

تعیین منشا شوری با استفاده از رخساره های هیدروشیمیایی (HFE) و ایزوتوپی (^2H و ^{18}O) آب زیرزمینی دشت یزد

محمدحسین عارف^{۱*}، رحیم باقری^۲

۱- دکتری آبهای زیرزمینی، شرکت آب و فاضلاب استان یزد، Mohammadhossienaref0@gmail.com

۲- دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، rahim.bagheri86@gmail.com

چکیده

با توجه به روند افزایش استحصال آب از آبخوان به دلیل توسعه در بخش های خانگی، صنعتی و کشاورزی و همچنین خشکسالی های اخیر که منجر به کاهش حجم منابع آب سطحی و منابع آب زیرزمینی گردیده، فشار بر آبخوان دشت یزد به منظور تامین آب در مصارف مختلف افزایش یافته که از پیامدهای آن کاهش ذخیره استاتیک آبخوان بوده است. کاهش کمی منابع آب زیرزمینی و بالا رفتن شدید املاح و تغییر در کیفیت از جمله اثرات کمی و کیفی بروی آب زیرزمینی بوده است، به گونه ای که در سالهای اخیر میزان شوری در بخشهای مختلف آبخوان افزایش یافته است. بنابراین در مناطق خشک ایران مرکزی، تعیین منشا شوری و کیفیت منابع آب زیرزمینی که یکی از عوامل تضمین کننده توسعه پایدار در این منطقه می باشد، اهمیت دو چندانی خواهد داشت. لذا در این تحقیق، به بررسی هیدروشیمیایی، ایزوتوپی ($\delta^2\text{H}$ و $\delta^{18}\text{O}$) و سپس نسبت های یونی، دیاگرام های ترکیبی و همچنین از دیاگرام تحولات رخساره ای هیدروشیمیایی (HFE)، جهت شناسایی منشا شوری منابع آب زیرزمینی دشت یزد در راستای مدیریت بهینه این منبع اقتصادی ارزشمند در این منطقه پرداخته شده است. بنابراین به طور کلی منشا شوری در محدوده آبخوان آبرفتی یزد، عواملی چون برهمکنش های سنگ - آب و انحلال تبخیری ها، در بخش های شمال شرق، شرق و جنوب شرقی می باشد. در بخش های شمال شرق و شرق به دلیل قرار گیری باند نئوژن به عنوان سازند شورکننده در مجاورت آبخوان، احتمال افزایش نفوذ و هجوم آب شور بیشتر از این نواحی، در صورت ادامه برداشت بی رویه و افت شدید سطح آب زیرزمینی و همچنین آلودگی منابع آب زیرزمینی حاصل از آب برگشتی ناشی از کشاورزی، فاضلاب خانگی در محدوده آبخوان را منجر می شود.

واژه های کلیدی فارسی: دیاگرام تحولات رخساره ای هیدروشیمیایی (HFE)، شوری، هیدروژئوشیمیایی، ایزوتوپ پایدار، آب زیرزمینی، آبخوان.

۱- مقدمه

رشد جمعیت، افزایش تقاضا، محدود بودن منابع آب سطحی و بهره برداری بی رویه از منابع آب زیرزمینی جهت تامین آب در مصارف مختلف (کشاورزی، شرب و صنعت)، منجر به خسارات جبران ناپذیری زیست محیطی همچون

شور شدن منابع آب زیرزمینی آبخوان های ابرفتی به خصوص در مناطق خشک و نیمه خشک شده است. گرچه علت افزایش هجوم و نفوذ آب شور دریا به سواحل می تواند طبیعی یا انسانی باشد (Shi et al., 2018; Nefzaou et al., 2023). اما عامل برداشت بی رویه از آبخوان ها در مناطق خشک منجر به افت شدید سطح آب زیرزمینی، تهی شدن ذخیره آبخوان، نشست زمین، هجوم نفوذ آب شور و افزایش املاح و غلظت آلودگی آب زیرزمینی و کاهش کیفیت آب شده است (Rengasamy, 2006; Nefzaou et al., 2023).

عواملی چون برداشت بی رویه از آب زیرزمینی (Kumar, 2016; Nefzaou et al., 2023)، شرایط آب و هوایی مانند طوفان و سونامی، اقلیم منطقه از جمله میزان بارش و تبخیر (Panno et al., 2006; Yu et al., 2016; Gao et al., 2023)، تشکیلات زمین شناسی شور کننده مانند شیل، مارن، سیلت (Han et al., 2014; Larsen et al., 2017)، برهمکنش آب-سنگ، انحلال کانیهای کربناته، تبخیری، گنبدهای نمکی و باندهای نئوژن (Freeze and Cherry, 1979; Nefzaou et al., 2023; Gao et al., 2023)، آب برگشتی حاصل از بارش، کشاورزی و پساب آب شیرین کن ها (Custodio and Broggeman, 1987; Kloppmann et al., 2013)، نفوذ آب دریا (Reilly and Goodman, 1985; Andersen et al., 2005; Shi et al., 2018)، نمک های ضدیخ، آبهای های ژئوترمال و معدنی، فاضلاب خانگی و صنعتی (Han, 2017)، کودهای شیمیایی، نفوذ نمک آب دریاچه ها و تالاب ها و آب سطحی (Nefzaou et al., 2023; Gao et al., 2023)، آبهای محصور مانند آب فسیل (Sikdaret al., 2001)، منشا آب زیرزمینی و فعالیت های بشری می تواند بروی املاح و شوری منابع آب زیرزمینی اثر گذار باشد.

