

شواهد هیدروژئوشیمی شوری آب تالاب اینچه در بخش شمالی آق‌قلا، استان گلستان

* مصطفی رقیمی^۱، غلامحسین شمعانیان^۲، علیرضا شاکری^۳، عزیز رحیمی‌چاکدل^۴ و محسن قلی‌پور^۵
^۱دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، ^۲استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان،
^۳دانشیار گروه شیمی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، ^۴استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان،
^۵دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد
تاریخ دریافت: ؛ تاریخ پذیرش:

چکیده

شوری یکی از فرآیندهای است که در نتیجه تغلیظ نمک‌های محلول در آب و خاک در اثر عملکرد طبیعی یا انسانی افزایش می‌یابد. شوری در مناطق پست و در جهت جریان‌های آب‌های زیرزمینی افزایش می‌یابد. در این مطالعه کیفیت شیمیایی آب تالاب اینچه در شمال آق‌قلا و برخی از چاه‌های آب‌های زیرزمینی کم‌عمق بخش شرقی تالاب با نمونه‌برداری در فصل زمستان ۱۳۸۴ مورد بررسی قرار گرفت. نتایج هیدروژئوشیمی بیانگر شوری بالای آب تالاب و آب‌های زیرزمینی کم‌عمق منطقه مورد مطالعه با مواد محلول جامد بیش از ۱۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر است. بر طبق نمودارهای گیبز، تبخیر پدیده غالب و مهمترین عامل غلظت زیاد یونی در تالاب شور و آب‌های زیرزمینی منطقه می‌باشد. مقادیر بالای یون‌های Na^+ و Cl^- در تالاب شور اینچه و آب‌های زیرزمینی کم‌عمق در مقایسه با آب رودخانه و آب‌های زیرزمینی، منشاء تبخیری دارد. همچنین همبستگی مثبت بین کلرید با یون‌های K^+ و Na^+ بیانگر آن است که نمک‌های تبخیری موجود در خاک‌های شور منطقه منبع اصلی این یونهاست. به طوری که رخساره هیدروژئوشیمی آب تالاب براساس نمودارهای پایپر و چادها غالباً از نوع سدیک و کلرید ($\text{Cl}^- - \text{Na}^+$) می‌باشد. مدل‌سازی هیدروژئوشیمی نشان داد که کانی‌های آراگونیت، دولومیت و کلسیت فوق‌اشباع می‌باشند، این در حالی است که کانی تبخیری هالیت در این فصل تحت اشباع است.

واژه‌های کلیدی: هیدروژئوشیمی، تالاب‌های شور، آب‌های زیرزمینی شور، آق‌قلا، استان گلستان

مقدمه

نمک‌های محلول در مناطق پست منتهی به تالاب‌ها، دریاچه‌ها، شورابه‌ها و مناطقی با تراوش طبیعی شور می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۹۹۵). تمام دریاچه‌هایی که در حوضه‌های زهکش بسته قرار گرفته‌اند، دارای غلظت نمک بالایی می‌باشند. میزان تجمع نمک به دینامیک رودخانه‌ها، پارامترهای آب و هوای به‌خصوص دما، تبخیر خالص و ته‌نشینی بستگی دارد

شوری زمین و آب با فرایندهای فیزیکی و شیمیایی ایجاد می‌شود که سبب افزایش تغلیظ نمک‌ها در آب و خاک می‌گردد (سالاما و همکاران، ۱۹۹۹). فرآیندهایی که سبب شوری آب و خاک می‌شود، بسیار پیچیده هستند و مربوط به حمل و انتقال توده محلول در سیستم جریان آب‌های زیرزمینی و نیز توزیع مجدد

* - مسئول مکاتبه: raghimi@yahoo.com

شوری منابع آبی و خاکها در ایران یکی از مشکلات بازدارنده کاربرد مؤثر آنها در کشاورزی است (قاسمی و همکاران، ۱۹۹۵). در سطح استان گلستان مطالعه جامعی درخصوص هیدروژئوشیمی دریاچه‌های شور صورت نگرفته است. با توجه به وجود تالاب‌ها و دریاچه‌های مختلف با منابع آبی بزرگ و کوچک که برخی از آنها در دریاچه‌های آب شور در بخش شمالی آق‌قلا قرار دارد مانند تالاب شور اینچه، سقرتپه قرار دارد. از نظر اکوسیستم‌های تالابی و محیط زیست در استان گلستان مطالعات کامل و جامعی توسط کیابی و همکاران (۱۹۹۹) انجام و آرتمیای دریاچه اینچه نیز با دریاچه‌های ارومیه و مهارلو به‌طور مقایسه‌ای مورد مطالعه قرار گرفته است (یارمحمدی، ۲۰۰۰).

هدف اصلی این مقاله شناخت کیفیت شیمیایی آب تالاب اینچه و منشأ شوری آن می‌باشد.

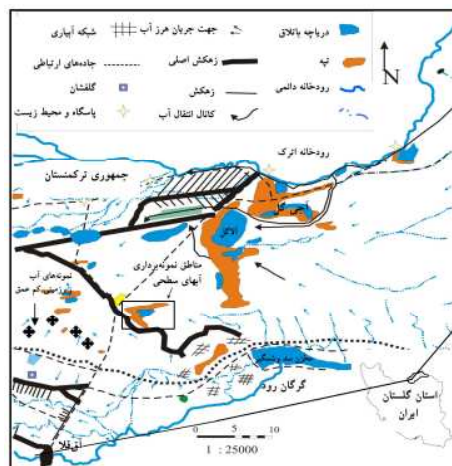
مواد و روش‌ها

موقعیت جغرافیایی و توپوگرافی منطقه: تالاب اینچه با وسعت تقریبی در حدود ۳۱۴ هکتار در بخش شمالی استان گلستان در حاشیه جنوب‌غربی بیابان قره‌قوم ترکمنستان و در محدوده بخش دشت گرگان به‌نام دشت آق‌قلا قرار گرفته است (شکل ۱).

(ویلیامز، ۲۰۰۲). وقتی دریاچه‌های شور موقت در وهله اول با آب پر می‌شوند، شوری به‌طور سریع از انحلال نمک‌ها در بستر افزایش می‌یابد و پس به آرامی همان‌طور که آب وارد می‌شود، کاهش می‌یابد (ویلیامز، ۲۰۰۲).

