

آب زیرزمینی مهمترین منبع برای آشامیدن، آبیاری و مصارف صنعتی در مناطق خشک و نیمه خشک می باشد [۳۸]. تغییر کیفیت آب زیرزمینی در یک منطقه تابعی از پارامترهای فیزیکی و شیمیایی است که بیشتر تحت تأثیر سازندهای زمین شناسی و فعالیت های انسانی قرار گرفته اند [۳۴]. با توجه به تغییرات کیفی آب های زیرزمینی که می تواند در اثر فعالیت های انسانی و طبیعی صورت گیرد، بررسی و مطالعه این منابع به منظور حفظ کیفیت آنها ضروری می باشد.

به منظور ارزیابی ویژگی هیدروشیمیایی و تکامل ژئوشیمیایی آب های زیرزمینی در مقیاس حوضه ای، روش های مختلفی مانند نمودارهای هیدروشیمیایی (مانند نمودار پاپیر)، روش های آماری چند متغیره، شبیه سازی اندرکنش آب-سنگ و محاسبات تعادل فازی کانیایی به طور گسترده ای به کار گرفته شده است [۷،۳۳]. تحلیل عاملی یک روش زمین آمار چند متغیره است که ارتباط بین نمونه ها و متغیرها را بیان می کند [۲۴،۲۸]. این روش توسط محققین مختلف برای مطالعه رخساره های هیدروشیمیایی و تعیین منشأ آنها، مطالعه آلودگی آب های زیرزمینی و شناسایی فرایندهای زمین زاد و انسان زاد مؤثر در آنها، شناخت ارتباط بین تشکیل دهنده های آب زیرزمینی و تشریح فرایندهای هیدروشیمیایی به کار برده شده است [۲،۱۴،۲۱،۲۵،۳۳].

فرایند تکامل هیدروشیمیایی آب زیرزمینی از زمان تغذیه به محیط آبخوان تا خروج آن در نواحی تخلیه بسیار پیچیده می باشد و در طی این مسیر واکنش های مختلفی مانند انحلال و رسوب گذاری فازهای مختلف، اختلاط آب هایی با کیفیت های مختلف، تبادل کاتیونی، تبخیر و غیره بر روی آنها اثر می گذارند. با این حال از آنجایی که معمولاً نمونه برداری از آب های زیرزمینی در نواحی کاملاً مجزا از یکدیگر انجام می پذیرد و در طی این مسیر واکنش های مختلفی بر روی هیدروشیمی آب نهایی اثرگذار می باشد، مدل سازی واکنش های رخ داده در طی این مسیر می تواند به فهم بهتر تکامل آب زیرزمینی و در مواردی هیدروژئولوژی آب زیرزمینی کمک نماید. اینگونه مدل ها را می توان به دو دسته مدل سازی معکوس^۱ و مدل سازی روبه جلو^۲ تقسیم بندی نمود [۳۰]. در فرایند مدل سازی معکوس، فرایندهای هیدروشیمیایی رخ داده در طی مسیر حرکت آب (انحلال، رسوب گذاری، اختلاط، تبادل کاتیونی) به گونه ای

بررسی ویژگی های هیدروژئوشیمیایی آبخوان دشت تبریز با استفاده از مدل های هیدروشیمیایی و روش های آماری

رحیم برزگر^۱، اصغر اصغری مقدم^۲، مرتضی نجیب آو نعیمه کاظمیان^۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۱/۳

چکیده:

دشت تبریز با وسعتی بیش از ۷۰۰ کیلومتر مربع در محدوده شرقی شهر تبریز تا شوره زارهای دریاچه ارومیه گسترده شده است. در این مطالعه به منظور ارزیابی ویژگی های هیدروشیمیایی آب زیرزمینی آبخوان دشت تبریز، ۳۰ نمونه از منابع آب زیرزمینی در مهرماه سال ۱۳۹۱ جمع آوری گردید و در آزمایشگاه آب شناسی دانشگاه تبریز مورد تجزیه هیدروشیمیایی قرار گرفت. هدف این تحقیق ارزیابی وضعیت هیدروشیمیایی و تکامل هیدروشیمیایی آب زیرزمینی آبخوان دشت تبریز می باشد که در این راستا از روش های آماری چند متغیره مانند تحلیل عاملی، شاخص اشباع کانی ها و شاخص کلر و آلکالین و مدل سازی هیدروشیمیایی معکوس توسط نرم افزار PHREEQC استفاده گردید. شاخص اشباع نمونه ها نسبت به کانی ها نشان دادند که آب زیرزمینی این آبخوان نسبت به کانی های کربناته فوق اشباع و نسبت به کانی های سولفاته و هالیت تحت اشباع می باشد. نتایج حاصل از تحلیل عاملی سه گروه عاملی را در کیفیت آب زیرزمینی دشت تبریز مؤثر نشان دادند. عامل اول و دوم ناشی از تأثیر سازندها و اندرکنش آب-سنگ است که زمین زاد نامیده می شوند و عامل سوم از فعالیت های انسانی ناشی می شود.

کلید واژه ها: دشت تبریز، هیدروژئوشیمی، تحلیل عاملی،

مدل سازی هیدروشیمیایی، PHREEQC

مقدمه

۱. دانشجوی دکتری، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۲. نویسنده مسئول و استاد گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، پست الکترونیک: Moghaddam@tabrizu.ac.ir
۳. کارشناس آب های زیرزمینی، سازمان آب منطقه ای آذربایجان شرقی
۴. کارشناس آزمایشگاه کنترل کیفی آب، شرکت آب و فاضلاب آذربایجان شرقی

- 5- Multivariate methods
- 6- Inverse modeling
- 7- Forward modeling

زمین‌شناسی

منطقه تبریز، محل تلاقی سیستم کوهستانی البرز و زاگرس بوده و بر اساس تقسیم‌بندی بربریان [۱۱]، از دیدگاه لرزه زمین‌ساخت، جزئی از زون ایران مرکزی می‌باشد. از گسله‌های مهم منطقه، می‌توان گسل تبریز را با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی نام برد. قدیمی‌ترین سازند زمین‌شناسی در منطقه مورد مطالعه مربوط به سنگهای دگرگونی و آهکی دونین کربنیفر، پرمین- تریاس و کرتاسه پائینی و بالایی است که در شمال دشت و در کوه مورو در سطحی وسیع رخنمون پیدا کرده‌اند و از شیست‌های دانه‌ریز، کوارتزیت، آهک و آهک بیتومینه تشکیل یافته‌اند و به وسیله نفوذی‌های آذرین به هم خورده‌اند.

سازندهای قرمز بالایی (سری میوسن) در سطح بسیار وسیعی شمال و شمال شرقی دشت را پوشانده است و از مارن‌های قرمز همراه با گچ و کنگلومرا و نمک و آهک‌های مارنی با ضخامتی بیش از ۱۰۰۰ متر تشکیل یافته است. بر روی سازند قرمز بالایی لایه‌هایی از مارن زرد، ماسه سنگ همراه با لیگنیت و رس‌های خاکستری سبز مانند دریاچه‌ای مربوط به پلیوسن قرار گرفته‌اند که به طرف بالا لایه‌های مارنی و رسی ماهی‌دار را در شرق شهر تبریز تشکیل می‌دهند (شکل ۲).

توفاها و آندزیت‌های پلیو- پلیستوسن آتشفشان سهند در سطح بسیار وسیعی بر روی لایه‌های پلیوسن قرار گرفته‌اند و دامنه‌های شمالی سهند را می‌پوشانند و از منابع آب زیرزمینی فوق‌العاده زیاد و با کیفیت خوب برخوردار است.

رسوبات کواترنری نهشته‌های آبرفتی دشت تبریز بیشتر شامل شن، ماسه و سیلت و رس است که از شرق به سمت غرب به تدریج رسوبات دانه ریزتر می‌شوند. تراس‌های رودخانه آجی‌چای از لایه‌های متناوب شن و ماسه و سیلت و رس با ضخامتی تا ۲۰۰ متر تشکیل یافته است.

هیدرولوژی و هیدروژئولوژی

دشت تبریز شکل شبه مثلثی را دارد که رودخانه مهران رود از رأس شرقی آن وارد دشت شده و با عبور از داخل شهر تبریز و دریافت انواع فاضلاب‌های انسانی و پساب‌های شهری در انتهای غربی شهر به رودخانه آجی‌چای می‌پیوندد. رودخانه آجی‌چای مهمترین رودخانه منطقه می‌باشد که از ضلع شمال غربی این مثلث وارد دشت شده و در طول مرکز دشت به سمت غرب جریان یافته و در انتهای دشت به علت شیب بسیار کم زمین دو شاخه شده و در جهت‌های غربی و جنوب غربی به مسیر خود ادامه داده و در نهایت به دریاچه ارومیه تخلیه می‌شود. رسوبات ته‌نشستی از رودخانه آجی‌چای دارای وسعت و ضخامت زیادی بوده و لایه‌های متعددی را بر اساس اندازه‌ی دانه‌ها و با نفوذپذیری‌های متفاوت به وجود آورده است. رودخانه مهران‌رود که از طرف شرق وارد دشت می‌شود به علت شیب زیاد زمین رسوبات دانه درشت و یکنواختی

شبیبه‌سازی می‌گردد که ترکیب نهایی آب موجود حاصل گردد [۲۵]. در طی فرایند مدل‌سازی روبه‌جلو ترکیب نهایی یک نمونه آب پس از واکنش دادن آن با فازهای مختلف و اعمال فرایندهایی همچون تبخیر، تبادل کاتیونی و غیره شبیه‌سازی می‌گردد. تاکنون مطالعات مختلفی برای ارزیابی تکامل هیدروشیمیایی آب زیرزمینی با استفاده از مدل‌سازی معکوس و روبه‌جلو انجام گرفته است. برای مثال شریف و همکاران [۳۲] از مدل‌سازی ژئوشیمیایی معکوس برای بررسی هیدروشیمی آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی آرکانزاس در ایالات متحده استفاده کردند. بلخیری و همکاران [۱۰] روش‌های آماری چند متغیره و مدل‌سازی ژئوشیمیایی معکوس برای شناسایی ویژگی‌های شیمیایی آب زیرزمینی دشت این ازل الجزیره به کار بردند. خینگ و همکاران [۳۸] برای شناسایی فرایندهای مؤثر در مسیر جریان آب زیرزمینی دشت چین شمالی در چین از مدل‌سازی معکوس استفاده کردند.

