

استفاده از تکنیک‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی برای شناسایی منشأ شوری آب زیرزمینی در دشت شاهرود

زهرا بوسلیک^{۱*} و هادی جعفری^۲

چکیده

آب زیرزمینی، در بخش‌های شمالی آبخوان شاهرود، داری تیپ بی‌کربناته و کیفیتی مطلوب است، لیکن به‌صورت ناگهانی در بخش جنوب شرقی کیفیت آن کاهش می‌یابد و در نهایت تبدیل به آبی شور با تیپ کلراید سدیم می‌شود. در پژوهش حاضر جهت تعیین منشأ شوری آبخوان شاهرود تعداد ۱۲۰ نمونه از بخش‌های مختلف برداشت شده و مورد آنالیز شیمیایی و ایزوتوپی قرار گرفت. نتایج نشان داد که مهم‌ترین منشأ شوری آب آبخوان، انحلال سازند تبخیری مارن ژئوسی حاوی ژئوپس و هالیت است. قرارگیری نمونه‌های آب شیرین روی خط ایزوتوپی بارش محلی، نشان می‌دهد که منشأ این آب‌ها، آب‌های جوی حاصل از بارش کنونی منطقه می‌باشد. اما نمونه‌های آب شور بخش‌های جنوب شرقی علی‌رغم تشابه در محتوای ایزوتوپی اکسیژن، تهی‌شدگی مشخص در دوتریم نسبت به بارش‌های کنونی را نشان می‌دهند. محتوای ایزوتوپی تریتم در آب‌های شور کمتر از ۰/۸ TU بود؛ در حالی که در نمونه‌های شیرین، به حدود ۲/۷ TU افزایش یافت. با توجه به غیر محتمل بودن پدیده تبخیر در شوری آبخوان بر اساس نتایج ایزوتوپی و عمق زیاد سطح ایستابی، منشأ آب‌های شور در آبخوان شاهرود به بارش‌های قدیمی‌تر شاهرود با محتوای ایزوتوپی تهی‌تر و وضعیت جوی مرطوب‌تر، مرتبط است. غنی‌شدگی ایزوتوپی آب‌های شور در محتوای اکسیژن (¹⁸O) ناشی از واکنش‌های آب-سنگ و پدیده انحلال ژئوپس است. بررسی‌های هیدروژئولوژیکی ضمن تأیید کاهش سرعت جریان آب زیرزمینی در بخش‌های جنوب شرقی، به دلیل عملکرد خط تقسیم آب زیرزمینی، نشان‌دهنده کاهش ارتباط هیدرولیکی آب‌های شور بخش جنوب شرقی با سایر بخش‌های آبخوان بود. اختلاط آب‌های شور قدیمی و آب-های جوی فعلی در محدوده خط تقسیم آب زیرزمینی مشاهده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: اکسیژن-۱۸، خط تقسیم آب زیرزمینی، دوتریم، شوری.

ارجاع: بوسلیک ز. و جعفری ه. ۱۳۹۹. از تکنیک‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی برای شناسایی منشأ شوری آب زیرزمینی در دشت شاهرود. مجله پژوهش آب ایران. ۳۷: ۱۲۱-۱۲۹.

۱- دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۲- استادیار هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود.

* نویسنده مسئول: zahra.boosalik@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۷/۰۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۳/۱۰

مقدمه

در سال‌های اخیر، رشد و توسعه سریع شهرنشینی و افزایش ورود آلاینده‌های ناشی از فعالیت‌های انسانی، به همراه وقوع و تداوم خشکسالی‌ها و بهره‌برداری بیش از حد از آبخوان‌ها، کمبود و شور شدن منابع آب را به یکی از معضلات در حال گسترش تبدیل کرده است. با توجه به کمبود آب و وضعیت بحرانی اکثریت آبخوان‌ها در سراسر نقاط جهان، تلاش برای حفظ منابع موجود هم از نظر کمیت و هم از نظر کیفیت بسیار ضروری است. از آنجایی که شوری از جمله عوامل مهم کاهش کیفیت و در نتیجه بهره‌برداری بهینه از منابع آب است، شناسایی منشأ شوری همیشه یکی از مسائل بحث‌برانگیز برای هیدروژئولوژیست‌ها بوده است (لیو و همکاران، ۲۰۱۶).

برخی از موارد شوری به علت پدیده‌های طبیعی رخ می‌دهند و بعضی از آن‌ها تحت تأثیر عوامل انسانی قرار دارند. به‌طور خلاصه، تاکنون چندین عامل و منشأ شوری در مطالعات مختلف شناسایی شده است. از جمله این عوامل می‌توان به نفوذ آب دریا، مهاجرت آب شور، تبخیر، انحلال مواد معدنی و رسوبات تبخیری، اختلاط و آلودگی ناشی از فعالیت‌های صنعتی، شهری و کشاورزی، آثار جزر و مد، نمک‌های جاده‌ای و اختلاط با شورابه‌های نفتی اشاره کرد (اسپچلر، ۱۹۹۴؛ ونگوش و روسنتال، ۱۹۹۴؛ پتالس و دیامانتیس، ۱۹۹۹؛ زاموری و همکاران، ۲۰۰۷؛ کوزانا و همکاران، ۲۰۰۹؛ محمدی و همکاران، ۲۰۱۲).

