

بررسی هیدروژئوشیمیایی دشت گلپایگان بر مبنای مطالعه نسبت‌های یونی و عوامل محیطی کنترل‌کننده ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی

امین محبی تفرشی^۱، محسن رضایی^۲، غزاله محبی تفرشی^{۳*}

۱. کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، عضو باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران
a.mohebbi63@iran.ir
۲. دکتری هیدروژئولوژی، دانشیار و رئیس دانشکده علوم زمین دانشگاه خوارزمی
m_rezaei@khu.ac.ir
۳. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ پذیرش مقاله، ۱۳۹۴/۱۱/۲۰

تاریخ وصول مقاله، ۱۳۹۴/۱۱/۱۸

چکیده

به منظور بررسی فرآیندهای کنترل‌کننده و تعیین منشأ کاتیون‌ها و آنیون‌های آب زیرزمینی دشت گلپایگان از آمار کیفی ۳۲ چاه نمونه‌برداری شده مربوط به سال ۱۳۸۹ استفاده گردید. در اولین گام با توجه به اهمیت و نقش مهم تعیین تیپ و رخساره آب زیرزمینی و همچنین همبستگی بین یون‌ها در روند مطالعات هیدروژئوشیمیایی و منشأ یابی یون‌های موجود در آب‌های زیرزمینی، نمودار پایپر و ماتریس همبستگی بین یون‌ها ترسیم گردید. بر مبنای نمودار پایپر، تیپ و رخساره غالب آب‌های زیرزمینی منطقه کلروره سدیک می‌باشد. در ادامه به بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی دشت مورد مطالعه با دو رویکرد پرداخته شد. در رویکرد اول به بررسی منشأ یون‌ها در آب‌های زیرزمینی بر مبنای عوامل کنترل‌کننده ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی با ترسیم و مطالعه نقشه‌های هم‌ارزش یون‌ها با توجه به عوامل محیطی پرداخته شد و در رویکرد دوم منشأ یون‌ها بر اساس محاسبه و مقایسه نسبت‌های یونی مورد بررسی قرار گرفت. بر مبنای این مطالعات عامل لیئولوژی اصلی‌ترین فرآیند محیطی تأثیرگذار و فرآیند انحلال هالیت اصلی‌ترین فرآیند شیمیایی تأثیرگذار بر کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

کلیدواژه

هیدروژئوشیمی، دشت گلپایگان، نسبت‌های یونی، همبستگی یون‌ها، ArcGIS

۱. سرآغاز

مدیریت حفظ و نگهداری از این منبع بسیار حائز اهمیت است. یکی از عواملی که در مدیریت و حفظ آب‌های زیرزمینی باید به آن توجه نمود، حفظ کیفیت این منبع ارزشمند است که برای تحقق این امر ابتدا باید وضعیت آب زیرزمینی بررسی شود تا بتوان بر مبنای بررسی پارامترهای مؤثر در کیفیت آب زیرزمینی، راهکارهای مدیریتی صحیح را اتخاذ نمود. ترکیب شیمی آب‌های زیرزمینی توسط عواملی همچون ترکیب آب باران، ساختار

ویژگی‌های خاص اقلیمی و جغرافیایی ایران، ریزش‌های جوی با رژیم مدیترانه‌ای، وضعیت توپوگرافی و تنوع پستی و بلندی‌ها، عرصه‌های گسترده‌ای را برای نفوذ آب به زمین فراهم نموده است (Chester, 2000). مجموعه این عوامل بعلاوه کمبود منابع آب سطحی، باعث اهمیت بیشتر آب‌های زیرزمینی در ایران گردیده است. با توجه به اینکه حجم آب‌های زیرزمینی نیز بسیار محدود است لذا

هدف از انجام این تحقیق بررسی تغییرات یون‌های محلول در آب‌های زیرزمینی دشت گلپایگان با استفاده از نسبت‌های یونی و همچنین ارزیابی عوامل محیطی کنترل‌کننده ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

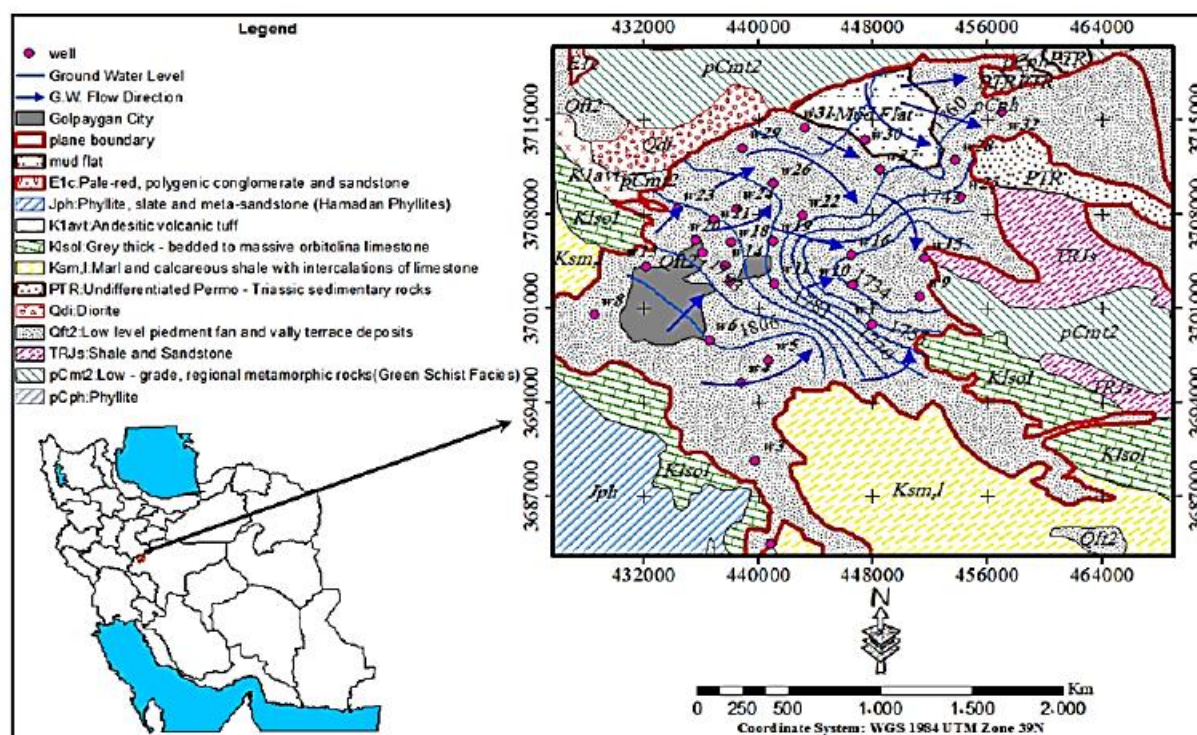
۲. موقعیت منطقه مورد مطالعه

دشت گلپایگان که برای این تحقیق انتخاب شده است به وسعت ۷۷۷ کیلومتر مربع با مختصات $42^{\circ}49'30''$ N تا $47^{\circ}22'57''$ N و $36^{\circ}16'16''$ E تا $37^{\circ}20'17''$ E در زون 39° N، در استان اصفهان و در قسمت میانی زون سندج-سیرجان واقع شده است و حاشیه آن شاخه جنوبی سیستم کوهزایی آلپی ایران (کرتاسه - ترشیاری) می‌باشد (آقابنایی، ۱۳۸۵). از نظر زمین‌شناسی ساختارهای مختلفی از پرکامبرین تا عهد حاضر در منطقه رخمون دارد (شکل ۱).

زمین‌شناسی و کانی‌شناسی حوضه آبریز و فرآیندهای زمین‌شناسی در طول مسیر آب تعیین می‌شود (Andre et al., 2005). بر این اساس با مطالعه ترکیب شیمیایی منابع آب می‌توان به دلایل تغییرات کیفی آب پی‌برد (رضائی، ۱۳۹۰). جهت مطالعه ترکیب شیمیایی منابع آب از روش‌های گوناگونی در تحقیقات مختلف استفاده شده است که از آن جمله می‌توان به ترسیم نمودار پایپر جهت تعیین تیپ و رخساره آب زیرزمینی، استفاده از نسبت‌های یونی جهت تعیین منابع یون‌ها، مطالعه عوامل محیطی کنترل‌کننده ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی و... اشاره نمود. در زمینه مطالعات بر روی کیفیت آب‌های زیرزمینی با تأکید بر مطالعه ترکیب شیمیایی منابع آب، تاکنون تحقیقات زیادی در ایران و جهان صورت گرفته که هر یک به فراخور نوع نیاز آبی، پارامترهای کیفی مختلفی را مورد بررسی قرار داده‌اند که از آن جمله می‌توان به Sasamoto et al., 2004, Tyagi and Datta, 2010 و

Nur et al., 2012, Timms et al. 2000, کلاثری و

علیجانی، ۱۳۸۷، فاریابی و همکاران، ۱۳۸۹ اشاره نمود.



