



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد
گرایش آبشناسی

بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی منطقه ارکان بجنورد

نگارش:

وحید نصیرزاده

استاد راهنما:

دکتر غلامحسین کرمی

استاد مشاور:

دکتر فرامرز دولتی ارده جانی

اسفند ۱۳۸۶

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

قدردانی

سپاس خدای بزرگ را که در طلیعه دل آرای لطفش، هستی مان جان تازه یافت و اینک متشکر و سپاسگزار استاد راهنمای ارجمند، جناب آقای دکتر غلامحسین کرمی می باشم که همواره اینجانب را با نظرات و راهنمایی ها و کمکهای بی دریغ خود در تدوین و گرد آوری این تحقیق یاری نمودند. از زحمات و مساعدت های جناب آقای دکتر فرامرز دولتی ارده جانی که مشاوره این پایان نامه را بر عهده داشتند کمال تشکر را دارم. از جناب آقای مهندس علائی مدیر عامل محترم شرکت امور آب استان خراسان شمالی، مهندس لطفی و سایر کارشناسان شرکت آب منطقه ای استان خراسان شمالی به خاطر همکاری صمیمانه شان کمال تقدیر و تشکر را دارم. همچنین از جناب آقای دکتر مهدیزاده، دکتر طاهری، دکتر حافظی، دکتر کاظمی و سایر اساتید گروه و اعضای هیات علمی دانشکده علوم زمین کمال تشکر را دارم. از همکاری جناب آقای شاه حسینی و سرکار خانم سعیدی در امور آموزشی دانشکده سپاسگزارم. نهایتاً از زحمات پدر و مادر عزیز و همسر مهربانم صمیمانه تشکر می کنم.

چکیده

محدوده مورد مطالعه (تخته ارکان) در جنوب غرب بجنورد واقع شده است. مهمترین سازندهای زمین شناسی که در منطقه رخنمون دارند شامل سازندهای لار، شورجه، تیرگان، سرچشمه و نئوژن می باشند. به منظور بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی محدوده مورد مطالعه از کلیه چاهها و چشمه های منطقه نمونه برداری انجام شد و در محل نمونه برداری مقادیر هدایت الکتریکی، درجه حرارت و pH آب اندازه گیری گردید. همچنین اندازه گیری عناصر اصلی شامل کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم، بی کربنات، کلر، سولفات و نیترات در آزمایشگاه پارک علم و فناوری استان سمنان (شاهرود) انجام شد. نتایج بدست آمده نشان دهنده این است که کیفیت آب زیرزمینی در جهت جریان آب زیرزمینی که به سمت جنوب و جنوب شرق دشت می باشد به شدت کاهش پیدا کرده است. به گونه ای که مقدار هدایت الکتریکی در ابتدای سفره آبرفتی (در مجاورت سازندهای آهکی) حدود ۳۲۰ میکرو موس بر سانتی متر است و در فاصله ای اندک در مسیر حرکت آب زیرزمینی به حدود ۱۵۰۰ میکرو موس بر سانتی متر می رسد. با عنایت به لاگ چاهها و زمین شناسی منطقه می توان این چنین اظهار نظر کرد که علت اصلی تخریب کیفیت آب در یک فاصله کوتاه، وجود نهشته های نئوژن می باشد که به عنوان یک مخرب کیفیت آب عمل می کند. به منظور بررسی خصوصیات هیدرودینامیکی سفره آب زیرزمینی در این دشت از داده های آزمایش پمپاژ چاه های منطقه استفاده شده است. در تمام چاه ها آزمایش پمپاژ با دبی ثابت و آزمایش افت پله ای انجام شده است. برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ با دبی ثابت و آزمایش افت پله ای از نرم افزار ^{win32} Aquifer استفاده شده است. نتایج حاصله از آنالیز داده های آزمایش پمپاژ بیانگر این است که قابلیت انتقال در منطقه مورد مطالعه از ۳۵۵ تا ۶۸۷ متر مربع بر روز متغیر است که این تغییرات زیاد حاکی از ناهمگنی شدید آبخوان می باشد. همچنین در محدوده مورد مطالعه مجموعاً ۷۹ سونداژ الکتریکی برداشت شده است که در قالب ۷ مقطع ژئوفیزیکی مورد بررسی و تفسیر قرار گرفته است. بر اساس نتایج حاصله از مطالعات ژئوالکتریک و تلفیق آن با زمین شناسی منطقه سه لایه متمایز تشخیص داده شده است. این لایه ها از سطح زمین به عمق شامل رسوبات آبرفتی عهد حاضر، لایه های مارنی و کنگلومرایی نئوژن، و سنگ های آهکی تیرگان می باشد.

فهرست مطالب

فصل اول: مقدمه	۱
۱-۱- بیان مسئله	۱
۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه	۱
۳-۱- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه	۳
۱-۳-۱- چینه شناسی منطقه	۳
۲-۳-۱- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه	۷
۴-۱- مورفولوژی منطقه	۸
۵-۱- آب و هوای منطقه	۹

فصل دوم: مروری بر تحقیقات انجام شده درباره هیدروژنولوژی و هیدروژنوشیمی

سفره های کارستی	۱۱
۱-۲- بررسی خصوصیات سفره های کارستی با استفاده از خصوصیات هیدروژنولوژیکی و	
هیدروژنوشیمیایی	۱۱
۱-۱-۲- تعریف کارست	۱۱
۲-۱-۲- ناهمگنی و ناهمسوئی جریان آب زیرزمینی در سفره های کارستی	۱۱
۳-۱-۲- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب در سفره های کارستی	۱۳
۴-۱-۲- اثر زمین شناسی در تخریب کیفیت آب	۱۴
۲-۲- بررسی خصوصیات سفره های کارستی با استفاده از آنالیز داده های آزمایش پمپاژ	۱۷
۳-۲- بررسی خصوصیات سفره های کارستی با استفاده از داده های ژئوالکتریک	۱۹
۱-۳-۲- برآورد میزان تخلخل لایه آبدار به کمک داده های مقاومت الکتریکی	۱۹
۲-۳-۲- برآورد ضریب آبدهی ویژه لایه آبدار به کمک داده های مقاومت الکتریکی	۲۱

فصل سوم: روش انجام مطالعات ۲۳ |

۱-۳- بررسی هیدروژنوشیمیایی سفره آهکی تخته ارکان	۲۳
۱-۱-۳- پارامترهای اندازه گیری شده در محل نمونه برداری	۲۳

۲۴.....	۳-۱-۲- پارامترهای اندازه گیری شده در آزمایشگاه
۲۵.....	۳-۱-۳- پارامترهای محاسبه شده
۲۸.....	۲-۲- بررسی خصوصیات هیدرودینامیکی سفره های کارستی با استفاده از آنالیز داده های آزمایش پمپاژ
۲۸.....	۳-۲-۱- آماده سازی داده های آزمایش پمپاژ
۲۸.....	۳-۲-۲- تصحیح داده های آزمایش پمپاژ
۳۱.....	۳-۲-۳- روش بکار گرفته شده برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ
۳۲.....	۳-۲-۴- نرم افزار مورد استفاده برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ
۳۲.....	۳-۳- بررسی خصوصیات سفره های کارستی با استفاده از داده های ژئوالکتریک
۳۲.....	۳-۳-۱- روش ژئوفیزیکی مورد استفاده
۳۳.....	۳-۳-۲- تخمین میزان تخلخل و ضریب آبدهی ویژه لایه آبدار به کمک داده های مقاومت الکتریکی

فصل چهارم: بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی منطقه ارکان

۳۵.....	بجنورد
۳۵.....	۴-۱- بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی آبخوان دشت ارکان بجنورد
۳۶.....	۴-۱-۱- بررسی هدایت الکتریکی در منطقه مورد مطالعه
۳۸.....	۴-۱-۲- بررسی اسیدیته
۳۸.....	۴-۱-۳- بررسی غلظت کاتیون ها و آنیون های اصلی
۴۵.....	۴-۱-۴- بررسی تغییر غلظت یونها با استفاده از نمودار های شیمی
۵۰.....	۴-۱-۵- پارامترهای کیفی محاسبه شده
۵۶.....	۴-۱-۶- بررسی ناهمگنی سفره کارستی منطقه با استفاده از لاگهای حفاری چاهها
۵۸.....	۴-۲- جمع بندی از خصوصیات هیدرودینامیکی سفره های کارستی با استفاده از آنالیز داده های آزمایش پمپاژ
۵۸.....	۴-۲-۱- آنالیز داده های آزمایش پمپاژ با دبی ثابت
۶۲.....	۴-۲-۲- آنالیز داده های آزمایش افت پله ای
۶۳.....	۴-۲-۳- برآورد خصوصیات هیدرودینامیکی سفره آب زیرزمینی
۶۵.....	۴-۳- بررسی خصوصیات سفره کارستی با استفاده از داده های ژئوالکتریک

- ۴-۳-۱- مشخصات عملیات ژئوفیزیکی در منطقه ۶۵
- ۴-۳-۲- شرح مقاطع و تعبیر و تفسیر سونداژها ۶۷
- ۴-۳-۳- برآورد میزان تخلخل آبخوان مورد مطالعه ۷۴
- ۴-۳-۴- برآورد ضریب آبدهی ویژه (S_V) آبخوان مورد مطالعه ۷۴

فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات ۷۶

- ۵-۱- ارزیابی خصوصیات فیزیکی و شیمیائی آبهای زیرزمینی منطقه ۷۶
- ۵-۱-۱- روند تغییرات مکانی هدایت الکتریکی ۷۶
- ۵-۱-۲- بررسی مقدار pH آب در منطقه مورد مطالعه ۷۷
- ۵-۱-۳- بررسی غلظت یونها در منطقه مورد مطالعه ۷۷
- ۵-۱-۴- سایر خصوصیات کیفی آبهای زیرزمینی در منطقه ۷۹
- ۵-۲- برآورد خصوصیات هیدرودینامیکی سفره آب زیرزمینی با استفاده از داده های پمپاژ ۸۰
- ۵-۳- ارزیابی خصوصیات هیدرولیکی و هیدروژئولوژیکی منطقه با استفاده از داده های ژئوفیزیکی ۸۱
- ۵-۴- پیشنهادات ۸۱

منابع ۸۲

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۲
- شکل ۲-۱- نقشه زمین شناسی و موقعیت جغرافیایی چاههای ارکان ۴
- شکل ۳-۱- شمایی از ژئومورفولوژی منطقه ۸
- شکل ۴-۱- طبقه بندی اقلیمی منطقه ارکان به روش دمارتن ۱۰
- شکل ۱-۲- جریان مجرای در سیستم سفره کارستی ۱۲
- شکل ۲-۲- جریان افشان در سیستم سفره کارستی ۱۳
- شکل ۱-۳- داده های غیر واقعی مربوط به چاه پمپاژ ۲۹
- شکل ۲-۳- روش پیشنهادی برای جدا کردن افت چاه از افت سفره در آزمایشات پمپاژ با دبی ثابت ۳۰
- شکل ۳-۳- روش ارائه شده جهت جدا کردن افت چاه از افت سفره در آزمایش افت پله ای ۳۱
- شکل ۴-۳- آرایش شولومبرگر (صداقت ۱۳۷۳) ۳۳
- شکل ۱-۴- نقشه هدایت الکتریکی دشت ارکان ۳۷
- شکل ۲-۴- نقشه سدیم دشت ارکان (غلظت بر حسب میلی گرم بر لیتر) ۴۰
- شکل ۳-۴- نقشه کلر در دشت ارکان بجنورد (غلظت بر حسب میلی گرم بر لیتر) ۴۳
- شکل ۴-۴- نمودار شولر مربوط به غلظت یون های مختلف در آب های زیرزمینی منطقه ۴۶
- شکل ۵-۴- نمودار پایپر برای نمونه های آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه ۴۸
- شکل ۶-۴- نمودار استیف برای نمونه آبهای زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه ۴۹
- شکل ۷-۴- رابطه کل مواد جامد محلول و هدایت الکتریکی در دشت ارکان ۵۱
- شکل ۸-۴- نقشه نسبت کلر به مجموع آنیونها در منطقه مورد مطالعه ۵۵
- شکل ۹-۴- نقشه نسبت سدیم به مجموع کاتیونها در منطقه مورد مطالعه ۵۶
- شکل ۱۰-۴- لاگهای حفاری چاههای منطقه ارکان ۵۷
- شکل ۱۱-۴- بکارگیری روش تاپس برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ ۵۹
- شکل ۱۲-۴- بکارگیری روش ایدن هیزل برای آنالیز داده های آزمایش افت پله ای ۶۰
- شکل ۱۳-۴- بکارگیری روش کوپر- ژاکوب برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ ۶۲

شکل ۴-۱۴ - موقعیت پروفیل ها در منطقه دشت ارکان	۶۶
شکل ۴-۱۵ - مقطع پروفیل A'-A	۶۸
شکل ۴-۱۶ - مقطع پروفیل B'-B	۶۹
شکل ۴-۱۷ - مقطع پروفیل C'-C	۷۰
شکل ۴-۱۸ - مقطع پروفیل D'-D	۷۱
شکل ۴-۱۹ - مقطع پروفیل E'-E	۷۲
شکل ۴-۲۰ - مقطع پروفیل F'-F	۷۳
شکل ۴-۲۱ - مقطع پروفیل G'-G	۷۴

دو

فهرست جداول

جدول ۱-۱- متوسط درجه حرارت ماهانه و متوسط بارندگی ایستگاه اسدلی برای دوره آماری ۲۰ ساله	۹
جدول ۱-۲- آنیونها و کاتیونهای اصلی موجود در آبهای زیرزمینی	۱۵
جدول ۱-۴- غلظت یونهای اصلی، هدایت الکتریکی و pH در منطقه ارکان	۳۶
جدول ۲-۴- غلظت یونهای اصلی (برحسب میلی اکی والان بر لیتر) و محاسبه درصد خطای آزمایش	۳۹
جدول ۳-۴- مقادیر پارامترهای کیفی محاسبه شده	۵۰
جدول ۴-۴- مقادیر قابلیت انتقال با استفاده از روشهای تایس و کوپر - ژاکوب	۶۱
جدول ۵-۴- مقادیر قابلیت انتقال با استفاده از آزمایش افت پله ای	۶۳
جدول ۶-۴- مشخصات پروفیل ها و سونداژهای انجام شده	۶۵
جدول ۷-۴- مقیاس مقاومت ویژه الکتریکی رسوبات منطقه دشت ارکان بجنورد	۶۶
جدول ۸-۴- برآورد تخلخل و ضریب آبدهی ویژه دشت ارکان بجنورد	۷۵

فصل اول: مقدمه

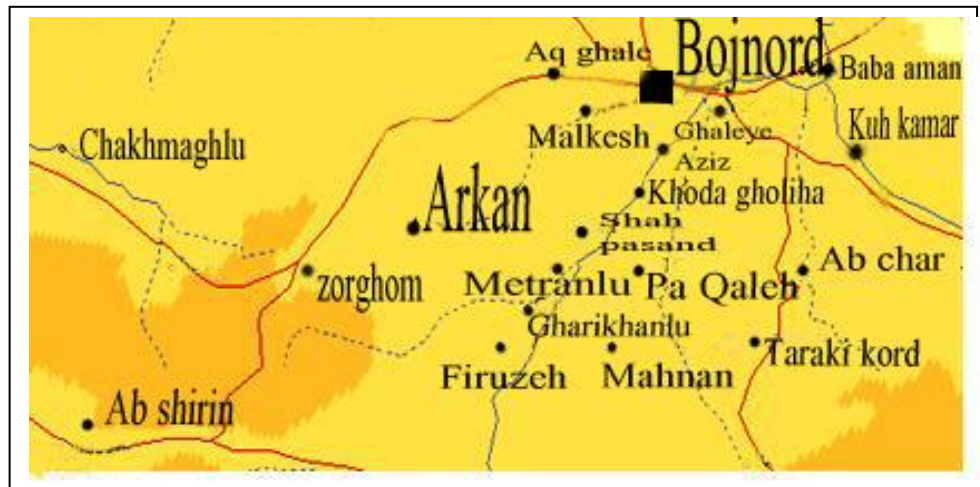
۱-۱- بیان مسئله

گسترش روز افزون جوامع شهری نیاز جامعه را به منابع آب شیرین، گوارا و بهداشتی بیشتر می نماید. با توجه به اینکه کشور ایران از نظر اقلیمی در ناحیه گرم و خشک واقع شده کمبود نزولات جوی و بهره برداری بی رویه از منابع آب زیرزمینی و همچنین تخریب کیفیت آب زیرزمینی در اثر عوامل طبیعی یا مصنوعی مشکلات عدیده ای در خصوص تامین آب مورد نیاز برای مصارف مختلف به ویژه مصارف شرب ایجاد کرده است. از جمله منابع آب شیرینی که در سالهای اخیر مورد شناسایی و بهره برداری قرار گرفته است، منابع آب موجود در سازندهای کارستی می باشد. گسترش قابل ملاحظه سازندهای کارستی (آهکهای مزدوران و تیرگان) در خراسان شمالی به ویژه شهرستان بجنورد باعث شده تا متولیان تأمین آب توجه بیشتری به بهره برداری از این منابع داشته باشند. در منطقه مورد مطالعه (ارکان بجنورد) تا کنون هیچگونه مطالعه ای در مورد خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیائی سفره کارستی انجام نشده است. هدف از انجام این تحقیق بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیائی سفره کارستی منطقه ارکان بجنورد می باشد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

تخته ارکان محدوده ای است بین ۳۷ درجه و ۱۰ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۱۵ دقیقه عرض شمالی و ۵۷ درجه و ۴ دقیقه تا ۵۷ درجه و ۱۵ دقیقه طول شرقی. ابعاد این منطقه در حدود ۴×۶ کیلومتر مربع است. این محدوده از طرف شمال به شهر بجنورد، از سمت جنوب به ارتفاعات جنوبی ارکان (کوه سالوک) از

شرق به رودخانه فیروزه و از غرب به ارتفاعات بدرانلو منتهی می شود. شکل (۱-۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه های دستیابی به آن را نشان می دهد.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