آلوده شدن منابع آب زیرزمینی با هجوم و نفوذ آب شور منجر به محدود شدن منابع آب شیرین در جهان شده است که توسط محققان مختلفی همچون (Zhang X. et al. (2017), Han et al. 1996, Zhao et al. (1993), Wang et al. (2020), Li et al. (2021), Nefzaou et al. (2023), Gao et al. (2023) مورد مطالعه قرار گرفته است. اما با وجود تحقیقات زیادی که در خصوص منشا و منبع شوری منابع آب زیرزمینی صورت گرفته است، اما نمی توان به طور قطعی علت شوری منابع آب را پیدا کرد (Gao et al., 2023). اما به منظور بررسی و مطالعات منشا شوری و آلودگی آب زیرزمینی می توان از پارامترهای هیدروشیمیایی (Jones et al., 1999; Nefzaou et al., 2023)، ایزوتوپ های پایدار (Hamouda, 2021)، مدل های عددی آب زیرزمینی (Gao et al., 2023)، ژئوفیزیک (Choudhury et al., 2001)، جهت روند تکامل هیدروژئوشیمیایی و همچنین پیش بینی تغییرات شوری منابع آب زیرزمینی را برای آینده استفاده نمود (Hamouda et al., 2011). به منظور تعیین منشا شوری و بررسی رفتار هیدروژئوشیمیایی از پارامترهای شیمیایی آب، از جمله هدایت الکتریکی (EC) (Han et al., 2016)، رابطه غلظت های یونی مانند سدیم، کلسیم، سولفات، منیزیم، کلر، بی کربنات با هدایت الکتریکی و همچنین از نسبت های یونی و نمودارهای ترکیبی جهت تعیین رابطه پارامترهای شیمیایی آب و تفسیر آن استفاده شده است (Hounslow, 1995). Gimenez-Forcada در سال ۲۰۱۰ به منظور تفسیر فرآیندهای نفوذ آب شور و تحولات رخساره های هیدروشیمیایی، دیاگرام تحولات رخساره های هیدروشیمیایی (HFE) را ارائه کرد. این دیاگرام توزیع کاتیون و آنیون های اصلی را بر حسب درصد میلی اکی والان بر لیتر در دیاگرام چهار وجهی را نشان می دهد (Gimenez-Forcada, 2010).

مطالعه ای توسط Nefzaou et al (2023) در خصوص منشا شوری آبهای زیرزمینی در آبخوان Mio-Pliocene در سواحل شرقی تونس با استفاده از مطالعات ایزوتوپی و ژئوشیمیایی مورد بررسی قرار گرفته است. روند توسعه شور شدن در آبخوان مذکور، توسط یون کلر و سدیم به دلیل تبادل کاتیونی بین خاک رس و آب زیرزمینی و برهمکنش مربوط به انحلال مواد معدنی در سنگهای تبخیری و نفوذ آب شور آلوده شده است.

Gao و همکاران (۲۰۲۳) شور شدن آب های زیرزمینی در مناطق ساحلی شرقی چین را با استفاده از مقایسه ویژگی های هیدروژئوشیمیایی و روابط بین آنها در آب زیرزمینی و محیط رسوبی در دو منطقه ساحلی از جمله ساحل

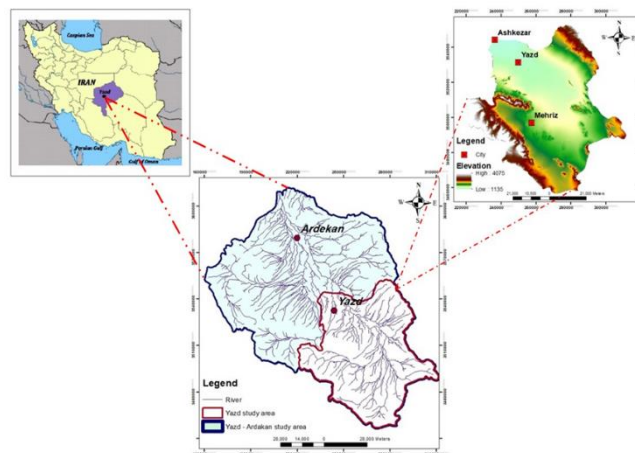
دریای زرد (YSC) و ساحل دریای بوهای (BSC) ارائه نموده اند. بر اساس نتایج رابطه بین کاتیون های اصلی، نسبت های CI/Br و CI، نشان می دهد که شوری آب های زیرزمینی در درجه اول به دلیل نفوذ آب شور و دوم به فعل و انفعالات آب و سنگ (مانند انحلال نمک تبخیری و تبادل کاتیون) می باشد.

دشت یزد یکی از مهمترین آبخوان های آبرفتی ایران مرکزی است که دارای منابع آبی زیرزمینی شیرین می باشد که در طی سالهای اخیر، با کاهش نزولات جوی، افزایش تقاضای آب و افزایش بهره برداری از آب زیرزمینی منجر به افت سطح آب و افزایش هجوم نفوذ زون آب شور به منابع آب زیرزمینی شیرین شده است. بنابراین در مطالعه حاضر با توجه به نتایج آنالیزهای هیدروشیمیایی از منابع انتخابی و ایزوتوپی بارش و آب زیرزمینی از دشت یزد، به تعیین منشأ شوری و تکامل هیدروژئوشیمیایی با استفاده از نمودارهای ترکیبی و نسبتهای یونی و دیاگرام تحول رخساره های هیدروشیمیایی پرداخته شده است.

۲- روش تحقیق

۲-۱- معرفی محدوده مطالعاتی

محدوده مطالعاتی یزد به لحاظ موقعیت جغرافیایی، در مرکز کشور ایران و در استان یزد و بخشی از حوضه آبریز کویر سیاهکوه بین طول جغرافیایی $54^{\circ}05'$ و $55^{\circ}01'$ و عرضهای شمالی $31^{\circ}15'$ و $32^{\circ}05'$ واقع شده است و جزئی از محدوده مطالعاتی یزد - اردکان می باشد (شکل ۱). در این محدوده ۴ شهرستان استان شامل شهرستانهای یزد، اشکذر، تفت و مهریز می باشد. این محدوده به استانهای خراسان جنوبی، کرمان، شیراز و اصفهان محدود می شود. محدوده مطالعاتی مورد نظر از شمال به آبادیهای اشکذر، میبد و اردکان، از غرب به تفت، از جنوب به مهریز و بهادران و از شرق به خرائق منتهی می گردد. محدوده مطالعاتی از شمال به حوضه آبریز کویر سیاهکوه، از شرق به کوههای خرائق و حوضه آبریز کویر درانجیر و از جنوب به بهادران - شمش و جنوب غرب به کوه های شیرکوه و از غرب به حوضه های عقدا، ندوشن، شواز و دهشیر محدود می شود. مهمترین و بلندترین ارتفاعات در این محدوده، قله شیرکوه با ارتفاع ۴۰۷۵ متر از سطح دریا و گودترین نقطه در این محدوده دارای ۱۱۳۵ متر ارتفاع دارد (کویر سیاهکوه گودترین نقطه در محدوده مطالعاتی یزد - اردکان دارای ارتفاع ۹۷۰ متر) و ارتفاع متوسط این محدوده ۲۰۶۵ متر و وسعت این محدوده ۴۷۴۲ کیلومتر مربع می باشد.