شکل ۱. نقشه آب زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (منبع عکس: یافته‌های تحقیق)

از دو سمت جنوب غربی و غرب به سمت مرکز دشت امتداد دارد و از سمت شرق و شمال شرق دشت خارج می‌شود.

۳. مواد و روش بررسی

برای بررسی کیفیت آب زیرزمینی دشت مورد مطالعه از آمار کیفی ۳۲ چاه مربوط به سال ۱۳۸۹ استفاده گردید. این آمار شامل پارامترهای $EC, Ca, Mg, Na, K, HCO_3, TH, PH, TDS, Cl, SO_4$ می‌باشند. در جدول ۱ مقادیر حداکثر، حداقل و میانگین پارامترهای اندازه‌گیری شده کیفیت شیمیایی آب چاه‌های منطقه مورد بررسی درج گردیده است (واحد تمام پارامترهای کیفی درج شده به جز PH که فاقد واحد است و EC که $micromho/cm$ می‌باشد، mg/l است).

از نظر آب و هوایی این منطقه با میانگین بارش متوسط سالانه ۲۰۰ میلی‌متر (در مناطق شمالی دشت) تا ۵۰۰ میلی‌متر (در مناطق مرکزی و جنوبی دشت) و میانگین دمای متوسط سالانه ۱۱ درجه سانتی‌گراد (در مناطق شمالی دشت) تا ۸ درجه سانتی‌گراد (در مناطق مرکزی و جنوبی دشت) طبق رده بندی آمبرژه در اقلیم نیمه خشک متوسط (در مناطق شمالی دشت) تا نیمه خشک خفیف (در مناطق مرکزی و جنوبی دشت) واقع شده است (محبی تفرشی و همکاران، ۱۳۹۱). دشت گلپایگان چاله ای نیمه بسته است که تنها راه خروجی آن تنگه غرقاب در سمت شمال دشت و در کوه‌های حاجی قارا می‌باشد. طول این تنگه حدود ۱۱ کیلومتر، کف آن سنگی و عاری از هر نوع پوشش رسوبی است. رودخانه گلپایگان با بریدن این تنگه، آب‌های منطقه را به سوی قم زهکشی می‌نماید (رضایی و همکاران، ۱۳۸۹). جریان آب زیرزمینی در دشت گلپایگان

جدول ۱. مقادیر حداکثر، حداقل و میانگین پارامترهای اندازه‌گیری شده کیفیت شیمیایی آب چاه‌های منطقه مورد بررسی

پارامتر	EC	T.D.S	PH	TH	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄
تعداد نمونه‌ها	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲
میانگین حسابی	۱۵۲۳/۴۴	۱۰۰۷/۰۳	۸/۲۹	۳۹۹/۹	۶۹/۸۴	۴۰/۲۲	۱۸۴/۱۸	۶/۱۲	۱۷۲/۸	۳۲۹/۰۵	۱۲۹/۰۶
انحراف معیار	۱۲۷۸/۰۲	۸۳۷/۲۷	۰/۲۶	۳۰۹/۱	۶۴/۶۴	۴۳/۱۸	۱۷۰/۶۲	۵/۰۹	۱۰۵/۸۵	۳۴۱/۲	۱۶۲/۹۱
ضریب تغییرات (درصد)	۸۳/۸۹	۸۳/۲۴	۳/۱۴	۹۰/۹۵	۹۲/۵۵	۱۰۷/۳۶	۹۲/۶۴	۸۳/۱۷	۶۱/۲۶	۱۰۳/۶۹	۱۲۶/۲۳
حداکثر	۷۰۰۰	۴۳۷۹	۸/۹۱	۱۸۰۱	۳۸۲	۲۰۵/۸	۸۵۳/۵۳	۲۳/۴	۶۷۱	۱۶۰۳/۱۸	۸۳۴/۷۲
حداقل	۳۹۲	۲۴۹	۷/۵	۱۰۹/۳	۲۲	۱۰/۲	۲۳	۰/۷۸	۵۴/۹	۲۱/۳	۱۹/۲
مد	۱۰۳۰	۹۵۶	۸/۵	۲۳۸/۲	۵۰	۳۲/۴	۱۱۲/۷	۳/۹	۱۵۲/۵	۴۲/۶	۸۶/۴
میان	۱۱۸۲/۵	۸۰۷	۸/۳	۲۴۸/۵	۵۱	۲۷/۶	۱۲۹/۷۲	۳/۹	۱۵۲/۵	۲۲۰/۱	۷۲
دامنه تغییرات	۶۶۰۸	۴۱۳۰	۱/۱۴	۱۶۹۱	۳۶۰	۱۹۵/۶	۸۳۰/۵۳	۲۲/۶۲	۶۱۶/۱	۱۵۸۱/۸۸	۸۱۵/۵۲
چولگی	۲/۹۳	۲/۵۸	۰/۶۷	۳/۷۴	۳/۹۳	۲/۷۳	۲/۳۸	۲/۲۵	۳/۵۵	۲/۳	۳/۱۱
واریانس	۱۶۳۳۳۳/۷	۷۰۲۶۸۹/۳۹	۰/۰۷	۹۵۵۶۰	۴۱۷۸/۶۵	۱۸۶۴/۵۱	۳۹۱۰۹/۸	۲۵/۸۹	۱۱۲۰۴/۱۸	۱۱۶۴۱۵/۰۴	۲۶۵۳۹/۸

(۵درصد) است و لذا مقادیر نمونه‌ها قابل اطمینان می‌باشد(نخعی و همکاران، ۱۳۹۰).

(۱)

$$\text{درصد خطای موازنه یونی} = \frac{\sum \text{Cations} - \sum \text{Anions}}{\sum \text{Cations} + \sum \text{Anions}} \times 100$$

به منظور اطمینان از صحت نتایج آنالیز نمونه‌ها از درصد خطای موازنه یونی استفاده گردید. بر این مبنا با محاسبه درصد خطای موازنه یونی (رابطه ۱) مشخص شد که اختلاف میان کاتیون‌ها و آنیون‌ها بر حسب میلی اکی والان بر لیتر در تمام نمونه‌ها، کمتر از مقدار استاندارد تعیین شده

جدول ۲. درصد خطای موازنه یونی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه

درصد خطا	مجموع آنیون‌ها	مجموع کاتیون‌ها	علامت اجزای	محل نمونه‌برداری	درصد خطا	مجموع آنیون‌ها	مجموع کاتیون‌ها	علامت اجزای	محل نمونه برداری
۰	۱۲/۱	۱۲/۱	W ₁₇	قلعه موتور ۱	۱/۶۴	۴/۲۱	۴/۳۵	W ₁	لایچند
۰	۲۳/۵	۲۳/۵	W ₁₈	اشرف آباد	۳/۰۱	۱۲/۲۵	۱۳/۰۱	W ₂	صفادشت
۰/۸۳	۱۶/۲۹	۱۶/۵۳	W ₁₉	رباط ملکی	۰/۸۷	۵/۱۱	۵/۲	W ₃	امامزاده
۲/۳۲	۱۱/۶۹	۱۱/۱۶	W ₂₀	قلعه موتور ۲	۱/۲	۳/۷۱	۳/۸	W ₄	کهن رود
۰/۳۳	۱۴/۸۹	۴/۹۹	W ₂₁	علی آباد	۰/۸۹	۵/۰۱	۵/۱	W ₅	لالی
۰	۶/۹	۶/۹	W ₂₂	شیدآباد	۰	۱۶/۲	۱۶/۲	W ₆	قلعه جمال
۰	۱۴/۸	۱۴/۸	W ₂₃	رباط سرخ	۰/۲۷	۱۸/۸	۱۸/۹	W ₇	نیوان نار
۱/۴۶	۱۴/۵	۱۴/۳۹	W ₂₄	رباط ابوالقاسم	۰	۱۳/۴	۱۳/۴	W ₈	میرزا آقاسی
۰/۴۹	۹/۱۱	۹/۲	W ₂₅	فیلاخص	۰	۹	۹	W ₉	کنجدجان ۱
۰	۳۳/۵	۳۳/۵	W ₂₆	دستجردتپه حسین	۰	۷/۲	۷/۲	W ₁₀	وداغ
۰	۶/۱	۶/۱	W ₂₇	دم آسمان	۰/۳۱	۹/۶	۹/۵۴	W ₁₁	نیوان سوق
۰/۱۲	۳۸/۶۱	۳۸/۷	W ₂₈	ورزنه	۰	۹/۲	۹/۲	W ₁₂	سفالوزن
۰	۱۱/۷	۱۱/۷	W ₂₉	آزون	۱/۹۸	۱۰/۲۹	۹/۸۹	W ₁₃	بلوار معلم
۰	۱۰/۶	۱۰/۶	W ₃₀	شادگان	۲/۰۱	۱۲/۴۶	۱۲/۹۷	W ₁₄	گورگد
۰	۲۷/۵	۲۷/۵	W ₃₁	فاویان	۰/۴۳	۱۰/۵۱	۱۰/۶	W ₁₅	کنجدجان ۲
۰/۲۴	۷۳/۵۵	۷۳/۹	W ₃₂	تخت عباس	۰/۷۸	۵/۷۱	۵/۸	W ₁₆	سراور

بمنظور آنالیز و مقایسه بین این پارامترها و ترسیم نمودارهای مقایساتی و رده بندی کیفی آب از نرم افزار AqQA1.1 استفاده شد. به دلیل پراکندگی ایستگاه های اندازه گیری برای رسم نقشه های هم ارزش یونی از درون یابی به روش Kriging که مناسب توزیع های ناهمگن است استفاده شد (Fernandez et al., 2006). این فرآیند با استفاده از نرم افزار ArcGis10.1 ایجاد گردید. نوع الگوریتم Kriging استفاده شده برای درون یابی بر مبنای میزان خطای RMS برای یون ها متفاوت می باشد. بطوریکه با توجه به در نظر گرفتن حداقل میزان خطای RMS الگوریتم های Hole, J Bessel, Pentaspherical

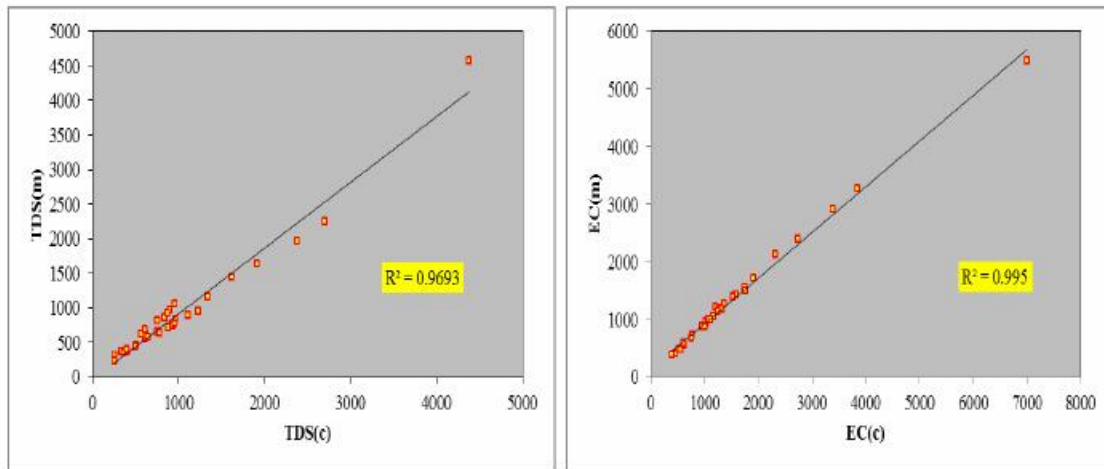
جهت تعیین درصد خطاهای مربوط به EC و TDS و نیز رابطه میان TDS(c) و TDS(m) از نرم افزارهای AqQA1.1 و Microsoft Excel2013 استفاده شد و نتایج در جدول ۴ و شکل ۲ درج گردید.

جدول ۳. روش الگوریتم و معادله درون یابی پارامترهای شیمیایی

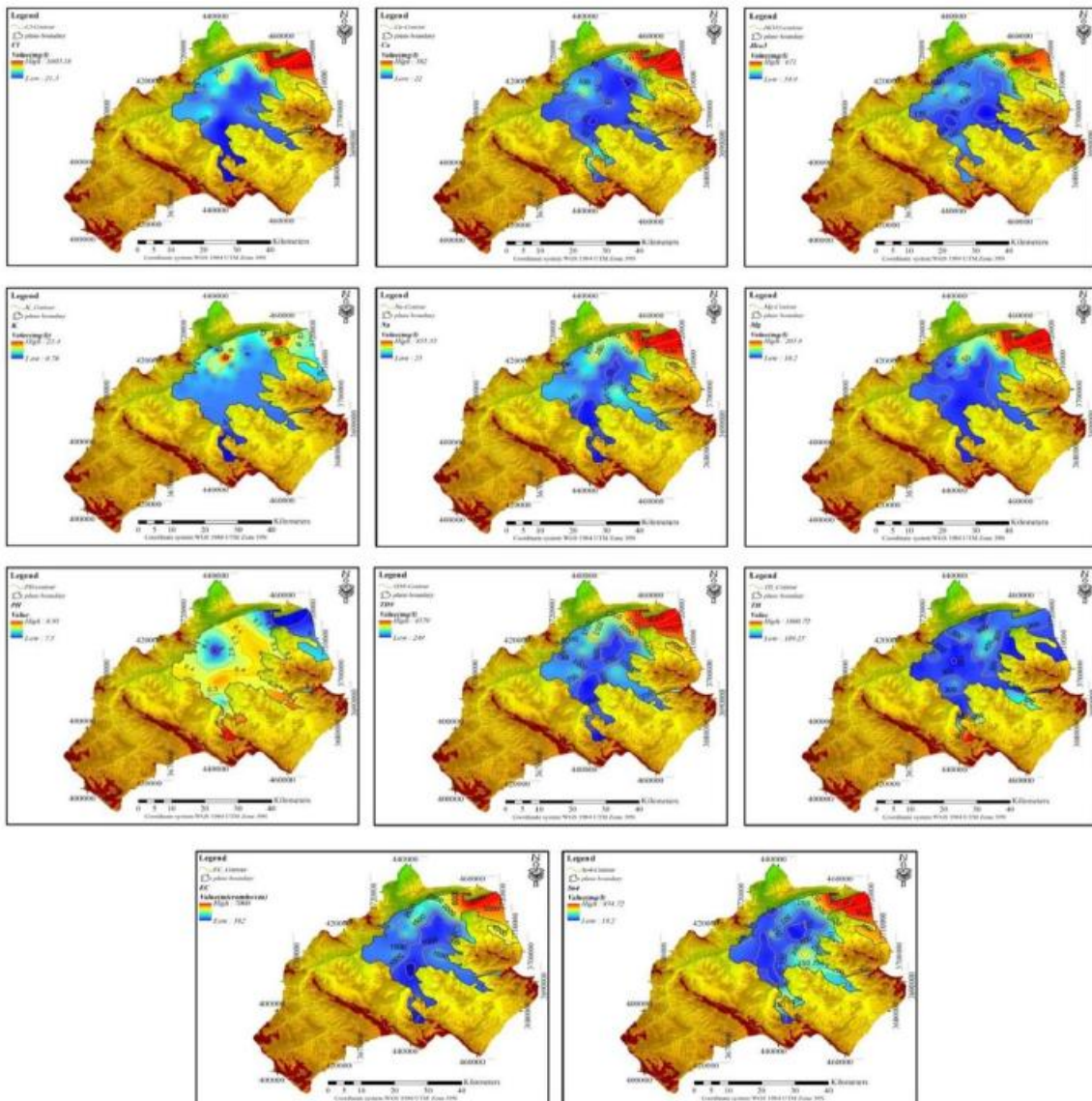
پارامتر شیمیایی	روش - الگوریتم درون یابی	معادله درون یابی
Cl	Ordinary Kriging - Circular	$0.0902588045758237 * x + 338.986599948493$
Ca	Ordinary Kriging - Hole effect	$0.123621700759512 * x + 56.2292072713432$
HCO ₃	Ordinary Kriging - Circular	$0.0642284263983287 * x + 152.587871876959$
K	Ordinary Kriging - Circular	$0.0882567405395093 * x + 5.62011571885387$
Na	Ordinary Kriging - Circular	$0.0310397495554079 * x + 185.781271408829$
Mg	Ordinary Kriging - J Bessel	$0.0535784187361337 * x + 33.5333438996046$
pH	Ordinary Kriging - Pentaspherical	$0.212141297085552 * x + 6.51539888748895$
TDS	Ordinary Kriging - Circular	$0.0280955756739275 * x + 943.356977160939$
TH	Ordinary Kriging - Rational quadratic	$0.000221233587045148 * x + 328.918622314423$
EC	Ordinary Kriging - Hole effect	$0.0524281993272623 * x + 1367.60808541348$
SO ₄	Ordinary Kriging - J Bessel	$0.00112058682573498 * x + 119.705143374265$