پژوهشگران زیادی در سراسر جهان از روش‌ها و تکنیک‌های مختلف برای درک فرآیندهای شوری و تجزیه و تحلیل منشأ شوری آب‌ها استفاده کرده‌اند. صابری مهر (۱۳۹۶)، با استفاده از نسبت کلراید به بروماید و سدیم به کلراید، نشان داد که منشأ اصلی شوری آبخوان دشت شبستر، آب دریا است. احتمالاً آب دریاچه ارومیه که در قسمت‌های انتهایی دشت ذخیره شد، به علت مخروط افت‌های موضعی که در نتیجه چاه‌های پمپاژ در دشت ایجاد شده به سمت مرکز دشت و چاه‌های کشاورزی جریان می‌یابد. سیرینی و اسامورتی و همکاران (۲۰۱۱) منشأ شوری آب‌های زیرزمینی در منطقه کودالور، از مناطق ساحلی تامیلنادر هند را شناسایی کردند. آنان منابع متعددی را برای شوری منطقه کشف کردند که می‌توان به عواملی چون فاضلاب، فعالیت‌های کشاورزی و پمپاژ بیش از اندازه آب‌های زیرزمینی اشاره کرد. لیو و

همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از داده‌های شیمیایی و ایزوتوپی، نشان دادند که منشأ آب شور در ایشانزویی مغولستان، آب شور قدیمی است که با آب‌های تازه در آبخوان‌های کم عمق مخلوط شده است. هی و همکاران (۲۰۱۸) تکامل آب‌های زیرزمینی در یک سیستم آبخوان آزاد را در منطقه ساحلی جنوب خلیج لیاژو چین بررسی کردند. استفاده از داده‌های هیدروشیمیایی و ایزوتوپ‌های پایدار ^2H ، ^{18}O ، $\delta^{11}\text{B}$ و $\delta^{37}\text{Cl}$ نشان داد که منشأ شوری آب‌های زیرزمینی، دریای تبخیر شده است.

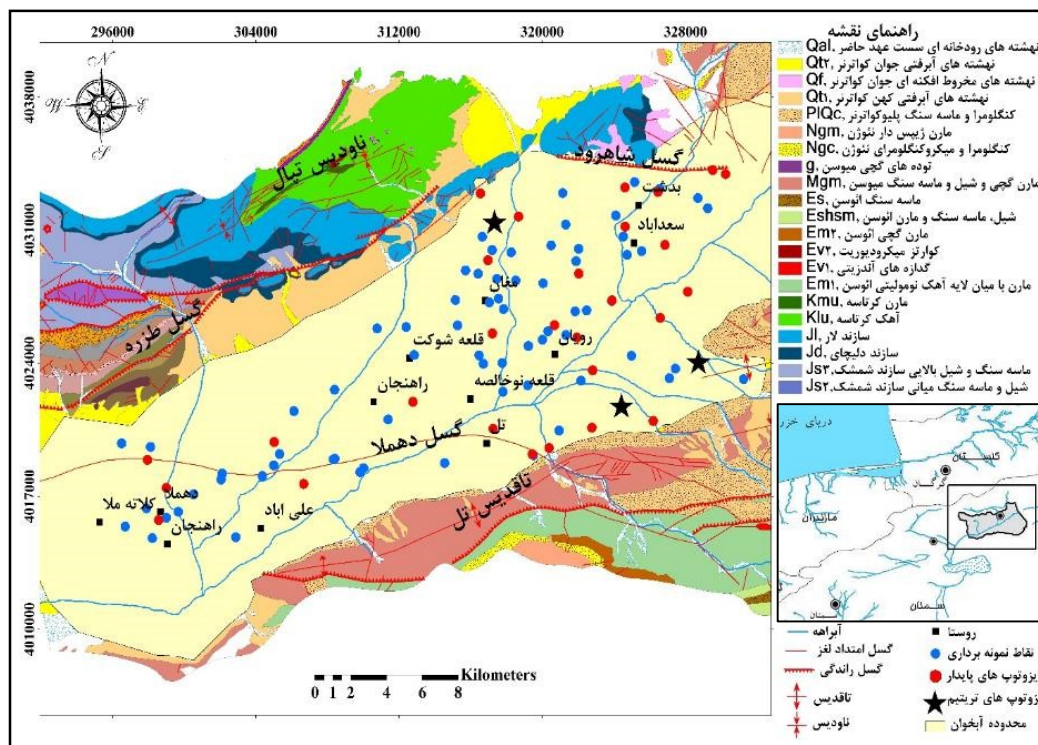
در کشور ما که در منطقه خشک و کم باران جهان قرار گرفته است، خشک‌سالی و بهره‌برداری بی‌رویه علاوه بر ایجاد روند نزولی سطح آب در بسیاری از دشت‌ها، شوری را به معضلی در حال گسترش تبدیل کرده است. از جمله آبخوان‌هایی که برای کنترل و جلوگیری از گسترش شوری منابع آب، نیاز به نظارت و مدیریت مناسب و دقیق دارد، آبخوان شاهرود جتاست. آب زیرزمینی در قسمت شمالی این آبخوان به علت تغذیه از واحدهای کربناته، دارای کیفیت خوب و تیپ بی‌کربناته است؛ اما در بخش‌های شرقی و جنوب شرقی بسیار شور می‌شود و به تیپ کلروره تغییر می‌یابد. شوری آب زیرزمینی دشت شاهرود، مشکلات زیادی را برای کشاورزان به وجود آورده است که شامل کاهش محصول و تخریب زمین می‌شود (بوسلیک و جعفری، ۱۳۹۸). پژوهش حاضر به منظور بررسی و شناسایی منشأ شوری آب زیرزمینی در بخش جنوب شرقی آبخوان انجام شده است.

هیدروژئولوژی منطقه مورد مطالعه

آبخوان دشت شاهرود با مساحتی حدود ۷۱۵ کیلومتر مربع، توسط واحدهای آهکی/دولومیتی در شمال و رخنمون‌های مارنی-ژپسی در جنوب احاطه شده است (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحدهای زمین‌شناسی در محدوده مورد بررسی، ماسه‌سنگ، شیل و دولومیت‌های سازند بایندر بوده و جوان‌ترین آن‌ها رسوبات آبرفتی و رودخانه‌ای است که سطح دشت شاهرود را می‌پوشانند. رسوبات در قسمت مرکزی عمدتاً سیلتی و لومی است و در حاشیه آبخوان، از شن و ماسه تشکیل شده‌اند. میانگین دما و بارش سالانه به ترتیب ۱۴ درجه سلسیوس و ۱۵۵ میلی‌متر است. آب زیرزمینی تنها منبع آب شیرین در دشت شاهرود است که برای شرب، کشاورزی و صنعت

جریان‌های ورودی به آبخوان شاهرود، از شمال منطقه وارد می‌شود که بیشترین حجم جریان تغذیه‌کننده را شامل می‌شود (کاظمی، ۲۰۰۴؛ ولی‌زاده، ۱۳۹۲؛ کلاتگی، ۱۳۹۳).

