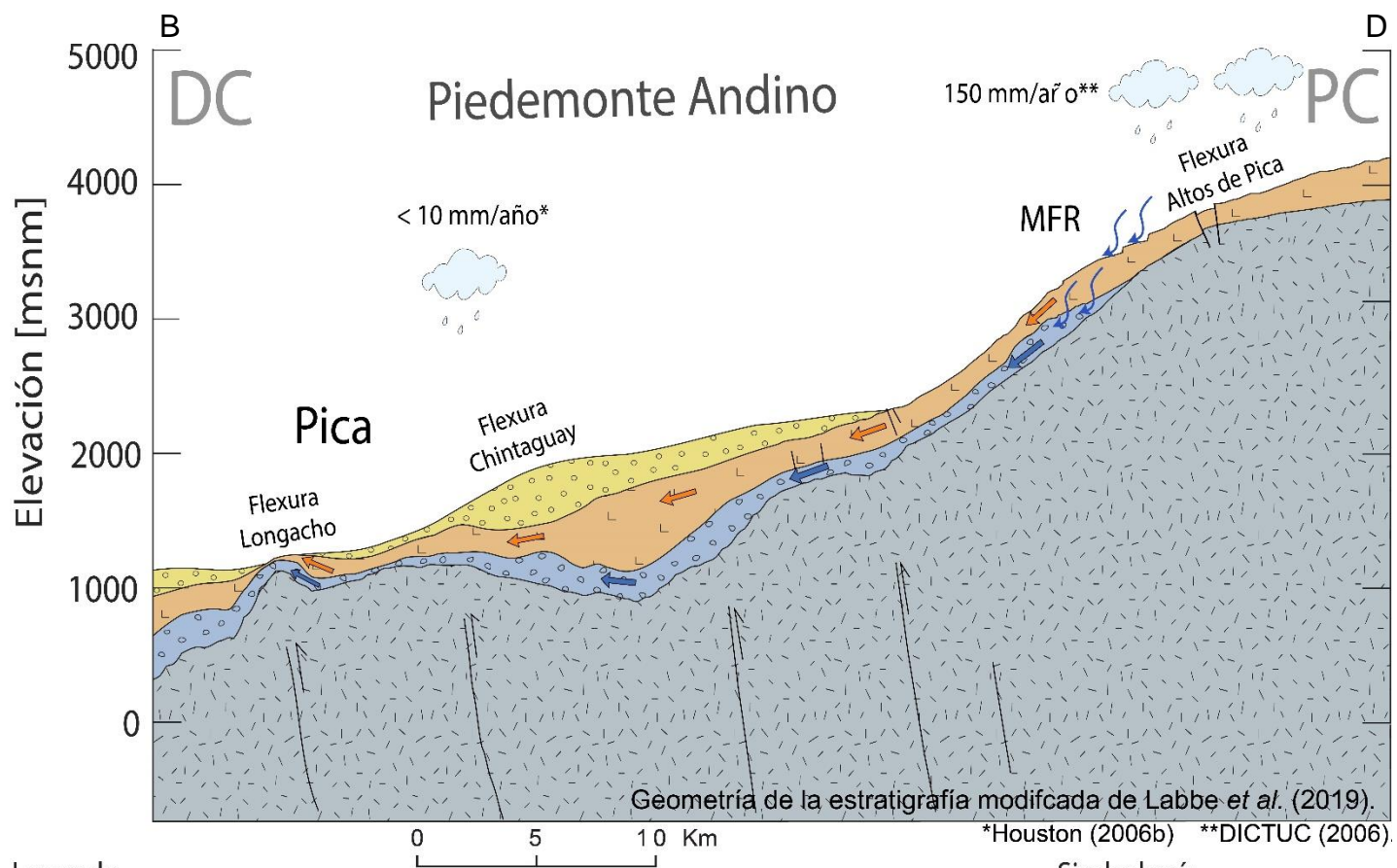


Figura 6-6: Columna estratigráfica en la DC entre los 20° y 21° S modificada de Farías *et al.* (2005). Desarrollo de paleosuelos yesíferos/anhidríticos según Rech *et al.* (2006) y paleosalares según Risacher & Fritz (2008).



Leyenda

- Formación El Diablo + Cuaternario
(Depósitos aluviales permeables, Mioceno Medio-Holoceno)
- Formación Oxaya
(Ignimbritas fracturadas e intercalación de capas aluviales, Mioceno Inferior-Medio)
- Formación Azapa
(Depósitos aluviales parcialmente fracturada, Mioceno Inferior)
- Basamento Mesozoico
(Rocas volcánicas y sedimentarias marinas y continentales, parcialmente fracturada)

Simbología

- MFR** Recarga de Frente de Montaña
- Recarga de Frente de Montaña
- Circulación de aguas subterráneas
- Circulación de aguas subterráneas
- Falla / Falla inferida

Figura 6-7: Esquema del modelo conceptual del sistema hidrogeológico del Piedemonte Andino.

6.3 Circulación confinada y recarga ascendente al acuífero no confinado

Tenemos una circulación que ocurre a través de la Formación Oxaya, y otra dentro de la Formación Azapa que ocurre a mayores profundidades. Estos dos patrones de circulación al llegar a la zona de Pica se ven afectados por la zona de fracturas (o daños) entre las flexiones de Chintaguay y Longacho, además de la sobreexplotación del agua y la actividad agrícola del Oasis de Pica. Hasta ahora, no hay evidencias de circulación superficial originada dentro de la Formación El Diablo, donde hay una tasa de precipitación muy baja en el área (menor a 10 mm/a) una alta tasa de evaporación (2000 m/año) (Houston, 2006a; DICTUC, 2007) y donde los procesos de recarga ocurren en el frente montañoso, por encima de los 3800 m s.n.m. Por lo tanto, las aguas que encontramos más al oeste en la Formación El Diablo no pueden provenir de la infiltración dentro de esta formación, sino de la recarga ascendente a través de fracturas de las circulaciones semiconfinadas de las Formaciones Azapa y Oxaya (Figura 6-9).

6.3.1 Tercer patrón de circulación

Los datos analizados sugieren que las aguas del G3 están relacionadas con la circulación más superficial del sistema a unos 300 m b.n.s. Las temperaturas más bajas, a excepción de las muestras n°10 y 17, y las concentraciones más altas de NO_3 son consistentes con una circulación menos profunda pero conectada con los procesos superficiales.

Las concentraciones de elementos mayoritarios y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ están entre los G1 y G2, y podrían ser el producto de una mezcla entre los anteriores grupos y otros procesos emplazados en la capa más superficial del acuífero.

El origen del SO_4 de la mayoría de las aguas del G3 podría estar relacionado con el desarrollo de paleosuelos de yeso descritos en diferentes niveles de la Formación El Diablo y depósitos cuaternarios (Blanco & Tomlinson, 2013; Tomlinson, 2015; Rech *et al.*, 2019) (Figura 6-6), o vinculados a un origen antrópico asociado a la agricultura. Las mayores concentraciones de HCO_3 de G3 (a excepción de las aguas $\text{SO}_4\text{-Na}$, Figura 5-8.d) podrían relacionarse con la interacción del agua y el CO_2 del suelo y/o meteorización de silicatos. En tanto, este grupo presenta las mayores concentraciones de sílice (Figura 5-9), cuyo origen no está claro. Se relacionaría a la interacción con los sedimentos siliciclásticos de la Fm. El Diablo, al uso de fertilizantes y/o a procesos biológicos que se evidenciaría por la relación positiva con el NO_3 (Wall *et al.*, 1998, Figura 6-8). Por otra parte, las concentraciones más altas de NO_3 podrían estar influenciadas por la actividad agrícola del Oasis de Pica y no por interacción con depósitos de nitratos, ya que estos depósitos se ubican aguas abajo como lo identifican Alvarez *et al.* (2015, 2016).