جدول ۴. مقادیر محاسبه شده^۱ و اندازه گیری شده^۲ EC و TDS

چاه	TDS(m)	TDS(c)	Ratio	EC(m)	EC(c)	Ratio	چاه	TDS(m)	TDS(c)	Ratio	^۱ EC(m)	^۲ EC(c)	Ratio
w1	249.694	313.522	0.796	458	409.144	1.119	w17	934.115	737.52	1.267	1332	1169.907	1.139
w2	837.958	857.704	0.97	1200	1221.724	0.982	w18	1619.831	1447.83	1.119	2310	2119.784	1.09
w3	330.9	370.287	0.894	508	480.327	1.058	w19	958.152	1052.719	0.91	1760	1496.059	1.176
w4	255.71	239.094	1.069	392	382.965	1.024	w20	958.152	769.589	1.245	1165	1051.404	1.108
w5	358.969	348.922	1.029	551	485.701	1.134	w21	897.056	971.828	0.923	1532	1394.649	1.098
w6	1224.505	955.554	1.281	1746	1552.644	1.125	w22	497.29	451.571	1.101	763	675.033	1.13
w7	1338.623	1163.179	1.151	1909	1713.093	1.114	w23	1106.361	895.712	1.235	1577	1423.704	1.108
w8	962.158	833.019	1.155	1371	1266.049	1.083	w24	868.009	921.432	0.942	1527	1390.453	1.098
w9	612.536	552.234	1.109	940	882.927	1.065	w25	643.598	577.614	1.114	998	864.87	1.154
w10	503.303	464.001	1.085	773	726.717	1.064	w26	2375.801	1966.518	1.208	3390	2911.184	1.164
w11	569.446	617.448	0.922	1030	933.736	1.103	w27	395.055	397.913	0.993	606	593.528	1.021
w12	617.546	609.125	1.014	948	881.921	1.075	w28	2697.528	2246.886	1.201	3850	3269.552	1.178
w13	609.529	684.868	0.89	1030	953.704	1.08	w29	876.022	711.242	1.232	1249	1135.974	1.099
w14	753.809	822.334	0.917	1300	1196.756	1.086	w30	779.856	637.618	1.223	1111	1000.317	1.111
w15	749.802	657.661	1.14	1069	1004.968	1.064	w31	1913.921	1630.288	1.174	2730	2386.448	1.144
w16	407.084	376.081	1.082	625	553.056	1.13	w32	4377.58	4569.808	0.958	7000	5483.539	1.277



شکل ۲. مقادیر محاسبه شده و اندازه‌گیری شده EC و TDS (منبع عکس: یافته‌های تحقیق)



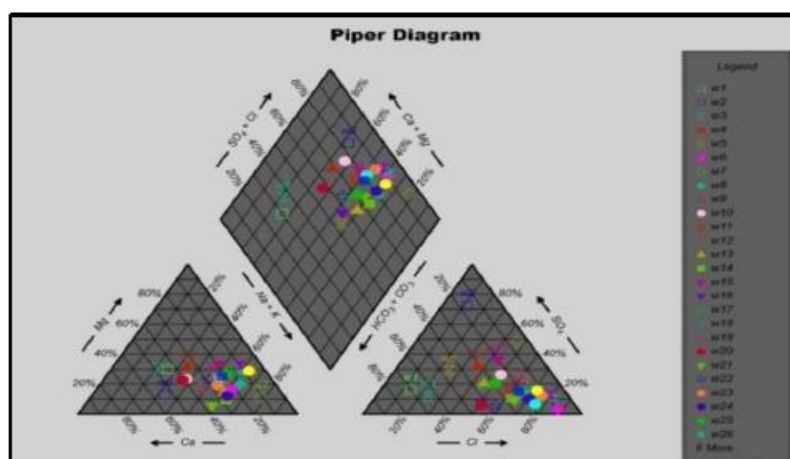
شکل ۳. نقشه‌های هم‌ارزش پارامترهای شیمیایی آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه (منبع عکس: یافته‌های تحقیق)

۴. بحث

بررسی های هیدروژنوشیمیایی دشت مورد مطالعه با دو رویکرد انجام گردید. در رویکرد اول به بررسی منشأ یون ها در آب های زیرزمینی بر مبنای عوامل محیطی کنترل کننده ترکیب شیمیایی آب های زیرزمینی پرداخته شد و در رویکرد دوم منشأ یون ها بر اساس نسبت های یونی مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به اهمیت و نقش مهم تعیین تیپ و رخساره آب زیرزمینی و همچنین همبستگی بین یون ها در روند مطالعات هیدروژنوشیمیایی و منشأ یابی یون های موجود در آب های زیرزمینی، در اولین گام به انجام دو مرحله ذکر شده به شرح زیر پرداخته شد:

۴.۱. تیپ و رخساره آب های زیرزمینی

به علت اینکه آنیون ها و کاتیون های موجود در آب از شاخص های مهم تعیین تیپ و رخساره و طبقه بندی توانایی کاربری آب هستند، در اولین گام به بررسی غلظت یون های محلول در آب پرداخته شد که در این راستا برای مشخص شدن تیپ و رخساره آب از نمودار Piper, 1944 در نرم افزار AqQA1.1 استفاده گردید. با توجه به نمودار Piper و نحوه توزیع آنیون ها و کاتیون ها، تیپ و رخساره غالب آب های زیرزمینی منطقه کلروره سدیک می باشد البته در نقاط محدودی تیپ و رخساره های دیگری از جمله بی کربناته سدیک (چاه شماره ۵)، بی کربناته کلسیک (چاه شماره ۱ و ۳) و سولفاته کلسیک (چاه شماره ۲) نیز مشاهده می گردد.



شکل ۴. نمودار پایپر چاه های نمونه برداری شده منطقه مورد مطالعه (منبع عکس: یافته های تحقیق)

جدول ۵. تیپ و رخساره آب زیرزمینی در چاه های نمونه برداری شده منطقه مورد مطالعه

تیپ و رخساره	غلظت کاتیون ها	غلظت آنیون ها	شماره چاه
کلروره سدیک	Na+K > Mg > Ca	Cl > HCO ₃ > SO ₄	W ₈ , W ₁₆ , W ₁₇ , W ₂₅ , W ₂₇ , W ₂₉ , W ₃₀
کلروره سدیک	Na+K = > Ca > Mg	Cl > SO ₄ > HCO ₃	W ₄ , W ₁₈ , W ₂₃ , W ₃₂
کلروره سدیک	Na+K > Mg > Ca	Cl > SO ₄ > HCO ₃	W ₅ , W ₉ , W ₁₅ , W ₂₆ , W ₂₈ , W ₃₁
بی کربناته کلسیک	Ca > Mg > Na+K	HCO ₃ > SO ₄ > Cl	W ₁
سولفاته کلسیک	Ca > Na+K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	W ₂
بی کربناته کلسیک	Ca > Mg > Na+K	HCO ₃ > Cl > SO ₄	W ₃
بی کربناته سدیک	Na+K > Mg > Ca	HCO ₃ > SO ₄ > Cl	W ₅
سولفاته سدیک	Na+K > Mg > Ca	SO ₄ > Cl > HCO ₃	W ₇
کلروره کلسیک	Ca > Na+K > Mg	Cl > SO ₄ > HCO ₃	W ₁₀
کلروره کلسیک	Ca > Na+K > Mg	Cl > HCO ₃ > SO ₄	W ₂₀
کلروره سدیک	Na+K > Ca > Mg	Cl > HCO ₃ > SO ₄	W ₆ , W ₁₁ , W ₁₂ , W ₁₃ , W ₁₄ , W ₁₉ , W ₂₁ , W ₂₂ , W ₂₄

$$T = \frac{n - n_1}{(n + n_1 t_1)(n + n_2 t_2)} \quad (2)$$

در رابطه ۲، n_s تعداد زوج های هماهنگ، n_d تعداد زوج های معکوس، t_y تعداد زوج هایی که در متغیر y گره خورده‌اند و t_x تعداد زوج‌های که در متغیر x گره خورده‌اند، می‌باشند.

