





دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه اکتشاف

پایان نامه کارشناسی ارشد

عنوان:

بررسی مطالعات هیدروژئوشیمی و هیدروژئولوژیکی منطقه زمین گرمایی سرعین

دانشجو: آرا السادات بنی جمالی

اساتید راهنما:

دکتر فرامرز دولتی

دکتر سهیل پرخیال

استاد مشاور:

مهندس محمدرضا رحمانی

شهریور ۱۳۹۲

چکیده

مطالعات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئولوژیکی نقش بسیار مهمی در بهره‌برداری از مخازن زمین‌گرمایی ایفا می‌کنند. در پایان‌نامه حاضر، خصوصیات هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئولوژیکی مخزن زمین‌گرمایی سرعین مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور ابتدا ویژگی‌های زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه بررسی و بر اساس این مطالعات گسل‌های منطقه شناسایی شدند. سپس خصوصیات هیدروژئوشیمیایی مورد مطالعه قرار گرفت. در بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی به منظور تعیین تیپ و منشأ آب چشمه‌ها از نمودارهای مختلفی از جمله نمودار استیف، پایپر، فیکلین، نمودارهای سه‌تایی آنیون‌ها و کاتیون‌ها، نمودار اختلاط آب‌ها و نمودارهای ایزوتوپی استفاده شد و بر اساس این نمودارها این نتیجه حاصل شد که تیپ آب چشمه‌های منطقه بی‌کربنات-سولفات بوده و دارای منشأ جوی می‌باشد. همچنین در این منطقه چشمه‌های آب گرم تحت تاثیر اختلاط آب‌های زیرزمینی و آب‌های زمین‌گرمایی قرار گرفته‌اند.

مطالعات هیدروژئولوژیکی‌شان داد که جهت جریان از سمت غرب به شرق منطقه مورد مطالعه می‌باشد که به وسیله گسل‌هایی، آب از ارتفاعات سبلان که در شمال غرب سرعین واقع شده است، مخزن زمین‌گرمایی سرعین را تغذیه می‌کند. علاوه بر این، نتایج بدست آمده از این مطالعات وجود پدیده اختلاط آب‌های زمین‌گرمایی با آب‌های زیرزمینی را تایید می‌کند. نتایج حاصل از پایان‌نامه حاضر می‌تواند در بهره‌برداری مناسب از منابع انرژی زمین‌گرمایی منطقه و توسعه چاه‌های بهره‌برداری بسیار موثر باشد.

کلمات کلیدی: زمین‌گرمایی، هیدروژئولوژی، هیدروژئوشیمی، سرعین

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول: کلیات	
۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- چرخه هیدرولوژی.....	۴
۳-۱- تعریف هیدروژئولوژی.....	۶
۴-۱- آبخوان.....	۷
۴-۱-۱- تشکیل آبخوان‌ها.....	۷
۵-۱- بار هیدرولیکی.....	۸
۶-۱- چشمه‌های آب.....	۹
۷-۱- تعیین جهت جریان آب‌های زیرزمینی.....	۱۲
۸-۱- ژئوترمومتری.....	۱۲
۸-۱-۱- ژئوترموترهای شیمیایی.....	۱۳
۸-۱-۲- ژئوترموترهای آبی یا مواد حل شونده.....	۱۴
۸-۱-۳- ژئوترموترهای سیلیسی.....	۱۴
۸-۱-۴- ژئوترموترهای Na-K.....	۱۶
۸-۱-۴- ژئوترموترهای K-Mg.....	۱۷
۹-۱- ضرورت و اهداف پایان نامه.....	۱۷
۱۰-۱- روش تحقیق.....	۱۸
۹-۱- ساختار پایان نامه.....	۱۸

فصل دوم: تئوری روش و مروری بر کارهای انجام شده

- ۱-۲- مطالعات هیدروژئوشیمی..... ۲۱
- ۲-۲- مطالعات ایزوتوپی..... ۴۰

فصل سوم: موقعیت جغرافیایی منطقه، زمین شناسی

- ۱-۳- مقدمه..... ۶۲
- ۲-۳- موقعیت جغرافیایی شهرستان سرعین..... ۶۲
- ۳-۳- جمعیت شهر سرعین..... ۶۳
- ۴-۳- آب و هوای منطقه مورد مطالعه..... ۶۴
- ۵-۳- پهنه بندی اقلیمی شهرستان سرعین..... ۶۷
- ۱-۵-۳- پهنه بندی اقلیمی شهرستان سرعین به روش دی مارتن..... ۶۸
- ۶-۳- زمین شناسی منطقه سرعین..... ۶۹
- ۱-۶-۳- چینه شناسی منطقه سرعین..... ۶۹
- ۲-۶-۳- زمین شناسی ساختمانی منطقه سرعین..... ۷۴
- ۳-۶-۳- مورفولوژی و ساختار زمین..... ۷۵
- ۷-۳- هیدرولوژی منطقه..... ۷۶
- ۸-۳- هیدروژئولوژی منطقه..... ۷۶
- ۱-۸-۳- چشمه های آب سرعین..... ۷۷

فصل چهارم: مطالعات هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئولوژیکی منطقه سرعین

- ۱-۴- مقدمه..... ۷۹

۷۹.....	۲-۴- چشمه‌های آب منطقه سرعین.....
۸۲.....	۳-۴- بررسی pH.....
۸۳.....	۴-۴- بررسی سختی کل آب.....
۸۴.....	۵-۴- طبقه‌بندی آب چشمه‌ها بر اساس شاخص مواد محلول کل.....
۸۶.....	۶-۴- تعیین تیپ آب چشمه‌ها.....
۸۶.....	۱-۶-۴- نمودارهای شیمی آب.....
۸۶.....	۲-۶-۴- نمودار استیف.....
۸۸.....	۳-۶-۴- نمودار پایپر.....
۸۹.....	۴-۶-۴- نمودار سه‌تایی آنیون‌ها.....
۹۲.....	۵-۶-۴- نمودار Na-K-Mg.....
۹۴.....	۶-۶-۴- اختلاط.....
۹۵.....	۷-۶-۴- تغییرات غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی نسبت به کلرید.....
۹۶.....	۸-۶-۴- تغییرات غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی نسبت به درجه حرارت.....
۱۰۰.....	۹-۶-۴- نمودار تغییرات کلر در برابر منیزیم.....
۱۰۲.....	۱۰-۶-۴- بررسی تغییرات کلر در برابر بور.....
۱۰۴.....	۷-۴- ژئوترموتری.....
۱۰۴.....	۱-۷-۴- نمودار Na-K-Ca-Mg.....
۱۰۵.....	۸-۴- مطالعات ایزوتوپی.....
۱۱۰.....	۹-۴- مطالعات هیدروژئولوژیکی.....
۱۱۰.....	۱۰-۴- روش انجام کار.....

فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات

۱۲۲.....	۵-۱- مقدمه.....
۱۲۲.....	۵-۲- نتیجه گیری.....
۱۲۳.....	۵-۳- پیشنهادات.....
۱۲۴.....	مراجع.....

فهرست اشکال

عنوان	صفحه
۱-۱- جریان آب در لایه‌های مختلف زمین.....	۳
۲-۱- نمایش شماتیکی چرخه هیدرولوژی در طبیعت.....	۶
۳-۱- مقطع نشان‌دهنده آبخوان آزاد و جهت حرکت آب‌های زیرزمینی.....	۷
۴-۱- چشمه‌های آبی که نتیجه جریان آب زیرزمینی از طریق رسوبات نفوذ پذیر به سطح زمین می‌باشد.....	۱۰
۱-۲- موقعیت میداین زمین‌گرمایی در بویوک مندرس.....	۲۲
۲-۲- موقعیت میدان زمین‌گرمایی بالکوا در ترکیه.....	۲۵
۳-۲- نمودار سه‌تایی آنیون‌ها در میدان زمین‌گرمایی بالکوا.....	۲۶
۴-۲- نمودار سه‌تایی کاتیون‌ها در میدان زمین‌گرمایی بالکوا.....	۲۷
۵-۲- تغییرات در غلظت Mg , B و SiO_2 در آب‌های میدان بالکوا.....	۲۸
۶-۲- نمودار شولر برای آب‌های مناطق دردین و افتنی.....	۳۰
۷-۲- موقعیت میدان زمین‌گرمایی زایان.....	۳۱
۸-۲- نمودار پایپر برای یون‌های اصلی آب‌های حرارتی میدان زمین‌گرمایی زایان.....	۳۳
۹-۲- رابطه بین مقدار Na و K , HCO_3 , SO_4 , SiO_2 , TDS در مقابل کلر برای آب‌های زمین‌گرمایی زایان.....	۳۴
۱۰-۲- تغییرات غلظت Na و K , Ca , Mg , SO_4 , HCO_3 , Cl , SiO_2 در مقابل درجه حرارت برای آب‌های حرارتی زایان.....	۳۵
۱۱-۲- تغییرات غلظت یون‌های اصلی از قبیل سدیم، پتاسیم، کلسیم، منیزیم، سولفات، بی‌کربنات، کلرید و سیلیس و تغییرات pH در مقابل افزایش عمق.....	۳۶
۱۲-۲- نمودار سه‌تایی کاتیون‌ها برای نمونه‌های آبی میدان زمین‌گرمایی زایان.....	۳۷
۱۳-۲- نمودار پایپر برای نمونه‌های آبی حوزه دریاچه وایت.....	۳۹
۱۴-۲- نمودار سه‌تایی Na-K-Mg برای نمونه‌های آبی دریاچه وایت.....	۴۰

- ۱۵-۲- ترکیبات ایزوتوپی پایدار سیالات زمین‌گرمایی در بویوک مندرس..... ۴۱
- ۱۶-۲- نمودار $\delta^2\text{H}$ و $\delta^{18}\text{O}$ برای آب‌های میدان بالکوا..... ۴۵
- ۱۷-۲- نمودار $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ برای آب‌های سرد و حرارتی منطقه دردین و افتنی..... ۴۶
- ۱۸-۲- ارتباط ارتفاع و δD برای آب چشمه‌های حرارتی، برفی، آب‌های سرد منطقه مورد مطالعه..... ۴۷
- ۱۹-۲- نمودار ترتیوم-کلر برای آب چشمه‌های حرارتی، برفی و آب‌های سرد منطقه..... ۴۸
- ۲۰-۲- آب‌های زمین‌گرمایی زایان..... ۵۰
- ۲۱-۲- مدل هیدروژئولوژیکی منطقه بالکوا، کشور ترکیه..... ۵۳
- ۲۲-۲- نقشه موقعیت منطقه هارونیه-دوزیسی..... ۵۴
- ۲۳-۲- مدل هیدروترمال مفهومی میدان زمین‌گرمایی هارونیه-دوزیسی..... ۵۵
- ۲۴-۲- مدل هیدروژئولوژیکی منطقه افتنی..... ۵۵
- ۲۵-۲- مدل هیدروژئولوژیکی منطقه دردین..... ۵۶
- ۲۶-۲- پروفیل زمین‌شناسی نشان دهنده طرح جریان میدان‌های زمین‌گرمایی (A) دایینگ و (B) کیکون..... ۵۸
- ۲۷-۲- جهت جریان آب‌های زیرزمینی و مناطق نمونه‌برداری از آب‌ها در مناطق زمین‌گرمایی (A) دایینگ و (B) کیکون..... ۵۹
- ۲۸-۲- مدل هیدروژئولوژیکی منطقه کاراکایا..... ۶۰
- ۱-۳- موقعیت و تصویر هوایی شهرستان سرعین..... ۶۳
- ۲-۳- نمودار رشد جمعیت شهر سرعین از ۱۳۳۵ تا ۱۳۹۰..... ۶۴
- ۳-۳- متوسط بارندگی سالیانه شهر سرعین طی سال‌های ۱۳۸۲-۱۳۸۹..... ۶۶
- ۴-۳- موقعیت کوه سبلان نسبت به شهر سرعین..... ۶۹
- ۵-۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه..... ۷۰
- ۶-۳- موقعیت چشمه‌های آب‌گرم سرعین..... ۷۷
- ۱-۴- موقعیت چشمه‌های منطقه سرعین..... ۸۰
- ۲-۴- نمودار pH برای چشمه‌های منطقه سرعین..... ۸۲
- ۳-۴- نمودار سختی کل برای آب چشمه‌های منطقه سرعین..... ۸۴

- ۴-۴- نمودار مقدار TDS در چشمه‌های منطقه سرعین..... ۸۵
- ۴-۵- نمودارهای استیف برای نمونه‌های آب چشمه‌های سرعین..... ۸۷
- ۴-۶- نمودار پایپر برای نمونه‌های آب چشمه‌های سرعین..... ۹۰
- ۴-۷- نمودار سه‌تایی $\text{Cl-HCO}_3\text{-SO}_4$ ترکیبات آب چشمه‌های سرعین..... ۹۱
- ۴-۸- نمودار Na-K-Mg برای آب چشمه‌های سرعین..... ۹۳
- ۴-۹- تغییرات غلظت K، Na، Ca، SO_4 ، HCO_3 و TDS در مقابل کلر برای چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین..... ۹۶
- ۴-۱۰- تغییرات غلظت K، Na، Ca، SO_4 ، HCO_3 و TDS در مقابل کلر برای چشمه‌های آب سرد منطقه سرعین..... ۹۷
- ۴-۱۱- تغییرات غلظت K، Na، Ca، SO_4 ، HCO_3 و TDS در مقابل دما برای چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین..... ۹۸
- ۴-۱۲- تغییرات غلظت K، Na، Ca، SO_4 ، HCO_3 و TDS در مقابل دما برای چشمه‌های آب سرد منطقه سرعین..... ۹۹
- ۴-۱۳- تغییرات کلر در برابر منیزیم برای آب چشمه‌های منطقه سرعین..... ۱۰۱
- ۴-۱۴- تغییرات کلر در برابر منیزیم برای آب چشمه‌های ویلادره، ارجستان، آتشیگاه..... ۱۰۱
- ۴-۱۵- تغییرات کلر در برابر بور برای آب چشمه‌های منطقه سرعین..... ۱۰۳
- ۴-۱۶- تغییرات کلر در برابر بور برای آب چشمه‌های آب سرد منطقه سرعین..... ۱۰۳
- ۴-۱۷- نمودار Na-K-Ca-Mg برای چشمه‌های آب منطقه سرعین..... ۱۰۵
- ۴-۱۸- تغییرات اکسیژن-۱۸ و دوتریوم برای چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین..... ۱۰۶
- ۴-۱۹- نمودار ارتفاع-اکسیژن ۱۸ برای چشمه‌های آب سرعین..... ۱۰۷
- ۴-۲۰- تغییرات اکسیژن-۱۸ با کلر برای چشمه‌های آب سرعین..... ۱۰۹
- ۴-۲۱- تغییرات اکسیژن-۱۸ با دما برای چشمه‌های آب سرعین..... ۱۰۹
- ۴-۲۲- موقعیت چشمه‌ها و چاه‌های منطقه مورد مطالعه..... ۱۱۷
- ۴-۲۳- نقشه تراز سطح آب منطقه..... ۱۱۸
- ۴-۲۴- نقشه تراز و جهت جریان آب‌های زیرزمینی در منطقه سرعین..... ۱۱۹

فهرست جداول

عنوان	صفحه
۱-۱- تقسیم‌بندی چشمه‌ها بر اساس میزان دبی.....	۱۱
۱-۲- ترکیب شیمیایی نمونه‌های آب میدان زمین‌گرمایی بالکوا.....	۲۶
۲-۲- آنالیز شیمیایی چشمه‌های حرارتی منطقه دردین و افتنی.....	۲۹
۳-۲- ترکیب شیمیایی آب‌های زمین‌گرمایی میدان زایان.....	۳۲
۴-۲- ترکیبات شیمیایی نمونه‌های آبی حوزه دریاچه وایت.....	۳۸
۵-۲- داده‌های ایزوتوپی سیالات زمین‌گرمایی بویوک مندرس.....	۴۲
۶-۲- ترکیبات ایزوتوپی آب‌های زمین‌گرمایی منطقه بالکوا.....	۴۴
۷-۲- ارتفاع مناطق تغذیه برای چشمه‌های حرارتی.....	۴۷
۸-۲- داده‌های ایزوتوپی و سن آب‌های زمین‌گرمایی زایان.....	۵۱
۱-۳- مجموع بارندگی ایستگاه سرعین برای دوره آماری ۱۳۸۱-۱۳۹۰.....	۵۶
۲-۳- میانگین بارندگی و متوسط درجه حرارت ماهانه در ایستگاه سرعین برای دوره آماری ۸۱-۹۰.....	۶۶
۳-۳- میانگین رطوبت شهرستان سرعین در دوره آماری ۱۳۸۱-۱۳۹۰.....	۶۷
۴-۳- خلاصه آمار پارامترهای اقلیمی ایستگاه‌های مورد مطالعه شهرستان سرعین.....	۶۷
۵-۳- طبقه‌بندی اقلیمی دی‌مارتن.....	۶۸
۱-۴- مختصات چشمه‌های شهر سرعین.....	۸۱
۲-۴- خصوصیات چشمه‌های سرعین.....	۸۱
۳-۴- طبقه‌بندی آب‌ها بر اساس سختی کل.....	۸۳
۴-۴- سختی کل آب چشمه‌های منطقه سرعین.....	۸۴
۵-۴- طبقه‌بندی آب‌ها بر اساس TDS.....	۸۵
۶-۴- تیپ نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه سبلان بر مبنای نمودارهای استیف.....	۸۸
۷-۴- نتایج حاصل از ژئوترموتری برای منطقه سرعین.....	۱۰۴

۴-۸- مشخصات چاه‌های منطقه سرعین..... ۱۱۱

۴-۹- مشخصات چشمه‌های منطقه سرعین..... ۱۱۱

۴-۱۰- اطلاعات مربوط به سطح آب چاه‌ها..... ۱۱۵

فصل اول

کلیات

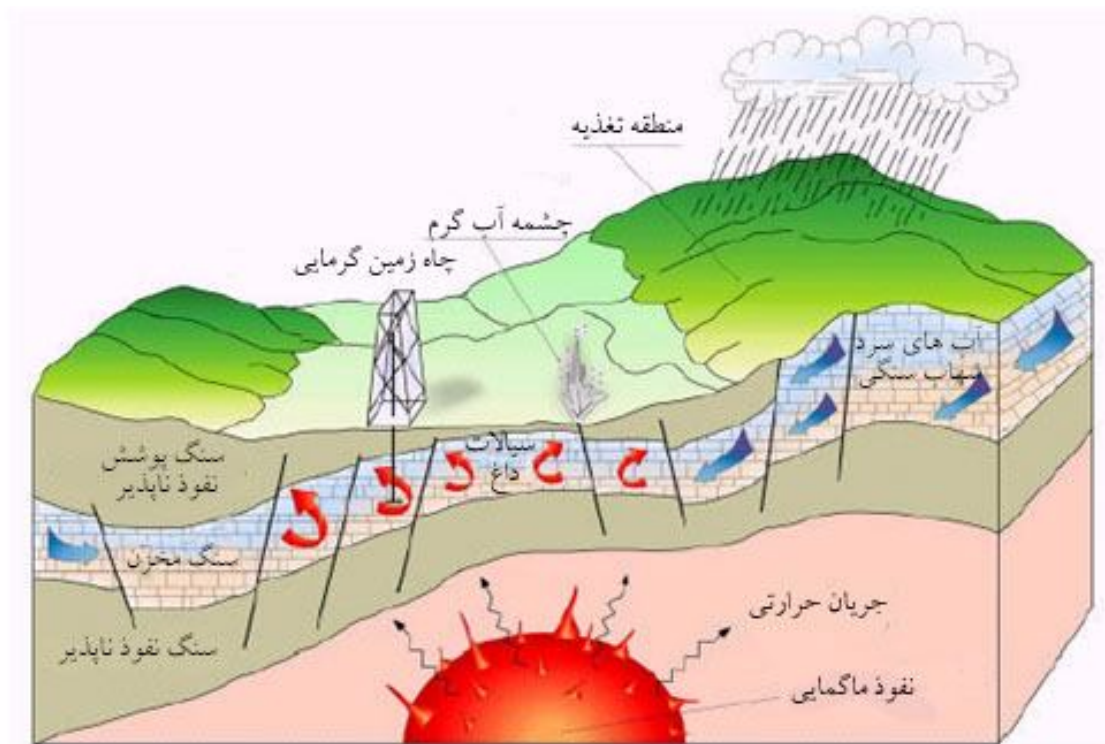
انرژی زمین گرمایی

انرژی زمین گرمایی در واقع انرژی حرارتی موجود در سنگ‌ها و سیالات زیر پوسته جامد زمین می‌باشد و از حرارت داخلی زمین گرفته می‌شود. این انرژی را می‌توان در اعماق کم زمین تا چندین کیلومتر زیر سطح زمین و حتی در اعماق خیلی بیشتر در سنگ‌های بسیار داغ ذوب شده و ماگما یافت (National Geographic, 2009).

این انرژی در امتداد مرزهای صفحات تکتونیکی، در نواحی شناخته شده آتشفشانی و زلزله‌خیز که دارای شکستگی‌ها و گسل‌های فراوانی هستند، از تمرکز بیشتری برخوردار است. نشانگرهای ظاهری که به وسیله آنها می‌توان به وجود انرژی زمین گرمایی پی برد شامل آتشفشان‌ها، چشمه‌های آب گرم، آبفشان‌ها و گازفشان‌ها می‌باشد. توزیع چشمه‌های آب گرم، جریان حرارتی و طبیعت مخازن زمین گرمایی به وسیله ساختارهای زمین‌شناسی کنترل می‌شود. بر اساس ارتباط ساختارهای زمین‌شناسی، مناطق زمین گرمایی به سه بخش تقسیم می‌شوند: مناطق آتشفشانی، مناطق گسله و حوضه‌های رسوبی (Andrianaivo, 2005).

انرژی زمین گرمایی در واقع انرژی تجدیدپذیری است که از گرمای ماگمای داغ و استحاله مواد رادیواکتیو موجود در اعماق زمین به دست می‌آید. با قرار گرفتن لایه‌های حاوی منابع آب‌های زیرزمینی در جوار لایه‌های حاوی گدازه‌های داغ، حرارت به منبع آب زیرزمینی منتقل شده و سپس این منابع آب داغ یا از طریق گسل‌ها و شکستگی‌های فراوان و مرتبط به هم مستقیماً به صورت چشمه‌های طبیعی آب یا بخار داغ و بعضاً در فشارهای بالای مخازن به صورت آبفشان و یا دودخان در سطح زمین ظاهر می‌شوند. یا اینکه از

طریق حفاری چاه‌های اکتشافی می‌توان به آب یا بخار داغ محصور در اعماق دسترسی پیدا کرد و از آن در تولید برق بهره‌برداری نمود. البته پس از استحصال حرارت از آب داغ، آب سرد باقی مانده از طریق چاه تزریقی وارد زمین شده و این چرخه مجدداً تکرار می‌شود (نشریه سازمان انرژی‌های نو، انرژی زمین‌گرمایی). شکل ۱-۱ چگونگی جریان آب در لایه‌های مختلف زمین را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۱. جریان آب در لایه‌های مختلف زمین (نشریه سازمان انرژی‌های نو، انرژی زمین‌گرمایی)

به طور کلی مناطقی از زمین که دارای سه ویژگی مهم زیر باشند می‌توانند دارای پتانسیل خوب جهت بهره‌برداری از انرژی زمین‌گرمایی باشند (نشریه سازمان انرژی‌های نو، انرژی زمین‌گرمایی):

۱. منبع حرارتی: مواد مذاب یا سنگ‌های داغ مجاور آن‌ها (به عنوان منبع حرارتی) به گونه‌ای نزدیک به سطح زمین قرار گرفته باشند که موجب گرم شدن آب‌های نفوذی شده و در نتیجه با حفاری چاه‌های تولیدی می‌توان با استخراج سیال گرم به حرارت مطلوب رسید.

۲. سیال حد واسط: وجود آب برای انتقال حرارت منبع حرارتی به سطح زمین، آب‌های جوی،

آب‌های ماگمایی و فسیل از جمله سیالات انتقال دهنده حرارت در یک سیستم زمین گرمایی

هستند.

۳. محیط متخلخل: لایه‌های مختلف زمین دارای خلل و فرج‌های زیاد باشند تا آب‌های سطحی و

نزولات جوی به خوبی داخل زمین نفوذ کنند.

به طور کلی سیستم‌های زمین گرمایی بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناسی، هیدرولوژی و هیدروژئولوژی و

انتقال حرارت توصیف و تشریح می‌شوند.

۱-۲- چرخه هیدرولوژی

چرخه آب یا سیکل هیدرولوژی^۱ که همان گردش طبیعی آب بر روی سطح زمین و از طریق اتمسفر

می‌باشد، مرتبط با جریان آب در کره زمین است. سیکل هیدرولوژی مجموعه‌ای از چرخه‌ها و جریان‌ات

مختلف است که در سه بخش از کره زمین یعنی اتمسفر، هیدروسفر و لیتوسفر صورت می‌گیرد. جو^۲،

پوشش گازی شکل اطراف زمین، هیدروسفر^۳ توده آب موجود در سطح زمین و لیتوسفر^۴ پوشش سخت

رویه زمین است (علیزاده، ۱۳۸۵).

سیکل هیدرولوژی چرخه‌ای است که ابتدا و انتها ندارد. بدین صورت که آب از طریق فرآیند تبخیر توسط

اتم‌سفر بخار می‌شود. سپس توسط باد از محلی به محل دیگر جابجا می‌شود تا زمانی که برای تشکیل ابرها

دوباره به فاز مایع برگردد. پس از تشکیل ابرها، این آب از طریق بارش (باران، تگرگ، برف و ...) به سطح

^۱ Hydrological Cycle

^۲ Atmosphere

^۳ Hydrosphere

^۴ Lithosphere

زمین باز می گردد (Chennai, 2002). نزولات جوی به یکی از چهار حالت زیر عمل می کنند: یا در خاک نفوذ می کنند، یا در سطح زمین جاری می شوند (رواناب) و یا قبل از رسیدن به زمین توسط برگ گیاهان گرفته می شوند و بعداً در اثر تبخیر مجدداً به هوا بر می گردند و یا صرف پر کردن گودال های سطحی می شوند (ذخیره گودالی). اگر آب به داخل خاک نفوذ کند دو حالت دارد: یا به طور موقت در خاک می ماند و بعداً در اثر تبخیر به هوا بر می گردد یا اینکه در خاک می ماند و منابع آب زیرزمینی را تشکیل می دهد که سرانجام از طریق چشمه ها و یا تراوش به داخل رودخانه ها مجدداً در سطح زمین ظاهر می گردد. در تمام این موارد آب با تبخیر و بازگشت مجدد به اتمسفر چرخه هیدرولوژی را تکمیل می کند (علیزاده، ۱۳۸۵).

در شکل ۱-۲ شماتیکی از چرخه هیدرولوژی و نقل و انتقالاتی که در رابطه با آب در طبیعت صورت می گیرد نشان داده شده است. همانطور که در شکل مشاهده می شود، بارندگی (P)، رواناب سطحی (R)، تبخیر از سطح آب یا خاک (E)، تعرق توسط پوشش گیاهی (T)، نفوذ (I) و جریان های زیرزمینی (G) عوامل اصلی و مهم سیکل هیدرولوژی را تشکیل می دهند. هیدرولوژی علمی است که به رابطه بین این عناصر با هم می پردازد (<http://www.atmos.albany.edu>). معادله اصلی بیلان، ارتباط بین مولفه های فوق را به خوبی بیان می کند. این معادله به صورت زیر است:

$$P = E + R + I \quad (1-1)$$

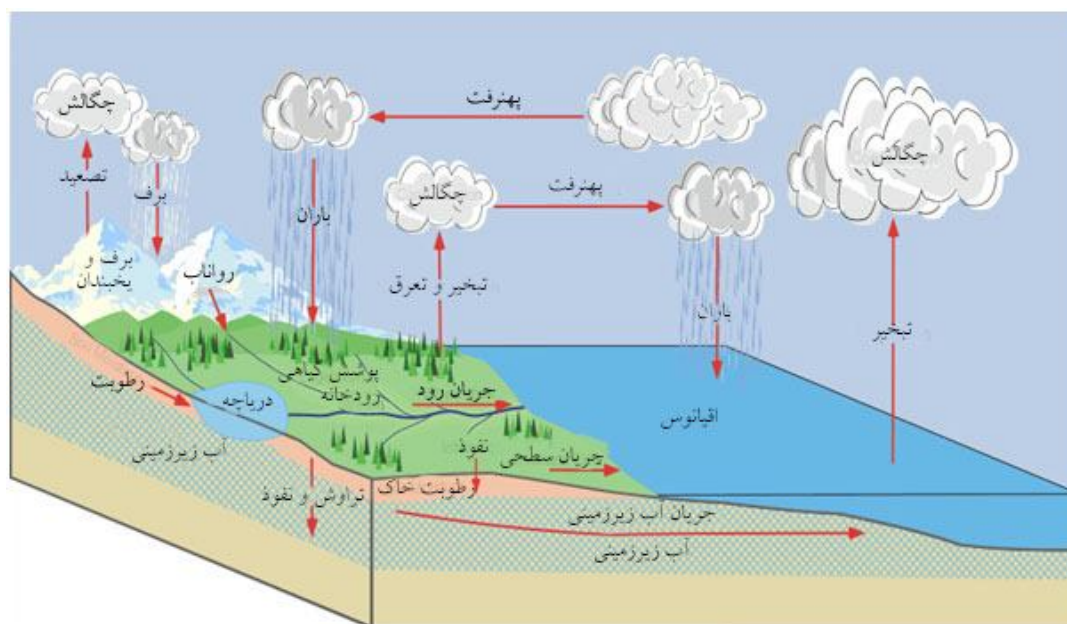
که در آن:

P: میزان بارش در سطح حوضه آبریز

E: میزان تبخیر

R: میزان رواناب سطحی

I: میزان نفوذ



شکل ۱-۲. نمایش شماتیکی چرخه هیدرولوژی در طبیعت (<http://www.atmos.albany.edu>)

۱-۳- تعریف هیدروژئولوژی

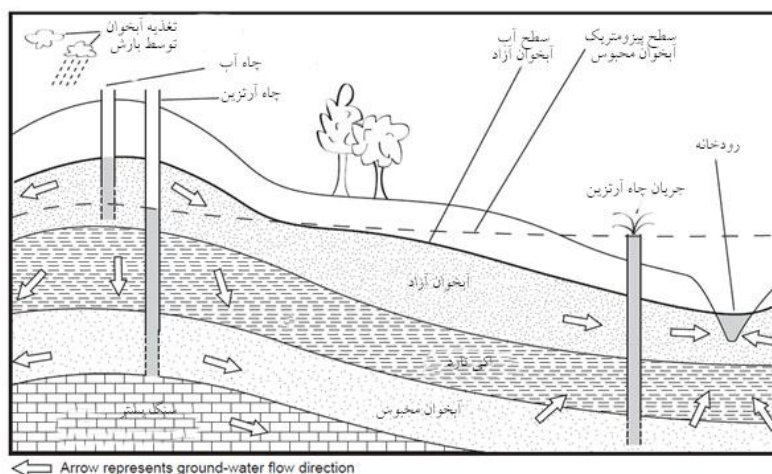
هیدروژئولوژی شاخه‌ای از علم زمین شناسی است که درباره وقوع، نحوه توزیع، چگونگی تشکیل و فرآیند حرکت آب در زیر زمین بحث می‌کند. بر خلاف عقاید عمومی آب در زیر زمین به صورت رودخانه و یا دریاچه وجود ندارد بلکه در زیرزمین آب در خلل و فرج سنگ‌ها، فضاها و خالی و حفره‌های پراکنده در میان سنگ‌ها وجود دارد. به این آب‌ها، آب زیرزمینی گفته می‌شود و علمی که به مطالعه آب‌های زیرزمینی می‌پردازد "هیدروژئولوژی" نامیده می‌شود (Hudak, 2000). همچنین، مطالعه خصوصیات فیزیکی، شیمیایی، تبادل آب زیرزمینی با هوا و آب‌های سطحی و نیز جنبه‌های اقتصادی و اجتماعی آن در قلمرو این علم قرار دارد (Divine and Donnell, 2005).

۴-۱- آبخوان^۱

آبخوان یک لایه از سنگ یا خاک در زیر زمین است که حاوی آب می‌باشد و آب در فضای بین ذرات خاک یا سنگ نگه داشته می‌شود. در واقع یک آبخوان مجموعه‌ای از سنگ‌ها یا رسوبات اشباع از آب در زیر زمین است. ماسه و شن تحکیم نیافته، ماسه سنگ، سنگ آهک و سنگ‌های درزه دار مثال‌هایی از آبخوان‌ها هستند (Raymond, 2003).

۱-۴-۱- تشکیل آبخوان‌ها

همانطور که در قسمت‌های قبلی اشاره شد، بخشی از نزولات جوی به داخل زمین نفوذ می‌کند و در زیر زمین به حرکت خود ادامه می‌دهد تا به لایه‌ای از سنگ‌های ناتراوا برسد. این بخش از آب‌های نفوذی بر روی سنگ کف ناتراوا جمع شده و وارد حفره‌ها و منافذ آن می‌شود و آبخوان را تشکیل می‌دهند (Fetter, 2001) (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳. مقطع نشان دهنده آبخوان آزاد و محبوس و جهت حرکت آب‌های زیرزمینی (Schulmeister, 1994)

^۱Aquifer

همچنین هنگامی که آب باران و برف به درون سنگ‌های شکسته و درزه‌دار نفوذ می‌کنند، به حرکت خود ادامه می‌دهند تا به قسمتی از سنگ برسند که فاقد درزه و شکستگی می‌باشد. تجمع آب درون درزه و شکاف‌های سنگ منجر به تشکیل آبخوان می‌شود (Hiscock, 2007).

آبخوان‌ها انواع مختلف دارند که عبارتند از:

- آبخوان آزاد یا غیر محبوس
- آبخوان تحت فشار یا محبوس
- آبخوان معلق
- آبخوان نشتی

۵-۱- بار هیدرولیکی^۱

آب زیرزمینی ساکن نیست و به کندی در حرکت است. سرعت جریان آب‌های زیرزمینی با هدایت هیدرولیکی یا نفوذپذیری مواد زمین مرتبط است و از محلی به محل دیگر متفاوت است. این اختلاف ناشی از اختلاف در بار هیدرولیکی یا سطوح انرژی می‌باشد. به طور کلی، جریان آب زیرزمینی بر اساس اختلاف ایستایی کل بین دو نقطه از محیط جریان صورت می‌گیرد. حرکت آب در منطقه غیر اشباع و در لایه‌های با نفوذپذیری کم به طور عمده در جهت قائم است و در منطقه اشباع به طور افقی می‌باشد (Marino and Luthin, 1982).

بار هیدرولیکی مقدار انرژی لازم برای جریان یافتن یک گرم آب است که متشکل از بار فشاری، بار ارتفاعی و بار سرعت است (Bouwer, 1978) که طبق قانون برنولی از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$H = h_p + h_z + \frac{v^2}{2g} \quad (۲-۱)$$

^۱Hydraulic Head

که در آن:

H : بار هیدرولیکی

h_p : بار فشاری

h_z : بار ارتفاعی

$\frac{v^2}{2g}$: نمایش دهنده بار سرعت

از بار سرعت به دلیل سرعت کم آب‌های زیرزمینی صرف‌نظر می‌شود و در نتیجه قانون برنولی با رابطه ساده شده زیر مورد استفاده قرار می‌گیرد:

$$H = h_p + h_z \quad (3-1)$$

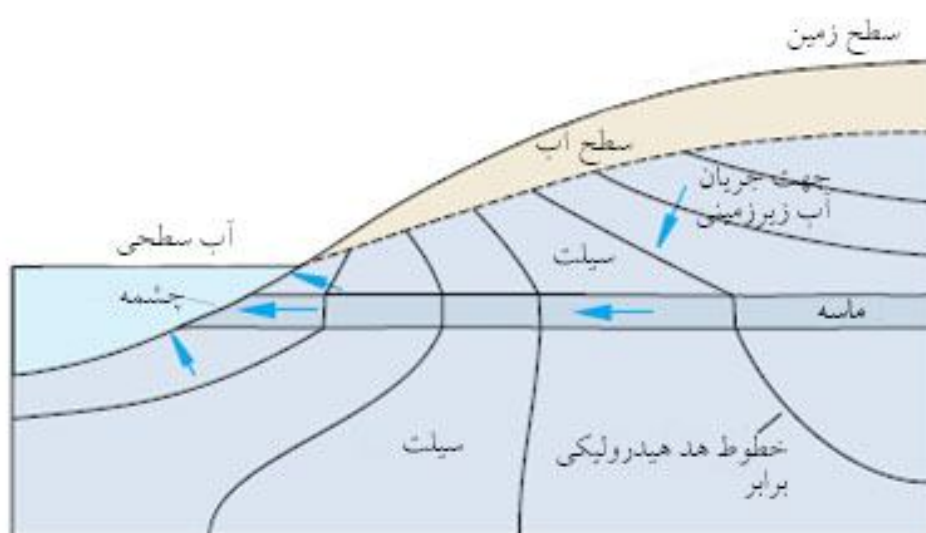
بار هیدرولیکی با قرار دادن پیژومتر در نقاط مختلف آبخوان اندازه‌گیری می‌شود.

۱-۶- چشمه‌های آب

یکی دیگر از راه‌های بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی، استفاده از آب چشمه‌هاست. مطالعه چشمه‌ها در مبحث انرژی زمین‌گرمایی دارای اهمیت است. چشمه عبارت است از تخلیه آب زیرزمینی که به صورت جریانی از آب در سطح زمین ظاهر می‌شود. آب زیرزمینی به صورت‌های دیگر نیز به سطح زمین می‌رسد. گاهی به جای آنکه آب زیرزمینی به صورت متمرکز خارج شود، از یک سطح معین به خارج نشت و تراوش می‌کند (سطح تراوش). آب در سطوح تراوش بسته به میزان تراوش، نوع اقلیم، و توپوگرافی ممکن است در سطح زمین جمع شده و تبخیر شود یا جریان پیدا کند (Todd, 1980). شکل ۱-۴ چشمه‌های آبی که نتیجه جریان آب زیرزمینی به سطح زمین می‌باشند را نشان می‌دهد.

¹Springs

.(Marino & Luthin, 1982)



شکل ۱-۴. چشمه‌های آبی که نتیجه جریان آب زیرزمینی از طریق رسوبات نفوذپذیر به سطح زمین می‌باشد (Marino and

Luthn, 1980)

همچنین چشمه‌ها را بر اساس دمای آب آن‌ها به صورت زیر تقسیم بندی می‌کنند (Milanovic, 2007):

چشمه‌های سرد: چشمه‌هایی هستند که دمای آب در آن‌ها خیلی کمتر از دمای میانگین سالانه هواست.

چشمه‌های معمولی: چشمه‌هایی هستند که دمای آب آن‌ها تقریباً نزدیک دمای میانگین سالانه است.

چشمه‌های گرم: چشمه‌هایی هستند که دمای آب آن‌ها بالاتر از دمای میانگین سالانه هوا ولی کمتر از ۳۶/۶ درجه سانتی‌گراد است.

چشمه‌های داغ: که دمای آب آن‌ها بیش از $36/6$ درجه سانتی‌گراد است.

چشمه‌ها را بر اساس مقدار دبی آن‌ها نیز تقسیم‌بندی می‌کنند. "مینزر" (Meinzer, 1923) نوعی تقسیم‌بندی پیشنهاد کرده که در جدول زیر نشان داده شده است:

جدول ۱-۱. تقسیم‌بندی چشمه‌ها بر اساس میزان دبی (Meinzer, 1923)

مرتبه چشمه	دبی (متر مکعب بر روز)
یک	بیشتر از ۲۴۵۰۰۰
دوم	۲۴۵۰۰-۲۴۵۰۰۰
سوم	۲۴۵۰-۲۴۵۰۰
چهارم	۵۴۵-۲۴۵۰
پنجم	۵۴-۵۴۵
ششم	۵/۴-۵۴
هفتم	۱/۳-۵/۴
هشتم	کمتر از ۱/۳

چشمه‌های پر آب (چشمه‌های مرتبه یک) معمولاً در لایه‌های آبدار نفوذپذیر مثل سنگ‌های آهکی دارای حفرات انحلالی زیاد، رسوبات آبرفتی دانه درشت یا در بازالت‌های متخلخل تشکیل می‌شوند. مقدار دبی چشمه‌ها به بزرگی منطقه تغذیه بالای آن‌ها، میزان بارندگی و دیگر منابع تغذیه و مشخصات هیدرولیکی لایه آبدار بستگی دارد (Meinzer, 1923).

معمولاً مقدار آبدهی چشمه‌ها نوسان می‌کند که این نوسانات به تغییرات میزان تغذیه آن‌ها مربوط می‌شود. مثلاً در چشمه‌های موقتی فقط در زمانی از سال که تغذیه کافی باشد، جریان آب برقرار است. اما برخی از چشمه‌های دائمی که با لایه‌های آبدار وسیع ارتباط دارند، در تمام سال در آن‌ها

جریان برقرار است. چشمه‌های آب را بر اساس تغییرات دبی آن‌ها نیز به صورت زیر تقسیم بندی می‌کنند (Meinzer, 1923):

چشمه‌های دائمی: چشمه‌هایی هستند که دائماً آبدار هستند. این چشمه به انواع زیر تقسیم می‌شوند:

- چشمه‌های ثابت: چشمه‌هایی که تغییرات دبی آن‌ها کمتر از ۲۵٪ است.
- چشمه‌های تقریباً متغیر: چشمه‌هایی که تغییرات دبی آن‌ها بیش از ۲۵٪ و کمتر از ۱۰۰٪ است.
- چشمه‌های متناوب: چشمه‌هایی هستند که مدتی آبدار و مدتی خشک هستند.

۱-۷- تعیین جهت جریان آب‌های زیرزمینی

برای تعیین جهت جریان آب‌های زیرزمینی از سطح آب زیرزمینی در چاه‌های آب و یا چاه‌های پیزومتری استفاده می‌کنند. بدین صورت که موقعیت چاه‌ها در منطقه مشخص می‌شوند و ارتفاع سطح آب در هر چاه نسبت به سطح دریای آزاد اندازه‌گیری می‌شود و سپس نقشه تراز سطح آب زیرزمینی رسم می‌شود. بعد از رسم نقشه تراز جهت جریان آب مشخص می‌گردد. بدین صورت که امتداد جریان عمود بر امتداد خطوط تراز رسم می‌شود و جهت جریان آب از سطح تراز آب بیشتر به سطح تراز آب کمتر می‌باشد.