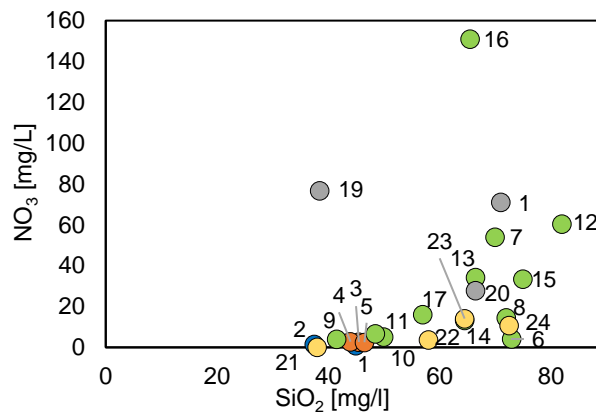
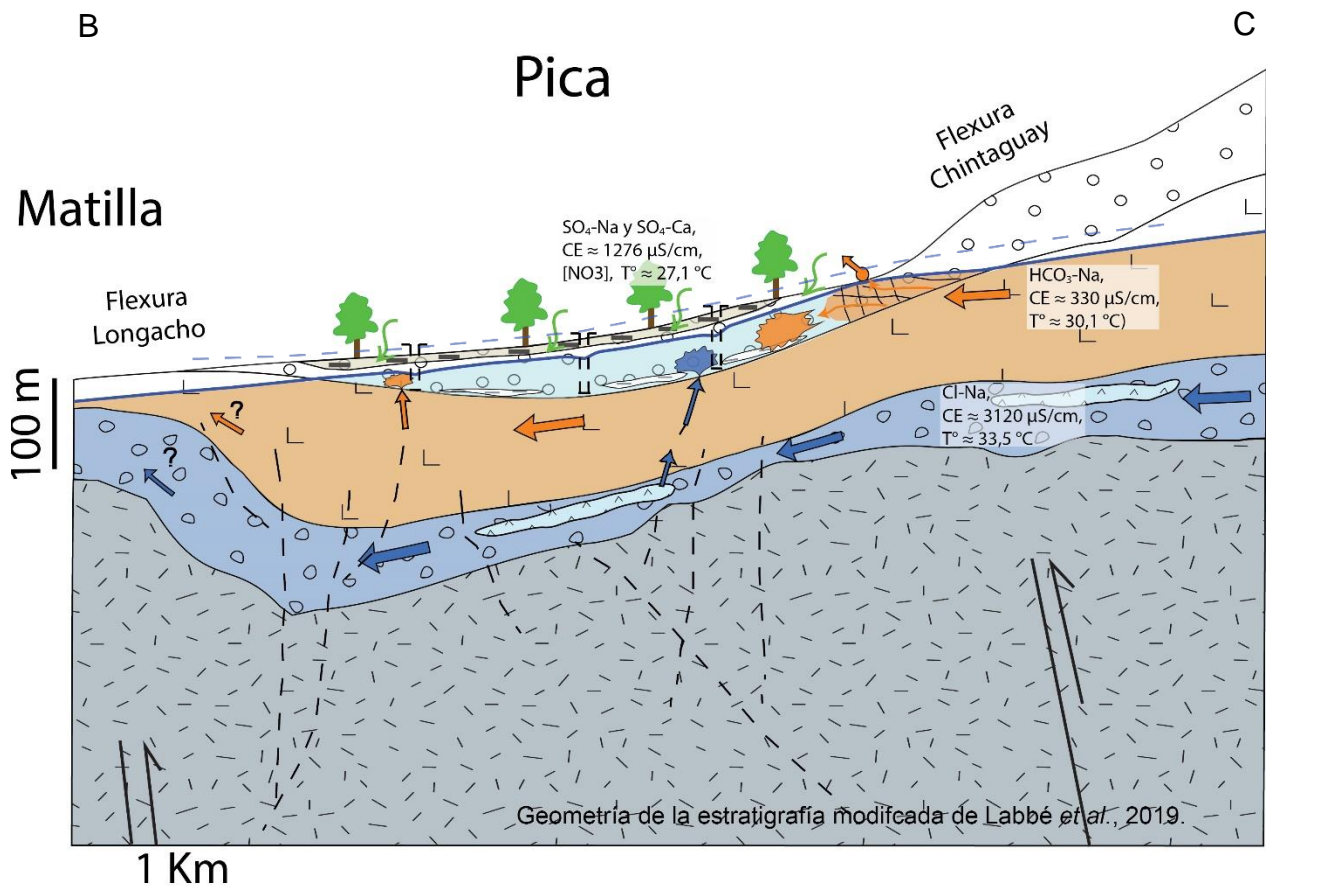


Figura 6-8: Relación NO₃ vs Sílice.

La composición química de estas aguas está controlada por diferentes procesos, como disolución de evaporitas, meteorización de silicatos y actividad antrópica.

En términos generales, estas aguas están afectadas por el retorno de riego, como sugieren Fritz *et al.* (1981). Finalmente, la recirculación producto del retorno de riego tiene lugar en la Formación El Diablo, donde el agua procedente de las formaciones Azapa y Oxaya que ascienden por fracturas o son capturadas en niveles cercanos a las interfases entre las formaciones Azapa, Oxaya y El Diablo (Figura 6-9).



Leyenda

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Formación El Diablo
(Depósitos aluviales permeables, Mioceno Medio) | | Circulación de agua subterránea por Fm. Oxaya |
| | Formación El Diablo
Locamente matriz cementada. Fracturas horizontales y verticales. | | Circulación de agua subterránea por Fm. Azapa |
| | Formación Oxaya
(Ignimbritas fracturadas e intercalación de capas aluviales, Mioceno Inferior-Medio) | | Agua subterránea afectada por retorno de riego en Fm. El Diablo |
| | Formación Azapa
(Depósitos aluviales parcialmente fracturada, Mioceno Inferior) | | Manantial termal |
| | Basamento Mesozoico
(Rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias marinas y continentales, parcialmente fracturada) | | Mezcla de aguas HCO ₃ -Na en la Formación El Diablo |
| | Paleohumedales aluviales
(Areniscas laminadas cementadas por carbonatos, sulfatos u óxidos de hierro y limolitas laminadas) | | Mezcla de aguas Cl-Na en la Formación El Diablo |
| | Paleosuelos yesíferos/anhidríticos
(Paleosuelos de yeso y anhidritas en la Formación El Diablo) | | Interp. fallas según Labbé <i>et al.</i> (2019) |
| | Paleosalares
(Evaporitas en la Formación Azapa) | | Interp. fallas según Schiehing <i>et al.</i> (2017) |
| | | | Nivel freático |
| | | | Nivel piezométrico |

Figura 6-9: Modelo conceptual del sistema hidrogeológico del Oasis de Pica.

7 Conclusiones

El desarrollo de este trabajo deja en evidencia la complejidad del sistema acuífero, identificado como multicapa, en el Oasis de Pica, situado en las zonas hiperáridas del Piedemonte del Desierto de Atacama.

A través del análisis hidrogeoquímico, piezométrico y, la integración de la geología en profundidad, se propone la presencia de 3 patrones principales de circulación. Éstos han sido identificados en las aguas subterráneas del Oasis de Pica y, evidencian que la estratigrafía y estructuras del Piedemonte Andino ejercen un control de primer orden en los flujos subterráneos del área de estudio.

Las aguas analizadas presentan características fisicoquímicas diferentes que han permitido diferenciar grupos de aguas cuyos procesos fisicoquímicos principales son la interacción con las rocas, disolución de paleosuelos salinos y mezclas de aguas.

Los 3 patrones de circulación identificados a partir de la hidrogeoquímica difieren en sus características fisicoquímicas y piezométricas. i) La circulación más profunda, se relaciona con aguas Cl-Na (G1), elevada conductividad eléctrica y temperatura ($CE \approx 3120 \mu\text{S}/\text{cm}$, $T^\circ \approx 33,5 \text{ }^\circ\text{C}$), con $\delta^{13}\text{C} \approx -12,9 \text{ } \text{‰}$ (PDB) y $\text{NO}_3 \approx 1,2 \text{ mg/L}$. Estas aguas circulan confinadas en la capa aluvial depositada sobre el basamento Mesozoico, correspondiente a la Fm. Azapa y, presentan diferente grado de confinamiento con respecto a la superficie topográfica; ii) La circulación de menor profundidad se relaciona con facies $\text{HCO}_3\text{-Na}$, baja conductividad eléctrica y alta temperatura ($CE \approx 330 \mu\text{S}/\text{cm}$, $T^\circ \approx 30,1 \text{ }^\circ\text{C}$), y con $\delta^{13}\text{C} \approx 8,0 \text{ } \text{‰}$ (PDB) y $\text{NO}_3 \approx 2,7 \text{ mg/L}$. Estos flujos estarían parcialmente conectados con la superficie y/o semi-confinados en las ignimbritas fracturadas correspondientes a la Fm. Oxaya; finalmente, iii) Los flujos más superficiales del sistema se relacionan con aguas $\text{SO}_4\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Na}$ y mixtas-Na. Sus concentraciones de componentes químicos principales y valores de $\delta^{13}\text{C}$ se encuentran entre los grupos 1 y 2 ($CE \approx 1290 \mu\text{S}/\text{cm}$, $T \approx 27,2 \text{ }^\circ\text{C}$, $\delta^{13}\text{C} \approx -10,6 \text{ } \text{‰}$ (PDB) y NO_3 hasta $151,0 \text{ mg/L}$), y se han interpretado como el producto de una mezcla entre las aguas de los anteriores flujos. Las aguas más superficiales, además de procesos de interacción con la roca, presentan evidencias de contaminación debido a las actividades antrópicas y, especialmente a la actividad agrícola que se lleva a cabo en el Oasis de Pica.

Los tratamientos estadísticos multivariantes y, las simulaciones geoquímicas han corroborado los procesos fisicoquímicos definidos anteriormente y han entregado valores de mezcla entre las diferentes aguas que caracterizan los patrones de circulación.

Este trabajo de Tesis propone un modelo hidrogeológico conceptual, que entrega las bases necesarias para implementar y/o mejorar futuros modelos numéricos, que generarán, a su vez, las herramientas necesarias para una gestión sustentable de los recursos hídricos. En esta zona, el desarrollo socioeconómico está directamente

vinculado a la gran demanda de agua subterránea. Los avances realizados en el conocimiento del acuífero del Oasis de Pica contribuyen por otra parte a mejorar el entendimiento del acuífero de la Pampa del Tamarugal, acuífero que es el más grande del norte de Chile y, está sujeto a fuertes presiones antrópicas.

El entendimiento de la dinámica de las aguas subterráneas del norte de Chile es extremadamente relevante para establecer o descartar posibles conexiones entre los flujos subterráneos de las cuencas del Altiplano y la Depresión Central.

Finalmente, el modelo conceptual multicapa que proponemos podría representar la dinámica de los recursos subterráneos en otras partes del Piedemonte Andino, considerando algunos aspectos comunes a nivel regional en la Depresión Central desde el sur del Perú hasta el norte de Chile.

8 Bibliografía

Álvarez, F., Reich, M., Pérez-Fodich, A., Snyder, G., Muramatsu, Y., Vargas, G., & Fehn, U. (2015). Sources, sinks and long-term cycling of iodine in the hyperarid Atacama continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 161, 50–70. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.032>

Álvarez, F., Reich, M., Snyder, G., Pérez-Fodich, A., Muramatsu, Y., Daniele, L., & Fehn, U. (2016). Iodine budget in surface waters from Atacama: Natural and anthropogenic iodine sources revealed by halogen geochemistry and iodine-129 isotopes. *Applied Geochemistry*, 68, 53–63. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2016.03.011>

Aravena, R. (1995). Isotope hydrology and geochemistry of northern Chile groundwaters. *Bulletin Institut Français Études Andines*, 24, 495–503.