استفاده می‌شود. عمق متوسط آب زیرزمینی حدود ۶۰ متر است. آبخوان شاهرود، آبخوانی تک لایه و آزاد است. ورودی‌های اصلی این آبخوان تغذیه از بارش، فاضلاب مناطق شهری، جریان برگشتی کشاورزی و جریان آب زیرزمینی از آبخوان‌های کارستی مجاور است. مهم‌ترین



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۲۰۰۱)

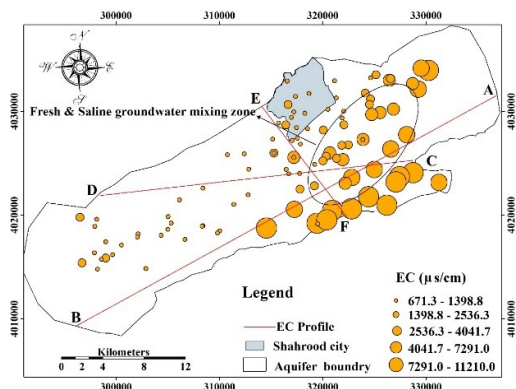
نتایج و بحث

میزان هدایت الکتریکی (EC) در آبخوان شاهرود از ۶۷۱ تا ۱۱۲۱۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر متغیر است. بر اساس نقشه پراکندگی هدایت الکتریکی آبخوان شاهرود (شکل ۲)، میزان این پارامتر در بخش شرقی و جنوب شرقی آبخوان در بیشترین میزان خود قرار دارد که نشان‌دهنده وجود منابع شورکننده احتمالی در این بخش‌های آبخوان است. با وجود شوری بالای نمونه‌ها در شرق منطقه و جهت جریان آب زیرزمینی که به‌طور کلی از شرق به غرب آبخوان است، نمونه‌های غربی دارای کیفیت مطلوب و EC پایین هستند. در بخش مرکزی آبخوان، نمونه‌هایی با میزان EC متفاوت وجود دارد که در واقع حاصل اختلاط آب شور وارد شده از مرزهای شرقی و جنوب شرقی با آب شیرین آبخوان است. برای درک بهتر

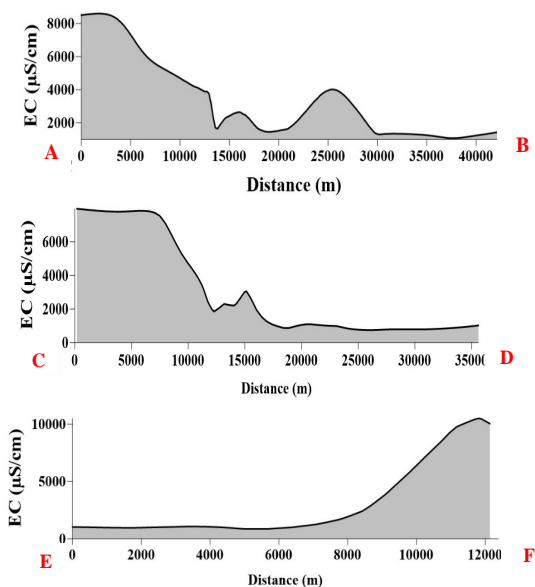
مواد و روش‌ها

برای تعیین منشأ شوری آب زیرزمینی آبخوان شاهرود، در اردیبهشت ۹۷، از ۱۲۰ حلقه چاه بهره‌برداری موجود در آبخوان نمونه‌برداری انجام شد. موقعیت نقاط نمونه‌برداری در شکل ۱ نشان داده شده است. پارامترهای هدایت الکتریکی (EC)، pH و درجه حرارت در صحرا اندازه‌گیری گردید. نمونه‌ها برای تعیین یون‌های اصلی و عناصر کمیاب Br و I، در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه اتاوا و با استفاده از دستگاه ICP-mass آنالیز شد. از بین نمونه‌های مورد مطالعه، ۳۴ نمونه برای تعیین ایزوتوپ‌های اکسیژن و دوتریم بر اساس استاندارد VSMOW و با دستگاه IRMS در آزمایشگاه GGhagh و سه نمونه نیز برای اندازه‌گیری ایزوتوپ تریتم در آزمایشگاه AMS دانشگاه اتاوا مورد آنالیز قرار گرفت.

شده در آبخوان بر اساس میزان یون پایدار کلر، به سه گروه تقسیم شده‌اند (شکل ۴). گروه اول نمونه‌های شیرین با میزان کلر کمتر از ۱۰ meq/l، گروه ۲ نمونه‌های دارای شوری کم تا متوسط و میزان کلر بین ۱۰ تا ۴۰ meq/l (نمونه‌های تشکیل‌دهنده زون اختلاط در بخش مرکزی آبخوان) و گروه سوم، نمونه‌های شوری که با میزان کلر بیش از ۴۰ meq/l مشخص شده‌اند. این تقسیم‌بندی منطبق بر تغییرات یون‌ها و شیوه قرارگیری نمونه‌ها در دیاگرام پایپر است.



شکل ۲- تغییرات مکانی هدایت الکتریکی (EC) در آبخوان شاهرود



شکل ۳- مقاطع هدایت الکتریکی نشان‌دهنده تغییرات ناگهانی شوری در بخش جنوب شرقی آبخوان شاهرود (موقعیت مقاطع در شکل ۲ نشان داده شده است).