۱-۸- ژئوترمومتری

هنگامی که سیال زمین‌گرمایی از طریق چشمه‌های آب گرم، فومرول‌ها و یا چاه‌ها به سطح زمین می‌رسد، ترکیب شیمیایی آن‌ها برای ارزیابی دمای زیرسطحی استفاده می‌شود. غلظت متشکله‌های شیمیایی که دمای عمق را نتیجه می‌دهند، ژئوترموترهای شیمیایی نامیده می‌شوند و ابزار بسیار مفیدی برای اکتشاف و توسعه منابع زمین‌گرمایی می‌باشند (Karingithi, 2009). تفسیر داده‌های ژئوترموترها باید به دقت انجام شود و همیشه باید در نظر داشت که سیالات زمین‌گرمایی از مخازن عمیق می‌آیند که در آن جا مهمترین فرآیند،

تعامل آب-سنگمی باشد. فرآیند تعامل آب-سنگ بستگی زیادی به دما دارد و تاثیر قابل توجهی بر ترکیبات شیمیایی سیالات می‌گذارد. همانطوریکه پیشتر نیز گفته شد، مهمترین فرآیندهای حادث در سیستم‌های زمین‌گرمایی، خنک شدگی، همرفتی، جوشش و اختلاط می‌باشد که هر کدام می‌تواند در ترکیب شیمیایی سیال موثر باشد. بطور کلی سه نوع ژئوترمو متر وجود دارد (Yock, 2009):

- ژئوترمو مترهای آبی یا مواد حل شونده

- ژئوترمو مترهای گازی

- ژئوترمو مترهای ایزوتوپی

دو ژئوترمو متر اول، ژئوترمو مترهای شیمیایی نامیده می‌شوند.

۱-۸-۱- ژئوترمو مترهای شیمیایی

ژئوترمو مترهای شیمیایی بستگی به دمایی دارند که به تعادل سیال-کانی در عمق بستگی دارند و در طول صعود سیال به سطح حفظ می‌شوند. از این رو استفاده از ژئوترمو مترها با یک سری پیش‌فرض‌ها همراه است:

۱. سیال و کانی در عمق به تعادل رسیده‌اند.

۲. دما تابع واکنش در عمق است.

۳. مقدار کافی فاز جامد برای اشباع شدن سیال وجود داشته باشد.

۴. تعادل مجدد برای آب‌هایی که به سطح می‌رسند، ناچیز است.

۵. رقیق شدگی و اختلاط آب‌های سرد و گرم رخ نداده است.

سه فرض اول احتمالاً برای واکنش‌های کمی که در بسیاری از مناطق رخ می‌دهد مناسب است. دو فرضیه آخر برای بسیاری از سیالات زمین‌گرمایی معتبر نیست زیرا اطلاعات بدست آمده تنها از بخش بالایی این

سیستم‌ها می‌باشد. ژئوترموترهای مختلفی وجود دارند که در ادامه به شرح برخی از آنها می‌پردازیم (Yock, 2009).

۱-۸-۲- ژئوترموترهای آبی یا مواد حل شونده

ژئوترموترهای آبی زیادی وجود دارد که مهمترین آنها ژئوترموترهای سیلیسی (کوارتز و کلسدونی)، ژئوترموترهای Na-K و ژئوترموترهای K-Mg می‌باشند.

۱-۸-۳- ژئوترموترهای سیلیسی

ژئوترموترهای سیلیسی بر اساس مقدار سیلیس محلول و حلالیت گونه‌های مختلف سیلیس که تابعی از فشار و درجه حرارت هستند، بنا نهاده شده است. معادله اساسی برای رسوب سیلیس به صورت زیر می‌باشد:



در اغلب سیستم‌های زمین‌گرمایی، سیالات عمیق در دمای بالاتر از ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد در تعادل با کوارتز هستند و تا دمای ۸۷۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است. کوارتز نسبت به دیگر پلی‌مورف‌های سیلیس قابلیت انحلال کمتری دارد. کوارتز یک کانی اولیه و یا ثانویه رایج در سنگ‌ها می‌باشد. پلی‌مورف‌های سیلیس با ساختارهای کریستالی نامنظم (کلسدونی، اوپال و کریستوبالیت) دارای قابلیت انحلال بیشتری نسبت به کوارتز می‌باشند و در دماهای پایین‌تر از ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. ژئوترموتر کوارتز برای مخازن با دمای ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد مناسب هستند. در کمتر از این دما احتمالاً کلسدونی بیشتر از کوارتز مقدار سیلیس محلول را کنترل می‌کند (Karingithi, 2009).

در بکارگیری ژئوترموترهای سیلیسی می‌باید مواردی را در نظر داشت:

۱- این ژئوترموترها برای سیالاتی که دمای زیر سطحی آن ها بیش از ۱۵۰ درجه سانتیگراد است بهتر نتیجه می دهد.

۲- اثر جدایش بخار به خاطر جوشش زیرسطحی است.

۳- رسوب SiO_2 (سیلیس) قبلاز نمونه گیری می باشد.

۴- سیلیس محلول بیشتر توسط مواد جامد دیگر (نسبت به کوارتز) کنترل می شود.

۵- اثر pH بر حلالیت کوارتز.

۶- رقیق شدگی.

ژئوترموترهای سیلیسی که در این مطالعه بکار برده شده اند، شامل موارد زیر می باشند:

- ژئوترموتر فورنیه (Fournier, 1977): این ژئوترموتر در شرایط رسانی کامل (بدون از دست

دادن بخار) بکار می روند. این ژئوترموترها برای آب هایی به کار می رود که در طول صعودشان به

سطح تنها در اثر رسانش حرارت خود را از دست داده اند. این ژئوترموترها بهترین ابزار برای

تخمین دمای چشمه ها در دمای زیر جوشش (بیشترین تخمین دمای مخزن بر اساس حلالیت

کوارتز) یا چاه ها می باشد. معادله این ژئوترموتر به صورت زیر می باشد (Karingithi, 2009):

$$t^{\circ}C = \frac{1309}{5.19 - \log(SiO_2)} - 273.15 \quad (5-1)$$

- ژئوترموتر فورنیه (Fournier, 1977): این معادله در شرایط آدیاباتیک (بیشترین بخار از دست

داده) بکار می رود. این معادله از دست دادن بخار از محلول های در حال جوشش، افزایش در

غلظت سیلیس و همچنین خنک شدن محلول را توسط انبساط آدیاباتیک از طریق کاهش در هد

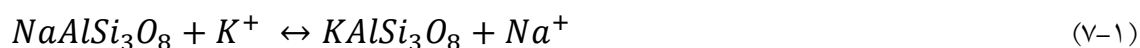
فشار هیدرودینامیکی-هیدرواستاتیک جبران می کند. معادله این ژئوترموتر به صورت زیر می باشد

:(Karingithi, 2009)

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (6-1)$$

۴-۸-۱- ژئوترموترهای Na-K

یکی از ژئوترموترهای کاتیونی بکار برده شده در این تحقیق، ژئوترموتر فورنیه (Fournier, 1979) می‌باشد. فرض اساسی برای این ژئوترموترها این است که سیالات با فلدسپات‌های سدیم‌دار (آلبیت) و فلدسپات‌های پتاسیم‌دار (آدولاریا) به تعادل رسیده‌اند.

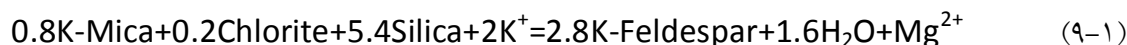


امتیاز این ژئوترموترها این است که کمتر تحت تاثیر رقیق‌شدگی یا از دست دادن بخار قرار می‌گیرد. بسته به هیدرولوژی سیستم، ژئوترموتر Na/K نسبت به ژئوترموتر سیلیس-کوارتز، نشانه‌ها و اطلاعات بیشتری از قسمت‌های عمیق‌تر سیستم ارائه می‌دهد. یکی از ایرادات ژئوترموتر Na/K این است که در دماهای کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد نتایج ضعیفی را بدست می‌دهد. همچنین اگر آب حاوی غلظت بالای کلسیم باشد برای این ژئوترموتر نامناسب است (Yock, 2009). معادله این ژئوترموتر به صورت زیر می‌باشد:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{1.438 - \log(\text{Na/K})} - 273.15 \quad (8-1)$$

۱-۸-۵- ژئوترمو متر K-Mg

فرض اساسی برای استفاده از این ژئوترمو متر این است که سیالات با کانی‌های گرمایی معمولی مانند فلدسپات‌های پتاسیم‌دار (آدولاریا)، میکاهای پتاسیم‌دار (ایلیت، مسکویت) کلر (کلینوکلر) و کلسدونی به تعادل رسیده است:



در مقایسه با ژئوترمو متر Na-K، این واکنش در دمای کمتر از ۱۰۰ درجه سانتیگراد تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد به سرعت به تعادل می‌رسد و از این رو، دماهای تعادلی سردتر را حفظ می‌کند. تنها هنگامی که این ژئوترمو متر را برای آب‌های کلریدی به کار می‌بریم دماهای قابل اطمینانی را بدست می‌دهد. ذکر این نکته ضروری است که افزایش اندکی منیزیم توسط اختلاط آب‌های سطحی با سیالات عمیق باعث می‌شود دماهای کمتری حاصل شود. معادله این ژئوترمو متر به صورت زیر می‌باشد (Yock, 2009):

$$t^{\circ}C = \frac{4410}{14.0 - \log (K^2/Mg)} - 273.15 \quad (10-1)$$

۱-۹- ضرورت و اهداف پایان نامه

از آنجایی که جهت بررسی تداوم تامین انرژی مخزن، مطالعات هیدرولوژی و هیدروژئولوژیکی نقش مهمی می‌تواند داشته باشد، لذا یکی از اهداف این مطالعه بررسی وضعیت هیدروژئولوژیکی منطقه است. به ویژه اینکه در توسعه مدل‌های مفهومی مخازن زمین‌گرمایی، هیدرولوژی و هیدروژئولوژی از مولفه‌های اصلی این مدل محسوب می‌گردند. در این راستا، مطالعات پراکنده‌ای از ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی مخازن زمین‌گرمایی در نقاط مختلف دنیا انجام شده است. هدف اصلی این بررسی‌ها یافتن رابطه‌ای بین آب‌های سطحی، آب‌های زیرزمینی و منابع زمین‌گرمایی، تهیه نقشه منحنی‌های ایزوپیز و خطوط جریان آب‌های

زیرزمینی و همچنین مطالعه پارامترهای کمی و کیفی چشمه‌های آب گرم و آب سرد در مناطق زمین‌گرمایی بوده است. بیشتر کارهایی که در مناطق زمین‌گرمایی ایران انجام شده به مطالعه خصوصیات فیزیکی (دبی چشمه‌ها، هدایت الکتریکی و ...) و ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی چشمه‌ها (آنیون‌ها، کاتیون‌ها و ...) محدود می‌گردد. تحقیقات انجام شده در زمینه مطالعات هیدرولوژیکی و هیدرولوژیکی در این مناطق بسیار محدود گزارش شده و یا اصلاً وجود ندارد. این امر ضرورت انجام تحقیق حاضر را تأیید می‌نماید.

۱-۱۰- روش تحقیق

در این تحقیق ابتدا به بررسی زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه پرداخته شده است. اطلاعات کاملی از لیتولوژی، جنس سازندها، گسل‌ها و درزه و شکاف‌های منطقه جمع‌آوری شد. پس از این مرحله به بررسی ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و مطالعات ایزوتوپی چشمه‌های آب گرم پرداخته شده است. در این مرحله منشاء و تیپ آب چشمه‌ها، دمای تقریبی مخزن و نحوه اختلاط آب چشمه‌ها با آب‌های دیگر تشخیص داده شد. در ادامه به مطالعه آب‌های زیرزمینی منطقه پرداخته شده و با انجام مطالعات هیدروژئولوژیکی، چگونگی توزیع آب‌های زیرزمینی، جهت جریان آب‌های زیرزمینی و نحوه تغذیه مخزن زمین‌گرمایی مورد بررسی قرار گرفته است.

۱-۱۱- ساختار پایان نامه

در فصل اول این تحقیق به کلیاتی در مورد نحوه انجام مطالعات هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئولوژیکی پرداخته شده است. در فصل دوم سابقه مطالعات انجام شده آورده خواهد شد. در فصل سوم در مورد موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه، زمین‌شناسی و ساختارهای تکتونیکی منطقه بحث خواهد شد. در فصل چهارم ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و مطالعات ایزوتوپی چشمه‌های آب گرم مورد بحث و بررسی

قرار خواهد گرفت و سپس به بررسی ویژگی‌های هیدروژنولژیکی منطقه پرداخته خواهد شد. در فصل پنجم نتیجه‌گیری این تحقیق و همچنین پیشنهاداتی جهت تکمیل و بهبود آن، ارائه خواهد شد.

فصل دوم

تئوری روش و مروری بر

کارهای انجام شده

۲-۱- مطالعات هیدروژئوشیمی

مطالعات هیدروژئوشیمی بخشی از مطالعات هیدروژئولوژی است که در آن شیمی آب‌های زیرزمینی مورد بررسی قرار می‌گیرد. بررسی شیمی منابع آب‌های زیرزمینی کمک می‌کند تا:

- به ارتباط بین آب زیرزمینی و سازندهای آبدار پی برده شود.

- منشأ منابع آب زیرزمینی مشخص شود.

- نحوه تکامل هیدروژئوشیمیایی منابع آبی مطالعه گردد.

- کیفیت منابع آبی مشخص شده و با استانداردهای مختلف مقایسه می‌گردد.

در سال ۲۰۰۳، سکیر سیمسک^۱ (Simsek, 2003) مطالعات هیدروژئوشیمیایی گسترده‌ای را بر روی چهار میدان زمین‌گرمایی در بویوک مندرس^۲ در کشور ترکیه انجام داد که در این مطالعات تیپ آب‌های زیرزمینی میادین زمین‌گرمایی و منشأ آن‌ها مشخص شده است. بر روی این نمونه‌های آبی مطالعات هیدروژئوشیمی مفصلی صورت گرفته است. این چهار میدان زمین‌گرمایی عبارتند از:

۱. میدان زمین‌گرمایی پاموکاله-کاراهایت^۳

۲. میدان زمین‌گرمایی دنیزلی-کزیلدره^۴

۳. میدان زمین‌گرمایی آیدین-گرمسیک^۱

^۱Sakir Simsek

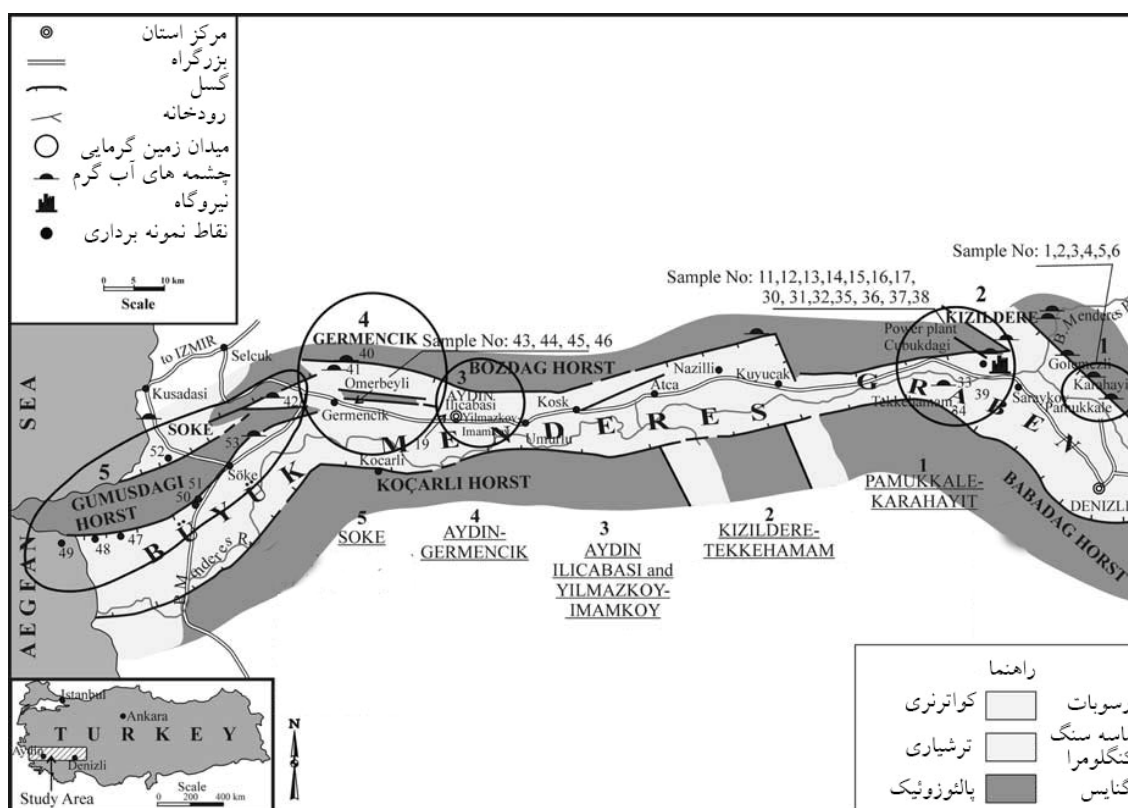
^۲Buyuk Menderes

^۳Pamukkale-Karahayit

^۴Denisli-Kizildere

۴. میدان زمین گرمایی سوک^۲

شکل ۱-۲ موقعیت میداین زمین گرمایی، محل چشمه های آب گرم و نقاط نمونه برداری را نشان می دهد (Simsek, 2003).



شکل ۱-۲. موقعیت میداین زمین گرمایی در بویوک مندرس (Simsek, 2003)

میدان پاموکاله-کاراهایت

میدان پاموکاله با دمای ۳۶ درجه سانتیگراد و میدان کاراهایت با دمای ۵۹ درجه سانتیگراد در این منطقه وجود دارند. آبخوان اصلی تامین کننده آب های معدنی و آب های گرم، سنگ های آهک پالئوزوئیک و

^۱Aydin-Germencik

^۲Soke

مزوزوئیک می باشد. این سنگ های آهک توسط واحدهای ضخیم و غیر قابل نفوذی با سن پلیوسن پوشیده شده است.

تجزیه شیمیایی آب چشمه های حرارتی نشان می دهد که کاتیون های اصلی Ca و Mg و آنیون های اصلی HCO_3 و SO_4 می باشد و تیپ آب های اصلی بی کربنات کلسیم می باشد. ترکیب شیمیایی آب ها از جایی به جای دیگر تقریباً ثابت است. pH آب چشمه ها به طور متوسط $6/27$ می باشد که نشان دهنده این است که آب این منطقه خاصیت اسیدی نزدیک به خنثی دارد.

میدان زمین گرمایی دنیزلی-کزیلدره

میدان زمین گرمایی کزیلدره در ۴۰ کیلومتری غرب شهر دنیزلی در بخش شرقی بویوک مندرس واقع شده است (شکل ۱-۲). این میدان دو مخزن اصلی دارد: مخزن اول در اعماق ۳۱۰ تا ۳۷۵ متری و دارای دمای ۱۳۰ تا ۱۹۸ درجه سانتیگراد می باشد. مخزن دوم در عمق ۴۴۵ تا ۱۱۰۵ دارای دمای ۲۰۰ تا ۲۱۲ درجه سانتیگراد است. داده های هیدروژئولوژیکی و شیمیایی وجود مخزن سوم را در عمق ۱۶۰۰ متری نشان می دهد.

تجزیه شیمیایی نمونه های آب های زمین گرمایی نشان می دهد که کاتیون اصلی در این میدان Na و آنیون های اصلی HCO_3 و SO_4 می باشد و نوع آب اصلی منطقه بی کربنات سدیم است. pH آب این میدان برای نمونه های گرفته شده به طور متوسط حدود ۸ می باشد که نشان دهنده خاصیت قلیایی آب ها می باشد.

میدان زمین گرمایی آیدین-گرمنسیک

مطالعات زمین شناسی و هیدروژئوشیمیایی مفصلی در این میدان صورت گرفته است که وجود دو مخزن را در این میدان نشان می دهد. دمای مخزن اول حدود ۲۰۳ تا ۲۱۷ درجه سانتیگراد و دمای مخزن دوم ۲۱۶ تا

۲۳۲ درجه سانتیگراد می باشد. تجزیه شیمیایی نمونه های آبی این میدان نشان می دهد که کاتیون اصلی Na و آنیون های اصلی HCO_3 و Cl است و نوع آب اصلی منطقه کلرید سدیم می باشد. مقدار pH متوسط برای نمونه ها ۷/۲ می باشد که نشان می دهد آب این میدان دارای خاصیت قلیایی نزدیک به خنثی می باشد.

میدان زمین گرمایی سوک

این میدان بین منطقه زمین گرمایی گرمسیر و دریای اژه واقع شده است. دما برای چشمه های این منطقه ۲۰/۶ تا ۲۷/۵ درجه سانتیگراد می باشد و سازندهای سنگی اصلی، مرمهرای کارستی و شیست های پالئوزوئیک است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های آب این میدان نشان می دهد که کاتیون اصلی در آن Na و آنیون های اصلی Cl و SO_4 است و نوع آب اصلی منطقه کلرید سدیم می باشد. مقدار pH متوسط برای نمونه های آبی این منطقه ۷/۳۲ است که نشان می دهد آب های این منطقه دارای خاصیت قلیایی نزدیک به خنثی می باشند.

در سال ۲۰۰۳، عمران سرپان^۱ مطالعات هیدروژئوشیمیایی گسترده ای را بر روی آب های سیستم زمین گرمایی بالکوا^۲ در ترکیه انجام داده است (Serpen, 2003). این میدان در منطقه ایزمیری^۳ مربوط به ساحل دریای اژه در ترکیه واقع شده است (شکل ۲-۲).

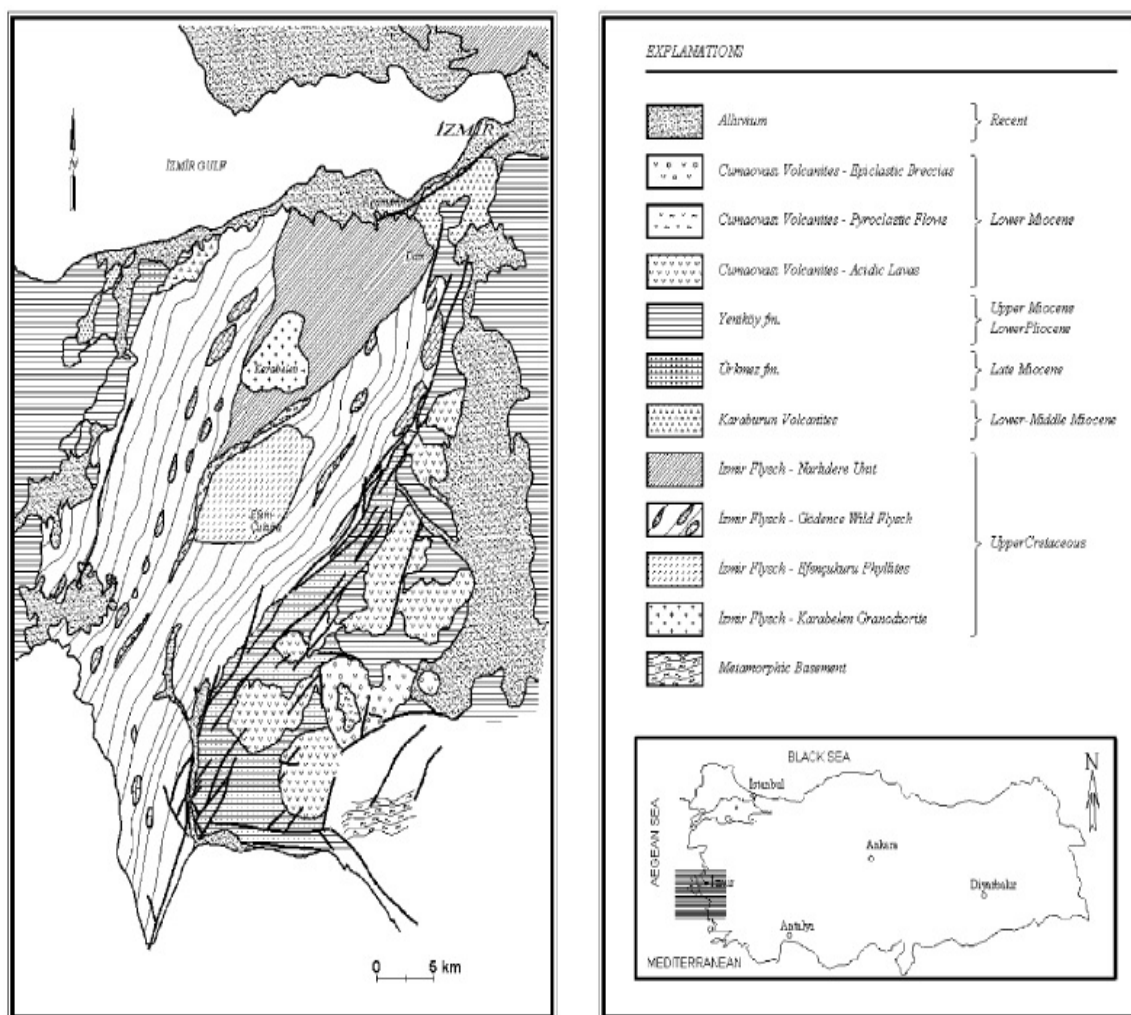
آب های زمین گرمایی بالکوا دارای جامدات محلول کلی کمی هستند (حدود 1500 PPM). ترکیب آب های معمولی بالکوا از نقاط مختلف نمونه برداری شامل چاه های کم عمق و عمیق در جدول ۲-۱ آورده شده است. ترکیبات آب های زمین گرمایی بالکوا نشان می دهد که این آب ها از نوع آب های بی کربنات هستند. نمودار سه تایی آنیون ها وجود HCO_3 را از میان آنیون ها تایید می کند (شکل ۲-۳). کاتیون اصلی

^۱UmranSerpen

^۲Balcova

^۳Izmir Bay

در آب‌های این منطقه Na می‌باشد و نوع آب این منطقه بی‌کربنات سدیم است. pH نمونه‌های آبی حدود ۸ می‌باشد که نشان می‌دهد آب‌های منطقه خاصیت قلیایی دارند.



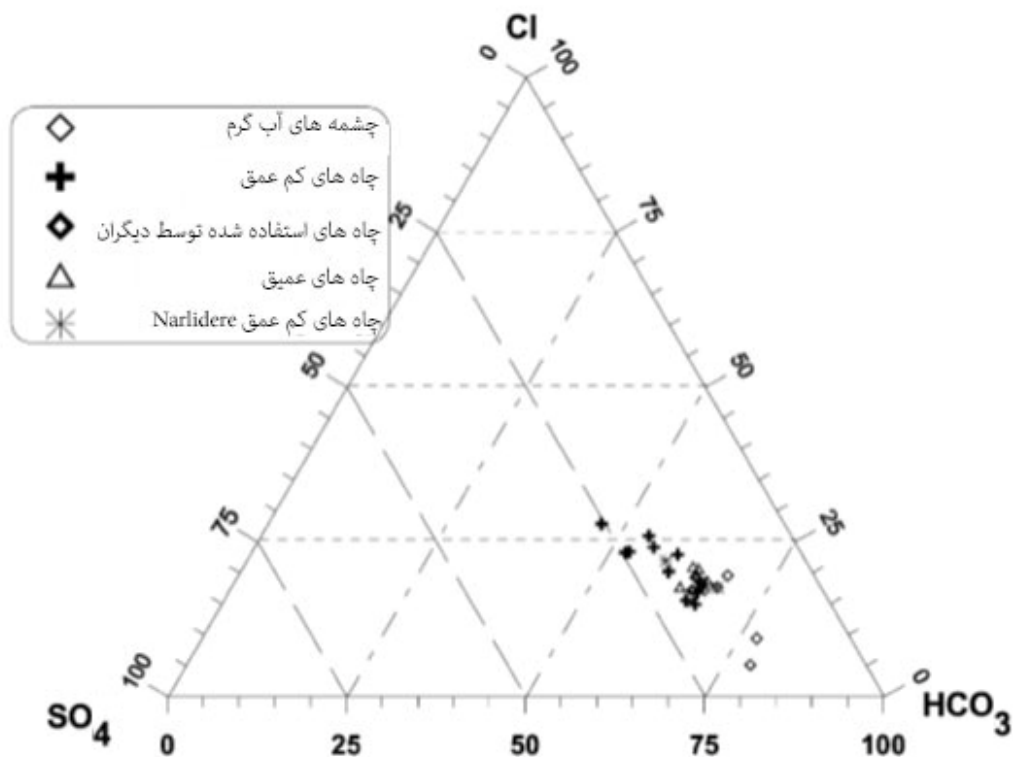
شکل ۲-۲. موقعیت میدان زمین گرمایی بالکوا در ترکیه (Serpen, 2003)

در نمودار سه‌تایی کاتیون‌ها، آب‌های منطقه در بخش آب‌های نابالغ قرار گرفته‌اند که نشان دهنده این مساله است که تعامل سیال و سنگ حاصل نشده است (شکل ۲-۴).

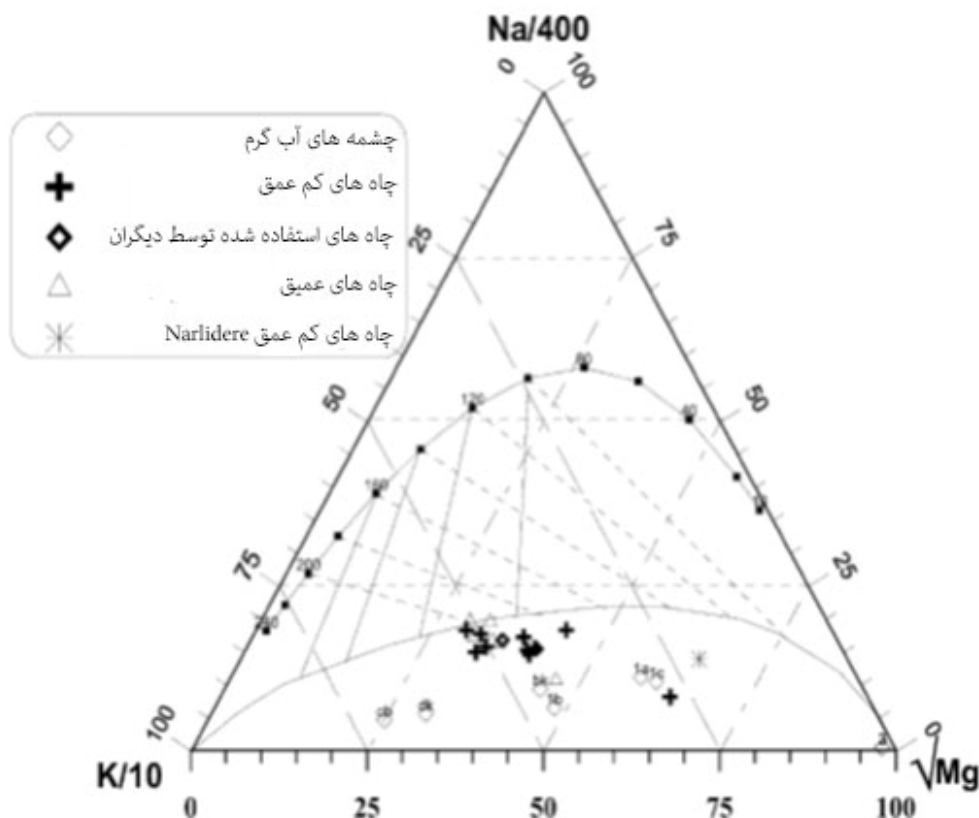
جدول ۱-۲. ترکیب شیمیایی نمونه‌های آب میدان زمین‌گرمایی بالکوا (Serpen, 2003)

(تمامی واحدها میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد)

موقعیت	T(°C)	pH	Na	K	Ca	Mg	B	SiO ₂	Cl	HCO ₃	SO ₄	F
دریاچه Dam	۱۲	۷/۸۵	۱۱/۶	۰/۷۴	۵۸/۵	۲۲/۴	<۰/۱	۷/۹	۲۳/۲	۱۹۵	۳۲	۱
چشمه Kabaoglu	۱۸	۷/۶۲	۱۷	۲	۱۸	۴۱	۰/۰۴	۲۰	۲۵	۲۴۰	۱۳	۰/۱
چشمه‌های آبگرم	۶۳/۵	۶/۸	۳۴۵	۴۲	۶۸	۱۷	—	۱۴۶	۲۰۲	۷۲۶	۱۷۸	—
چاه کم عمق B-9	۱۲۲	۸/۵	۴۴۰	۳۱	۸	۴	۱۴	۱۰۹	۲۲۳	۴۶۷	۱۶۹	—
چاه کم عمق B-4	۱۱۲	۷/۵	۳۹۰	۳۱	۲۹	۴/۴	۱۳/۳	—	۲۰۵	۶۱۰	۲۰۲	۶/۷
چاه عمیق BD-1	۱۴۰	۷/۷	۳۹۵	۲۴	۲۷	۲/۷	۱۳	۲۷۹	۱۷۶	۶۲۲	۲۷۰	۱۴
چاه عمیق BD-4	۱۳۱	۷/۳۹	۴۲۰	۲۷	۱۵	۲/۵	۱۳/۴	۱۳۰	۱۶۴	۵۷۹	۱۸۰	۷/۶

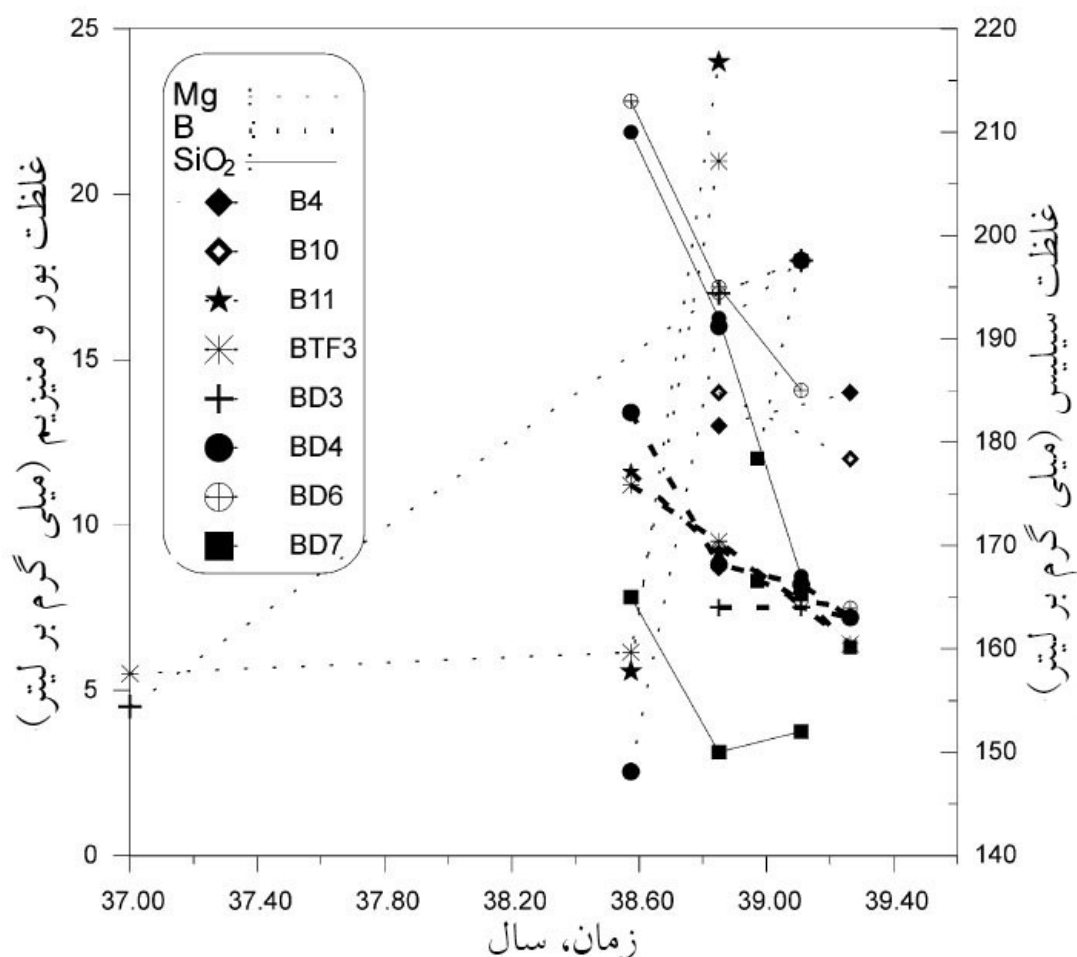


شکل ۲-۳. نمودار سه‌تایی آنیون‌ها در میدان زمین‌گرمایی بالکوا (Serpen, 2003)



شکل ۲-۴. نمودار سه تایی کاتیون‌ها در میدان زمین‌گرمایی بالکوا (Serpen, 2003)

در محیط‌های زمین‌گرمایی، غلظت B و SiO_2 در آب‌های عمیق به علت تعامل آب-سنگ بالا است ولی این غلظت برای آب‌های سطحی کم است. در مقابل غلظت Mg در آب‌های عمیق کم است ولی در آب‌های سطحی و کم عمق این مقدار بالا است. سرپان در مطالعات خود این روند کلی را برای منطقه بالکوا نشان داده است (Serpen, 2003). تغییرات در غلظت B، Mg و SiO_2 با زمان در آب‌های زمین‌گرمایی بالکوا در شکل ۲-۵ نشان داده شده است. سرپان در طی مطالعات دو سال آخر خود مشاهده کرد که غلظت Mg افزایش یافته در حالی که غلظت B و SiO_2 کاهش یافته است. این موضوع به وضوح نشان دهنده اثر آب‌های کم عمق در منطقه می‌باشد که این مساله توسط کاهش دمای آب چاه‌های تولیدی در حدود ۴ تا ۵ درجه سانتی‌گراد تایید می‌شود.



شکل ۲-۵. تغییرات در غلظت B، Mg و SiO₂ در آب های میدان بالکوا (Serpen, 2003)

در سال ۲۰۰۸، کاراکوس^۱ و سیمسک مطالعات هیدروژئوشیمی مفصلی را در مناطق دردین^۲ و افتنی^۳ انجام داده‌اند (Karakus and Simsek, 2008). نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در جدول ۲-۲ آورده شده است. کاتیون اصلی در آب‌های این مناطق Na و آنیون اصلی HCO₃ می‌باشد و نوع آب‌های حرارتی منطقه بی‌کربنات سدیم می‌باشد. pH آب‌های منطقه حدود ۶/۵ است که نشان دهنده اسیدی بودن آب‌های منطقه است. آب‌های حرارتی این منطقه بر اساس یون‌های ثانویه به دو گروه تقسیم می‌شوند:

^۱Huseyin Karakus

^۲Derdin

^۳Efteni

۱. چشمه‌های گازسویو^۱، اریکوانی^۲ ($\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$, $\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca}$)

۲. چشمه‌های یاز^۳، دگیرمن^۴، سیمسرلیک^۵، دردین ($\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$, $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg}$)

جدول ۲-۲. آنالیز شیمیایی چشمه‌های حرارتی منطقه دردین و افتنی (Karakus and Simsek, 2008)

پارامتر	افتنی	گازسویو	آنکوانی	دردین	سیمسرلیک	دگیرمن	یاز
pH	۶/۳۱	۶/۴۵	۶/۲۱	۶/۴۲	۶/۴	۷/۸۹	۷/۸۱
EC (μs/cm)	۳۰۰۰	۲۰۰۰	۲۴۰۰	۷۰۰۰	۳۲۰۰	۴۰۰	۳۵۰
T (°C)	۴۲/۸	۲۹/۳	۳۰	۳۱	۱۸	۲۵	۲۳
Ca (ppm)	۱۷۴	۹۵	۱۰۵	۱۲۴	۱۳۸	۳۱	۲۸/۵
Mg (ppm)	۱۳۴	۸۵	۱۱۳	۶۸	۲۸	۴/۵	۴/۵
Na (ppm)	۳۸۵	۲۲۰	۳۰۵	۱۹۴۵	۶۵۷	۵۲/۵	۴۳/۱
K (ppm)	۱۳	۸/۱	۱۰/۹	۹۸/۵	۲۳	۰/۲۳	۰/۲۶
Cl (ppm)	۱۴۹	۸۴/۶	۱۲۶/۱۲	۲۷۰/۸	۶۵	۸/۷۵	۵/۹
SO ₄ (ppm)	-	۰/۶	-	۱۲۲۰/۲	۴۲۱/۳	۴۶/۶	۲۷/۹
HCO ₃ (ppm)	۱۸۰۸	۱۰۴۳	۱۳۶۹	۳۶۵۴	۱۶۶۹	۱۷۳	۱۷۰
SiO ₂ (ppm)	۱۴۵	۷۷	۱۱۰	۸۹	۳۶	۲۳	۲۲
B (ppm)	۶/۵	۳	۴/۶	۳۱/۲	۷/۸	۰	۰

این دو گروه در نمودار شولر^۶ کاملاً مشخص است (شکل ۲-۶). تفاوت‌ها، تمایز در منشاء و فرآیند اختلاط را نشان می‌دهد.

¹ Gozsuyu

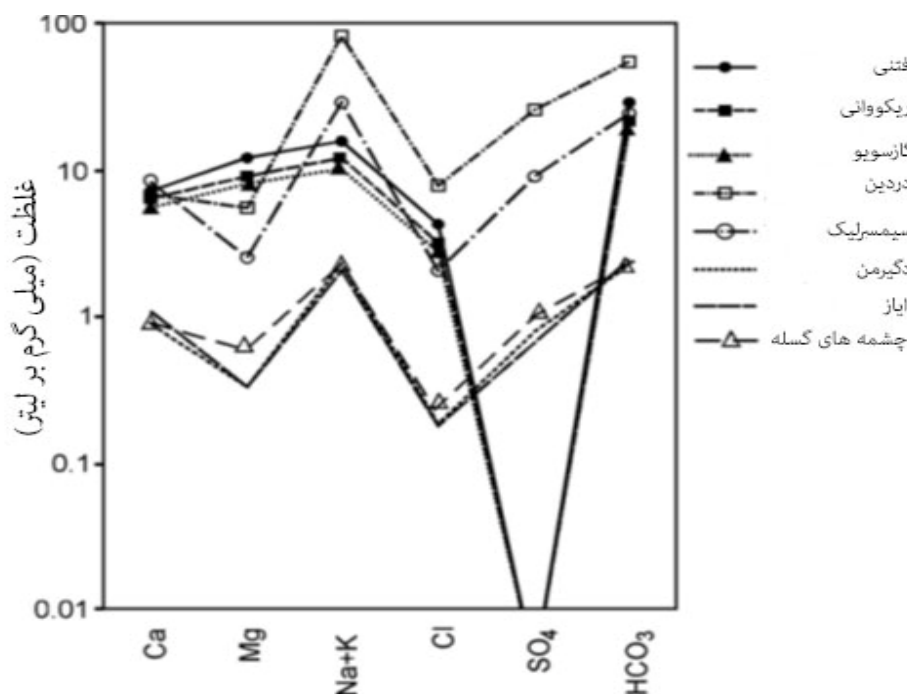
² Arikovani

³ Uyuz

⁴ Degirmen

⁵ Simsirlik

⁶ Schoeller



شکل ۲-۶. نمودار شولر برای آب‌های مناطق دردین و افتنی (Karakus and Simsek, 2008).