۱-۳- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین شناسی در جنوب حوضه رسوبی کپه داغ واقع گردیده است، حوضه رسوبی کپه داغ با روند کلی شمال غربی- جنوب شرقی، در شمال شرق ایران گسترش یافته است. مرز شمالی حوضه رسوبی در خاک جمهوری ترکمنستان واقع گردیده و مرز جنوبی آن دنباله رشته کوههای البرز بوده که به نام ارتفاعات بینالود شناخته می شود. مرز شرقی، حوضه هریرود است که از خاک افغانستان و جمهوری ترکمنستان می گذرد. منطقه مورد نظر در حوضه رسوبی نسبتاً آرامی در دوران دوم زمین شناسی قرار داشته و ته نشست های رسوبی ضخیمی نیز در آن برجای گذاشته شده است. این رسوبات با حرکات کوهزایی آلپین در اوایل دوران سوم چین خورده و مورفولوژی کنونی منطقه متأثر از این حرکات می باشد. در منطقه رخنمون اصلی شامل یک پوشش رسوبی- کنگلومرانی با ضخامت متغیر بین صفر تا حداکثر ۷۰ متر می باشد. در سمت شمال شرق، جنوب و غرب سنگهای آهکی رخنمون دارند. به طرف شمال رسوبات ماسه سنگی، مارنی و کنگلومرانی وسعت بیشتری پیدا می کنند. شکل (۱-۲) نقشه زمین شناسی و موقعیت جغرافیایی چاههای دشت ارکان را نشان می دهد.

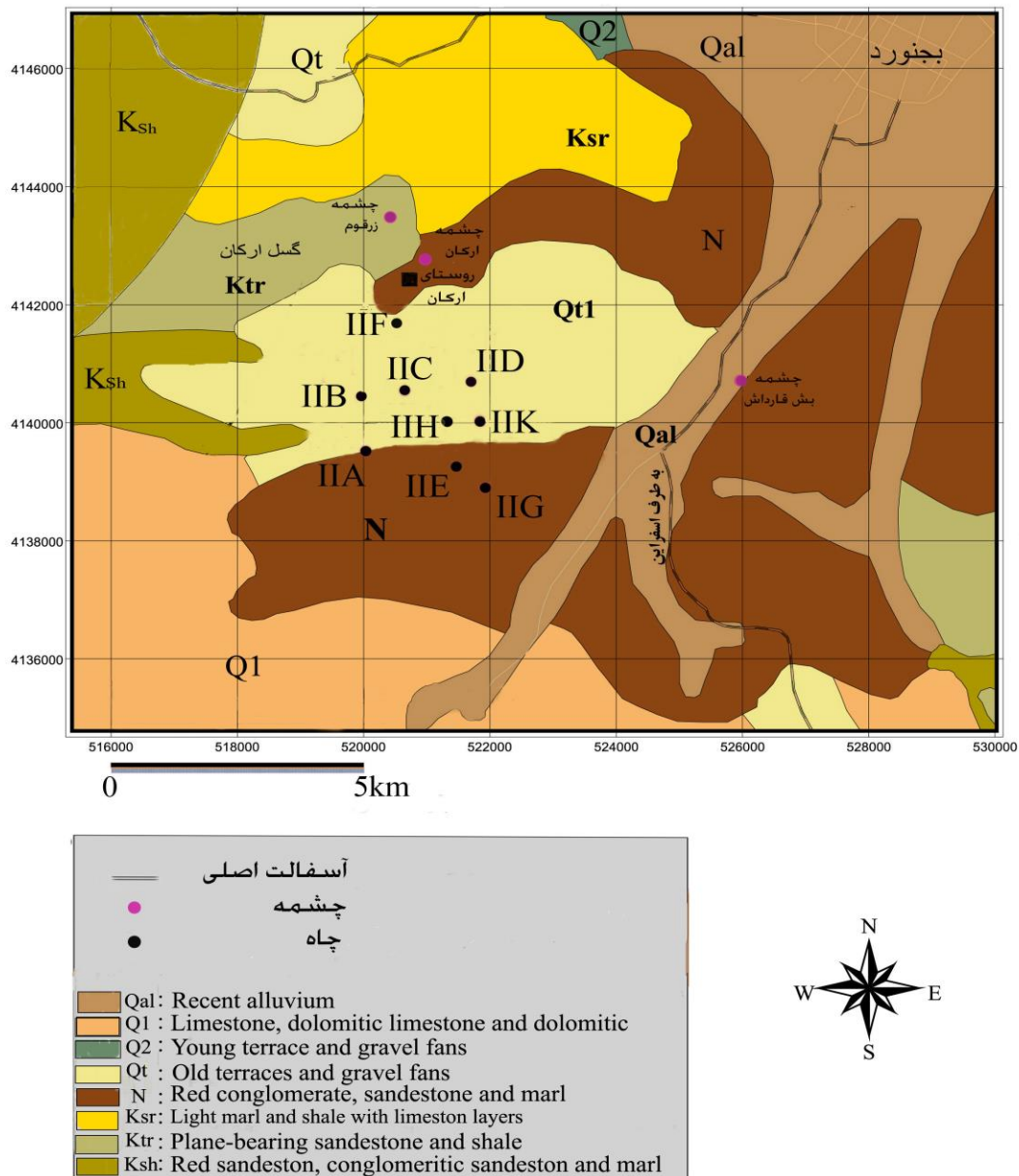
۱-۳-۱- چینه شناسی منطقه

سازندهای زمین شناسی محدوده مورد مطالعه از قدیم به جدید شامل لار، شوريجه، تیرگان، سرچشمه و رسوبات نئوژن می باشند.

الف- سازند لار ($J_{mz/l}$)

این سازند از لایه های نازک تا ضخیم آهکی به رنگ های خاکستری روشن و سفید تشکیل شده است. در بخشهای زیرین سنگ آهک به آهکهای سفید متمایل به صورتی تبدیل می شود. سازند مزدوران در هسته مرکزی تاقدیس های منطقه واقع شده و از این جهت گسترش آن محدود به خط الرأس ارتفاعات به

خصوص ارتفاعات جنوبی می باشد. این سازند کارستی بوده و ذخایر آبی نسبتاً زیادی را در خود جای داده است اما گسترش این سازند در محدوده مطالعاتی کم و بنابراین تأثیر چندانی بر تغذیه آبخوان ندارد (سروآب ۱۳۷۵).



شکل ۱-۲- نقشه زمین شناسی و موقعیت جغرافیایی چاههای دشت ارکان (نقشه زمین شناسی بر گرفته از نقشه زمین

شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰)

ب- سازند شوريجه (K_{sh})

سنگهای کربناته مزدوران (در قسمت‌های بالای سازند) با تغییر رخساره به سنگ‌های آواری قرمز رنگ متعلق به کرتاسه زیرین تغییر یافته که در ارتفاعات جنوب غربی منطقه به صورت نوار باریکی در حد فاصل سازندهای مزدوران و تیرگان رخمون دارد و شیب و امتداد لایه‌ها به سمت جنوب است. لیتولوژی این سازند (با ضخامت حدود ۴۰۰ متر) شامل ماسه سنگ، کنگلومرای قرمز رنگ، سیلتستون همراه با شیل، کمی ژيپس و آهکهای آلیتی می‌باشد. سازند شوريجه در منطقه مورد مطالعه گسترش کمی داشته (۱۴/۹۴ کیلومتر مربع) اما به دلیل دارا بودن لایه‌های گچی باعث تخریب کیفیت آب می‌گردد. تغییر سریع آهک مزدوران به ماسه سنگ قرمز شوريجه مؤید آن است که یک نوع ناپیوستگی بین دو سازند وجود دارد و سازند شوريجه با پسروری دریای ژوراسیک و شروع کرتاسه در محیط قاره‌ای برجای گذاشته شده است. رسوبات این سازند بیانگر محیط رسوبگذاری کم ژرفا از محیط جزر و مدی تا نواحی کم ژرفای محیط فريتیک (محیطهای کم عمق با حداکثر عمق ۲۰۰ متر) می‌باشد (خسرو تهرانی ۱۳۷۷).

ج- سازند تیرگان (K_{tr})

این سازند از آهک آلیتی و اوربیتولین دار با منشأ تخریبی و آلی و آهک مارنی با لایه‌های مارنی خاکستری رنگ تشکیل شده است. این سازند ۳۵ درصد از سازندهای رخمون یافته در منطقه را تشکیل می‌دهد. ضخامت آن در برخی نقاط به ۱۲۰۰ متر می‌رسد و اغلب در ارتفاعات شمالی منطقه گسترش دارد. این سازند به علت داشتن درزه و شکستگی زیاد و رخمون بیشتر در سطح حوضه، در تأمین آب منطقه نقش مؤثری دارد (گزارش منابع آب دشت بجنورد، سروآب ۱۳۷۵). هم‌اکنون به علت پتانسیل زیاد ذخیره آب، چندین حلقه چاه عمیق به منظور آب شرب شهر بجنورد در این سازند حفر گردیده است.