نقشه شماره ۱: موقعیت محدوده طرح

۲-۲- هیدروژنوشیمیایی در منابع آب زیرزمینی

برای بررسی هیدروژنوشیمیایی محدوده از تعداد ۴۶ منبع آبی (چاه و قنات) با پراکندگی مناسب استفاده شده است. بیشتر نمونه های آب در سال ۱۴۰۰ برداشت گردیده و در فاصله زمانی کوتاهی از تاریخ برداشت مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفته است. مؤلفه های آماری پارامترهای شیمیایی آب در جدول ۱ ارائه شده است. پس از نمونه برداری برای تعیین صحت و دقت داده ها (چه از نظر نمونه برداری و چه از نظر آنالیز) از محاسبه درصد خطای آزمایش (خطای کمتر از ۵٪) استفاده شده است. درصد خطای آزمایش از رابطه زیر محاسبه می گردد (Freeze and Cherry, 1979).

$$\text{درصد خطای آزمایش} = \frac{\text{مجموع آنیونها} - \text{مجموع کاتیونها}}{\text{مجموع آنیونها} + \text{مجموع کاتیونها}} \times 100$$

جدول ۱. نتایج مولفه های آماری پارامترهای شیمیایی

parameter	Kurtosis	Skewness	Variance	Std. Deviation	Mean	Max	Min
EC (μs/cm)	2.42	1.68	17735178.09	4211.32	4145.15	18580.00	352.00
T.D.S	2.44	1.69	7522882.46	2742.79	2678.80	12100.00	225.00
PH	-1.13	-0.01	0.06	0.25	7.49	7.91	7.01
Cation (meq/L)	K	46.00	6.78	96.47	9.82	1.53	67.42
	Na	8.73	2.76	932.30	30.53	22.24	158.76
	Mg	3.60	1.83	93.26	9.66	10.81	47.35
	Ca	1.69	1.46	66.08	8.13	9.29	35.93
Anion (meq/L)	SO ₄	18.41	3.87	221.56	14.88	11.13	91.37
	Cl	5.04	2.16	1380.15	37.15	29.16	177.66
	HCO ₃	45.78	6.76	270.31	16.44	5.74	115.90

۳-۲- ایزوتوپ های δ²H و δ¹⁸O در منابع آب زیرزمینی

جهت بررسی ایزوتوپ های پایدار اکسیژن و هیدروژن آب زیرزمینی در محدوده مطالعاتی یزد - اردکان، از ۳۰ نمونه آب زیرزمینی چاه، ۲ نمونه چشمه کارستی و ۷ نمونه رودخانه نمونه برداری انجام گرفته است. برای جلوگیری از تبخیر، نمونه های بارش را بلافاصله پس از پایان بارندگی، جمع آوری و در بطری های مناسب و استاندارد ذخیره و در دمای ۴ درجه سانتیگراد نگهداری می شوند. مقادیر ایزوتوپ های پایدار δ¹⁸O و δ²H آب زیرزمینی توسط دستگاه طیف سنج اسپکتروسکوپی لیزری در آزمایشگاه با دقت ۰/۲٪ برای O18/O16 و ۰/۶٪ برای D/H اندازه گیری شده است. سپس داده های اندازه گیری شده را کالیبره و بر اساس استاندارد متوسط آب اقیانوسی وین (VSMOW) به صورت معادله δ(‰) = (R/RVSMOW - 1) × 1000 محاسبه می شود. R و RVSMOW به ترتیب نسبت ایزوتوپی (D/H و O18/O16) نمونه آب زیرزمینی و نمونه استاندارد را نشان می دهد.

جدول ۲. نتایج مولفه های آماری پارامترهای ایزوتوپ های پایدار

parameter	Kurtosis	Skewness	Variance	Std. Deviation	Mean	Max	Min
δ ¹⁸ O (‰)	1.71	0.08	0.37	0.61	-6.68	-5.20	-8.49
δ ² H (‰)	0.69	0.45	21.55	4.64	-43.04	-31.59	-54.52

۲-۴- دیاگرام تحولات رخساره های هیدروشیمیایی (HFE)

دیاگرام تحولات رخساره های هیدروشیمیایی (HFE)، یک دیاگرام چهاروجهی است که از مجموع کاتیون و آنیونها (بر حسب غلظت میلی اکی والان بر لیتر)، به صورت درصد ترسیم می شود (Gimenez-Forcada, 2010). دیاگرام HFE دارای چهار رخساره اصلی شامل هتروتروپ Na-Cl شورابه و Ca₃-HCO₃ آب شیرین طبیعی، Ca-Cl آب شور شده همراه با فرآیند تبادل یونی معکوس و Na-HCO₃ آب شور شده به دلیل تعادل یونی مستقیم می باشد. تبادل یونی و تبادل یونی معکوس مربوط فرآیند شور شدن یا شیرین شدن آب زیرزمینی هستند که طبق معادله ذیل بدست می آید (Appelo and Postma, 2006).



خط اختلاط در دیاگرام شکل ۶، بیانگر اختلاط دوگانه ساده یا بدون واکنش های تبادل کاتیونی است. عامل اصلی تغییر در شیمی آب، تبادل کاتیونها هستند. Stuyfzand اندیکس تبادل کاتیونی (BEI) جهت تعیین شورشدگی یا شیرین شدگی را از رابطه ذیل بدست آورد (Stuyfzand, 2008).

$$\text{BEI} = (\text{Na} + \text{K} + \text{Mg}) - (1.0716 \times \text{Cl}) \quad (2)$$

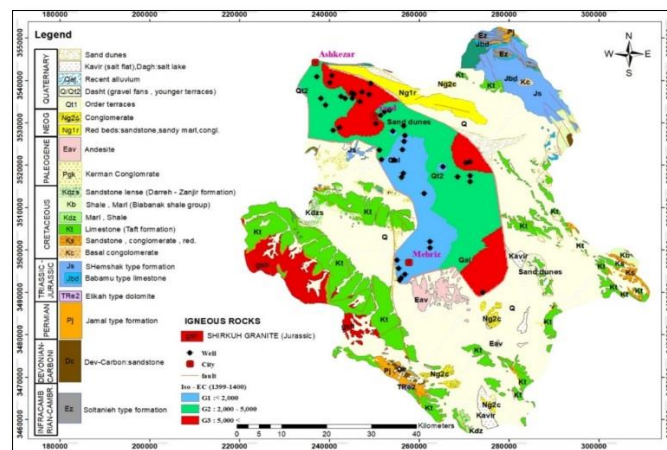
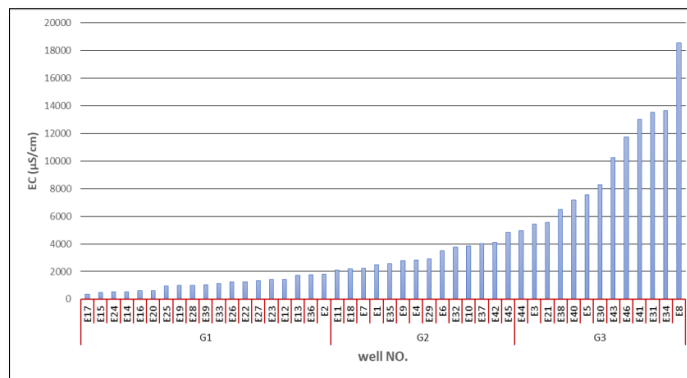
مقادیر مثبت اندیس تبادل کاتیونی، نشانگر شیرین شدگی و تبادل کاتیونی مستقیم و مقادیر منفی نشانگر شورشدگی و تبادل کاتیونی معکوس می باشد و مقدار صفر بیانگر عدم تبادل کاتیونی است. بالای خط اختلاط و سمت چپ مرحله شیرین شدگی و پایین خط اختلاط و سمت راست مرحله شورشدگی آب زیرزمینی می باشد (Gimenez-Forcada, 2010).