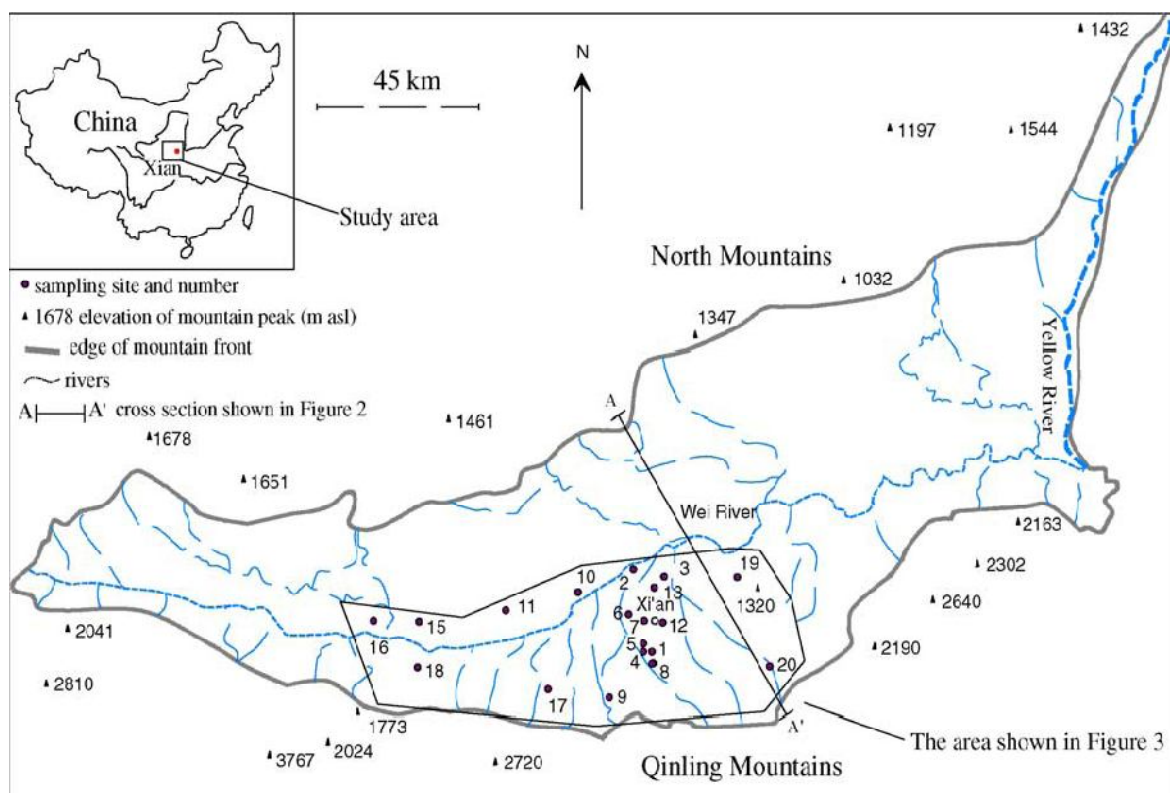
همانطوری که در شکل ۲-۶ مشاهده می‌شود، دو مخزن حرارتی مختلف با ویژگی‌های سنگ‌شناسی متمایز به چشمه‌های افتنی و دردین مربوط هستند به طوری که با شیمی متفاوت آب‌هایشان مشخص می‌شوند. آب چشمه‌های اریکوانی و گازسویو الگوی شیمیایی مشابه با چشمه افتنی دارند در صورتی که بقیه چشمه‌های باقی‌مانده شبیه چشمه دردین هستند. شباهت در شیمی آب‌های چشمه‌های منطقه افتنی، که بسیار نزدیک به هم واقع شده‌اند، نشان می‌دهد که این چشمه‌ها از آبخوان حرارتی مشابهی سرچشمه می‌گیرند. این شباهت بین آب‌های چشمه‌های دردین و سیمسرلیک که غلظت یونی نسبتاً بالاتری را نشان می‌دهند، نیز مشاهده می‌شود.

الگوی شیمیایی برای چشمه‌های دگیرمن و ایاز که آب‌هایشان دارای غلظت یونی پایین‌تر هستند و از آتشفشان‌های ائوسن تخلیه می‌شوند، شبیه چشمه‌های دردین و سیمسرلیک می‌باشند و این ممکن است یا

به خاطر شباهت سنگ شناسی آبخوان‌ها به چشمه‌های دردین و سیمسرلیک باشد و یا به خاطر رقیق‌شدگی آب‌های زیرزمینی جوان در طول صعودشان باشد.

در سال ۲۰۰۵، چین^۱ و همکارانش مطالعاتی در زمینه هیدروژئوشیمی در میدان زمین‌گرمایی زایان^۲ در کشور چین انجام دادند (Qin et al. 2005) (شکل ۷-۲)

نمونه‌های آبی گرفته شده از این منطقه تجزیه شیمیایی شدند. نتایج حاصل از این تجزیه‌ها در جدول ۳-۲ نشان داده شده است.



شکل ۷-۲. موقعیت میدان زمین‌گرمایی زایان (Qin et al. 2005)

^۱Qin

^۲Xian

جدول ۳-۲. ترکیب شیمیایی آب‌های زمین گرمایی میدان زایان (Qin et al. 2005)

شماره	T (°C)	pH	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	SO ₄	Cl	SiO ₂	TDS
۱	۷۰	۸	۱۰۱۲	۶	۳۸/۷	۹/۱	۱۸۹/۸	۱۷۸۲	۲۷۳/۸	۴۴	۳۳۷۵
۲	۵۲	۸/۱	۸۲۴	۱/۴	۵/۴	۲/۵	۱۴۱۱	۳۴۳	۲۴۴/۱	۳۲/۴	۲۸۶۶
۳	۵۲	۸	۸۵۱/۲	۳/۵	۱۶/۷	۴/۵	۱۰۱۵	۵۵۳	۴۰۷/۱	۲۶/۴	۲۸۷۷
۴	۸۴	۸/۱	۵۴۱/۶	۴/۳	۳۰/۶	-	۱۹۹/۵	۶۶۷	۳۲۷/۴	۶۲/۴	۱۸۲۳
۵	۵۶	۷/۹	۲۷۰۲	۱۱/۳	۲۳۰/۱	۹۴/۶	۲۶۷/۶	۵۶۱۰	۶۰۱/۲	۳۰/۴	۹۵۴۷
۶	۸۵	۸/۴	۲۸۷/۲	۲/۱	۵/۲	-	۲۶۰/۱	۲۰۸	۱۴۸/۸	۷۱/۹	۹۸۳
۷	۹۰	۷/۲	۱۴۹۹	۱۷/۸	۳۹/۱	۱/۷	۱۳۳۰	۱۷۸۲	۲۰۵/۷	۹۷/۳	۵۰۳۳
۸	۴۰	۸/۴	۹۱۶/۲	۰/۱	۲۹/۴	۸/۲	۳۹۸/۲	۱۰۷۱	۱۵۴/۸	۳۱/۳	۳۲۱۵
۹	۴۰	۸/۴	۹۶/۱	۰/۲	۱۸/۱	-	۱۴۹/۶	۱۰۷	۲۳/۸	۲۵/۳	۴۲۰
۱۰	۵۲	۷/۴	۱۱۳۰	۱۴/۲	۱۷/۵	-	۱۲۴۹	۱۲۹۷	۲۳۸/۱	۷۸/۳	۴۰۲۴
۱۱	۶۲	۸/۱	۶۶۷/۲	۶	۹/۷	۱/۳	۶۷۳	۳۳۱	۴۰۰/۱	۶۴	۲۲۴۷
۱۲	۴۶	۸/۱	۳۷۴/۶	۱/۲	۷/۵	۱	۲۹۳/۴	۲۴۹	۲۹۷/۶	۴۱	۱۲۶۵
۱۳	۵۸	۷/۹	۵۱۲/۴	۴	۸/۹	۲/۴	۵۵۷/۳	۳۶۵	۲۶۱/۹	۶۷	۱۷۸۰
۱۴	۴۸	۸/۴	۲۶۶/۴	۱	۳/۶	۰/۲	۴۳۶/۳	۱۲۹	۷۱/۴	۳۲/۵	۹۴۶
۱۵	۹۰	۷/۶	۱۱۶۶	۱۴/۱	۱۲۸/۴	۲/۲	۱۲۳/۹	۵۲/۴	۱۹۹۳	۷۱/۷	۳۵۵۲
۱۶	۶۲	۷/۹	۱۴۴۹	۱۲	۱۸۰/۷	۳/۷	۶۲/۹	۵۰/۴	۲۵۷۶	۴۵/۱	۴۳۸۰
۱۷	۵۳	۸/۵	۲۵۸	۰/۸	۶/۹	۰/۱	۲۱۸/۲	۷۷/۸	۲۲۶/۲	۳۲/۵	۸۲۱
۱۸	۵۳	۸/۷	۱۸۵/۱	۰/۶	۴	-	۲۳۵/۳	۹۲/۲	۸۹/۳	۳۰/۶	۶۳۷
۱۹	۴۲	۷/۴	۱۶۳/۸	۰/۳	۴۰/۱	۴/۳	۲۱۴/۴	۱۸۲	۹۵/۲	۳۲/۲	۷۴۱
۲۰	۳۸	۸/۳	۱۳۷	۰/۳	۴/۸	۱/۱	۱۰۱	۱۱۰	۲۹/۸	۲۴/۲	۵۲۶

بیشترین یون‌های اصلی به ترتیب فراوانی عبارتند از سدیم، کلسیم، منیزیم، بی‌کربنات، سولفات و کلرید.

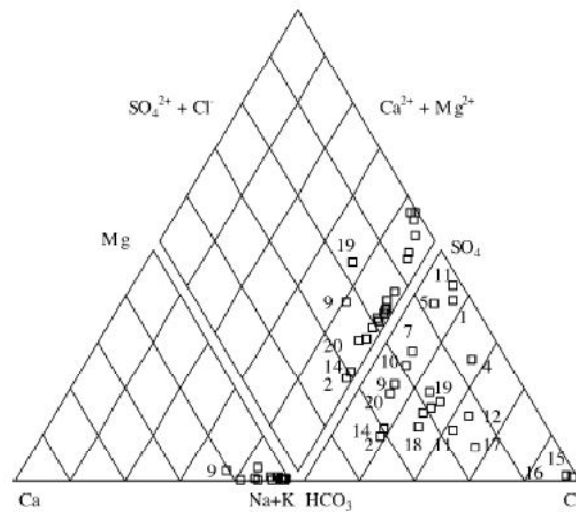
آب‌های حرارتی منطقه عمدتاً از نوع کلرید سدیم و بی‌کربنات سدیم هستند. نمونه‌های آبی برای این میدان

زمین گرمایی دارای pH قلیایی کم از ۷/۴ تا ۸/۴ می‌باشند و مقدار جامدات محلول کلی آن‌ها حدود ۴۲۰ تا

۵۰۳۳ میلی‌گرم بر لیتر است. نمودار پایپر آب‌های این منطقه (شکل ۲-۸) نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی

آب‌های میدان زایان با افزایش عمق تغییر کرده و از ترکیبی با برتری HCO₃ به ترکیباتی با برتری Cl تغییر

می‌کنند که این مساله نشان می‌دهد روندی به سمت آب‌های بالغ دارند.

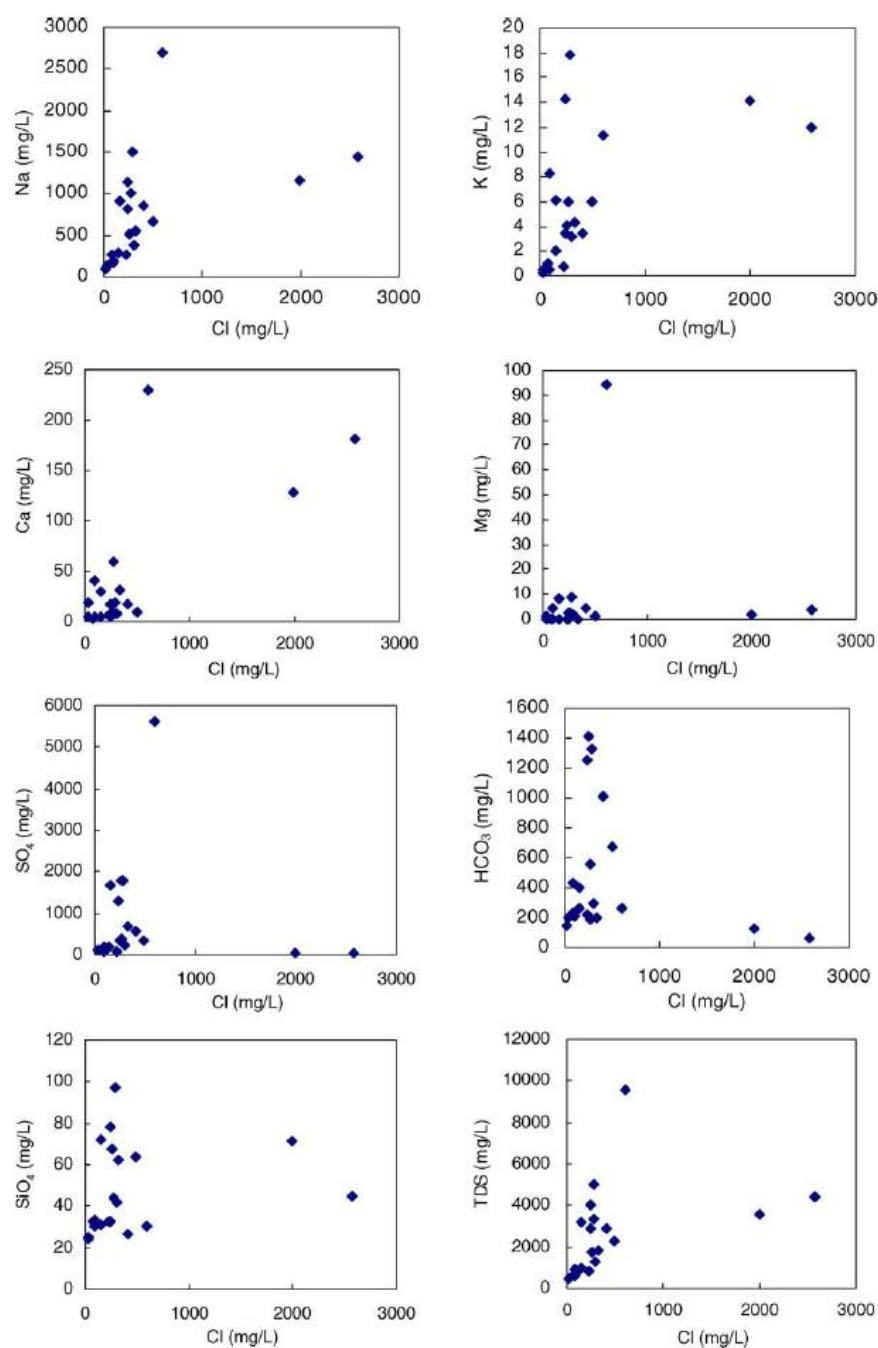


شکل ۲-۸. نمودار پایپر برای یونهای اصلی آبهای حرارتی میدان زمین‌گرمایی زایان (Qin et al. 2005)

شکل ۲-۹ رابطه بین مقدار TDS، SO_4 ، SiO_2 ، HCO_3 ، K و Na را در مقابل کلر نشان می‌دهد. سدیم، پتاسیم، بی‌کربنات، سیلیس و سولفات با افزایش کلر افزایش می‌یابند، کلسیم پراکنده می‌شود و منیزیم کاهش می‌یابد.

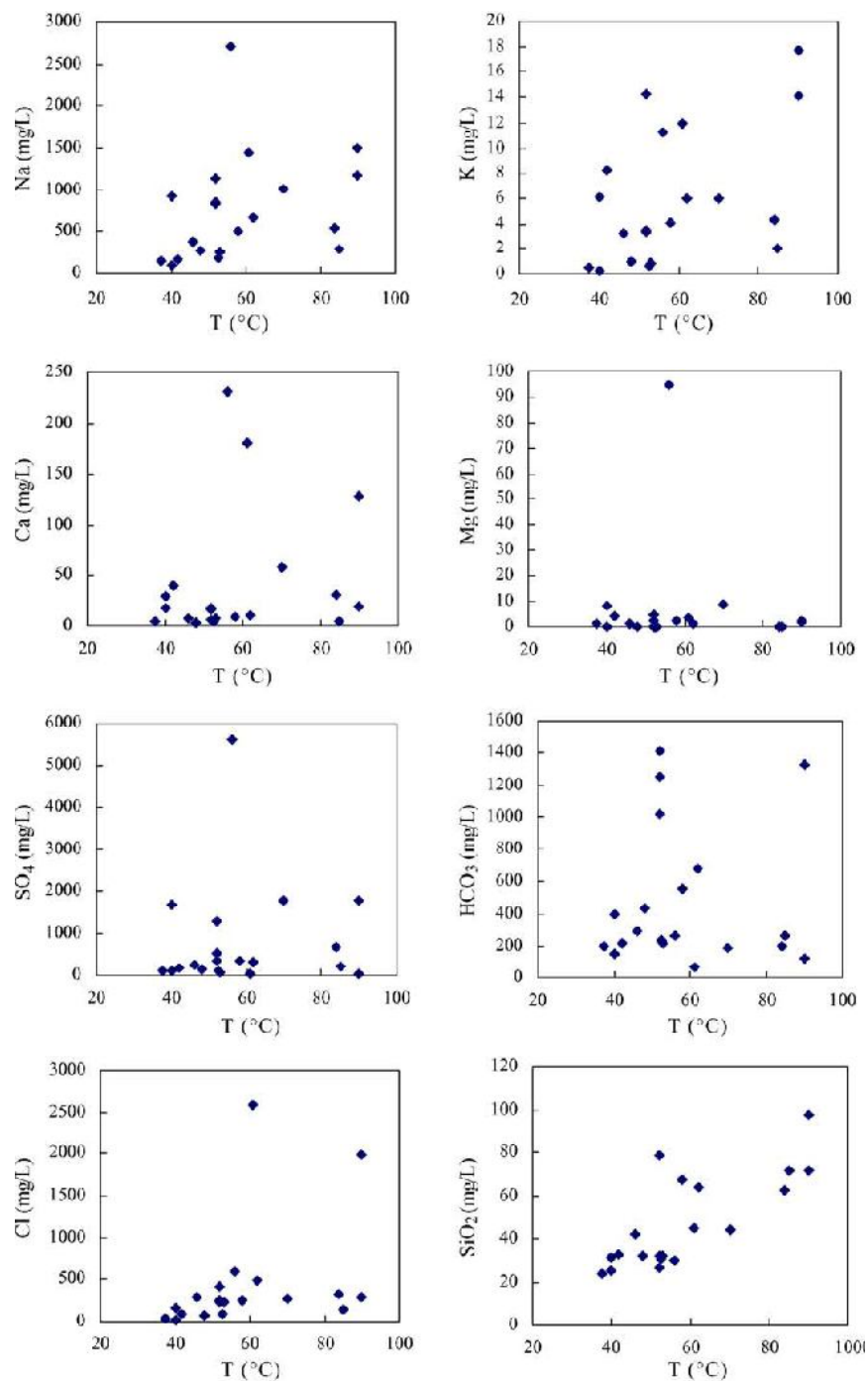
شکل ۲-۱۰ نمودار تغییرات SiO_2 ، Cl، HCO_3 ، SO_4 ، Mg، Ca، K و Na را در مقابل دما نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود سولفات، کلرید، سیلیس، بی‌کربنات، پتاسیم و منیزیم همبستگی خطی مثبتی را با دما نشان می‌دهند. کلسیم پراکنده می‌شود و مقدار منیزیم نسبتاً ثابت است که نشان دهنده وقوع پدیده اختلاط بین سیال زمین‌گرمایی و آبهای زیرزمینی می‌باشد.

در شکل ۲-۱۱ تغییرات غلظت یونهای اصلی از قبیل سدیم، پتاسیم، کلسیم، منیزیم، سولفات، بی‌کربنات، کلرید و سیلیس و همچنین تغییرات pH در مقابل افزایش عمق نشان داده است (Qin et al. 2005). همانطور که مشاهده می‌شود پتاسیم، سولفات، سیلیس، کلرید و بی‌کربنات رابطه تقریباً خطی مثبتی را با عمق نشان می‌دهند، pH با افزایش عمق کاهش می‌یابد و منیزیم مقدار نسبتاً کم و ثابتی را نشان می‌دهد.



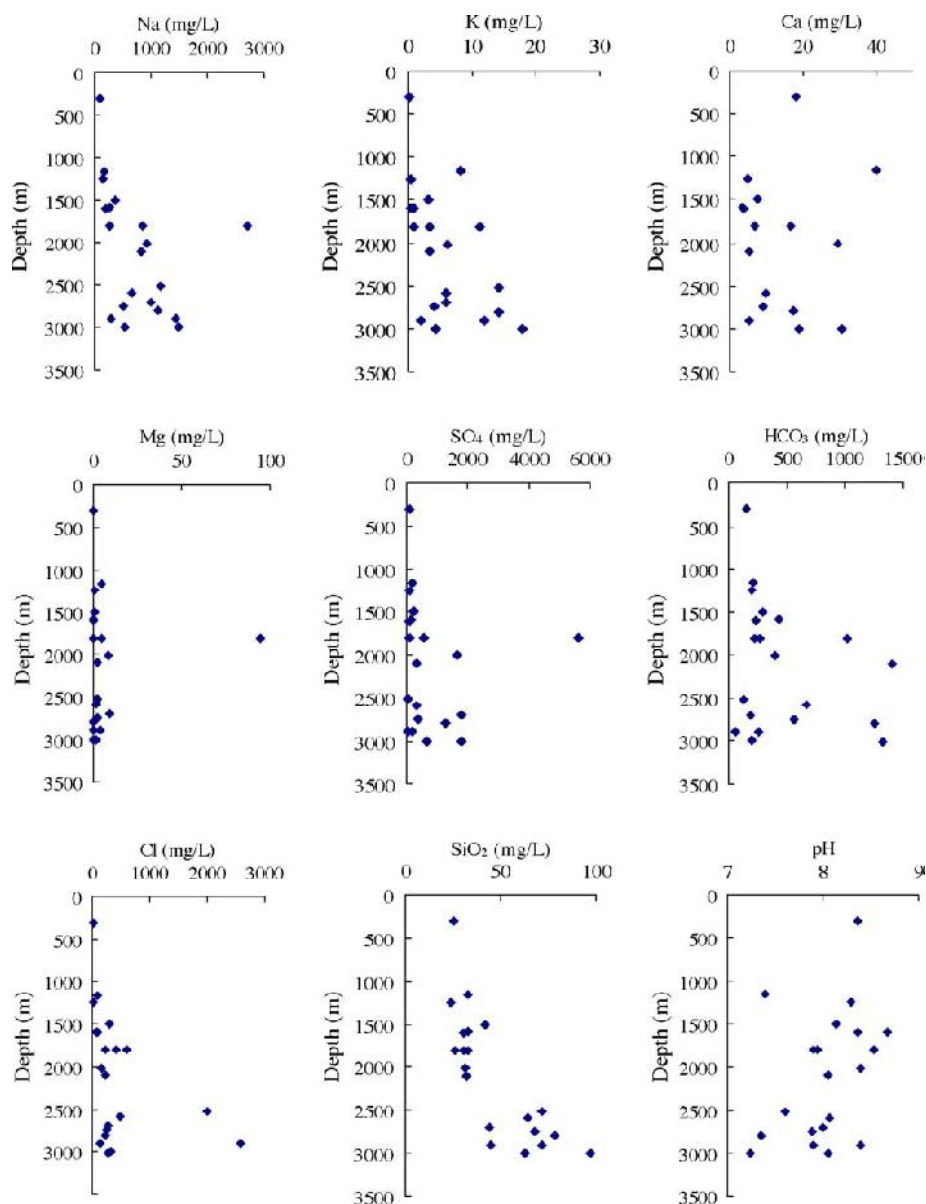
شکل ۹-۲. رابطه بین مقدار Na و K ، HCO_3 ، SO_4 ، SiO_2 ، TDS در مقابل کلر برای آب‌های زمین‌گرمایی زایان

(Qin et al. 2005)



شکل ۱۰-۲. تغییرات غلظت Na و K ، Ca ، Mg ، SO_4 ، HCO_3 ، Cl ، SiO_2 در مقابل درجه حرارت برای آب‌های

حرارتی زایان (Qin et al. 2005)

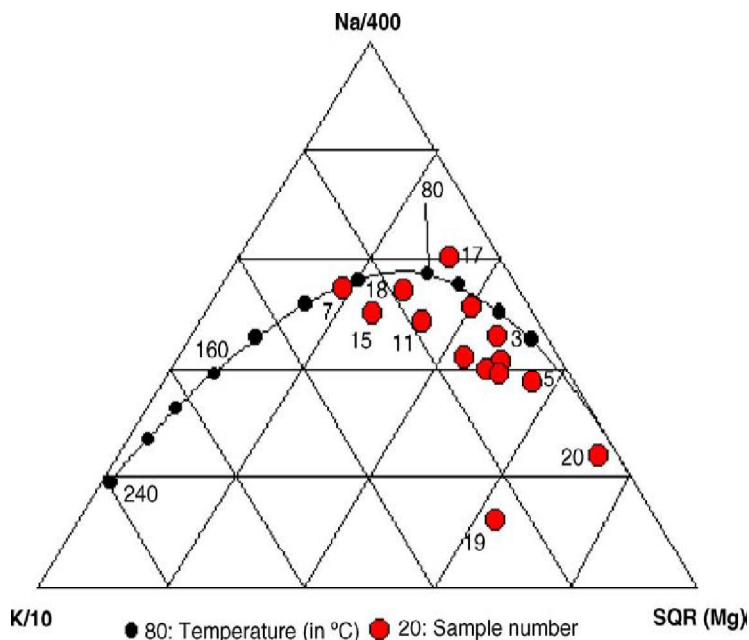


شکل ۱۱-۲. تغییرات غلظت یون‌های اصلی از قبیل سدیم، پتاسیم، کلسیم، منیزیم، سولفات، بی‌کربنات، کلرید و سیلیس و

تغییرات pH در مقابل افزایش عمق (Qin et al. 2005).

شکل ۱۲-۲ دیاگرام سه‌تایی کاتیون‌ها را برای نمونه‌های آبی این منطقه نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده

می‌شود اکثر نمونه‌های این منطقه سیالاتی هستند که به صورت بخشی به تعادل رسیده‌اند.



شکل ۲-۱۲. نمودار سه‌تایی کاتیون‌ها برای نمونه‌های آبی میدان زمین‌گرمایی زایان (Qin et al. 2005)

مایکل^۱ و همکارانش در سال ۲۰۰۱ مطالعاتی را بر روی حوزه دریاچه وایت کانادا انجام داده‌اند. نتایج حاصل از مطالعات هیدروژئوشیمی این منطقه در جدول ۲-۴ ارائه شده است (Michel et al. 2001).

همانطور که مشاهده می‌شود کاتیون اصلی در این میدان سدیم و آنیون اصلی بی‌کربنات می‌باشد و نوع آب منطقه بی‌کربنات سدیم است. pH آب این منطقه حدود ۷/۴ است که نشان دهنده خاصیت قلیایی ضعیف آن می‌باشد. شیمی آب‌های زیرزمینی توسط عوامل زیادی تحت تاثیر قرار می‌گیرد از قبیل ترکیب کانی‌شناسی آبخوان‌ها، طول و عمق سیستم جریان، دمای زیر سطحی، سن آب‌ها و اینکه در منطقه تبخیر وجود داشته یا نه.

^۱A-Michel

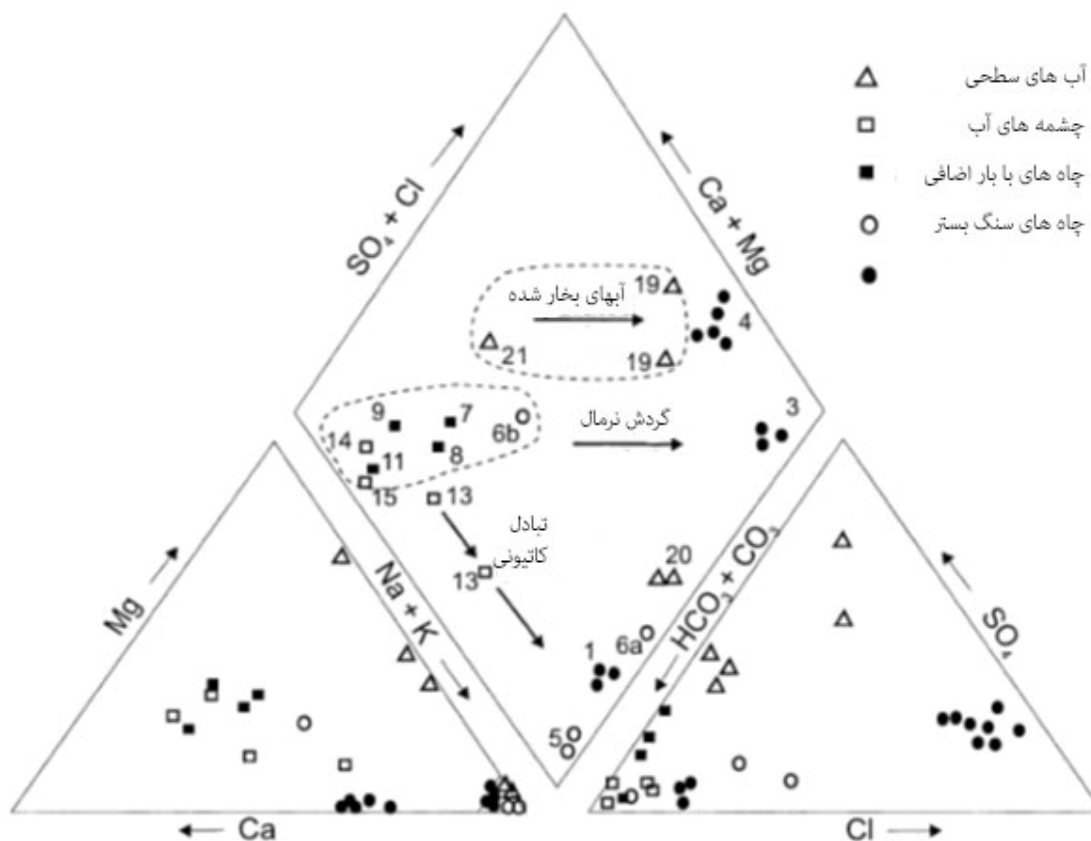
جدول ۲-۴. ترکیبات شیمیایی نمونه‌های آبی حوزه دریاچه وایت (Michel et al. 2001)

Site	Name	Date	Na	K	Ca	Mg	Sr	Fe	Mn	HCO ₃	Cl	F	SO ₄	SiO ₂
DDH1	P-Well, surface	Oct. 81	400	2.8	19.4	1.5	2.11	4.27	0.08	1154	183	4.1	2.77	
		May 83	520	2.33	16.3	1.16	2.37	4.7	0.06	1199	161	4.92	9.29	7.5
	41 m	Sep. 83	540	3.33	17.5	1.38	3.05	5.8	0.08	1272	172	3.38	8.39	10
	91 m	Feb. 84	432	2.72	23.9	1.11	2.24	2.44	0.05	1225	193	4.48	1.32	6.2
	122 m	Feb. 84	520	3.6	23.8	1.05	2.47	3.08	0.06	1230	190	4.56	2.16	6.3
	152 m	Feb. 84	503	2.75	25.5	1.04	2.02	17.1	0.1	1147	194	4.52	24.4	6.8
	213 m	Feb. 84	509	2.33	24.2	1.05	2.15	0.91	0.07	1192	185	4.75	9.1	6.8
	251 m	Feb. 84	506	1.98	25.3	1.08	2.24	1.53	0.08	1165	200	4.93	16.2	6.3
	305 m	Feb. 84	498	2.08	22.6	1.1	2.33	13.2	0.08	1187	191	4.52	14.6	6.7
	366 m	Feb. 84	517	2.04	25.5	1.05	2.24	33.7	0.16	1187	189	4.6	22	6.5
	488 m	Feb. 84	509	2.11	24.7	1.09	2.29	56.7	0.28	1158	194	4.48	35.1	7.5
	549 m	Feb. 84	475	3.94	22.8	1.04	2.11	31.8	0.11	1160	189	4.68	38	7.2
DDH3	78-4, surface	Oct. 81	480	1.82	44	0.87	11.1	22.7	0.05	244	512	5.72	394	
		May 83	500	1.59	36.4	0.56	13.7	7.7	0.05	233	501	6.3	319	7.5
		Feb. 84	483	1.19	40.2	0.51	12.1	1.09	0.03	287	477	4.72	326	10.9
	154 m	Sep. 83	500	1.75	34.5	0.66	13.1	0.54	0.05	266	469	4.88	292	12.5
	385 m	Sep. 83	490	2.25	34.1	0.7	12.9	0.97	0.05	167	513	4.35	305	14.3
DDH4	78-6, 61 m	Feb. 84	139	0.43	64	0.19	2.42	1.77	0.03	65	218	5.16	102	8.5
	91 m	Feb. 84	136	0.57	44.4	0.16	2.33	2.23	0.05	47	211	5.16	102	12.7
	122 m	Feb. 84	133	0.28	57.8	0.17	2.2	0.38	0.03	54	237	5.76	98.4	8.5
	152 m	Feb. 84	179	0.46	72.5	0.18	3.63	0.71	0.03	40	298	6.4	164	8.2
	183 m	Feb. 84	181	0.39	80.4	0.21	3.37	0.43	0.03	29.1	302	6.58	147	8.9
<i>Domestic wells in bedrock</i>														
5	Bork, 76 m	Sep. 83	245	1.6	2.54	1.54	0.82	5.08	0.05	665	9.18	4.65	31.4	7.3
		Feb. 84	244	1.03	1.83	1.27	0.61	0.82	0.03	659	7.98	5.68	18.7	4.7
6a	Nigilser, 140	Sep. 83	69	0.12	2.24	0.08	0.15	0.07	0.05	122	22.6	6.29	21.1	13
		Feb. 84	72.3	0.11	2.97	0.24	0.21	0.25	0.03	128	23.2	7.92	25.7	11.9
6b	165	Sep. 83	160	1.83	103	44.1	5.65	15.7	0.21	420	140	0.29	47.3	31
<i>Domestic wells in overburden</i>														
7	Bohn	Sep. 83	55.5	2.43	65	25.6	2.31	2.21	0.2	403	4.01	0.35	123	11
8	McWhinnie	Sep. 83	52.5	2.02	55.3	28.2	2.01	1.55	0.76	381	2.37	0.72	71.9	12
9	Twin L Golf	Oct. 81	45	2.85	78	37.7	2.52	1.4	0.65	381	2.69	0.4	120	
11b	White L R.2	Oct. 81	22.5	0.38	49	14.1	0.41	0.09	0.08	250	1.13	0.5	22.5	
<i>Springs</i>														
13	Observatory	Oct. 81	125	1.8	52	12.8	3.33	0.12	0.05	488	31.2	1.15	23.5	
		Sep. 83	125	2.13	49.6	12.5	3.91	0.16	0.05	494	24.9	1.08	30.2	12
		Feb. 84	66	1.35	68.2	13	3.95	0.11	0.03	390	29.8	0.72	19.8	6.7
14	St. And. G.C.	Oct. 81	21.5	0.28	57	15.6	0.98	0.05	0.05	256	1.96	0.6	32.1	
15b	White L R2	Oct. 81	23.5	0.3	43	7.25	0.26	0.92	0.05	202	0.6	0.5	13.5	
<i>Surface waters</i>														
19	Mahoney L	Oct. 81	4900	730	28.5	2225	0.44	0.17	0.07	1940	1121	b.d.	19440	
		Sep. 83	1550	198	14.9	508	0.28	0.07	0.05	710	321	1.06	1010	10
20	White L	May 83	520	40.4	21	20.7		0.98	0.05	820	79	2.65	432	17.5
		Sep. 83	1000	83	17.9	23	2.82	1.1	0.05	1605	168	4.03	962	15
21	Green L	Sep. 83	228	37	6.08	280	0.05	0.05	0.05	1224	23.9	0.66	701	5

شکل ۲-۱۳ نمودار پایپر را برای این نمونه‌های آبی نشان می‌دهد. نمونه‌های با مقدار جامدات محلول

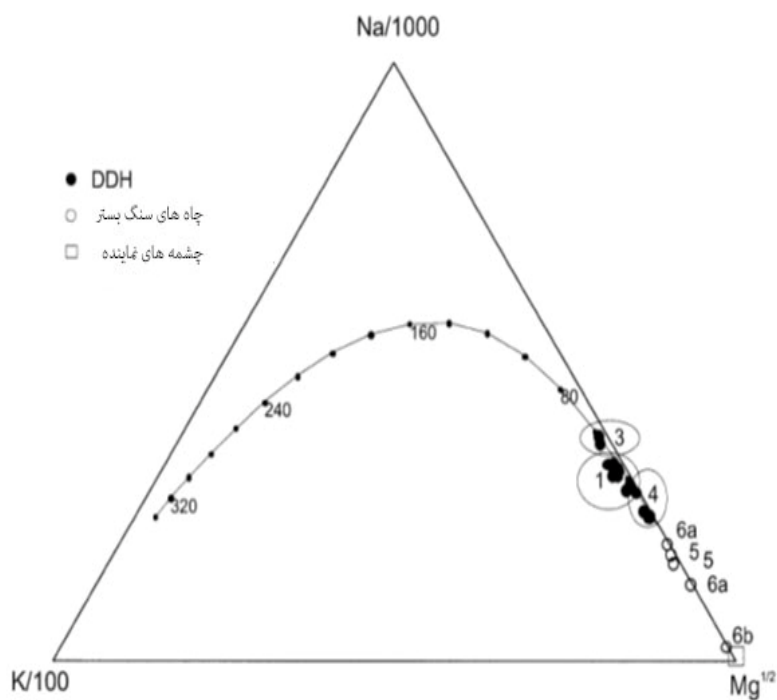
(TDS) پایین، آب‌های از نوع Ca-Mg-HCO₃ هستند. این آب‌ها، آب چشمه‌ها هستند و نشان دهنده

سیستم‌های جریان سطحی و کوتاه هستند. همانطور که میزان TDS افزایش می‌یابد، نمونه‌های آبی از این گروه خارج شده و به خاطر افزایش Na ، SO_4 و Cl در سمت راست نمودار قرار می‌گیرند.



شکل ۲-۱۳. نمودار پایپر برای نمونه‌های آبی حوزه دریاچه وایت (Michel et al. 2001)

همانطور که در شکل ۲-۱۴ مشاهده می‌شود، نمونه‌های آبی برای این منطقه در نمودار سه گانه Mg-Na-K در منطقه آب‌هایی هستند که به طور بخشی به تعادل رسیده‌اند.

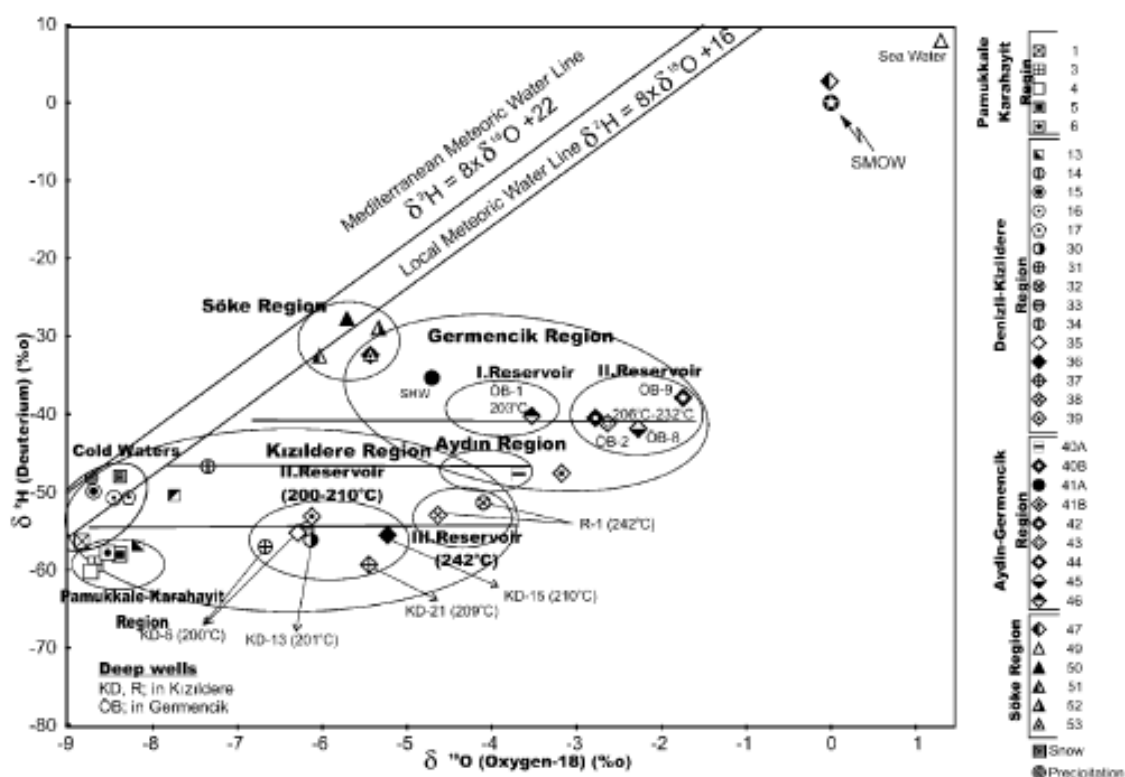


شکل ۲-۱۴ نمودار سه تایی Na-K-Mg برای نمونه های آبی دریاچه وایت (Michel et al. 2001)

۲-۲- مطالعات ایزوتوپی

مطالعات ایزوتوپی به ما کمک می کند تا منشأ منابع آبی مختلف، مسیر جریانات، هیدرولیک جریان مانند سرعت و جریان، سن یا زمان توقف آب، منشأ و محل تغذیه سفره آب زیرزمینی، سرعت جریان آب زیرزمینی و میزان اختلاط آب های مختلف را بررسی نماییم. در روش های ایزوتوپی به عنوان مثال از ایزوتوپ های پایدار مانند O^{18} و H^3 استفاده می گردد.