ترکیبات شیمیایی اصلی دریاچه‌های شور مستقل از فرآیندهای درونی دریاچه هستند. سدیم کلرید آب‌های زیرزمینی، به‌خصوص در مناطق خشک و نیمه‌خشک معمولاً بخش وسیعی از محلول‌های دریاچه را تأمین می‌کنند، سدیم و کلرید به‌طور مشخص ترکیبات یونی غالب بسیاری از این نوع دریاچه‌ها می‌باشند (دیتز، ۲۰۰۳). هرگزگ و لیون (۱۹۹۱)، چهار مکانیزم که نمک‌ها را وارد دریاچه‌ها می‌نمایند، پیشنهاد نموده است: ۱- تبخیر آب دریا بر جا مانده (قدیمی) از نفوذ اقیانوس در طی دوره‌های تشریری و کوآترنری و در نتیجه ته‌نشینی مواد محلول حل‌شدنی. ۲- انحلال از سنگ‌های با منشاء دریایی ۳- افزایش نمک‌ها توسط اقیانوس‌ها و گرد و غبار قاره‌ای ۴- هوازگی سنگ‌ها و کانی‌های قاره‌ای.

شوری را می‌توان به‌صورت دو مدل شیمیایی مانند هوازگی و رسوب‌گذاری در نظر گرفت که همانند فرایندهای هوازگی و رسوب‌گذاری زمین‌شناسی است که در تمام وضعیت‌ها آب‌های زیرزمینی عامل اصلی برای انتقال، تجمع و تخلیه نمک است (سالاما و همکاران، ۱۹۹۹). تالاب‌ها مکان‌هایی هستند که تخلیه آب‌های زیرزمینی در آن صورت می‌گیرد (پرایس و همکاران، ۲۰۰۶).



شکل ۱- نقشه تالاب اینچه در شمال آق‌قلا.

ماندابی حاشیه‌ای، رسوبات آبرفتی است. از نظر رسوب‌شناسی رسوبات مردابی و نیمه‌مردابی تجمع یافته در چاله‌های سیلابی شامل سیلیت، رس و ماسه به‌همراه لایه‌های گچ و سنگ متبلور است.

هیدرولوژی سطحی و زیرسطحی: دشت آق‌قلا در منطقه پست و فروافتاده خزر واقع شده که علاوه بر متأثر شدن از نوسانات آب دریا، به‌عنوان منطقه انتهایی و خروجی حوضه‌هایی همچون گرگان‌رود و اترک مطرح می‌باشد. به‌طوری‌که تماس آب‌های زهکشی شده سطحی و زیرسطحی این دو حوضه در دشت مذکور تخلیه می‌گردد. شیب بسیار ناچیز، نفوذپذیری بسیار اندک و بالا بودن سطح ایستابی آب زیرزمینی در منطقه سبب گردیده است تا در مواقع بارندگی کلیه هرز آب‌های سطحی و سیلاب‌ها در این منطقه متمرکز و بخش‌های وسیعی به حالت ماندابی و باتلاقی درآید. دریاچه‌های فصلی و دائمی منطقه که شامل دریاچه‌های کوچک و بزرگی در بخش شرقی دریای خزر تشکیل شده‌اند که تعدادی از آنها در دشت آق‌قلا واقع می‌باشند، که از آن میان می‌توان تالاب اینچه را نام برد که بر روی رژیم هیدرولوژیکی تأثیر می‌گذارد.

نمونه‌برداری از آب تالاب اینچه و آب‌های زیرزمینی در بخش غربی منطقه مورد مطالعه در زمستان سال ۱۳۸۴ صورت گرفت. موقعیت تمام نمونه‌ها در شکل ۱ و جدول ۱ نشان داده شده است. نمونه‌برداری از تالاب از عمق حدود ۵۰ سانتی‌متری در روند شرقی- غربی انجام شد. نمونه‌های آب زیرزمینی نیز پس از تخلیه حجمی از آب (معادل سه برابر حجم آب داخل لوله‌ها) برداشت شده است. نمونه‌های آب بر طبق روش‌های استاندارد تجزیه آب (مؤسسه استاندارد ایران، ۱۹۹۸، APHA, ۱۹۹۵، AWWA, WPCF). در آزمایشگاه شیمی آب اداره کل آبیاری و آب و فاضلاب استان گلستان مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته است. مقدار کل مواد جامد محلول (TDS) و هدایت الکتریکی (EC) نمونه‌های آب با استفاده از دستگاه هدایت‌سنج ۱۵۰-HACH CO، pH توسط pH متر Metrohem

کاربری زمین‌های اطراف تالاب به‌طور عمده به دو نوع کاربری مرتعی و زراعی قابل تفکیک است.

آب و هوا: براساس نظریه‌های آب و هوایی، دشت آق‌قلا مشابه سایر نواحی شرق دریای خزر دارای شرایطی است که سیستم‌های جغرافیایی بادهای غربی و حاکم بودن شرایط محلی مابین دریای خزر و ارتفاعات کپه داغ (در شرق) در تمامی منطقه بخش و از طرف دیگر وجود سلسله کوه‌های البرز در جنوب منطقه مطالعاتی مانع از انتشار بخار آب به‌طرف جنوب و به‌درون فلات مرکزی ایران می‌گردد. براساس آمار ایستگاه آق‌قلا و سایر ایستگاه‌ها موجود و تجزیه و تحلیل آنها با پراکنش زمانی و مکانی و رژیم بارندگی بیشترین بارندگی بین ماه‌های آذر و بهمن و کمترین آن در ماه‌های خرداد، تیر و مرداد می‌باشد. براساس آمار موجود سردترین ماه‌های سال دی و بهمن و گرم‌ترین آن ماه‌های تیر و مرداد است. میزان متوسط دمای منطقه در طی ماه‌های سرد سال به ۶-۷ درجه سانتی‌گراد کاهش و در ماه‌های گرم به ۲۷-۲۸ درجه سانتی‌گراد افزایش می‌یابد. به‌طورکلی متوسط دمای سالیانه منطقه به کمک نقشه هم‌دما در حدود ۱۷/۷۵ درجه سانتی‌گراد و متوسط بارندگی سالیانه منطقه از طریق خطوط هم‌باران (به‌روش وزنی) حدود ۳۸۶ میلی‌متر برآورده گردیده است. آمار تبخیرسنجی ایستگاه آق‌قلا و سایر ایستگاه‌های برای یک دوره ۲۰ ساله جمع‌آوری و ارقام موجود بیانگر آن است که میزان حداکثر تبخیر در ماه‌های تیر و مرداد و میزان حداقل آن در ماه‌های دی و بهمن به وقوع می‌پیوندد، متوسط تبخیر تالاب اینچه ۱۶۸۰ میلی‌متر تخمین زده می‌شود (عباس‌آبادی، ۱۹۹۹).

زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی منطقه: نظر به این‌که منطقه مورد مطالعه در بخش جنوب‌شرقی فرورفتگی خزر قرار دارد، متأثر از تغییراتی است که طی ادوار گذشته زمین‌شناسی، دریای خزر با آن مواجه شده است. برطبق مطالعات ژئومورفولوژی، منطقه در واحد دشت بوده و در تیپ دشت سیلابی اترک قرار می‌گیرد که رخساره‌های آن نیز شور و به‌شدت ماندابی چاله‌ای، دریاچه فصلی شور و

نتایج و بحث

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های آب تالاب و آب‌های زیرزمینی کم‌عمق پایین دست تالاب که به‌عنوان آب‌خوان‌های کم‌عمق می‌باشند در جدول ۱ ارائه شده است. در نمونه‌های مورد مطالعه، میزان هدایت الکتریکی (EC) از ۲۵۰۰۰ تا ۴۴۶۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر، غلظت کل مواد جامد محلول (TDS) در آب تالاب ۲۶۷۶۰۰ میلی‌گرم در لیتر و در آب‌های زیرزمینی از ۳۲۱۷۵ تا ۵۶۴۸۵ میلی‌گرم در لیتر می‌باشد. محدود pH کلیه نمونه‌های آب‌ها از ۶ تا ۷/۸۵ متغیر است. مقادیر Cl^- از ۷۸۹۰ تا ۱۵۶۷۰۰ میلی‌گرم در لیتر بوده، درحالی‌که مقادیر Na^+ از ۳۴۴۰ تا ۸۶۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر می‌باشد. بیشترین مقادیر Na^+ و Cl^- در نمونه‌های آب تالاب حاشیه شرقی دیده می‌شود.

و کدورت با استفاده کدورت‌سنج HACH-2100p تعیین شده و مقادیر آنیون‌های HCO_3^- ، SO_4^{2-} و کاتیون‌های Ca^{2+} ، Mg^{2+} ، Na^+ ، K^+ با استفاده از دستگاه اسپکترومتر HACH CO-DR2000 و سختی کل از روش تیتراسیون دیجیتالی برحسب میلی‌گرم در لیتر اندازه‌گیری شده است. رخساره‌های هیدروشیمی و نوع آب‌های زیرزمینی و دریاچه بر روی نمودار پایپر ترسیم گردید (پایپر، ۱۹۴۴؛ هم، ۱۹۸۹). نمایه‌های اشباع (SI) نمونه‌های آب زیرزمینی با استفاده از کد کامپیوتری PHREEQC I (پارخوست و همکاران، ۱۹۸۰) محاسبه شد و از نمودار هیدروژئوشیمی چادها که برای طبقه‌بندی آب‌های طبیعی ارائه شده، استفاده گردید (چادها، ۱۹۹۹). تجزیه و تحلیل داده‌های هیدروشیمیایی آب تالاب و آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه با کمک نرم‌افزارهای Rock Ware 99 و Aquachem انجام شد.

جدول ۱- تجزیه شیمیایی نمونه‌های آب تالاب و آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه (برحسب میلی‌گرم بر لیتر به‌غیر از pH و EC).

شماره محل نمونه	محل نمونه برداری	مواد کل جامد محلول (TDS)	هدایت الکتریکی (EC) $\mu m/cm$	pH	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Na^+	K^+	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}
ILW ₁	تالاب حاشیه شمالی	۱۸۸۰۶۲	۳۱۳۴۳۷	۷/۵	۹۰۱/۷۵	۱۲۰۰۶/۶۷	۴۸۲۷۸/۵۲	۴۸/۸۷	۲۸۴/۴۱	۷۸۵۲۶/۷۳	۴۳۸۳۳
ILW ₂	تالاب حاشیه شمالی	۲۴۳۰۲۱	۴۰۵۰۳۵	۷/۱	۲۱۰۴/۰۹	۱۸۴۴۶/۵	۵۵۷۵۰/۱۹	۹۷/۷۵	۲۵۶/۲۷	۹۶۹۶۳۸۴	۶۲۹۲۸
ILW ₁₁	تالاب حاشیه غربی	۲۱۱۸۰۰	۳۵۳۰۰۰	۷/۶۵	۱۰۰۰	۷۳۲۰	۶۵۲۰۰	۲۵۰	۱۶۰	۱۲۴۱۶۵	۵۸۰
ILW ₁₂	تالاب حاشیه جنوبی	۱۲۸۴۰۰	۲۱۴۰۰۰	۷/۷۵	۸۰۰	۴۸۰۰	۳۸۵۰۰	۱۴۰	۱۴۰	۷۴۴۴۵	۳۲۰
ILW ₁₃	تالاب حاشیه جنوبی	۱۵۰۰۰	۲۵۰۰۰	۷/۸۵	۷۲۰	۸۱۶	۳۴۴۰	۳۰	۱۳۰	۷۸۹۰	۴۴۰
ILW ₁₄	تالاب حاشیه جنوبی	۱۳۳۸۰۰	۲۲۳۰۰۰	۷/۵۲	۱۸۰۰	۵۶۴۰	۳۸۵۰۰	۱۲۰	۱۶۰	۷۷۹۹۰	۲۷۰
ILW ₁₅	تالاب حاشیه شرقی	۱۲۷۸۰۰	۲۱۳۰۰۰	۷/۸۲	۱۵۲۰	۴۲۴۸	۳۹۰۰۰	۱۳۰	۱۵۰	۷۴۶۵۰	۱۸۰
ILW ₁₆	تالاب حاشیه شرقی	۲۶۷۶۰۰	۴۴۶۰۰۰	۷/۴۲	۸۰۰	۷۲۰۰	۸۶۰۰۰	۱۴۰	۲۰۰	۱۵۶۷۰۰	۴۶۰
ILW ₁₇	تالاب حاشیه شمالی	۲۶۷۰۰۰	۴۴۵۰۰۰	۷/۶۰	۶۰۰	۹۲۴۰	۸۳۶۰۰	۱۱۰	۲۳۰	۱۵۵۲۰۰	۳۰۰
KGSW ₁	آب زیرزمینی کم‌عمق	۳۲۱۷۵	۵۸۵۰۰	۶	۷۰۱/۳۶	۶۰۷/۶۳	۱۱۴۹۴/۸۹	۲۵/۰۲	۹۱/۵۳	۱۶۱۳۰/۹۸	۶۱۹۲
KGSW ₂	آب زیرزمینی کم‌عمق	۳۶۱۹۰	۶۵۸۰۰	۷/۲	۹۰۱/۷۵	۹۷۲/۲	۱۲۲۵۳/۵۵	۵/۰۸	۲۳۱/۰۸	۱۷۱۹۴/۵۶	۸۱۳۱/۲
GGSW ₃	آب زیرزمینی کم‌عمق	۴۳۵۶۰	۷۹۲۰۰	۷/۴	۱۰۰۱/۹۵	۱۱۱۸/۰۳	۱۴۹۴۳/۳۵	۶/۶۵	۸۶۶/۴	۲۱۴۴۸/۸۸	۸۳۰۳
GGSW ₄	آب زیرزمینی کم‌عمق	۵۶۴۸۵	۱۰۲۷۰۰	۶/۶	۱۲۴۲/۴۲	۱۲۷۶/۰۱	۱۹۷۷۱/۲	۱/۱۷	۹۱/۵۳	۲۹۷۸۰/۰۳	۸۹۱۸/۴