۳- نتایج و بحث

هدایت الکتریکی یکی از مهمترین شاخص های کیفی آب زیرزمینی است. این پارامتر تا حد زیادی نشان دهنده وضعیت املاح موجود در آب است به طوریکه با افزایش املاح موجود در آب هدایت الکتریکی نیز افزایش می یابد. براساس آنالیزهای انجام شده بر روی نمونه های منابع آب انتخابی محدوده آبخوان یزد، حداقل EC حدود ۳۵۲ میکروزیمنس بر سانتیمتر و حداکثر مقدار آن ۱۸۵۸۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر می باشد. جهت بررسی روند مقادیر هدایت الکتریکی در آبخوان، نقشه تغییرات مکانی هدایت الکتریکی در سال آبی ۱۳۹۹-۱۴۰۰ ترسیم شده است. بر اساس شکل ۲، در جهت جریان آب زیرزمینی در مرزهای جنوبی به آبخوان (جنوبی و جنوب غرب) که مشرف بر ارتفاعات و حوزه شیرکوه و در واقع محل تغذیه سفره و ورودی جریان آب زیرزمینی به آبخوان می باشد باعث کاهش در مقدار هدایت الکتریکی گردیده است که میزان هدایت الکتریکی کمتر از ۱۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر می باشد. اما در حاشیه مرزهای شرقی آبخوان به خصوص سمت شمال شرق، شرق و جنوب شرق با توجه به گسترش تشکیلات نفوذنی و تاثیر آنها به لحاظ کمی و کیفی بر منابع آب، مقدار هدایت الکتریکی به بیش از ۱۰۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر می رسد. اما با توجه به برداشت بی رویه از منابع آب زیرزمینی در حومه شهر یزد توسط چاه و نزدیک بودن شهر یزد به باندهای شورکننده نفوذنی باعث نفوذ آب شور به آبخوان شیرین شده است. در بخش های شمالی که خروجی آبخوان محسوب می شود، میزان هدایت الکتریکی بین ۲۰۰۰ تا ۴۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر متغیر می باشد. بنابراین به طور کلی منشا شوری در محدوده آبخوان آبرفتی یزد، در بخش های شمال شرق، شرق و جنوب شرقی می باشد که در صورت ادامه برداشت بی رویه و افت شدید سطح آب زیرزمینی، منجر به ادامه هجوم آب شور، جایگزین شدن و آلودگی منابع آب زیرزمینی در محدوده آبخوان می شود. برای بررسی هیدروژئوشیمیایی و تعیین

منشا، نمونه های منطقه مورد مطالعه بر اساس مقادیر هدایت الکتریکی تقسیم بندی شده و در سایر تفاسیر نیز از این تقسیم بندی پیروی شده است با توجه به زون بندی انجام شده بر مبنای مقادیر EC، چاههای محدوده آبخوان یزد به طور کلی به سه گروه متفاوت تقسیم بندی شده اند (شکل ۲). این تقسیم بندی فقط جهت مقایسه و تفسیر نتایج انجام شده است.

- گروه G1: دارای EC کمتر از ۲۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر است و بخش عمده نمونه ها در قسمت غرب و جنوب غرب منطقه را در بر می گیرد. کیفیت این گروه از نمونه ها در حد مجاز می باشد.
- گروه G2: دارای EC بین ۲۰۰۰ تا ۵۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر می باشد که بخش های مرکزی و خروجی آبخوان را شامل می شود.
- گروه G3: دارای EC بالاتر از ۵۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر می باشد که عمدتاً مناطق شمال شرق، شرق و جنوب شرق محدوده آبخوان را در بر می گیرد و تعداد اندکی از نمونه ها جزء این گروه می باشند.

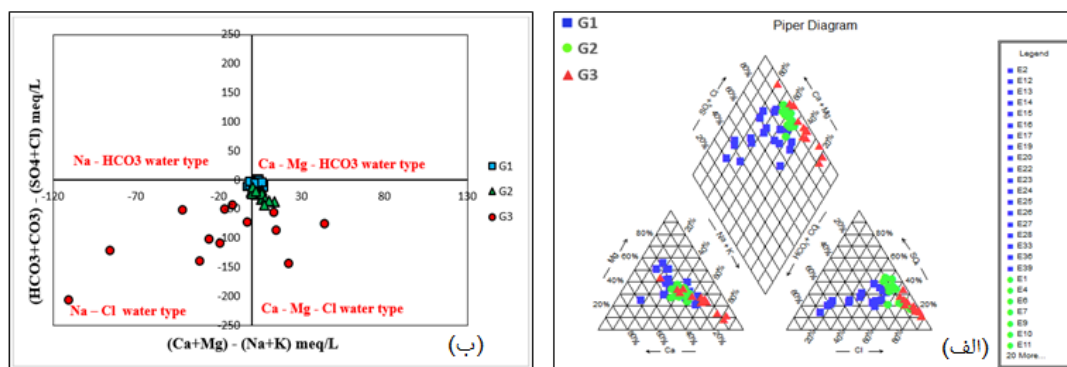


شکل ۲. تغییرات مکانی مقادیر هدایت الکتریکی و گروه بندی (شکل بالا) و زون بندی مقادیر هدایت الکتریکی ($EC - \mu S/cm$) (شکل پایین) محدوده آبخوان یزد

۳-۱- تعیین رخساره های هیدروشیمیایی

با هدف بررسی و تفسیر داده های ژئوشیمیایی و تعیین رخساره و تیپ آب زیرزمینی در نقاط مختلف از آبخوان از دیگرام پایپر و از روابط بین کاتیونها و آنیونها استفاده شده است. با توجه به گروه بندی منابع آب انتخابی بر اساس EC، داده ها را روی دیگرام پایپر برای تعیین تیپ و رخساره های هیدروژئوشیمیایی آب زیرزمینی پلات گردیده است.