در سال ۲۰۰۳، سیمسک مطالعات ایزوتوپی خود را در میدان بویوک مندرس ترکیه انجام داد (Simsek, 2003). شکل ۲-۱۵ ترکیبات ایزوتوپی پایدار و ارتباط بین O^{18} -D را برای سیالات مخازن زمین گرمایی در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد.



شکل ۲-۱۵. ترکیبات ایزوتوپی پایدار سیالات زمین گرمایی در بویوک مندرس (Simsek, 2003)

جدول ۲-۵ داده‌های ایزوتوپ آب‌های سرد و گرم مناطق پاموکاله-کاراهایت، آیدین-گرمسیک و سوک را نشان می‌دهد. بررسی‌ها نشان داد که آب‌های معدنی و گرم میدان پاموکاله-کاراهایت عمدتاً منشأ شهاب سنگی دارند و اثر تبادل زمین گرمایی در آب‌های گرم مشاهده نمی‌شود. همچنین داده‌های تریتیوم نشان می‌دهد که زمان توقف سیالات این میدان ۲۰ تا ۳۰ سال است (Simsek, 2003). داده‌ها برای میدان دنیزلی-کزیلدره نشان می‌دهد که آب‌های زمین گرمایی این میدان منشأ شهاب سنگی دارند. آب چشمه‌های گرم و سیالات چاه‌های زمین گرمایی عمیق تقریباً هیچ تریتیومی ندارند بنابراین سیالات زمین گرمایی در این میدان بیش از ۵۰ سال سن دارند.

نتایج ایزوتوپ پایدار برای میدان آیدین-گرمسینک در جدول ۵-۲ نشان داده شده است. آب‌های زمین‌گرمایی برای این میدان از نوع آب‌های شهاب سنگی است. جابجایی $\delta^{18}\text{O}$ واضحی از MMWL وجود دارد. این قضیه نشان می‌دهد که تعامل آب و سنگ برای اغلب چشمه‌های آب گرم کلریدی و سیالات چاه زمین‌گرمایی عمیق در مخزن گرمسینک فرآیند مهمی است. مقدار تریتیوم برای این سیالات نشان می‌دهد که سن این سیالات بیشتر از ۵۰ سال است. نتایج برای میدان سوک نیز در جدول ۵-۲ آورده شده است. در این میدان مقادیر ایزوتوپی آب‌های سرد خیلی نزدیک به معادله MMWL می‌باشد. انحراف اندک از این خط، اثر تبخیر بر روی آب‌های سرد را نشان می‌دهد و همچنین مشخص می‌کند که این آب‌ها از سیستم‌های سطحی با دمای کم سر چشمه می‌گیرند (شکل ۲-۱۵). ترکیبات ایزوتوپی آب‌های حرارتی در منطقه سوک نشان می‌دهد که این آب‌ها منشاء شهاب سنگی دارند. در این منطقه چرخش سطحی و اختلاط با آب‌های سطحی و آب دریا نیز مشاهده شده است. مقدار تریتیوم در این میدان نشان می‌دهد که زمان توقف برای سیالات ۲۰ تا ۳۰ سال است. به طور کلی، فقدان تریتیوم در آب‌های زمین‌گرمایی کزیلدره و گرمسینک نشان می‌دهد که زمان اقامت برای آب‌های تغذیه زمین‌گرمایی بیشتر از ۵۰ سال است، در حالیکه به نظر می‌رسد آب‌های حرارتی در منطقه سوک جوان‌تر است (Simsek, 2003).

جدول ۵-۲. داده‌های ایزوتوپی سیالات زمین‌گرمایی بویوک مندرس (Simsek, 2003)

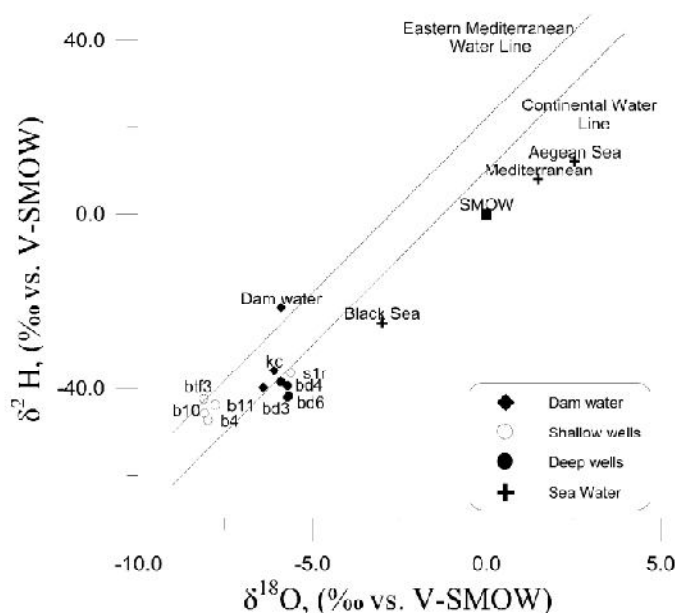
شماره نمونه	$\delta^{18}\text{O}$ (%)	$\delta^2\text{H}$ (%)	^3H (TU)	خطا (TU)
پاموکاله-کاراهایت				
۱	-۸/۴۵	-۵۶/۰۰	۱۷/۴	۰/۶۰
۲	-۹/۳۴	-۵۸/۰۰	۳/۹۰	۰/۴۰
۳	-۸/۸۷	-۵۹/۶۰	۴/۵۰	۰/۴۰
۴	-۸/۸۷	-۵۹/۵۰	۴/۳۰	۰/۴۰
۵	-۸/۵۲	-۵۸/۶۰	۰/۳۰	۰/۴۰
۶	-۸/۳۲	-۵۷/۶۰	۰/۰۰	۰/۳۰
دنیزلی-کزیلدره				
۱۱	-۸/۵۱	-۶۰/۲۰	۰/۶۷	۰/۲۹

۰/۲۸	۰/۲۲	-۵۱/۸۰	-۷/۸۸	۱۲
۰/۱۷	۰/۱۷	-۵۸/۷۰	-۸/۳۶	۱۳
۰/۱۸	۱/۰۵	-۴۷/۴۰	-۷/۸۴	۱۴
۰/۴۵	۵/۹۶	-۵۰/۰۰	-۸/۴۹	۱۵
۰/۳۲	۰/۴۶	-۵۰/۵۰	-۸/۴۴	۱۶
۰/۱۶	۰/۴۶	-۵۱/۲۰	-۸/۳۷	۱۷
۰/۲۸	۰/۰۹	-۳۴/۱۰	-۴/۶۴	۳۰
۰/۳۴	۰/۳۹	-۵۶/۲۰	-۶/۱۳	۳۱
۰/۳۳	۰/۱۶	۵۷/۰۰	-۶/۶۷	۳۲
۰/۳۳	۰/۰۹	-۵۱/۳۰	-۴/۱۰	۳۳
۰/۳۵	۰/۲۱	-۵۴/۷۰	-۶/۱۸	۳۴
۰/۳۵	۱/۱۵	-۴۶/۷۰	-۷/۳۵	۳۵
۰/۳۴	۰/۱۰	-۵۵/۵۰	-۵/۲۳	۳۶
۰/۳۳	۰/۲۴	-۵۹/۳۰	-۵/۴۵	۳۷
۰/۳۳	۰/۲۶	-۵۲/۲۰	-۴/۶۴	۳۸
۰/۳۳	۰/۵۲	-۵۳/۵۰	-۶/۱۳	۳۹
آیدین-گرمسینک				
۰/۱۶	۰/۳۵	-۴۷/۸۰	-۳/۵۹	A۴۰
۰/۳۴	۰/۸۹	-۴۰/۴۵	-۲/۷۸	B۴۰
۰/۲۸	۰/۰۹	-۳۴/۱۰	-۴/۶۴	A۴۱
۰/۳۴	۰/۷۰	-۴۷/۶۰	-۳/۱۸	41B
۰/۴۱	۵/۴۴	۳۲/۴۰	-۵/۴۳	۴۲
۰/۳۳	۰/۲۳	-۴۱/۲۰	-۲/۶۴	۴۳
۰/۳۳	۰/۶۴	-۳۷/۹۰	-۱/۷۴	۴۴
۰/۳۳	۰/۵۰	-۴۱/۹۰	-۲/۲۷	۴۵
۰/۳۳	۰/۶۹	-۴۰/۲۰	-۳/۵۳	۴۶
سوک				
۰/۳۵	۱/۰۲	۲/۷۰	-۰/۰۲	۴۷
۰/۳۶	۳/۰۳	۹/۵۰	۱/۵۱	۴۹
۰/۴۰	۵/۴۵	-۲۷/۹۰	-۵/۷۱	۵۰
۰/۴۲	۶/۵۰	-۳۲/۷۰	-۶/۰۲	۵۱
۰/۳۳	۰/۸۴	-۲۹/۱۰	-۵/۳۴	۵۲
۰/۳۶	۳/۰۳	-۳۲/۵۰	-۵/۹۷	۵۳
۰/۲۸	۴/۵۹	-۴۹/۲۰	-۸/۷۷	۵۴
۰/۲۹	۴/۰۵	-۴۹/۲۰	-۸/۱۱	۵۵

در سال ۲۰۰۳، سرپان خصوصیات ایزوتوپی سیستم زمین‌گرمایی بالکوا در ترکیه (شکل ۲-۱۶) را مورد مطالعه و بررسی قرار داد (Serpen, 2003). نمونه‌هایی از آب‌های سطحی و عمیق تجزیه شدند. خصوصیات ایزوتوپی این نمونه‌ها در جدول ۲-۶ آورده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود تفاوت مشخصی در ویژگی‌های ایزوتوپی آب‌های سطحی و عمیق وجود دارد. برای آب‌های سطحی مقدار $\delta^{18}\text{O}$ حدود ۸٪ و مقدار $\delta^2\text{H}$ بین ۴۲/۵ و ۴۷/۵٪ متغیر است، در حالیکه این مقادیر برای آب‌های عمیق به ترتیب ۵ تا ۶٪ و ۳۷ تا ۴۲٪ می‌باشد.

جدول ۲-۶. ترکیبات ایزوتوپی آب‌های زمین‌گرمایی منطقه بالکوا (Serpen, 2003)

موقعیت	$\delta\text{O}^{18}(\text{‰})$	$\delta\text{D}(\text{‰})$	T (TU)
S-1	-۵/۶	-۳۶/۵	-
B-4	-۷/۹۷	-۴۷/۴۴	2 ± 1
B-10	-۸/۰۸	-۴۵/۸۳	$1/45 \pm 1$
B-11	-۷/۷۷	-۴۳/۹۰	$1/25 \pm 1$
BTF-3	-۸/۱۰	-۴۲/۵۱	$0/90 \pm 0/95$
BTF-3	-۵/۹۳	-۳۹/۹۸	$2/30 \pm 0/65$
BD-3	-۵/۶۹	-۴۲/۲۲	$1/10 \pm 0/65$
BD-4	-۸/۰۷	-۴۶/۵۵	$1/05 \pm 1$
BD-4	-۵/۶۹	-۳۹/۵۴	$4/2 \pm 0/65$
BD-6	-۵/۶۶	-۴۱/۹۰	$1/80 \pm 0/80$
BD-6	-۵/۵۴	-۳۸/۲۵	$2/05 \pm 0/60$
BD-7	-۵/۸۹	-۳۸/۶۱	$1/30 \pm 0/55$
دریاچه دوم	-۶/۴۱	-۳۹/۷۹	$4/70 \pm 1$
دریاچه دوم	-۵/۹	-۲۱/۵	-
آب دریا	۲/۵۴	۱۲/۲۲	$3/70 \pm 1$



شکل ۲-۱۶. نمودار $\delta^2\text{H}$ و $\delta^{18}\text{O}$ برای آب‌های میدان بالکوا (Simsek, 2003)

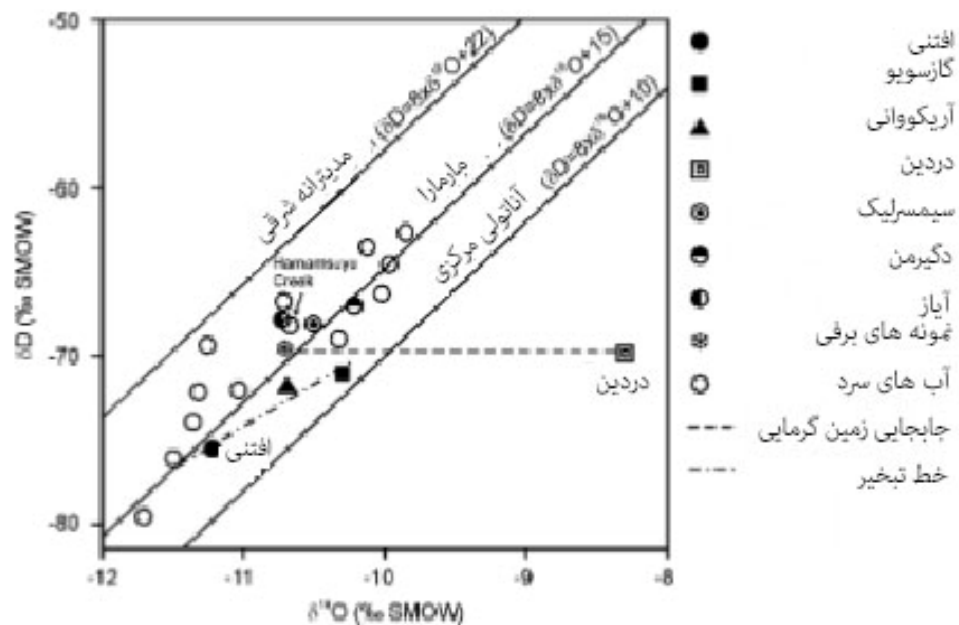
در سال ۲۰۰۷، کاراکوس و سیمسک مطالعات ایزوتوپی خود را در مناطق زمین‌گرایی افتنی و دردین انجام دادند (Karakus and Simsek, 2007). آنالیز ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و D (جدول ۲-۷) برای تعیین منشأ آب‌های حرارتی و منطقه تغذیه مخزن زمین‌گرایی بر روی نمونه‌های آب چشمه‌های حرارتی، برفی و آب‌های سرد از چهار منطقه افتنی، دردین، دگیرمن و ایاز انجام شده است. خط آب شهاب سنگی محلی (LMWL) از ترکیبات ایزوتوپی نمونه‌های آب سرد ارتفاعات مختلف بلوم آلمایک^۱ به دست آمده است (شکل ۲-۱۷). معادله LMWL شبیه معادله‌ایست که آیزنلر^۲ در سال ۱۹۹۷ (Eisenlohr, 1997) برای منطقه مارمارا^۳ در شمال غربی ترکیه ارائه داده است ($\delta\text{D}=8 \times \delta^{18}\text{O} + 15$). با این وجود نمودار برخی نمونه‌های آبی بین LMWL و خط آب شهاب سنگی مدیترانه‌ای شرقی قرار دارد (Gat and Carmi, 1970). فزونی دوتریوم از LMWL نشان دهنده یک منطقه عبور بین مدیترانه شرقی و آناتولی مرکزی ($\delta\text{D}=8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$) در منطقه

^۱Almacik Block

^۲Eisenlohr

^۳Marmara

مورد مطالعه است. به جز برای چشمه دردین، نمودار آب‌های حرارتی نزدیک به LMWL نشان می‌دهد که آب‌های زمین‌گرمایی منشأ شهاب سنگی دارند. جابجایی واضح $\delta^{18}\text{O}$ از LMWL به خاطر تبادل ایزوتوپی توسط تعامل صعودی آب-سنگ تنها در آب‌های چشمه دردین مشاهده می‌شود.



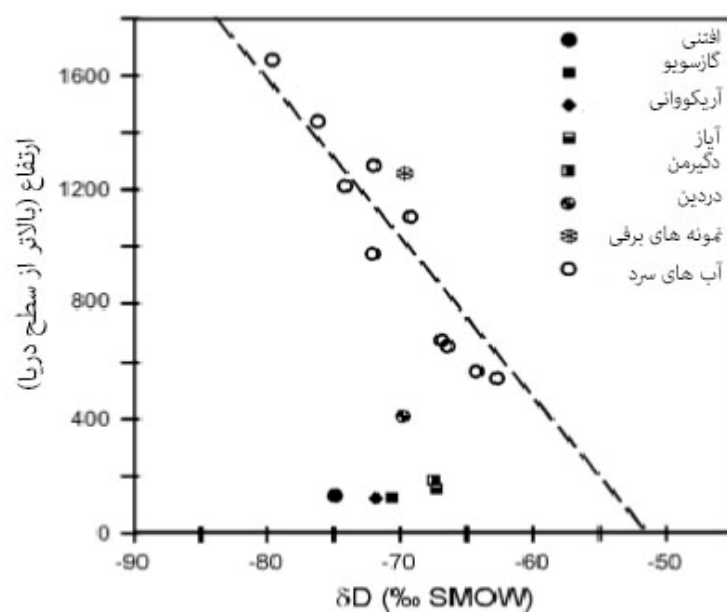
شکل ۲-۱۷. نمودار $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ برای آب‌های سرد و حرارتی منطقه دردین و افتنی (Karakus and Semsik, 2007). ارتفاعات مناطق تغذیه مخازن حرارتی با استفاده از ارتباط ترکیبات ایزوتوپی-ارتفاع بین نمونه برفی (۱۲۶۰ متر بالاتر از سطح متوسط دریا) و نمونه‌های چشمه‌های آب سرد تخمین زده می‌شود (شکل ۲-۱۸). معادلات رگرسیون از $\delta^{18}\text{O}$ و δD در مقابل ارتفاع^۱ (Karakus and Semsik, 2007) محاسبه می‌شود:

$$\text{Elevation (m)} = -499.93 \delta^{18}\text{O} - 4392 \quad (R^2=0.76) \quad (1-2)$$

$$\text{Elevation (m)} = -56.786 \delta\text{D} - 2945 \quad (R^2=0.87) \quad (2-2)$$

^۱Elevation

این معادلات اثر ارتفاع ظاهری را بر روی $\delta^{18}\text{O}$ و δD نشان می‌دهد که با هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع به ترتیب ۰/۲۰- و ۱/۷۶%- تغییر می‌کند. ارتفاعات تخمینی مناطق تغذیه با استفاده از روابط ۱-۲ و ۲-۲ در جدول ۷-۲ آورده شده است.



شکل ۱۸-۲. ارتباط ارتفاع و δD برای آب چشمه‌های آب گرم، برفی، آب‌های سرد منطقه مورد مطالعه

(Karakus and Semsik, 2007)

جدول ۷-۲. ارتفاع مناطق تغذیه برای چشمه‌های حرارتی (Karakus and Semsik, 2007)

ارتفاع متوسط تغذیه (بالتر از سطح دریا)		ارتفاع تخلیه (بالتر از سطح دریا)	چشمه
δD	$\delta^{18}\text{O}$		
۱۳۴۷	۱۲۰۵	۱۳۲	افتنی
۱۰۳۱	-	۴۱۰	دردین
۸۵۸	۶۹۶	۱۸۳	دگیرمن
۹۰۹	۹۶۵	۱۶۰	ایاز

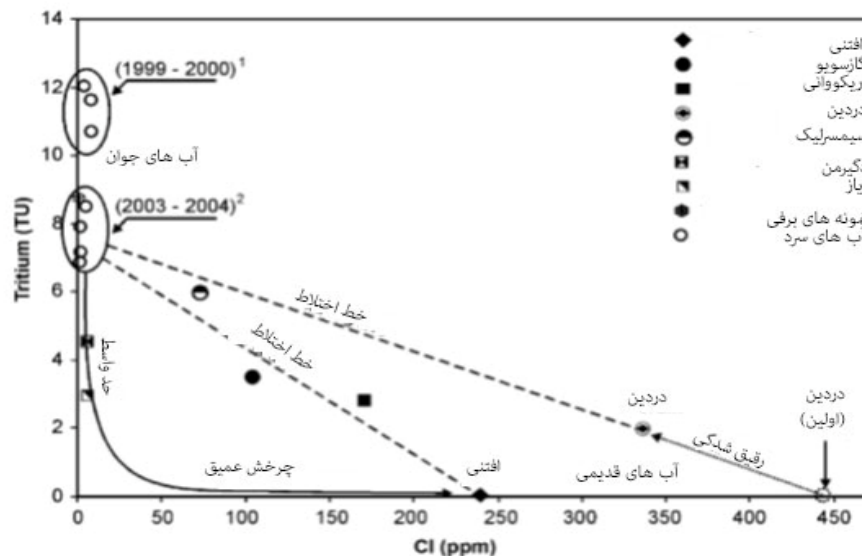
به علت غنی‌شدگی ^{18}O در چشمه دردین، ارتفاع محاسبه شده منطقه تغذیه بر اساس رابطه ۱-۲ پایین‌تر است. با نادیده گرفتن شیفت زمین‌گرمایی در آب‌های چشمه دردین، ارتفاع متوسط برای مناطق تغذیه به دست آمده بر اساس معادلات ۱-۲ و ۲-۲ می‌توان پی برد که چشمه‌های حرارتی عمدتاً از بلوک آلمایک با ارتفاع ۱۵۰۰ تا ۱۸۰۰ متر بالاتر از سطح متوسط دریا تغذیه می‌شوند.

سیستم‌های چرخش آب‌های زیرزمینی در منطقه بر اساس غلظت کلرید و مقدار تریتیوم در آب‌ها به سه گروه تقسیم می‌شوند (شکل ۱۹-۲):

۱. سیستم چرخش عمیق که توسط چشمه افتنی نشان داده می‌شود که میزان کلر آن نسبتاً بالا و مقدار ^3H آن کم است.

۲. سیستم چرخش سطحی مطابق با آب‌های سرد که دارای کلر کم و مقدار ^3H پایین می‌باشد.

۳. سیستم چرخش متوسط که شامل چشمه‌های دگیرمن و ایاز می‌باشد که مقدار کلر و ^3H آن متوسط و بین آب‌های زیرزمینی جوان و قدیمی است.



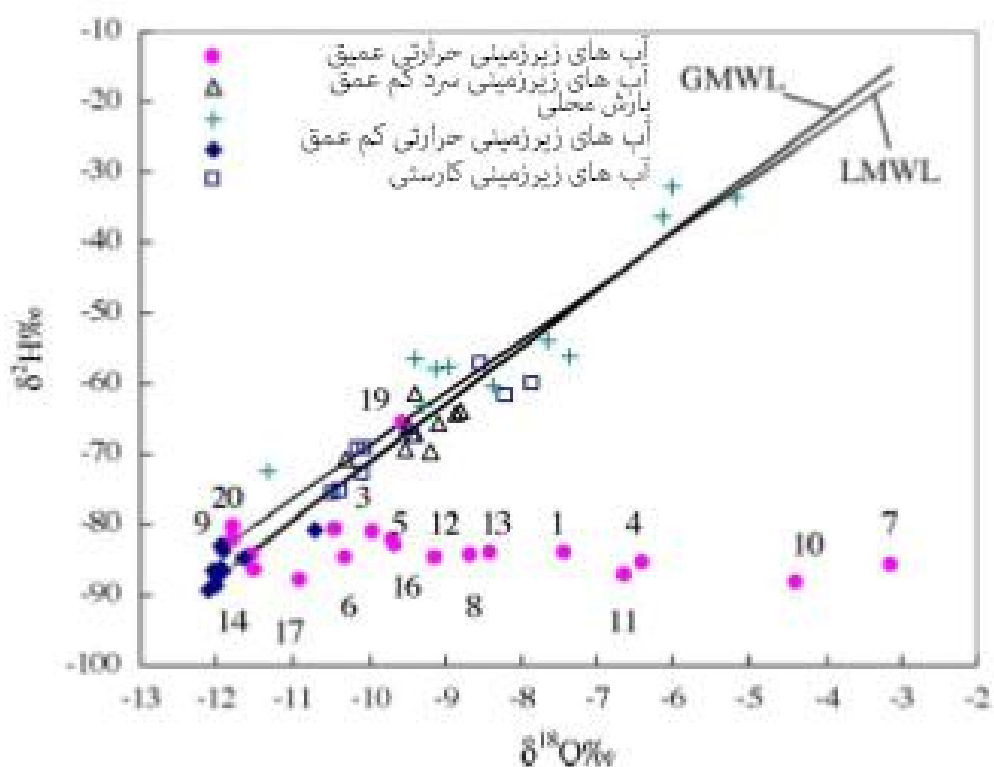
شکل ۱۹-۲. نمودار تریتیوم-کلر برای آب چشمه‌های آبگرم، برفی و آب‌های سرد منطقه (Karakus and Semsik, 2007)

نمونه‌های آب چشمه‌های گازسویو و اریکوانی بر روی خط اختلاط بین آب‌های سرد و چشمه افتنی می‌باشد (شکل ۲-۱۹). از طرف دیگر، آب‌های چشمه سیمسرلیک بر روی یک خط متفاوت بین چشمه حرارتی دردین و آب‌های سرد واقع شده است که به نظر می‌رسد از نهر حمام سویا^۱ سرچشمه می‌گیرد. این منشاء پیشنهادی توسط مقدار مشابه δD در چشمه‌های حرارتی دردین و سیمسرلیک و آب‌های نهر نشان داده شده است (شکل ۲-۱۷) (Karakus and Simsek, 2007).

مقدار تریتیوم در آب‌های چشمه دردین مدرک خوبی برای تغذیه اخیر است. هم جابجایی زیاد ^{18}O و هم غلظت یونی نسبتاً بالا در این آب‌های حرارتی نشان می‌دهد که این آب‌ها توسط آب‌های سرد جوان رقیق شده‌اند (شکل ۲-۱۹). بر اثر اختلاط با آب‌های سرد و آب‌هایی که مقدار سیلیکات کمی دارند و در نتیجه رقیق شدگی آب‌های حرارتی غلظت سیلیکات این آب‌ها کاهش می‌یابد.

در سال ۲۰۰۵، کین و همکاران مطالعات ایزوتوپی خود را در میدان زمین‌گرمایی زایان در کشور چین انجام دادند (۲۰-۲۰۰۵) (Qin et al. 2005). برای این مطالعه، ۳۵ نمونه از آب‌های زیرزمینی حرارتی عمیق، آب‌های زیرزمینی سرد سطحی و آب‌های زیرزمینی حرارتی سطحی گرفته شده است. ترکیبات ایزوتوپ پایدار آب‌های زمین‌گرمایی زایان به همراه خطوط آب شهاب سنگی محلی و جهانی (GMWL, LMWL) در شکل ۲-۲۰ و جدول ۲-۸ نشان داده شده است. مطابق شکل ۲-۲۰ برای نمونه ۱۹ مقدار $\delta^{18}O$ و δ^2H بیشتر از بقیه نمونه‌های آب‌های زمین‌گرمایی است ولی نزدیک به مقدار ایزوتوپ پایدار آب‌های زیرزمینی سرد سطحی می‌باشد.

^۱Hamamsuyu



شکل ۲-۲۰. آب های زمین گرمایی زایان. نمودار $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ نشان دهنده ترکیبات ایزوتوپ پایدار آب های حرارتی می باشد که اثر تعامل سنگ-آب را نشان می دهد. خط پر بالایی، خط آب شهاب سنگی جهانی (GMWL) می باشد ($\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+10$). خط تیره پایینی، خط آب شهاب سنگی محلی است (LMWL) که بر اساس داده های شبکه GNIP در ایستگاه زایان به دست آمده است ($\delta^2\text{H}=7.5\delta^{18}\text{O}+6.1$). دوایر توپر داده های جدول ۲-۸ می باشند. داده های نشان داده شده توسط مثلث های خالی، لوزی های توپر و علامت های ضربدر توسط چین و تائودر سال ۲۰۰۴ به دست آمده است. داده های آب های زیرزمینی کارسستی از شمال میدان زمین گرمایی زایان توسط لی^۱ و همکارانش در سال ۲۰۰۳ به دست آمده است (Qin et al. 2005).

جدول ۲-۸. داده‌های ایزوتوپی و سن آب‌های زمین‌گرمایی زایان (Qin et al. 2005)

Sample number	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	^3H (TU)	^{13}C CaCO_3 (PDB)	^{14}C CaCO_3 (PMC)	^{14}C age (years)
GZH-1	-7.4	-84.1	<0.32	-16.3	10.4	18,166
GZH-2	-10.5	-80.6	<0.32	-7.2	1.5	14,000
GZH-3	10.0	81.0	<0.32	9.5	2.5	29,600
GZH-4	-6.4	-85.5	<0.32	-14.6	18.0	13,783
GZH-5	-9.7	-82.2	<0.32	-12.3	10.1	18,400
GZH-6	-10.3	-84.7	<0.32	-12.5	6.8	21,642
GZH-7	-3.1	-85.8	<0.32	-7.9	3.3	27,400
GZH-8	-8.7	-84.4	<0.32	-12.3	4.3	25,200
GZH-9	-11.8	-82.3	<0.32	-16.7	28.0	10,234
GZH-10	-4.4	-88.3	<0.32	-6.4	1.3	14,700
GZH-11	-6.6	-87.1	<0.32	-10.5	3.1	28,000
GZH-12	-9.1	-84.8	<0.32	-12.8	8.5	19,800
GZH-13	-8.4	-84.1	<0.32	-12.1	3.2	27,700
GZH-14	-11.5	-86.6	<0.32	-11.7	3.3	27,378
GZH-15	-9.7	-82.9	<0.32	-15.4		
GZH-16	-9.6	-83.0	<0.32	-16.7	38.1	7,759
GZH-17	-10.9	-88.0	<0.32	-12.9	8.0	20,329
GZH-18	-11.5	-84.2	<0.32	-13.8	11.6	17,276
GZH-19	-9.6	-65.7	<0.32	-13.6	50.5	5,489
GZH-20	-11.8	-80.4	<0.45	-12.8	10.4	18,143

داده‌های ایزوتوپ پایدار نشان می‌دهد که آب‌های زمین‌گرمایی زایان منشاء شهاب سنگی دارند. برخی از نمونه‌های آبی بخصوص نمونه‌های عمیق دور از کوه‌های کینلینگ^۱ دارای $\delta^{18}\text{O}$ بالا ولی $\delta^2\text{H}$ ثابت می‌باشند، که با شیب تقریباً صفر در زیر GMWL و LMWL در نمودار شکل ۲-۲۰ واقع شده‌اند. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ برای بارش روز نمونه‌برداری به ترتیب ۶/۱- تا ۵/۲‰ و ۳۶/۴- تا ۳۳/۴‰ می‌باشد، برای آب‌های زیرزمینی سرد ۱۳- تا ۸/۸‰ و ۷۱- تا ۶۴‰ می‌باشد، برای آب‌های زمین‌گرمایی سطحی ۱۲- تا ۱۰/۷‰ و ۸۹- تا ۸۱‰ می‌باشد و برای آب‌های زمین‌گرمایی کارستی از کوه‌های شمالی ۱۰/۴۸- تا ۸/۵‰ و ۷۵/۸ تا ۵۷/۲‰ می‌باشد (Qin and Tao, 2001).

مقدار $\delta^2\text{H}$ برای آب‌های زمین‌گرمایی در مقایسه با آب‌های زیرزمینی سرد نشان می‌دهد که: (۱) دوتریوم در مقایسه با آب‌های زیرزمینی حدود ۱۰ تا ۲۰٪ تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد که نشان دهنده اختلاف

^۱Qinling

واضح در منطقه تغذیه است به طوریکه آب‌های زمین‌گرمایی از ارتفاعات بالاتری در کوه‌های کینلینگ تغذیه می‌شوند.

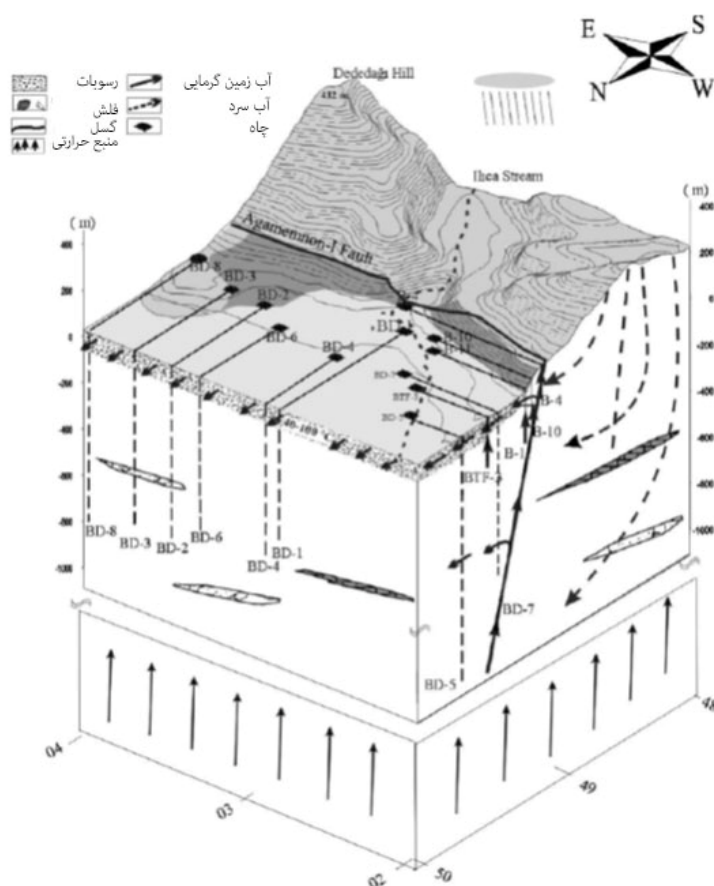
جابجایی قابل توجه ایزوتوپ اکسیژن در مقایسه با آب‌های سرد زیرزمینی می‌تواند نتیجه فرآیندهای مختلف از جمله تبادل اکسیژن-۱۸ بین آب و کانی‌های کلسیت یا سیلیکاته و یا خنک شدن آب‌های زمین گرمایی عمیق‌تر باشد.

آب‌های زمین‌گرمایی از اعماق بیشتر از ۱۵۰۰ متر یک جابجایی ایزوتوپی در $\delta^{18}\text{O}$ نشان می‌دهند، در حالی که آب‌های زمین‌گرمایی سطحی و آب‌های زیرزمینی سرد این جابجایی را نشان نمی‌دهند. ممکن است این مساله نشان دهنده جدایی هیدرولیکی بین آبخوان‌های زمین‌گرمایی عمیق و سطحی باشد (Tao 1995; Tian and Zheng 1995). آب‌های آبخوان‌های عمیق‌تر احتمالاً دارای زمان اقامت طولانی‌تر، دماهای بالاتر و سرعت جریان کمتری نسبت به آب‌های زیرزمینی سطحی می‌باشند. علاوه بر این، مقدار ایزوتوپ پایدار برای آب‌های زمین‌گرمایی به نسبت آب‌های زیرزمینی کارستی متفاوت است که نشان دهنده این است که سیستم‌های زمین‌گرمایی توسط آب‌های کوه‌های شمالی تغذیه می‌شوند.

در سال ۲۰۰۰، سیمسک و همکاران (Semsik et al. 2000) بررسی‌های ایزوتوپی خود را بر روی میدان کزیلدره انجام داده‌اند. آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار نمونه‌های آبی نشان می‌دهد که آب‌های زمین‌گرمایی منشاء شهاب سنگی دارند. همچنین یک جابجایی مشخص $\delta^{18}\text{O}$ از خط آب شهاب سنگی مدیترانه‌ای و مقادیر آب سرد وجود دارد. این مساله نشان می‌دهد که تعامل آب-سنگ یک فرآیند مهم در سیستم زمین‌گرمایی کزیلدره است و همچنین نشان دهنده چرخش عمیق و دماهای بالا است. هم آب‌های چشمه‌های آب گرم و هم سیالات چاه‌های زمین‌گرمایی عمیق تقریباً فاقد تریتیوم هستند بنابراین سیالات حرارتی در این میدان بیشتر از ۵۰ سال سن دارند.

همان طور که در فصل ۱ بیان گردید یکی از اهداف مطالعات هیدروژئولوژیکی در میدانهای زمین گرمایی تهیه مدل مفهومی منطقه به منظور بررسی نحوه توزیع و فرآیند حرکت آب در زیر زمین است.

در سال ۲۰۰۱، آکسوی^۱ مدل مفهومی هیدروژئولوژیکی منطقه بالکوا در ترکیه (شکل ۲-۲) را تهیه کرد (شکل ۲-۲۱)



شکل ۲-۲۱. مدل هیدروژئولوژیکی منطقه بالکوا، کشور ترکیه (Aksoy, 2001)

مطابق شکل ۲-۲۱ تغذیه در این با توسط بارش جوی صورت گرفته است. بخشی از ریزشهای جوی به داخل زمین نفوذ می کند و از طریق درزه و شکافها، شکستگیها و سازندهای متخلخل حرکت می کنند و به اعماق زمین راه پیدا می کنند و این آبها در این اعماق توسط منبع حرارتی

^۱Aksoy

موجود گرم شده و سپس آب‌های حرارتی توسط گسل موجود در منطقه بالا آمده و در سطح زمین ظاهر می‌شوند.

در سال ۲۰۰۷، سیمسک و همکارانش مدل هیدروترمال مفهومی منطقه زمین گرمایی هارونیه-دوزیسی^۱ (شکل ۲-۲۲) را در کشور ترکیه به دست آوردند (شکل ۲-۲۳).

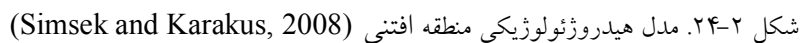
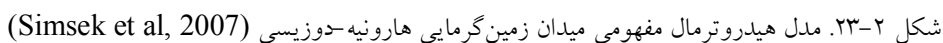
بعد از مطالعات زمین‌شناسی، هیدروژئولوژیکی، هیدروژئوشیمی و ژئوفیزیک، مدل هیدروترمال مفهومی میدان زمین‌گرمایی هارونیه-دوزیسیرا ارائه دادند (شکل ۲-۲۳) (Simsek et al, 2007). بر اساس این مدل، مخزن زمین‌گرمایی با آب‌های شهاب سنگی تغذیه می‌شود. آب‌های مینرالیزه شده و داغ، گرم می‌شوند و از طریق گسل‌ها و مناطق شکستگی به سمت بالا صعود می‌کنند و با آب‌های زیرزمینی سرد کم عمق مخلوط می‌شوند و از مناطق گسله کم ارتفاع در دره کیهان^۲ تخلیه می‌شوند.



شکل ۲-۲۲. نقشه موقعیت منطقه هارونیه-دوزیسی (Simsek et al, 2007)

^۱Haruniye-Duzici

^۲Ceyhan



در سال ۲۰۱۰، هان^۱ و همکارانش بررسی‌های هیدروژئولوژیکی را در مناطق زمین‌گرمایی دایینگ^۲ و کیکون^۳ کیکون^۳ در کشور چین انجام دادند (Han et al, 2010). برای انجام این مطالعات، ابتدا نقشه آب‌های زیرزمینی منطقه تهیه (شکل ۲-۲۷) و در آن جهت حرکت آب‌های زیرزمینی مشخص شد.

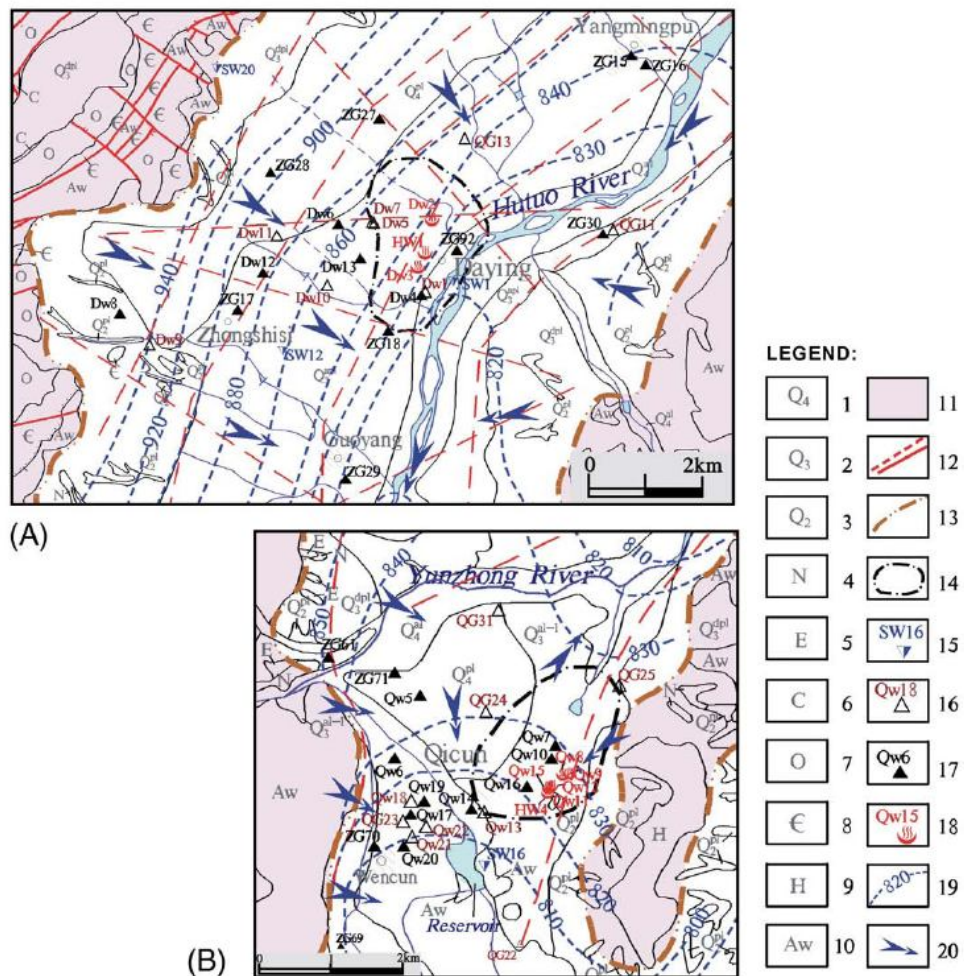
بر اساس مطالعات قبلی انجام شده (Huang, 1989, 1991; Wang, 1993)، هر دو میدان زمین‌گرمایی متعلق به سیستم هدایت حرارتی دمایی می‌باشند. هیچ مدرکی دال بر وجود فعالیت ماگمایی جوان وجود ندارد. پروفیل زمین‌شناسی به صورت شماتیک، نشان‌دهنده طرح‌های حرارتی دو میدان زمین‌گرمایی (شکل ۲-۲۶) و منشاء تغذیه آب‌های حرارتی بارش است و تراکم حرارت به فرآیند انتقال آب‌های زیرزمینی در گسل‌ها و مناطق شکسته در سنگ بستر، جایی که منبع حرارت اصلی قرار دارد، بستگی دارد.