شهرستان تبریز پرجمعیت‌ترین منطقه در شمال غرب کشور می‌باشد که به دلیل منابع آب سطحی کم، استفاده از منابع آب زیرزمینی در این منطقه مهم می‌باشد. افزایش جمعیت در منطقه، رشد کارخانجات صنعتی و فعالیت‌های کشاورزی و نیز بالا رفتن سطح بهداشت و استانداردهای زندگی باعث شده است که مطالعه هیدروژئوشیمیایی منابع آب زیرزمینی منطقه امری ضروری تلقی گردد. هدف این تحقیق ارزیابی ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و تکامل هیدروشیمیایی آب زیرزمینی آبخوان دشت تبریز می‌باشد که در این راستا از روش‌های هیدروشیمیایی و آماری مختلف استفاده شده است.

مواد و روش‌ها

معرفی محدوده مورد مطالعه

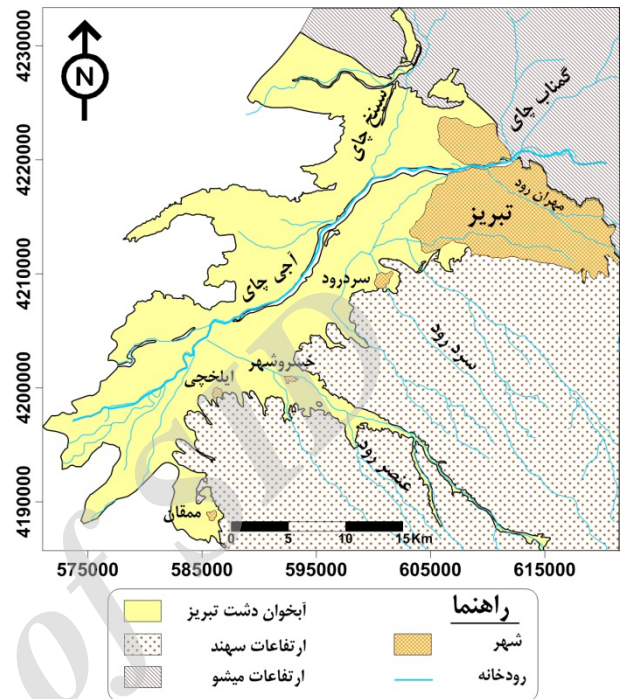
دشت تبریز در شمال غرب ایران در استان آذربایجان شرقی قرار گرفته است. آبخوان دشت تبریز با مساحت تقریبی ۷۰۰ کیلومترمربع، از سمت شمال شرق و شمال به دامنه‌های جنوبی رشته کوه‌های میشو، از جنوب به دامنه‌های شمالی رشته کوه‌های سهند، از شرق به انتهای شرقی محدوده شهر تبریز و از غرب به اراضی شوره‌زار دریاچه ارومیه محدود می‌گردد (شکل ۱). این دشت بخشی از حوضه آبریز دریاچه ارومیه می‌باشد و در ساحل شرقی دریاچه ارومیه واقع شده است.

عوامل آب و هوایی شامل درجه حرارت، بارندگی، رطوبت نسبی هوا و تبخیر به طور مستقیم و یا غیر مستقیم بر کمیت و کیفیت منابع آب منطقه تاثیر می‌گذارند. بر اساس داده‌های دراز مدت مربوط به ایستگاه سینوپتیک فرودگاه تبریز، برای یک دوره ۲۲ ساله، میانگین دمای سالانه این دشت ۱۲/۸ درجه سانتیگراد و میانگین بارندگی سالانه آن ۲۳۰/۷ میلیمتر است. متوسط رطوبت نسبی دشت تبریز ۵۰/۴۱ درصد و تبخیر از تشتک کلاس A در آن ۲۰۵۹ میلیمتر به دست آمده است. بر اساس روش اقلیم‌نمای آمبرژه، اقلیم منطقه از نوع خشک سرد محاسبه شده است [۸].

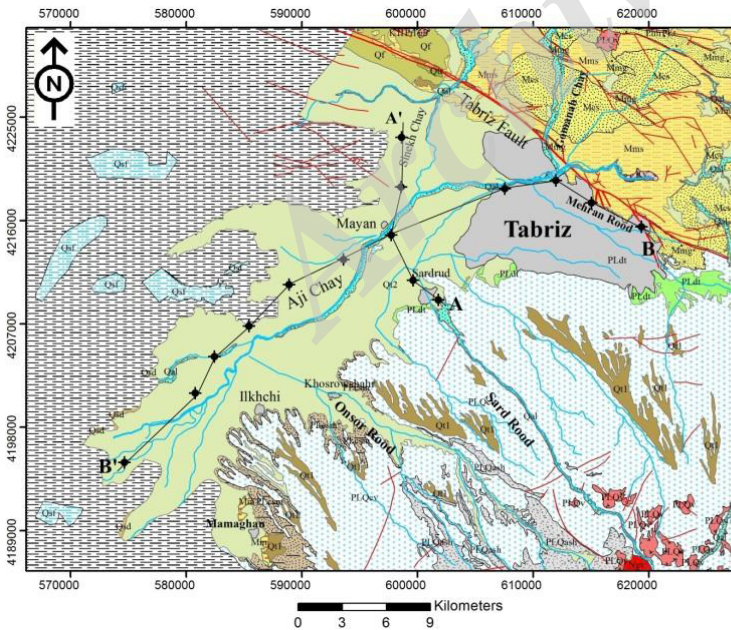
آبخوان وجود دارد که در رسوبات آبرفتی و مخروطافکنه‌ای حاصل از فرسایش ارتفاعات مشرف به دشت و رسوب گذاری رودخانه‌های منطقه ایجاد شده است. قسمتی از آبخوان دشت که در شمال غرب رودخانه آجی‌چای و مجاور مناطق کوهستانی قرار گرفته از نوع آبخوان آزاد بوده و از نفوذپذیری کم و شوری بالایی برخوردارند. آبخوان‌های تشکیل شده در تراس‌های رودخانه آجی‌چای چند لایه‌ای بوده و از نوع آزاد و تحت فشار می‌باشند (شکل ۳). با آنکه تراس‌های رودخانه آجی‌چای آبخوان‌های چند لایه‌ای را تشکیل می‌دهند ولی جدایی اصلی آبخوان آزاد از تحت فشار در عمق ۵۰ تا ۶۰ متری از سطح زمین صورت می‌گیرد. به طوری که کیفیت آب زیرزمینی تا عمق ۵۰ تا ۶۰ متری شور و از ۶۰ تا ۱۲۰ متری شیرین بوده است. آبخوان‌های موجود در مخروطافکنه‌های مناطق جنوب شرقی و جنوب دشت از نوع آزاد و دارای آب با کیفیت بهتر می‌باشند [۶۸،۹].

اغلب مواد تشکیل‌دهنده آبخوان‌های دشت تبریز از سیلت، رس، ماسه و شن می‌باشند که به طور متناوب تکرار شده‌اند و در نقاط مختلف، ضخامت و دانه‌بندی متفاوتی دارند. شکل (۴) مقاطع زمین‌شناسی از لایه‌های زیرین زمین در دشت تبریز را نشان می‌دهد که موقعیت این مقاطع در شکل (۲) نشان داده شده است. ضخامت رسوبات آبرفتی در پای ارتفاعات کمتر از ۳۰ متر و در مرکز شهر تبریز به بیش از ۹۰ متر می‌رسد، در ادامه به سمت غرب از ضخامت رسوبات کاسته شده و در انتهای محدوده مطالعاتی به بیش از ۱۳۰ متر می‌رسد. در قسمت جنوبی دشت، ضخامت رسوبات کمتر شده و حتی در بعضی نواحی آن به علت بالا آمدگی سنگ کف مارنی، به صفر رسیده است. رسوبات آبرفتی قسمت‌های شرقی و جنوبی