2- Electrical Conductivity
3- Total Dissolved Solid

1- Saturation Index

همکاران، ۲۰۰۰). بالا بودن سطح ایستابی آب زیرزمینی در منطقه سبب گردیده فرآیند تبخیر منجر به انتقال مجدد نمک‌ها از آب زیرزمینی به خاک‌ها گردد (کارانت، ۱۹۹۷).

دریاچه‌هایی که در حوضه‌های زهکش بسته قرار گرفته‌اند، غلظت شوری بالایی را دارا هستند. میزان تجمع شوری بستگی به دینامیک رودخانه‌ها، پارامترهای آب و هوایی مخصوصاً دما، تبخیرخالص و ته‌نشینی می‌باشد (ویلیامز، ۲۰۰۲). دشت آق‌قلا در منطقه پست و فروافتاده خزر واقع شده است و دارای شیب بسیار ناچیز، نفوذپذیری بسیار اندک و فاقد سیستم زهکش مناسب بوده و سطح ایستابی آب زیرزمینی منطقه نیز بالا می‌باشد. عوامل فوق به‌همراه شرایط آب و هوایی خشک و نیمه‌خشک منطقه منجر به تشکیل خاک‌های قلیایی و شور شده است. این خاک نیز به‌عنوان منبع اصلی یون‌های محلول موجود در تالاب شور اینچه می‌تواند در نظر گرفته شود. ترکیبات شیمیایی اصلی دریاچه‌های شور مستقل از فرآیندهای درونی دریاچه است. سدیم کلرید آبهای زیرزمینی، به‌خصوص در مناطق خشک و نیمه‌خشک، معمولاً بخش وسیعی از محلول‌های دریاچه را تأمین می‌کنند. همان‌طور که در تالاب اینچه مشاهده می‌شود (جدول ۱-)، سدیم و کلرید به‌طور مشخص ترکیبات یونی غالب بسیاری از این نوع دریاچه‌ها می‌باشند (دیتز، ۲۰۰۳).

کیفیت شیمیایی آب‌های سطحی و زیرزمینی می‌تواند تحت تأثیر عوامل مختلفی قرار گیرد. مهم‌ترین این عوامل در هر منطقه عبارت از لیتولوژی، بارندگی، تبخیر، نفوذ آب شور و غیره می‌باشد. به کمک داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی برای شناسایی منشأ کیفی آب‌های سطحی و زیرزمینی و عوامل مؤثر بر کیفیت شیمیایی آب، از نمودارهای گیبز استفاده گردید (گیبز، ۱۹۷۰).

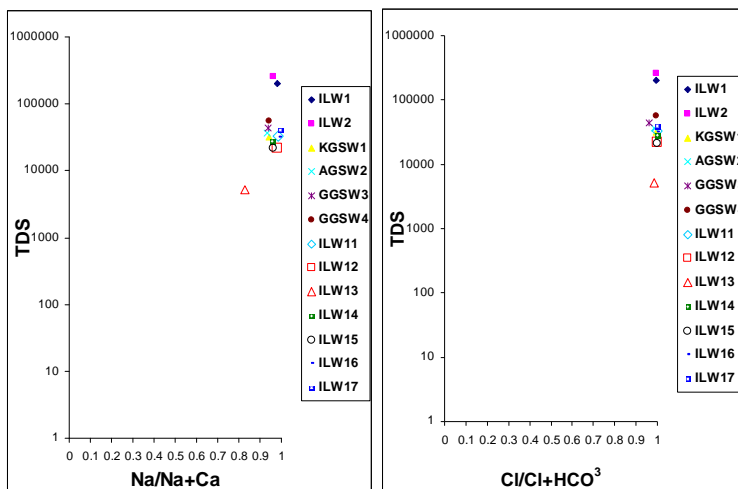
با استفاده از مدل گیبز (۱۹۷۰) می‌توان برطبق تغییرات نسبت Na^+ به $(Ca^{2+}+Na^+)$ و Cl^- به $(Cl^-+HCO_3^-)$ به‌عنوان عملکرد TDS منشأ یون‌های محلول را ارزیابی

نتایج تجزیه شیمیایی بیانگر وجود غلظت غیرعادی یون‌های شیمیایی و شوری بسیار بالای آب در نمونه‌های آب تالاب و آب‌های زیرزمینی کم عمق به‌غیر از نمونه ILW₁₃ می‌باشد که دلیل این کاهش احتمالاً تخلیه آب‌های زیرزمینی چاه‌های عمیق معدن استخراج ید در مجاورت محل نمونه‌برداری نمونه ILW₁₃ می‌باشد. براساس طبقه‌بندی غلظت کل مواد جامد محلول (TDS) که از ۱۵۰۰۰ تا ۲۶۷۶۰۰ میلی‌گرم در لیتر است، مجموع مواد جامد محلول متعلق به نوع آب شور است ($TDS > 1000 \text{ mg/l}$).