همان طور که در جدول ۶ مشاهده می‌گردد بیشترین میزان همبستگی بین متغیرهای EC و T.D.S با علامت مثبت (همبستگی مستقیم) و کمترین میزان همبستگی بین متغیرهای HCO_3^- و Mg^{2+} با علامت مثبت (همبستگی مستقیم) است.

۲.۴. همبستگی یون‌های شیمیایی

ضرایب همبستگی میان متغیرهای مختلف و سایر تحلیل‌های آماری باعث درک بهتری از تغییرات کیفیت آب و عوامل مؤثر بر آن‌ها می‌شود و در نهایت سبب مقایسه بهتر نمونه‌ها با یکدیگر می‌شود (Refique et al, 2008, Subyani, 2005). به منظور بررسی میزان همبستگی و تعیین روابط بین متغیرهای شیمیایی، ضریب همبستگی محاسبه و ماتریس همبستگی ترسیم گردید. اساس ماتریس همبستگی در داده‌های غیر نرمال، ضریب همبستگی کندال می‌باشد. برای محاسبه تای کندال از رابطه زیر استفاده می‌شود (رابطه ۲):

جدول ۶. ماتریس همبستگی یون‌های موجود در آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه

	EC	T.D.S	PH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	CO_3^{2-}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
EC	1.000										
T.D.S	.901**	1.000									
PH	-.332**	-.291*	1.000								
Ca^{2+}	.491**	.442**	-.667**	1.000							
Mg^{2+}	.597**	.638**	-.130	.280*	1.000						
Na^+	.861**	.804**	-.315*	.392**	.543**	1.000					
K^+	.513**	.433**	-.375**	.473**	.260	.505**	1.000				
CO_3^{2-}	-.150	-.106	.587**	-.532**	-.032	-.069	-.211	1.000			
Cl^-	.831**	.787**	-.371**	.477**	.612**	.805**	.578**	-.182	1.000		
SO_4^{2-}	.393**	.368**	-.057	.209	.383**	.396**	.228	.180	.261*	1.000	
HCO_3^-	.173	.140	-.306*	.295*	.006	.196	.430**	-.287*	.195	.012	1.000

زیرزمینی و اندازه ذرات و رسوبات در مسیر جریان از عوامل مهمی هستند که بر کیفیت آب زیرزمینی تأثیر گذارند. تأثیر مسافت طی شده توسط آب زیرزمینی بر کیفیت آب‌های زیرزمینی در نواحی شمالی دشت (منطقه خروج آب‌های زیرزمینی در تنگه غرقاب) با توجه به افزایش تمامی یون‌های موجود در آب و کاهش کیفیت آب به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۳). در مورد عامل اندازه ذرات هم، همان‌طور که در نقشه‌های هم‌ارزش کاتیون‌ها و آنیون‌ها مشاهده می‌گردد مقدار تمامی یون‌ها از سمت جنوب دشت که دارای رسوبات آبرفتی درشت دانه تر است به سمت نواحی شمالی دشت (منطقه کفه گلی) در حال

۳.۴. منشأ یون‌ها بر اساس عوامل محیطی

کنترل کننده ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی

عوامل مختلفی مانند عمق آب زیرزمینی، لیتولوژی، اندازه ذرات و رسوبات در مسیر حرکت آب‌های زیرزمینی و مسافت طی شده توسط آب‌های زیرزمینی سبب تغییر در میزان یون‌ها و در برخی مناطق سبب آلودگی آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه گردیده است که در ادامه به تفصیل به شرح تأثیر هر یک از این عوامل بر تغییرات یونی آب‌های زیرزمینی پرداخته می‌شود:

مسافت طی شده توسط آب زیرزمینی و اندازه ذرات و رسوبات در مسیر جریان: مسافت طی شده توسط آب

اندازه ذرات ریزتر باشد نفوذپذیری کمتر می‌شود و اصولاً نفوذپذیری کم، زمان مجاورت آب زیرزمینی را با مواد اطراف زیاد کرده و در نتیجه آب زیرزمینی با داشتن فرصت بیشتر برای انحلال، شورتر خواهد شد (اصغری مقدم و قندی، ۱۳۸۴).



شکل ۵. نمایی از کفه گلی در شمال دشت (منبع عکس: نیکنامی و همکاران، ۱۳۸۹)

افزایش می‌باشد. در این ناحیه بر اساس لاگهای ژئوتکنیکی برداشت شده و بازدیدهای میدانی رسوب شناسی (رضایی و همکاران، ۱۳۸۹)، درصد ذرات ماسه‌ای به طور کلی پایین بوده و غالب ذرات از ماسه و رس تشکیل شده‌اند. ضخامت لایه گلی در سطح زمین در این ناحیه تا ۶ متر هم می‌رسد (رضایی و همکاران، ۱۳۸۹). به طور کلی هرچه

۳۰ و ۳۱ و ۳۲ که تبخیر فرآیند اصلی است)، واکنش متقابل آب و سنگ (هوازدگی تشکیلات زمین شناسی) می‌باشد، لذا عامل لیتولوژی بیشترین تأثیر را بر کیفیت آب‌های زیرزمینی ناحیه مورد بررسی می‌گذارد.

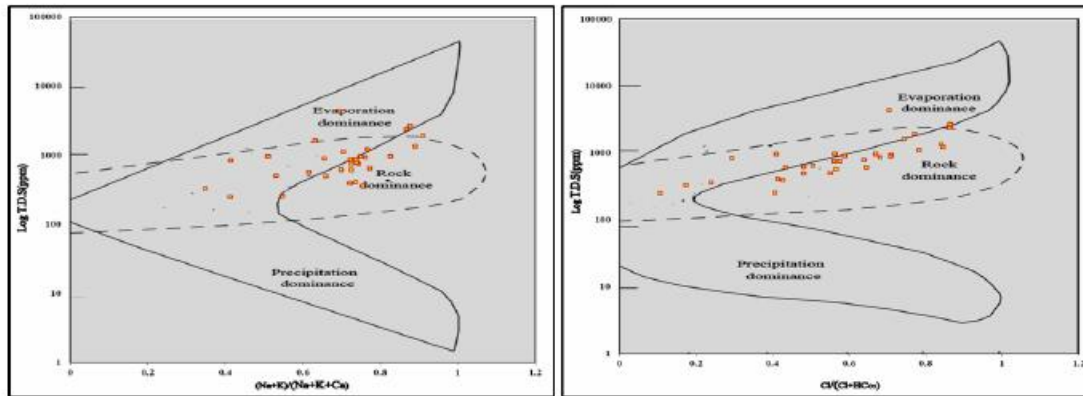
بر مبنای مطالب ذکر شده منشأ یون‌ها بر اساس عامل لیتولوژی را می‌توان به شرح زیر بیان نمود:

همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌گردد میزان غلظت کلر در دشت از حداقل ۲۱/۳ میلی‌گرم بر لیتر تا حداکثر ۱۶۰۳/۱۸ میلی‌گرم بر لیتر متغیر است. آنومالی بالای Cl بخصوص در مناطق شمالی دشت را می‌توان به گستردگی زیاد ساختارهای دگرگونی بخصوص شیست و فیلیت و رسوبات حاوی کلر نسبت داد.