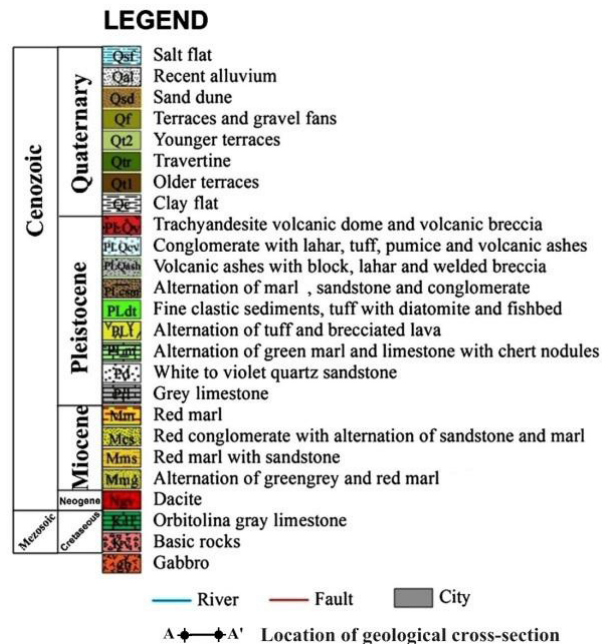
را به جا گذاشته است. رودخانه‌های فرعی گمناب‌چای، سنیخ‌چای از جناح راست و رودخانه‌های سرد رود و عنصر رود از جناح چپ به رودخانه آجی‌چای می‌پیوندند. این رودخانه‌ها در منطقه ورودی به دشت مخروط افکنه‌هایی را تشکیل داده‌اند (شکل ۱). با توجه به وضعیت زمین‌شناسی و اطلاعات حاصل از لاگ چاه‌های اکتشافی، مشاهده‌ای و بهره‌برداری در دشت تبریز دو نوع



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه
Fig 1. Location of the study area



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی
Fig 2. The geological map of the study area



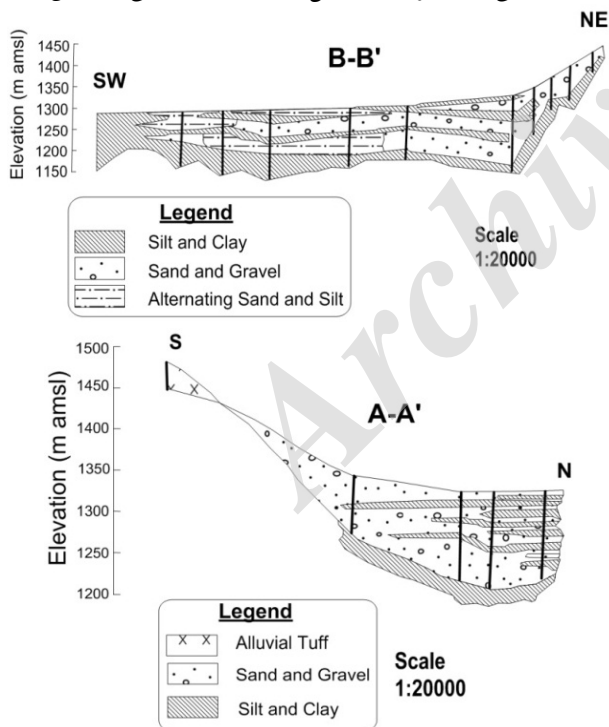
در آزمایشگاه آب‌شناسی دانشگاه تبریز اندازه‌گیری شدند. جدول (۱) توصیف آماری نتایج آنالیز هیدروشیمیایی نمونه‌های آنالیز شده را نشان می‌دهد. مقدار هدایت الکتریکی نمونه‌ها بین ۶۹۳ تا ۱۲۵۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر قرار دارد. مقادیر بالای هدایت الکتریکی در منطقه، به ویژه در آبخوان آزاد قسمت‌های مرکزی و انتهایی دشت از شیب بسیار کم سطح زمین و سطح ایستابی، عمق کم سطح آب زیرزمینی و تبخیر از آن، وجود مرز رس و سیلت در محل خروجی آب زیرزمینی، نفوذ آب شور از رودخانه آجی‌چای و نفوذ از پساب‌های شهری و صنعتی ناشی می‌شود [۹].

در این تحقیق ابتدا برای بررسی هیدروشیمی آب زیرزمینی از روش‌های ترسیم از جمله نمودار پایپر و نمودار دایره‌ای و روش‌های هیدروشیمیایی مانند نمایه اشباع کانی‌ها و مدل‌سازی هیدروشیمیایی معکوس توسط نرم‌افزار PHREEQC و شاخص کلروآلکالین استفاده شد و سپس به منظور بررسی تکامل هیدروشیمیایی آب زیرزمینی نمودار گیبس نمونه‌ها ترسیم گردید. برای تحلیل‌های آماری داده‌ها از نرم‌افزار SPSS ۱۷ و از روش آماری چند متغیره (تحلیل عاملی) استفاده گردید.

بحث و بررسی

روش‌های ترسیم

از نمودار پایپر می‌توان جهت تعیین نوع آب‌ها، رخساره‌های هیدروشیمیایی و مسیرهای تکامل هیدروژئوشیمیایی، نمایش تعداد



شکل ۴- مقاطع زمین‌شناسی دشت تبریز (موقعیت مقاطع در شکل ۲)

Fig4. The cross-sections from the Tabriz plain) location of the cross-sections in Figure(2

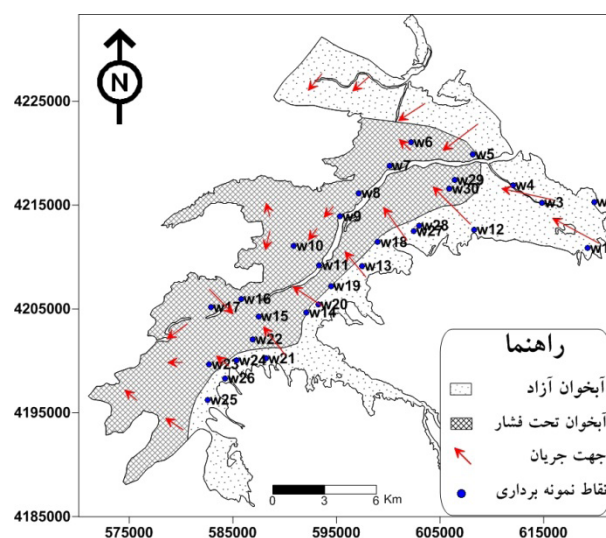
دشت، درشت‌دانه بوده و به سمت مرکز و غرب دشت این رسوبات ریزدانه‌تر شده است. جنس سنگ کف آبخوان از نوع رسوبات مارنی-رسی می‌وسن بوده و شیب عمومی آن از شرق به غرب و از جنوب شرق به شمال غرب می‌باشد [۸].

از منابع تغذیه‌کننده این آبخوان‌ها می‌توان به بارش‌های جوی، رودخانه‌های موجود در منطقه، جریانهای زیرزمینی ورودی از ارتفاعات منتهی به دشت، آب برگشتی از آبیاری و مصارف شهری و پساب صنعتی اشاره کرد [۴]. بیشترین آب زیرزمینی ورودی از بالادست از توف‌های آبرفتی دامنه‌های شمالی رشته کوه سهند صورت می‌گیرد که آبخوان آزاد در قسمت‌های شرقی و جنوبی دشت و اکثر آبخوان‌های تحت فشار را تغذیه می‌کند [۵].

جهت عمومی جریان آب زیرزمینی به تبعیت از توپوگرافی منطقه، بیشتر از شمال شرق و جنوب شرق به سمت جنوب غرب و شمال غرب و نیز از شرق به سمت غرب می‌باشد ولی در بعضی نواحی دشت به علت تمرکز بیش از حد چاه‌های بهره‌برداری و متعاقب آن پمپاژ بیش از حد، جهت جریان از روند عمومی منحرف شده است (شکل ۳).

نمونه‌برداری و تجزیه شیمیایی

به منظور ارزیابی وضعیت هیدروژئوشیمیایی آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی، ۳۰ نمونه از منابع آب زیرزمینی دشت تبریز در مهرماه سال ۱۳۹۱ برداشت گردید. موقعیت نقاط نمونه‌برداری در شکل (۳) نشان داده شده است. پارامترها و یونهای اندازه‌گیری شده شامل اسیدیته (pH)، هدایت الکتریکی (EC)، کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی و نیترات می‌باشند. کاتیون‌های سدیم و پتاسیم به روش نورسنج شعله‌ای، آنیون‌های سولفات و نیترات به روش اسپکتروفوتومتری و سایر کاتیون‌ها و آنیون‌ها به روش حجم‌سنجی



شکل ۳- موقعیت شماتیک آبخوان‌ها و محل نقاط نمونه‌برداری
Fig 3. Schematic position of the aquifers and location of the sampling points

جدول ۱- توصیف آماری نتایج آنالیز هیدروشیمیایی نمونه‌های آب زیرزمینی دشت تبریز

Table 1. Statistical description of the hydrochemical analyses of the Tabriz plain groundwater samples