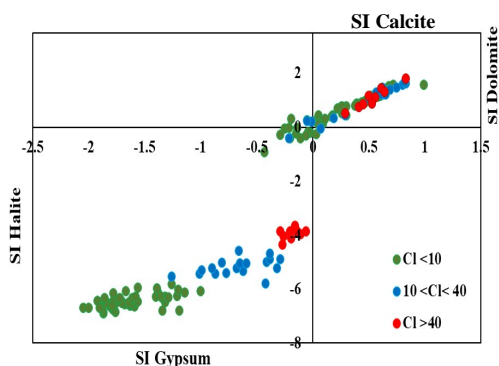
الگوی پراکنش شوری در آبخوان شاهرود، تغییرات هدایت الکتریکی در امتداد پروفیل‌های مختلف ترسیم و بررسی شد (شکل ۳). تغییر ناگهانی EC در آبخوان شاهرود، نشان‌دهنده ناپیوستگی ژئوشیمیایی است که می‌تواند به دلایل مختلف از جمله عملکرد یک مانع نفوذ ناپذیر مانند گسل، وجود لایه ناتراوا یا تغییر جهت جریان رخ داده باشد. با توجه به وضعیت زمین‌شناسی و لیتولوژی آبخوان شاهرود، محتمل‌ترین فرضیه برای منشأ شوری آب در این آبخوان، انحلال سازندهای تبخیری است که پراکندگی آن‌ها در بخش‌های شرقی و جنوبی آبخوان، انطباق مناسبی با مناطق دارای شوری بالا در آبخوان دارد. علی‌رغم اینکه در بخش‌های جنوب غربی آبخوان نیز سازندهای تبخیری وجود دارند، میزان شوری نمونه‌های برداشت شده از این بخش‌ها کم است. این موضوع بررسی دقیق‌تر منشأ شوری آبخوان شاهرود بر اساس تکنیک‌های رایج را ایجاب می‌کند که در ادامه به آن‌ها پرداخته می‌شود.

شواهد هیدروشیمیایی در تعیین منشأ شوری

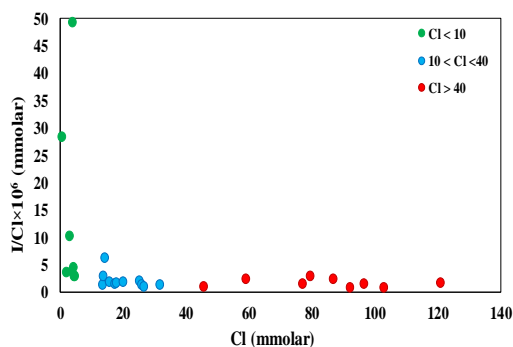
بر اساس شیوه قرارگیری نمونه‌های برداشت شده از آبخوان شاهرود روی دیاگرام پایپر (شکل ۴)، سه گروه متمایز به لحاظ محتوای آنیونی قابل مشاهده است. گروه اول که با دایره‌های توخالی (آبی رنگ) نشان داده شده‌اند، نمونه‌های آب شیرین که عمدتاً از واحدهای کربناته شمالی تغذیه می‌شوند. گروه دوم، نمونه‌هایی با تیپ کلروره و شوری بسیار زیاد هستند که در سمت راست نمودار پایپر قرار می‌گیرند و با دایره‌های توپر (قرمز رنگ) متمایز شده‌اند. گروه سوم نمونه‌ها که با علامت ستاره مشخص شده‌اند، نمونه‌هایی با شوری متوسط هستند که بین دو گروه اصلی قرار می‌گیرند. جدا افتادن نمونه‌های شور کلروره از نمونه‌های شیرین بی‌کربناته در نمودار پایپر، نشان‌دهنده عدم ارتباط هیدرولیکی احتمالی یا ارتباط هیدرولیکی کم این دو بخش از آبخوان است و به نوعی تأیید کننده ناپیوستگی ژئوشیمیایی رخ داده در آبخوان شاهرود می‌باشد. تیپ آب زیرزمینی در مناطق ورودی شرقی تا نواحی مرکزی آبخوان تا حدودی سولفات‌ها و در نواحی شمالی و غربی بی‌کربناته و در نواحی جنوبی کلروره است. با توجه به ناپیوستگی هیدروشیمیایی در بخش‌های مختلف آبخوان شاهرود، نمونه‌های برداشت

کامپیوتری PHREEQC محاسبه شد (شکل ۶). بر اساس شاخص‌های اشباع محاسبه شده، در آبخوان شاهرود، اکثر نمونه‌های شور و نمونه‌های حاصل از اختلاط نسبت به کلسیت، آراگونیت و دولومیت در حالت فوق اشباع هستند. همه نمونه‌های برداشت شده از نظر هالیت، ژپس و انیدریت تحت اشباع هستند که این امر نشان‌دهنده شرایط انحلال آن‌ها در منابع آب زیرزمینی است (شکل ۶).

نسبت وزنی I/Cl در شورابه‌های ناشی از انحلال هالیت 10^{-5} است (ریشتر و کریتلر، ۱۹۹۳). این نسبت در آب زیرزمینی شاهرود از 8×10^{-7} تا 4×10^{-5} متغیر که تأییدکننده انحلال هالیت به عنوان منشأ شوری آب در این آبخوان است (شکل ۷).