Aravena, R., & Suzuki, O. (1990). Isotopic Evolution of River Water in the Northern Chile Region. *Water Resources Research*, 26(12), 2887–2895. <https://doi.org/10.1029/WR026i012p02887>

Arumí, J. L. y Oyarzún, R. A. (2006). Las Aguas Subterráneas en Chile. *Boletín Geológico y Minero (IGME)*, 117(1), 37–45.

Awad, S. (2014). Analysing groundwater using the ¹³C isotope. *Physics Procedia*, 55, 35-40.

Banco Mundial. (2011). Chile. Diagnóstico de la Gestión de los Recursos Hídricos. Departamento de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible, Región para América Latina y el Caribe. 88. Retrieved from <http://water.worldbank.org/node/83999>

Blanco, N., & Tomlinson, A. (2013). Carta Guatacondo, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 156, 1 Mapa Escala 1:100.000. Santiago.

Blanco, N., Vásquez, P., Sepúlveda, F., Tomlinson, A., Quezada, A., & Ladino, M. (2012). Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hidricos de la Cordillera de la Costa, depresión central y precordillera de la región de Tarapacá [20°-21°S]. *Servicion Nacional de Geologia y Minería, Santiago*. Retrieved from: <http://www2.sernageomin.cl/biblioteca/cgi/wxis.exe?IsisScript=plus.xis&mfn=025481&base=Bsngm>

Börgell, R. (1983). Geografía de Chile: Tomo II, Geomorfología. *Instituto Geográfico Militar*, 182.

Brown, E., & Saldivia, J. E. (2000). Informe Nacional sobre la Gestión del Agua en Chile, Agua para el siglo XXI para América de Sur (Global Water Partnership). 117.

Cifuentes, J. L. (2014). Caracterización Hidrogeológica de la Pampa del Tamarugal entre los 20°10´-20°45´S y 68°45´-70°10´W y su conexión hidráulica con Pica, Región de Tarapacá, Chile. Memoria de título de Geólogo, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción.

Clark, I., & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology Lewis* (1st ed.). Lewis Publishers.

Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R., & Savard, M. M. (2008). Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology*, 353(3–4), 294–313. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.02.015>

Daniele, L., Bosch, A.P., Vallejos, A., Molina, L. (2008). Geostatistical analysis to identify hydrogeochemical processes in complex aquifers: a case study (Aguadulce unit, Almeria, SE Spain). *AMBIO A Journal of the Human Environment*, 37(4), 249–253.

Dingman, R. J., & Galli, C. O. (1965). Geology and ground-water resources of the Pica area, Tarapaca Province, Chile. *Geological Survey Bulletin* 1189, 113. <https://doi.org/10.3133/b1189>

Dirección General de Aguas (DGA) (1998). Evaluación de Recursos Hídricos en el sector de Pica, Hoya de la Pampa Del Tamarugal, I Región

Dirección General de Aguas (DGA). (2018). *Resolución “Declara zona de prohibición para nuevas explotaciones de aguas subterráneas en sector Pica, Región de Tarapacá.”* Retrieved from http://normativaconstruccion.cl/documentos_sitio/35224_1492965.pdf

Dirección General de Aguas (DGA)-GHD. (2012). Levantamiento de Información Hidrogeológica para Modelación Acuífero de Pica, Cuenca de la Pampa del Tamarugal, Región de Tarapacá.

Dirección de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Pontificia Universidad Católica de Chile (DICTUC). (2006). Actualización de la estimación de la recarga acuíferos de Pampa Tamarugal y Llamara. *Estudio de Impacto Ambiental Proyecto Pampa Hermosa Anexo VII.2 Hidrología. Pramar Ambiental-Sociedad Química y Minera de Chile (SQM), Santiago, Chile.*

Dirección de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Pontificia Universidad Católica de Chile (DICTUC). (2007). Medición de la evaporación desde acuíferos de la Pampa del Tamarugal y Llamara. Estudio de Impacto Ambiental Proyecto Pampa Hermosa.

Dunai, T. J., González López, G. A., & Juez-Larré, J. (2005). Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, 33(4), 321. <https://doi.org/10.1130/G21184.1>

Edmunds, W., Ayakumar, R., Mishra, A., Salih, A., Sorooshian, S., Wheeler, H., & Logan, W. (2013). G-WADI—the first decade. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 5(1), 1. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1226.2013.00001>

Fariás, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., & Hérail, G. (2005). Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, 24(4), 1–27. <https://doi.org/10.1029/2004TC001667>

Farid, I., Zouari, K., Trabelsi, R., & Kallali, A. R. (2014). Application of environmental tracers to study groundwater recharge in a semi-arid area of Central Tunisia. *Hydrological Sciences Journal*, 59(11), 2072-2085.

Fernández-Turiel, J. L., Galindo, G., Parada, M. A., Gimeno, D., García-Vallès, M., & Saavedra, J. (2005). Estado actual del conocimiento sobre el arsénico en el agua de Argentina y Chile: origen, movilidad y tratamiento. *II Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea - IV Congreso Hidrogeológico Argentino*. Pp. 1-22.

Fritz, P., Suzuki, O., Silva, C., & Salati, E. (1981). Isotope hydrology of groundwaters in the Pampa del Tamarugal, Chile. *Journal of Hydrology*, 53(1–2), 161–184. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(81\)90043-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(81)90043-3)

Galli, C. O. (1957). Las formaciones geológicas del borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Minerales*, 56, 14–26.

Galli, C. O. (1967). Pediplain in northern Chile and the Andean uplift. *Science*, 158, 653–655.

Galli, C. O. (1968). Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 18*, 53.

Galli, C. O., & Dingman, R. J. (1962). Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, v. 3, Nos 2, 3, 4, 5*.

García, F. (1967). Geología del Norte Grande de Chile. Sociedad Geológica de Chile, Publicaciones: 138 p. Santiago.

García, M., Hérail, G., Charrier, R., Mascle, G., Fornari, M., & Pérez de Arce, C. (2002). Oligocene-Neogene tectonic evolution of the Altiplano of northern Chile (18 – 19°S). *5th International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. de Rech. Pour Le Dév. (IRD)*. Toulouse, France.

Giggenbach, W. F., & Goguel, R. L. (1989). Collection and Analysis of Geothermal and Volcanic Water and Gas Discharges. *Department of Scientific and Industrial Research, Chemistry Division. Report No.: CD 2401.*

Grilli, A., Aguirre, E., Durán, M., Townsend, F., & González, A. (1999). *Origen de las aguas subterráneas del sector Pica-Salar del Huasco, Provincia de Iquique, I Región de Tarapacá.* XIII Congreso de ingeniería sanitaria y ambiental AIDIS-CHILE.

Güler, C., Thyne, G. D., McCray, J. E., & Turner, K. A. (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*, 10(4), 455–474. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0196-6>

Hartley, A. J., & Chong, G. (2002). Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology*, 30(1), 43. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2)

Houston, J. (2002). Groundwater recharge through an alluvial fan in the Atacama Desert, northern Chile: mechanisms, magnitudes and causes. *Hydrological Processes*, 16(15), 3019–3035. <https://doi.org/10.1002/hyp.1086>

Houston, J. (2006a). Evaporation in the Atacama Desert: An empirical study of spatio-temporal variations and their causes. *Journal of Hydrology*, 330(3–4), 402–412. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.036>

Houston, J. (2006b). Variability of precipitation in the Atacama Desert: Its causes and hydrological impact. *International Journal of Climatology*, 26(15), 2181–2198. <https://doi.org/10.1002/joc.1359>

Houston, J. (2009). A recharge model for high altitude, arid, Andean aquifers. *Hydrological Processes*, 23(16), 2383–2393. <https://doi.org/10.1002/hyp.7350>

Houston, J., & Hartley, A. J. (2003). The central andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23(12), 1453–1464. <https://doi.org/10.1002/joc.938>

Japan International Cooperation Agency (JICA). (1995). The study on development of water resources in northern Chile. *Dirección General de Aguas. 496 Pp. Tokyo.*

Jayne, R. S., Pollyea, R. M., Dodd, J. P., Olson, E. J., & Swanson, S. K. (2016). Contraintes spatiales et temporelles sur l'écoulement régional des eaux souterraines dans la pampa du bassin du Tamarugal, désert d'Atacama, Chili. *Hydrogeology Journal*, 24(8), 1921–1937. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1454-3>

Jordan, T. E., Nester, P. L., Blanco, N., Hoke, G. D., Dávila, F., & Tomlinson, A. J. (2010). Uplift of the Altiplano-Puna plateau: A view from the west. *Tectonics*, 29(5). <https://doi.org/10.1029/2010TC002661>

Jordan, Teresa E., Kirk-Lawlor, N. E., Nicolás Blanco, P., Rech, J. A., & Cosentino, N. J. (2014). Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *Bulletin of the Geological Society of America*, 126(7–8), 1016–1046. <https://doi.org/10.1130/B30978.1>

Labbé, N. (2016). Configuración 3D de la Cuenca Pampa del Tamarugal: implicancias en la distribución de la cobertura oligocena-holocena, Norte de Chile (20° 20'-20° 50'S). Memoria de título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Labbé, N., García, M., Simicic, Y., Contreras-Reyes, E., Charrier, R., De Pascale, G., & Arriagada, C. (2019). Sediment fill geometry and structural control of the Pampa del Tamarugal basin, northern Chile. *GSA Bulletin*, 131(1–2), 155–174. <https://doi.org/10.1130/B31722.1>

Lictevout, E., Maass, C., Cordoba, D., Herrera, V., Payano, R. (2013). *Centro de Investigación y Desarrollo en Recursos Hidricos (CIDERH), Región de Tarapacá*. Iquique, Chile.

Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., & Grilli, A. (1989). Water chemistry and isotope study of streams and springs in northern Chile. *Journal of Hydrology*, 108, 323–341. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90292-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90292-8)

Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., & Grilli, A. (1990). Source of Ground Water in the Deserts of Northern Chile: Evidence of Deep Circulation of Ground Water from the Andes. *Groundwater*, 28(4), 513–517. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1990.tb01706.x>

Meybeck, M. (1987). Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science*, 287(5), 401–428. <https://doi.org/10.2475/ajs.287.5.401>

Ministerio del Medio Ambiente (MMA) (2011). Informe del Estado del Medio Ambiente 2011. Retrieved from Ministerio del Medio Ambiente website: <https://www.oceandocs.org/handle/1834/5458>

Muñoz, J. (2009). Levantamiento Hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, regiones XV, I, II Y III. Etapa II Informe final parte IV. Retrieved from Santiago: Pontificia Universidad Católica de Chile website: <http://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/12345>

Naranjo, J., & Paskoff, R. (1985). Evolución Cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18° –21° S). *IV Congreso Geológico*

Chileno. Departamento de Geociencias. Universidad Católica Del Norte, 19. Antofagasta.

Negri, A., Daniele, L., Aravena, D., Muñoz, M., Delgado, A., & Morata, D. (2018a). Decoding fjord water contribution and geochemical processes in the Aysen thermal springs (Southern Patagonia, Chile). *Journal of Geochemical Exploration*, 185, 1–13. <https://doi.org/10.1016/J.GEXPLO.2017.10.026>

Negri, A. (2018b). Origen de los fluidos termales e implicancias para los sistemas geotermales de Aysén: Una aproximación desde la hidrogeoquímica. Tesis de grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología.

Nester, P., & Jordan, T. (2012). The Pampa del Tamarugal Forearc Basin in Northern Chile: The Interaction of Tectonics and Climate. In *Tectonics of Sedimentary Basins* (pp. 369–381). <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch18>

Nicholson, S. E. (2002). What are the key components of climate as a driver of desertification. *Global Desertification: Do Humans Cause Deserts*, 41-57.

Norma Chilena (NCh) 1333 (1987). Requisitos de calidad del agua para diferentes usos.

Norma Chilena (NCh) 409 (2005). Agua Potable Decreto Exento N°446. Diario Oficial N°38.498.

Organización Mundial de la Salud (OMS). (2017). Guidelines for drinking-water quality: fourth edition incorporating the first addendum. Geneva: World Health Organization. Licence: CC BY-NC-SA 3.0 IGO.

Ortiz, C. (2008). Mediciones de evaporación con el domo en la Pampa del Tamarugal y el Salar de Llamara. Seminario Internacional “La Evaporación En La Estimación de Los Recursos Hídricos En Cuencas Del Norte de Chile.”

Parkhurst, D. L., & Appelo, C. A. J. (1995). User's guide to PHREEQC (Version 2)–A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Denver, US Geological Survey, *Water-Resources Investigations Report*.

Parraguez, G. (1998). Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica Cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región Tarapacá, Chile. Memoria de título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Pinto, L., Hérail, G., & Charrier, R. (2004). Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19°15'S, norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31(1). <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000100002>

Rech, J., Currie, B., Jordan, T., Riquelme, R., Lehmann, S., Kirk-Lawlor, N., Li, S., Gooley, J. T. (2019). Massive middle Miocene gypsum paleosols in the Atacama

Desert and the formation of the Central Andean rain-shadow. *Earth and Planetary Science Letters*, 506, 184–194. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.040>

Rech, J., Currie, B., Michalski, G., & Cowan, A. (2006). Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology*, 34(9), 761–764. <https://doi.org/10.1130/G22444.1>

Risacher, F., & Fritz, B. (2009). Origin of Salts and Brine Evolution of Bolivian and Chilean Salars. *Aquatic Geochemistry*, 15(1–2), 123–157. <https://doi.org/10.1007/s10498-008-9056-x>

Safriel, U., Adeel, Z., Niemeijer, D., Puigdefabregas, J., White, R., Lal, R., Winslow, M., Ziedler, K., Prince, S., Archer, E., King, C., Shapiro, B., Wessels, K., Nielsen, T., Portnov, B., Reshef, I., Thornel, J., Lachman, E., McNab, D. (2005). *Dryland Systems. En: Ecosystems and Human Well-being: Scenarios. Findings of the Scenarios Working Group, Millennium Ecosystem Assessment (Program)*. Retrieved from https://islandpress.org/books/ecosystems-and-human-well-being-scenarios?prod_id=307

Salazar, C., Roja, L., & Pollastri, A. (1998). Evaluación de Recursos Hídricos en el Sector de Pica, Hoya de la Pampa del Tamarugal. I Región, Chile.

Scheihing, K., Moya, C., & Tröger, U. (2017). Insights into Andean slope hydrology: reservoir characteristics of the thermal Pica spring system, Pampa del Tamarugal, northern Chile. *Hydrogeology Journal*, 25(6), 1833–1852. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1533-0>

Smithson, P., Addison, K. and Atkinson, K. (2002). *Fundamental of the physical Environment edition* (3rd ed.). London and New York: Routledge Press.

Tapia, J., González, R., Townley, B., Oliveros, V., Álvarez, F., Aguilar, G., Menzies, A., Calderón, M. (2018). Geology and geochemistry of the Atacama Desert. *Antonie van Leeuwenhoek, International Journal of General and Molecular Microbiology*, 111(8), 1273–1291. <https://doi.org/10.1007/s10482-018-1024-x>

Tobar, A., Salas, I., & Kast, R. (1968). Cuadrángulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile Nos. 19 y 20, Escala 1:50.000, 13 p. Santiago.

Tomlinson, A. Blanco, N. & Ladino, M. (2015). Carta Mamiña, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 174 p., 1 Mapa Escala 1:100.000. Santiago.

United Nations (UN) (2011). Global Drylands: A UN system-wide response. United Nations Environment Programme (UNEP) & United Nations Environment Management Group (UNEMG). Retrieved from <http://www.unemg.org/MeetingsDocuments/IssueManagementGroups/land/Drylandreport/tabid/56306/Default.aspx>

Valdés-Pineda, R., Pizarro, R., García-Chevesich, P., Valdés, J. B., Olivares, C., Vera, M., ... Helwig, B. (2014). Water governance in Chile: Availability, management and climate change. *Journal of Hydrology*, 519(PC), 2538–2567. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.016>

Vergara, H., & Thomas, A. (1984). Carta Geológica de Chile N° 59, Escala 1:250.000. Hoja Collacagua. Región de Tarapacá. *Servicion Nacional de Geologia y Minería, Santiago*.

Victor, P., Oncken, O., & Glodny, J. (2004). Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, 23(4). <https://doi.org/10.1029/2003TC001519>

Viguié, B., Jourde, H., Yáñez, G., Lira, E., Leonardi, V., Moya, C., García-Pérez, T., Maringue, J. y Lictevoud, E. (2018). Multidisciplinary study for the assessment of the geometry, boundaries and preferential recharge zones of an overexploited aquifer in the Atacama Desert (Pampa del Tamarugal, Northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 86(June), 366–383. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.018>

Viguié, B., Jourde, H., Leonardi, V., Daniele, L., Batiot-Guilhe, C., Favreau, G., & De Montety, V. (2019a). Water table variations in the hyperarid Atacama Desert: Role of the increasing groundwater extraction in the pampa del tamarugal (Northern Chile). *Journal of Arid Environments*, 168, 9-16. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2019.05.007>

Viguié, B., Daniele, L., Jourde, H., Leonardi, V., & Yáñez, G. (2019b). Changes in the conceptual model of the Pampa del Tamarugal Aquifer: Implications for Central Depression water resources. *Journal of South American Earth Sciences*, 102217. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102217>

Vila G., T. (1976). Hidrogeología y distribución zonal de las costras salinas en el salar de Bellavista-Pintados, Norte Grande de Chile. *Primer Congreso Geológico Chileno*. Santiago.

Vogel, S., & Vila G., T. (1980). Cuadrángulos Arica y Poconchile. Región de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile No. 35, 24 p., 1 Mapa Escala 1:50.000 Santiago.

Wall G.R., Phillips P.J. & Riva-Murray K. (1998). Seasonal and spatial patterns of nitrate and silica concentrations in Canajoharie Creek, New York. *Journal Environmental Quality*. 27: 381–389.

Warner, T. (2004). *Desert Meteorology*. Cambridge: Cambridge University Press.