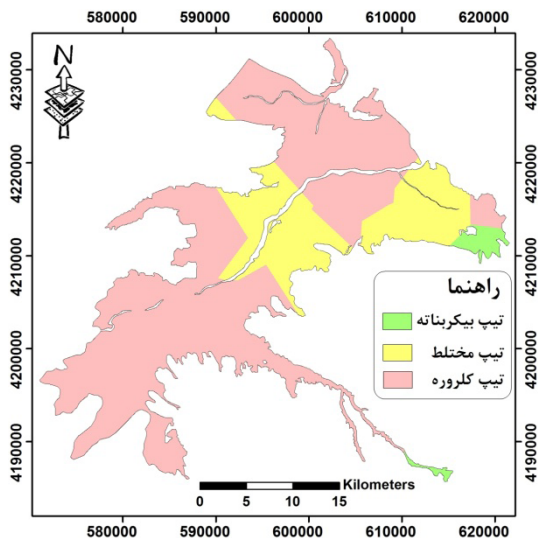
پارامتر	Parameter	کمترین	میان	میانگین	بیشترین	ضریب تغییرات
		Minimum	Median	Mean	Maximum	coefficient of variation
هدایت الکتریکی (میکرو زیمنس بر سانتیمتر)	Electrical Conductivity ($\mu\text{S/cm}$)	693	3400	4300	12500	6.83×10^{-1}
اسیدیته	pH	7.5	7.9	7.9	8.4	2.91×10^{-2}
کلسیم (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)	Calcium (meq/L)	1.95	10.04	10.26	23	5.9×10^{-1}
منیزیم (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)	Magnesium (meq/L)	0.96	6.62	7.89	24	6.24×10^{-2}
سدیم (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)	Sodium (meq/L)	1.6	16.62	27.8	93.91	8.92×10^{-1}
پتاسیم (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)	Potassium (meq/L)	0.35	0.95	1.3	3.8	3.02×10^{-2}
بیکربنات (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)	Bicarbonate (meq/L)	3.83	5.75	6.15	10.87	2.97×10^{-1}
کلراید (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)	Chloride (meq/L)	1.4	19.4	31.7	113	9.33×10^{-1}
سولفات (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)	Sulfate (meq/L)	1.29	7.18	8.12	17.68	6.04×10^{-1}
نیترات (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)	Nitrate (meq/L)	0.007	0.68	0.89	3.93	10.94
فلوئورید (میلی‌اکی‌والان بر لیتر)	Fluoride (meq/L)	0.023	0.031	0.04	0.07	0.25

سرعت کم آب زیرزمینی، زمان ماندگاری بیشتر آب در زیرزمین، تعویض یونی و نوع سازندهای موجود در منطقه می‌باشد. یکی از نمودارهایی که برای بررسی جداگانه ترکیب شیمیایی نمونه‌ها به کار برده می‌شود، نمودار دایره‌ای است که برای نمونه‌های انتخابی در نظر گرفته شده است [۱۶]. شکل (۷) نمودار دایره‌ای را برای نمونه‌ها نشان می‌دهد. در نمودار دایره‌ای شعاع دایره با مقدار هدایت الکتریکی نمونه نسبت مستقیم دارد. همانطور که ملاحظه می‌شود در قسمت‌های شمالی دشت، ترکیب آب زیرزمینی از حاشیه‌های شرقی (مناطق تغذیه) به سمت حاشیه‌های غربی (مناطق تخلیه) تغییر کرده و از میزان بیکربنات کاسته شده و بر میزان سدیم و کلر افزوده شده است و تغییرات کلی آن مطابق با توالی چیبوتارو است و با گذشت زمان ماندگاری آب در جهت مسیر جریان، روند صعودی نشان می‌دهد [۱۸] اما در بخش‌های مرکزی و جنوبی دشت به دلیل اینکه جهت جریان آب زیرزمینی منظم نیست و از جهت

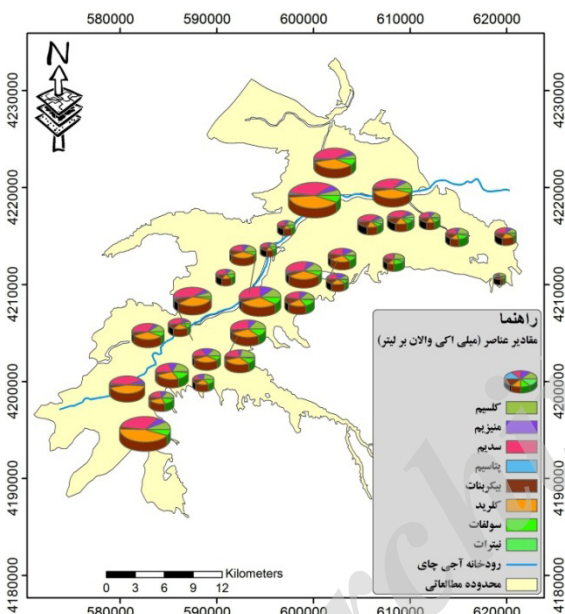
زیادی نمونه در یک نمودار، نشان دادن تفاوت‌ها و شباهت‌ها بین نمونه‌های آب، تأثیر اختلاط بین آب‌های مختلف و بررسی تغییرات زمانی و مکانی نمونه‌ها بهره گرفت [۲۱].

به طور کلی منابع آبی که هدایت الکتریکی پایینی دارند، تیپ بیکربنات و منابع آبی که هدایت الکتریکی بالایی دارند، تیپ کلروره دارند. تیپ‌بندی قسمت‌های مختلف دشت در درجه اول بیانگر نوع سازند زمین‌شناسی است که در تماس با آب زیرزمینی قرار دارد و در درجه دوم مناطق تغذیه و تخلیه دشت و نیز جهت جریان آب زیرزمینی را نشان می‌دهد. شکل (۵) موقعیت نمونه‌های آنالیز شده را روی نمودار پایپر نشان می‌دهد. در حالت کلی تیپ منابع آبی حاصل از آنالیز ۳۰ نمونه محدوده مطالعاتی شامل سه درصد تیپ بیکربنات، ۳۰ درصد تیپ مختلط و ۶۷ درصد تیپ کلروره می‌باشد. شکل (۶) نقشه پهنه‌بندی کیفیت آب زیرزمینی دشت تبریز را نشان می‌دهد. بیکربنات بودن آب در بعضی مناطق نشان‌دهنده جوان بودن آب در این مناطق و ورود سریع آب ناشی از تغذیه بارندگی به آبخوان است. تیپ آب غالب سدیم کلراید در محدوده مطالعاتی نیز به دلیل

1- Chebotarev sequence

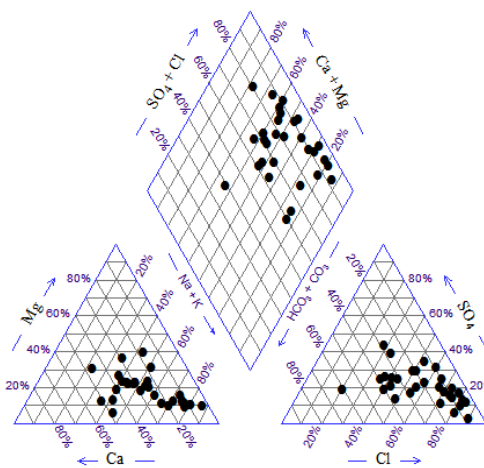


شکل ۶- نقشه پهنه‌بندی کیفیت آب زیرزمینی دشت تبریز
Fig 6. Spatial distribution of groundwater quality of the Tabriz plain



شکل ۷- نمودار دایره‌ای نمونه‌های آب زیرزمینی
Fig 7. Circular diagram of the groundwater samples

انحلال کلسیت و دولومیت می‌تواند باعث فوق اشباع شدن آب‌های زیرزمینی نسبت به کلسیت و دولومیت و در نتیجه رسوب‌گذاری این دو کانی گردد. با این وجود نمونه‌ها نسبت به انیدریت، اپسومیت، ژپس و تاردیت تحت اشباع هستند، یعنی آب زیرزمینی دشت تبریز نسبت به کانی‌های سولفات تحت اشباع هستند و این کانی‌ها می‌توانند همچنان در آب حل شوند. تمامی نمونه‌های آنالیز شده نسبت به CO_2 تحت اشباع می‌باشند. این امر نشانگر قدرت انحلال بیشتر این گاز در آب زیرزمینی دشت تبریز می‌باشد. مقادیر لگاریتم فشار جزئی دی‌اکسیدکربن در آب زیرزمینی منطقه بین $1/85$ - تا $3/04$ - (با مقدار میانگین $2/48$ -) متغیر می‌باشد که این مقدار



شکل ۵- نمودار پایپر نمونه‌های آب زیرزمینی

Figure 5. Piper diagram of the groundwater samples

عمومی جریان آب منحرف شده است، تکامل آب زیرزمینی از توالی جیپوتارو تبعیت نمی‌کند.

مدل هیدروشیمیایی

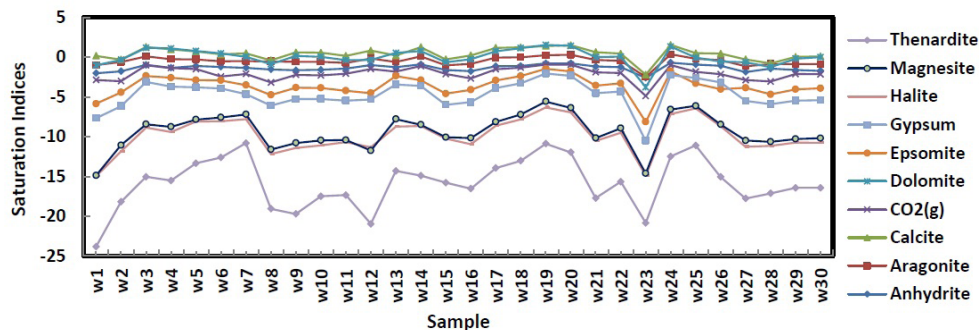
شاخص اشباع برای ارزیابی درجه تعادل بین آب و کانی‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. تغییرات در حالت اشباعیت برای تمایز مراحل مختلف تکامل هیدروشیمیایی و تعیین واکنش‌هایی که در کنترل شیمی آب مهماند، مفید می‌باشند [۱۳]. شاخص اشباع یک کانی از رابطه (۱) بدست می‌آید [۳۴].

$$SI = \log\left(\frac{IAP}{K_t}\right) \quad (1)$$

در این رابطه IAP محصول فعالیت یون گونه‌های شیمیایی جدا در محلول، K_t محصول حلالیت برای ماده شیمیایی در دمای نمونه و SI شاخص اشباع می‌باشد.