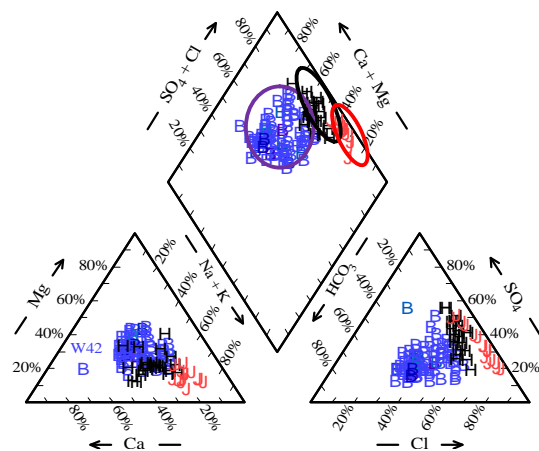


شکل ۶- مقادیر شاخص اشباع نسبت به کلسیت، دولومیت، ژپس و هالیت در آبخوان شاهرود



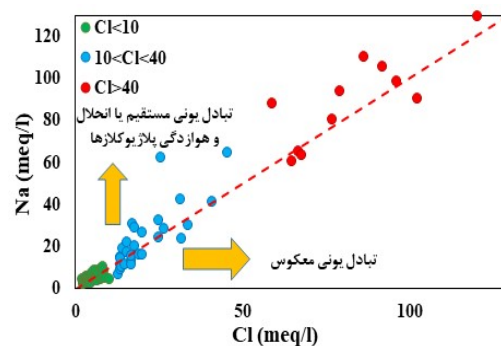
شکل ۷- نسبت I/Cl در مقابل Cl در منابع آب زیرزمینی شاهرود

همچنین اگر شوری ناشی از انحلال هالیت باشد، نسبت Br/Cl در نمونه‌های آب کمتر از $0/0001$ می‌شود (هافمن و کارترایت، ۲۰۱۳). در آب زیرزمینی شاهرود نیز این نسبت از $0/00009$ تا $0/00001$ تغییر می‌کند که نشان



شکل ۸- گروه‌های مختلف آب در نمودار پاپیر آبخوان شاهرود

در آب‌های شوری که انحلال هالیت منشأ شوری آن‌ها است، نسبت یونی Na/Cl برابر ۱ می‌باشد و نمونه‌ها در نمودار Na در برابر Cl، در امتداد خطی با شیب ۱ قرار می‌گیرند (ریشتر و کریتلر، ۱۹۹۳؛ محمدی و همکاران، ۲۰۱۲، لیو و همکاران، ۲۰۱۶، جهانشاهی و زارعی، ۲۰۱۷). نسبت یونی Na/Cl در آبخوان شاهرود از $0/3$ تا $2/4$ متغیر است. همان‌گونه که در شکل ۵ دیده می‌شود، تقریباً همه نمونه‌های آبخوان شاهرود در اطراف خط ۱:۱ قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده انحلال هالیت است. انحراف اندک نمونه‌ها نسبت به خط ۱:۱ مرتبط با سایر پدیده‌ها نظیر فرآیندهای هوازدگی (مولر و همکاران، ۲۰۰۷؛ میک، ۱۹۸۷) و انحلال و تبادل کاتیونی (لیو و همکاران، ۲۰۱۶) است.

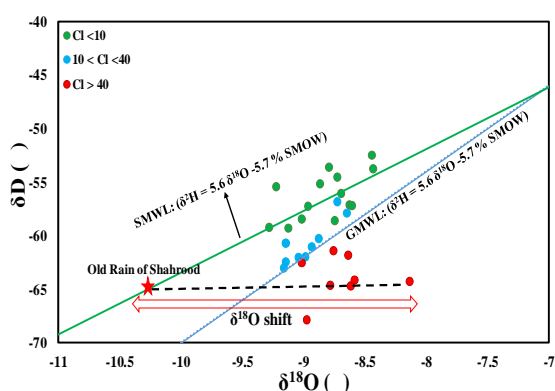


شکل ۹- نمودار Na در برابر Cl و تفکیک نمونه‌های برداشت شده از آبخوان بر اساس میزان کلر

با توجه به اینکه محتمل‌ترین منشأ شوری در آبخوان شاهرود، انحلال رسوبات تبخیری در نظر گرفته شده است، برای تعیین وضعیت انحلال و رسوب‌گذاری کانی‌های مختلف، شاخص اشباع این کانی‌ها با استفاده از کد

۸/۱۳- تا ۹/۲۸- % متغیر است. میانگین مقادیر $\delta^2\text{H}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در بارش شاهرود نیز به ترتیب ۱۶/۳۵- % و ۱/۸۱- % (شمسی و کاظمی، ۲۰۱۴) است. دامنه کوچک مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ برای تمام نمونه‌ها، نشان‌دهنده وجود منشأ مشابه برای همه نمونه‌ها در آبخوان است.

در دیاگرام $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ آبخوان شاهرود (شکل ۹)، نمونه‌های آب شیرین ($\text{Cl} < 10 \text{ meq/l}$) روی خط بارش محلی شاهرود (SMWL) قرار می‌گیرند؛ در حالی که نمونه‌های شور ($\text{Cl} > 40 \text{ meq/l}$) با فاصله از خط بارش محلی (SMWL) ترسیم می‌شوند.