Wilson, J. L., & Guan, H. (2004). Mountain-block hydrology and mountain-front recharge. In *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States* (Vol. 9, pp. 113–137). <https://doi.org/10.1029/009WSA08>

9 Anexos

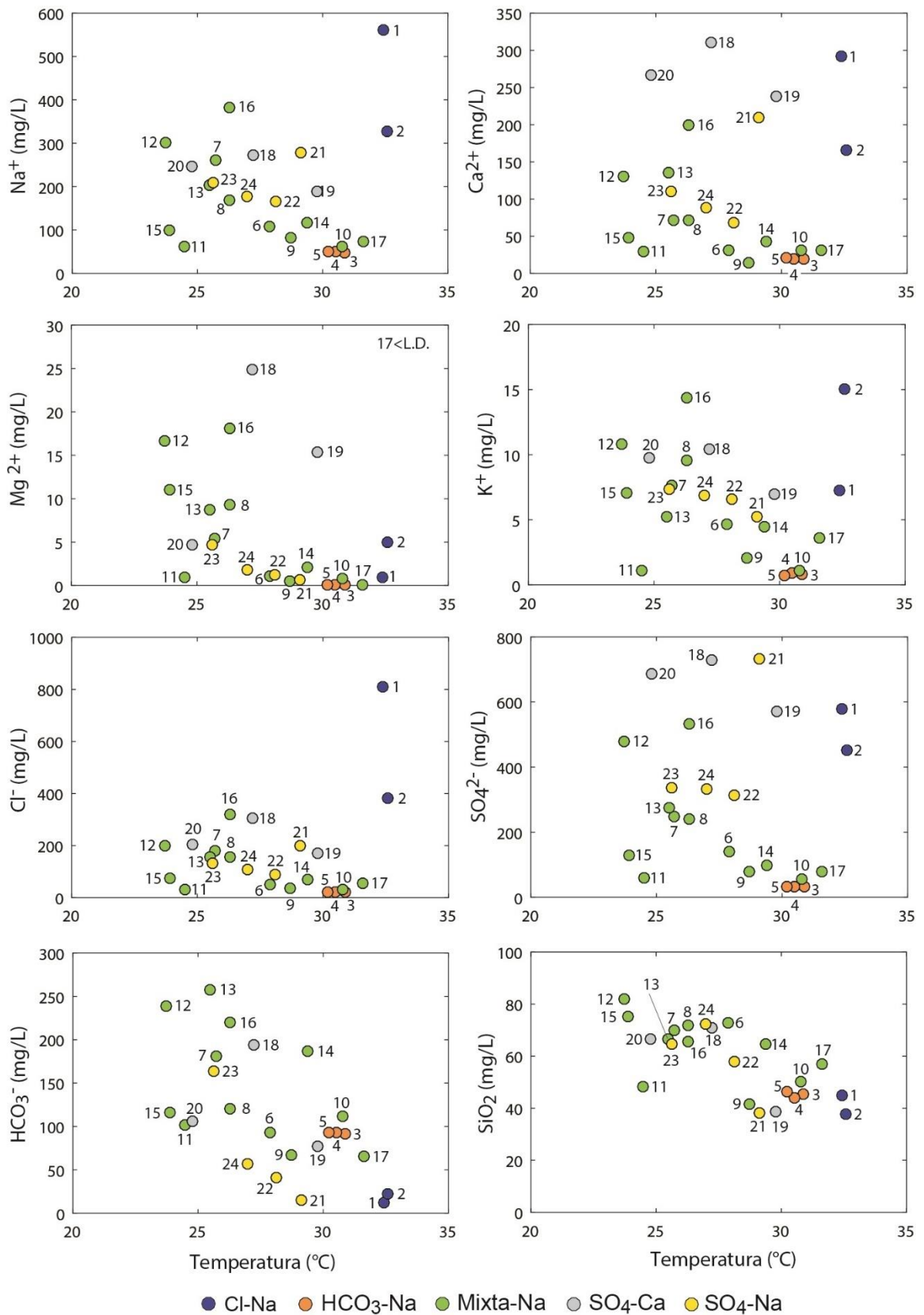
A. Parámetros fisicoquímicos y análisis químicos de las aguas muestreadas en la campaña de terreno 2

ID	Grupo	UTME	UTM N	Altura [msnm]	T [°C]	EC [μS/c]	pH	Facies geoquímica	δ ¹³ C ‰ (VPDB)	Cl- [mg/L]	SO4-2 [mg/L]	NO3- [mg/L]	HCO3- [mg/L]	Na [mg/L]	K [mg/L]	Ca [mg/L]	Mg [mg/L]
1	G1	466050	7728684	1287	32.4	3920	8.2	Cl-Na	-12.62	891.4	645.2	0.65	11.3	536.0	6.08	268.6	0.87
2	G1	467193	7730920	1295	32.6	2157	8.4	Cl-Na	-12.78	437.8	514.8	2.79	18.0	320.0	16.98	157.3	5.20
3	G2	466760	7735173	1387	30.9	323	8.2	HCO3-Na	-7.98	23.9	39.5	3.39	91.3	48.9	1.07	20.1	0.06
4	G2	466592	7734746	1363	30.5	337	8.1	HCO3-Na	-8.39	24.1	39.3	3.58	93.0	49.7	1.41	20.3	0.10
6	G3	463539	7732805	1280	27.9	710	8.0	Mixta-Na	-12.49	56.2	143.1	4.67	100.2	105.8	5.09	31.1	1.06
7	G3	461119	7732116	1146	25.7	1447	8.1	Mixta-Na	-12.71	261.8	639.2	55.74	202.4	341.2	11.56	159.9	11.84
8	G3	465019	7732751	1291	26.3	1230	8.0	Mixta-Na	-9.61	161.0	258.9	26.31	123.9	170.0	9.44	70.3	8.41
9	G3	465118	7732727	1295	28.7	446	8.4	Mixta-Na	-10.94	40.3	90.8	6.72	89.1	83.8	2.78	16.9	0.69
10	G3	466325	7733907	1343	30.8	413	7.5	Mixta-Na	-10.21	33.4	63.5	5.34	114.1	61.2	1.40	31.2	0.71
11	G3	466044	7734927	1343	24.5	406	8.0	Mixta-Na	-9.25	33.0	66.8	7.74	102.0	59.9	1.37	30.2	0.88
12	G3	463670	7731160	1203	23.7	2077	7.4	Mixta-Na	-13.08	219.9	534.5	70.01	236.3	303.9	12.01	133.7	18.96
13	G3	465025	7733678	1303	25.5	1434	7.5	Mixta-Na	-13.24	265.2	364.8	36.84	254.6	215.9	7.61	198.2	13.61
14	G3	466627	7734327	1363	29.4	849	7.1	Mixta-Na	-12.93	71.9	105.9	19.96	181.4	112.7	5.23	41.8	2.17
15	G3	464462	7734954	1313	23.9	642	7.9	Mixta-Na	-10.72	87.0	144.6	46.35	115.8	96.6	8.21	47.3	11.76
16	G3	463898	7732465	1279	26.3	2300	7.5	Mixta-Na	-9.69	371.9	632.8	139.89	211.4	373.9	15.95	193.7	20.41
17	G3	468119	7735592	1475	31.6	442	8.8	Mixta-Na	-7.29	42.8	67.2	12.71	57.7	65.5	3.71	20.9	<0.001
18	G3	466592	7734116	1362	27.2	2820	7.0	SO4-Ca	-11.65	302.0	1014.2	102.64	175.3	283.6	12.62	350.3	31.11
21	G3	465281	7737110	1364	29.1	1967	8.2	SO4-Na	-13.59	218.2	767.0	1.46	11.5	275.4	5.19	198.5	0.48
22	G3	462906	7733395	1265	28.1	1069	8.0	SO4-Na	-11.49	96.3	385.6	6.92	46.4	164.0	7.21	80.3	1.49
24	G3	462526	7731873	1219	27.0	1099	7.9	SO4-Na	-10.71	103.3	369.0	12.91	60.3	167.0	7.91	82.2	1.72

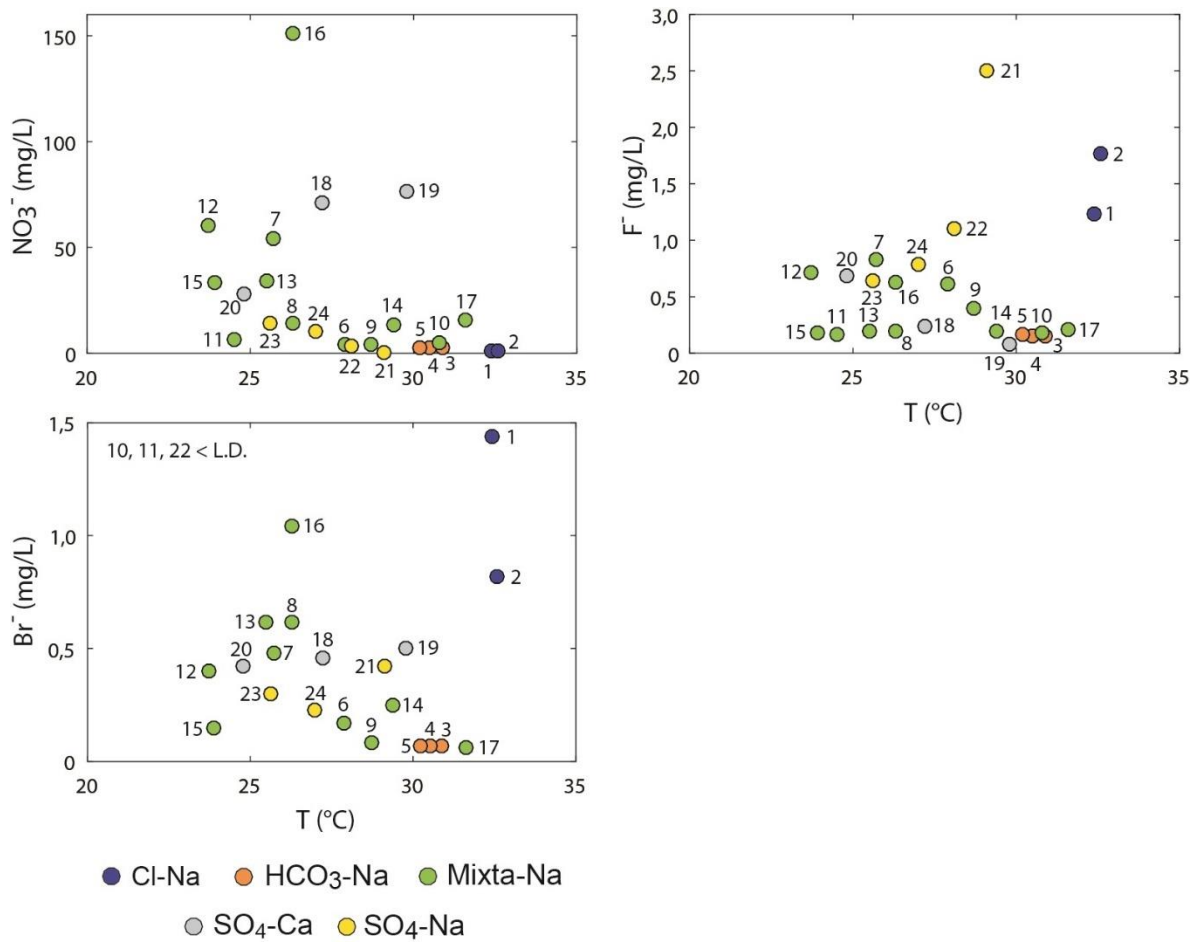
A. Parámetros fisicoquímicos y análisis químicos de las aguas muestreadas en la campaña de terreno 2 (Continuación)