با توجه به نقشه هم‌TH (شکل ۳) و تطابق آن با رخنمون سازندهای آهکی در بخش کوچکی از جنوب و شرق دشت، می‌توان منشأ افزایش Ca و Mg در محدوده ذکر شده را نیز به عامل لیتولوژی نسبت داد.

عمق آب زیرزمینی و میزان تبخیر از آن: هر چه آب زیرزمینی در عمق کمتری نسبت به سطح زمین قرار گیرد بیشتر تحت تأثیر عوامل بیرونی مانند تبخیر و یا فعالیت‌های کشاورزی و صنعتی قرار می‌گیرد. تأثیر این عامل به خوبی در نواحی شمال دشت و در منطقه کفه گلی نمایان می‌باشد. در این مناطق عمق آب زیرزمینی نسبت به سایر نواحی دشت کمتر است و میزان تبخیر بسیار بالا و در نتیجه میزان تمامی یون‌ها در این منطقه بسیار بیشتر از سایر مناطق می‌باشد.

لیتولوژی: یکی از عوامل بسیار مهم و تأثیرگذار بر کیفیت آب‌های زیرزمینی، سنگ‌ها و رسوباتی هستند که در مسیر جریان آب زیرزمینی قرار دارند. در منطقه مورد مطالعه این مطلب با توجه به مدل Gibbs, 1970 تایید می‌گردد. بر این مبنای، با توجه به محل قرار گرفتن نمونه‌های آب زیرزمینی بر روی نمودار در محیط نرم افزار Microsoft Excel 2013 (شکل ۶)، فرآیند اصلی کنترل‌کننده شیمی آب بیش از ۹۰ درصد نمونه‌ها (به جز چاه‌های شماره



شکل ۶. نمودار گیبس ترسیم شده برای نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (منبع عکس: یافته‌های تحقیق)

سولفات های سدیم دار در این مناطق دارای آنومالی بالایی بخصوص در محدوده کفه گلی گردند.

۴.۴. منها یون‌ها بر اساس نسبت‌های یونی

نسبت‌های یونی، معرف‌های مناسبی برای بررسی شیمی آب زیرزمینی هستند و استفاده از آن‌ها روش مناسبی برای تعیین منها املاح است لذا دانشمندان زیادی در جهان از این نسبت‌ها استفاده نموده‌اند (Howard et al., 1996 and Marie et al., 2001 and Stober and Bucher, 1999 and Stossel, 1997). در پیدایش ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی، این نسبت‌ها متأثر از ترکیب شیمیایی کانی‌های محلول در آب بوده و مقدار کانی انحلال یافته در درجه بعدی اهمیت قرار دارد (Howard et al., 1996). ارزیابی روابط حاکم بر یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، سولفات و بیکربنات و ضرایب همبستگی این یون‌ها، اطلاعات قابل قبولی درباره فرآیندهای حاکم بر این یون‌ها را نشان می‌دهد (Tajali, 2009). بر این مبنا در این بخش با استفاده از نمودارهای نسبت یونی در نرم افزار AqQA1.1 به شرح منها یون‌ها در آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه پرداخته شد:

نسبت‌های یونی Na/Cl ، Ca/So_4 و Na/So_4 : بر اساس آنالیز همبستگی بین نمونه‌ها، سدیم همبستگی بسیار خوبی با کلر نشان می‌دهد که می‌توان نتیجه گرفت این دو عنصر از یک منبع ناشی شده‌اند. یون کلر در آب زیرزمینی

سولفات عمدتاً در نتیجه انحلال کانی‌های تبخیری ژئیس و انیدریت وارد آب‌های زیرزمینی می‌گردد. در نواحی خشک فروشویی سولفات از لایه‌های فوقانی خاک قابل توجه است و باعث می‌شود که سولفات آنیون اصلی آب‌های زیرزمینی واقع در آن نواحی باشد (Todd, 1980). تطابق مناطق دارای آنومالی بالای So_4 را می‌توان به این مطلب نسبت داد.

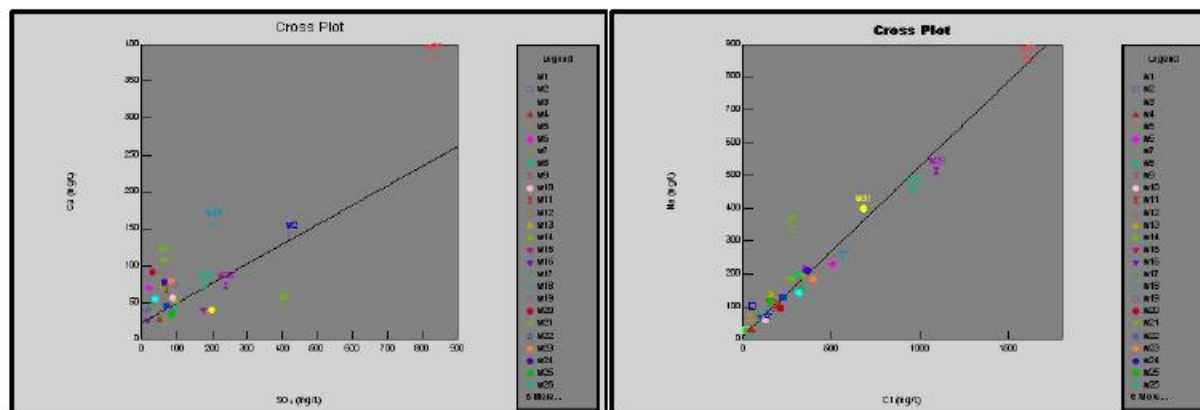
سدیم عمدتاً از فلدسپات‌های موجود در سنگ‌های آذرین و دگرسانی آن‌ها حاصل می‌شود، آب فروشویی شده از لایه‌های فوقانی خاک و کانی‌های رسی، تبخیری‌هایی از قبیل هالیت، و فاضلاب‌های صنعتی از دیگر منشأهای سدیم می‌باشند (Todd, 1980). در مورد افزایش میزان یون‌های Na و K در مناطق شمالی دشت (قبل از محدوده کفه گلی)، با توجه به اینکه جنس ساختارهای زمین‌شناسی در بخشی از این منطقه، آذرین و آذرآواری می‌باشد، هوازگی سنگ‌های آذرین سدیم و پتاسیم دار را می‌توان به عنوان منها افزایش این دو یون در این منطقه در نظر گرفت.

بر طبق نمودار گیبس، تبخیر نیز به عنوان یکی از عوامل فیزیکی محیطی تأثیر گذار بر میزان غلظت یون‌ها بخصوص در مناطق شمالی دشت محسوب می‌شود. بخصوص این عامل سبب افزایش سرعت فروشویی سولفات‌های سدیم دار و کانی‌های تبخیری مانند ژئیس در این مناطق شده و لذا سبب شده میزان یون سولفات و

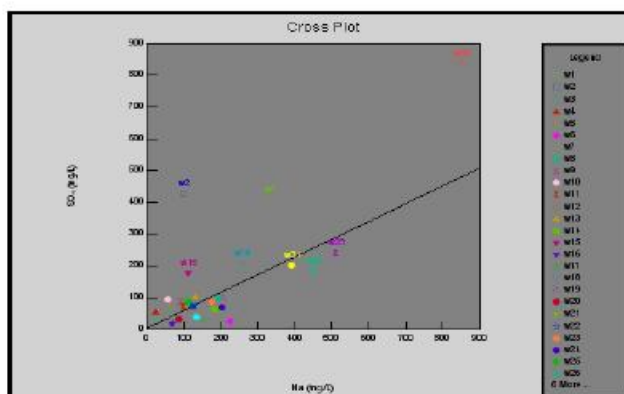
وجود همبستگی بالا و رابطه خطی بین دو یون Na و Cl نشان دهنده فرآیند انحلال هالیت و وجود همبستگی و رابطه خطی بین دو یون Ca و SO_4 نشان دهنده فرآیند انحلال ژپس در ناحیه مورد مطالعه است. طبق جدول ۶ با توجه به همبستگی بسیار قوی تر دو یون Na و Cl نسبت به دو یون Ca و SO_4 و همچنین رابطه خطی تر بین این دو یون نسبت به زوج یون های Ca و SO_4 (شکل ۷)، فرآیند انحلال هالیت بسیار بیش از فرآیند انحلال ژپس بر کیفیت آب های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه تأثیر داشته است.