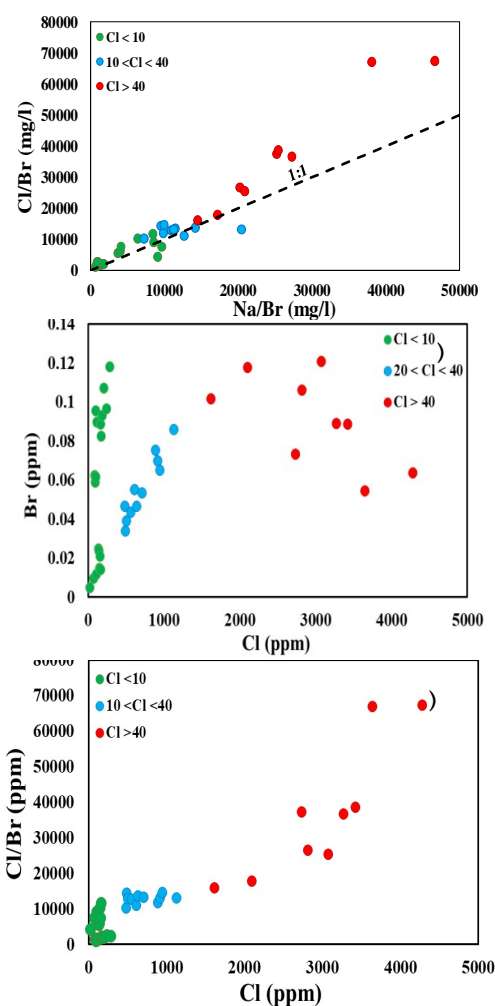


شکل ۹- خط بارش محلی شاهرود (SMWL) و ترسیم نمونه‌های آبخوان روی آن

قرارگیری نمونه‌های آب شیرین روی خط بارش محلی شاهرود، نشان می‌دهد منشأ این نمونه‌ها آب جوی و بارش کنونی منطقه است؛ اما نمونه‌های شور آبخوان علی‌رغم تشابه در مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ نسبت به آب‌های شیرین، تهی‌شدگی مشخصی در مقادیر دوتریم ($\delta^2\text{H}$) نشان می‌دهند. عدم تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در برابر تغییرات کلر (شکل ۱۰)، ضمن تأکید بر انحلال‌هالیت به عنوان منشأ شوری در بخش جنوب شرقی آبخوان، تأثیر پدیده تبخیر در افزایش املاح را منتفی می‌کند. برای بررسی دقیق‌تر منشأ شوری و علت تفاوت در تهی‌شدگی بیشتر نمونه‌های شور، آنالیز ایزوتوپ ناپایدار ترتیم در دو نمونه شور و یک نمونه آب شیرین برداشت شده از آبخوان انجام شد.

میزان ترتیم در هر دو نمونه آب شور برداشت شده از آبخوان شاهرود کمتر از ۰/۸ TU و در نمونه آب شیرین برابر ۲/۸ TU است. با توجه به تقسیم‌بندی سن آب‌ها بر اساس غلظت ترتیموم (جدول ۱) و متفاوت بودن نتایج

می‌دهد منشأ شوری، انحلال‌هالیت است. در نمودار Cl/Br در مقابل Na/Br که برای تعیین منشأ شوری آبخوان استفاده شده است (شکل ۸- الف)، اغلب نمونه‌ها در امتداد خط ۱:۱ قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده انحلال‌هالیت است. نمودار Br در برابر Cl (شکل ۸- ب) و نیز نمودار Cl/Br در برابر Cl (شکل ۸- ج) نیز تأییدکننده انحلال‌هالیت در منشأ شوری آبخوان است. میزان برم نمونه‌های شور و شیرین در آبخوان شاهرود تفاوت چندانی ندارد و تنها دلیل روند متفاوت نمونه‌ها اختلاف در میزان یون کلر می‌باشد.



شکل ۸- رابطه و نسبت‌های یونی Br و Cl برای تعیین منشأ شوری آبخوان شاهرود

آبخوان بررسی شد. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ نمونه‌های آب زیرزمینی شاهرود به ترتیب از ۶۷/۸۴- تا ۵۲/۴۷- % و از

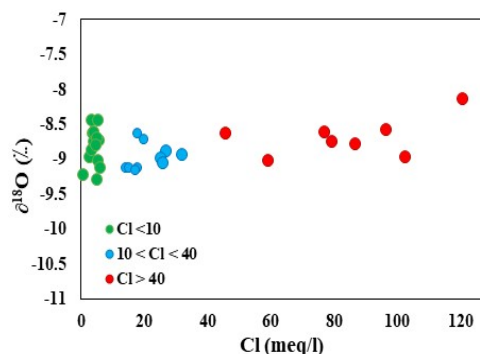
نتیجه نمونه‌های شور، نسبت به بارش‌های زمان حاضر است. پس از تغذیه بارش‌ها در گذشته (مثلا بارش‌های قبل از ۱۹۵۲)، حرکت آب در آبخوان و واکنش‌های محتمل آب و سنگ، مانند انحلال ژپیس در مسیر جریان، سبب تغییر تیپ آب‌ها و غنی‌شدگی ایزوتوپ اکسیژن-۱۸ در آن‌ها و بنابراین جابه‌جایی نمونه‌های شور ($\delta^{18}\text{O}$ -Shift) نسبت به خط بارش محلی شده است (شکل ۹).

شواهد هیدروژئولوژیکی

با توجه به تفاوت در سن تغذیه آب‌های شور و شیرین در آبخوان شاهرود، تفاوت در محتوای ایزوتوپ‌های پایدار و همچنین ویژگی‌های هیدروشیمیایی، بررسی عامل هیدروژئولوژیکی در بروز این شرایط ضروری است. بدین منظور الگوی جریان آب زیرزمینی در آبخوان شاهرود (شکل ۱۱) بررسی شده است. مطابق تغییرات در انحنای خطوط هم پتانسیل در بخش مرکزی آبخوان شاهرود، در اثر تمرکز چاه‌های بهره‌برداری و برداشت متمرکز از آبخوان، خط تقسیم آب زیرزمینی ایجاد شده است (شکل ۱۱).

در اثر عملکرد سد گونه این خط تقسیم، بخشی از جریانات ورودی از مرزهای شمالی و شرق و جنوب شرقی، در بخش مرکزی آبخوان به سمت شرق منحرف می‌شوند؛ به عبارت دیگر، این خط تقسیم ضمن کاهش سرعت جریان آب زیرزمینی، باعث کاهش ارتباط هیدرولیکی جریان‌های وارد شده از شرق و جنوب شرق با بخش‌های غربی آبخوان می‌شود. کاهش سرعت جریان آب زیرزمینی، ضمن افزایش زمان ماندگاری آب و بنابراین افزایش سن آن، شرایط انحلال بیشتر کانی‌ها و در نتیجه افزایش شوری و تغییرات در تیپ آب زیرزمینی را فراهم می‌کند. انحلال کانی ژپیس علاوه بر تغییر تیپ آب به سولفات، باعث غنی‌شدگی آب نسبت به اکسیژن-۱۸ (Shift-18O) و بنابراین تغییر مکان نمونه‌های شور به سمت راست خط بارش محلی شاهرود (SMEL) می‌شود. افزایش زمان ماندگاری به دلیل عمل سد گونه خط تقسیم آب زیرزمینی، باعث رسیدن به شرایط اشباع نسبت به کانی ژپیس می‌شود؛ در حالی که انحلال کانی‌های کلروره ادامه می‌یابد و تغییر تیپ آب به کلروره در آب‌های شور مشاهده می‌شود. با توجه به تغییرات فاحش در الگوی تغذیه از بخش شمالی و بخش شرقی آبخوان، نمونه آب

آنالیز تریتم در نمونه‌های شور و شیرین مورد مطالعه، حداقل دو منبع تغذیه با سنین مختلف در آبخوان شاهرود قابل تشخیص است.