ID	Grupo	Sílice [mg/L]	Li [ppb]	B [ppb]	As [ppb]	Sr [ppb]	F- [mg/L]	Br- [mg/L]	PO4-3 [mg/L]
1	G1	48.0	312.9	6474.5	12.3	501.5	1.5409	1.32	<0,20
2	G1	44.0	345.7	7410.0	22.8	132.6	2.3166	0.60	<0,20
3	G2	42.3	32.0	373.0	3.9	6.4	0.1761	0.05	<0,10
4	G2	47.0	31.5	371.4	4.0	7.1	0.1742	0.05	<0,10
7	G3	62.5	67.4	731.5	37.9	31.8	0.69	0.08	<0,20
8	G3	25.8	193.4	4155.3	27.9	269.1	1.00	0.26	<0,20
9	G3	63.0	119.0	989.7	14.9	142.7	<0,03	0.35	<0,20
10	G3	41.0	43.6	849.2	16.0	9.8	0.44	0.06	<0,10
11	G3	36.5	40.3	494.2	5.0	10.1	0.22	0.06	<0,10
12	G3	42.5	36.6	518.9	5.1	9.7	0.20	0.05	<0,10
13	G3	50.5	155.1	3283.3	42.8	292.2	0.91	0.15	<0,20
14	G3	59.0	100.9	3131.6	6.9	183.7	<0,03	0.53	<0,20
15	G3	59.5	55.3	779.5	10.5	59.7	0.28	0.08	<0,20
16	G3	71.0	64.1	586.7	8.3	54.3	0.21	0.07	<0,10
17	G3	54.0	251.3	2197.2	29.3	417.4	0.84	0.31	<0,20
18	G3	62.0	28.0	322.8	7.0	9.8	0.23	0.04	<0,10
19	G3	65.0	199.1	11586.6	25.3	297.5	<0,03	0.16	<0,20
21	G3	36.0	267.6	4391.5	44.4	1149.0	3.01	0.32	<0,20
22	G3	53.0	107.3	1810.6	29.7	105.6	1.36	0.11	<0,20
24	G3	55.5	108.2	1739.2	28.2	107.8	1.16	0.11	<0,20

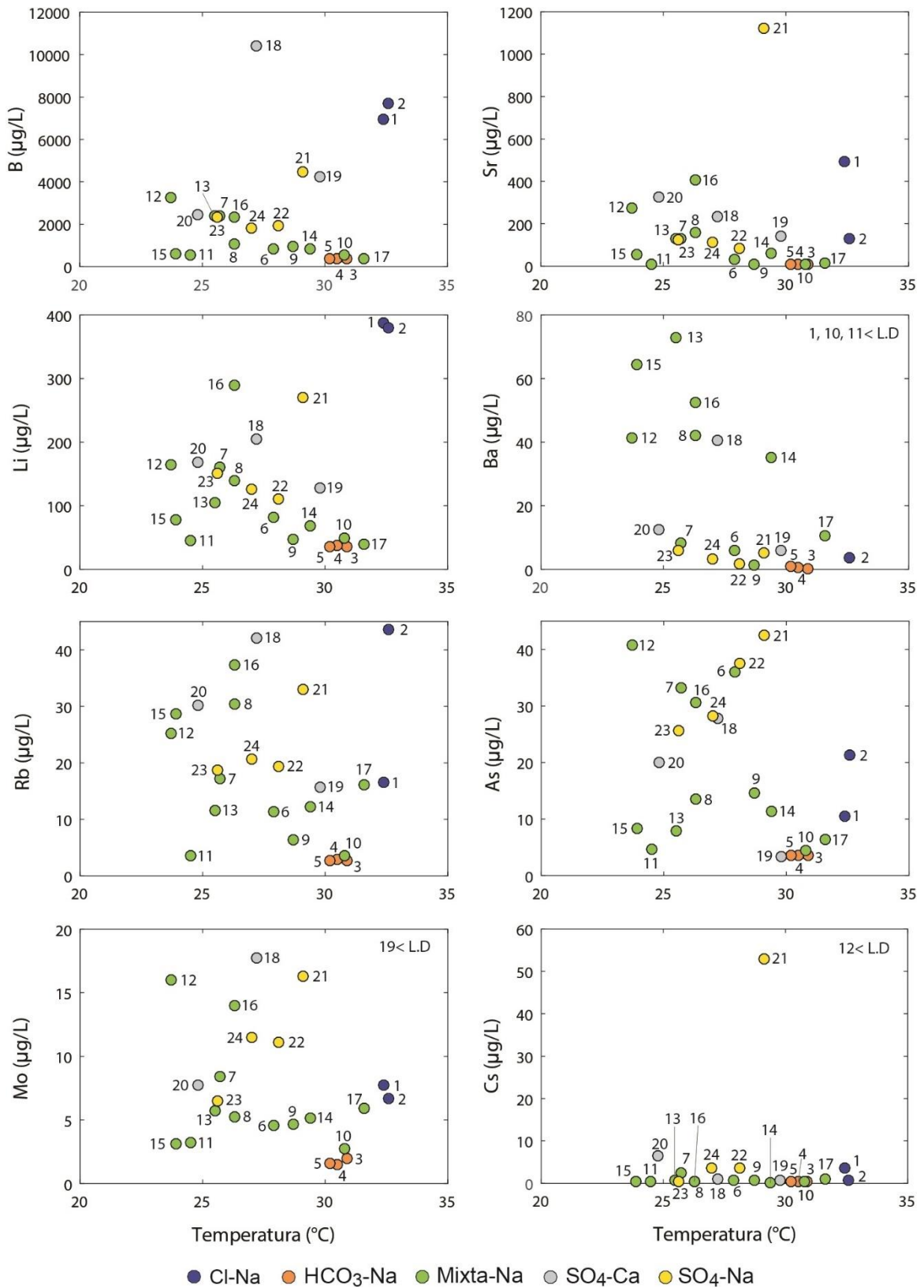
B. Diagramas binarios de elementos mayores vs el cloruro



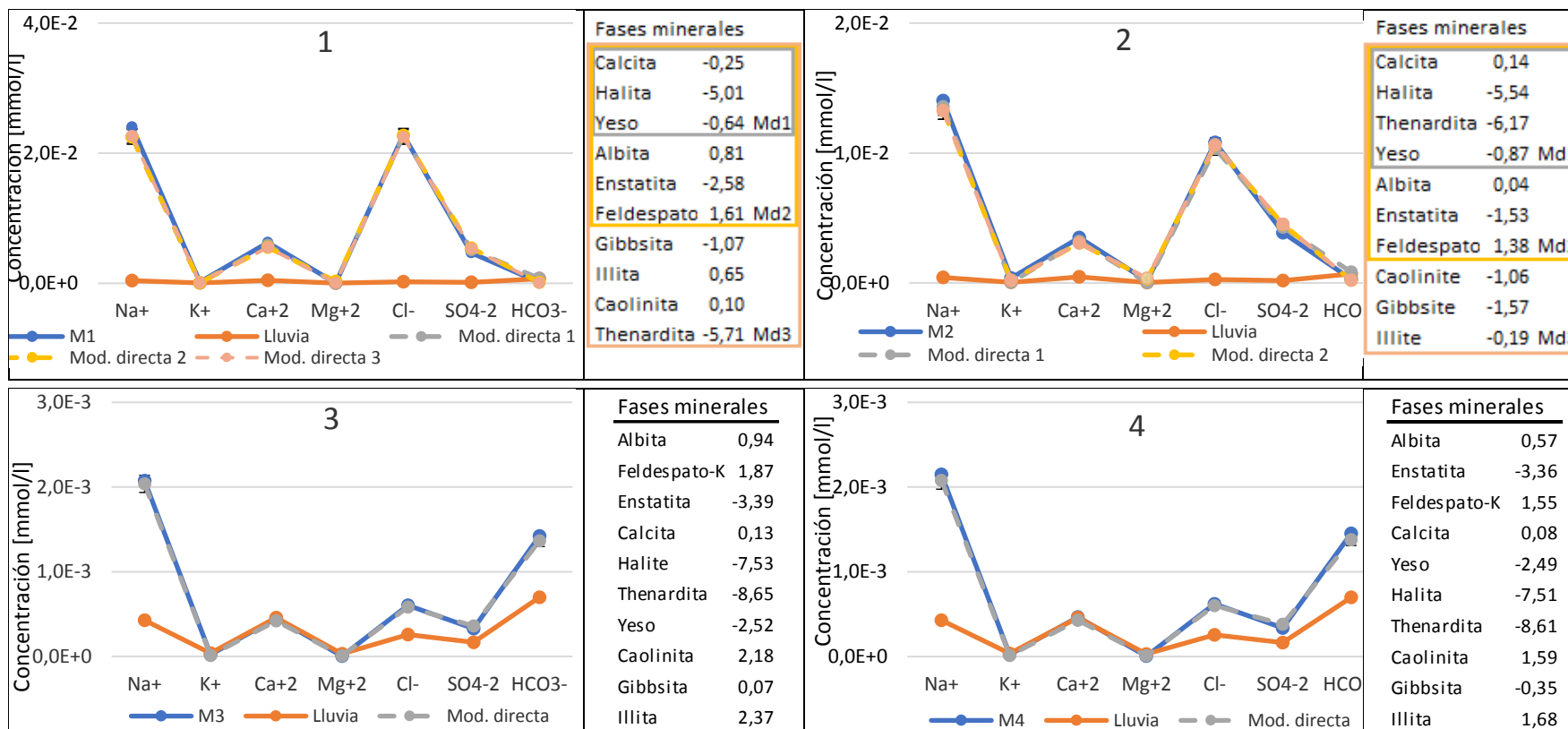
C. Diagramas binarios de elementos trazas vs el cloruro