تحقیقات نشان داده است که عمق مخزن حرارتی اصلی در میدان دایینگ حدود ۳۲۲ متر و در میدان زمین گرمایی Qicun، ۱۴۰ متر می‌باشد (Han et al, 2010). بارندگی در مناطق کوهستانی از طریق گسل‌های عمیق و مناطق شکسته نفوذ می‌کند و برای پیوستن به آب‌های عمیق در گردش و جذب حرارت از سنگ‌های اطراف، رو به پایین جریان می‌یابد. سپس آب‌های زیرزمینی حرارتی در امتداد گسل‌ها و زون‌های شکستگی به سمت سیستم آب‌های زیرزمینی سطحی در رسوبات کواترنری رو به بالا جریان می‌یابد. در برخی مناطق این آب‌ها به صورت چشمه‌های آب گرم در سطح به صورت مستقیم خارج می‌شوند در حالیکه در بقیه جاها، آب‌های حرارتی به سفره‌های متخلخل کم عمق نفوذ می‌کنند و با آب‌های زیرزمینی غیر حرارتی ترکیب می‌شوند.

¹Han

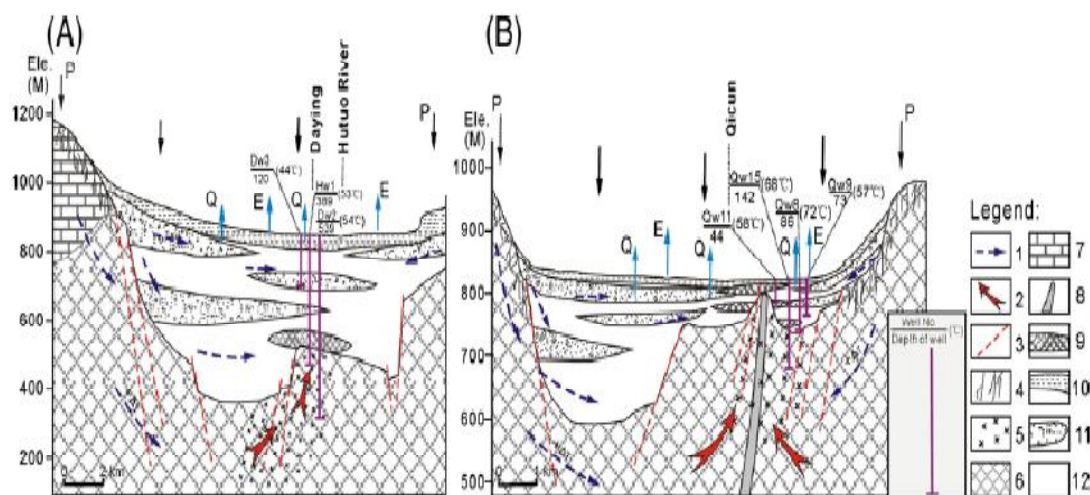
²Daying

³Qicun



شکل ۲-۲۷. جهت جریان آب‌های زیرزمینی و مناطق نمونه‌برداری از آب‌ها در مناطق زمین گرمایی (A) دایینگ و (B) کیکون. راهنمای نقشه: ۱. گراول و ماسه‌های ریزدانه مربوط به زمان هلوسن. ۲. گراول و ماسه سنگ مربوط به دوره پلیوستوسن بالایی. ۳. رس و ماسه سنگ مربوط به دوره پلیوستوسن بالایی. ۴. رس‌های مخلوط شده با ماسه و گراول‌های رسوبی مربوط به دوره پلیوسن. ۵. بازالت به همراه ماسه و رس مربوط به دوره اتوسن. ۶. شیل‌های کربونیفر. ۷. سنگ آهک‌های اردوئین. ۸. دولومیت و سنگ آهک به همراه شیل و گراول مربوط به کامبرین. ۹. سنگ‌های دگرگونی گروه Hutuo دوره آرکن. ۱۰. سنگ‌های دگرگونی گروه Wutai دوره آرکن. ۱۱. منطقه کوهستانی. ۱۲. گسل. ۱۳. مرز حوضه. ۱۴. میدان زمین گرمایی. ۱۵. منطقه نمونه‌برداری آب‌های سطحی. ۱۶. منطقه نمونه‌برداری آب‌های زیرزمینی کم عمق. ۱۷. منطقه نمونه‌برداری آب‌های زیرزمینی عمیق. ۱۸. منطقه نمونه‌برداری آب‌های زیرزمینی حرارتی. ۱۹. خطوط کنتوری سطح آب زیرزمینی. ۲۰. جهت

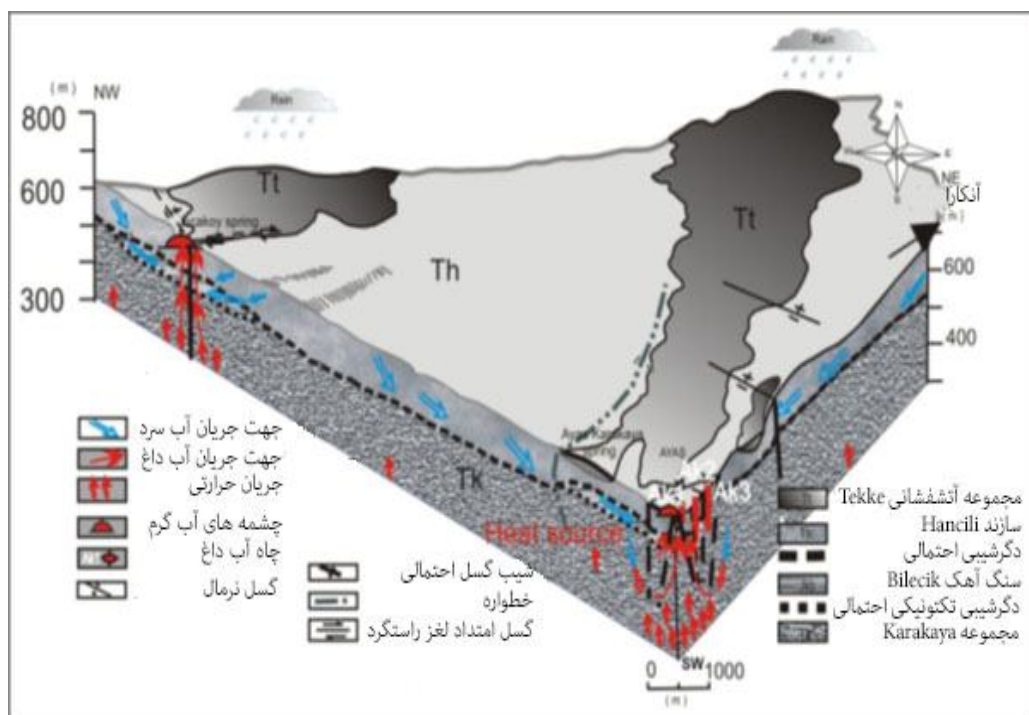
حرکت آب‌های زیرزمینی غیر حرارتی (Han et al, 2010)



شکل ۲-۲۶. پروفیل زمین شناسی نشان دهنده طرح جریان میدان‌های زمین‌گرمایی (A) دایینگ و (B) کیکون. راهنما: ۱. جهت جریان آب زیرزمینی. ۲. جهت جریان آب‌های زیرزمینی حرارتی. ۳. گسل. ۴. سنگ بستر. ۵. شکستگی‌های نزدیک به سطح. ۶. شکستگی در سنگ بستر. ۷. سنگ آهک. ۸. دایک. ۹. مخزن زمین گرمایی. ۱۰. لایه‌های پوشاننده مخزن زمین گرمایی. ۱۱. ماسه و گراول در رسوبات کواترنری. ۱۲. رس و رس‌های ماسه‌ای در رسوبات کواترنری (Han et al, 2010). در سال ۲۰۱۰، کتین^۱ و سیمسک مدل مفهومی منطقه زمین‌گرمایی کاراکایا^۲ در کشور ترکیه را ارائه دادند (شکل ۲-۲۸) (Cetin and Simsek, 2010). همان طور که این مدل نشان می‌دهد، اختلاط طبیعی آب‌های زیرزمینی و آب‌های زمین‌گرمایی در این میدان زمین‌گرمایی وجود دارد. آب‌های زمین‌گرمایی عمدتاً منشأ شهاب سنگی دارند و با آب‌های زیرزمینی منطقه تغذیه می‌شوند.

¹Aysegul Cetin

²Karakaya



شکل ۲-۲۸. مدل هیدروژئولوژیکی منطقه کاراکایا (Cetin and Simsek, 2010)

آب‌های زیرزمینی با انحلال عناصر تشکیل دهنده سنگ‌ها به علت تعامل سنگ/آب مینرالیزه و توسط گرادیان زمین‌گرمایی گرم می‌شوند. آب‌های گرم و مینرالیزه شده به وسیله گسل‌های اصلی منطقه به سمت سطح جریان می‌یابند. این آب‌ها عمدتاً در سنگ‌های آهکی بیلسیک^۱ و همچنین مناطق کنگلومرای هانسلی^۲ و مناطق خردشده مجموعه کاراکایا جمع می‌شوند. با وجودی که گرادیان به عنوان منبع حرارتی در سیستم هیدروترمال وجود دارد، اختلاط آب‌های سرد و وجود ناکافی سنگ پوشش و وجود مناطق نفوذناپذیر از تشکیل سیالات زمین‌گرمایی گرم‌تر جلوگیری می‌کند.

همان طور که در این فصل مشاهده شد، تهیه مدل مفهومی منطقه از مهمترین بخش‌های مطالعات هیدروژئولوژی می‌باشد که تصویر واضحی از سیستم جریان آب در مناطق زمین‌گرمایی ارائه می‌دهد که می‌تواند اطلاعات مفیدی را در توسعه میدان و استفاده بهینه از مخزن زمین‌گرمایی و غیره فراهم سازد.

^۱Bilecik

^۲Hancili

فصل سوم

موقعیت جغرافیایی

منطقه، زمین شناسی

۳-۱- مقدمه

در این فصل به بررسی موقعیت جغرافیایی، شرایط آب و هوایی، زمین‌شناسی و تکتونیک شهر سرعین پرداخته شده است که هر کدام از این عوامل نقش مهمی در مطالعات هیدروژئولوژیکی منطقه ایفا می‌کند. در ادامه عوامل ذکر شده به تفکیک مورد بررسی قرار می‌گیرند.

۳-۲- موقعیت جغرافیایی شهر سرعین

شهر سرعین از غرب به شهرستان نیر، از جنوب به بستر رودخانه بالیقلو، از شرق به اردبیل و از شمال به ارتفاعات و قله کوه سبلان محدود است. شهر سرعین در $24^{\circ} 5' 48''$ عرض شمالی و $38^{\circ} 4' 23''$ طول شرقی با مساحتی بیش از ۱,۲۸۰,۰۰۰ متر مربع در ۲۸ کیلومتری غرب شهر اردبیل قرار دارد. ارتفاع متوسط شهر از سطح دریا ۱۶۵۰ متر می‌باشد. قسمت عمده شهر در دره‌ای کاسه مانند که از شیب‌های ملایم دامنه‌های ارتفاعات سبلان بوجود آمده قرار گرفته است. این شیب‌ها در بخش غربی ملایم‌تر و در بخش شرقی همانند دره‌ای در جهت جنوب شرقی باز می‌گردد (مغانلو، ۱۳۸۲). شهر سرعین دارای دو دهستان به نام‌های آبگرم و سبلان می‌باشد (سالنامه آماری استان اردبیل، ۱۳۹۰). دهستان آبگرم با مساحتی در حدود ۲۶۱/۱ کیلومتر مربع دارای ۱۵ روستای دارای سکنه، با جمعیتی حدود ۹۰۰۰ نفر (بدون احتساب جمعیت شهر سرعین) می‌باشد. دهستان سبلان دارای ۱۱ روستای مسکونی با ۲۵۴ کیلومتر مربع و جمعیت ۶۷۳۹ نفر به مرکزیت روستای اردی موسی می‌باشد (مغانلو، ۱۳۸۲). شکل ۳-۱ موقعیت شهر سرعین را نشان می‌دهد.

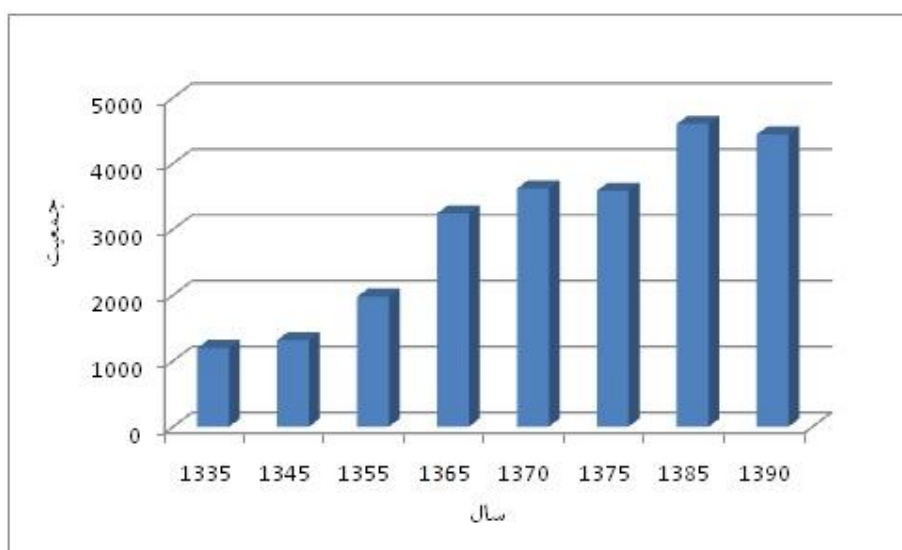


شکل ۳-۱. موقعیت و تصویر هوایی شهر سرعین (Google Map, 2013)

۳-۳- جمعیت شهر سرعین

شهر سرعین به علت داشتن چشمه‌های آب‌گرم متعدد، به عنوان یک مرکز توریستی در استان اردبیل محسوب می‌شود و همه ساله در فصل تابستان پذیرای ایرانی‌گردان و جهانگردان فراوانی است. بر اساس سرشماری عمومی نفوس و مسکن مرکز آمار ایران، جمعیت شهر سرعین در سال‌های اخیر روند رو به

رشدی داشته است که نشان دهنده این موضوع است که شهر سرعین با گذشت زمان تبدیل به یک مرکز توریستی شده و وضعیت آن از روستا به شهر تغییر کرده است. شکل ۲-۳ جمعیت شهر سرعین و نرخ رشد سالانه آن را در سال‌های ۱۳۳۵ تا ۱۳۹۰ نشان می‌دهد.



شکل ۲-۳- نمودار رشد جمعیت شهر سرعین از ۱۳۳۵ تا ۱۳۹۰ (طرح جامع شهر سرعین، ۱۳۹۱)

۴-۳- آب و هوای منطقه مورد مطالعه

بر اساس تقسیم‌بندی گوسن^۱، شهر سرعین دارای اقلیم مدیترانه‌ای سرد و کوهستانی معتدل می‌باشد. سرعین به یمن وجود سبلان و نقش آن در اعتدال آب و هوا، دارای چهار فصل منظم با خصوصیات و ویژگی‌های خاص هر کدام از این فصل‌ها می‌باشد که در مقایسه با اکثر مناطق ایران از جاذبه‌های اقلیمی زیادی برخوردار می‌باشد. با توجه به تنوع شرایط طبیعی و اقلیمی در سرعین، اختلاف دما در فصول مختلف سال زیاد است و همین امر موجب تنوع گردشگران این منطقه در فصول مختلف سال شده است (مغانلو، ۱۳۸۲).

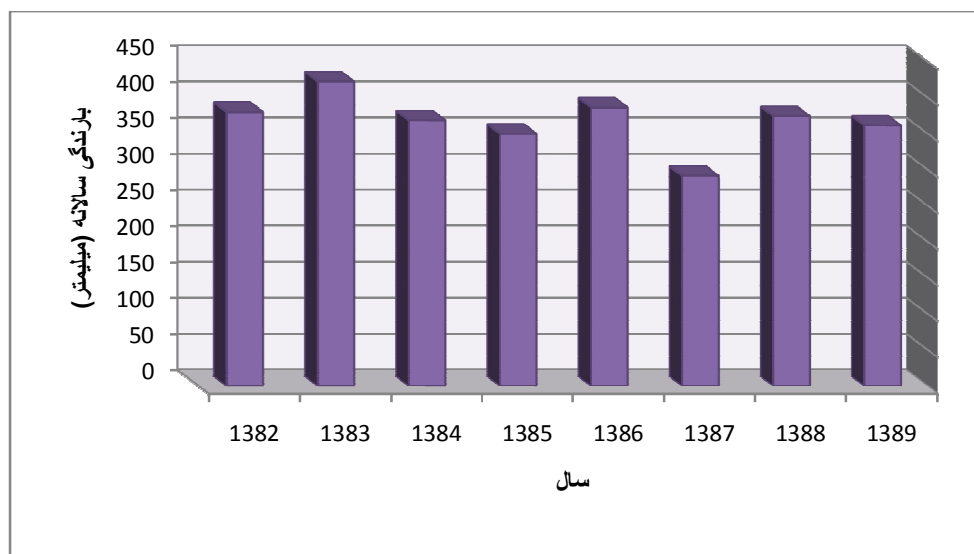
^۱ Gusen

شهر سرعین به علت قرار گرفتن در نواحی کوهستانی و دامنه‌های جنوب‌شرقی ارتفاعات سبلان و ارتفاع زیاد از سطح دریا، دارای زمستان‌های سرد و طولانی است. حداکثر درجه حرارت این شهر ۲۵ درجه سانتی‌گراد و حداقل متوسط دمای آن ۹/۸- درجه سانتی‌گراد گزارش شده است. میزان بارندگی سالیانه آن حدود ۳۷۰ میلیمتر و متوسط رطوبت آن ۷۱٪ در طول سال می‌باشد. به بیان دیگر میزان بارش سالانه این شهر به طور متوسط بین ۲۵۰ تا ۴۰۰ میلیمتر متغیر است. در مجموع آب و هوای سرعین خنک است و رطوبت آن مانند نواحی دریای خزر نبوده و نه تنها در تنفس ایجاد مشکل نمی‌کند، بلکه موجب خشکی پوست نیز نمی‌شود (مغانلو، ۱۳۸۲).

جدول ۱-۳ و شکل ۳-۳ مجموع بارندگی سالانه، جدول ۲-۳ متوسط بارندگی و درجه حرارت ماهانه، جدول ۳-۳ میانگین رطوبت و جدول ۴-۳ خلاصه پارامترهای اقلیمی شهر سرعین را نشان می‌دهد.

جدول ۱-۳. مجموع بارندگی ایستگاه سرعین برای دوره آماری ۱۳۸۱-۱۳۹۰ (هواشناسی استان اردبیل، ۱۳۹۰)

مجموع بارندگی ایستگاه سرعین از سال ۱۳۸۱ لغایت ۱۳۹۰ (بر حسب میلیمتر)													
مجموع سالانه	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	سال
	۳۶/۹	۱۵/۷	۲۳/۶	۸۴/۷	۱۵	۵/۶	۹/۶						۱۳۸۱
۳۸۰/۶	۲۷/۷	۲۰/۳	۲۸/۲	۴۲	۲۷/۵	۲/۹	۳۶	۴/۶	۱/۶	۴۴/۵	۹۳/۷	۵۱/۴	۱۳۸۲
۴۲۲/۹	۲۰/۷	۴۶/۸	۱۷/۴	۴۹/۷	۵۶/۲	۲۹/۲	۱۰/۶	۱/۹	۴۶/۲	۲۶	۹۱/۶	۲۷/۶	۱۳۸۳
۳۶۹	۱۰/۹	۵۲/۲	۴۰/۳	۱/۸	۶۰/۵	۱۹/۳	۶/۱	۱۲/۴	۴/۳	۱۹	۸۶/۹	۵۵/۳	۱۳۸۴
۳۵۰/۴	۷۷/۱	۲۵/۸	۳۲/۵	۱۰/۱	۳۶/۱	۲۹/۳	۱۳/۶	۴/۵	۶	۳/۱	۷۳/۴	۳۸/۹	۱۳۸۵
۳۸۶/۹	۲۰/۷	۴۴/۴	۹/۸	۶۹/۵	۱۰/۳	۳/۳	۲/۹	۱۶/۴	۱۰/۳	۵۹/۹	۵۰/۳	۸۹/۱	۱۳۸۶
۲۹۱/۸	۲۳/۷	۲۹/۹	۳۶/۹	۱۰/۷	۶۸/۹	۲۲/۹	۳۲/۲	۱۰/۵	۵/۶	۴/۸	۳۵/۱	۱۰/۶	۱۳۸۷
۳۷۴/۷	۴۰/۸	۴۱/۵	۲۶/۲	۹/۱	۶۳/۴	۱۶/۴	۳۶	۷/۲	۸/۲	۳۹/۳	۴۸/۸	۳۷/۸	۱۳۸۸
۳۶۱/۷	۶۰/۱	۲۶/۵	۲۴/۹	۲/۴	۹/۹	۷/۷	۳۲/۹	۴	۱/۴	۲۹/۲	۱۳۴/۹	۲۷/۸	۱۳۸۹
			۴۴/۲	۴۹/۶	۱۳۰/۸	۲۹/۶	۲۲/۲	۱۷/۲	۳/۲	۲۶/۴	۸۴/۵	۳۱/۲	۱۳۹۰



شکل ۳-۳. متوسط بارندگی سالانه شهر سرعین طی سال‌های ۱۳۸۲-۱۳۸۹ (هواشناسی استان اردبیل، ۱۳۹۰)

جدول ۳-۲. میانگین بارندگی و متوسط درجه حرارت ماهانه در ایستگاه سرعین برای دوره آماری ۸۱-۹۰ (هواشناسی استان

اردبیل، ۱۳۹۰)

زمان (ماه)	میانگین بارندگی (میلیمتر)	متوسط درجه حرارت (سانتیگراد)
مهر	۱۶/۳۷	۱۰/۱
آبان	۴۱/۶	۴/۴۱
آذر	۲۴/۴۱	-۱
دی	۲۷/۰۳	۸/۲
بهمن	۳۵/۹۲	-۳
اسفند	۳۵/۲۱	-۲/۷
فروردین	۴۲/۳۱	۹
اردیبهشت	۷۶/۸۴	۱۲/۱
خرداد	۲۸/۲۲	۱۵/۱
تیر	۱۰/۴۵	۱۷/۶
مرداد	۷/۶۹	۱۷/۲
شهریور	۲۱/۲۹	۱۵/۷
سالانه	۳۶۷/۳۴	۸/۵۶

جدول ۳-۳. میانگین رطوبت شهر سرعین در دوره آماری ۱۳۹۰-۱۳۸۱ (هواشناسی استان اردبیل، ۱۳۹۰)

میانگین رطوبت شهر سرعین از سال ۱۳۸۱ لغایت ۱۳۹۰ (بر حسب درصد)													
میانگین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	ماه/سال
	۷۸	۷۳	۶۷	۸۱	۵۵	۵۲	۶۵						۱۳۸۱
۶۴	۶۳	۶۳	۷۰	۷۰	۶۳	۶۰	۶۳	۵۸	۶۸	۶۷	۶۱	۶۸	۱۳۸۲
۶۳	۶۲	۷۳	۶۳	۶۴	۶۶	۵۸	۶۰	۶۸	۶۱	۷۲	۶۱	۵۲	۱۳۸۳
۶۲	۵۳	۷۱	۴۲	۶۰	۷۰	۷۳	۶۸	۵۸	۶۶	۶۱	۶۵	۶۰	۱۳۸۴
۶۱	۷۴	۶۴	۶۸	۶۵	۶۳	۶۳	۵۹	۴۹	۵۸	۵۳	۶۸	۵۷	۱۳۸۵
۶۳	۵۴	۶۹	۷۵	۷۲	۵۳	۶۱	۵۶	۵۳	۶۷	۵۷	۶۴	۷۲	۱۳۸۶
۶۱	۵۶	۶۵	۶۹	۶۳	۸۲	۶۷	۶۱	۵۲	۶۶	۵۹	۵۲	۴۶	۱۳۸۷
۶۲	۶۴	۶۹	۶۲	۶۶	۶۳	۵۶	۶۸	۶۵	۵۲	۶۲	۶۰	۶۵	۱۳۸۸
۵۸	۷۵	۷۰	۶۴	۴۱	۵۲	۵۵	۶۰	۳۹	۵۱	۵۲	۷۳	۶۴	۱۳۸۹
			۶۵	۶۴	۸۲	۵۹	۷۴	۶۲	۵۸	۶۹	۶۸	۵۳	۱۳۹۰

جدول ۳-۴. خلاصه آمار پارامترهای اقلیمی ایستگاه‌های مورد مطالعه شهر سرعین (هواشناسی استان اردبیل، ۱۳۹۰)

نام ایستگاه	متوسط بارش (میلیمتر)	میانگین حداقل دمای سالیانه (سلسیوس)	میانگین حداکثر دمای سالیانه (سلسیوس)	میانگین دمای سالانه (سلسیوس)	میانگین رطوبت نسبی سالیانه (درصد)	متوسط مجموع روزهای یخبندان در سال
سرعین	۳۶۷/۲۵	۱/۵	۱۴/۱	۸/۵۶	۶۱/۷۵	۱۴۹

۳-۵- پهنه‌بندی اقلیمی شهر سرعین

برای تعیین اقلیم شهر سرعین روش‌های مختلفی وجود دارد که در ادامه به روش دی‌مارتن^۱ اشاره شده است.

^۱ De Martonne

۳-۵-۱- پهنه‌بندی اقلیمی شهر سرعین به روش دی‌مارتن

در این روش دما و بارش سالانه اساس محاسبه شاخص رطوبت قرار می‌گیرد و با استفاده از این روش و بر پایه مقادیر مختلفی که برای شاخص (I) به دست می‌آید، اقلیم‌های گوناگون از هم جدا می‌شوند. دی‌مارتن برای تعیین اقلیم، فرمول زیر را پیشنهاد نموده است (علیزاده، ۱۳۸۵):

$$I = \frac{P}{T+10} \quad (۱-۳)$$

که در آن:

P: متوسط بارندگی سالانه بر حسب میلی‌متر

T: متوسط دمای سالانه بر حسب درجه سانتی‌گراد

بر اساس فرمول دی‌مارتن شش نوع آب و هوا طبقه‌بندی شده است:

جدل ۳-۵. طبقه‌بندی اقلیمی دی‌مارتن (علیزاده، ۱۳۸۵)

نام اقلیم	محدوده ضریب خشکی دمارتن (I)
خشک	کوچکتر از ۱۰
نیمه خشک	۱۰ تا ۱۹/۹
مدیترانه‌ای	۲۰ تا ۲۳/۹
نیمه مرطوب	۲۴ تا ۲۷/۹
مرطوب	۲۸ تا ۳۴/۹
بسیار مرطوب	بزرگتر از ۳۵

بر اساس این تقسیم‌بندی، شهرستان سرعین دارای اقلیم مدیترانه‌ای می‌باشد.

۳-۶- زمین‌شناسی شهر سرعین

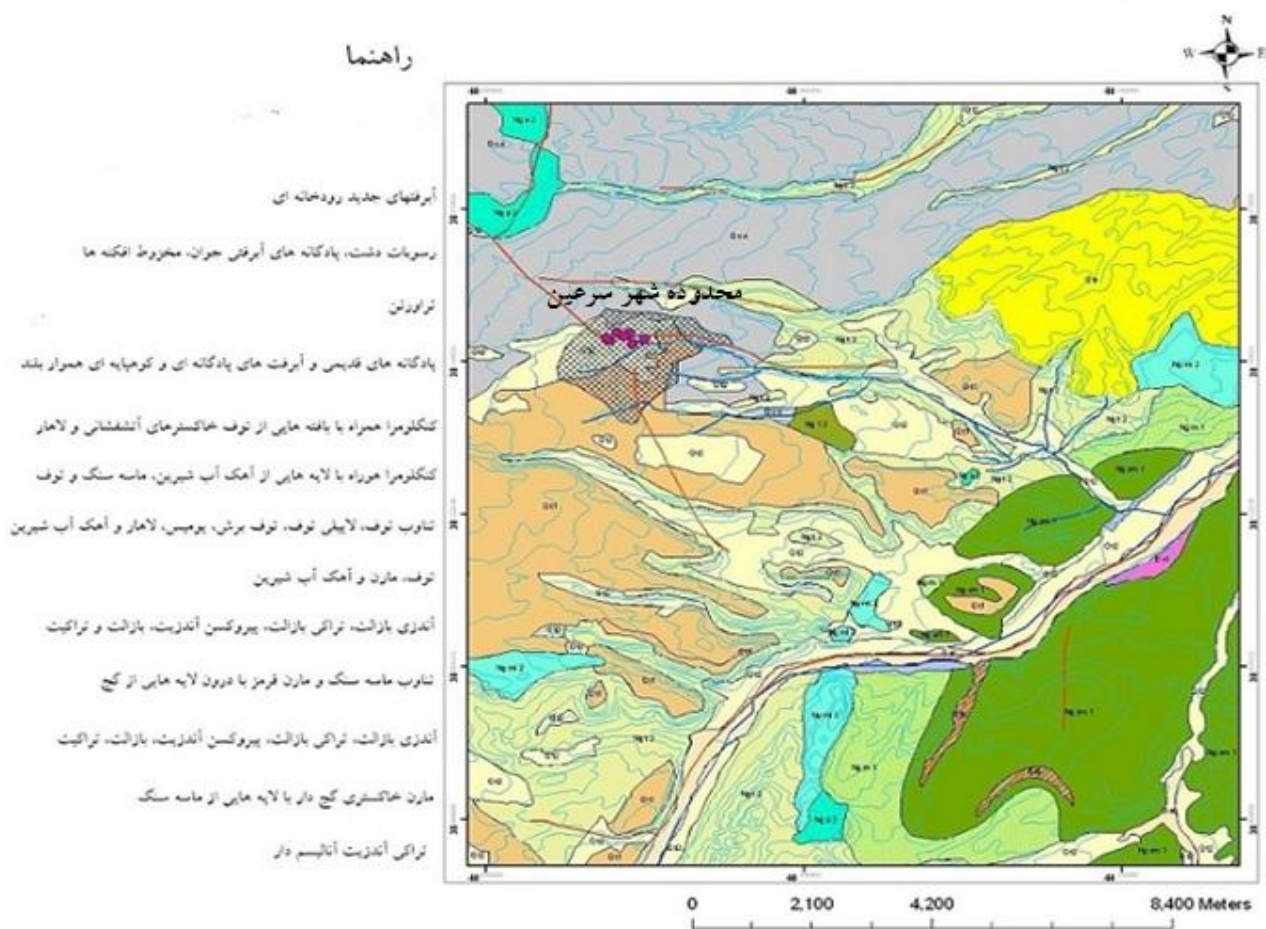
شهر سرعین از شمال غرب و غرب توسط کوه سبلان (با ارتفاع ۴۸۱۰ متر) محصور شده است که این کوه روند شرقی - غربی دارد. فعالیت آتشفشان کوه سبلان و خروج گدازه و مواد آذرآواری، شکاف‌ها و گسله‌های عمیق در منطقه را ایجاد کرده که آب‌های گرم معدنی منطقه از مسیر این شکستگی‌ها و گسله‌ها خارج می‌شوند (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۷). شکل ۳-۴ موقعیت کوه سبلان را نسبت به شهر سرعین نشان می‌دهد.



شکل ۳-۴. موقعیت کوه سبلان نسبت به شهر سرعین (Google Map, 2013)

۳-۶-۱- چینه‌شناسی شهر سرعین

با توجه به نقشه زمین‌شناسی یکصد هزار اردبیل (شکل ۳-۵)، مهم‌ترین واحدهای سنگی که در منطقه رخنمون دارند (قدیم به جدید) عبارتند از واحدهای سنگی مربوط به دوران ائوسن، میوسن، پالئوسن و کواترنری که همگی مربوط به دوران سنوزوئیک می‌باشند. خصوصیات این واحدها به شرح زیر می‌باشد:



شکل ۳-۵. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (ترسیم مجدد از نقشه زمین‌شناسی یکصد هزار اردبیل، ندایی گیلارلو،

(۱۳۸۹)

الف - ولکانیک‌های ائوسن (E^{tb})

"این واحد در روستای طالب قشلاقی بر روی واحد (E^{P2}) گدازه‌هایی با بافت پورفیری ریز با ضخامت بیش از ۲۰۰ متر قرار دارد (E^{tb}). بررسی‌های ژئوشیمیایی ترکیب آن‌ها را تراکی‌آندزیت از نوع آکالن با گرایش پتاسیک مشخص می‌کند و از نظر کانی‌شناسی حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و کمی اولوین و فلدسپاتوئید می‌باشند" (ندایی گیلارلو، ۱۳۸۹).

ب - واحدهای نئوژن - میوسن (Ng_1) سازند

"واحد نئوژن شامل نهشته‌های شدیداً چین‌خورده و متشکل از تناوب ماسه‌سنگ و مارن قرمز گچ‌دار می‌باشد (Ng^{sm}_1). ضخامت این رسوبات ۳۰۰ متر بوده و به سمت بالا به مارن‌های خاکستری گچ‌دار Ng_1^m تبدیل می‌شود. در این واحد فسیلی یافت نگردیده است ولی با توجه به لیتولوژی و موقعیت چینه‌ای می‌توان این واحد را معادل سازند قرمز بالایی در نظر گرفت. این سازند بیشتر در جنوب‌شرقی ناحیه سرعین و در حوالی روستای آق‌قلعه مشاهده می‌گردد" (ندایی گیلارلو، ۱۳۸۹).

ج - واحدهای نئوژن - پالئوسن (Ng_2)

"این سازند از سنگ‌های آواری و گدازه تشکیل شده است که با شیب کم، به صورت دگرشیب روی واحدهای Ng_1 را پوشانده است. در پایین، تناوبی از لایه‌های توف سبز، مارن و آهک‌های آب شیرین قرار گرفته است (Ng^{ml}_2). روی این واحد و گاهی به طور جانبی واحد توفی Ng_2^t به رنگ سفید با مورفولوژی صخره‌ساز قرار می‌گیرد که از تناوب توف، توف برش، پومیس، لاهار، آهک آب شیرین با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، کنگلومرا و دیاتومیت تشکیل شده است. ضخامت کل واحد بیش از ۴۰۰ متر بوده و فسیلی یافت نشده است ولی از دید لیتولوژی می‌توان آن‌ها را با نهشته‌های دیاتومه‌دار تبریز با سن پلیوسن زیرین

مقایسه نمود. در اطراف روستاهای ویلادره و آتشفگاه این سازند شامل سنگ‌های آندزی‌بازالت و تراکی‌بازالت Ng_2^a می‌باشد" (ندایی گیلارلو، ۱۳۸۹).

د - ولکانیک‌های Ng_2

"این واحد شامل گدازه‌هایی با بافت پورفیری حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن و کمی اولیوین و فلدسپات آلکالن می‌باشند که به نام‌های آندزی‌بازالت و تراکی‌بازالت موسوم هستند. مطالعات ژئوشیمیایی، ترکیب آن‌ها را تقریباً و فنولیت مشخص کرده که بیانگر یک ماگمای آلکالن تحت اشباع از سیلیس با گرایش پتاسیک است. لذا چنین استنباط می‌شود که یک ماگمای گوشته‌ای تحت اشباع از سیلیس که متحمل تبلور بخشی شده در زمان نفوذ آذرهایجان فعال بوده است (قابل مقایسه با زمان پالئوژن). اما سنگ‌های آلکالن اشباع - فوق اشباع از سیلیس نیز همراه آن‌ها وجود دارند که احتمالاً ناشی از ماگمای اولیه با قلیائیت کمتر و یا به علت آلودگی با پوسته چنین گرایشی بوجود آمده است. این گدازه‌ها در جاهایی با ترکیب یکنواخت حالت برشی به خود می‌گیرند" (ندایی گیلارلو، ۱۳۸۹).

و - واحدهای کواترنری - رسوبات آذرآواری سبلان (Q_s^c)

"این رسوبات با خاستگاه آتشفشانی به سن کواترنر پیشین است که به صورت افقی بر روی رسوبات قدیمی‌تر (توف زرد رنگ) قرار گرفته و شامل کنگلومرا، لاهار، توف و خاکسترهای آتشفشانی است. زمینه بین قلوه‌های کنگلومرا سست بوده و از جنس رس و خاکستر می‌باشد. این رسوبات احتمالاً همزمان با فعالیت انفجاری آتشفشان سبلان در طی یک دوره پس از یخچالی همراه با باران‌های شدید فصلی تشکیل شده است. ضخامت این رسوبات به طرف ارتفاعات افزایش می‌یابد، به طوری که در دامنه‌های سبلان به

چند صدمتر می‌رسد. این واحد سنگی در شمال و شرق شهر سرعین، شمال روستای گازیر، اطراف کرده‌ده، غرب ویلادره، ارجستان، آتشگاه و حوالی روستاهای آلوجه سبلان تا سرعین به صورت یکنواخت و همچنین در نواحی شرقی کنزق، ویلادره و ارجستان به صورت پراکنده و منقطع گسترش یافته است. در روستای ثمرین توف‌های زرد ضخیم لایه Q_s^t با ضخامت ۵۰ متر درون این واحد جای گرفته است. ضخامت این نهشته‌ها به سمت ارتفاعات افزوده شده و در دامنه سبلان به چند صد متر می‌رسد" (ندایی گیلارلو، ۱۳۸۹).

ه - رسوبات کواترنری

"رسوبات کواترنری موجود شامل آهک‌های متخلخل با ضخامت ۱۵ متر است که در یک محیط رسوبی آب شیرین (Q^r) تشکیل شده است. آبرفت‌های بستر رودخانه‌ها (Q^{al})، مناطق لغزشی (Q^l) و پادگانه‌های آبرفتی قدیمی (Q_1^t) که به صورت منقطع تقریباً در حواشی آبراهه‌ای منطقه، غرب و جنوب‌غربی سرعین و روستاهای این ناحیه گسترده شده است و در آن تکه سنگ‌هایی که بیشتر شامل گدازه‌های قدیمی‌تر سبلان است که به قطر یک متر در زمینه‌ای که شامل ماسه، رس و سیلت است دیده می‌شود. نقاط مسکونی محدوده مورد مطالعه اغلب در روی این زون شکل گرفته است" (ندایی گیلارلو، ۱۳۸۹).

۳-۶-۲- زمین‌شناسی ساختمانی شهر سرعین

منطقه آذربایجان از دیدگاه تکتونیکی جز مناطق فعال محسوب می‌شود. این منطقه در زون ساختاری البرز-آذربایجان که گسترده‌ترین زون زمین‌ساختی در ایران است، قرار دارد. منطقه آذربایجان لرزه‌خیزترین بخش این زون است که دارای گسل‌هایی با سابقه لرزه‌خیزی بالا می‌باشد. زلزله‌هایی که در این منطقه رخ داده است، بر حرارت و آبدهی بعضی از چشمه‌های آب‌گرم تاثیر گذاشته است. بیشترین تغییرات در امتداد گسل سرعین و گسل ویلادره می‌باشد (پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، ۱۳۸۲). گسل‌های متعددی در اطراف شهر سرعین وجود دارند (شکل ۳-۶) که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از:

- گسل ویلادره

این گسل دارای روند شمالی-جنوبی است و از روستای سردابه در شمال شهر سرعین آغاز شده و پس از گذشتن از روستای آتشگاه و ارجستان به روستای ویلادره می‌رسد. چشمه‌های آب‌گرم و آب سرد منطقه در امتداد این گسل در سطح زمین ظاهر می‌شوند.

- گسل سرعین

این گسل در شرق شهر سرعین قرار دارد و دارای روند شرقی-غربی می‌باشد. چشمه‌های آب گرم زیادی در امتداد آن از زمین خارج می‌شوند.

۳-۶-۳- مورفولوژی و ساختار زمین

شهر سرعین جزئی از فلات «ولکانیکی» آذربایجان و واحد ساختمانی البرز غربی- آذربایجان است که جزئی از توده آتشفشانی پلیوکواترنر سبلان است و شامل سه واحد کوهستانی، تپه ماهور و دشتی می‌باشد. در حالت کلی جنس لیتولوژی اراضی شهر سرعین عبارتست از:

- رسوبات آذرآواری سبلان
- رسوبات تراورتن
- رسوبات گذاره‌ای کهن سبلان
- رسوبات گدازه‌ای جوان سبلان

شهر سرعین خود بر روی رسوبات آذرآواری کواترنر سبلان واقع شده است که به احتمال زیاد رسوبات با فعالیت انفجاری در دوره پس از یخچالی همراه با باران‌های شدید فصلی تشکیل شده‌اند که ضخامت آن‌ها از ۱۰۰ تا ۳۰۰ متر متغیر است و عمق رسوبات از جانب دشت به سمت ارتفاعات افزایش می‌یابد (پایگاه ملی داده‌های علوم کشور، ۱۳۸۲).

محدوده شهر از نظر توپوگرافی به دو قسمت تقسیم می‌شود (ندایی گیلارلو، ۱۳۸۹):

۱- محدوده غرب شهر که به دلیل قرارگیری در دامنه‌های سبلان، در ارتفاع بالاتری نسبت به محدوده‌های دیگر واقع شده است.

۲- محدوده شرق شهر که از نظر ارتفاعی در یک محدوده گودتر واقع شده است و چشمه‌های آب‌گرم نیز در این محدوده واقع شده‌اند. شکل‌گیری شهر سرعین کاملاً منطبق بر عوارض طبیعی است و وجود ارتفاعات شمال‌غرب و دره آبرفتی در شرق و همچنین عبور رودخانه از مرکز شهر کاملاً بر شکل‌گیری

زمین اثر گذاشته است. اراضی پیرامونی شهر سرعین به طور کلی کشاورزی بوده که توسط اراضی مرتعی احاطه شده‌اند.