در این تحقیق شاخص اشباع تمامی نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه با استفاده از مدل‌سازی ژئوشیمیایی توسط PHREEQC [۳۰]، نسبت به بعضی کانی‌ها محاسبه گردید. بر طبق نظر محققین، در صورتی که شاخص اشباع (SI) کمتر از صفر باشد، آب تحت اشباع است، در صورتی که $SI=0$ باشد آب و ماده در حالت تعادل با یکدیگرند و اگر $SI>0$ باشد، آب فوق اشباع است [۱].

شاخص اشباع نمونه‌ها (شکل ۸) نشان می‌دهد که آب زیرزمینی دشت تبریز نسبت به آراگونیت، کلسیت، دولومیت و منیزیت فوق اشباع می‌باشند، به عبارت دیگر نمونه‌ها نسبت به کانی‌های کربناته فوق اشباع بوده و دیگر تمایلی به انحلال این کانی‌ها ندارند. فوق اشباع بودن کانی‌های کربناته ممکن است از پدیده تبخیر و ته‌نشینی این کانی‌ها [۳۵] یا ته‌نشینی کلسیت یا دولومیت ثانویه در طی انتقال آنها به محیط‌های مختلف صورت بگیرد [۲۲]. همچنین افزایش غلظت‌های کلسیم، منیزیم، بیکربنات یا کربنات از منشأهایی غیر از



شکل ۸- نمودار نمایه‌های اشباع نمونه‌های آب زیرزمینی
Fig 8. Saturation indices diagram of the groundwater samples

تبریز، حد عدم قطعیت برابر با ۰/۱ برای همه داده‌های سنجش به جز pH مفروض گردید. حد عدم قطعیت pH به صورت از پیش تعیین شده برابر ۰/۰۵ واحد می‌باشد. در مرحله بعد مدل‌سازی معکوس توسط کد کامپیوتری PHREEQ [۳۰]، برای تعیین نوع واکنشها و میزان تأثیر هر کدام از آنها در کیفیت هیدروشیمی آب زیرزمینی دشت و مقایسه بین آبخوان‌های آزاد و تحت فشار انجام گرفته است. نتایج مدل‌سازی به صورت خلاصه در جدول (۲) نشان داده شده است. در این جدول مقادیر منفی نشان‌دهنده رسوب و مقادیر مثبت نشان‌دهنده انحلال فاز مدنظر می‌باشد.

نتایج مدل‌سازی نشان می‌دهد که انحلال دولومیت، هالیت، ژپس، کوارتز و CO_2 در طول مسیر یک رخ داده است. در این مسیر واکنش تعویض کاتیونی بین Ca^{2+} و Na^+ رخ داده است ژپس به عنوان بیشترین کانی رسوب کرده و انیدریت بعنوان بیشترین کانی انحلال یافته محاسبه شده است. در طول این مسیر جریان آب زیرزمینی، CO_2 در حجم زیادی در آب انحلال یافته و با انحلال دولومیت همراه شده، که سبب افزایش غلظت HCO_3^- و به نوبه خود سبب ترویج انحلال ژپس شده است. در طول مسیر دو نیز انحلال کلسیت، هالیت و انیدریت و رسوب‌گذاری دولومیت و ژپس رخ داده است. در این مسیر نیز تعویض کاتیونی بین Ca^{2+} و Na^+ رخ داده است اما مقدار این تعویض در مقایسه با مسیر یک کمتر می‌باشد. به طور کلی می‌توان بر اساس نتایج حاصل از مدل‌سازی معکوس گفت که در آبخوان آزاد به علت انحلال بیشتر هالیت و ژپس و تعویض کاتیونی بیشتر، آب زیرزمینی نسبت به آبخوان تحت فشار شوری بیشتری دارد.

شاخص کلروآلکالین^۱

شناخت تغییرات ترکیب آب زیرزمینی در طی حرکت از سطح زمین به طرف پایین، ضروری است. شاخص کلروآلکالین ۱ و ۲، توسط شولر (۱۹۷۷) ارائه گردید [۳۱] که تعویض یونی بین آب زیرزمینی و محیط آبخوان را بیان می‌کند. اگر تعویض یونی سدیم و

میانگین از مقدار فشار جزئی دی‌اکسیدکربن اتمسفر (۳/۵-) بیشتر می‌باشد که بیانگر تجزیه مواد آلی و تنفس ریشه گیاهان به عنوان منشأ دی‌اکسیدکربن است [۳۵]. همچنین نمونه‌ها نسبت به هالیت نیز حالت تحت اشباع نشان می‌دهند.

مدل‌سازی هیدروژئوشیمیایی بویژه مدل‌سازی معکوس که یکی از ابزارهای مفید برای مطالعه تکامل هیدروشیمیایی رخ داده در درون آب زیرزمینی می‌باشد، برای ارزیابی تکامل ژئوشیمیایی آب زیرزمینی از یک نقطه در آبخوان تا نقطه‌ای دیگر که در جهت جریان آب زیرزمینی قرار دارد، به کار می‌رود [۳۲،۳۷] در فرایند مدل‌سازی معکوس، فرایندهای هیدروشیمیایی رخ داده در طی مسیر حرکت آب (از جمله انحلال، رسوب‌گذاری، اختلاط، تبادل کاتیونی) به گونه‌ای شبیه‌سازی می‌گردد که ترکیب نهایی آب موجود حاصل گردد [۲۵].

به دلیل اینکه سیستم آبخوان دشت تبریز به صورت دو آبخوان آزاد و تحت فشار می‌باشد بنابراین نمونه‌هایی که برای مدل‌سازی معکوس می‌بایست انتخاب شوند، اولاً باید هر دو از یک آبخوان باشند و ثانیاً هر دو نقطه نمونه‌برداری در مسیر جهت جریان آب زیرزمینی باشند [۲۷]. برای ارزیابی هیدروشیمی دو آبخوان به صورت جداگانه مدل‌سازی معکوس برای هر دو آبخوان صورت گرفت. برای آبخوان آزاد (مسیر یک)، نمونه سه به عنوان نمونه اولیه و نمونه ۳۰ به عنوان نمونه نهایی و برای آبخوان تحت فشار (مسیر دو) نمونه هشت به عنوان نمونه اولیه و نمونه ۱۰ به عنوان نمونه نهایی انتخاب شدند. بر طبق نتایج آنالیز کیفی آب زیرزمینی کاتیون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم و سیلیس و آنیون‌های سولفات، کلراید و بیکربنات و پارامتر pH در مدل‌سازی به کار گرفته شدند. معیارهای اصلی برای انتخاب فازهای کانیایی امکان‌پذیر در آبخوان، اندازه‌گیری و آنالیز کانی‌های آبخوان، ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی و نوع آبخوان می‌باشد [۱۹،۲۷]. بنابراین فازهای کانیایی محتمل شامل کلسیت، دولومیت، هالیت، ژپس، کوارتز، آلپیت، CaX_2 و NaX مدنظر قرار گرفتند. برای آبخوان آزاد، $\text{CO}_2(\text{g})$ نیز به عنوان فاز کانیایی انتخاب گردید [۲۶]. در هر فرایند مدل‌سازی معکوس با توجه به خطای موجود در داده‌های اندازه‌گیری شده، یک عدم قطعیت در نظر گرفته می‌شود. در مدل‌سازی معکوس صورت گرفته برای آبخوان دشت

1- Chloro Alkaline Index

جدول ۲- نتایج حاصل از مدل‌سازی هیدروشیمیایی معکوس آب زیرزمینی آبخوان‌های دشت تبریز

Table 2. The results of the inverse hydrochemical modeling of the Tabriz plain aquifers groundwater

مسیر	Path	Calcite (mmol/L)	Dolomite (mmol/L)	Halite (mmol/L)	Gypsum (mmol/L)	Anhydrite (mmol/L)	Cation exchange (CaX ₂) (mmol/L)	Cation exchange (NaX) (mmol/L)	CO ₂ (g) (mmol/L)
1	1	-2.51×10 ⁻³	3.99×10 ⁻³	1.1×10 ⁻²	27.76	-27.75	-5.84×10 ⁻³	1.16×10 ⁻²	5.4×10 ⁻³
2	2	1.68×10 ⁻³	-8.17×10 ⁻⁴	1.08×10 ⁻³	-1.12	1.12	-1.05×10 ⁻³	2.11×10 ⁻³	-

متقابل آب و سنگ و تبخیر در شیمی آب زیرزمینی منطقه است. تغییرات گسترده نسبت $\text{Na}^+(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ با مقادیر TDS نسبتاً ثابت، احتمالاً وقوع تعویض یونی در آب زیرزمینی منطقه را نشان می‌دهد [۲۶]. در طی تعویض یونی، یک میلی‌مول بر لیتر کلسیم با دو میلی‌مول بر لیتر سدیم تعویض می‌شود که این فرایند نمی‌تواند به طور قابل توجهی مقدار TDS آب را تغییر دهد، زیرا وزن یک میلی‌مول بر لیتر کلسیم (40 mg/L) تقریباً برابر با دو میلی‌مول بر لیتر سدیم (23×2=46 mg/L) می‌باشد.