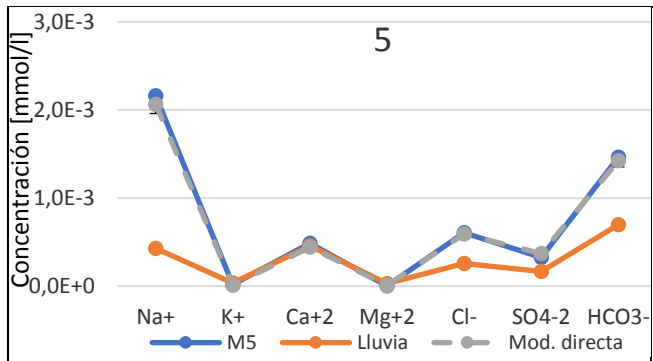


D. Diagramas binarios de elementos trazas vs el cloruro



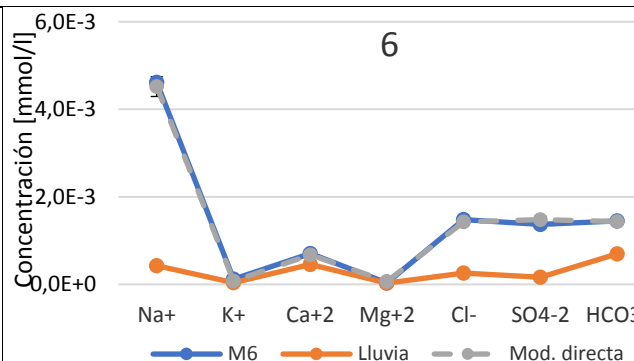
E. Gráficos con concentraciones químicas de solución resultado de la modelación directas y análisis de aguas muestreadas.





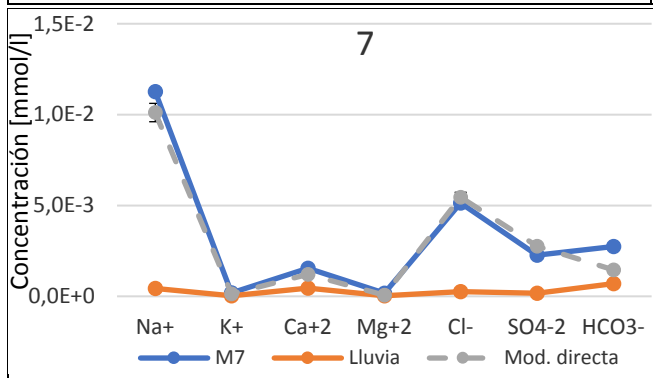
Fases minerales

Albita	1,10
Enstatita	-3,76
Feldespato-K	2,00
Calcita	-0,05
Yeso	-2,49
Halita	-7,52
Thenardita	-8,63
Caolinita	2,83
Gibbsita	0,24
Illita	2,90



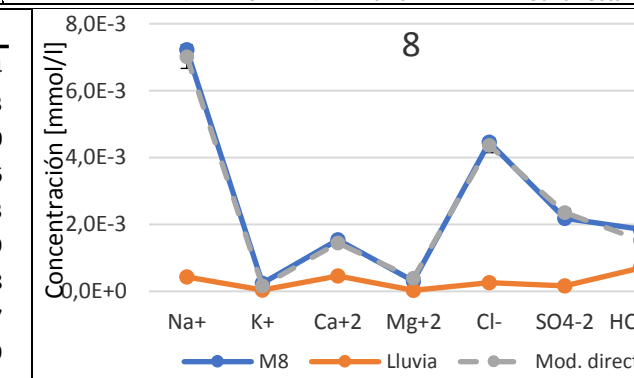
Fases minerales

Albita	0,38
Enstatita	-2,64
Feldespato-K	1,78
Calcita	0,05
Yeso	-1,80
Halita	-6,82
Thenardita	-7,42
Caolinita	0,15
Gibbsita	-1,49
Illita	0,45



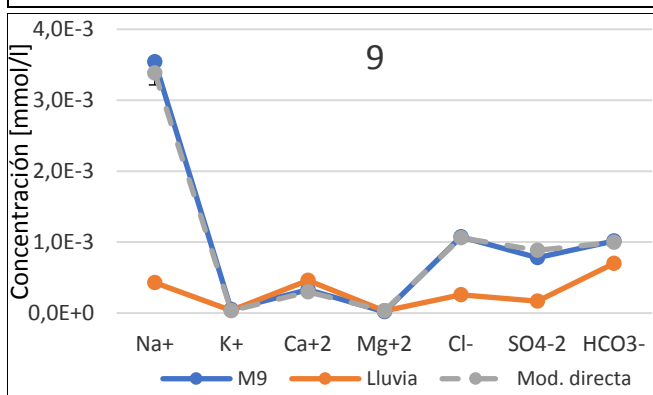
Fases minerales

Albita	1,14
Cuarzo	0,63
Enstatita	2,40
Feldespato-K	-1,96
Calcita	1,53
Halita	0,49
Thenardita	-1,18
Yeso	1,07
Caolinita	-1,39



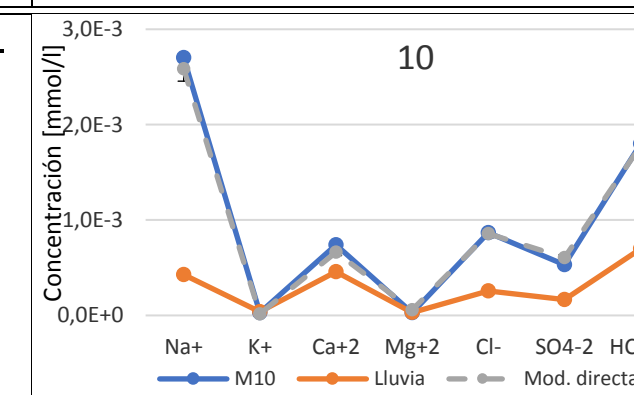
Fases minerales

Albita	0,96
Enstatita	-1,86
Feldespato-K	2,49
Cuarzo	1,07
Calcita	0,39
Yeso	-1,36
Halita	-6,17
Thenardita	-6,91
Caolinita	0,65