۳-۷- هیدرولوژی شهر سرعین

به علت بالا بودن شیب و لیتولوژی نسبتاً غیر قابل نفوذ، سیل‌خیزی منطقه بالاست. مهم‌ترین رودخانه شهر سرعین به شرح ذیل می‌باشد (مغانلو، ۱۳۸۲):

رودخانه کنزق

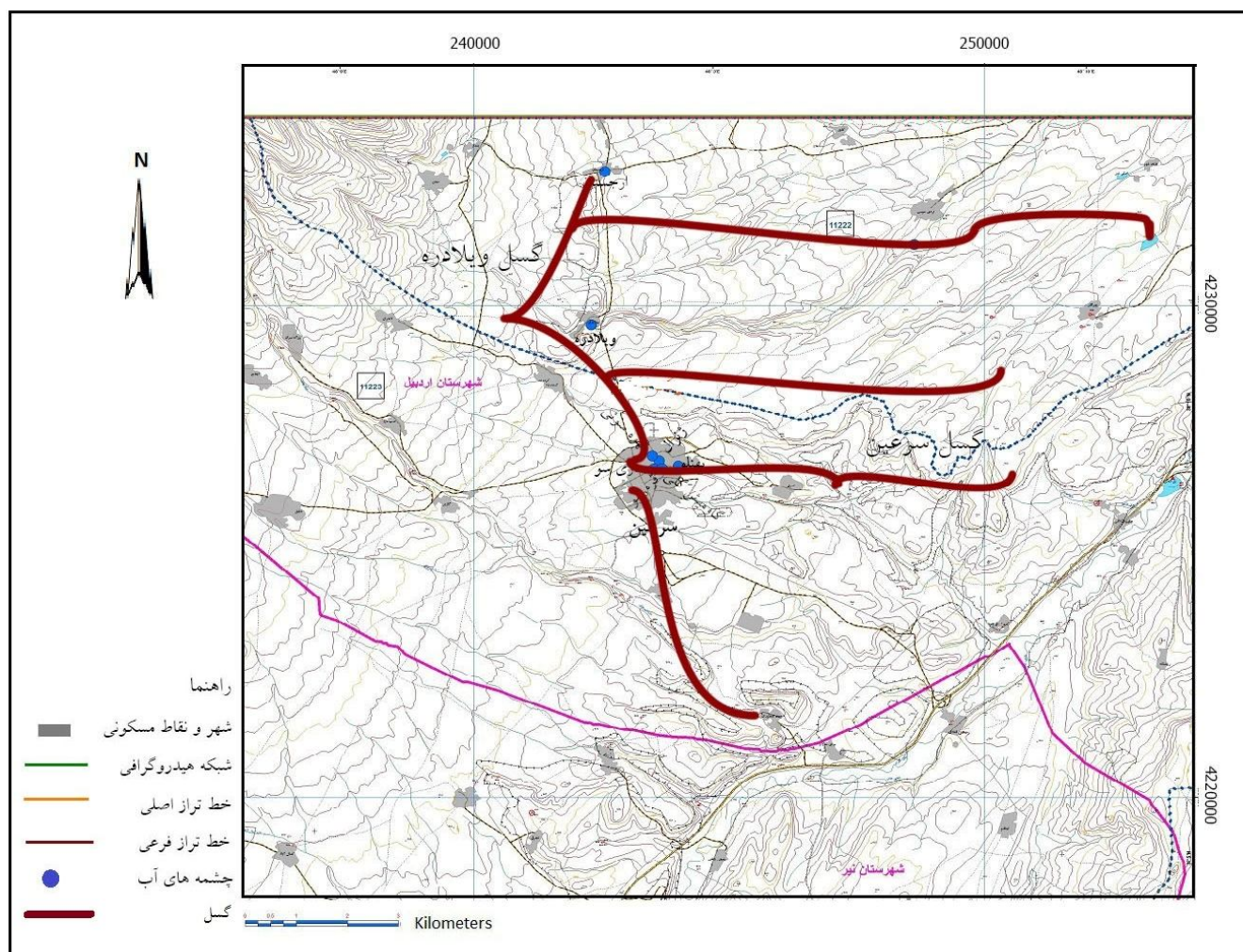
این رودخانه یکی از شاخه‌هایی است که به رودخانه بالخلی‌چای می‌ریزد. تمام پساب چشمه‌های آب‌گرم سرعین از طریق این رودخانه به رودخانه بالخلی‌چای منتقل می‌شود.

۳-۸- هیدروژئولوژی منطقه

در شهر سرعین ۸ چشمه آب‌گرم و ۳ چشمه آب سرد و ۲ چاه آب شرب وجود دارد. چشمه‌های آب گرم در این منطقه دمای بین ۳۰ تا ۵۰ درجه سانتی‌گراد دارند. حداکثر آبدهی مربوط به چشمه گاومیش‌گلی (۶۸ لیتر در ثانیه) می‌باشد. بقیه چشمه‌ها آبدهی کمتر از ۵ لیتر بر ثانیه دارند. دمای چشمه‌های آب سرد در حدود ۱۵ درجه سانتی‌گراد و دمای چاه‌های آب شرب در حدود ۱۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

۳-۸-۱- چشمه‌های آب سرعین

شهر سرعین دارای ۸ چشمه آب گرم به نام‌های ژنرال، پهنلو، گوازسوئی، قهوه‌سوئی، گوازسوئی (آب چشم)، ساری‌سو، قره‌سو و گاومیش‌گلی می‌باشد. شکل ۳-۶ موقعیت این چشمه‌ها را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۶- موقعیت چشمه‌های آب گرم سرعین

فصل چہارم

مطالعات ہیدروژنوشیمیائی و

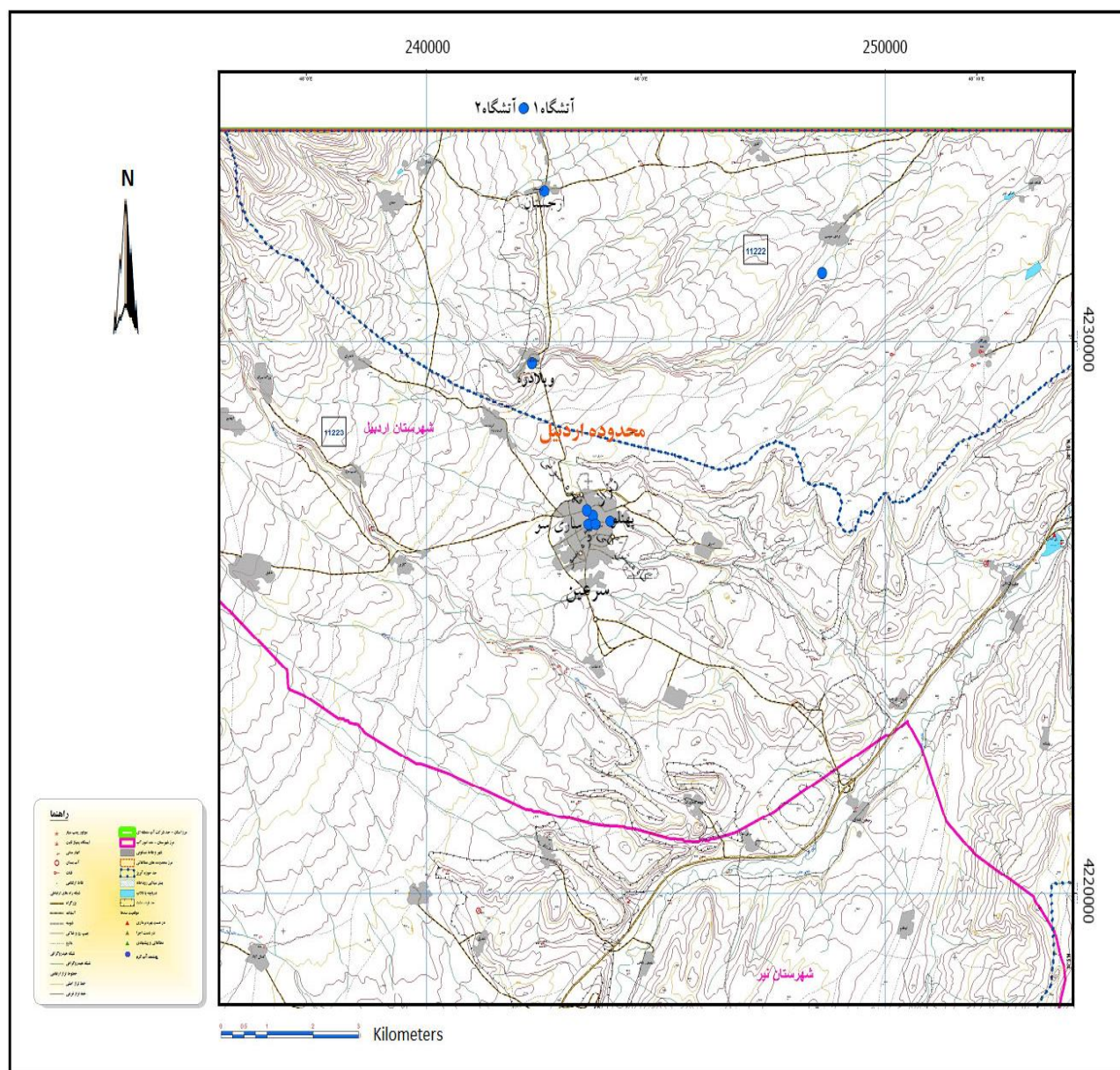
ہیدروژنولوژیکی منطقہ سرعین

۴-۱- مقدمه

در این فصل به بررسی ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های شهر سرعین پرداخته می‌شود. با انجام این مطالعات، می‌توان برخی ویژگی‌های چشمه‌ها مانند منشاء و تیپ آب چشمه‌های شهر سرعین، وضعیت اختلاط آب‌های زمین‌گرمایی با آب‌های زیرزمینی، میزان اسیدیته آب چشمه‌ها و غلظت فلزات سنگین در آن‌ها را مشخص نمود.

۴-۲- چشمه‌های آب‌شهر سرعین

همانطور که قبلاً نیز عنوان گردید، شهر سرعین دارای یازده چشمه به نام‌های ژنرال، پهنلو، ویلادره، ارجستان، آتشگاه ۱، آتشگاه ۲، قهوه‌سوئی، گوازسوئی، ساری‌سو، قره‌سو و گاومیش‌گلی می‌باشد (شکل ۴-۱). نمونه‌برداری از آب چشمه‌ها در غالب یک طرح پژوهشی که توسط دانشگاه صنعتی شاهرود در حال اجرا است، انجام پذیرفت (گزارش مرحله دوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۹۰). از هر چشمه ۳ نمونه آب در بطری‌های پلاستیکی ۲۵۰ میلی‌لیتری برداشت شد، اولی برای تجزیه کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی، دومی برای تجزیه فلزات سنگین و نمونه سوم برای تجزیه ایزوتوپی تهیه شده بود. غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی در آزمایشگاه آب پارک علم و فناوری استان سمنان اندازه‌گیری شد. همچنین، غلظت فلزات سنگین نیز در آزمایشگاه ACME کانادا با روش ICP-MS اندازه‌گیری شد. علاوه بر این، تجزیه نمونه‌های ایزوتوپی در آزمایشگاه Cornell آمریکا انجام شد. در جدول (۴-۱) مختصات و در جدول (۴-۲) برخی خصوصیات (دما، دبی، pH، TDS و EC) چشمه‌های آب‌گرم شهر سرعین نشان داده شده است.



شکل ۴-۱- موقعیت چشمه‌های شهر سرعین

جدول ۴-۱- مختصات چشمه‌های شهر سرعین (دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۹۰)

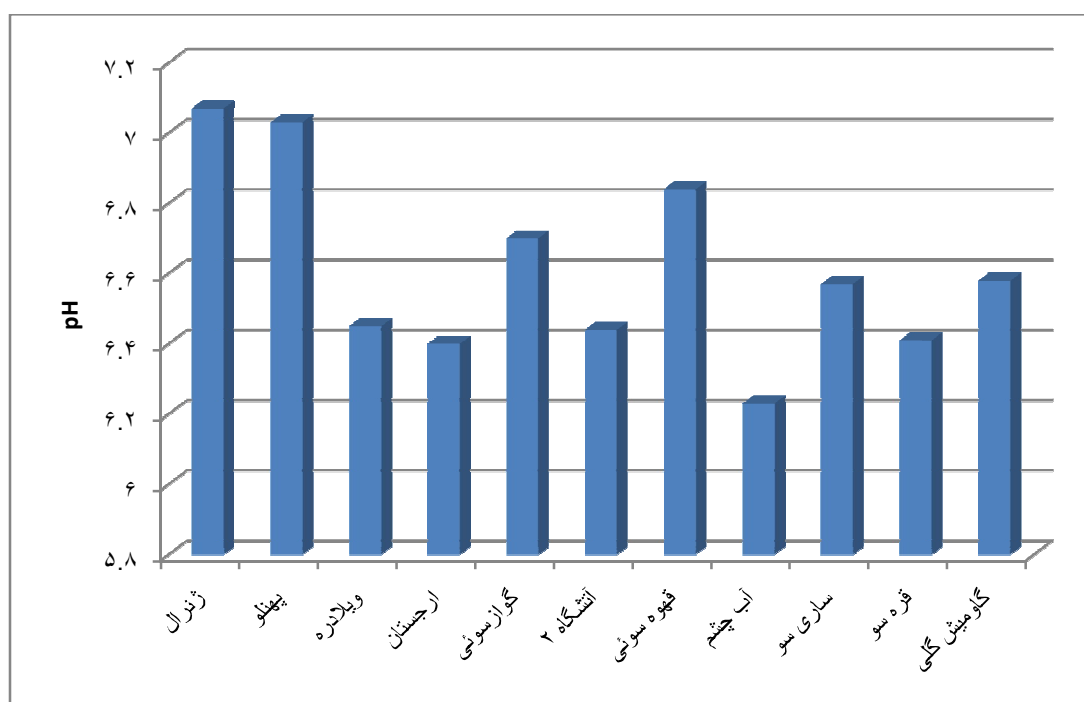
ردیف	نام چشمه	UTM (X)	UTM (Y)	ارتفاع (متر)
۱	ژنرال	۲۳۳۶۳۱	۴۲۲۶۸۴۷	۱۶۷۷
۲	پهنلو	۲۴۴۰۰۶	۴۲۲۶۷۴۱	۱۶۲۲
۳	ویلا دره	۲۴۲۳۰۲	۴۲۲۹۶۰۰	۱۸۱۳
۴	ارجستان	۲۴۲۵۶۷	۴۲۳۲۷۱۱	۱۸۰۰
۵	گوازسوئی (آتشگاه ۱)	۲۴۲۱۳۰	۴۲۳۴۲۱۸	۱۷۹۴
۶	آتشگاه ۲	۲۴۲۱۱۳	۴۲۳۴۲۰۷	۱۷۹۰
۷	قهوه‌سوئی	۲۳۳۴۹۹	۴۲۲۶۹۴۵	۱۶۹۸
۸	گوازسوئی (آب چشم)	۲۳۳۴۹۹	۴۲۲۶۹۴۵	۱۶۹۸
۹	ساری‌سو	۲۳۳۵۴۵	۴۲۲۶۶۷۱	۱۶۸۰
۱۰	قره‌سو	۲۳۳۵۲۹	۴۲۲۶۶۴۶	۱۶۸۳
۱۱	گاومیش‌گلی	۲۳۳۶۸۷	۴۲۲۶۶۸۸	۱۶۹۰

جدول ۴-۲- خصوصیات چشمه‌های سرعین (دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۹۰)

نام چشمه‌ها	درجه حرارت (سانتی‌گراد)	دبی (لیتر بر ثانیه)	EC (میکروموس بر ثانیه)	pH	TDS (میلی‌گرم بر لیتر)
ژنرال	۴۲/۳	۲	۱۴۴۴	۷/۰۷	۸۸۴
پهنلو	۴۴/۵	۱/۶	۱۳۹۵	۷/۰۳	۲۹۸
ویلا دره	۱۶/۵	-	۴۷۸	۶/۴۵	۳۲۱
ارجستان	۱۳	۱/۹	۴۸۴	۶/۴	۷۰۲
گوازسوئی (آتشگاه ۱)	۲۱/۸	۱/۷	۱۰۹۸	۶/۷	۸۹۸
آتشگاه ۲	۱۶/۴	۱۱	۶۴۳	۶/۴۴	۵۷۲
قهوه‌سوئی	۴۳/۵	۱/۴	۱۴۴۰	۶/۸۴	۹۱۰
گوازسوئی (آب چشم)	۲۰/۶	≤۰/۱	۹۱۷	۶/۲۳	۴۲۲
ساری‌سو	۴۴/۷	۴/۲	۱۳۸۶	۶/۵۷	۹۱۲
قره‌سو	۴۲/۵	۰/۶	۱۳۹۸	۶/۴۱	۹۱۳
گاومیش‌گلی	۴۵/۳	۶۸	۱۳۸۲	۶/۵۸	۹۳۳

۴-۳- بررسی pH

شاخص غلظت یون هیدروژن محلول‌ها را با pH معرفی می‌کنند. عوامل مختلفی مانند پایداری مواد محلول در آب، دما، فشار و غیره بر pH اثر می‌گذارد. همانطور که در شکل ۴-۲ دیده می‌شود، pH آب چشمه‌های منطقه در بازه ۶/۲۳ تا ۷/۰۷ قرار دارد که در این میان آب چشمه گوازسوئی (آب چشم) کمترین (۶/۲۳) و چشمه ژنرال بیشترین (۷/۰۷) pH را دارند. آب چشمه‌های ژنرال و پهنلو، خثی و آب چشمه‌های ویلادره، ارجستان، آتشگاه ۱ و ۲، قهوه‌سوئی، آب چشم، ساری‌سو، قره‌سو و گاومیش‌گلی خثی تا کمی اسیدی می‌باشند.



شکل ۴-۲. نمودار pH برای چشمه‌های شهر سرعین

۴-۴- بررسی سختی کل آب

بر اساس تعریف، سختی کل^۱ ناشی از وجود کاتیون‌های دو ظرفیتی و عمدتاً کلسیم و منیزیم آب زیرزمینی است (Todd, 1980). آب‌های زیرزمینی از نظر درجه سختی کل بر اساس جدول ۳-۴ تقسیم‌بندی می‌شوند. در جدول ۴-۴ نیز سختی کل آب چشمه‌های منطقه سرعین نشان داده شده است.

همانطور که در شکل ۳-۴ مشاهده می‌شود، به جز آب چشمه گوازسوئی (آشگاه ۱) که در دسته آب‌های خیلی سخت قرار می‌گیرد، آب تمامی چشمه‌های دیگر از نوع آب‌های سخت می‌باشند. در واقع آب چشمه گوازسوئی (آشگاه ۱) بیشترین سختی آب و چشمه ارجستان کمترین سختی آب را به خود اختصاص داده‌اند.

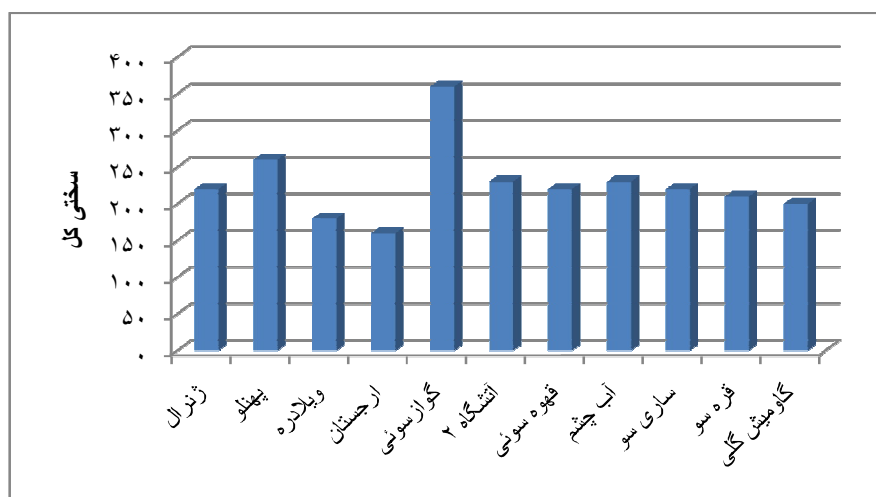
جدول ۳-۴. طبقه‌بندی آب‌ها بر اساس سختی کل (Todd, 1980)

نوع آب	سختی بر حسب میلی گرم در لیتر CaCO_3
آب سبک ^۲	کمتر از ۷۵
آب با سختی متوسط ^۳	۷۵ تا ۱۵۰
آب سنگین ^۴	۱۵۰ تا ۳۰۰
آب‌های خیلی سنگین ^۵	بیش از ۳۰۰

^۱Total Hardness^۲Soft^۳Moderately Hard^۴Hard^۵Very Hard

جدول ۴-۴. سختی کل آب چشمه‌های شهر سرعین (دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۹۰)

نام چشمه	ژنرال	پهنلو	ویلادره	ارجستان	گوازسوئی	آتشگاه ۲	قهوه‌سوئی	آب‌چشم	ساری‌سو	قره‌سو	گاو‌میش‌گلی
سختی کل	۲۲۰	۲۶۰	۱۸۰	۱۶۰	۳۶۰	۲۳۰	۲۲۰	۲۳۰	۲۲۰	۲۱۰	۲۰۰



شکل ۴-۳. نمودار سختی کل برای آب چشمه‌های شهر سرعین

۴-۵- طبقه‌بندی آب چشمه‌ها بر اساس شاخص مواد محلول کل (TDS)

از آنجایی که برخی از آب‌های زیرزمینی حاوی غلظت‌های بالایی از نمک‌های محلول می‌باشند، در بررسی ویژگی‌های شیمیایی آب‌ها، مطالعه مقدار جامدات محلول در آب^۱ از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشد. یکی از معمول‌ترین تقسیم‌بندی آب‌ها بر اساس TDS در جدول ۴-۵ ارائه شده است (Todd, 1980). همچنین در جدول ۴-۲، مقدار TDS چشمه‌های شهر سرعین آورده شده است.

^۱Total Dissolved Solids

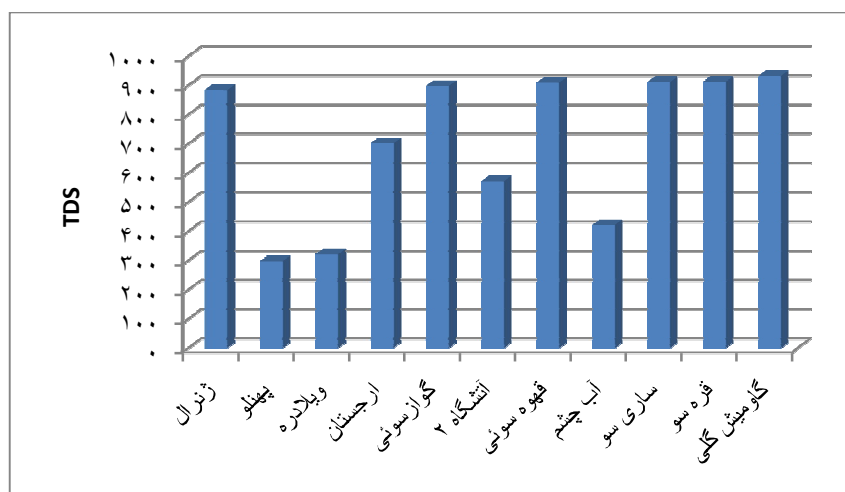
همانطور که در شکل ۴-۴ مشاهده می‌شود، TDS اغلب چشمه‌های شهر سرعین کمتر از ۱۰۰۰ میلی‌گرم بر

لیتر است و آب این چشمه‌ها از نوع آب شیرین می‌باشند و برای استفاده در مصارف مستقیم مناسب

می‌باشند.

جدول ۴-۵. طبقه‌بندی آب‌ها بر اساس TDS (Todd, 1980)

نوع آب	T.D.S (میلی گرم بر لیتر)
آب شیرین ^۱	کمتر از ۱۰۰۰
آب لب شور ^۲	۱۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰
آب شور ^۳	۱۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰
شورابه ^۴	بیش از ۱۰۰۰۰۰



شکل ۴-۴. نمودار مقدار TDS در چشمه‌های شهر سرعین

¹Fresh Water

²Brakish Water

³Saline Water

⁴Brine

۴-۶- تعیین تیپ آب چشمه‌ها

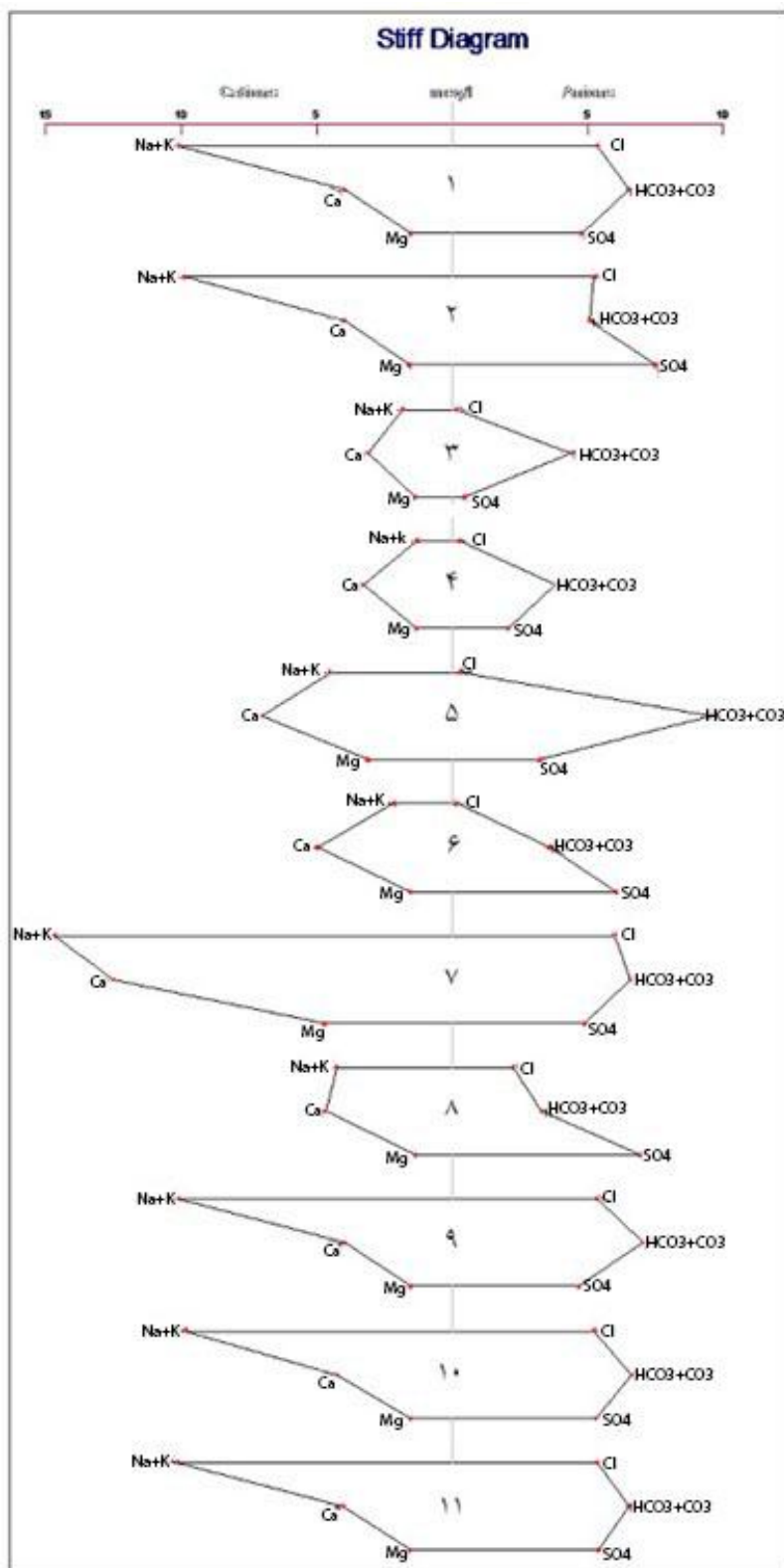
۴-۶-۱- نمودارهای شیمی آب

برای طبقه‌بندی و بررسی شیمی آب‌ها نمودارهای زیادی وجود دارد، مانند نمودار استیف، داروو، پایپر و غیره. در اکثر این نمودارها از کاتیون‌های اصلی (کلسیم، منیزیم، سدیم+پتاسیم) و آنیون‌های اصلی (سولفات، کلرید، بی‌کربنات+کربنات) برای تعیین تیپ آب‌ها استفاده می‌شود.

۴-۶-۲- نمودار استیف

از نمودار استیف برای نشان دادن ترکیب یون‌های اصلی محلول در آب استفاده می‌شود. در واقع این نمودار، یون‌ها (کاتیون‌ها_ آنیون‌ها) را بر اساس فراوانی واحدهای سنگی مربوطه و مولد این یون‌ها نشان می‌دهد (James, 2002). در این پایان‌نامه برای تهیه نمودارهای استیف حاصل از نمونه آب چشمه‌ها، از نرم افزار Rock Works (RockWorks, 2010) استفاده گردید. نمودارهای استیف برای آب چشمه‌های منطقه سرعین در شکل ۴-۵ ارائه شده است. در جدول ۴-۶ نیز تیپ آب‌های مربوط به چشمه‌های منطقه سرعین بر اساس نمودارهای استیف ارائه شده است.

همانطور که در شکل ۴-۵ و جدول ۴-۶ مشاهده می‌شود، آب چشمه‌های ژنرال، قهوه‌سوئی، ساری‌سو، قره‌سو و گاومیش‌گلی از نوع Na-HCO_3 می‌باشند در حالی که آب چشمه‌های ویلادره، ارجستان و آتشفشان ۱ از نوع Ca-HCO_3 می‌باشند. آب چشمه‌های آتشفشان ۲ و گوازسوئی مشابه هم و از نوع Ca-SO_4 می‌باشند و چشمه پهنلو با تمامی چشمه‌ها متفاوت است



شکل ۴-۵- نمودارهای استیف برای نمونه‌های آب چشمه‌های سرعین

جدول ۴-۶- تپ نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه سبلان بر مبنای نمودارهای استیف

شماره نمونه	نام چشمه	Na-HCO ₃	Ca-HCO ₃	Na-SO ₄	Ca-SO ₄
۱	ژنرال	√			
۲	پهنلو			√	
۳	ویلادره		√		
۴	ارجستان		√		
۵	آتشگاه ۱		√		
۶	آتشگاه ۲				√
۷	قهوه سوئی	√			
۸	گواز سوئی				√
۹	ساری سو	√			
۱۰	قره سو	√			
۱۱	گاومیش گلی	√			

۴-۶-۳- نمودار پایپر

از نمودار پایپر می‌توان برای تقسیم بندی انواع آب استفاده نمود (Ravengai, 2006). در این تحقیق، برای تهیه نمودار پایپر از نرم‌افزار Rock Works (RockWorks, 2010) استفاده شده است. شکل ۴-۶ نمودار پایپر را برای نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه سرعین نشان می‌دهد.

همانطور که در نمودار دیده می‌شود، در نمونه‌های آب چشمه‌های ژنرال، پهنلو، قهوه سوئی، ساری سو، قره سو و گاومیش گلی، قلیایی‌ها بیش از قلیایی‌های خاکی بوده و اسیدهای قوی بیش از اسیدهای ضعیف است. به استثنای چشمه پهنلو که آنیون غالب SO₄ بوده و آنیون بعدی Cl است، برای سایر نمونه‌های آب

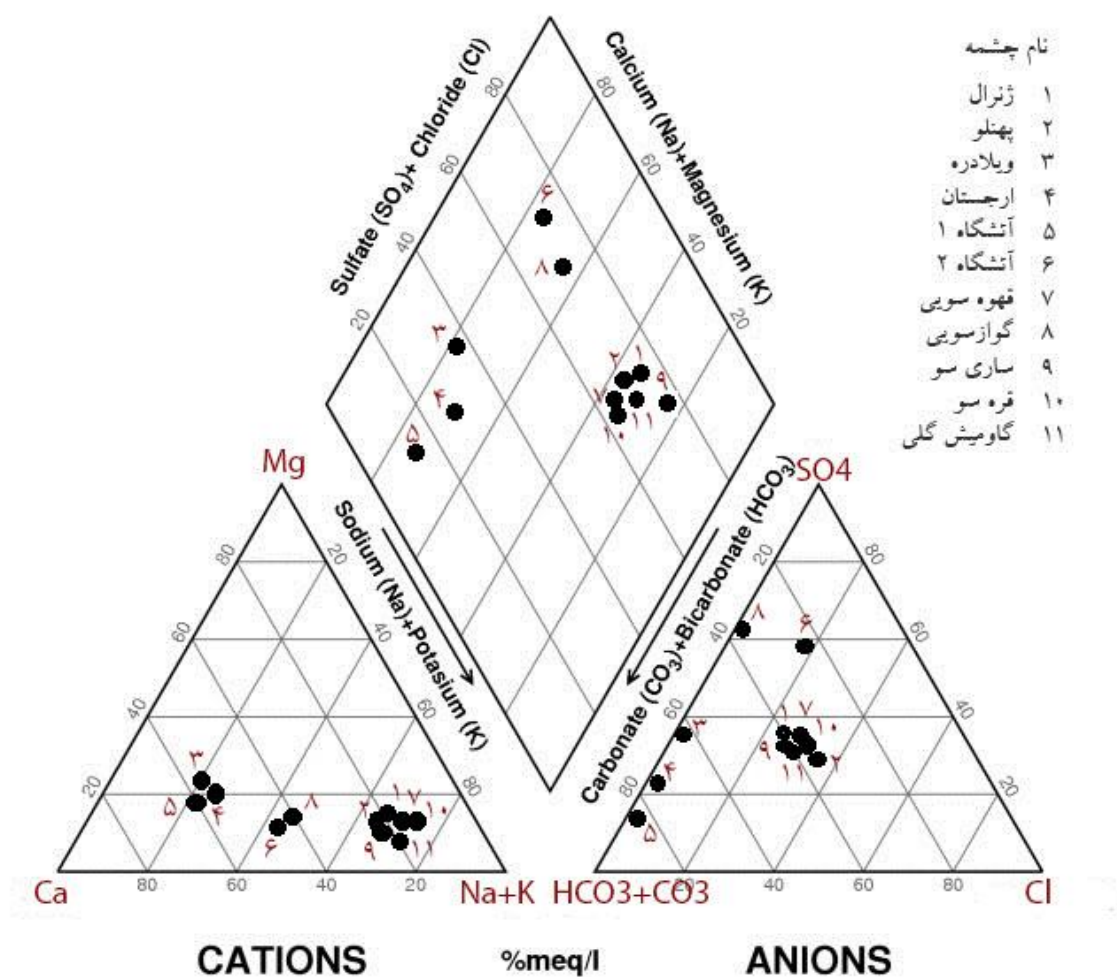
چشمه‌های سرعین، مقدار HCO_3 بیشتر از Cl است. بنابراین، تیپ غالب برای آب چشمه‌های منطقه سرعین مخلوط Cl-HCO_3 با کاتیون غالب Na می‌باشد.

در آب چشمه گوازسوئی، قلیایی‌های خاکی بیش از قلیایی‌ها بوده و اسیدهای قوی بیش از اسیدهای ضعیف است. برای این نمونه آب هیچ زوج آنیون-کاتیونی از ۵۰ درصد تجاوز نمی‌کند. نمونه آب چشمه آتشفشان ۲ تپیی مشابه تیپ آب چشمه گوازسوئی را دارا می‌باشد. با این تفاوت که قلیایی خاکی آن بیش از قلیایی خاکی چشمه گوازسوئی است.

تیپ آب چشمه‌های ویلادره، ارجستان و آتشفشان ۱ تقریباً مشابه می‌باشند. برای این چشمه‌ها، عناصر قلیایی خاکی بیش از قلیایی‌ها بوده و اسیدهای ضعیف بیش از اسیدهای قوی است (سختی کربناتی از ۵۰ درصد تجاوز می‌کند). آب این چشمه‌ها دارای تیپ Ca-HCO_3 است.

۴-۶-۴- نمودار سه‌تایی آنیون‌ها ($\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$)

نمودار سه‌تایی $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ یکی از مهم‌ترین و پرکاربردترین روش‌های طبقه‌بندی است که بر اساس خواص آنیون‌های اصلی موجود در آب‌ها بوجود آمده است (Giggenbach, 1991). بر اساس این سه یون اصلی می‌توان بخش‌های مختلف یک سیستم زمین‌گرمایی یا انواع مختلف سیستم‌های زمین‌گرمایی را از هم تفکیک نمود.



شکل ۴-۶. نمودار پایپر برای نمونه‌های آب چشمه‌های سرعین

همان‌گونه که در شکل ۴-۷ دیده می‌شود، آب‌های زمین‌گرمایی به چهار تیپ آب‌های حاشیه‌ای، آب‌های

ولکانیکی، آب‌های گرم شده با بخارات و آب‌های بالغ تقسیم می‌شوند.

نمودار سه‌تایی آنیون‌ها برای چشمه‌های منطقه سرعین در شکل ۴-۷ نشان داده شده است. مقدار آنیون‌ها

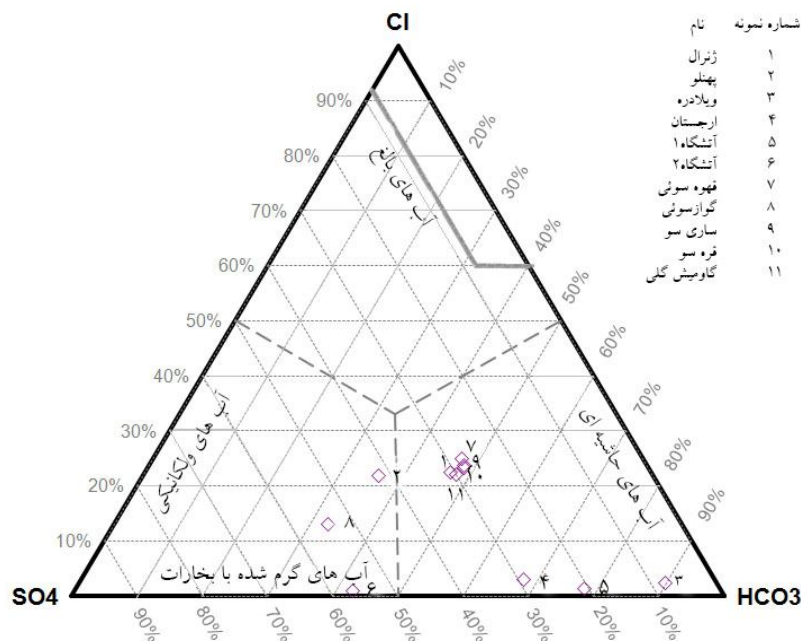
در آب چشمه‌های منطقه سرعین شامل چشمه‌های ژنرال، پهنلو، قهوه سوئی، گوازسوئی، ساری سو، قره سو و

گاومیش گلی تقریباً برابر بوده، بطوریکه موقعیت این گروه از چشمه‌ها در نمودار سه‌تایی آنیون‌ها تقریباً در

بخش مرکز با تمایل آب‌های حاشیه‌ای می‌باشد. این امر می‌تواند نشانگر تاثیر فرآیندهایی مانند اختلاط و جوشش بر روی آب‌های گرم منطقه باشد.

آب چشمه‌های آتشفشان ۲، گواز سوئی و پهنلو در گروه آب‌های سولفات قرار دارند که می‌تواند نشانگر اختلاط سیالات زمین‌گرمایی در حال صعود با آب‌های کم عمق‌تر (زیرزمینی) باشد. در اثر این اختلاط، این گروه از چشمه‌ها که دارای ترکیبی غنی از سولفات با مقدار کلرید بسیار کم بوده، بوجود می‌آید.

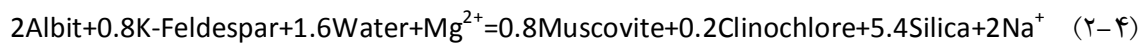
آب چشمه‌های سرد ویلادره، آتشفشان ۱ و ارجستان غنی از ترکیبات بی‌کربنات هستند. غلظت کلرید در آب این چشمه‌ها نیز بسیار کم بوده و دمای آن‌ها پایین می‌باشد. یون کلسیم، کاتیون اصلی این آب‌ها بوده و بعد از آن به ترتیب کاتیون‌های سدیم و منیزیم دارای فراوانی بیشتری هستند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که آب این چشمه‌ها کمتر تحت تاثیر اختلاط قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۷- نمودار سه‌تایی $CI-HCO_3-SO_4$ ترکیبات آب چشمه‌های سرعین

۴-۶-۵- نمودار Na-K-Mg

از نمودار سه تایی (Giggenbach, 1988) Na-K-Mg برای تعیین و تشخیص تعادل بین سیال زمین گرمایی و سنگ میزبان استفاده می شود. این نمودار براساس واکنش های وابسته به دمای بین سیال و مجموعه کانی های دگرسانی که از انحلال کانی های سدیم- پتاسیم دار سنگ دیواره بوجود آمده اند، تشکیل شده است (روابط ۴-۱ تا ۴-۳).

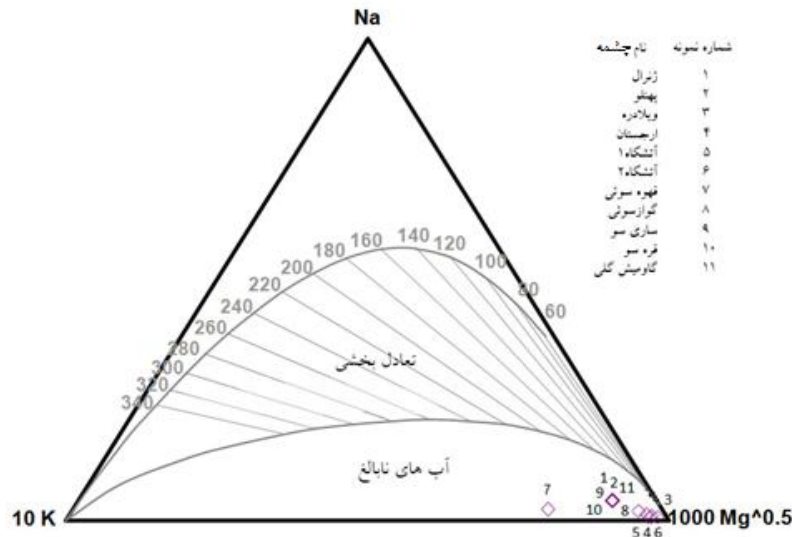


تمام این واکنش ها در بردارنده مجموعه کانی های کاملاً به تعادل رسیده ای هستند که انتظار می رود پس از تبلور مجدد ژئوشیمیایی یک سنگ پوسته ای با ترکیب میانگین و تحت شرایط زمین گرمایی تشکیل شوند. غلظت های سدیم، پتاسیم و منیزیم آب در تعادل با این مجموعه کانی ها تحت تأثیر تحولات شدیدی هستند (Giggenbach, 1991). به بیان دیگر این نمودار دمای تعادل کانی ها و حالت (شدت) تعادل بین سیالات زمین گرمایی و سنگ ها (انحلال سنگ با تعادل شیمیایی کامل، بخشی یا بدون تعادل با سیال زمین گرمایی) را نشان می دهد. با اضافه کردن یک ژئوترموتر Na-K به این نمودار، این نمودار سه تایی به یک زمین شناسانگر^۱ تبدیل می شود و می توان دمای فازهای مختلف سیال را نیز با طیف دمایی مشخص بررسی کرد.