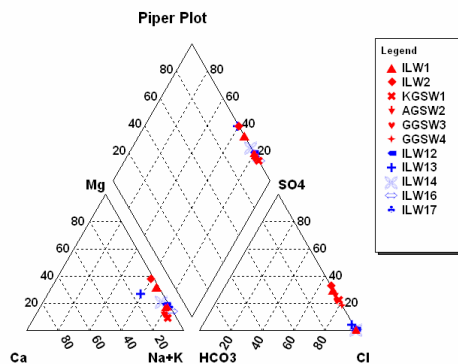
در میان کاتیون‌ها غلظت یون‌های Ca^{2+} ، Mg^{2+} و K^+ به‌ترتیب در محدوده‌ای از ۶۰۰ تا ۲۱۰۴/۰۴، ۸۱۶ تا ۱۲۰۰۶/۶۷ و ۱/۱۷ تا ۱۴۰ میلی‌گرم در لیتر تغییر می‌یابد. مقدار آنیون‌های HCO_3^- و SO_4^{2-} نیز از ۹۱/۵۳ تا ۸۸۶/۴ و ۱۸۰ تا ۶۲۹۲۸ میلی‌گرم در لیتر در نوسان است، روند فراوانی کاتیون‌ها $Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > K^+$ و روند فراوانی آنیون‌ها $(HCO_3^-) > SO_4^{2-} > Cl^-$ می‌باشد. غلظت یون‌های محلول در نمونه‌های آب‌های زیرزمینی، عموماً بستگی به سنگ‌شناسی، سرعت و دبی جریان آب زیرزمینی، طبیعت واکنش‌های ژئوشیمیایی، حلالیت نمک‌ها و فعالیت انسان دارد (کارانت، ۱۹۹۱). معمولاً غلظت Cl^- در زمین‌های با سنگ‌های بلورین پایین است، (کارنت، ۱۹۹۷). درحالی‌که آب‌های زیرزمینی کم‌عمق محدوده تالاب شور اینچه دارای مقادیر بالایی از یون‌های Na^+ و Cl^- می‌باشد به‌طوری‌که در محدوده کاملاً شور قرار می‌گیرد ($TDS > 1000 \text{ Mg/L}$) (جدول ۱-). غلظت بالای یون‌های Na^+ و Cl^- به سبب شستشوی مواد شور در شرایط آب و هوایی خشک و نیمه‌خشک می‌باشد. در خیلی از این مناطق، نمک‌های آب شویی شده از سطح در منطقه غیراشباع بین سطح خاک و سطح ایستابی تجمع می‌یابد و با افزایش نفوذ آب، سطح آب‌های زیرزمینی افزایش یافته و نمک‌ها در این ناحیه ممکن است به داخل آب‌های زیرزمینی آب‌شویی سبب افزایش شوری در آب‌های زیرزمینی گردد. (جولی و

فرآیندهای شیمیایی بازتابی از رخساره‌های هیدروشیمیایی در محیط سنگی و الگوهای جریان‌های آب‌های زیرزمینی است و چارچوب کانی‌شناسی رخساره را تشکیل، و الگوهای کنترل‌کننده جریان‌های عمودی و افقی توزیع رخساره‌ها را تعیین می‌نماید. رخساره‌های هیدروشیمی حاصل اندرکنش ویژگی‌های فیزیکی-شیمیایی سنگ‌ها، نیروی جنبشی محلول و الگوهای جریان سفره آب زیرزمینی هستند (بک، ۱۹۶۶). براساس نمودار پایپر، ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی کم‌عمق منطقه و همچنین تالاب اینچه به‌طور عمده از نوع Na^+ - Cl^- است (شکل ۳).

نمود همان‌طور که در شکل (۲) مشاهده می‌شود آب‌های تالاب اینچه و آب زیرزمینی کم‌عمق در محدوده تبخیری قرار دارد. و بیانگر این مسئله است که تبخیر عامل اصلی کنترل‌کننده شیمی آب‌های زیرزمینی کم‌عمق و آب دریاچه شور اینچه می‌باشد. که تابعی از آب و هوای خشک و نیمه‌خشک می‌باشد (هم، ۱۹۹۱؛ کارانت، ۱۹۹۱ و سوبارآو، ۱۹۹۸). نسبت $\text{Na}^+:\text{Cl}^-$ در آب‌های زیرزمینی کم‌عمق و آب دریاچه شور اینچه کمتر از یک بوده و در مقایسه با آب رودخانه و آب‌های زیرزمینی که نسبت $\text{Cl}^-:\text{Na}^+$ بیشتر از یک است می‌تواند تأییدکننده این موضوع باشد که منشأ یون‌های محلول آب‌های منطقه مورد مطالعه تبخیری است.



شکل ۲- نمودار گیبز از نمونه‌های آب تالاب و آب‌های زیرزمینی کم‌عمق منطقه مورد مطالعه.

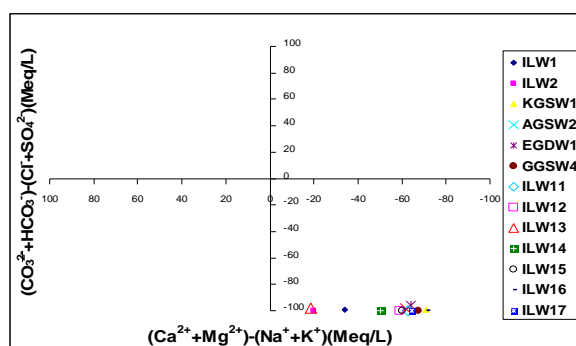


شکل ۳- نمودار پایپر از نمونه‌های آب تالاب اینچه و آب‌های زیرزمینی کم‌عمق منطقه.