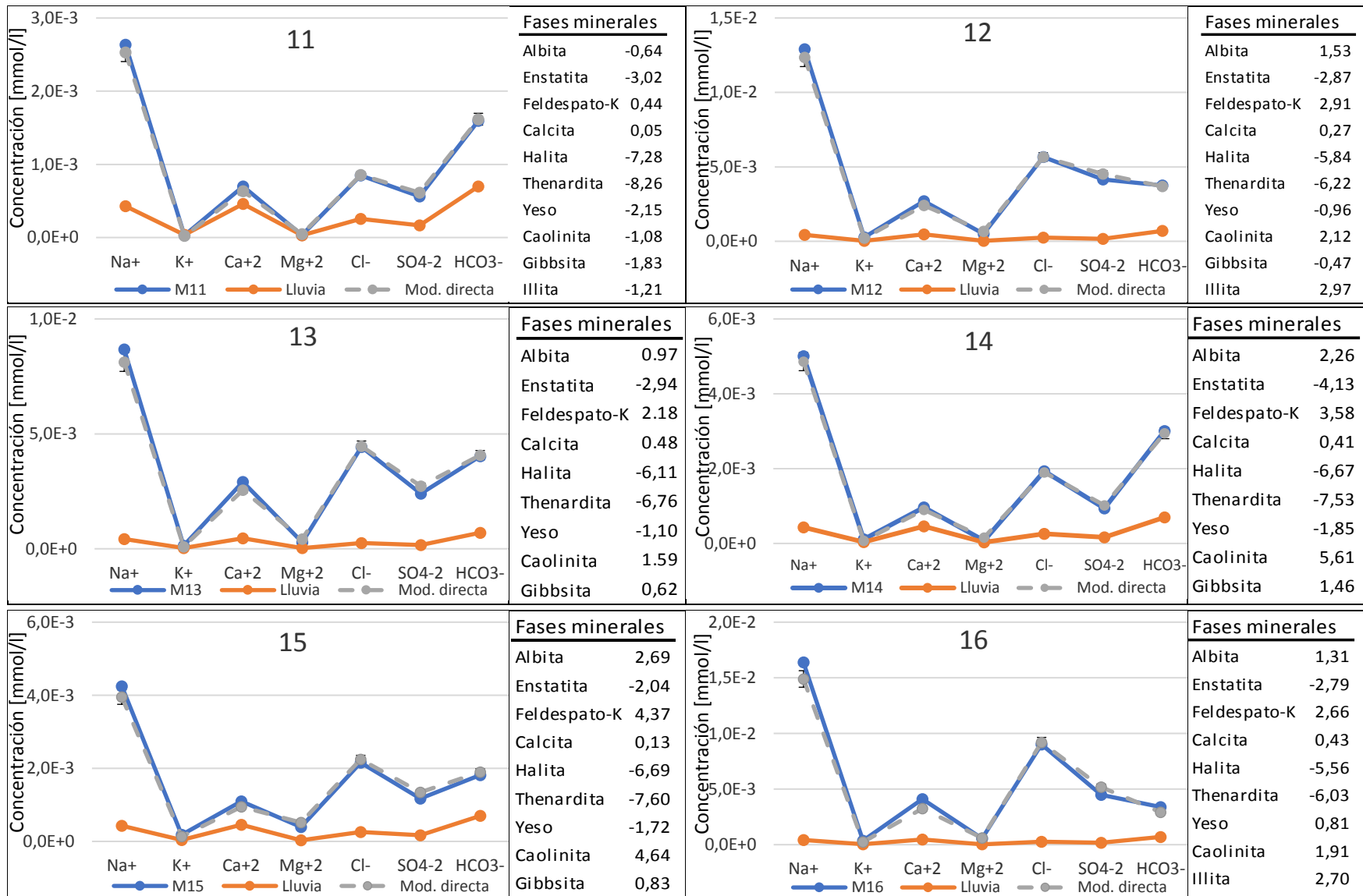
Fases minerales

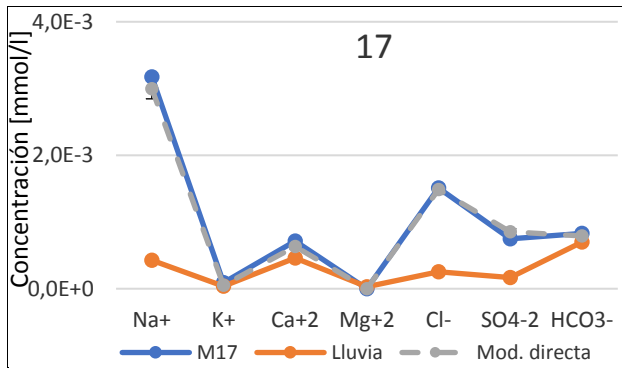
Albita	-1,05
Enstatita	-2,44
Feldespato-K	0,09
Calcita	-0,05
Halite	-7,06
Thenardita	-7,85
Yeso	-2,32
Caolinita	-2,45
Gibbsita	-2,37
Illita	-2,40



Fases minerales

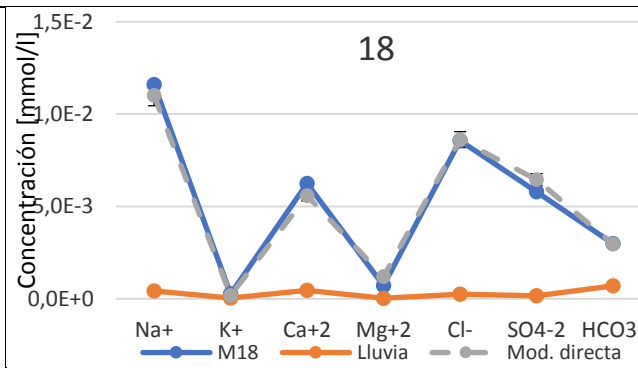
Albita	0,84
Enstatita	-3,86
Feldespato-K	1,80
Calcita	-0,32
Halita	-7,27
Thenardita	-8,25
Yeso	-2,14
Caolinita	3,04
Gibbsita	0,31
Illita	2,93





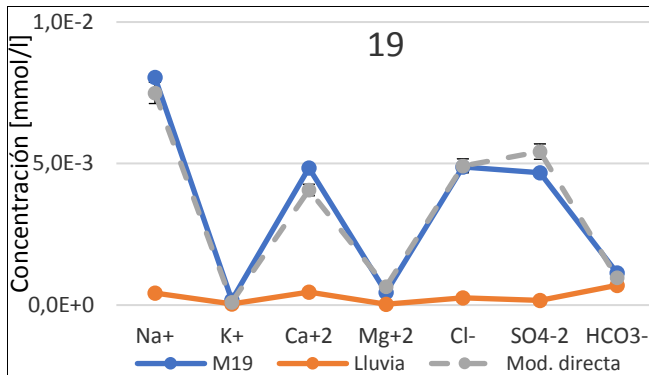
Fases minerales

Albita	1,80
Enstatita	-4,34
Feldespato-K	3,20
Calcita	0,65
Halita	-6,97
Thenardita	-7,98
Yeso	-2,02
Caolinita	2,14
Gibbsita	-0,14



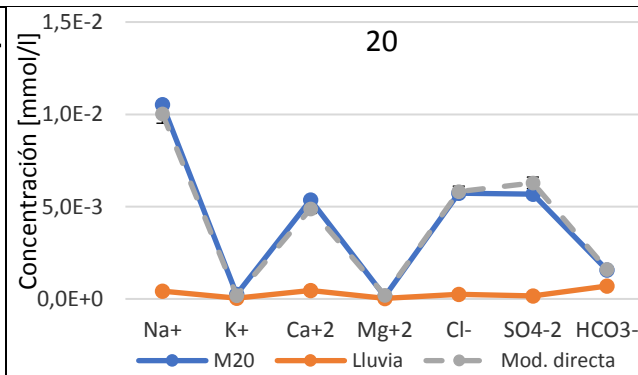
Fases minerales

Albita	1,14
Enstatita	-3,48
Feldespato-K	2,49
Calcita	0,13
Halita	-5,73
Thenardita	-6,23
Yeso	0,52
Caolinita	2,65
Illita	3,04



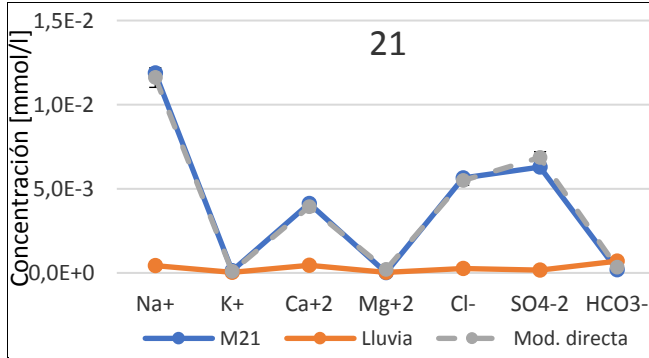
Fases minerales

Albita	0,10
Calcita	0,43
Feldespato-K	1,19
Enstatita	-2,31
Yeso	0,66
Halita	-6,12
Thenardita	-6,58
Caolinita	0,11
Illita	0,48



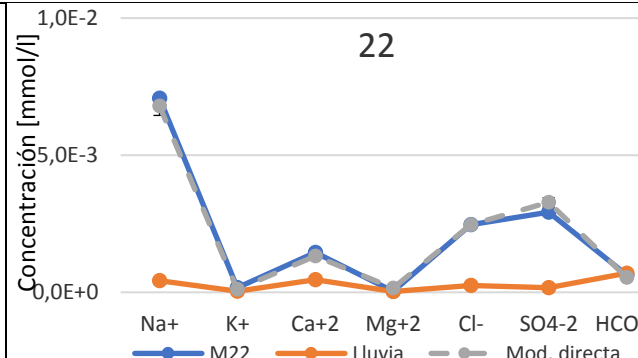
Fases minerales

Albita	1,09
Enstatita	-2,52
Feldespato-K	2,50
Calcita	0,68
Halita	-5,93
Thenardita	-6,29
Yeso	0,55
Caolinita	0,87
Gibbsita	0,99



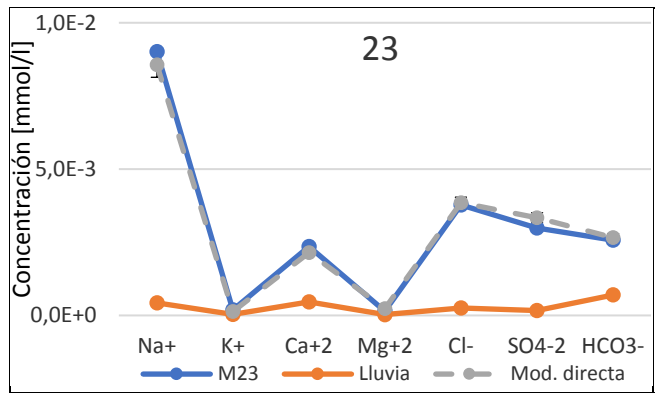
Fases minerales

Albita	0,26
Enstatita	-2,95
Feldespato-K	1,27
Calcita	0,12
Halita	-5,89
Thenardita	-6,12
Yeso	0,60
Caolinita	0,29
Gibbsita	-1,25
Illita	0,03

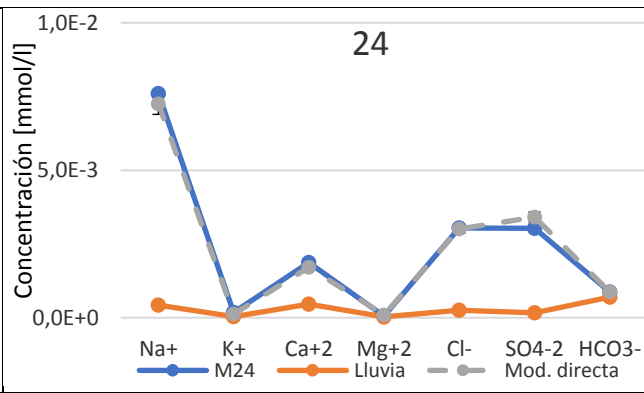


Fases minerales

Albita	0,23
Enstatita	-2,70
Feldespato-K	1,58
Calcita	0,04
Halita	-6,43
Thenardita	-6,79
Yeso	-1,25



Fases minerales	
Albita	0,94
Feldespato-K	2,28
Enstatita	-3,35
Calcita	0,15
Halita	-6,15
Thenardita	-6,62
Yeso	-1,08
Caolinita	1,67
Gibbsita	0,57
Illita	2,12



Fases minerales	
Albita	0,93
Enstatita	-2,79
Feldespato-K	2,30
Calcita	0,04
Halita	-6,32
Thenardita	-6,73
Yeso	-1,14
Caolinita	0,79
Gibbsita	-1,03