د- سازند سرچشمه (K_{sr})

لیتولوژی این سازند شامل مارن سبز تیره و میان لایه های از آهک رس دار می باشد. این سازند اغلب در محور ناودیس ها و نواحی پست و کم ارتفاع حوضه رخنمون دارد (خسرو تهرانی ۱۳۷۷). به علت غیر قابل نفوذ بودن، مانع نفوذ آب به داخل سازند زیرین (سازند تیرگان) می گردد. ضمناً انحلال سازند مذکور در مسیر جریانهای سطحی و یا قرارگیری در مجاورت سفره آب زیرزمینی سبب نامطلوب شدن کیفیت آب می گردد.

ه- نهشته های نوژن (N)

این نهشته ها شامل کنگلومرا و رس قرمز رنگ همراه با تعداد کمی لایه های سیلتی و ماسه سنگی می باشد که به صورت دگرشیب بر روی سازندهای قدیمی تر در دامنه تاقدیس ها و ناودیس ها قرار گرفته است (خسرو تهرانی ۱۳۷۷). این سازند بیش از ۵۰ درصد از سازندهای رخنمون یافته در منطقه را تشکیل می دهد و چنانچه این سازند در مسیر جریانهای سطحی و یا در مجاورت سفره آب زیرزمینی قرار گیرد سبب نامطلوب شدن کیفیت آب می گردد.

و- رسوبات آبرفتی دوران چهارم (Q_1)

این رسوبات شامل رسوبات مخروط افکنه ای، تراسهای آبرفتی و نهشته های جدید می باشند که سطح دشت و کف دره ها را پوشانده اند. رسوبات نوع مخروطه افکنه ای دارای دانه بندی منظم و اکثراً گرد گوشه می باشند که قطعات بزرگتر در ابتدای دره ها و قطعات کوچکتر به طرف دشت کشیده شده است. این رسوبات در تغذیه سفره آب زیرزمینی اهمیت بسزایی دارند. واریزه های پای ارتفاعات اکثراً درشت دانه و زاویه دار بوده و در دامنه ارتفاعات آهکی مشرف به دشت وسعت زیادی را پوشش می دهند و به علت نفوذپذیری زیاد در تغذیه سفره آب زیرزمینی نقش مؤثری دارند. تراس های آبرفتی خود شامل پادگانه های آبرفتی قدیمی تر (Q_1)، پادگانه های آبرفتی جدید یا به عبارتی نهشته های آبرفتی (Q_2) و آبرفت های

جوان (Q_{al}) می باشد. پادگانه‌های آبرفتی قدیمی‌تر یا قدیمی‌ترین رسوبات کواترنر (Q_1) از شن و قلوه سنگ رودخانه ای تشکیل شده است و گاهی به علت وجود سیمان نیمه سخت، حالت کنگلومرای نیمه - متراکم به خود گرفته است. پادگانه‌های آبرفتی جدید (Q_2) رسوبات منفصلی می‌باشد که توسط رودخانه ها، حمل شده و بر روی سنگ کف ناهموار نئوژن برجای گذاشته شده است. اغلب از شن، ریگ، ماسه و مقادیر زیادی رس تشکیل شده است. این تنوع جنس و اندازه ذرات سبب ناهمگنی و غیر همسویی آبخوان آبرفتی می گردد. آبرفت‌های جوان (Q_{al}) نیز شامل آبرفت‌های دانه درشت تا متوسط با نفوذپذیری زیاد می باشد (مهاب قدس ۱۳۶۴).

۱-۳-۲- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

تکتونیک (زمین ساخت) منطقه از سیستم کپه داغ تبعیت می‌نماید. سیستم کوهزائی کپه داغ متشکل از چند رشته چین خوردگی‌های نسبتاً موازی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد که در تمامی قسمت شمال خراسان (از حدود گرگان تا مرز افغانستان) ادامه دارد. دشت بجنورد بر روی ناودیس وسیعی با محور شمال غرب- جنوب شرق قرار گرفته که شروع این ناودیس بزرگ از حدود مشهد می- باشد. این ناودیس که از رسوبات آبرفتی و لایه های قرمز چین خورده نئوژن پر شده، سیستم کپه داغ (ارتفاعات الله اکبر و هزار مسجد در شمال) را از البرز (ارتفاعات بینالود در جنوب) جدا می‌کند. چین خوردگیهای بخش مرکزی کپه داغ که تقریباً دشت بجنورد در جنوب آن واقع می‌باشد توسط گسلهای عرضی با امتداد تقریبی شمال غرب- جنوب شرق، جابجایی افقی حاصل نموده است این گسل ها اکثراً موازی می‌باشند. دسته دیگری از گسل های موجود در منطقه (ارتفاعات شمال) روند تقریبی شمال شرقی- جنوب غربی دارد که جابجایی افقی چندانی را ایجاد نکرده ولی جابجایی عمودی لایه ها را سبب شده است. روند عمومی گسل ها در منطقه ارکان تقریباً شرقی- غربی است. گسل تراستی ارکان روند حرکتی از شمال به جنوب دارد طول این گسل ۱۲ کیلومتر است و سطوح این گسل تقریباً رو به شمال است (Stocklin J. 1968).

۱-۴- مورفولوژی منطقه

منطقه مورد مطالعه به لحاظ ژئومورفولوژیکی به سه واحد کوهستان، تپه ماهور و دشت تقسیم می شود. واحد کوهستان در شمال و شمال غرب منطقه واقع شده و بخش اعظم آن شامل رخساره های با شیب بالای ۲۵ درصد می باشد. در بازدید صحرایی منطقه ملاحظه می شود که حدود ۳۰ درصد منطقه را واحد کوهستان در بر گرفته است. در این واحد سازندهای تیرگان و شوربجه که سازندهای چهره ساز هستند رخمون دارند. واحد تپه ماهور در منطقه گسترش نسبتا کمی دارد و عمدتا در حاشیه جنوبی ارتفاعات منطقه واقع شده است. رخساره های این واحد ژئومورفولوژیکی دارای شیب ۸ الی ۲۵ درصد می باشند. این منطقه شامل بخش هایی از سازند شوربجه و رسوبات کواترنر می باشد. سومین واحد ژئومورفولوژیکی که در منطقه ارکان وجود دارد و چاه های مورد مطالعه در آن واقع شده، واحد دشت می باشد. این واحد شامل دشت های کوهپایه ای (Piedmont plains) می باشد و حدود ۵۰ درصد از منطقه را شامل می شود. این واحد ژئومورفولوژیکی توسط آبرفت های دوران چهارم پوشیده شده است. شکل (۱-۳) شمایی از ژئومورفولوژی منطقه را نشان می دهد.

۱-۵- آب و هوای منطقه

به منظور بررسی آب و هوای منطقه از متوسط ماهانه درجه حرارت و بارندگی در ایستگاه اسدلی استفاده شده است. بر اساس دوره آماری ۲۰ ساله (۱۳۶۵ تا ۱۳۸۵) متوسط ماهانه درجه حرارت هوا بین ۴/۷ تا ۲۱ درجه سانتیگراد متغیر است. در دوره آماری مذکور متوسط بارندگی ماهانه بین ۱۹۰ میلی متر تا ۳۲۰ میلی متر متغیر است. پر بارانترین و کم بارانترین ماههای سال به ترتیب اسفند و شهریور است که بارندگی آنها به ترتیب ۳۲۰ و ۱۷ میلی متر است. جدول (۱-۱) متوسط درجه حرارت ماهانه و متوسط بارندگی ایستگاه اسدلی را نشان می دهد. بر اساس این جدول میانگین درجه حرارت سالانه ۹ درجه سانتیگراد و میانگین بارندگی سالانه منطقه ۲۵۰ میلی متر می باشد. با عنایت به طبقه بندی دمارتن

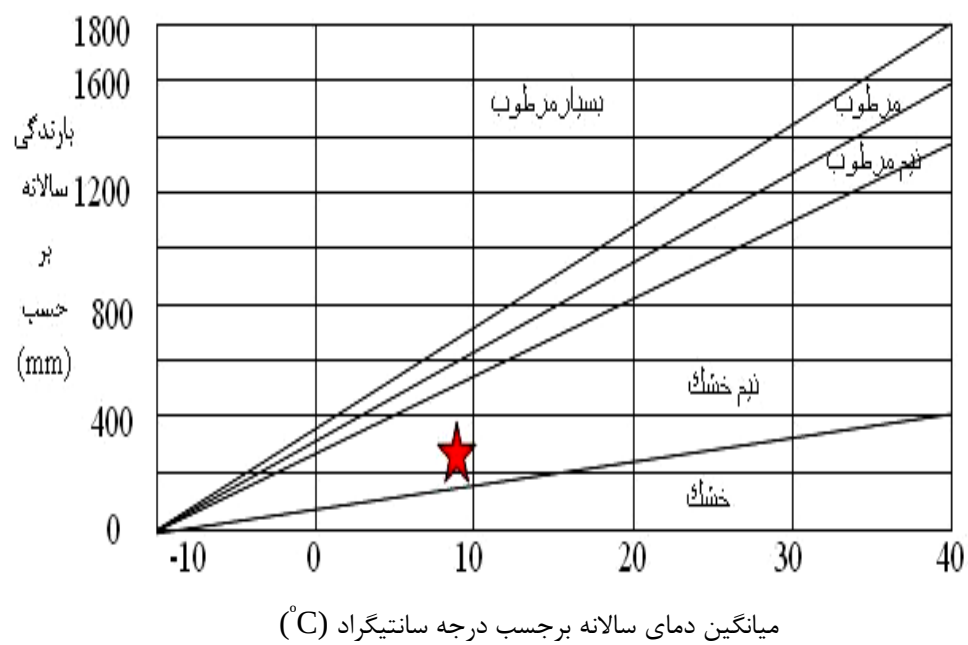
اقلیم منطقه بجنورد نیمه خشک است. شکل (۱-۴) موقعیت منطقه مورد مطالعه را در طبقه بندی دمارتن نشان می دهد.