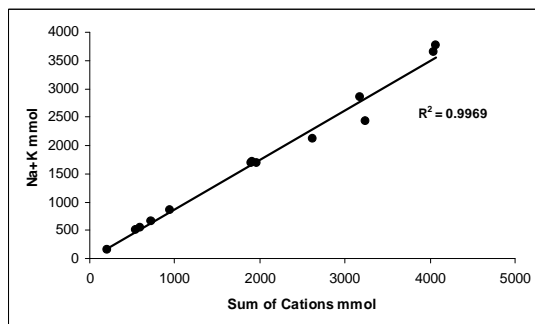
مثبت با کل کاتیون‌ها دارد ($R^2=0/999$) این امر بیانگر مشارکت فزاینده یون‌های K^+ و Na^+ در ترکیبات کل کاتیون‌ها می‌باشد (شکل ۵). همچنین کلرید با یون‌های K^+ و Na^+ همبستگی شدید مثبتی نشان می‌دهد (شکل ۶). نتایج فوق بیانگر آن است که نمک‌های تبخیری موجود در خاک‌های شور منطقه منبع اصلی این یون‌ها می‌باشد. فروانی یون‌های Na^+ نسبت به K^+ شاید به دلیل حضور بیشتر حالت نسبت به سیلویت در این خاک‌ها است.

نمودار چادها نیز بیانگر این مطلب است که فلزات قلیایی $Na^+ + K^+$ نسبت به $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ زیادتر و همچنین مقادیر آنیون‌های اسیدی قوی بیش از مقادیر آنیون‌های اسیدی ضعیف است که تیپ آب در این منطقه Cl^- غالب و نوع $Na^+ - Cl^-$ می‌باشد و با نتایج نمودار پایپر همخوانی دارد. (شکل ۴).

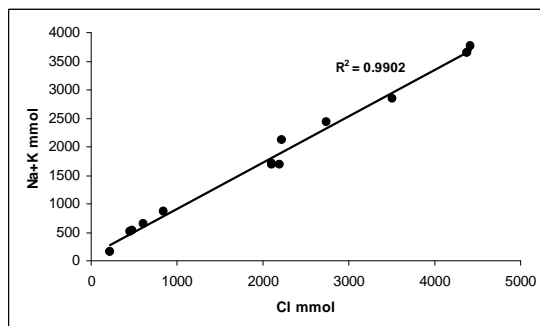
نمودار پراکنش فلزات قلیایی خاکی نسبت به کل کاتیون‌ها آن است که یون‌های K^+ و Na^+ در آب‌های تالاب و آب‌های زیرزمینی کم‌عمق همبستگی



شکل ۴- نمودار چادها در آب تالاب و آب‌های زیرزمینی کم‌عمق منطقه.



شکل ۵- نسبت کل کاتیون به $Na^+ + K^+$ در آب تالاب و آب‌های زیرزمینی کم‌عمق منطقه.



شکل ۶- نسبت کلرید به $Na^+ + K^+$ در آب تالاب و آب‌های زیرزمینی کم‌عمق منطقه.

جریان آب زیرزمینی نمایه‌های اشباع کلسیت، دولومیت و آراگونیت تقریباً بیانگر افزایش مقادیر SI از مناطق غرب به سمت شرق و کاهش مقادیر نمایه‌های اشباع ژیپس، ایندریت و هالیت می‌باشد. لازم به ذکر است که این روند افزایشی و کاهش نمایه‌های مذکور یکنواخت نبوده و تغییرات شدیدی را در چاه‌ها به طرف شرق از خود نشان می‌دهد (جدول ۱). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ویژگی‌های خاک‌شناسی و سنگ‌شناسی باعث تغییراتی در نمایه‌های اشباع شده است که ناشی از تغییر غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها در ناحیه عبور آن منطقه می‌باشد.

در جدول ۲ شاخص اشباع‌شدگی (SI) برای برخی از کانی‌ها براساس مدل شیمیایی فریک (Phreeq) انجام شده که مشاهده می‌گردد. کانی‌های موجود در دریاچه اینچه که فوق‌اشباع می‌باشد شامل کانی‌های آراگونیت، کلسیت و دولومیت دارای پتانسیل تشکیل هستند درحالی‌که هالیت تحت اشباع است و نشان‌دهنده انحلال آن در آب‌های مذکور می‌باشد.

فراوانی مقدار Na^+ نسبت به Ca^{2+} و Mg^{2+} به طوری که نسبت $Na^+ : Ca^{2+}$ و $Na^+ : Mg^{2+}$ بیش از چند برابر است دلالت بر نهشته شدن کانی‌های کلسیت، آراگونیت و دولومیت است.

مدل هیدروژئوشیمیایی: در طی حرکت، آب‌های زیرزمینی می‌توانند عمل انحلال، انتقال و رسوب‌گذاری مواد معدنی را انجام دهند. بنابراین ترکیبات یون اصلی آب‌های زیرزمینی بازتابی از اثرات هیدرولوژی، کانی‌شناسی و هوازدگی می‌باشد. مدل هیدروژئوشیمیایی ترکیبی از ترمودینامیک و ارتباطات انرژی جنبشی است که اساس محاسبات ژئوشیمی می‌باشد (نارایانان، ۱۹۸۹).

از مدل هیدروژئوشیمیایی فریک PHREEQE (پارخورست و همکاران، ۱۹۸۰) جهت درک حالت شیمیایی گونه‌هایی از عناصر اصلی و اشباع‌شدگی کانی موجود در ترکیبات محلول آب‌های زیرزمینی کم‌عمق و تالاب اینچه استفاده گردید. با این برنامه شاخص درجه اشباع‌شدگی (SI) برای هر یک از نمونه‌های آب برای کانی‌های متفاوت محاسبه گردید (جدول ۲). در مسیر

جدول ۲- شاخص اشباع‌شدگی (SI) برخی از کانی‌ها براساس مدل شیمیایی فریک (Phreeq).