همان طور که مشاهده می گردد نمودار مقایساتی دو یون Na و SO_4 تا حدودی خطی است (شکل ۸). این امر نشان دهنده آن است که فرآیند انحلال سولفات های سدیم دار نیز البته بسیار کمتر از دو فرآیند انحلال ذکر شده بالا بر کیفیت منابع آب های زیرزمینی منطقه تأثیر دارد.

از انحلال هالیت در رسوبات دانه ریز منشأ می گیرد. در نمونه های آب زیرزمینی مقدار کلر تابعی از یون سدیم است. انحلال هالیت در آب، غلظتی مساوی از کلر و سدیم آزاد می کند (Hem, 1989). از نسبت Na/Cl می توان برای تعیین منشأ سدیم در آب زیرزمینی استفاده کرد. بر اساس نظر Meybeck در صورتی که نسبت سدیم به کلر بیش از یک باشد سدیم از واکنش های هوازدگی سیلیکات منشأ گرفته است و در صورتی که این نسبت کمتر از یک یا نزدیک به یک باشد نشان دهنده انحلال سدیم است (Meybeck, 1983). در این تحقیق نسبت Na/Cl در نمونه آب های زیرزمینی برای ۸۷/۵ درصد داده ها کمتر از یک بوده که نشان دهنده انحلال سدیم، و مقادیر اندکی در حدود ۱۲/۵ درصد از نمونه آب های زیرزمینی نسبت بیشتر از ۱ را داشته اند بنابراین می توان منها سدیم را در اکثر مناطق دشت ناشی از فرآیند تبخیر، آب های برگشتی کشاورزی و فعالیت های انسان زاد دانست.



شکل ۷. نمودار مقایساتی بین دو یون Na و Cl (سمت راست) و دو یون Ca و SO_4 (سمت چپ) (منبع عکس: یافته های تحقیق)



شکل ۸. نمودار مقایساتی بین دو یون Na و SO_4 (منبع عکس: یافته های تحقیق)

نسبت یونی $Mg/Mg+Ca$: اگر نسبت $Mg/Mg+Ca$ افزایش یابد این وضعیت می تواند نشان دهنده خارج شدن Ca در اثر رسوب گذاری کلسیت باشد (غیومیان و همکاران، ۱۳۸۴). اگر مناطق دارای بیشترین شاخص اشباع کلسیت با مناطقی که نسبت $Mg/Mg+Ca$ نیز افزایش می یابد مطابقت نداشته باشد، چنین استنباط می شود که منیزیم اضافی آب زیرزمینی از منبع دیگری مانند شیت های هوازده وارد آب زیرزمینی شده است (غیومیان و همکاران، ۱۳۸۴). اگر مناطق دارای بیشترین شاخص اشباع کلسیت با مناطقی که نسبت $Mg/Mg+Ca$ نیز افزایش می یابد مطابقت نداشته باشد، چنین استنباط می شود که منیزیم اضافی آب زیرزمینی از منبع دیگری مانند شیت های هوازده وارد آب زیرزمینی شده است (شریفی و طباطبائی منش، ۱۳۸۵). از طرفی برای مناطقی که نسبت $Mg/Mg+Ca$ بیش از ۰/۵ باشد، می توان هوازدگی کانی های فرومنیزین را به عنوان منشأ غلظت های بالای منیزیم در آب زیرزمینی در نظر گرفت (Hounslow, 1995).

نسبت یونی $Ca/Ca+So_4$: اگر نسبت $Ca/Ca+So_4$ زیاد ولی شاخص اشباع Ca کم باشد بیانگر منابع غیر کربناتی برای کلسیم محلول است. مطابقت نواحی فوق اشباع از کلسیت با افزایش نسبت $Ca/Ca+So_4$ بیانگر تأثیر ژئوسپس محلول در افزایش شاخص اشباع کلسیت در این نواحی است (غیومیان و همکاران، ۱۳۸۴).

نسبت یونی Cl/HCO_3 : یون کلرید به دلیل تغییرپذیری شدید، انحلال پذیری بالا و واکنش ناپذیری در فرآیندهای شیمیایی در اغلب مطالعات، بیشتر مورد توجه قرار می گیرد (Bernier and Bernier, 1987). کلرید در آب طبیعی به طور معمول غلظت کمی دارد، این مقدار عموماً کمتر از ۱۰۰ میلی گرم در لیتر است، مگر اینکه شورمزه یا شور باشد. کلرید توسط انسان در کارهای متفاوتی مورد استفاده قرار می گیرد و از طریق خروجی های صنعتی، فاضلاب ها، جانوران و نمک پاشی جاده ها به منابع آب سطحی و زیرزمینی وارد می شوند (Shankar et al., 2010). بر اساس مطالعات انجام گرفته توسط Raghunath در سال ۱۹۸۷ نسبت Cl/HCO_3 در صورتی که بالاتر از ۲/۸ باشد نشان دهنده آلودگی شدید آب به وسیله نفوذ آب شور و همچنین تبخیر زیاد است (Raghunath, 1987). همچنین کاهش نسبت یون کلر به یون بی کربنات به زیر عدد یک نیز بیانگر تغذیه سفره از منابع آهکی و عکس آن نشان دهنده افزایش شوری و نفوذ جبهه های آب شور از منابعی مثل دریاچه های شور، گنبد نمکی، کودهای شیمیایی، سازندهای زمین شناسی شور و غیره می باشد (پورکرمانی و همکاران، ۱۳۸۷). با توجه به عدم وجود گنبد نمکی در محدوده مورد مطالعه، افزایش نسبت فوق را می توان به عامل کودهای شیمیایی و یا سازندهای زمین شناسی شور (مانند کفه گلی) و همچنین ساختارهای دگرگونی نسبت داد.

جدول ۷. نتایج تحلیل نسبت های یونی نمونه های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه

شماره نمونه	مفهوم	مقادیر	نسبت یونی
W_1, W_2, W_5, W_7 بقیه نمونه ها	هوازدگی سیلیکات انحلال سدیم	> 1 < 1	Na/Cl
$W_6, W_7, W_{18}, W_{23}, W_{26}, W_{28}, W_{31}$ $W_1, W_2, W_3, W_4, W_5, W_{12}, W_{13}, W_{16}, W_{20}, W_{22}, W_{27}$	آلودگی شدید آب به وسیله نفوذ آب شور و همچنین تبخیر زیاد	> 2.8 > 1	$Cl/(Hco_3)$

	< 1	تغذیه سفره از منابع آهکی نفوذ جبهه‌های آب شور از کودهای شیمیایی یا سازندهای زمین شناسی شور	بقیه نمونه‌ها
Mg/Mg+Ca	Mg/Mg+Ca > 0.5 and _Ca ¹¹ High SI Mg/Mg+Ca < 0.5 and High SI_Ca Mg/Mg+Ca > 0.5 and Low SI_Ca	رسوب‌گذاری و خروج Ca و هوازگی کانی‌های فرومنیزین هوازگی شیبست هوازگی کانی‌های فرومنیزین	W ₅ , W ₈ , W ₉ , W ₁₅ , W ₁₆ , W ₁₇ , W ₂₅ , W ₂₆ , W ₂₇ , W ₂₈ , W ₂₉ , W ₃₀ , W ₃₁ بقیه نمونه‌ها W ₇
Ca/Ca+So ₄	High Ca/Ca+So ₄ and Low SI_Ca High Ca/Ca+So ₄ and High SI_Ca	منبع غیرکربناته برای کلسیم محلول تأثیر ژپیس محلول در افزایش شاخص اشباع کلسیت	W ₃ , W ₄ , W ₆ , W ₇ , W ₉ , W ₁₀ , W ₁₁ , W ₁₂ , W ₁₆ , W ₁₇ , W ₁₈ , W ₂₂ , W ₂₃ , W ₂₄ , W ₂₇ , W ₂₉ بقیه نمونه‌ها

۵. نتیجه گیری

شده توسط آب‌های زیرزمینی به عنوان عوامل محیطی و فرآیند انحلال ژپیس و سولفات‌های سدیم دار به عنوان عوامل شیمیایی، اشاره نمود.