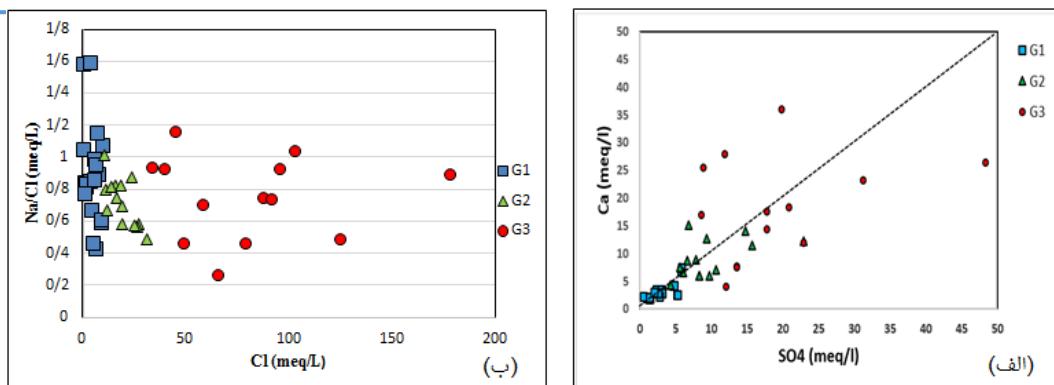
براساس شکل ۳ نمونه های گروه G1 که دارای مقدار EC کمتر از ۲۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر حاوی آب شیرین می باشد که در دیاگرام پایپر ترسیم شده در زون آب شیرین قرار گرفته اند. نمونه های گروه G3 که دارای EC بالاتر از ۵۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر هستند در زون آب های شور قرار گرفته اند. نمونه های گروه G2 که دارای EC بین ۲۰۰۰ تا ۵۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر و شامل آبهای لب شور محدوده آبخوان می باشد بین نمونه های G1 و G3 قرار گرفته است که نشان دهنده اختلاط آب شور و شیرین در منطقه می باشد. تیپ غالب نمونه های گروه G1 کلروره منیزیک-کلسیک تا بیکربناته منیزیک-کلسیک می باشد که بیشتر تحت تاثیر ارتفاعات آهکی غرب و جنوب غرب آبخوان قرار می گیرند. نمونه های شور گروه G3 غالباً دارای تیپ کلروره سدیک تا کلروره کلسیک می باشد که نشان دهنده انحلال سازندهای کلسیم-منیزیم دار در شمال شرق و شرق آبخوان می باشد. نمونه های گروه G2 هم اختلاط بین آب شور و شیرین در منطقه می باشد. به طور کلی با برداشت بی رویه از منابع آب شیرین و افت شدید سطح آب در محدوده آبخوان منجر به نفوذ آب شور در منطقه می شود. جهت تعیین تیپ آب علاوه بر دیاگرام پایپر از نمودار ۳ نیز می توان استفاده نمود. در این نمودار میزان غلظت (Na+K)-(Ca+Mg) در مقابل (Cl+SO4)-(HCO3+CO3) برای نمونه های آب زیرزمینی نشان داده شد. اکثر چاههای شور (G3) که دارای EC بالاتر از ۵۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر دارای تیپ آب کلروره سدیک هستند و چاههای شیرین (G1) و لب شور (G2) عمدتاً دارای تیپ آب کلروره کلسیک منیزیک هستند. بنابراین چاههای لب شور سهم آب شور بیشتری دارند به همین علت نزدیک چاه های شیرین پلات شده اند و تیپ آب آنها کلروره کلسیک منیزیک می باشد.



شکل ۳. الف) نمودار پایپر (Piper Diagram)، ب) رابطه بین کاتیونها و آنیونهای نمونه های منابع انتخابی

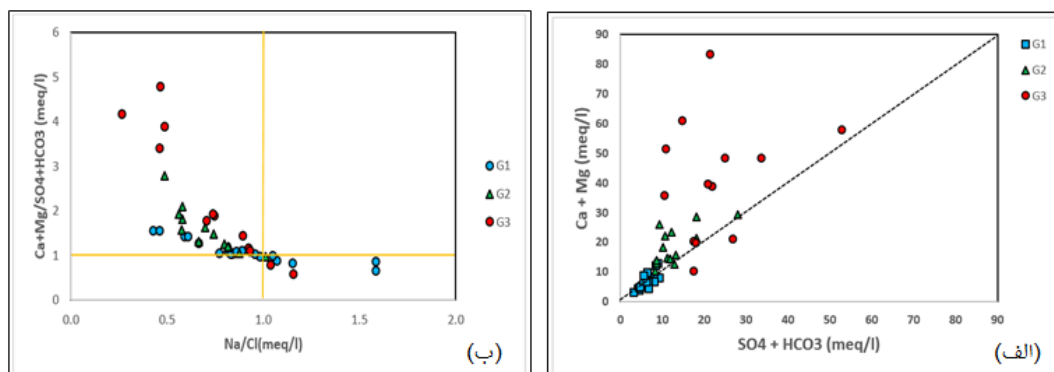
۳-۲- تکامل هیدروژئوشیمیایی

برای تعیین منشأ شوری و بررسی رفتار هیدروژئوشیمیایی از نسبتهای یونی نیز استفاده شده است. نسبت یونی Na/Cl در مقابل Cl در شکل ۴ ترسیم شده است. در اکثر نمونه های منابع انتخابی گروه های G1، G2 و G3 نسبت Na/Cl کمتر از یک می باشد که نشانگر انحلال کانی های هالیت و یا نفوذ آب شور به همراه رخداد فرایندهای ثانویه همچون تبادل یونی را می باشد. با ترسیم رابطه بین Ca و SO4 میتوان احتمال انحلال ژپس در محدوده آبخوان را بررسی نمود. با توجه به شکل ۴ مشاهده می شود تعداد کمی از نمونه ها بروی خط انحلال ژپس و بقیه نمونه ها در زیر و نزدیک به خط انحلال ژپس قرار گرفته اند و بیانگر این است که در محدوده آبخوان یزد، تا حدودی انحلال ژپس صورت گرفته است.