^۱Geoindicator

هنگامی که نسبت سه عامل Na، K و Mg یک نمونه به صورتی باشد که نمونه‌ها در قسمت تعادل کامل^۱ قرار گیرند نشان می‌دهد که بین سنگ میزبان و سیال زمین‌گرمایی تعادل کامل برقرار است، در حالی که اگر نمونه‌ها در بخش تعادل جزئی^۲ و یا آب‌های نابالغ^۳ قرار بگیرند، بیانگر این مساله است که بین سیال و سنگ تعادل حاصل نشده و یا به صورت جزئی به تعادل رسیده‌اند (Strelbitskaya, 2005).

نمودار تعادل فاز برای چشمه‌های منطقه سرعین در شکل ۴-۸ رسم شده است. همان طور که ملاحظه می‌شود، تمامی نمونه‌های چشمه‌های سرعین در منطقه آب‌های نابالغ قرار گرفته است و نشان‌دهنده این موضوع است که در این منطقه بین سیال زمین‌گرمایی و سنگ میزبان تعادل وجود ندارد. وجود Mg بالای این نمونه‌ها نسبت به دو مولفه دیگر، نشان از وجود اختلاط بین آب زمین‌گرمایی و آب‌های زیرزمینی دارد که این مطلب از نمودار آنیون‌ها هم حاصل گردید.



شکل ۴-۸- نمودار Na-K-Mg برای آب چشمه‌های سرعین

¹Full Equilibrium

²Partially Equilibrium

³Immature Waters

۴-۶-۶- اختلاط

اختلاط یکی از سه فرآیند فیزیکی است که می‌تواند شیمی سیال زمین‌گرایی را تحت تأثیر قرار دهد (دو فرآیند دیگر شامل جوشش و سردشدگی همرفتی می‌باشند). برخی از ملاک‌های تشخیص اختلاط به شرح زیر است، اما قبل از آن لازم به ذکر است که برای تفسیر گروه‌های مختلف چشمه‌ها، باید آن‌ها را به صورت جغرافیایی تقسیم‌بندی نمود و سپس شواهد اختلاط در آن‌ها را مورد بحث قرار داد (Nicholson, 1993):

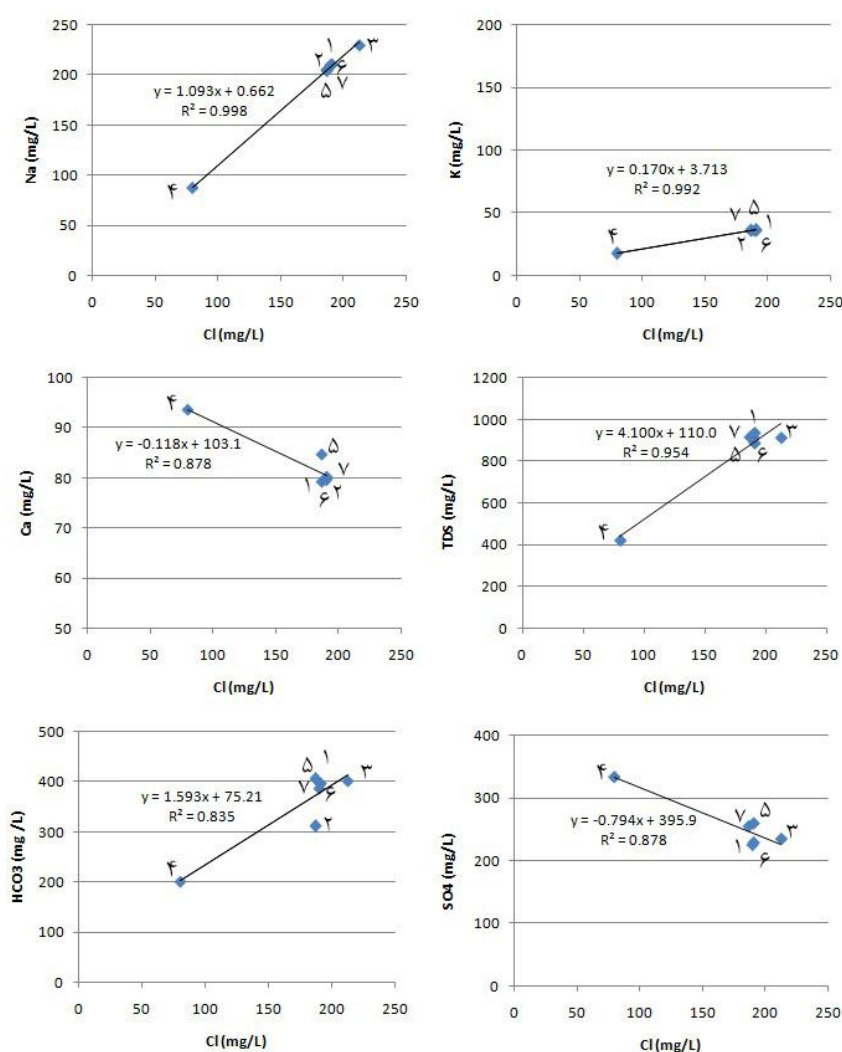
- ۱- غلظت بالای منیزیم
 - ۲- تحت اشباع بودن آب از کلسیت
 - ۳- مقدار SiO_2 بالا نسبت به دمای سیال خروجی
 - ۴- pH پایین نسبت به شوری (۶-۷ برای $\text{Cl} < 1000 \text{ mg/kg}$)
 - ۵- اختلاف دمای بین دمای واقعی چشمه آب‌گرم و دمای حاصل از ژئوترمو متر
 - ۶- روند نسبتاً خطی عناصر پایدار (بطور مثال Cl به B)
 - ۷- نوسان در مؤلفه‌هایی مانند ^{18}O و D و کاتیون‌های اصلی بویژه پتاسیم در مقابل کلر
 - ۸- نوسان موقتی سیستماتیک (فصلی) در ترکیب و دمای چشمه‌ها
 - ۹- چشمه‌های آب سرد با دبی خروج بالا در منطقه
- نمودارهای مختلفی وجود دارند که به وسیله آن‌ها می‌توان وضعیت اختلاط آب‌های گرمابی با آب‌های سطحی را بررسی نمود که در ادامه به شرح برخی از آن‌ها پرداخته شده است.

۴-۶-۷- تغییرات غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی نسبت به کلرید

کلر یک عنصر واکنش‌ناپذیر (پایدار) بوده و تمایلی به شرکت در واکنش‌های کانی‌ساز ندارد، بطوریکه مقدار آن می‌تواند معادل مقدار واقعی سیال اولیه در نظر گرفته شود (Shakeri et al. 2008)، از این‌رو می‌تواند مبنای تغییرات غلظت سایر مولفه‌های شیمیایی قرار گیرد. با رسم نمودار غلظت برخی از آنیون‌ها و کاتیون‌ها نسبت به کلر می‌توان تغییرات غلظت آن‌ها را مشاهده و بررسی نمود. شکل ۴-۹ تغییرات غلظت‌های TDS، SO_4 ، HCO_3 ، Na، K و Ca چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین را در مقابل کلر و شکل ۴-۱۰ تغییرات این مولفه‌ها نسبت به کلر را برای چشمه‌های آب سرد ویلادره، ارجستان و آتشگاه نشان می‌دهند. همانطور که انتظار می‌رود، بطور کلی غلظت این مولفه‌ها در چشمه‌های آب‌گرم بیشتر از چشمه‌های آب سرد می‌باشد. همانگونه که در شکل ۴-۹ مشاهده می‌شود، پراکندگی نمونه‌ها در این نمودار نشان می‌دهد که چشمه‌های گوازسوئی (آب چشم)، قهوه‌سوئی و پهنلو دارای شیمی کمی متفاوت‌تر از سایر چشمه‌های آب‌گرم منطقه می‌باشند. این امر در مورد چشمه گوارسوئی فراگیرتر است. همچنین همزمان با افزایش غلظت کلر در نمونه‌ها، غلظت Ca و SO_4 کاهش و غلظت K، Na، HCO_3 و TDS افزایش می‌یابد و همانطور که مشاهده می‌شود روند تغییرات غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها نسبت به کلر برای چشمه‌های آب گرم، خطی با همبستگی بالا می‌باشد که می‌توان نتیجه گرفت اختلاط آب‌های گرم چشمه‌های منطقه با آب‌های زیرزمینی صورت گرفته است. در مقابل تغییرات غلظت مولفه‌های شیمیایی مختلف در برابر کلر برای چشمه‌های آب سرد روند خاصی را نشان نمی‌دهد و پراکندگی یکنواختی دارند. این امر نشان می‌دهد چشمه‌های آب سرد کمتر تحت تاثیر اختلاط قرار گرفته‌اند.

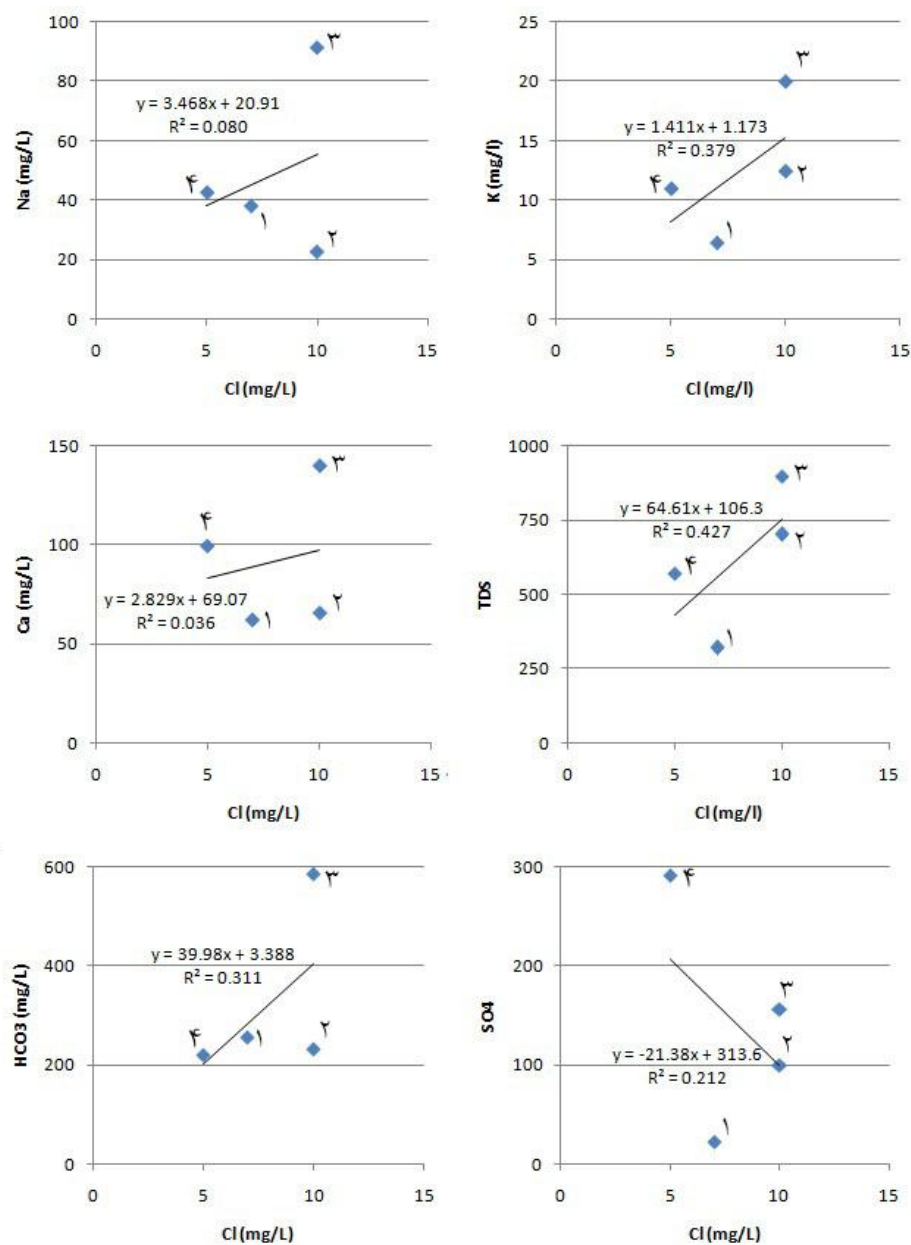
۴-۶-۸- تغییرات غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی نسبت به درجه حرارت

برای بررسی تغییرات غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌ها همچنین می‌توان از نمودار غلظت این عناصر نسبت به دما استفاده کرد. شکل ۴-۱۱ نمودار تغییرات غلظت TDS، SO_4 ، HCO_3 ، Na، K و Ca چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین را در مقابل دما و شکل ۴-۱۲ این تغییرات را برای چشمه‌های آب سرد ویلادره، ارجستان و آتسگاه نشان می‌دهند.



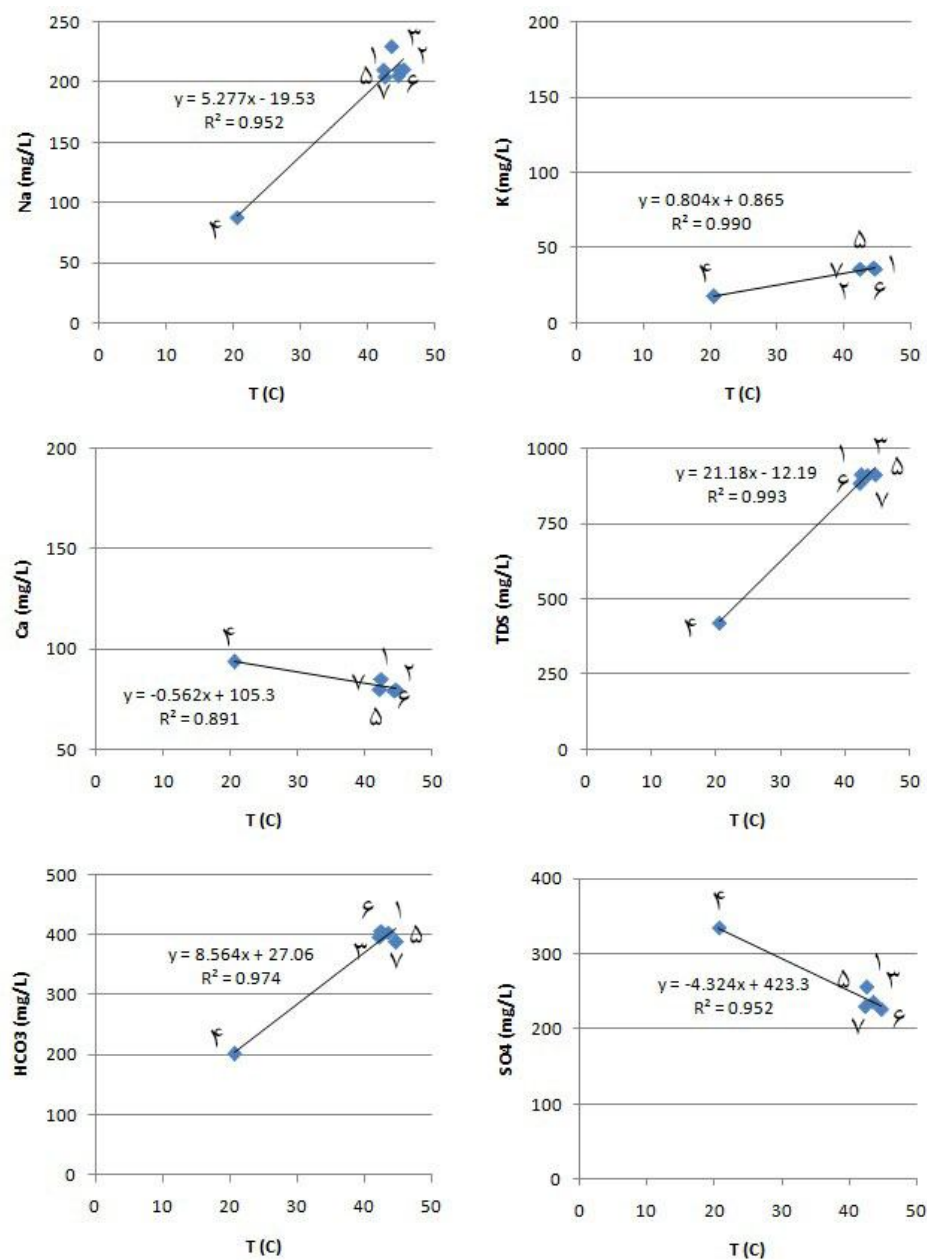
شکل ۴-۹. تغییرات غلظت K، Na، Ca، SO_4 ، HCO_3 و TDS نسبت به کلر برای چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین

(راهنما: ۱: ژنرال، ۲: پهنلو، ۳: قهوه‌سوئی، ۴: گوازوئی (آب چشم)، ۵: ساری‌سو، ۶: قره‌سو، ۷: گاومیش‌گلی)



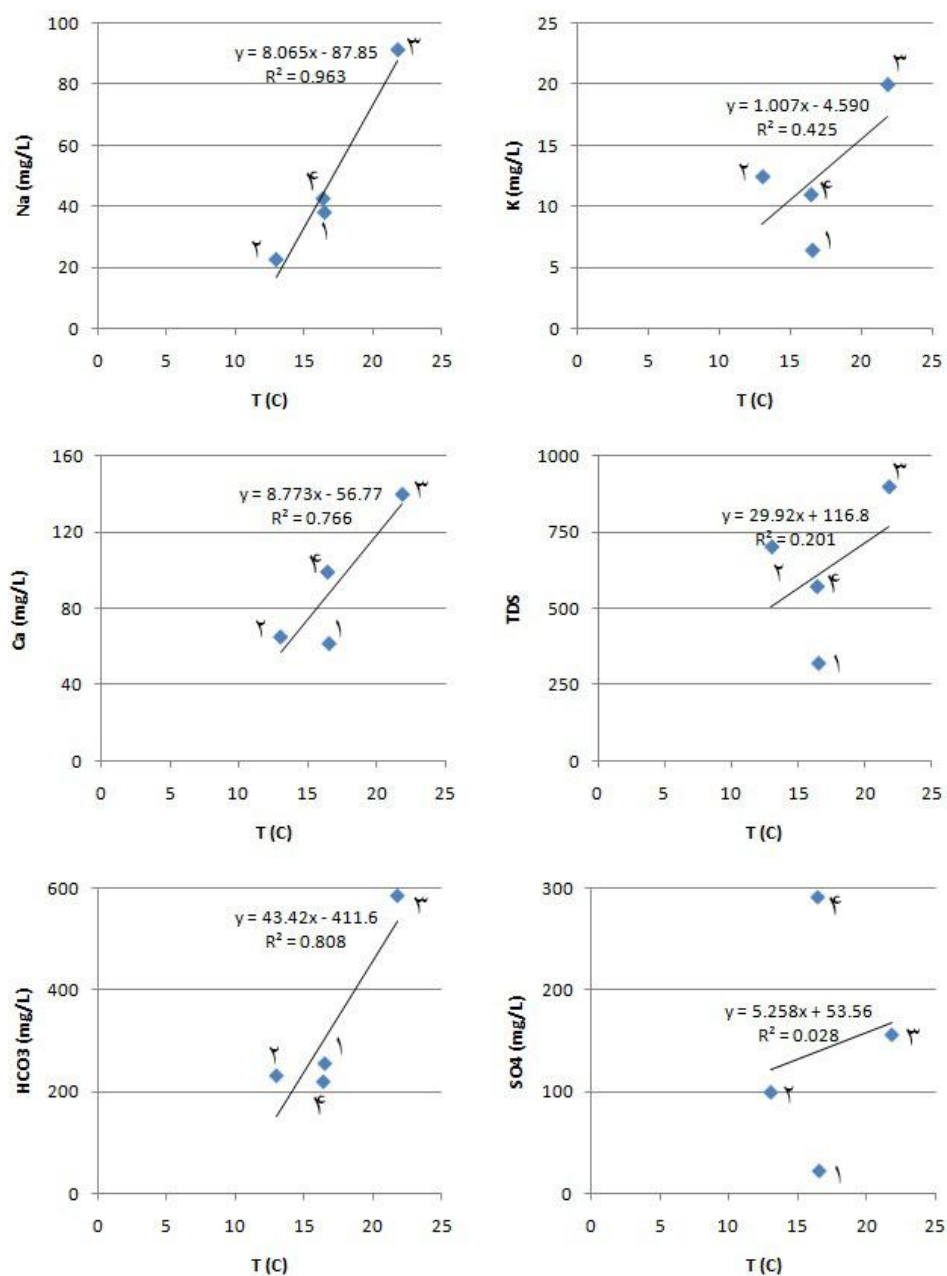
شکل ۴-۱۰. تغییرات غلظت K ، Na ، Ca ، SO_4 ، HCO_3 و TDS نسبت به کلر برای چشمه‌های آب سرد منطقه سرعین

(راهنما: ۱. ویلادره. ۲. ارجستان. ۳. گوازوئی (آتشگاه ۱). ۴: آتشگاه ۲)



شکل ۴-۱۱. تغییرات غلظت K ، Na ، Ca ، SO_4 ، HCO_3 و TDS نسبت به دما برای چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین

(راهنما: ۱: ژنرال. ۲: پهنلو. ۳: قهوه‌سوئی. ۴: گوازوئی (آب چشم). ۵: ساری‌سو. ۶: قره‌سو. ۷: گاومیش‌گلی)



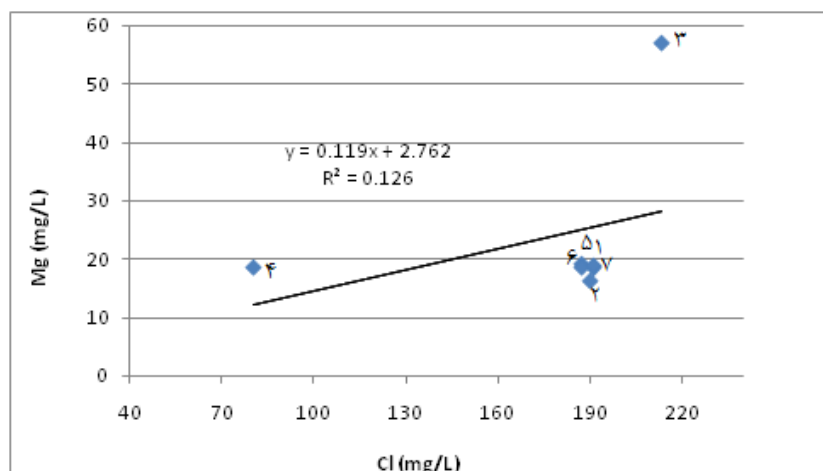
شکل ۴-۱۲. تغییرات غلظت K ، Na ، Ca ، SO_4 ، HCO_3 و TDS نسبت به دما برای چشمه‌های آب سرد منطقه سرعین

(راه‌نما: ۱؛ ویلادره: ۲؛ ارجستان: ۳؛ گوازسوئی (آتشگاه ۱): ۴؛ آتشگاه ۲)

همان طور که از نمودار ۴-۱۱ استنباط می‌شود میزان تغییرات مولفه‌ها برای چشمه‌های پهنلو (در مورد آنیون‌ها)، قهوه‌سویی (در مورد کاتیون‌ها) با چشمه‌های دیگر متفاوت است و چشمه گوازسوئی به طور کل شیمی متفاوتی نسبت به سایر چشمه‌ها دارد. همچنین، همزمان با افزایش دما در نمونه‌ها، غلظت Ca و SO_4 کاهش و غلظت Na ، K ، HCO_3 و TDS افزایش می‌یابد که می‌توان نتیجه گرفت با افزایش دما تاثیر اختلاط بیشتر شده که باعث می‌شود غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها افزایش یابد. همچنین روند تغییرات غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها نسبت به دما، خطی با همبستگی بالا می‌باشد که نشان‌دهنده رقیق‌شدگی آب گرم چشمه‌های منطقه با آب‌های زیرزمینی می‌باشد. در مورد چشمه‌های آب سرد، روند تغییرات غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها نسبت به کلر، همبستگی پایین‌تری دارد (شکل ۴-۱۲) که می‌توان نتیجه گرفت چشمه‌های آب سرد کمتر تحت تاثیر اختلاط قرار گرفته‌اند.

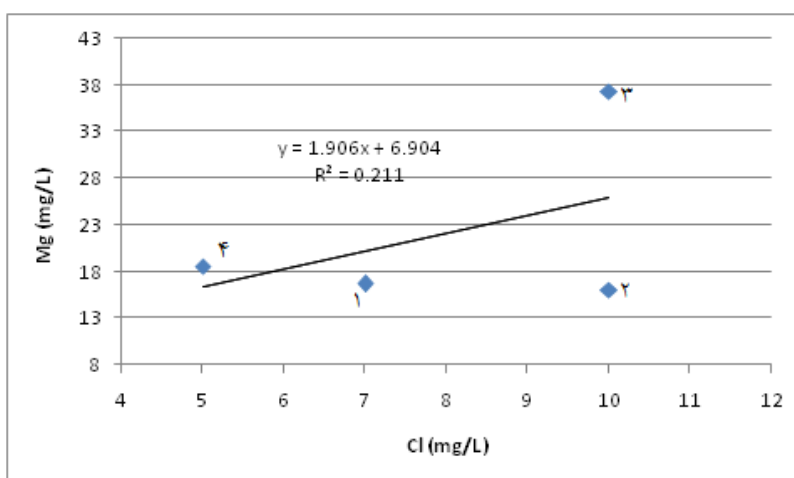
۴-۶-۹- نمودار تغییرات کلر نسبت به منیزیم

از رابطه بین یون‌های کلر و منیزیم می‌توان مشخص نمود که وضعیت آمیختگی آب‌های گرمایی با آب‌های سطحی چگونه است. اگر رابطه بین کلر و منیزیم خطی مستقیم باشد، نشان‌دهنده این است که اختلاط بین آب‌های گرمایی و آب‌های سطحی وجود ندارد (Shakeri et al., 2008). نمودار تغییرات کلر نسبت به منیزیم برای چشمه‌های آب گرم سرعین و برای آب‌های سرد مناطق ویلادره، ارجستان و آتشگاه در شکل‌های ۴-۱۳ و ۴-۱۴ رسم شده است. همانطور که در شکل ۴-۱۳ مشاهده می‌شود روند تغییرات کلر و منیزیم، خطی با همبستگی پایین می‌باشد که این موضوع وجود اختلاط آب‌های زیرزمینی با آب‌های زمین‌گرمایی را برای چشمه‌های آب گرم تایید می‌کند. در مقابل برای چشمه‌های آب سرد (شکل ۴-۱۴) مقدار همبستگی بالاتر می‌باشد که نشان می‌دهد چشمه‌های آب سرد کمتر از چشمه‌های آب گرم تحت تاثیر اختلاط قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۱۳- تغییرات کلر در برابر منیزیم برای آب چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین

(راهنما: ۱؛ ژرنال: ۲؛ پهنلو: ۳؛ قهوه‌سوئی: ۴؛ گوازوئی (آب چشم): ۵؛ ساری‌سو: ۶؛ قره‌سو: ۷؛ گاومیش گلی)



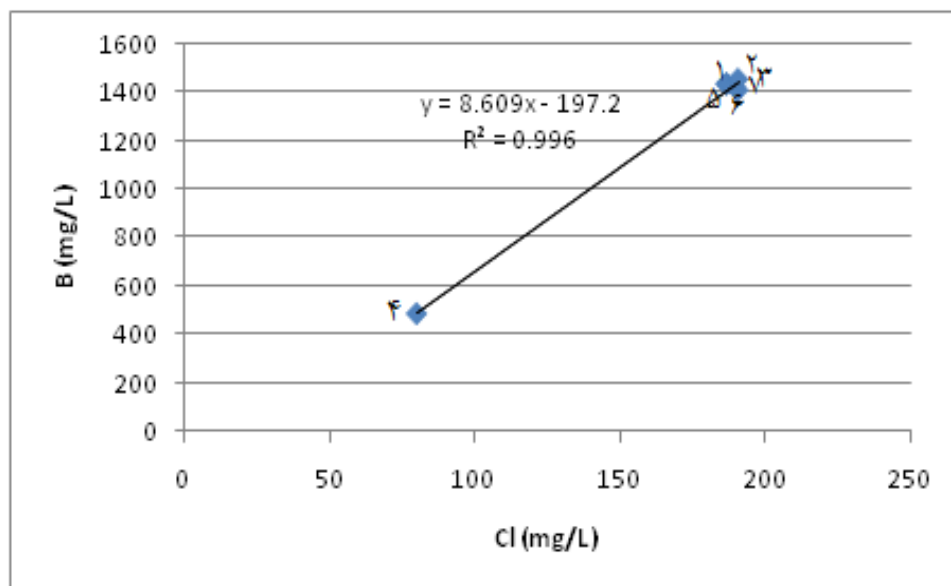
شکل ۴-۱۴- تغییرات کلر در برابر منیزیم برای آب چشمه‌های آب گرم ویلادره، ارجستان، آتشگاه

(راهنما: ۱؛ ویلادره: ۲؛ ارجستان: ۳؛ گوازوئی (آتشگاه): ۴؛ آتشگاه: ۲)

۴-۶-۱۰- بررسی تغییرات کلر نسبت به بور

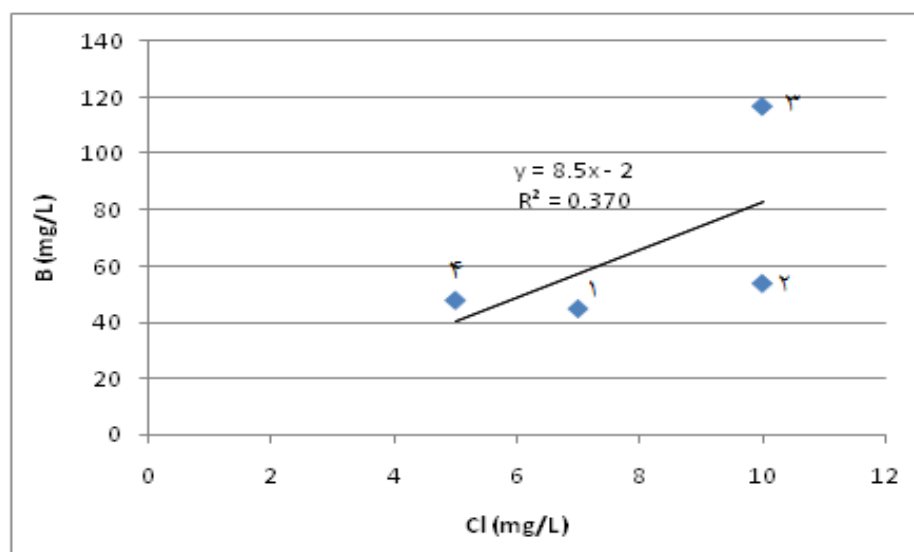
از آنجایی که کلر و بور عناصری پایدار بوده و در هیچ کدام از تعادل‌های مهم کانی- محلول شرکت نمی‌کنند، نسبت Cl/B وسیله‌ای مناسب برای تشخیص شرایط اختلاط است. این امر به دلیل این است که عنصر بور به سطح هیچ کانی مشخصی جذب نمی‌شود و معمولاً به دلیل شعاع یونی بزرگشان وارد ترکیب هیچ کانی سنگ‌سازی نیز نمی‌شود. آزمایشات تجربی برهم‌کنش آب-سنگ نشان داده است که بور در سنگ‌های آذرین معمول بسیار فرار و ناسازگار است. هرچند شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد در دماهای پایین‌تر از ۱۵۰ درجه سانتیگراد، بور از محلول به کانی‌های ثانویه، بویژه ایلیت و میکا منتقل می‌شود. نمودار تغییرات بور نسبت به کلر برای چشمه‌های آب گرم سرعین و برای آب‌های سرد مناطق ویلادره، ارجستان و آتشفگاه به طور جداگانه در شکل‌های ۴-۱۵ و ۴-۱۶ رسم شده است.

همانطور که در شکل ۴-۱۵ مشاهده می‌شود، روند تغییرات غلظت این مولفه‌ها نسبت به یکدیگر برای چشمه‌های آب گرم خطی با همبستگی بالا می‌باشد که نشان از وقوع پدیده اختلاط بین سیال زمین‌گرمایی و آب‌های زیرزمینی دارد. نکته قابل ذکر نیز در این نمودارها، تمایز چشمگیر نمونه گوازسوئی (آب چشم) نسبت به سایر چشمه‌ها است. از طرفی روند تغییرات این مولفه‌ها برای چشمه‌های آب سرد خطی با همبستگی پایین می‌باشد (شکل ۴-۱۶) که نشان‌دهنده این موضوع است که چشمه‌های آب سرد کمتر تحت تاثیر اختلاط قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۱۵. تغییرات کلر نسبت به بور برای آب چشمه‌های منطقه سرعین

(راهنما: ۱: ژرنال. ۲: پهنلو. ۳: قهوه‌سوئی. ۴: گوازوئی (آب چشم). ۵: ساری‌سو. ۶: قره‌سو. ۷: گاومیش‌گلی)



شکل ۴-۱۶. تغییرات کلر نسبت به بور برای چشمه‌های آب سرد منطقه سرعین

(راهنما: ۱: ویلادره. ۲: ارجستان. ۳: گوازوئی (آتشگاه ۱). ۴: آتشگاه ۲)

۴-۷- ژئوترموتری

نتایج حاصل از کاربرد ژئوترموترهای ذکر شده برای شهر سرعین در جدول ۴-۷ ارائه شده است.

جدول ۴-۷. نتایج حاصل از ژئوترموتری برای شهر سرعین

شماره نمونه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱
ژئوترموتر Na-K	۲۶۷	۲۷۳	۲۶۷	۳۲۶	۲۹۴	۲۱۴	۳۹۵	۲۸۴	۲۶۷	۲۶۹	۲۶۸
ژئوترموتر K-Mg	۹۱	۹۱	۵۲	۶۷	۶۸	۶۳	۱۲۱	۷۵	۹۱	۹۱	۹۱
ژئوترموتر سیلیسی (آدیاباتیک)	۱۳۰	۱۲۶	۱۳۱	۱۲۶	۱۴۲	۱۲۵	۱۴۹	۱۲۹	۱۳۳	۱۳۱	۱۳۲
ژئوترموتر سیلیسی (رسانا)	۱۳۴	۱۳۰	۱۳۶	۱۳۰	۱۴۹	۱۲۸	۱۵۷	۱۳۳	۱۳۷	۱۳۵	۱۳۶

همانطوری که مشاهده می‌شود ژئوترموتر K-Mg دمای بسیار پایین‌تری را ارائه می‌دهد که احتمالاً در اثر

اختلاط این آب‌ها با آب‌های زیرزمینی است که سبب بالا رفتن غلظت منیزیم شده است و از طرفی

ژئوترموتر Na-K دمایی بالاتر از مقدار واقعی ارائه می‌دهد.

در مقابل، به نظر می‌رسد هر دو ژئوترموتر سیلیسی (آدیاباتیک و رسانا) دما را بسیار نزدیک به دمای

واقعی نشان می‌دهد.

۴-۷-۱- نمودار Na-K-Ca-Mg

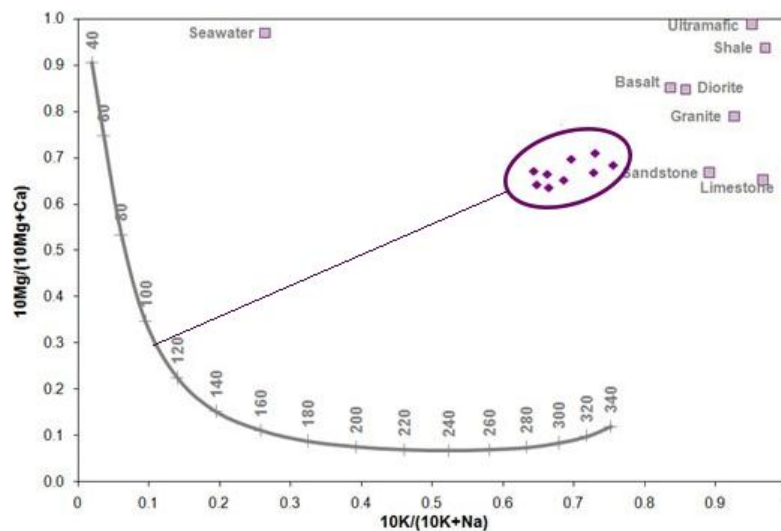
نمودار Na-K-Ca-Mg برای تعیین سنگ مخزن احتمالی سیالات زمین‌گرمایی، بر اساس کاتیون‌های Na، K،

Mg و Ca بکار برده می‌شود. تلفیق این دیاگرام با ژئوترموتر Na-K، زمین‌شناسانگری مفید می‌سازد که در

تعیین دمایی تعادلی مخزن زمین‌گرمایی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Giggenbach, 1988; Tassi et

al., 2008). این نمودار در شکل ۴-۱۷ برای چشمه‌های سرعین رسم شده است.

همانطور که مشاهده می‌شود، دمای مخزن عمیق حدود ۱۱۰ تا ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود.

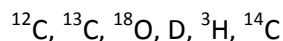


شکل ۴-۱۷- نمودار Na-K-Ca-Mg برای چشمه‌های آب شهر سرعین

۴-۸- مطالعات ایزوتوپی

یکی از موثرترین روش‌ها برای پی بردن به منشاء آب‌های زمین‌گرمایی، انجام مطالعات ایزوتوپی می‌باشد. مجموعه‌های آبی اغلب از نظر ظاهر با یکدیگر بسیار شبیه و یکسان می‌باشند اما ترکیب اتمی آن‌ها (مجموعه‌های مختلف آبی) می‌تواند با وضعیت و مقادیر ایزوتوپ‌های طبیعی موجود در هر یک، از همدیگر تشخیص داده شوند. همچنین ایزوتوپ‌های مصنوعی نیز می‌توانند به همراه ایزوتوپ‌های طبیعی پایدار، در شناسایی منابع مختلف به محقق کمک کنند. هیدرولوژی ایزوتوپی ابزاری بسیار سودمند و مفید برای مطالعات منابع آب است. هیدرولوژی ایزوتوپی محیطی، از نوسانات ایزوتوپی در آب‌ها به وسیله فرآیندهای طبیعی بحث می‌کند و انسان نقشی در کنترل آن‌ها ندارد و تنها می‌توان بر اساس دانش کلی از تفکیک ایزوتوپ‌های موجود در فرآیندهای طبیعی آن‌ها را اندازه‌گیری نمود. برای تفسیر آن‌ها نیز باید از علم هیدرولوژی کمک گرفت (Mook, 2000).

مهم‌ترین ایزوتوپ‌های محیطی که در فرآیندهای هیدروژنولوژی کاربرد دارند عبارتند از:



استانداردی که برای سنجش نسبت‌های ایزوتوپی بکار می‌رود، ¹SMOW (استاندارد متوسط آب اقیانوس)

می‌باشد. این استاندارد بیان‌گر ترکیب ایزوتوپی متوسط آب اقیانوس‌ها است (Gat, 2001).

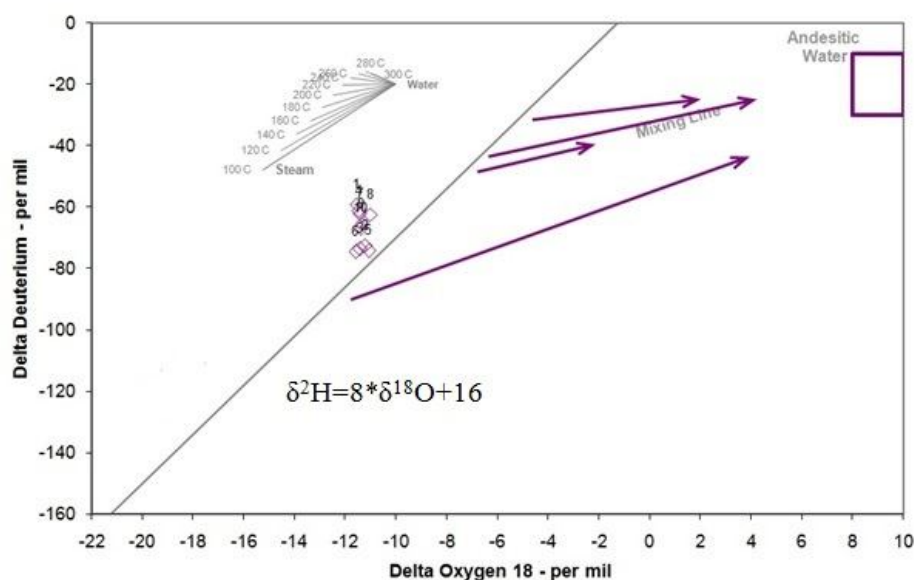
یکی از روابطی که می‌تواند در تعیین منشأ آب چشمه‌های منطقه کمک کند، رابطه بین اکسیژن-۱۸ و

نسبت دوتریوم است. از آنجایی که همیشه مقدار کمی بخار یافتگی، جوشش، تبادل سنگی یا اختلاط

می‌تواند تمام نتایج تجزیه دقیق موجود را تحت تاثیر قرار دهد، تفسیر قطعی نتایج ایزوتوپی در این نمودار

کمی مشکل است (Powell, 2010).