شکل ۱-۳- شمایی از ژئومورفولوژی منطقه ارکان (شمال منطقه)

جدول (۱-۱) متوسط درجه حرارت ماهانه و متوسط بارندگی ایستگاه اسدلی برای دوره آماری ۲۰ ساله (۱۳۸۴-۱۳۶۵)

زمان (ماه)	متوسط درجه حرارت ماهانه (بر حسب درجه سانتیگراد)	بارندگی ماهانه (بر حسب میلی متر)
فروردین	۱۳	۱۱۵
اردیبهشت	۱۴/۸	۱۲۱
خرداد	۱۷	۱۰۶
تیر	۱۸/۵	۳۷
مرداد	۲۰/۹	۲۷
شهریور	۲۱	۱۷
مهر	۱۱	۸۷
آبان	۱۰/۳	۹۵
آذر	۸/۷	۱۴۵
دی	۸	۲۱۰
بهمن	۵/۳	۲۸۷
اسفند	۴/۷	۳۲۰



شکل ۱-۴- طبقه بندی اقلیمی منطقه ارکان به روش دمارتن

فصل دوم: مروری بر تحقیقات انجام شده در باره

هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی

سفره های کارستی

۲-۱- بررسی خصوصیات سفره های کارستی با استفاده از خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی

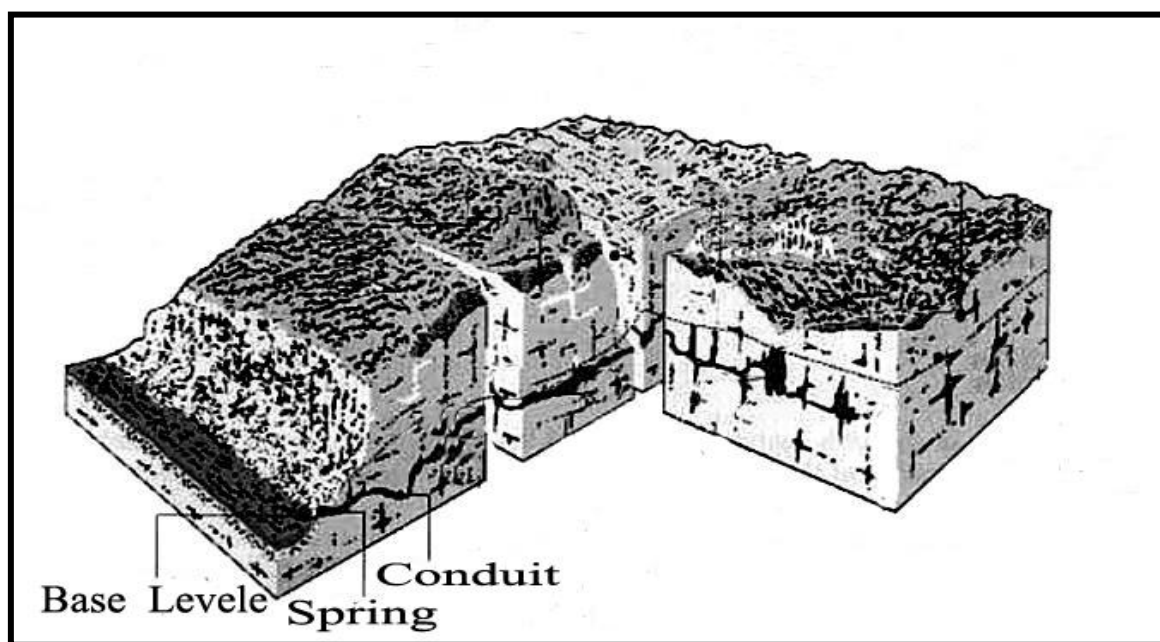
۲-۱-۱- تعریف کارست

کارست عبارت است از گستره ای با مورفولوژی مشخص و یک سیستم زهکشی زیرزمینی بزرگ که از انحلال بالای برخی از سنگها در آبهای طبیعی حاصل می شود. نواحی کارستی عمدتاً بر روی سنگهای کربناته (به ویژه سنگ آهک) توسعه پیدا می کنند و علاوه بر این در روی دیگر سنگها که قابلیت انحلال دارند نیز ممکن است در شرایط خاصی ایجاد شوند (مانند سنگ گچ و سنگ نمک). نواحی کارستی به وسیله مجاری، فروچاله ها (Sinkholes)، دره های خشک و وسیع، مجاری بزرگ و غارهای توسعه یافته مشخص می شوند (Jeannine and sutter 1998). مناطق کارستی شامل ویژگی هایی چون ناهمگنی و ناهمسوئی می باشند. سرعت جریان در کارست به بیش از صدها متر در ساعت و دبی چشمه ها در این سازندها به بیش از دهها متر مکعب در ثانیه می رسد (Atkinson and smith 1961).

۲-۱-۲- ناهمگنی و ناهمسوئی جریان آب زیرزمینی در سفره های کارستی

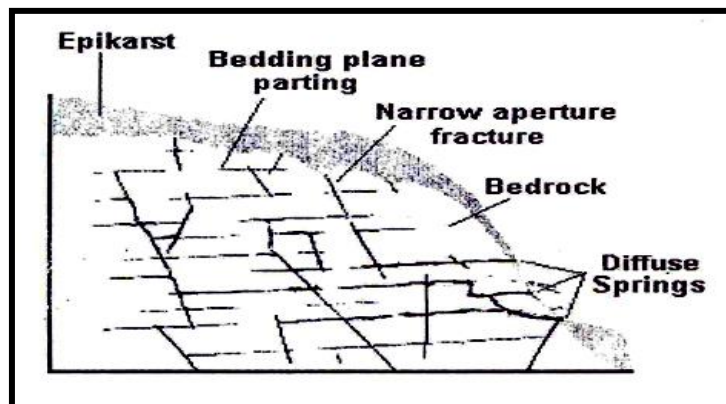
جریان آب زیرزمینی در سفره های کارستی از طریق خلل و فرج، شکستگی ها، مجاری لوله مانند و دیگر مجاری بزرگ منتقل می شود. به این دلیل که شبکه انتقال دهنده آب معمولاً به طور یکنواختی توزیع

نمی شوند، سفره های کارستی عموماً ناهمگن و ناهمسو هستند. به طور کلی در داخل کارست دو نوع جریان آب زیرزمینی وجود دارد. نوع اول، جریانی است که از مجاری، درزه و شکافهای با بازشدگی نسبتاً زیاد (بزرگتر از یک سانتی متر) عبور می کند. این نوع جریان متلاطم است و به آن جریان مجرای (Conduit Flow) گفته می شود (Karami 2002). شکل (۱-۲) جریان مجرای در سیستم سفره کارستی را نشان می دهد. این نوع جریان در سیستم سفره های کارستی همانند با جریان آب در سیستم های لوله ای (Pipe Systems) می باشد، که در لایه های بالایی نواحی کارستی توسعه یافته رخ می دهد.



شکل ۱-۲- جریان مجرای در سیستم سفره کارستی (Atkinson and smith 1961)

از ویژگی های مهم این جریان درجه ناهمگنی بالا و درجه اتصالات اندک شبکه انتقال دهنده آب می باشد (Shuster and White 1971). نوع دوم جریان از داخل درزه و شکافهای کوچک با بازشدگی نسبتاً کم (کوچکتر از یک سانتی متر) و خلل و فرج به هم پیوسته عبور می کند. این نوع جریان عموماً به صورت خطی می باشد، که از قانون دارسی تبعیت می کند و به آن جریان افشان (Diffuse Flow) می گویند (Karami 2002). شکل (۲-۲) جریان افشان در سیستم سفره کارستی را نشان می دهد.



شکل ۲-۲- جریان افشان در سیستم سفره کارستی (Karami 2002)

به منظور بررسی و ارزیابی سیستم جریان کارستی، محققین مختلف از معیارهای گوناگونی استفاده کرده اند. مهمترین این معیارها عبارتند از تغییرات زمانی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب چشمه ها (برای مثال: Shuster and White 1971)، آنالیز هیدروگراف چشمه ها در مناطق کارستی (برای مثال: Atkinson 1961)، خصوصیات ژئومورفولوژیکی گستره کارستی (برای مثال: Mangin 1978)، محدوده اثر مقیاس در سفره کارستی و جمع بندی معیارهایی که مرتبط با شرایط هیدرولوژیکی، هیدروژئولوژیکی و شکل زمین در گستره کارستی می باشند (برای مثال: Bouwer 1978).