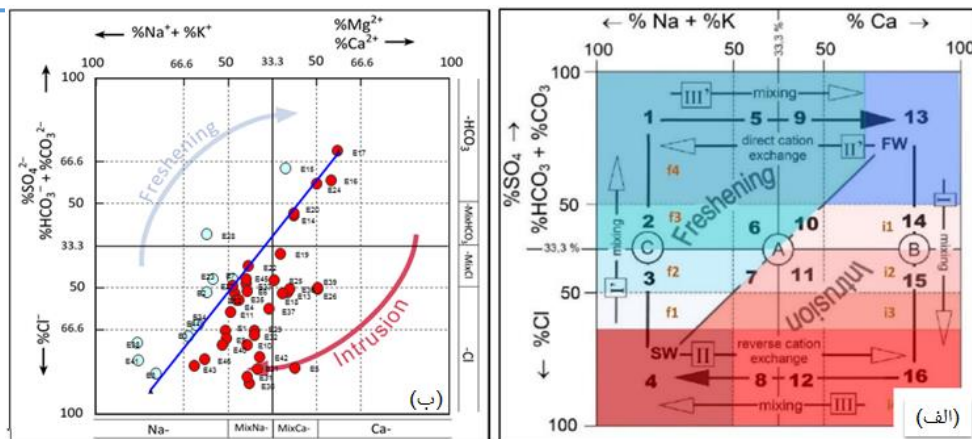
شکل ۴. الف) رابطه بین Ca و SO₄ (ب) نسبت یونی Na/Cl به Cl در منابع آب زیرزمینی

به منظور بررسی پدیده تبادل یونی از رابطه بین Ca + Mg در مقابل SO₄ + HCO₃ استفاده شده است. در شکل ۵ اکثر نمونه ها تقریباً روی خط اختلاط قرار گرفته اند، یعنی منشا یونها انحلال کربناتها و تبخیری ها بوده است. انحراف تعدادی از نمونه ها از خط اختلاط، نشان دهنده تبادل کاتیونی می باشد. بنابراین با توجه به شکل، نمونه های گروه G1 بر روی خط اختلاط با کمی انحراف در طیف انحلال کربناتها کمتر از ۱۰ epm و بقیه نمونه در طیف انحلال ژپیس پلات شده اند.



شکل ۵. الف) رابطه بین Ca + Mg در مقابل SO₄ + HCO₃ (ب) رابطه بین (Ca + Mg)/(SO₄ + HCO₃) در مقابل Na/Cl در منابع آب زیرزمینی.

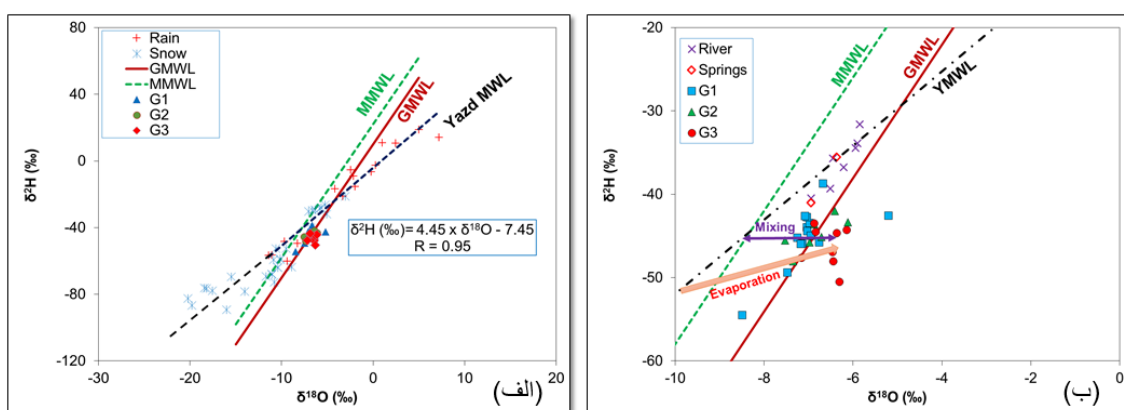
رابطه بین (Ca + Mg)/(SO₄ + HCO₃) در مقابل Na/Cl در شکل ۵ نشان داده شده است. تقریباً اکثر نمونه های انتخابی از آب زیرزمینی تحت تاثیر انحلال کربنات ها و تبخیری ها قرار گرفته اند. انحراف تعدادی از نمونه ها از خط بیانگر این است که هم تبادل کاتیونی مستقیم و هم تبادل کاتیونی معکوس اتفاق افتاده است. همچنین برای مشخص نمودن مکانسیم شوری آب از نمودار HFE استفاده شده است. اگر نمونه ها در بالای خط اختلاط پلات شوند نشان دهنده پدیده شیرین شدگی (Freshening) و اگر در زیر خط اختلاط پلات شوند نشانگر پدیده شورشدگی (Intrusion) می باشد که بیانگر آن است که تحت تاثیر نفوذ آب شور قرار گرفته اند. همانطور که در شکل ۶ مشخص است اکثر نمونه ها در زیر خط اختلاط سمت چپ قرار گرفته اند و پدیده شورشدگی و تبادل کاتیونی معکوس را نشان می دهند، تنها ۱۰ نمونه در بالای خط پلات شده و بیانگر فرآیند شیرین شدگی و تبادل کاتیونی مستقیم هستند.



شکل ۶. الف) دیاگرام تحولات رخساره های هیدروژئوشیمیایی (HFE) ب) دیاگرام توزیع و پراگندگی نمونه های هیدروژئوشیمیایی

۳-۳- ایزوتوپ های ^{18}O و ^2H در منابع آب زیرزمینی

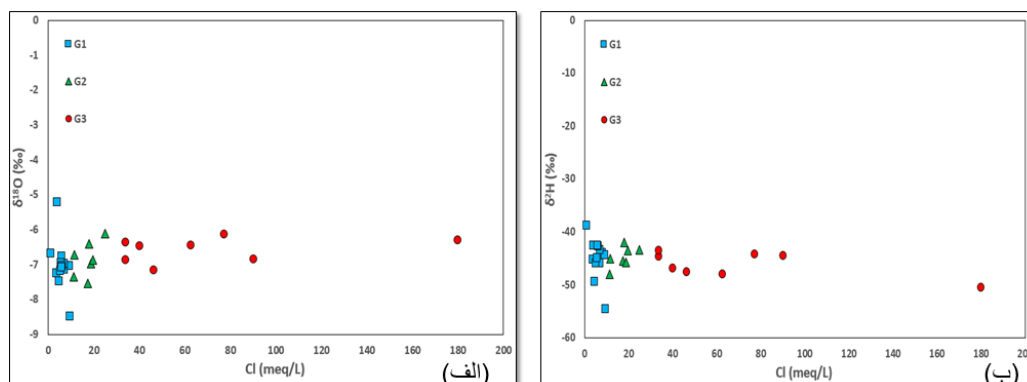
داده های ^{18}O و ^2H برای ۳۰ نمونه آب زیرزمینی چاه، ۲ نمونه چشمه کارستی و ۷ نمونه رودخانه و همچنین خط بارش جهانی (GMWL) (Craig, 1961) و خط بارش مدیترانه MMWL، خط آب جوی یزد (YMWL) در شکل ۷ ترسیم شده اند. مقادیر ^{18}O و ^2H نمونه های آب زیرزمینی به ترتیب بین 8.49% تا 5.2% و 52.4% تا 38.73% متغیر می باشد. نتایج حاصله نشان می دهد (شکل ۷) که نمونه های مورد مطالعه نزدیک بارش محلی یزد و بین خط آب جوی جهانی و خط بارش مدیترانه پلات شده اند. با توجه به اینکه منشا اکثر بارشهای ایران، مدیترانه ای می باشد، بنابراین منشا اولیه آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه، بارش محلی با منشا مدیترانه ای است. بنابراین نمونه های منطقه مورد مطالعه دارای منشا آب جوی بوده و فرایند تبخیر تاثیر زیادی روی رفتار ایزوتوپی این نمونه ها نگذاشته است. نمونه ها در طیف ایزوتوپی نمونه های برف قرار گرفته اند. با توجه به اینکه عمده منبع تغذیه به سفره دشت یزد، ارتفاعات برفگیر اطراف است، محل قرار گیری نمونه ها قابل توجیح می باشد.