تحلیل عاملی^۱

در این تحقیق جهت تعیین عوامل مؤثر بر کیفیت آب آبخوان دشت تبریز، از روش تحلیل عاملی استفاده شده است. اولین مرحله در این روش استاندارد کردن پارامترهاست. این کار به منظور غلبه بر مشکل متفاوت بودن واحدهای متغیرها می‌باشد [۱۷]. مرحله بعد به دست آوردن عوامل از پارامترهای مورد استفاده است که برای انجام تجزیه از روش اجزای اصلی استفاده گردید. چرخش عوامل اصلی به روش واریانس صورت گرفت [۲۹]. برای این منظور ابتدا مقادیر ویژه، واریانس، درصد واریانس و واریانس تجمعی برای بررسی دقیق متغیرها و انتخاب مناسب عوامل مؤثر بر سیستم محاسبه می‌شوند. عموماً در این روش مقادیر ویژه بالاتر از یک را به عنوان عوامل مؤثر بر سیستم در نظر می‌گیرند [۴].

بر این اساس سه عامل که مقادیر ویژه بالاتر از یک دارند به عنوان عوامل اصلی شناسایی شدند که حدود ۸۱ درصد از تغییرات کل را شامل می‌شوند. از میان عوامل حاصله، اولین عامل بیشترین واریانس را شامل می‌شود و به ترتیب عوامل بعدی مقادیر کمتری از واریانس را نشان می‌دهند. تفسیر و تعیین منشأ هر یک از این عامل‌ها بر اساس بارهای عاملی، شرایط هیدروژئولوژیکی، زمین‌شناختی و فرایندهای هیدروشیمیایی صورت می‌گیرد. جدول (۳) ماتریس عوامل سه عامل را نشان می‌دهد. ضرایب بالای (یک تا منفی یک) پارامترهای بدست آمده (مثبت یا منفی) که تشکیل‌دهنده هر یک از عوامل هستند، نشان‌دهنده تأثیر بالای آن متغیر (مثبت یا منفی)

پتاسیم از آب با منیزیم و کلسیم در سنگ وجود داشته باشد، تعویض یونی به صورت مستقیم خواهد بود و شاخص‌ها مثبت می‌باشند. اگر تعویض معکوس باشد، بنابراین تعویض غیرمستقیم و شاخص‌ها منفی خواهند بود [۱]. منشأ یون بیکربنات را با استفاده از شاخص کلروآلکالین نیز می‌توان مشخص کرد. مقادیر مثبت این شاخص نشان می‌دهد که منشأ یون بیکربنات در آب، هوازگی کانی‌های سیلیکاتی می‌باشد در حالی که مقادیر منفی برای این شاخص، منشأ کانی‌های کربناته را برای یون بیکربنات بیان می‌کند. در ضمن منشأ بیکربنات می‌تواند از فعالیت‌های انسانی نیز باشد [۱۲].

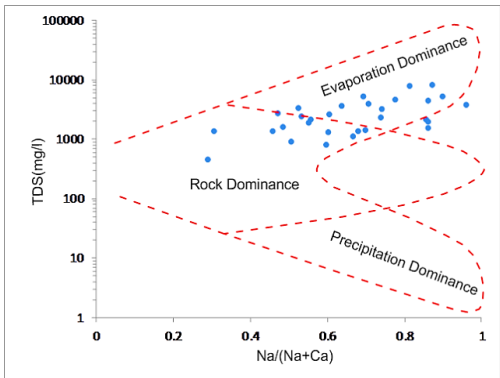
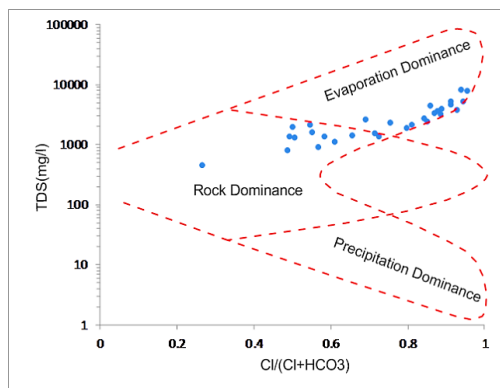
شاخص‌های کلروآلکالین برای هر نمونه آب زیرزمینی در محدوده مطالعاتی محاسبه و در نمودار شکل (۹) نشان داده شده است. در ۴۳ درصد از نمونه‌ها این شاخص منفی و بیانگر تعویض یونی معکوس و نشانگر کانی‌های کربناته بعنوان منشأ یون بیکربنات در این نمونه‌هاست و برای ۵۷ درصد از نمونه‌ها این شاخص مثبت و نشانگر تعویض یونی عادی و بیانگر هوازگی کانی‌های سیلیکاتی به عنوان منشأ یون بیکربنات است.

مکانیسم تکامل آب زیرزمینی

مکانیسم‌هایی که شیمی آب و تکامل آن را کنترل می‌کنند، توسط گیس (۱۹۷۰) [۲۰] به سه دسته تقسیم شده‌اند: هوازگی سنگ، تبخیر و ریزش‌های جوی. گیس به منظور ارزیابی منشأ مواد شیمیایی محلول در آب، دو نمودار به صورت نسبت $\text{Na}^+(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ و $\text{Cl}^-(\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ در مقابل کل مواد جامد محلول (TDS) تهیه کرد. در این نمودارها، در نمونه‌های دارای نسبت $\text{Na}^+(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ بالا و TDS پایین، ریزش‌های جوی بیشترین تأثیر را روی شیمی آب‌های منطقه دارند. نسبت $\text{Na}^+(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ پایین و TDS بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر نشانگر تأثیر فرایندهای هوازگی سنگها و در صورت افزایش هر دوی این مقادیر به ترتیب نشانگر تأثیر تبخیر و تأثیر آب‌های شور، به عنوان عامل اصلی کنترل‌کننده شیمی آب محسوب می‌شوند.

شکل (۱۰) موقعیت نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه در نمودار گیس را نشان می‌دهد که بیانگر تأثیر هوازگی و واکنش

1- Factor Analysis



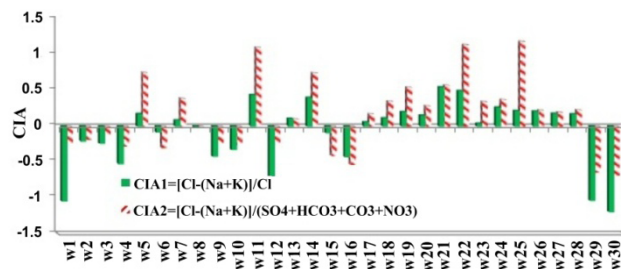
شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌ها در نمودار گیبس [۱۹]

Fig 10. Positions of the samples in Gibbs diagram

تبریز به ویژه انتهای غربی شهر را تحت تأثیر قرار داده است. در این بخش از آبخوان بیشترین مقدار نیترات با مقدار ۲۴۳/۷ میلی‌گرم بر لیتر اندازه‌گیری شد. علت غلظت بالای نیترات در این قسمت این است که اولاً در منطقه شهری قرار گرفته که باعث نفوذ پساب‌ها و فاضلاب‌های خانگی به آب زیرزمینی آبخوان می‌شود و ثانیاً فعالیت کشاورزی در آن زیاد است [۳]. با توجه به مشخصه‌های موجود در هر عامل و منشأ آنها، می‌توان گفت که عامل اول و دوم نشان‌دهنده تأثیر سازندهای زمین‌شناسی منطقه در آب زیرزمینی است و زمین‌زاد نامیده می‌شود و عامل سوم که حاصل تأثیر فعالیت‌های انسانی و کشاورزی در آب زیرزمینی منطقه است، انسان‌زاد نامیده می‌شود.

نتیجه‌گیری

آب زیرزمینی دشت تبریز شوری بسیار بالایی دارد. میزان شوری آب این دشت از ۶۹۳ تا ۱۲۵۰۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر متغیر می‌باشد. این شوری بسیار بالا می‌تواند ناشی از انحلال سازندهای تبخیری و نمکی موجود در منطقه، نفوذ آب شور از رودخانه آجی‌چای، نفوذ پساب‌های شهری و صنعتی و تبخیر باشد. کاتیون‌ها و آنیون‌های غالب در آب زیرزمینی منطقه به ترتیب سدیم و کلر می‌باشند. تیپ آب غالب سدیم کلراید در محدوده مطالعاتی نیز به دلیل سرعت کم آب زیرزمینی، زمان ماندگاری بیشتر آب در زیرزمین، تعویض یونی و نوع سازندهای موجود در منطقه می‌باشد. بررسی‌ها نشان داد که ترکیب آب زیرزمینی از حاشیه‌های شرقی به



شکل ۹- نمودار مقادیر شاخص کلرو آلکالین نمونه‌های آب زیرزمینی

Fig 9. Chloro-alkaline index values of the groundwater samples

می‌باشد. توزیع مکانی بارهای عاملی می‌تواند در تفسیر و تعیین منشأ عوامل مؤثر بر کیفیت آب زیرزمینی مفید باشد. در این تحقیق برای تهیه نقشه توزیع مکانی بارهای عاملی از روش درون‌یابی کریجینگ استفاده گردید.