۳-۱-۲- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب در سفره های کارستی

انحلال سنگ های رسوبی بیشتر از سنگهای آذرین است. این خاصیت به همراه فراوانی سنگهای رسوبی در پوسته زمین، موجب شده است که قسمت اعظم مواد محلول آبهای زیر زمینی از سنگهای رسوبی حاصل شود. کاتیونهای سدیم و کلسیم معمولاً بیشتر از سایر کاتیونها در آبهای زیر زمینی سفره های کارستی دیده می شوند. مهمترین آنیونهای موجود در آبهای زیر زمینی موجود در سفره های کارستی شامل بیکربنات ها، کربنات ها و سولفات ها می شوند. در شرایط طبیعی، کلرورها و نیترات ها فقط به مقدار کم در آب زیر زمینی سفره های آهکی وجود دارند. منابع کلرورها، فاضلاب ها، آبهای ذاتی و آب

دریا می باشد. غلظت زیاد نیتراژها در آب موجود در سفره های کارستی دال بر وجود منابع آلوده کننده در زمین است. در مناطقی که سنگهای آهکی وجود دارد، معمولاً یونهای کلسیم و کربنات در اثر حل شدن سنگ آهک به آب زیر زمینی اضافه می شوند و غلظت بالایی دارند. تیپ آب در سفره های کارستی غالباً بی کربناته است. محدوده هدایت الکتریکی در سفره های کارستی معمولاً بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرو موس بر سانتیمتر می باشد. محدوده pH آب زیرزمینی در سفره های کارستی بین ۶ تا ۷/۵ می باشد (Shuster, 1971 and White). در جهت حرکت آب زیرزمینی به علت افزایش زمان تماس آب زیرزمینی با مواد تشکیل دهنده لایه آبدار به تدریج املاح محلول در آب بیشتر می شود. البته این عامل در فواصل کوتاه تر و در شرایطی که لایه های مخرب کیفیت وجود نداشته باشند، اهمیت زیادی ندارد. از نسبت Ca/Mg جهت شناسایی سازندهای آهکی از سازندهای دولومیتی استفاده می شود. چنانچه نسبت Ca/Mg در سفره های کارستی بین ۲ تا ۲ باشد، سازند دولومیتی و چنانچه از ۲ بیشتر باشد، سازند آهکی است و هر چه نسبت کلسیم به منیزیم بیشتر باشد سنگ آهک خالص تر است (Karami 2002).

۲-۱-۴- اثر زمین شناسی در تخریب کیفیت آب

آب باران که به سطح زمین می رسد، آبهای سطحی و زیرزمینی را تشکیل می دهد. این آب در ابتدا دارای نمک بسیار ناچیزی است، اما پس از تماس با رسوبات زمین شناسی و سنگهای مختلف، املاح آن زیاد می شود. املاحی که در آغاز جریان در آب وجود دارند با کانی های رسوبات یا سنگهایی که آب از آنها عبور می کند، واکنش پیدا می کند و املاح موجود در سنگ حمل می شود. طول مسیر یا جابجایی یک نمک تا محلی که به غلظت اشباع می رسد و دوباره به صورت جامد از محلول جدا می گردد، به قابلیت حل شدن آن بستگی دارد. قابلیت جابجایی هر یک از نمک ها، بسیار متفاوت است. قابلیت انحلال نمکهای کلروره در مقایسه با دیگر نمکها بسیار بیشتر است (Bouwer 1978). وقتی آب باران به زمین می رسد، پوشش خاک و سایر مواد ناشی شده از تجزیه گیاهان و حیوانات را می شوید. معمولاً آبی که در خاک نفوذ می کند حاوی نیتراژها، فسفاتها و پتاسیم است (که از کودهای شیمیایی، موجود و یا فاضلاب

در خاک حاصل می شوند). زمانی که گیاهان و سایر ارگانیسم های زنده، دی اکسید کربن (CO_2) و اسیدهای ارگانیک تولید می کنند، pH آب نفوذی کاهش می یابد به این ترتیب غلظت نمک در آب زیرزمینی که از آب آبیاری نتیجه می شود بسیار بیشتر از آبهای سطحی می گردد (Domenico 1972). در مناطق خشک معمولاً میزان تبخیر بیش از میزان نفوذ است. اگر زمین زهکشی نشود این امر باعث جمع شدن توده ای از نمک در نزدیکی سطح زمین می شود. به این ترتیب خاصیت اسیدی آب باران و آب سطحی کمی بعد از نفوذ آب به داخل خاک افزایش می یابد. با توجه به میزان قابلیت انحلال و ویژگی های کانیهای خاک و سنگ، مقدار مواد جامد قابل حل (Total Dissolved Solids, TDS) در آب نفوذی تغییر می یابد. علاوه بر این خاطر نشان می سازد، که میزان قابلیت انحلال با درجه حرارت و فشار نیز تغییر می کند. تغییرات فصلی آب از نظر کم و زیاد شدن باعث ایجاد نوسانات فصلی کیفیت شیمیایی آب می شود. بنابراین شیمی خاک در مورد آبهای طبیعی دوره ای بوده و تحت تأثیر چرخه هیدرولوژیکی قرار دارد. مهمترین نمک های محلول که توسط چرخه شیمیایی خاک تولید می شوند، به دو گروه اصلی آنیونها و کاتیونها تقسیم می شوند (Chebotarer 1955). جدول (۱-۲) آنیونها و کاتیونها اصلی موجود در منابع آب زیرزمینی را مشخص می کند.

جدول ۱-۲ - آنیونها و کاتیونها اصلی موجود در آبهای زیرزمینی

آنیونها و کاتیونها مهم	
کاتیونها اصلی	آنیونها اصلی
کلسیم (Ca^{2+})	بی کربنات (HCO_3^-)
منیزیم (Mg^{2+})	سولفات (SO_4^{2-})
سدیم (Na^+)	کلرور (Cl^-)
پتاسیم (K^+)	نیتрат (NO_3^-)

غلظت نمک در آبهای زیرزمینی با کاهش سرعت یا افزایش مواد معدنی زیاد می شود. آب در لایه های آبدار عمیق تقریباً بی حرکت است، بدین ترتیب شوری آب با عمق افزایش می یابد. آبهای با تیپ بیکربناته غالباً در سطح بالایی و آبهای با تیپ کلروره در سطح زیرین لایه آبدار مشاهده می شوند. سرعت قابلیت حل شدن سنگهای کربناته مختلف به یک اندازه نیست. برای مثال، قابلیت حل شدن آهک بیشتر از دولومیت است. به طور کلی آهکهای کارستی از لحاظ کربناتها غنی ولی از لحاظ کلرورها و سولفاتها فقیر هستند، و به طور کلی باقیمانده خشک آنها کم است و از حدود ۵۰۰ میلی گرم در لیتر تجاوز نمی نماید. میزان شوری در سازندهای کربناته نسبتاً کم است.

املاح موجود در آبهای زیرزمینی که از مناطق تبخیری عبور می کنند به سرعت افزایش می یابد. علت آن حل شدن سریع ترکیبات سولفات و کلروره در آب زیرزمینی است. در زمین های مذکور، مقدار زیادی از گچ در آب حل می شود، تا حدی که ممکن است به درجه اشباع رسیده و رسوب کند. پس از اشباع شدن از سولفات کلسیم، آب زیرزمینی می تواند مقدار بیشتری از نمک های منیزیم را در خود حل کند، زیرا املاح منیزیم از قابلیت حل شدن بیشتری برخوردارند. قابلیت حل شدن کلرورها نیز زیاد است، به طور کلی می توان گفت که در آبهای زیرزمینی، کلرورها کمتر به حد اشباع می رسند، در صورتی که در آبهای سطحی، امکان اشباع شدن آنها زیاد است. از این رو غالباً در مناطق خشک بویژه در حاشیه کویر، به طور متناوب رسوبات گچی و نمکی دیده می شوند. باقیمانده خشک حاصل از آبهای زیرزمینی موجود در این مناطق به حدود ۲۰۰ گرم در لیتر می رسد (Hem 1970).

تخلخل در لایه های که شامل مارن و آهک است زیاد می باشد و در بعضی موارد به ۵۰٪ می رسد. منافذ طبقات مذکور بسیار کوچک و در عین حال بسیار زیاد است، در نتیجه سطح تماس آب و سنگ می تواند زیاد باشد. از طرفی به دلیل آنکه سرعت حرکت آب در این زمین ها خیلی کم است می توان گفت که توقف آب در آنها زیاد می باشد (آب در حال سکون است). سطح تماس و توقف زیاد آب در این زمین ها سبب افزایش نمکهای آب می شود. از این گذشته چون مارنها و رس ها به هنگام رسوب کردن در دریا می توانند تا ۵۰٪ حجم خودشان، آب شور دریا را در خود نگه دارند. آب زیرزمینی موجود در این

تشکیلات غالباً دارای نمکهای زیاد می باشد. در تشکیلات مارنی و آهکی میزان سولفات و کلر بالا است. سولفاتها به صورت سولفات کلسیم و سولفات منیزیم و کلرورها به صورت کلرور سدیم هستند. میزان سختی در سنگهای آذرین و دگرگونی کم است (کمتر از ۶۰ میلی گرم بر لیتر). بیشترین مقدار کلسیم و منیزیم در آب زیرزمینی موجود در تشکیلات کربناته و کمترین مقدار در سنگهای دگرگونی است. بانکز و روبینز (Banks and Robins 2002) با مطالعه بر روی سنگهای بستری نروژ که شامل سنگهای آذرین و دگرگونی بودند میزان pH در این سنگها را از ۶/۵ الی ۷/۵ واحد متغیر دانستند. کیفیت آب زیرزمینی موجود در ماسه سنگ ها خوب است و به طور کلی باقیمانده خشک آنها کم است. گوتکویتز و همکاران (Gotkowitz et al. 2003) با انجام آزمایش پمپاژ در ماسه سنگهای موجود در منطقه شمال شرق ویسکانسین (در کشور امریکا) تغییرات میزان pH را از ۷/۳ الی ۷/۴ واحد و به طور کلی از ۷ الی ۸ واحد بیان کردند. آبهای زیرزمینی موجود در سنگ های آذرین و دگرگونی متبلور به علت قابلیت انحلال نسبتاً کم این سنگها در آب زیرزمینی حاوی مواد محلول خیلی کمی هستند. گرانیته ها، بازالت ها، گنیس ها و توف ها عموماً آب هایی با کیفیت خوب دارند و غلظت نمکهای محلول در آنها معمولاً کمتر از ۱۰۰ میلی گرم در لیتر و به ندرت بیش از ۵۰۰ میلی گرم در لیتر است (صداقت ۱۳۷۸).