شکل ۷. الف) رابطه بین مقادیر ایزوتوپ پایدار در نمونه های بارش و آب زیرزمینی ب) رابطه بین مقادیر ایزوتوپ پایدار در نمونه های چاه، چشمه و رودخانه.

نمونه های رودخانه تقریباً در روی خط بارش ایزوتوپی منطقه افتاده است. این نمونه ها نماینده رفتار ایزوتوپی بارش باران مستقیم بر روی دشت می باشد. نمونه چشمه ها نیز در طیف نمونه رودخانه و تقریباً در نزدیکی سایر منابع آب

زیرزمینی قرار گرفته است. این نشانگر تفاوت اندک در حوضه آبرگیر چشمه ها با سایر منابع آب در دشت است. بطوریکه بارشهای تغذیه کننده چشمه ها دارای ایزوتوپی سنگین تر بوده و ارتفاع منطقه تغذیه این نمونه ها پایین تر از ارتفاع تغذیه سفره آب زیرزمینی دشت می باشد. نمونه های آب زیرزمینی دشت یزد کمی انحراف از خط بارش ایزوتوپی محلی را نشان می دهند. در اولین نگاه علت این انحراف و غنی شدگی نسبت به اکسیژن ۱۸، پدیده تبخیر در آب زیرزمینی و در طی مسیر جریان زیرزمینی اتفاق افتاده است. با توجه به نمودار تغییرات ^{18}O و ^2H در برابر Cl می توان در شناسایی نقش واکنش آب خاک- سنگ، تبخیر و مخلوط شدگی یا تداخل آب شور مفید باشد. از این رو، نمودار ترسیم و در شکل ۸ نشان داده شده است. بر اساس این نمودارها، در نمونه های آب زیرزمینی با افزایش مقدار هدایت الکتریکی، مقدار ایزوتوپی ^{18}O و ^2H افزایشی را نشان نمیدهد که می تواند نشانگر عدم تاثیر پدیده تبخیر در مقادیر ایزوتوپی باشد. بنابراین عامل شور بودن نمونه آب زیرزمینی تبخیر در طول مسیر جریان آب زیرزمینی نمی باشد و میتواند انحلال تبخیری ها و یا نفوذ آب شور باشد. منشأ شوری نمونه های آب شور میتواند به دلیل انحلال لایه های تبخیری و رخداد اندک پدیده تبخیر از آب باران در طی جریان در سطح زمین و قبل از نفوذ به داخل زمین باشد. پس از رخداد تبخیر، این آبهای شور تبخیر شده با ایزوتوپی سنگین تر نفوذ یافته و وارد آب زیرزمینی دشت شده است. سپس در سفره آب زیرزمینی با آب شیرین نفوذ یافته در سمت جنوب غربی اختلاط صورت گرفته و باعث افزایش شوری نمونه های وسط دشت شده است.



شکل ۸. الف) رابطه بین ^{18}O و یون کلر ب) رابطه بین ^2H و یون کلر

۴- جمع بندی

با توجه به زون بندی انجام شده بر مبنای مقادیر EC، محدوده آبخوان به سه زون تقسیم بندی شده است. که بر این اساس وضعیت شور شدن منابع آب زیرزمینی در بخش های شمال شرق و شرق به وضوح قابل مشاهده است. بنابراین پارامترها و مولفه های شیمیایی شامل کاتیونها و آنیونها، ایزوتوپ های پایدار اکسیژن و هیدروژن، نسبت های یونی Na/Cl به Cl ، رابطه بین Ca و SO_4 ، رابطه بین $\text{Ca} + \text{Mg}$ در مقابل $\text{SO}_4 + \text{HCO}_3$ ، رابطه بین $\text{Ca} + \text{Mg}$ در مقابل Na/Cl در منابع آب زیرزمینی و همچنین دیگرام تحولات رخساره ای $(\text{SO}_4 + \text{HCO}_3) / (\text{Mg})$ در مقابل Na/Cl جهت شناسایی منشأ شوری منابع آب زیرزمینی دشت یزد مورد استفاده قرار گرفته است. که بر این اساس عامل شور بودن اکثر نمونه آب زیرزمینی، تبخیر در طول مسیر جریان آب زیرزمینی نمی باشد و میتواند انحلال تبخیری ها و نفوذ آب شور حاصل آب برگشتی ناشی از کشاورزی، فاضلاب خانگی و همچنین برداشت بی رویه از آب زیرزمینی می باشد.