همانطور که در شکل (۱۱) مشاهده می‌شود، پارامترهای مؤثر در عامل اول شامل یون‌های سدیم، پتاسیم، کلراید، فلوئورید و هدایت الکتریکی با بارهای عاملی بالای مثبت می‌باشند که نشان‌دهنده روند عمومی آب‌های زیرزمینی است و نشانگر تأثیر سازندهای تبخیری و نمکی در آب زیرزمینی و انحلال کانی‌های موجود در این سازندها (سازندهای میوسن و پلیوسن در منطقه) می‌باشد و حدود ۳۴ درصد از تغییرات کیفیت آب زیرزمینی را کنترل می‌کند. این عامل به علت تأثیر هدایت الکتریکی در آن، مؤثرترین عامل شوری محسوب می‌شود. بارهای عاملی قوی بین سدیم و پتاسیم هوازدهگی طبیعی کانی‌های سنگها و فرایندهای تعویض یونی گوناگون را بیان می‌کند [۱۵]. توزیع مکانی بار عامل اول در شکل (a12) نشان می‌دهد که این عامل بیشتر بخش شمالی دشت و نزدیک رودخانه آجی‌چای را تحت تأثیر قرار داده است که بیشترین مقدار هدایت الکتریکی نیز از این منطقه اندازه‌گیری شده است. عامل دوم با واریانس حدود ۲۹ درصد شامل کلسیم، منیزیم و سولفات با بار عاملی مثبت و pH با بار عاملی منفی می‌باشد که می‌توان آن را به انحلال تبخیری‌ها به ویژه ژپس نسبت داد. تأثیر منفی اسیدیته در این عامل بر این نکته اشاره دارد که سرعت هوازدهگی اینگونه کانی‌ها در محیط‌های اسیدی بیشتر از محیط‌های بازی است. توزیع مکانی بار عاملی دوم در شکل (b12) نشان داده شده است.

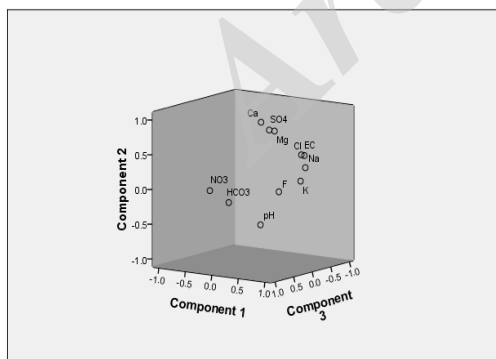
عامل سوم حدود ۱۷ درصد از تغییرات کیفیت آب زیرزمینی را کنترل می‌کند و شامل بیکربنات و نیترات با بار عاملی مثبت می‌باشد. از آنجایی که غلظت نیترات در آب زیرزمینی بیشتر متأثر از نفوذ فاضلاب‌های شهری و آبشویی کودهای کشاورزی است، می‌توان عامل سوم را به فعالیت‌های انسانی نسبت داد و در واقع این عامل منشأ آلودگی آب زیرزمینی منطقه است. توزیع مکانی بار عاملی سوم (شکل c12) نیز نشان می‌دهد که این عامل بیشتر محدوده شهر

جدول ۳- نتایج تجزیه به عوامل پس از چرخش واریماکس

Table 3. The results of the principal components analysis after vaimax rotation

مولفه	Component	عامل	عامل	عامل
		یک	دو	سه
		Factor 1	Factor 2	Factor 3
هدایت الکتریکی	Electrical conductivity	0.834	0.520	-0.108
اسیدیته	pH	-0.152	-0.633	-0.417
کلسیم	Calcium	0.122	0.926	-0.040
منیزیم	Magnesium	0.311	0.805	-0.133
سدیم	Sodium	0.909	0.342	-0.109
پتاسیم	Potassium	0.925	0.172	0.042
بیکربنات	Bicarbonate	0.176	-0.087	0.908
کلراید	Chloride	0.824	0.494	-0.204
سولفات	Sulfate	0.298	0.836	0.009
نیترات	Nitrate	-0.197	0.043	0.884
فلوئوراید	Fluoride	0.619	0.009	0.190
مقدار ویژه	Eigen value	3.73	3.27	1.90
درصد واریانس هر عامل	Percentage of variance	33.94	29.78	17.29
درصد تجمعی واریانس	Cumulative percent of variance	33.94	63.72	81.02

Component Plot in Rotated Space



شکل ۱۱- نمودار ضرایب چرخش عاملها

Fig 11. Plot of the rotation coefficients of the factors

سمت حاشیه‌های غربی تغییر کرده و از توالی چیبوتارو تبعیت می‌کند در حالی که در بخش‌های مرکزی و جنوبی دشت به دلیل اینکه جهت جریان آب زیرزمینی منظم نیست و از جهت عمومی جریان آب منحرف شده است، تکامل آب زیرزمینی از توالی چیبوتارو تبعیت نمی‌کند. بررسی شاخص اشباع کانی‌ها نشان داد که آب زیرزمینی دشت تبریز نسبت به کانی‌های کربناته فوق اشباع و نسبت به کانی‌های سولفاته و هالیت تحت اشباع می‌باشد. فوق اشباع بودن کلسیت و دولومیت بیانگر کافی بودن زمان ماندگاری آب در آبخوان برای انحلال کانی‌های کربناته می‌باشد. نمودار گیبس نمونه‌های آب زیرزمینی نشان داد که هوازدگی و اندرکنش آب و سنگ و تبخیر در شیمی آب زیرزمینی منطقه مهم می‌باشند. نتایج مدل‌سازی معکوس بیانگر آن است که در آبخوان آزاد به علت انحلال بیشتر هالیت و ژپس و تعویض کاتیونی بیشتر، آب زیرزمینی نسبت به آبخوان تحت فشار شوری بیشتری دارد. بررسی تحلیل عاملی نشان داد که کیفیت آب زیرزمینی منطقه توسط سه عامل کنترل می‌شود. عامل اول و دوم ناشی از تأثیر سازندها و واکنش آب-سنگ می‌باشد که زمین‌زاد نامیده می‌شوند و عامل سوم حاصل تأثیر فعالیت‌های انسانی و کشاورزی می‌باشد که انسان‌زاد گفته می‌شود.

منابع

1. Aghazadeh, N. and Asghari Mogaddam, A. 2011. Investigation of hydrochemical characteristics of groundwater in the Harzandat aquifer, Iran. Environmental Monitoring and Assessment. 176: 183-195.
2. Aris, AZ. Abdullah, MH. Ahmed, A. and Woong, KK. 2007. Controlling factors of groundwater hydrochemistry in a small island's aquifer. Environmental Science. 4: 441-450.
3. Asghari Moghaddam, A. and Barzegar, R. 2015a. Investigation of Nitrate Concentration Anomaly Source and Vulnerability of Groundwater Resources of Tabriz Plain Using AVI and GOD Methods. Water and soil science. 24(4): 11-27.
4. Asghari Moghaddam, A. And Barzegar, R. 2015b. Considering factors affecting high Arsenic concentration in groundwater resources of Tabriz Plain aquifers. Geosciences Journal. 94: 339-352.
5. Asghri Moghaddam, A. 1991. The hydrogeology of the Tabriz area, Iran, Ph.D. thesis, Dept. Of geological Sciences, University College London.
6. Asghri Moghaddam, A. and Allaf Najib, M. 2006. Hydrogeologic characteristics of the alluvial tuff

aquifer of northern Sahand Mountain slopes, Tabriz, Iran. *Hydrogeology Journal*. 14: 1319-1329.

7. Barbecot, F. Marlin, C. Gibert, E. and Dever, L. 2000. Hydrochemical and isotopic characterization of the Bathonian and Bajocian coastal aquifer of the Caen area (northern France). *Applied Geochemistry*. 15:791-805.

8. Barzegar, R. 2014. The investigation of quantitative and qualitative of Tabriz plain aquifer groundwater resources. M.Sc. thesis. Faculty of natural sciences. University of Tabriz, 175 pages. (In Persian).

9. Barzegar, R. Asghari Moghaddam, A. and Kazemian, N. 2015c. Assessment of heavy metals concentrations with emphasis on arsenic in the Tabriz plain aquifers, Iran. *Environmental Earth Sciences*. 74(1): 297-313.

10. Belkhir, L. Boudoukha, A. Mouni, L. and Baouz, T. 2010. Application of multivariate statistical methods and inverse geochemical modeling for characterization of groundwater — A case study: Ain Azel plain (Algeria). *Geoderma*. 159: 390-398.

11. Berberian, M. 1976. Contribution to the Seismotectonics of Iran (Part II). Geological survey of Iran, Reo. No. 39, 518 P.5 Maps. 259 Figures.

12. Chidambaram, S. Karmegam, U. Prasanna, MV. Sasidhar, P. and Vasanthavignar, M. 2011. A study on hydrochemical elucidation of coastal groundwater in and around Kalpakkam region, Southern India. *Environmental Earth Sciences*. 64: 1419-1431.