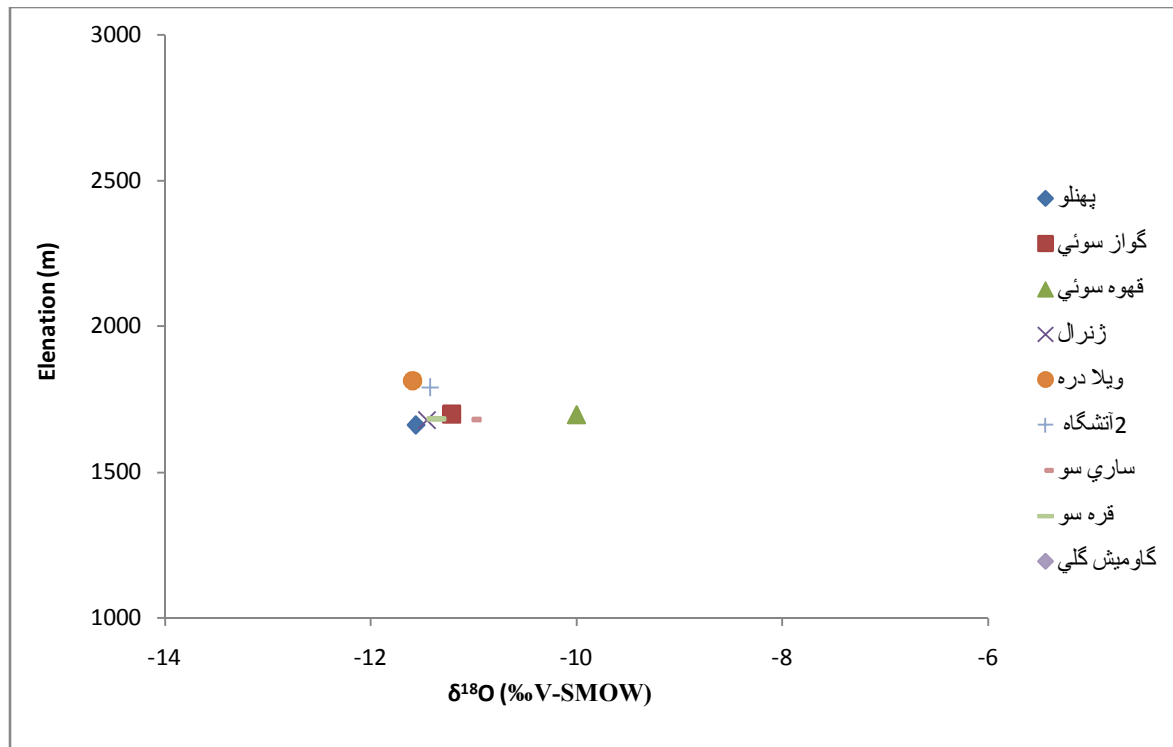
شکل ۴-۱۸ رابطه بین اکسیژن-۱۸ و نسبت دوتریوم چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۸. تغییرات اکسیژن-۱۸ و دوتریوم برای چشمه‌های آب گرم منطقه سرعین

¹Standard Mean Oceanic Water

مطابق شکل ۴-۱۸ مقدار اکسیژن-۱۸ برای تمامی نمونه‌ها برابر است که می‌توان نتیجه گرفت تمامی نمونه‌ها منشأ یکسانی دارند. علاوه بر این نزدیکی نمونه‌ها به خط جوی محلی نشان دهنده این مساله است که تمام نمونه‌ها منشأ جوی دارند. همچنین مشاهده می‌شود که بازه تغییرات دوتریوم از ۵۰- تا ۸۵- می‌باشد که می‌توان نتیجه گرفت بسته به عرض جغرافیایی، مناطق تغذیه چشمه‌ها متفاوت است. یکی دیگر از روابط مهم، رابطه تغییرات اکسیژن-۱۸ و ارتفاع چشمه‌های آب‌گرم منطقه است که با این رابطه می‌توان محل تغذیه چشمه‌ها را مشخص نمود (شکل ۴-۱۹).



شکل ۴-۱۹. نمودار ارتفاع-اکسیژن ۱۸ برای چشمه‌های آب سرعین

با توجه به موقعیت نمونه‌ها در این نمودار می‌توان گفت که چشمه‌هایی که غلظت اکسیژن-۱۸ در آن‌ها کم‌تر است، تغذیه آن‌ها از ارتفاعات بالاتری صورت گرفته است.

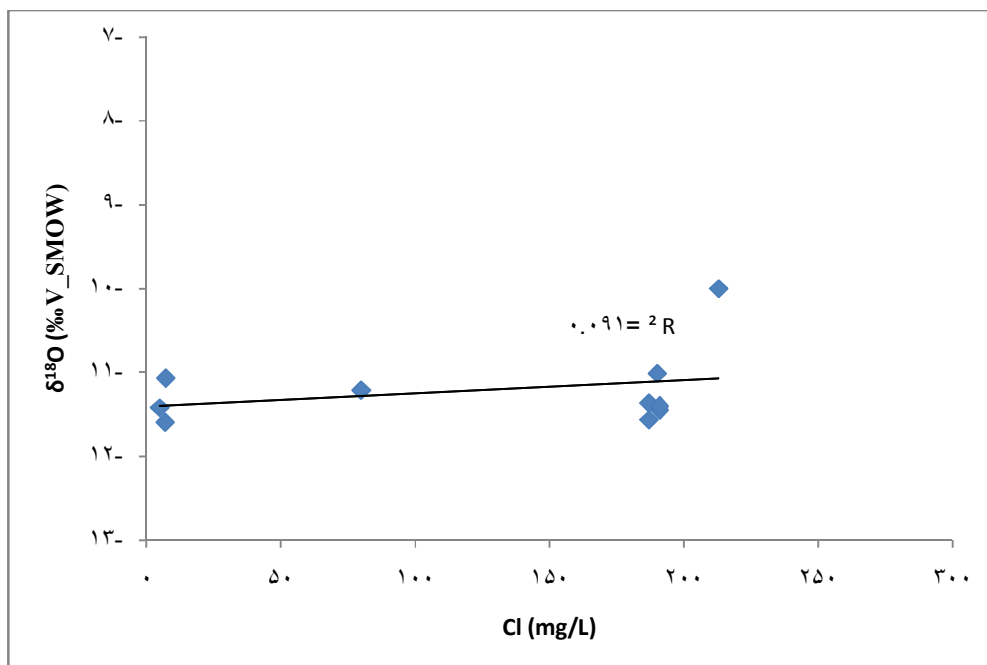
از آن جایی که تبخیر و اختلاط آب‌های گرم و زیرزمینی باعث افزایش غلظت ایزوتوپ و کلر می‌شود (Celman and Celik, 2009)، از رابطه بین ایزوتوپ اکسیژن-۱۸ و غلظت کلر می‌توان به وجود پدیده اختلاط پی برد. شکل ۴-۲۰ رابطه بین غلظت اکسیژن-۱۸ و کلر در منطقه سرعین را نشان می‌دهد.

همانطور که مشاهده می‌شود، همبستگی مثبتی بین کلر و اکسیژن دیده می‌شود. با افزایش دما غلظت‌های ایزوتوپ اکسیژن و کلر افزایش یافته است که نشان‌دهنده پدیده رقیق‌شدگی و اختلاط آب‌های گرم با آب زیرزمینی می‌باشد (شکل ۴-۲۰).

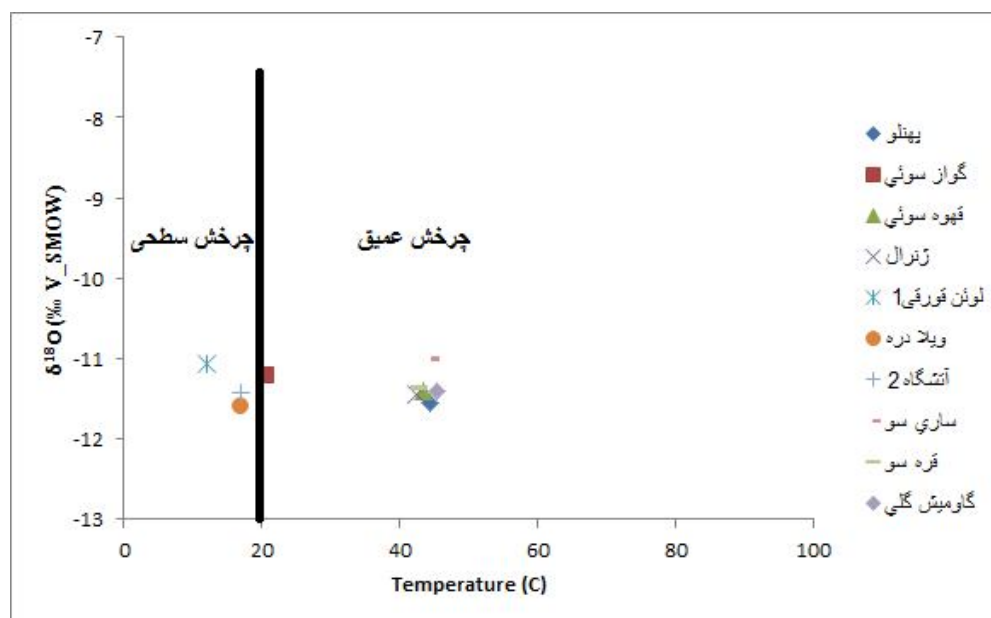
به کمک نمودار تغییرات اکسیژن-۱۸ و دما می‌توان آب‌های با چرخش عمیق و آب‌های با چرخش سطحی را از هم جدا کرد. شکل ۴-۲۱ این نمودار را برای چشمه‌های سرعین نشان می‌دهد.

همانطور که در شکل ۴-۲۱ مشاهده می‌شود آب چشمه‌های ویلادره، لوئن قورقی و آتشگاه ۲ در منطقه آب‌های با عمق گردش کم قرار دارند و بقیه نمونه‌ها در بخش چرخش عمیق واقع شده‌اند.

همانگونه که مشاهده شد، با انجام مطالعات هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی به منشاء و تیپ آب‌های منطقه پی برده شد و همچنین دمای مخزن تخمین زده شد. آب مناطق ویلادره، ارجستان و آتشگاه، آب‌های زیرزمینی کم عمق بوده که از آب‌های زمین‌گرمایی متاثر نشده‌اند.



شکل ۴-۲۰- تغییرات اکسیژن-۱۸ با کلر برای چشمه‌های آب سرعین



شکل ۴-۲۱- تغییرات اکسیژن-۱۸ با دما برای چشمه‌های آب سرعین

۴-۹- مطالعات هیدروژئولوژیکی

همانطور که گفته شد از اهداف مهم مطالعات هیدروژئولوژیکی در مخازن زمین گرمایی، بررسی چگونگی توزیع، تعیین جهت جریان آبهای زیرزمینی و نحوه تغذیه مخزن زمین گرمایی در یک منطقه می باشد. در واقع، هدف نهایی از مطالعات هیدروژئولوژیکی تهیه مدل مفهومی میدان زمین گرمایی می باشد که تمامی پارامترهای فوق الذکر در این مدل مفهومی نمایش داده می شوند.

۴-۱۰- روش انجام کار

اندازه گیری های مربوط به ارتفاع سطح آب در پیزومترها به عنوان اساس تعیین جهت جریان آب زیرزمینی مورد استفاده قرار می گیرند. معمولاً برای تعیین جهت جریان و محل تغذیه آب های زیرزمینی از نقشه های ایزوپیز (نقشه های هم پتانسیل) استفاده می شود که برای تهیه این نقشه ها از ارتفاع سطح ایستابی در چاه ها و ارتفاع چشمه ها استفاده می شود. البته قابل ذکر است که در تهیه نقشه های هم پتانسیل باید از اطلاعات زمین شناسی مانند موقعیت گسل ها نیز استفاده شود. به منظور بررسی وضعیت سطح ایستابی و تعیین جهت جریان آب های زیرزمینی از اطلاعات مربوط به ۵ حلقه چاه و ۷۲ چشمه در محدوده مطالعاتی مورد نظر استفاده شده است. لازم به ذکر است که امکان اندازه گیری سطح آب در بسیاری از چاه ها در این منطقه به دلیل عمیق بودن چاه و بسته بودن دهانه آن ها با تجهیزات پمپ وجود نداشته است. اطلاعات چاه ها و چشمه ها توسط شرکت آب منطقه ای استان اردبیل تهیه شده است (شرکت آب منطقه ای استان اردبیل، ۱۳۹۱). جدول ۴-۸ مشخصات چاه ها و جدول ۴-۹ مشخصات چشمه های منطقه را نشان می دهد.

جدول ۴-۸- مشخصات چاه‌های منطقه سرعین (شرکت آب منطقه‌ای استان اردبیل، ۱۳۹۱)

ردیف	نام آبادی	نام مالک چاه	UTM X	UTM Y	ارتفاع از سطح دریای آزاد
۱	سرعین	شهرداری سرعین	۲۴۲۸۵۰	۴۲۲۶۱۲۰	۱۶۸۲
۲	سرعین	آب و فاضلاب روستایی	۲۴۲۳۵۲	۴۲۲۶۰۵۵	۱۶۹۹
۳	سرعین	آب و فاضلاب روستایی	۲۴۲۵۷۲	۴۲۲۶۱۱۵	۱۶۹۲
۴	سرعین	آب و فاضلاب روستایی	۲۴۲۰۶۹	۴۲۲۰۶۹	۱۷۱۵
۵	سرعین	آب و فاضلاب روستایی	۲۴۲۵۲۴	۴۲۲۶۵۳۳	۱۶۹۶

جدول ۴-۹- مشخصات چشمه‌های منطقه سرعین (شرکت آب منطقه‌ای استان اردبیل، ۱۳۹۱)

ردیف	نام مالک	UTM X	UTM Y	ارتفاع
۱	بلاغ	۲۳۷۴۹۲	۴۲۲۸۰۸۴	۱۹۳۲
۲	بلاغ	۲۳۸۲۷۶	۴۲۲۹۷۴۴	۱۹۷۶
۳	پهنلو	۲۳۸۸۸۰	۴۲۳۴۳۵۰	۲۱۰۹
۴	داش بلاغ	۲۳۸۹۲۹	۴۲۳۴۲۹۷	۲۱۰۳
۵	بلاغ	۲۳۹۴۳۷	۴۲۳۵۹۵۴	۲۱۰۴
۶	قوملی بلاغ	۲۴۰۰۴۹	۴۲۳۶۹۱۳	۲۰۱۸
۷	شور بلاغ	۲۴۰۴۷۵	۴۲۳۴۵۳۳	۱۸۹۳
۸	قاسم بلاغی	۲۴۱۴۴۵	۴۲۲۸۶۹۴	۱۸۱۴
۹	آشاقا بلاغ	۲۴۱۶۱۷	۴۲۲۸۴۴۵	۱۷۹۳
۱۰	گول بلاغ	۲۴۱۷۷۰	۴۲۳۴۱۷۳	۱۸۰۵
۱۱	کان کان	۲۴۱۷۸۸	۴۲۳۳۵۶۹	۱۸۴۱
۱۲	داغ بلاغ ۲	۲۴۱۹۳۳	۴۲۲۹۵۹۷	۱۸۱۴

جدول ۴-۹- ادامه

۱۷۸۹	۴۲۳۴۲۰۳	۲۴۲۱۱۶	تازه سو	۱۳
۱۷۹۲	۴۲۳۴۲۳۹	۲۴۲۱۱۹	گوز بلاغ	۱۴
۱۸۰۹	۴۲۲۹۵۱۹	۲۴۲۲۳۵	اسد بلاغی	۱۵
۱۷۸۴	۴۲۳۴۱۹۲	۲۴۲۲۸۰	یاغلی بلاغ	۱۶
۱۸۱۲	۴۲۲۹۶۰۳	۲۴۲۳۹۷	آب درمانی	۱۷
۱۷۹۰	۴۲۳۲۱۸۲	۲۴۲۵۰۴	سویغ بلاغ	۱۸
۱۷۹۹	۴۲۳۲۷۰۸	۲۴۲۵۶۳	شور بلاغ	۱۹
۱۷۹۶	۴۲۳۲۶۶۲	۲۴۲۵۷۵	اوجی بلاغ	۲۰
۱۸۲۴	۴۲۳۲۸۹۵	۲۴۲۵۹۷	جعفر لطفی	۲۱
۱۶۸۶	۴۲۲۶۸۱۸	۲۴۳۲۸۴	یل سویی	۲۲
۱۶۳۹	۴۲۲۲۳۸۸	۲۴۳۳۶۸	گوزه سویی ۱	۲۳
۱۶۴۱	۴۲۲۲۳۶۳	۲۴۳۳۹۳	گوزه سویی ۲	۲۴
۱۶۳۸	۴۲۲۲۳۸۱	۲۴۳۴۵۳	گوزه سویی ۳	۲۵
۱۶۸۸	۴۲۲۲۳۳۵	۲۴۳۵۰۴	قهوه خانه	۲۶
۱۶۸۳	۴۲۲۶۸۴۱	۲۴۳۵۰۶	بش باجیلار	۲۷
۱۶۸۶	۴۲۲۶۶۶۶	۲۴۳۵۲۸	ساری سو	۲۸
۱۶۸۶	۴۲۲۶۶۶۸	۲۴۳۵۳۰	اعصاب سویی	۲۹
۱۶۳۰	۴۲۲۲۲۴۷	۲۴۳۵۹۱	گوزه سی ۶	۳۰
۱۶۹۰	۴۲۲۶۸۵۳	۲۴۳۶۳۴	ژنرال	۳۱
۱۶۳۲	۴۲۲۲۴۲۰	۲۴۳۶۶۴	گوزه سی ۴	۳۲
۱۶۳۰	۴۲۲۲۳۵۰	۲۴۳۶۷۷	گوزه سویی ۵	۳۳
۱۶۸۴	۴۲۲۶۶۷۵	۲۴۳۶۸۷	گاومیش گلی	۳۴
۱۶۷۰	۴۲۲۶۷۴۵	۲۴۳۹۹۸	پهنلو	۳۵
۱۵۸۹	۴۲۲۳۱۲۹	۲۴۴۷۰۵	حاج امیش بلاغی	۳۶

جدول ۴-۹- ادامه

۱۶۱۵	۴۲۲۷۱۸۹	۲۴۵۱۱۱	خیر لی سو	۳۷
۱۶۳۰	۴۲۳۴۰۱۳	۲۴۵۴۸۰	بیوک بلاغ	۳۸
۱۵۷۶	۴۲۲۳۰۰۸	۲۴۵۵۰۵	ایستی بلاغ	۳۹
۱۶۰۵	۴۲۲۷۱۷۵	۲۴۵۷۰۸	بالاخان گوزه سی	۴۰
۱۶۰۰	۴۲۲۷۱۴۶	۲۴۵۹۹۴	مروان بلاغی	۴۱
۱۶۱۹	۴۲۳۳۲۹۶	۲۴۶۰۴۲	مسجد بلاغی	۴۲
۱۶۲۰	۴۲۳۳۲۶۶	۲۴۶۳۰۱	یاستی داش بلاغی	۴۳
۱۵۹۹	۴۲۳۳۳۷۴	۲۴۶۶۰۸	کهریز بلاغی	۴۴
۱۵۷۶	۴۲۲۳۵۶۶	۲۴۶۶۹۵	بالغ دره بلاغی	۴۵
۱۵۴۴	۴۲۳۳۶۲۱	۲۴۷۳۷۵	باغ بلاغی	۴۶
۱۵۴۰	۴۲۳۳۴۹۴	۲۴۷۹۰۳	ایرج بلاغی	۴۷
۱۵۴۶	۴۲۲۴۳۴۹	۲۴۸۱۶۹	آق یری سونی	۴۸
۱۵۳۶	۴۲۲۳۹۹۴	۲۴۸۳۵۲	حاجی بلاغی	۴۹
۱۵۴۶	۴۲۳۲۰۶۶	۲۴۸۴۰۰	لوله کشی	۵۰
۱۵۳۱	۴۲۲۴۲۵۲	۲۴۸۴۸۶	حیدر بلاغی	۵۱
۱۵۳۹	۴۲۳۱۸۴۰	۲۴۸۷۴۸	سرعین بلاغی	۵۲
۱۵۱۹	۴۲۳۱۷۸۷	۲۴۸۸۹۶	نباتعلی بلاغی	۵۳
۱۵۲۶	۴۲۳۱۹۵۴	۲۴۸۹۰۳	مسجد بلاغی	۵۴
۱۵۴۲	۴۲۳۱۸۱۳	۲۴۸۹۸۶	قومتان بلاغی	۵۵
۱۵۲۲	۴۲۳۰۲۱۲	۲۴۹۰۷۰	بدیع بلاغی	۵۶
۱۵۰۵	۴۲۳۱۷۱۹	۲۴۹۱۱۱	چای بلاغی	۵۷
۱۵۱۳	۴۲۳۲۳۱۸	۲۴۹۳۲۱	شهر بلاغی	۵۸
۱۴۹۷	۴۲۳۴۹۰۱	۲۴۹۶۷۳	داغ یولی	۵۹
۱۵۰۳	۴۲۳۴۲۲۶	۲۴۹۶۹۹	چمن بولاغی	۶۰

جدول ۴-۹- ادامه

۱۴۸۵	۴۲۳۵۰۹۹	۲۵۰۰۰۳	محمد حسن بلاغی	۶۱
۱۴۸۰	۴۲۳۴۲۲۶	۲۵۰۰۹۳	محمد بلاغی	۶۲
۱۴۸۰	۴۲۳۴۷۱۳	۲۵۰۲۱۹	زمان بلاغی	۶۳
۱۸۰۱	۴۲۲۸۴۷۲	۲۵۱۵۱۱	یوخاری بلاغ	۶۴
۱۸۱۵	۴۲۲۹۶۱۵	۲۴۱۹۳۳	داغ بلاغ ۱	۶۵
۱۷۸۹	۴۲۳۴۱۹۶	۲۴۲۰۸۴	بعش بلاغی	۶۶
۱۷۸۶	۴۲۳۴۱۹۹	۲۴۲۱۱۰	ملا بلاغی	۶۷
۱۷۸۸	۴۲۳۴۵۷۶	۲۴۲۱۱۴	ایلانلی بلاغ	۶۸
۱۶۲۷	۴۲۲۷۶۶۲	۲۴۴۷۷۰	شور بلاغ	۶۹
۱۵۷۴	۴۲۲۲۰۴۱	۲۴۴۸۷۴	مسجد بلاغی	۷۰
۱۵۶۶	۴۲۲۲۱۱۲	۲۴۵۰۶۵	قویی بلاغ	۷۱
۱۵۸۱	۴۲۲۲۸۲۴	۲۴۵۰۹۰	شام بلاغی	۷۲

داده‌های اخذ شده از شرکت آب منطقه‌ای استان اردبیل شامل ارتفاع چشمه‌ها از سطح آزاد دریا، ارتفاع دهانه چاه‌ها از سطح آزاد دریا (Z_{w1}) و عمق سطح آب (h_{w1}) در چاه‌ها می‌باشد. برای تعیین جهت جریان آب زیرزمینی نیاز به اطلاعات ارتفاع سطح ایستابی چاه‌ها نسبت به سطح آزاد دریا (H_{w1}) می‌باشد. ارتفاع سطح ایستابی در هر چاه از اختلاف بین ارتفاع دهانه چاه‌ها و عمق سطح آب در آن چاه محاسبه شده است (رابطه ۴-۴). ارتفاع سطح ایستابی برای تمامی چاه‌ها محاسبه شده است و نتایج آن در جدول ۴-۱۰ نشان داده شده است.

$$H_{w1} = Z_{w1} - h_{w1} \quad (4-4)$$

جدول ۴-۱۰- اطلاعات مربوط به سطح آب چاه‌ها (شرکت آب منطقه‌ای استان اردبیل، ۱۳۹۱)

ردیف	نام مالک چاه	Z_{w1}	h_{w1}	H_{w1}
۱	شهرداری سرعین	۱۶۸۲	۱۳/۵	۱۶۶۸/۵
۲	آب و فاضلاب روستایی	۱۶۹۹	صفر (آرتزین)	۱۶۹۹
۳	آب و فاضلاب روستایی	۱۶۹۲	۱/۵	۱۶۹۰/۵
۴	آب و فاضلاب روستایی	۱۷۱۵	۱۳/۶	۱۷۰۱/۴
۵	آب و فاضلاب روستایی	۱۶۹۶	۵/۵	۱۶۹۰/۵

Z_{w1} : ارتفاع دهانه چاه‌ها از سطح آزاد دریا

h_{w1} : عمق سطح آب

H_{w1} : ارتفاع سطح ایستابی چاه‌ها نسبت به سطح آزاد دریا

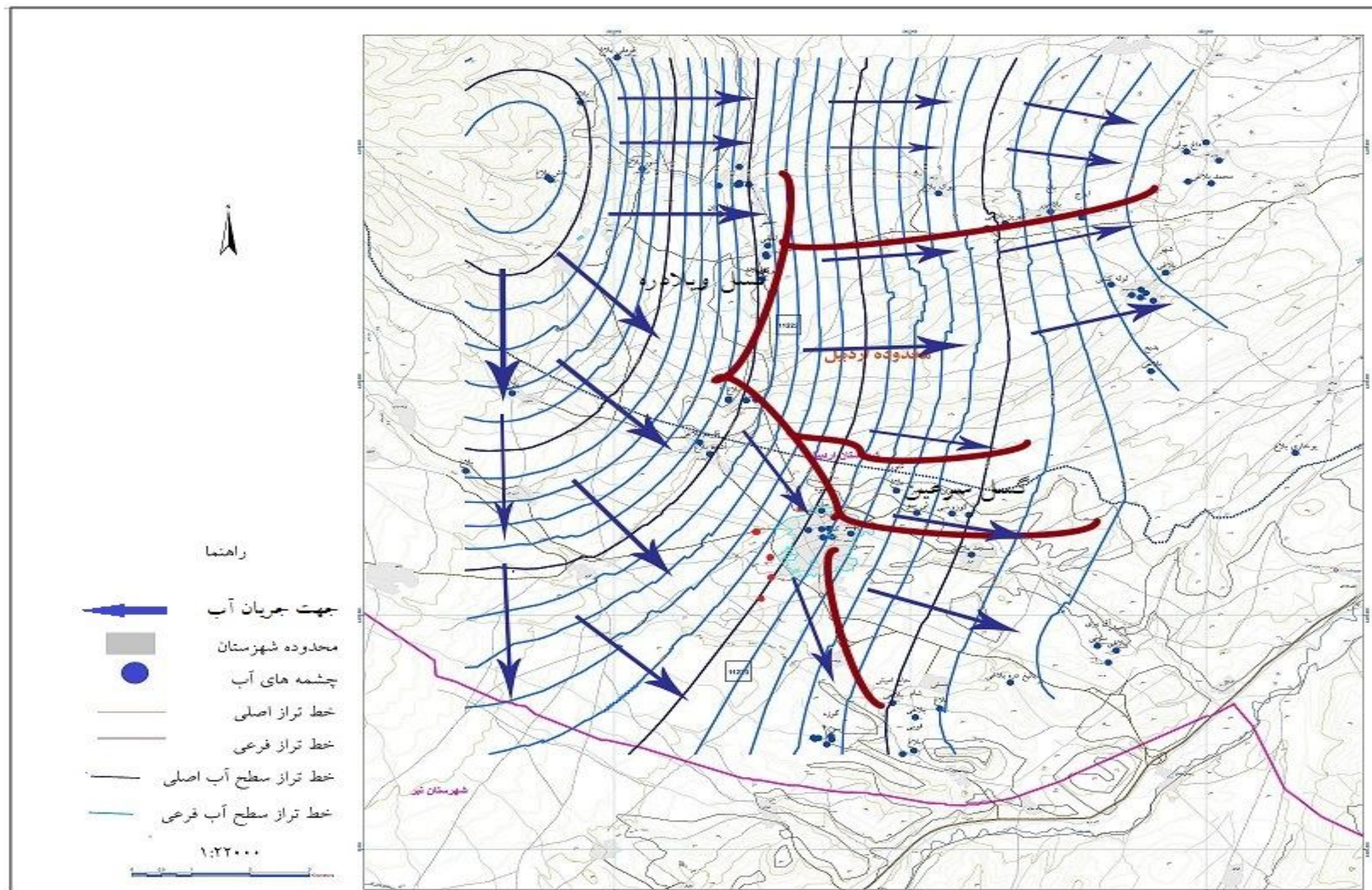
گام بعدی، تهیه نقشه تراز سطح آب منطقه می‌باشد. در این مرحله با استفاده از ارتفاع چشمه‌ها و ارتفاع سطح ایستابی چاه‌ها، نقشه تراز سطح آب به وسیله نرم افزار Arc GIS 10.1 تهیه شده است (شکل ۴-۲۳). مرحله بعدی تعیین جهت جریان آب‌های زیرزمینی در منطقه است.

ذکر این نکته ضروری است که مطالب گفته شده برای آبخوان‌هایی که در محیط‌های متخلخل تشکیل می‌شوند، صادق بوده و در محیط‌هایی که شکستگی‌ها وضعیت جریان آب را کنترل می‌کنند، تفسیر مذکور می‌تواند کمی متفاوت باشد.

همانطور که در شکل ۴-۲۴ مشاهده می‌شود، جهت جریان آب‌های زیرزمینی در منطقه سرعین از سمت غرب به شرق و همچنین شمال غرب به جنوب شرق می‌باشد. جهت جریان نشان دهنده این امر است که ارتفاعات سبلان، مخزن زمین‌گرمایی سرعین را تغذیه کرده و همچنین می‌توان نتیجه گرفت که اختلاط بین

آب‌های زیرزمینی با آب‌های زمین‌گرمایی در منطقه رخ داده است که این نتایج با نتایج هیدروژئوشیمیایی بدست آمده در فصل چهارم مطابقت دارد.

از طرفی نقش گسل‌ها در کنترل جهت جریان آب‌های زیرزمینی بسیار پیچیده است. گسل‌ها ممکن است با افزایش میزان شکستگی‌ها در اطراف خود، باعث افزایش نفوذپذیری سنگ بستر یا سنگ مخزن شوند و به این ترتیب نقش مهمی بر جریان آب زیرزمینی دارند. همانطور که مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲۴)، در این منطقه امتداد برخی گسل‌ها تقریباً در امتداد جریان آب می‌باشد که می‌توان نتیجه گرفت گسل‌ها به عنوان کانال‌هایی برای هدایت عمل می‌کنند که باعث انتقال آب به اعماق بیشتر و تغذیه آب‌های زمین‌گرمایی توسط آن‌ها می‌شوند.



فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۵-۱- مقدمه

در پایان نامه حاضر، خصوصیات هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئولوژیکی مخزن زمین گرمایی سرعین مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور از اطلاعات چشمه ها و چاه های این منطقه استفاده شده است. در این فصل خلاصه ای از نتایج حاصل از تحقیق حاضر ارائه می گردد.

۵-۲- نتیجه گیری

- منطقه سرعین در زون ساختاری البرز- آذربایجان که دارای فعالیت وسیع آتشفشانی سنوزوئیک و کواترنری است، قرار دارد. این منطقه از شمال و شمال غرب توسط کوه سبلان محصور شده است. فعالیت آتشفشان سبلان و خروج گدازه ها، با ایجاد شکاف ها و گسله های عمیق در منطقه همراه بوده که چشمه های آب گرم منطقه در مسیر این شکستگی ها و گسله ها ظاهر شده اند.

- چشمه های آب گرم سرعین دارای گستره دمایی ۴۰ تا ۴۵ درجه سانتی گراد بوده و اغلب چشمه ها دارای خاصیت خشتی تا کمی اسیدی می باشند.

- بر اساس مطالعات هیدروژئوشیمیایی، تیپ آب چشمه های این منطقه سدیم- بی کربنات می باشد. در مواردی سدیم-سولفات (آب چشمه پهنلو) و کلسیم-سولفات (گواز سوئی) مشاهده می شود. غلظت کلر نیز در مواردی بالا است. پس در حالت کلی تیپ غالب برای نمونه های آب منطقه سرعین مخلوط $\text{SO}_4\text{Cl} - \text{HCO}_3$ با کاتیون غالب Na می باشد.

- بر اساس نمودار سه تایی کاتیون ها، تمامی نمونه های چشمه های سرعین در منطقه آب های نابالغ قرار گرفته است و نشان دهنده این موضوع است که در این منطقه بین سیال زمین گرمایی و سنگ میزبان تعادل وجود ندارد.

- با توجه به نمودارهای اختلاط مانند نمودار تغییرات منیزیم در برابر کلر، چشمه‌های آب گرم منطقه تحت تاثیر اختلاط با آب‌های زیرزمینی قرار گرفته و چشمه‌های آب سرد کمتر متاثر شده‌اند.

- بر اساس ژئوترمومتری انجام شده، دمای مخزن زمین گرمایی در بازه ۱۲۰ تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارد.

- بر اساس مطالعات ایزوتوپی، چشمه‌های منطقه دارای منشأ جوی بوده و در منطقه عمق چرخش عمیق قرار دارند.

- با توجه به مطالعات هیدروژئولوژیکی، مخزن زمین گرمایی منطقه توسط ارتفاعات سبلان تغذیه شده و جهت جریان آب‌های زیرزمینی از سمت غرب به شرق و شمال غرب به جنوب شرق منطقه می‌باشد.

۵-۳- پیشنهادات

- به منظور مطالعات هیدروژئولوژیکی دقیق‌تر بهتر است از تعداد چاه‌ها و چشمه‌های بیشتری استفاده شود تا بتوان وضعیت جریان آب را که سبب تغذیه مخازن زمین گرمایی در منطقه سرعین می‌شود به درستی مشخص ساخت.

- استفاده از ردیاب‌ها این امکان را فراهم می‌سازند تا بتوان ارتباط معنی‌داری بین آب‌های جوی و زمین گرمایی منطقه پیدا نمود.

- پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور (www.Ngdir.ir)
- خوجم‌لی، الف. ۱۳۹۰. ارائه مدل مفهومی منابع زمین‌گرمایی مشکین شهر با استفاده از نتایج مدلسازی داده‌های مگنتوتلوریک و تلفیق آن با داده‌های هیدروژئوشیمی، زمین شناسی و حفاری، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۹۰، گزارش انجام مطالعات و تهیه نقشه فاز صفر اطلس زمین‌گرمایی استان اردبیل.
- سازمان انرژی‌های نو ایران، ۱۳۸۸. نشریه انرژی زمین‌گرمایی.
- صادق مغانلو، ح. ۱۳۸۲. جاذبه های گردشگری سرعین، انتشارات باغ اندیشه.
- صداقت، م. ۱۳۹۰. زمین و منابع آب (آب‌های زیرزمینی). انتشارات دانشگاه پیام نور.
- علیزاده، الف، ۱۳۸۵. اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا.
- قبادی، م. ح. ۱۳۸۹. آب‌های زیرزمینی، انتشارات دانشگاه بوعلی سینا.
- ندایی گیلارلو، س. ۱۳۸۹. مشخصات هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های آبگرم سرعین و ارزیابی آلودگی منابع آب شهر سرعین، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- نقشه زمین شناسی اردبیل، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وبسایت تبیان استان اردبیل (www.tebyan-ardebil.ir)
- Aksoy. N., Serpen, U. 2001. Reinjection Management in Balcova Geothermal Field. Dokuz Eylul University, 35210 Alsancak, Izmir, Turkey.
- Anderson, M.P. 2005. Heat as a Ground Water Tracer.
- Andrianaivo, L. 2005. Geothermal Energy in Madagascar: Assessment Development Update, University of Antananarivo, Higher Polytechnic School.

- Asghari Moghaddam. A. 2006. Hydrogeochemical Analysis for Tasuj Plain Aquifer, Iran.
- Babiker, M. 2004. The Effect of Dykes and Faults on Grounwater Flow in an Arid Land: The Red Sea Hills, Sudan. Journal of Hydrology.
- Bajracharya. S. 2008. International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD). Change in Glacial Environment of Everest Region, Nepal.
- Bengtson. M.L, 1998. Hydrologic Model For Assessing the Influence of Wetlands on Flood Hydrographs in the Red River Basin. Department of Civil Engineering and Construction, North Dakota State University.
- Bouwer, H. 1978. Groundwater Hydrology. International Student Edition.
- Celmen, O. and Celik, M., 2009. Hydrochemistry and environmental isotope study of the geothermal water around Beypazari granitoids, Ankara, Turkey. Environ Geol.
- Davis. S.N. 1980. Groundwater Tracer.
- Divine C.E., Mc Donnell, J.J. 2005. The future of applied tracers in *hydrogeology*. *Hydrogeology Journal*.
- Eisenlohr, T., 1997. The thermal springs of the Armutlu Peninsula (NW Turkey) and their relationship to geology and tectonic, Active Tectonics of northwestern Anatolia—The Marmara Poly Project.
- Fetter, C.W. 2001. Applied Hydrogeology. Prentice-Hall.
- Ficklin, W.H., Plumlee, G.S., Smith, K.S. and McHugh, J.B., 1992. Geochemical classification of mine drainages and natural drainages in mineralized areas, in: Y.K. Kharaka, A.S. Maest (Eds.), Proceeding of the 7th International Symposium on Water Rock Interaction, Park City, Utah.
- Field. M.S. 2003. A Review of Some Tracer-test Design Equations for Tracer-mass Estimation and Samle Collection Frequency.
- Flury. M and Wai. N.N. 2002. Dyes as Tracer For Vadose Zone Hydrology.

- Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems.
- Gat, J.R., Carmi, I., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area, *Journal of Geophysical Research* 75, 3039–3048.
- Gat, J.R. 2001. Stable isotopes and the water balance of fresh and saline lakes. A. Lerman (Editor), Springer-Verlag.
- Giggenbach, W.F. 1988. Geothermal Solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca-geoindicators. *Geochimica et cosmochimica*.
- Gokhale, K.V. 2008. Principles of Engineering Geology. BSP.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.8., Jr., and rtr'hitney, J.A. 1980. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. Society of Economic. Geologists Reviews in Economic Geology.
- Han. D.M., Liang. X.b., Jin. M.G. 2010. Evaluation of groundwater hydrochemical characteristics and mixing behavior in the Daying and Qicun geothermal systems, Xinzhou Basin.
- Hiscock. K. 2007. Hydrogeology (Principles and Practice). Blackwell.
- Huang, W.X., 1989. The general survey report for Qicun geothermal field in Xizhou of Shanxi province. Unpublished report from the third prospecting and designing institute of hydrogeology and engineering geology in Shanxi province (in Chinese).
- Huang, W.X., 1991. Discussion on the formation processes of Daying geothermal field in Xizhou of Shanxi province. *Environ. Monit. Shanxi Prov.*
- Hudak. P.F. 2000. Principles of Hydrogeology, Second Edition.
- Irmak, A. 2006. Artificial neural network model as a data analysis tool in precision farming.

- James, D.I. The Geochemistry of Natural Waters, Surface and Groundwater Environments, Third Edition. Upper Saddle River.
- Karingithi. C.W. 2009. Chemical Geothermometers for Geothermal Exploration.
- Marino. M.A. and Luthin. J.N. 1982. Seepage and groundwater : Developments in water science.
- Meinzer, O.E. 1923. Outline of Groud-water Hydrology with Definitions, U.S. Geological Survey Water Supply.
- Michela, F.A., Allenb, D.M., Granta, M.B. 2001. Hydrogeochemistry and geothermal characteristics of the White Lake basin, South-central British Columbia, Canada.
- Milanovic, S. 2007. Hydrogeological Characteristics of Some Deep Siphonal Springs in Srbia and Montenegro Karst. Environmental Geology.
- Mook. W.G. 2000. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle, Principles and Applications, International Hydrological Programme.
- Moses. A., Emerenshiya. A.C. 2010. Advances in Environmental Sciences, Dash. M.C - Ecology, Chemistry and Management of Environmental Pollution. Macmillan India.
- Musy, A. 2001. e-hydrology. Ecole Polytechnique Federale de Lausanne, Switzerland.
- Powell, T. and Cumming. W. 2012. Spreadsheets for Geothermal Water and Gas Geochemistry. Proceedings, Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California.
- Qin. D., Jeffrey V. Turner. J., Pang. B.Z. 2005. Hydrogeochemistry and groundwater circulation in the Xi'an geothermal field, China, a Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China, b Isotope Hydrology Section, International Atomic Energy Agency, Vienna A-1400, Austria.
- Ramos, S.G., Santos, A. 1989. Update Hydrogeological Model Of the Bacon-Manito Geothermal Field. Philippines. Energy Development Corporation.

- Ravengai, S. 2005. Impact of Iron Duke. Pyrite Mine on water chemistry and aquatic life Mazowe valley, Zimbabwe.
- Rodgers. P. 2005. Groundwater–surface-water interactions in a braided river: a tracer-based assessment.
- Roger. J.M. 1965. Geohydrology, John Wiley and Sons Inc.
- Serpen. U. 2003. Hydrogeological investigations on Balçova geothermal system in Turkey, Petroleum and Natural Gas Engineering Department of Istanbul Technical University, Maslak, Istanbul.
- Schulmeister M.K. 1996. hydrology and chemical evolution of groundwater in fine-grained alluvial sediments.
- Shakeri, A. Moore, F. and Kompani- Zare, M., 2008. Geochemistry of the thermal spring of Mount Taftan, south eastern Iran. Journal of Volcanology and Geothermal Research.
- Sharp, J.M., Banner, J.L., 1997, The Edwards Aquifer: a resource in conflict.
- Simsek, S., Yildirim, N., Gulgorb, A. 2003. Developmental and environmental effects of the Kızıldere geothermal power project, Turkey.
- Simsek. S. 2003. Hydrogeological and isotopic survey of geothermal fields in the Buyuk Menderes graben, Turkey ,Hacettepe University, Engineering Faculty, Geological (Hydrogeology) Engineering Department.
- Simsek, S., Karakus. H. 2008, Hydrogeological and geochemical studies of the Efteni and Derdin geothermal areas, Turkey, Hacettepe University, Engineering Faculty, Geological (Hydrogeological) Engineering Department.
- Strelbitskaya, S. 2005. Interpretation of Chemical Composition of Geothermal Fluid from the geothermal Field of Baransky Volcani, Iturup Island, Russia. Nicholson, K. 1993. Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques.
- Sutcliffe. D.W. 1960. STUDIES ON SALT AND WATER BALANCE IN CADDIS LARVAE. Department of Zoology, University of Durham, King's College, Newcastle upon Tyne.

-
- Tao, S., 1995. The formation of geothermal water near Xi'an. Hydrogeol'y Eng.
 - Tian, C., Zheng, X., 1995. Hydrogeology in the Guanzhong Basin. Xi'an Scientific Publishing House.
 - Todd, D.K. 1980. Groundwater Hydrology, John Wiley and Sons Inc.
 - Walton, William C. 1970. Groundwater Resource Evaluation, International Student Edition.
 - Wang, Y.X., Sun, L.F., Chen, D.L., Wang, Y.G., et al., 1993. A comparative study of hydrochemistry on geothermal mineral waters in Xinzhou Basin and Balkal Rift zone. Earth Sci. J. China Univ.s
 - Winter, T.C. and Harvey, J.W. 1998. Groundwater and Surface Water a Single Resource.
 - Yock, A. 2009. Geothermometry.
 - National Geographic, 2009. [www. environment.nationalgeographic.com](http://www.environment.nationalgeographic.com)
 - <http://www.atmos.albany.edu>
 - <http://web.iitd.ac.in>

Abstract

Hydrological and hydrogeological studies play a significant role in energy production of geothermal resources. In this thesis, hydrogeology and hydrogeochemistry of the Sarein geothermal field are investigated. First of all, the geological and structural characteristics of the area are investigated by using mapped features in available geology map to achieve a structural map. Based on the chemical data from the thermal and cold springs, the hydrogeochemical properties of springs are studied, using various types of diagrams, such as Piper graph, Stiff graph, Ficklin graph, rectangular cationic and anionic graphs and water mixture graphs and their water type and sources are determined, the dominant water type is bicarbonate-sulphate which is originated from atmospheric recharge. It is also revealed that the deep aquifers of thermal springs are also suffered the mixing by groundwaters.

Hydrogeological studies show that the flow direction of surface and groundwaters in the area are from West to East. These surface and groundwaters, including rivers, cold springs, aquifers and hot springs are all charged by the Sabalan Volcano foot hills, located in the west of the Sarein and their flow direction are most likely controlled by topography and faults. The conceptual model presented in this study could be useful for further development of the Sarein geothermal field for applying the geothermal resources in power generation and/or direct use.

Keywords: Geothermal, Hydrogeology, Hydrogeochemistry, Sabalan