۵- مراجع

- Andersen, M. S., et al. (2005). "Geochemical processes and solute transport at the seawater/freshwater interface of a sandy aquifer." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69(16): 3979-3994.
- Ben Hamouda, M.F. Study of the Groundwater Salinity and Modeling the Recharge and the Renewal Rate Based on Stable and Radioactive Isotopes in El Haouaria Aquifer, Tunisia. *Arab. J. Geosci.* 2021, 14, 2246.
- Ben Hamouda, M.F.; Tarhouni, J.; Leduc, C.; Zouari, K. Understanding the Origin of Salinization of the Plio-Quaternary Eastern Coastal Aquifer of Cap Bon (Tunisia) Using Geochemical and Isotope Investigations. *Environ. Earth Sci.* 2011, 63, 889-901.
- Choudhury, K., et al. (2001). "Geophysical study for saline water intrusion in a coastal alluvial terrain." *Journal of applied geophysics* 46(3): 189-200.
- Custodio, E. and G. Bruggeman (1987). *Groundwater problems in coastal areas*, Unesco.
- Freeze, R. and J. Cherry (1979). "Groundwater. New Jersey: Prentice-Hall geochemical parameter distribution in a ground water system contaminated with petroleum hydrocarbons." *Journal of Environmental Quality* 30: 1548-1563.
- Gao, M., et al. "Hydrogeochemical characteristic and recognition of saline groundwater formation and evolution in silty coast of the Yellow Sea and Bohai Sea, eastern China." *Frontiers in Earth Science* 11: 1186661.
- Giménez-Forcada, E. (2010). "Dynamic of sea water interface using hydrochemical facies evolution diagram." *Groundwater* 48(2): 212-216.
- Han D (2017) Hydrochemical and isotopic evidences for deciphering conceptual model of groundwater salinization processes in a coastal plain, north China. Manuscript under review, *Hydrology and Earth System Sciences*, doi:10.5194/hess-2017-617.
- Han, D., et al. (2016). "Identification of anthropogenic and natural inputs of sulfate into a karstic coastal groundwater system in northeast China: evidence from major ions, $\delta^{13}C$ DIC and $\delta^{34}S$ SO₄." *Hydrology and Earth System Sciences* 20(5): 1983-1999.
- Han, D., et al. (2014). "Chemical and isotopic constraints on evolution of groundwater salinization in the coastal plain aquifer of Laizhou Bay, China." *Journal of Hydrology* 508: 12-27.
- Hounslow, A. (1995). *Water quality: Analysis and Interpretation*, United States of America: PLA Lewis Publishers.
- Jones, B.F.; Vengosh, A.; Rosenthal, E.; Yechieli, Y. *Geochemical Investigations. In Seawater Intrusion in Coastal Aquifers—Concepts, Methods and Practices*; Bear, J., Cheng, A.H.-D., Sorek, S., Ouazar, D., Herrera, I., Eds.; Theory and Applications of Transport in Porous Media; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 1999; Volume 14, pp. 51-71. ISBN 978-90-481-5172-1 .
- Kloppmann, W., et al. (2013). "Groundwater salinization in France." *Procedia Earth and Planetary Science* 7: 440-443
- Kumar, C. (2016). "Sea water intrusion in coastal aquifers." *EPRA Int J Res Dev* 1(3): 27-31.
- Larsen, F., et al. (2017). "Groundwater salinity influenced by Holocene seawater trapped in incised valleys in the Red River delta plain." *Nature Geoscience* 10(5): 376-381.



دومین همایش ملی مدیریت کیفیت آب و
چهارمین همایش ملی مدیریت مصرف آب با رویکرد کاهش هدررفت و بازیافت
دانشگاه تهران، ۷ الی ۹ آذرماه ۱۴۰۲



Nefzaoui, F., et al. (2023). "Evidence for Groundwater Salinity Origin Based on Hydrogeochemical and Isotopic (2H, 18O, 37Cl, 3H, 13C, 14C) Approaches: Sousse, Eastern Tunisia." *Water* 15(6): 1242.

Panno, S., et al. (2006). "Characterization and identification of Na-Cl sources in ground water." *Groundwater* 44(2): 176-187.

Rengasamy, P. (2006). "World salinization with emphasis on Australia." *Journal of experimental botany* 57(5): 1017-1023

Reilly, T. E. and A. S. Goodman (1985). "Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems—A historical perspective." *Journal of Hydrology* 80(1-2): 125-160.

Shi, X., et al. "Zong j, Wen H, and Dong R (2018) Assessing major factors affecting shallow groundwater geochemical evolution in a highly urbanized coastal area of Shenzhen City." *China. Journal of Geochemical Exploration* 184: 17-27.

Sikdar, P., et al. (2001). "Geochemical evolution of groundwater in the Quaternary aquifer of Calcutta and Howrah, India." *Journal of Asian Earth Sciences* 19(5): 579-594.

Shi X, Wang Y, Jiao JJ, Zong j, Wen H, and Dong R (2018) Assessing major factors affecting shallow groundwater geochemical evolution in a highly urbanized coastal area of Shenzhen City, China. *Journal of Geochemical Exploration* 184:17-27.

Sun, Q., et al. (2023). "Hydrochemical evolution processes of multiple-water quality interfaces (fresh/saline water, saline water/brine) on muddy coast under pumping conditions." *Science of The Total Environment* 857: 159297.

Yu, X., et al. (2016). "Impact of topography on groundwater salinization due to ocean surge inundation." *Water Resources Research* 52(8): 5794-5812.

Determine the origin of salinity using hydrochemical facies (HFE) and isotope (^2H and ^{18}O) groundwater of Yazd plain

Mohammad h Aref^{1*}, Rahim Bagheri²

1- PhD in Hydrogeology, Mohammadhossienaref0@gmail.com

2- PhD in Hydrogeology rahim.bagheri86@gmail.com

Abstract

Given the growing water extraction rate from the water from the basin due to the development in the household, industrial and agricultural sectors as well as recent droughts, which have led to a decrease in the volume of surface water resources and groundwater resources the pressure on the Yazd Plain Epoder has increased in order to supply water in various uses, which has been the result of a reduction in the static storage of the aquifer. A little decrease in groundwater resources and a sharp increase in salts and a change in quality have been the quantitative and qualitative effects of the decrease in groundwater level, in such a way that in recent years the amount of salinity has increased in different parts of the aquifers. Therefore, in the arid regions of central Iran, the determination of the source of salinity and quality of groundwater resources, which is one of the factors guaranteeing sustainable development in this region, will be of paramount importance. Therefore, in this study, hydrochemical, isotope (^{18}O and ^2H) and then ion ratios, combined diagrams, as well as a diagram of the hydrochemical facies (HFE), to identify the origin of the salinity of groundwater resources of Yazd plain in order to optimize the management of this valuable economic resource in this region. Therefore, in general, the source of salinity in the area of Yazd's alluvial watershed is factors such as rock-water interactions and the dissolution of carbonate and evapositions, in the parts of the northeast, east and southeast. In the parts of the northeast and east, due to the position of the neogen band as a insurgent formation in the vicinity of the aquifer, the risk of increasing the penetration and influx of salty water from these areas is high in the event of continued uncontrolled harvesting and severe drop in groundwater level and pollution of groundwater resources from agricultural return water, domestic sewage is within the scope of the aquifer.

Keywords: diagram of hydrochemical facies evolutions (HFE), salinity, hydrogeochemistry, stable isotope, ground water, aquifer.