۲-۲- بررسی خصوصیات سفره های کارستی با استفاده از آنالیز داده های

آزمایش پمپاژ

آزمایش پمپاژ یکی از معتبرترین و رایج ترین روشهای صحرایی برای تعیین خصوصیات هیدرولیکی سفره های آب زیرزمینی می باشد زیرا پاسخ یک بخش نسبتاً بزرگی از سفره آب زیرزمینی را منعکس می نماید (Todd 1980, Walton 1987). در سفره های آب زیرزمینی ناهمگن (برای مثال سفره های کارستی)، ارزیابی میانگین خواص هیدرولیکی سفره های آب زیرزمینی بر اساس اطلاعات به دست آمده از مغزه های

حفاری تعداد محدودی چاهک آزمایشی مشکل و یا غیر ممکن می باشد. در چنین سفره هایی، آزمایش پمپاژ می تواند برآوردهای نسبتاً خوبی از خواص هیدرولیکی سفره ارائه نماید (Karami 2002).

اکثریت داده های آزمایش پمپاژ در سفره های کارستی با استفاده از روشهای استاندارد که برای سفره های دانه ای ارائه شده اند، آنالیز می شوند. به این دلیل که اکثریت سفره های کارستی رفتار کلی، همانند سفره های دانه ای دارند و استفاده از روش های دیگر غالباً به اطلاعات ویژه ای نیاز دارند که معمولاً در دسترس نمی باشند. روشهای استاندارد که برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ در سفره های کارستی مورد استفاده قرار می گیرند غالباً روش های تایس (Theis) و کوپر ژاکوب (Cooper & Jacob) می باشند (Karami 2003). بعضی از محققین به طور صریح روشهای مرسوم (Theis (1935 و Cooper & Jacob (1946) را برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ در سفره های کارستی پیشنهاد نموده اند و بعضی از محققین نیز به طور ضمنی از این روشها بهره برده اند (برای مثال: Jones 1999, 1998 و Dillon et al. 2001). بر اساس روشهای مذکور و همچنین روش (Moench 1984) (که برای سفره های درزه شکافدار ارائه شده است و اساس آن تئوری تخلخل دوگانه است) برای تعداد زیادی آزمایش پمپاژ در سفره های کارستی به کار گرفته شده اند و بر اساس مقایسه نتایج حاصله و شکل منحنی افت- زمان، پیشنهاد ذیل برای ارزیابی و برآورد خصوصیات هیدرولیکی سفره های کارستی ارائه می شود:

در شرایطی که داده ها رفتار سه بخشی مربوط به تخلخل دوگانه را از خود نشان می دهند، بایستی از روش مونش (Moench 1984) استفاده کرد و در شرایطی که این رفتار تخلخل دوگانه را از خود نشان نمی دهند، از روشهای مرسوم تایس و کوپر- ژاکوب بایستی استفاده کرد.

۳-۲- بررسی خصوصیات سفره های کارستی با استفاده از داده های ژئوالکتریک

۳-۲-۱- برآورد میزان تخلخل لایه آبدار به کمک داده های مقاومت الکتریکی

یکی از اهداف اولیه مطالعات هیدروژئولوژی، تعیین تخلخل، آبدهی ویژه و مقدار آب موجود در لایه آبدار می باشد. این پارامترها به طور مستقیم با مقاومت الکتریکی ارتباط دارد. بنابراین برای اینکه بتوان تخمین صحیحی از این پارامترهای هیدروژئولوژی بدست آورد، باید مقاومت الکتریکی را با روشهای ژئوالکتریک اندازه گیری کرد. رشد روز افزون جمعیت جهان، توسعه شهرسازی، احتیاجات صنعتی و کشاورزی و افزایش خشکسالی ها در برخی نقاط دنیا باعث کاهش آب قابل مصرف جهان شده و نیازمندی به منابع غنی آب زیرزمینی را بیش از پیش کرده است. بدین ترتیب اهمیت مطالعات آب زیرزمینی جهت اکتشاف، مدیریت و کنترل ذخایر با ارزش این منابع روز به روز بیشتر می شود. البته این مطالعات از لحاظ فاکتورهای زمانی و اقتصادی که معمولاً مهمترین فاکتورها در تحلیل و ارزیابی هر پروژه مهندسی و تحقیقاتی به شمار می آید، معمولاً وقت گیر و پر هزینه می باشد. بنابراین می توان با استفاده از تشابهات بین خصوصیات جریان الکتریکی و هیدرولیکی (قانون اهم و دارسی) از روشهای ژئوالکتریک به جهت سادگی، سرعت و کم هزینه بودن آن می توان در تخمین پارامترهای هیدروژئولوژیکی استفاده نمود (Luis and Luis 1999).

میزان تخلخل لایه آبدار را می توان بر اساس معادله آرچی (Archie 1942) تخمین زد، که به صورت ذیل بیان می شود:

$$FF = \phi^{-m} \quad (1-2)$$

ϕ تخلخل لایه آبدار (بدون بعد) و m ضریبی است که به درجه سیمانی شدن دانه های تشکیل دهنده سفره وابسته است (Archie این معادله را برای سنگ های متخلخل سخت به کار برد). FF نیز فاکتور سازند بوده که از نسبت مقاومت الکتریکی لایه آبدار به مقاومت الکتریکی آب به دست می آید.

$$FF = \frac{\rho}{\rho_w} \quad (2-2)$$

ρ = مقاومت الکتریکی لایه آبدار بر حسب $\Omega.m$, ρ_w , مقاومت الکتریکی سیال بر حسب $\Omega.m$ و FF فاکتور مقاومت سازند (بدون بعد) می باشد (Apparao 1974). هدایت الکتریکی آب را می توان به کمک فرمول ذیل به مقاومت الکتریکی آن تبدیل کرد (Frohlich and Kelly 1988).

$$\rho_w = 10^4 / \partial_w \quad (3-2)$$

که در آن ρ_w مقاومت الکتریکی آب بر حسب $\Omega.m$ و ∂_w هدایت الکتریکی آب بر حسب $\frac{\mu mhos}{cm}$ می باشد.

وین سائیر و همکارانش (Winsauer et al. 1952) معادله Archie را به صورت زیر بیان کردند:

$$FF = a\phi^{-m} \quad (4-2)$$

در این رابطه a ضریب هندسی فضای خالی سنگ بوده و مقدار آن در سنگ های با تخلخل کمتر، سنگ های کربناته، بزرگتر و برابر یک (Keller and Frischknecht 1966) و در بیشتر رسوبات سخت نشده برابر یک (Atkins and Smith 1961) در نظر گرفته می شود. در حقیقت رسوبات سخت نشده از همان قانون اولیه آرچی پیروی می کنند.

مقدار m برای هر نمونه متفاوت بوده و در هر منطقه مقدار m بطور تجربی در نظر گرفته می شود. آرچی (Archie 1942) این مقدار را برای ماسه های طبیعی برابر $1/6$ فرض نمود. آیرز (Ayers 1989) معادله Archie را با در نظر گرفتن $m = 1/3$ برای ماسه های سخت نشده به کار برده و تخلخل بین 0.27 تا 0.43 برای منطقه مورد مطالعه خود به دست آورد. تیلور (Taylor 1971) بر روی رسوبات دریایی کار کرد و دو معادله یکی برای مواد چسبنده و دیگری برای رسوبات غیر چسبنده به صورت ذیل بیان کرد:

(ماسه ها) وقتی تخلخل کمتر از 0.6 است:

$$FF = \phi^{-1.5} \quad (5-2)$$

(رس ها) وقتی تخلخل بیشتر از 0.6 است:

$$FF = \phi^{-2.0} \quad (6-2)$$

تقریباً تمامی مقادیری که برای m در نظر گرفته می شود به این دو معادله نزدیک می باشد. برای مثال بارنز و همکارانش (Barnes et al. 1972) برای ماسه کوارتزی و دولومیتی مقدار m را $1/4$ و $1/6$ معرفی کرد. ویندل و رس (Windle and Wroth 1975) این پارامتر را برای دو نمونه طبیعی ماسه کوارتزی برابر $1/52$ و $1/58$ عنوان کردند.