شماره محل نمونه	محل نمونه برداری	ایندریت	آراگونیت	کلسیت	دولومیت	ژیپس	هالیت
ILW ₁	تالاب حاشیه شمالی	۰/۴	۰/۵۹	۰/۷۴	۳	۰/۵۴	-۱
ILW ₂	تالاب شمالی	۰/۹۵	۰/۸۵	۰/۹۹	۳/۳۳	۱/۰۶	-۰/۷
ILW ₁₁	تالاب حاشیه غربی	-۱/۱۹	۰/۶۵	۰/۸	۳	-۱/۱	-۰/۵۵
ILW ₁₂	تالاب حاشیه جنوبی	-۱/۶۶	۰/۴	۰/۵۵	۲/۳	-۱/۴۹	-۱/۲۲
ILW ₁₃	تالاب حاشیه جنوبی	-۱/۱۶	۰/۵۵	۰/۷	۱/۷۶	-۰/۹۲	-۳/۳۴
ILW ₁₄	تالاب حاشیه شرقی	-۱/۴	۰/۵۸	۰/۷۳	۲/۳۸	-۱/۲۴	-۱/۱۹
ILW ₁₅	تالاب حاشیه شرقی	-۱/۶۲	۰/۷۷	۰/۹۲	۲/۷۱	-۱/۴۵	-۱/۲۲
ILW ₁₆	تالاب حاشیه شرقی	-۱/۲۲	۰/۶۴	۰/۷۹	۳/۱	-۱/۶۷	-۰/۱۵
ILW ₁₇	تالاب حاشیه شمالی	-۱/۵۹	۰/۷۱	۰/۸۶	۳/۴۷	-۱/۵۴	-۰/۱۷
KGSW ₁	آب زیرزمینی کم‌عمق	-۰/۲۴	-۱/۷۷	-۱/۶۲	-۳	-۰/۰۲	-۲/۵
KGSW ₂	آب زیرزمینی کم‌عمق	-۰/۸۱	۰/۰۹	۰/۲۳	۰/۸۲	۰/۱۳	-۲/۵
GGSW ₃	آب زیرزمینی کم‌عمق	-۰/۰۷	۰/۰۹	۱/۰۲	۲/۴۱	۰/۱۵	-۲/۳۱
GGSW ₄	آب زیرزمینی کم‌عمق	۰/۰۲	-۰/۷۸	-۰/۰۶	-۰/۹۱	۰/۲۳	-۲/۰۴

که این تالاب از نظر هیدروشیمیایی تحت تاثیر فرآیند تبخیر می‌باشد.

مقادیر زیاد Na^+ و Cl^- در آب‌های منطقه مورد مطالعه بیانگر تبخیر طولانی در محیط است. نمودار گیبز نیز نشان داد که شیمی آب‌های زیرزمینی کم‌عمق و تالاب شور اینکه توسط پارامتر غالب تبخیر منجر به کیفیت حاضر این آب‌ها شده است. نسبت $\text{Na}^+:\text{Cl}^-$ در آب‌های زیرزمینی کم‌عمق و آب تالاب شور اینکه کمتر از یک می‌باشد و در مقایسه با رودخانه و آب‌های زیرزمینی که نسبت $\text{Na}^+:\text{Cl}^-$ بیشتر از یک است می‌تواند تأییدکننده این موضوع باشد که منشاء یون‌های محلول آب‌های منطقه مورد مطالعه تبخیری است. هیدروشیمی آبخوان کم‌عمق در منطقه از تیپ $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ است که می‌تواند متأثر از رسوبات (دریایی) و تبخیر باشد و هدایت الکتریکی آن نیز بسیار بالا است. عامل اصلی در کیفیت شیمیایی آب‌های زیرزمینی دشت آق‌قلا تبخیر از سطح آبخوان است. که در نهایت در مناطق تالابی یا دریاچه تخلیه می‌گردد و سبب شوری محیط‌های آبی می‌شوند. نتایج فوق بیانگر آن است که نمک‌های تبخیری موجود در خاک‌های شور منطقه منبع اصلی این یون‌ها می‌باشند. فراوانی یون‌های Na^+ نسبت به K^+ شاید به دلیل حضور بیشتر هالیت نسبت به سیلویت در این خاک‌ها است. مدل‌سازی هیدروژئوشیمیایی نیز نشان‌دهنده انحلال آن در آب‌های مذکور می‌باشد.

با توجه به شرایط شوری زیاد این تالاب، شوری تجمع یافته در حاشیه تالاب اینکه در شمال آق‌قلا از یون‌های خاک‌های منطقه و آب‌های سطحی و زیرزمینی که وارد محیط تالابی شده و سپس تبخیر گردیده است، می‌باشد.

فرآیند تبخیر در دریاچه‌های بسیار شور یا در خاک در اثر عملکرد رسوب‌گذاری آب‌های زیرزمینی در منطقه اشباع می‌باشد که با توالی کانی‌های تبخیری دریایی کاملاً متفاوت است (سونفلد، ۱۹۸۴). آب‌های زیرزمینی در مسیرشان نه تنها کانی‌های تبخیری را حل می‌نمایند بلکه با توجه به موقعیت سطح ایستابی حاوی مواد ناشی از هوازگی شیمیایی نیز هستند. به طوری که اگر سطح ایستابی بالا باشد تبخیر مواد را از قسمت‌های اشباع به سطح رسانده و در نتیجه نمک‌های محلول موجود در آب را به صورت نهشته‌های تبخیری بر جای می‌گذارد (پتروف، ۱۹۷۶). در منطقه مورد مطالعه این شرایط کاملاً حاکم است.