نمودار پایبر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نشان دهنده آن است که آنیون Cl و کاتیون Na+K در دشت غالب می‌باشند. بر همین مبنای تیپ و رخساره غالب آب‌های زیرزمینی منطقه کلروره سدیک می‌باشد. با توجه به نمودار گیبس، عامل لیتولوژی اصلی‌ترین فرآیند محیطی تأثیرگذار و با توجه به نسبت‌های یونی و ضرایب همبستگی، فرآیند انحلال‌هالیت اصلی‌ترین فرآیند شیمیایی تأثیرگذار بر کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. از دیگر عوامل مؤثر بر کیفیت آب‌های زیرزمینی دشت گلپایگان می‌توان به عمق آب زیرزمینی، اندازه ذرات و رسوبات در مسیر حرکت آب‌های زیرزمینی و مسافت طی

یادداشت‌ها

1. Electrical Conductivity (EC)
2. Total Dissolve Solid (TDS)
3. Total Hardness (TH)
4. Root Mean Square (RMS)
5. Calculated Total Dissolve Solid (TDS(c))
6. Measured Total Dissolve Solid (TDS(m))
7. Calculated
8. Measured
9. Calculated Electrical Conductivity (EC(c))
10. Measured Electrical Conductivity (EC(m))
11. Saturated Index (SI)

منابع

- آقاباتی، س.ع. ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، چاپ دوم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- اصغری مقدم، ا.، قندی، ا. ۱۳۸۴. بررسی عوامل مؤثر بر کیفیت آب زیرزمینی دشت نسوج، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- پورکرمانی، م.، ناصری، ح.، ارجی، ا. ۱۳۸۷. تأثیر ساختاری گنبد نمکی قلعه گچی بر شوری آب‌های زیرزمینی دشت داریون، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، جلد ۱۸، شماره ۶۹، صص ۱۴۱-۱۵۹.
- رضائی، خ.، منتصری، س.، کنگازیان، ع.ح.، بیت‌اللهی، ع.، فرج‌زاده، ر. ۱۳۸۹. بررسی میزان تأثیر خواص فیزیکی رسوبات و خاک منطقه گلپایگان در پدیده اثر ساختگاه (Site Effect)، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه، ارومیه.
- رضائی، م. ۱۳۹۰. مطالعه عوامل کنترل‌کننده شوری در آبخوان آبرفتی دشت مند، استان بوشهر، مجله محیط‌شناسی، سال سی و هفتم، شماره ۵۸، صص ۱۰۵-۱۱۶.
- شریفی، م.، طباطبائی منش، م. ۱۳۸۵. تعیین منشاء، سری و جایگاه نکتونیک سنگ مادر کلریت شیست‌ها در شمال شرق گلپایگان، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- غومیان، ح.، قاسمی، ا.، وفایی، ه. ۱۳۸۴. بکارگیری نسبت‌های یونی و شاخص‌های اشباع در بررسی منشا املاح منابع آب زیرزمینی دشت اسدآباد، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، تهران.
- فاریابی، م.، کلاتری، ن.، نگارستانی، ا. ۱۳۸۹. ارزیابی عوامل مؤثر بر کیفیت شیمیایی دشت جیرفت با استفاده از روش‌های آماری و هیدروژئوشیمیایی، مجله علوم زمین، سال بیستم، شماره ۷۷، صص ۱۵۵-۱۲۰.
- کلاتری، ن.، علیجانی، ف. ۱۳۸۷. بررسی کیفیت منابع آب زیرزمینی دشت عباس استان خوزستان، مجله علوم دانشگاه شهید چمران اهواز، شماره ۱۹ (قسمت ب) صص ۸۴-۹۹.
- محبی تفرشی، ا.، خیرخواه زرکش، م.، محبی تفرشی، غ. ۱۳۹۱. بررسی و پهنه‌بندی کیفی آب‌های زیرزمینی دشت گلپایگان برای مصارف شرب به روش GQI با استفاده از GIS، سومین همایش ملی مدیریت جامع منابع آب، انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ساری.
- نحعی، م.، موسائی، ف.، رضائی، ا.، امیری، و. ۱۳۹۰. ارزیابی کیفی رودخانه کارون و سرشاخه‌های آن در استان چهارمحال و بختیاری، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال پنجم، شماره بیستم، صص ۵۹-۷۲.
- نیکنامی، م.، حافظی مقدس، ن. ۱۳۸۹. مکان‌یابی محل دفن زباله‌های شهری در شهر گلپایگان با استفاده از سیستم GIS، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ششم، شماره ۱، صص ۵۷-۶۶.

Andre, L., Franceschi, M., Puchan, P., Atteia, O. 2005. Using geochemical and modeling to enhance the understanding of groundwater flow in a regional deep aquifer, Aquitaine Basin, South-west of France, Journal of Hydrology. 305: pp.40-42.

Berner, E.K. and Berner, R.A. 1987. The Global Water Cycle. Geochemistry and Environment, Prentice Hall, Inc, 34.

Chester, D.R. 2000. Groundwater Contamination. Florida: CRC press.

Fernández, A.C., Fernández, A. M., Domínguez, C.T. and Santos, B.L. 2006. Hydrochemistry of northwest Spain ponds and relationships to groundwaters, Journal of The Ecology of the Iberian Inland Waters, Madrid, Spain. 25(1-4): pp.433-452.

- Gibbs, R.J. 1970. Mechanism controlling world water chemistry, Science, New York. 170: pp.1088-1090.
- Hem, J. 1989. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water, U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254. p. 263.
- Hounslow, A.W. 1995. Water quality data (first edition). Taylor and Francis.
- Howard, F., Ken, W., Mulling, E. 1996. Hydrochemical analysis of groundwater flow and saline intrusion in the CLARENDON basin, Jamaica, Groundwater. 34: pp.801-810.
- Jalali, M. 2009. Geochemistry characterization of groundwater in an agricultural area of Razan, Hamadan, Iran, Environmental Geology. 56: pp.1479-1488.
- Marie, A., and Vengosh, A. 2001. Sources of Salinity in Groundwater from Jericho area, Jordan Valley, Ground Water. 39(2): pp.240-248.
- Meybeck, M. 1983. Atmospheric inputs and river transport 173-192. In Dissolved loads of rivers and surface water quantity/quality relationships. Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 141.
- Nur, A., Ishaku, J.M., Yusuf, S. 2012. Groundwater Flow Patterns and Hydrochemical Facies Distribution Using Geographical Information System (GIS) in Damaturu, Northeast Nigeria, International Journal of Geosciences. 3: pp. 1096-1106.
- Piper, A.M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses, Trans. American Geophysical Union. 25: pp.914-928.
- Raghunath, 1987. Groundwater, Second edition Wiley Estern Ltd, New Delhi. pp.344-369.
- Refique, T., Naseem, S., Bhangar, M, I., Usami, T, H. 2008. Fluoride ion contamination in the groundwater of Mithi sub district, the Thar Desert, Pakistan, Environmental Geology. 56: pp.317-326
- Sasamoto, H., Yui, M., Arthur, R.C. 2004. Hydrochemical and groundwater evolution modeling in sedimentary rocks of the Tono mine, Japan, Physics and Chemistry of the Earth. 29: pp.43-54.
- Shankar, K., Aravindan, S. and Rajendran, S. 2010. GIS based Groundwater Quality Mapping in Paravanan River, Sub-Basin, Tamil Nadu, India, International Journal of Geomatics and Geomatics and Geosciences. 1(3): pp.282-296.
- Stober, I., and Bucher, K. 1999. Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region. Applied Geochemistry. 14: pp.237-254.
- Stossel, R.K. 1997. Delineating the Chemical Composition of the Salinity Source for Saline Groundwater: An Example from East-Central Canadian Parish, Louisiana. Ground Water. 35(3): pp.409-417.
- Subyani, A. M. 2005. Hydrochemical identification and salinity problem of groundwater in Wadiyalamlam basin, Westen Soudia Arabia, Journal of Arid Environments. 60: pp.53-66.
- Timms, W., Acworth, R. I., Jankowski, J. & Lawson, S. 2000. Groundwater quality trends related to aquitard salt storage at selected sites in the Lower Murumbidgee alluvium, Australia, Groundwater. 25: pp.655-660.
- Todd, D.K. 1980. Groundwater Hydrology (second edition). John Wiley and sons. Inc.
- Tyagi, S.K., Datta, P.S. 2010. Geo-spatial Hydro-geochemical Contribution to Groundwater Resources under Intensively Cropped Farm. Journal of Agricultural Physics. 10: pp.37-43.