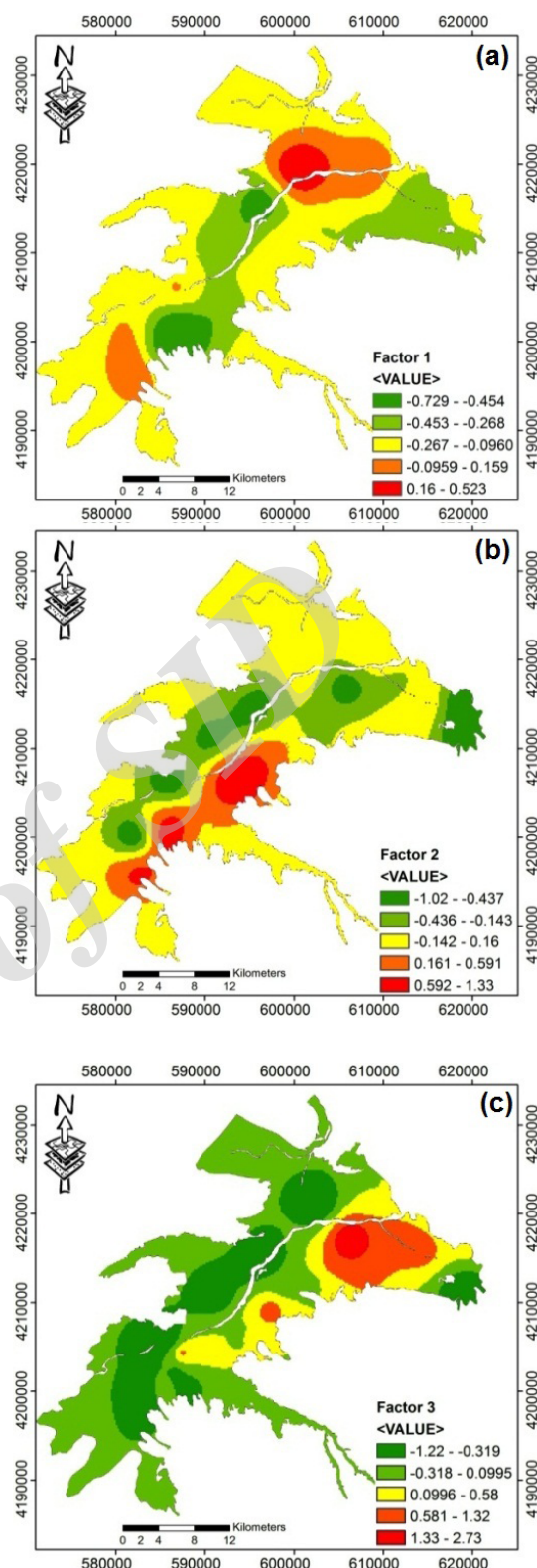
13. Coetsiers, M. and Walraevens, K. 2006. Chemical characterization of the Neogene Aquifer, Belgium. *Hydrogeology Journal*. 14: 1556-1568.

14. Dragon, K. 2006. Application of factor analysis to study contamination of a semi-confined aquifer (Wielkopolska Buried Valley aquifer, Poland). *Journal of Hydrology*. 331: 272-279.

15. Drever, JI. 1997. *The Geochemistry of Natural Waters: Surface and Groundwater Environments*, USA, Prentice-Hall.

16. Fetter, CW. 1988. *Applied hydrogeology*, 2d ed., USA, Merrill Publishing Company.

17. Fitzpatrick, ML. Long, DT. And Pijanowski, BC. 2007. Exploring the effects of urban and



شکل ۱۲- توزیع مکانی بارهای الف) عامل اول، ب) عامل دوم و ج) عامل سوم در تحلیل عامل

Fig 12. The spatial distribution of loadings of a (first factor ,b (second factor and c (third factor

assessment using multivariate analytical methods: a case study of the Western Niger Delta, Nigeria. *Physics and Chemistry of the Earth*. 33: 666-673.

30. Parkhurst, DL. and Appelo, CAJ. 1999. Users guide to PHREEQC: a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical modeling, US Geological Survey Water Resource Investigation Report 99-4259, 312 pp.

31. Schoeller, H. 1977. Geochemistry of groundwater. In: *Groundwater studies-an international guide for research and practice*, UNESCO, Paris, 15: 1-18.

32. Sharif, MU. Davis, RK. Steele, KF. Kim, B. Kreese, TM. Fazio, JA. 2008 Inverse geochemical modeling of groundwater evolution with emphasis on arsenic in the Mississippi River Valley alluvial aquifer, Arkansas (USA). *Journal of Hydrology*. 350: 41-55.

33. Sikdar, PK. Sarkar, SS. and Palchoudhury, S. 2001. Geochemical evolution of groundwater in the Quaternary aquifer of Calcutta and Howrah, India. *Journal of Asian Earth Science*. 19: 579-594.

34. Singh, EJ. Gupta, A. and Singh, NR. 2013. Groundwater quality in Imphal West district, Manipur, India, with multivariate statistical analysis of data. *Environmental Science and Pollution Research Int*. 20: 2421-2434.

35. Srinivasamoorthy, K. Vasanthavignar, M. Vijayaraghavan, K. Sarathidasan, R. and Gopinath, S. 2013. Hydrochemistry of groundwater in a coastal region of Cuddalore district, Tamilnadu, India: implication for quality assessment. *Arabian Journal of Geoscience*. 6: 441-454.

36. Subba Rao, N. and Surya Rao P. 2009. Major ion chemistry of groundwater in a river basin: a study from India. *Environmental Earth Sciences*. 61: 757-775.

37. Wang, PM. Anderko, A. Springer, RD. Kosinski, JJ. and Lencka, MM. 2010. Modeling chemical and phase equilibria in geochemical systems using a speciation-based model. *Journal of Geochemical Exploration*. 106: 219-225.

38. Xing, L. and Guo, H. Zhan, Y. 2013. Groundwater hydrochemical characteristics and processes along flow paths in the North China Plain. *Journal of Asian Earth Sciences*. 70-71: 250-264.

agricultural land use on surface water chemistry, across a regional watershed, using multivariate statistics. *Applied Geochemistry* 22:1825-1840.

18. Freeze, AR. and Cherry, JA. 1979. *Groundwater*. USA, Prentice-Hall Inc, Englewood Cliffs.

19. Gao, WB. 2005. Application of Inverse Simulation Method in Groundwater Evolution of Huanhe Group in the Ordos Basin, Ph.D. Dissertation. Xi'an: Chang'an University.

20. Gibbs, RJ. 1970. Mechanism controlling world water chemistry. *Science* 170: 1088-1090.

21. Guler, C. Thyne, GD. McCray, JE. Turner, AK. 2002. Evaluation of graphical and multivariate statistical method for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*. 10: 455-474.

22. Halim, MA. Majumder, RK. Nessa SA. Hiroshiro, Y. Uddin, MJ. Shimada J. and Jinno, K. 2009. Hydrogeochemistry and arsenic contamination of groundwater in the Ganges delta plain, Bangladesh. *Journal of Hazard*. 164: 1335-1345.

23. Jolliffe, IT. 2002. *Principal Component Analysis*, 2nd ed., New York, Springer.

24. Kumar, M. Ramanathan, AL. Rao, MS. and Kumar, B. 2006. Identification and evaluation of hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Delhi, India. *Environmental geology*. 50 (7): 1025-1039.

25. Langmuir, D. 1997. *Aqueous Environmental Geochemistry*, Prentice-Hall Inc.

26. Li, PY. Qian, H. Wu, JH. and Ding, J. 2010. Geochemical modeling of groundwater in southern plain area of Pengyang County, Ningxia, China. *Water Science and Engineering*. 3(3): 282-291.

27. Luo, QB. Kang, WD. Xie, YL. and Zhao BF. 2008. Groundwater hydrogeochemistry simulation in the Jingbian area of the Luohe of Cretaceous. *Ground Water*. 30: 22-24.

28. Mencio, A. and Mas-Pla, J. 2008. Assessment by multivariate analysis of groundwater-surface water interactions in urbanized Mediterranean Streams, *Journal of Hydrology*. 352: 355-366.

29. Omo-Irabor, OO. Olobaniyi, SB. Oduyemi, K. and Akunna, J. 2008. Surface and groundwater quality

*Abstract***Investigation of hydrogeochemical characteristics of the aquifer of the Tabriz Plain using the hydrochemical models and statistical methods**R. Barzegar¹, A. Asghari Moghaddam², M. Najib³ and N Kazemian⁴

Received:2015.3.14 Accepted:2016.10.23

The Tabriz plain with an area of more than 700 km² extends from the eastern side of Tabriz city to the salt flats of Urmia Lake. In this study, in order to assess the hydrochemical characteristics of the groundwater of aquifer of the Tabriz plain, 30 groundwater samples were collected in October 2012 and analyzed at hydrogeology Laboratory of university of Tabriz. The aim of this study is to evaluate the hydrochemical characteristics of the Tabriz plain aquifer and the groundwater sequence evolution. In this context the multivariate statistical techniques such as factor analysis, saturation index of minerals, chloro-alkaline index and inverse hydrochemical modeling were used. Saturation index of minerals show that the groundwater is saturated with respect to the carbonate minerals, under saturated with respect to the halite and sulfate minerals. The results of the factor analysis show that three factors were affecting the quality of the groundwater in the Tabriz plain. The first and second components resulting from affecting of formations and water-rocks interactions, so called geogenetic, and the third component is because of the anthropogenic phenomena.

Keywords: *The Tabriz plain, Hydrochemistry, Factor analysis, Hydrochemical modeling, PHREEQ*

1- Ph.D. student, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

2- Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Corresponding Author Email: moghaddam@tabrizu.ac.ir

3- Groundwater expert at East Azarbaijan Regional Water Authority

4- Water quality control laboratory expert, East Azarbaijan state water and waste water company