شکل ۱۰- تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ و Cl در منابع آب زیرزمینی آبخوان شاهرود

از آنجایی که نمونه شیرین دارای میزان تریتم بیشتری نسبت به نمونه‌های شور است، می‌توان گفت که نمونه‌های آب شیرین نسبت به نمونه‌های شور، جوان‌تر هستند. نمونه‌های شور جنوب آبخوان با میزان تریتم کمتر از ۸/۱۰ نشان‌دهنده مخلوطی از آب‌های نسبتاً قدیمی تغذیه شده قبل از سال ۱۹۵۲ و آب‌های جوی جدیدتر هستند. با در نظر گرفتن میزان ۱۰ TU برای تریتم آب باران و جایگزینی مقادیر تریتم نمونه‌ها در معادله (۱) (کلارک و فریتز، ۱۹۹۷)، سن آب زیرزمینی شیرین و آب شور جنوب شرق آبخوان شاهرود به ترتیب ۲۷/۱ و ۶۸ سال محاسبه می‌شود.

$$t = -17.93 \times \ln(a_3\text{H}/a_0\text{H}) \quad (1)$$

که در آن؛ $a_0\text{H}$ تریتم باران و $a_3\text{H}$ تریتم آب زیرزمینی است.

با توجه به تفاوت در سن تغذیه (منشأ جوی) آب‌های شور و شیرین در آبخوان شاهرود، بر اساس نتایج سن‌سنجی تریتم، منشأ آب‌های شور بخش جنوب شرقی آبخوان، از امتداد خط مستقیم افقی میانگین محتوای ایزوتوپی آب‌های شور روی SMWL قابل تشخیص است (خط چین مشکی رنگ در شکل ۹). مطابق این تفسیر، می‌توان منشأ اصلی آب‌های شور در بخش جنوب شرقی آبخوان را به بارش‌های گذشته با محتوای ایزوتوپی تهی‌تر نسبت به بارش‌های فعلی، مرتبط دانست. با توجه به میزان کمتر dexess نمونه‌های شور، شرایط مرطوب‌تر گذشته توجیه‌کننده کاهش تهی‌شدگی بارش‌های قدیمی و در

که این موضوع در تمامی نتایج هیدروشیمیایی و ایزوتوپی قابل مشاهده است.

زیرزمینی که حد فاصل این دو محدوده قرار می‌گیرند (نمونه‌های گروه دوم $40 < Cl < 10$)، نشان‌دهنده اختلاط آب‌ها با نسبت‌های مختلف از هر دو منبع هستند

جدول ۱- توصیف سن بر اساس غلظت ایزوتوپ تریتمیم (کلارک و فریتز، ۱۹۹۷)

غلظت تریتمیم	توصیف سن
< 0.8	آب نسبتاً قدیمی تغذیه شده قبل از سال ۱۹۵۲
۰.۸ تا ۴	مخلوطی از آب نسبتاً قدیمی و آب جدیداً تغذیه شده
۵ تا ۱۵	آب جدید > 5 تا ۱۰
۱۵ تا ۳۰	اندکی تریتمیم مربوط به بمب هسته‌ای وجود دارد ۱۹۵۰ تا ۱۹۶۳
> 30	بخش قابل توجهی از آب در دهه‌های ۱۹۶۰ یا ۱۹۷۰ تغذیه شده است
> 50	آبی که عمدتاً در دهه ۱۹۶۰ تغذیه شده است

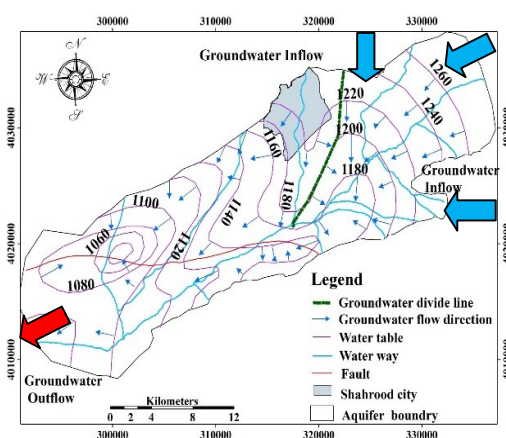
نسبت داد. عملکرد سد گونه خط تقسیم آب زیرزمینی در بخش مرکزی آبخوان، ضمن انحراف جریان‌های ورودی از شمال، شرق و جنوب شرق به سمت شرق، باعث کاهش سرعت جریان آب زیرزمینی و کاهش ارتباط هیدرولیکی جریان‌های وارد شده از شرق و جنوب شرق با بخش‌های غربی آبخوان می‌شود. کاهش سرعت جریان آب زیرزمینی، ضمن افزایش زمان ماندگاری آب و بنابراین افزایش سن آن، وضعیت انحلال بیشتر کانی‌ها و در نتیجه افزایش شوری و تغییرات در تیپ آب زیرزمینی را فراهم می‌کند. انحلال کانی ژپس علاوه بر تغییر تیپ آب به سولفات، باعث غنی‌شدگی آب نسبت به اکسیژن-۱۸ (Shift-18O) و بنابراین تغییر مکان نمونه‌های شور به سمت راست خط بارش محلی شاهرود (SMEL) شد.

سپاس‌گزاری

از همکاری دانشگاه صنعتی شاهرود و حمایت دانشگاه اتاوا در انجام آنالیزهای شیمیایی و ایزوتوپی قدردانی می‌شود.