نتیجه‌گیری

به دلیل بالا بودن سطح آب زیرزمینی در سفره سطحی با شوری فوق‌العاده زیاد و نوسات آن طی ماه‌ها و سال‌های مختلف و همچنین شور و قلیایی بودن خاک‌های منطقه، شیب ناچیز اراضی، پایین بودن میزان نفوذپذیری و زهکشی در ماندابی و شور شدن آن نقش اساسی و کلیدی دارد. آنچه در اینجا قابل ذکر است اینکه مهم‌ترین و عمده‌ترین عوامل شور و قلیایی شدن مجموعه خاک‌های سطحی منطقه، سفره‌های آب زیرزمینی بی‌نهایت شور است که در عمق ناچیزی نسبت به سطح زمین واقع شده‌اند. لذا در معرض تبخیر شدید قرار دارند. وجود هرزآب‌های شور که پس از عبور از سوی خاک‌های املاح‌دار و حوضه‌های بالادست به‌ویژه حوضه اترک وارد منطقه مورد مطالعه می‌گردند و نیز به دلیل وضعیت ژئومورفولوژیکی حاکم- از جمله توپوگرافی پست و رسوبات با نفوذپذیری ضعیف- موجب ماندابی شدن اراضی شده است. شوری زیاد تالاب اینکه بیانگر آن است

منابع

1. Abbasbady, M., 1999. Quantative assessment of desertification in Aghqualla and Gomishan plain for creating a regional model. Master Dissertation in natural resources Reclamation of arid and mountainous zones Tehran University. 158 p.
2. APHA, 1998. Standard methods for examination of water & waste water. 20th ed., American Public Health Association, Washington, DC. P. 4-117.
3. APHA, AWWA, WPCF. 1995. Standard methods for examination water and waste water. American Public Health Association, Washington DC.
4. Back, W. 1966. Hydrochemical facies and groundwater flow pattern in northern part of Atlantic coastal plain. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 498-A.
4. Chadha, D.K. 1999. A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. Hydrogeol. J. 7: 431-439.
5. Dietz, R.D. 2003. Formation and organization of Australian Athalassic salt lakes. Biomess of Australia, 18 p.
6. Gibbs, R.J., 1970. Mechanisms controlling world water chemistry, Science17: 1088-1090.
7. Ghassemi, F. A., Jakeman, A. J., Nix, H. A., 1995. Salinization of land and water resources. University of News South Wales Press. 338-368.
8. Hem, J.D. 1989. Study an interpretation of the Chemical characteristics of natural water. U.S. Geological Survey.
9. Hem, J.D. 1991. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Book 2254, 3rd edn. Scientific Publishers, Jodhpur.
10. Herczeg, A.L., Lyons, W.B. 1991. "A chemical model for the evolution of Australian sodium Chloride lake brines." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 84:43-53.
11. Iranian standard Industrial research, 1988. Physical and chemical properties of drinking water. std. no. 1052, 13 p.
12. Jolley, M.W., Smith H. G., Stward N.B., 2000. Water quality and source of pollution. CSIRO, Australia. Report 48: 69pp.
13. Karanth, K.R. 1991. Impact of human activities on hydrogeological environment. J. Geol. Soc. India 38: 195-206.
14. Karanth, K.R. 1997. Groundwater assessment ,development and management. Tata MC Graw-Hill Publishers, New Delhi.
15. Kiyabi, B., Ghaemi, R., Abdoli, A. 1999. Wetlands and Rivers ecosystems of Golestan province, Environmental protection office, Golestan province, Gorgan. 182 p.
16. Narayanan Nair, V. 1989. Hydrochemical modelling, International Symp. NGRI Hyderabad, VII, 903-906.
17. Parkhurst, D.L., Thorstenson, D.C., and Plummer, L.N. 1980. PHREEQE a computer program for geochemical calculations, U. S. Geological Survey.
18. Petrov, N.P. 1976. Deserts of the world. John Wiley ,NewYork. 447pp.
19. Piper, A.M. 1944. A Graphic procedure in hydrochemical interpretation or water analysis. AGU Trans, 25, 914- 923.
20. Price, R. M., Fourqurean, J. W., Swart, P. K., 2006. Geochemical evidence of brackish ground water discharge to coastal freshwater. Geological Society of America Abstracts, Vol. 38, No. 7, p. 103.
21. Salama, R. B., Otto, C.J., Fitzpatrick, R.W., 1999. Contributions of ground water conditions to soil and water salinization. Hydrogeology Journal 7: 46-64.
22. Sonnenfeld, P. 1984. Brines and evaporite, Academic Press. N.Y. 613 pp.
23. Subba Rao, N. 1998. Groundwater quality i crystalline terrain of Guntur district, Andhra Pradesh. Visakha Sci. J. 2(1): 51-54.
24. Williams, W.D. 2002. "Environmental threats to salt lakes and the likely status of inland saline ecosystems in 2025." Environmental Conservation 29 (2): 154-167.
25. Yarmohammadi, M. 2000. Investigation of cycle genetical Artmia in Oromieh, Maharloo, Incheh bron lakes. Master dissertaton, Faculty of Fishery and Environment, Gorgan University of Agricultural and natral sciences. 79 p.

Hydrogeochemical evidence of water brackishness of Incheh wetland in north of Agh-ghala, Golestan province, Iran

*M. Raghimi¹, Gh.H. Shamanian², A. Shakeri³, A. Rahimi chakdel⁴ and M. Gholipour⁵

¹Associate Prof. Dept. of Geology Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran,

²Assistant Prof. Dept. of Geology Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran,

³Associate Prof. Dept. of Chemistry Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran,

⁴Assistant Prof. Dept. of Chemistry Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Iran,

⁵Former M.Sc. graduate student Dept. of Geology Ferdousi university, Mashhad, Iran

Abstract

Salinization is the whereby the concentration of dissolved salts in water and soil is increased due to natural or human-induced processes. Salinity has been increased in groundwater flow directions and low land area. In this study, hydrogeochemical quality of Incheh wetland in north of Agh-ghala and certain shallow groundwater wells in western part of the incheh wetland with collection of water samples in winter (2005) have been carried out. Hydrogeochemistry results indicate that high salinity of this wetland and shallow groundwaters wells with total dissolved solids more than >1000 mg/l. According to the Gibbs and Chadha diagrams, evaporation is dominant phenomena responsible for the high ionic concentrations found in wetland and shallow ground waters. A high content of Na⁺ and Cl⁻ ions in saline wetland and shallow groundwater wells in comparison with those of river water, suggests a evaporitic origin of wetland and groundwaters. The high positive correlation between of K⁺ and Na⁺ indicates that the present evaporitic salts in saline soils are the main source of these ions. On the basis of Piper diagram which shows that the hydrochemical facies in saline wetland is dominated by sodic and chloride (Na⁺-Cl⁻) types. The Hydrochemical model reveals that aragonite, dolomite and calcite are saturated while evaporated mineral. Halite in this season is undersaturated.

Keywords: Hydrogeochemistry; Saline wetland; Saline groundwaters; Agh-ghala; Golestan province

* - Corresponding Author; Email: raghimi@yahoo.com