منابع

۱. بوسلیک ز. و جعفری ه. ۱۳۹۸. تغییرات زمانی و مکانی مؤلفه‌های هیدروژئوشیمیایی آبخوان شاهرود در بازه زمانی ۱۰ ساله (۸۲-۹۲). ۳۸مین گردهمایی ملی علوم زمین، ۱۱ اردیبهشت ۱۳۹۸، تهران. ۸ ص.
۲. صابری مهر ص. ۱۳۹۶. بررسی هیدروژئولوژی و منشأ شوری آبخوان دشت شبستر. رساله دکتری آشناسی. دانشگاه تبریز. ۲۱۸ ص.
۳. کلانگی م. ۱۳۹۳. ارزیابی آلودگی یون نیتрат در



شکل ۱۱- الگوی جریان آب زیرزمینی در آبخوان شاهرود و موقعیت خط تقسیم آب زیرزمینی

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج هیدروشیمیایی و ایزوتوپی به دست آمده در این پژوهش، مهم‌ترین علت شوری آب در آبخوان شاهرود، انحلال سازندهای تبخیری حاوی ژپس و هالیت بود، اما فرآیندهایی مانند تبادل کاتیونی نیز از عوامل مؤثر بر شوری این آبخوان بودند. قرارگیری نمونه‌های آب شیرین روی خط ایزوتوپی بارش محلی شاهرود، نشان داد که منشأ این آب‌ها، آب‌های جوی حاصل از بارش کنونی منطقه است. اما نمونه‌های آب شور بخش‌های جنوب شرقی علی‌رغم تشابه در محتوای ایزوتوپی اکسیژن، تهی‌شدگی مشخصی در دوتریم نسبت به بارش‌های کنونی نشان دادند. محتوای ایزوتوپی تریتمیم در آب‌های شور کمتر از ۰/۸ بوده، در حالی که در نمونه‌های شیرین به حدود ۲/۸ افزایش یافت. منشأ اصلی آب‌های شور در بخش جنوب شرقی آبخوان را می‌توان به بارش‌های گذشته با محتوای ایزوتوپی تهی‌تر و وضعیت مرطوب‌تر،

15. Petalas C. P. and Diamantis I. B. 1999. Origin and distribution of saline groundwaters in the upper Miocene aquifer system, coastal Rhodope area, northeastern Greece. *Hydrogeology Journal*. 7: 305-316.
16. Richter B. C. and Kreitler C. W. 1993. Geochemical techniques for identifying sources of ground-water salinization. CRC Press. Boca Raton.
17. Shamsi A. and Kazemi G. A. 2014. A review of research dealing with isotope hydrology in Iran and the first Iranian meteoric water line. *JGeope*. 4(1): 73-86.
18. Spechler R. M. 1994. Saltwater intrusion and quality of water in the Floridan aquifer system, Northeastern Florida. U.S. geological survey water-resources investigations Report. 92: 4174.
19. Srinivasamoorthy K. Vasanthavigar M. Vijayaraghavan K. Sarathidasan R. Gopinath S. 2011. Hydrochemistry of groundwater in a coastal region of Cuddalore district, Tamilnadu, India: implication for quality assessment. *Arab Journal Geosci*. 6: 541-454.
20. Vengosh A. and Rosenthal E. 1994. Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country. *Hydrol* 156:
21. Zammouri M. Siegfried T. El-Fahem T. Kriaa S. and Kinzelbach W. 2007. Salinization of groundwater in the Nefzawa oases region, Tunisia: results of a regional scale hydrogeologic approach. *Hydrogeology Journal*. (15): 1357-1375.
- منابع آب زیرزمینی دشت شاهرود. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه صنعتی شاهرود. ۱۲۰ ص.
۴. ولیزاده م. ۱۳۹۲. مدل سازی انتقال آلاینده نیترات در آب های زیرزمینی دشت شاهرود. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه صنعتی شاهرود. ۲۳۰ ص.
5. Clark I. D. and Fritz P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. CRC press.
6. He Z. Maa C. Zhoua A. Qia H. Liua C. Caid H. and Zhu H. 2018. Using hydrochemical and stable isotopic ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{11}\text{B}$, and $\delta^{37}\text{Cl}$) data to understand groundwater evolution in an unconsolidated aquifer system in the southern coastal area of Laizhou Bay, China. *Applied Geochemistry*. (90): 129-141.
7. Hofmann H. and Cartwright I. 2013. Using hydrogeochemistry to understand inter-aquifer mixing in the on-shore part of the Gippsland Basin, southeast Australia. *Applied Geochemistry*. (33): 84-103.
8. Jahanshahi R. and Zare M. 2017. Delineating the Origin of Groundwater in the Golgohar Mine Area of Iran Using Stable Isotopes of ^2H and ^{18}O and Hydrochemistry. *Mine Water Environ*. 36: 550-563.
9. Kazemi G. A. 2004. Temporal changes in the physical properties and chemical composition of the municipal water supply of Shahrood, northeastern Iran. *Hydrogeol Journal*. 12: 723-734.
10. Kouzana L. Mammou A. B. and Felfoul M. S. 2009. Seawater intrusion and associated processes: case of the Korba Aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *CR Geosci*. 341: 21-35
11. Liu J. Chen Z. Wang L. Zhang Y. Li Z. Xu J. and Peng Y. 2016. Chemical and isotopic constrains on the origin of brine and saline groundwater in Hetao plain, Inner Mongolia. *Environ Sci Pollut Res*. 23: 15003-15014.
12. Meybeck M. 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved leads. *American Journal of Science*. 287: 401-428.
13. Mohammadi Z. Zare M. and Sharifzade B. 2012. Delineation of groundwater salinization in a coastal aquifer, Bousheher, South of Iran. *Environ Earth Sci*. 67(5): 1473-1484.
14. Moller P. Rosenthal E. Geyer S. and Flexer A. 2007. Chemical evolution of saline waters in the Jordan-Dead Sea transform and in adjoining areas, *Int J. Earth Sci*. 96(3): 593-597.