جکسون و همکارانش (Jackson et al. 1978) با در نظر گرفتن اثر شکل و اندازه ذرات بر روی مقدار m بیان کردند که در ماسه های دریایی سخت نشده توان m بیشتر به کروییت ذرات وابسته بوده و مقدار آن برای ماسه های تخت $1/2$ و برای نمونه های طبیعی ماسه بین $1/4$ تا $1/6$ بدست آمد. دانوسکی و همکارانش (Dannowski and Yarmanci 1999) بیان کردند که m با افزایش تراکم، سیمانی شدن و سخت شدن افزایش می یابد و مقدار آن بین $1/3$ تا $1/5$ متفاوت است و بدین ترتیب میزان تخلخل و مقدار آب لایه آبدار را با ترکیب روش ژئوالکتریک و رادار، برای ماسه های سخت نشده بدست آوردند. چاین (Chinh 2000) با استناد به مطالعات قبلی، برای سنگ های رسوبی فاقد رس و سنگ های آذرین مقدار m را در محدوده $1/3$ تا 4 معرفی کردند.

۲-۳-۲- برآورد ضریب آبدهی ویژه لایه آبدار به کمک داده های مقاومت الکتریکی

فرولیچ و کلی (Frohlich and Kelly 1988) اظهار نمودند که ضریب آبدهی ویژه یک سفره را می توان با داشتن مقاومت الکتریکی آب، لایه آبدار و لایه خشک و با استفاده از معادله برگرفته شده از معادله آرچیه (Archie 1942) به صورت ذیل بدست آورد:

$$S_y = \left(\frac{\rho_w}{\rho_{sat}} \right)^{\frac{1}{m}} \left[1 - \left(\frac{\rho_{sat}}{\rho_{dry}} \right)^{\frac{1}{n}} \right] \quad (7-2)$$

که در این رابطه ρ_{sat} مقاومت زون اشباع به اهم متر، ρ_{dry} مقاومت زون غیر اشباع به اهم متر و ρ_w مقاومت آب به اهم متر، m و n نیز ثابت های سفره مورد بررسی می باشند.

مقادیر m همان طور که در شرح رابطه (۱) و (۴) بیان شد، به درجه سیمانی شدن دانه های تشکیل دهنده سفره وابسته بوده و برای آن اعداد مختلفی در نظر گرفته شده است.

کالر و فریشنچت (Keller and Frischknecht 1966) برای آهک سخت شده مقدار m را برابر $1/5$ و n را برابر 2 فرض کردند. فرولیچ و پارک (Frohlich and Parke 1989) برای تخمین مقدار n مقادیر مقاومت عرضی زون غیراشباع (حاصلضرب ضخامت زون غیر اشباع در مقاومت الکتریکی آن) را در مقابل درجه اشباع آن (بدست آمده از لاگ نوترون) که در ماههای مختلف سال در یک چاه محاسبه شده بود، بر روی یک کاغذ $\log\text{-}\log$ ترسیم کردند و شیب بهترین خط عبوری از بین نقاط را به عنوان n در نظر گرفتند و بدین ترتیب برای منطقه مورد مطالعه شان n را برابر $1/95$ بدست آوردند. دانوسکی و یارمانسی (Dannowski and Yaramanci 1999) مقدار n را بین $1/4$ تا $2/2$ بدست آورده و بیان کردند که در عمل، اغلب آن را برابر 2 در نظر می گیرند. فرولیچ و کلی (Frohlich and Kelly 1988) مقدار m و n را برای یک سفره یخچالی با جنس ماسه سخت نشده به ترتیب برابر $1/5$ و 2 فرض کرده و آبدهی ویژه را برای نقاط مختلف دشت مورد مطالعه خود با استفاده از فرمول 7 محاسبه کردند. سپس مقدار آبدهی ویژه نقاط مختلف منطقه را با استفاده از نموداری که پریس و تاد در سال 1969 بر اساس تخلخل و اندازه دانه ها ارائه دادند، محاسبه کردند و از مقایسه این دو نتیجه گرفتند که مقادیر آبدهی ویژه اندازه گیری شده به روش ژئوالکتریک با مقادیر حاصل از نمودار بدست آمده توسط پریس و تاد همبستگی زیادی را نشان می دهد.

فصل سوم: روش انجام مطالعات

۳-۱- بررسی هیدروژئوشیمیایی سفره آهکی دشت ارکان

به علت عدم وجود آب سطحی در منطقه دشت ارکان بجنورد، نمونه برداری تنها به آب زیرزمینی منطقه محدود شده است. به منظور تامین آب شرب شهر بجنورد و همچنین ارکان تعداد ۸ حلقه چاه در دشت ارکان حفر شده است. این چاه ها دارای عمقی حدود ۲۵۰ متر بوده که بین ۷۰ تا ۱۳۰ متر آنها در سنگهای آهکی حفر شده است. به منظور مطالعه خصوصیات هیدروژئوشیمیایی سازند آهکی منطقه از تمام چاههای منطقه و همچنین دو چشمه آهکی موجود در بالا دست چاهها نمونه برداری شده است. جهت نمونه برداری، از بطری های پلی اتلینی ۲۵۰ میلی لیتری دارای ۲ درپوش استفاده شد. کلیه نمونه ها از محل خروجی چشمه ها و دهانه چاهها برداشت شده است و هنگام نمونه برداری ظروف نمونه برداری حداقل سه مرتبه با آب مورد نظر شستشو داده شده اند. سپس نمونه برداری به نحوه ای انجام شده است که بطری کاملاً از آب پر شود و هیچگونه حباب هوایی وارد ظرف نمونه برداری نشود. پارامترهای اندازه گیری شده برای آب را می توان به دو بخش پارامترهای اندازه گیری شده در محل نمونه برداری شامل هدایت الکتریکی، اسیدیت، دمای آب و پارامترهای اندازه گیری شده در آزمایشگاه شامل غلظت کاتیونها و آنیونها تقسیم کرد.

۳-۱-۱- پارامترهای اندازه گیری شده در محل نمونه برداری

از میان پارامترهای اندازه گیری شده برای نمونه های آب زیرزمینی، سه پارامتر هدایت الکتریکی، اسیدیت و درجه حرارت آب در محل نمونه برداری برای تمام نمونه ها در خرداد ۱۳۸۶ که حدوداً پایان دوره تر می باشد اندازه گیری شده اند. نحوه اندازه گیری این پارامترها به طور مختصر ارائه می شود.

الف- اندازه گیری هدایت الکتریکی آب

مقدار هدایت الکتریکی (EC) برای تمام نمونه های آب در محل نمونه برداری در محل، توسط دستگاه EC متر مربوط به شرکت HACH اندازه گیری شده است. این اندازه گیری در خرداد ۱۳۸۶ که حدوداً پایان دوره تر می باشد، انجام شده است. دقت این دستگاه برای اندازه گیری هدایت الکتریکی در محدوده کمتر از ۲۰۰۰ میکروموس بر سانتی متر برابر با یک میکروموس بر سانتیمتر است.

ب- اندازه گیری اسیدیته آب

اندازه گیری مقدار اسیدیته یا pH برای تمام نمونه های آب همانند با هدایت الکتریکی در محل نمونه برداری انجام شده است. برای اندازه گیری اسیدیته از دستگاه pH متر مدل SUNTEX SP-701 استفاده شده است. دقت این دستگاه برای اندازه گیری pH برابر با ۰.۱٪ می باشد. لازم به ذکر است که قبل از اندازه گیری pH، با استفاده از محلول های بافر ۴ و ۷، pH متر مذکور واسنجی شده است.

ج- اندازه گیری درجه حرارت آب

درجه حرارت آب برای تمام نمونه ها در محل نمونه برداری همزمان با دو پارامتر فوق الذکر (هدایت الکتریکی و اسیدیته) اندازه گیری شده است. این اندازه گیری به وسیله دماسنج جیوه ای با دقت ۰/۵ درجه سانتی گراد در محل نمونه برداری انجام شده است.

۲-۱-۲- پارامترهای اندازه گیری شده در آزمایشگاه

علاوه بر پارامترهای اندازه گیری شده در محل نمونه برداری، برای تمام نمونه ها غلظت کاتیونها و آنیونهای اصلی شامل K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- در آزمایشگاه پارک علم و فناوری استان سمنان اندازه گیری شده است.

۳-۱-۳- پارامترهای محاسبه شده

الف- کل مواد جامد محلول

کل مواد جامد محلول (TDS) شامل مجموع مواد جامدی است که در آب محلول است، ولی شامل رسوبات معلق، کلوئیدها و گازهای محلول نمی شود. اگر تمام مواد جامد محلول در آب به وسیله آزمایش شیمیایی دقیقاً تعیین شود، مجموع عددی تمام آنها برابر TDS است. TDS بر حسب میلی گرم در لیتر یا ppm بیان می شود. آنچه که معمولاً اندازه گیری و در گزارش های شیمی آب ذکر می شود، باقیمانده حاصل از تبخیر آب و خشک کردن بعدی باقیمانده خشک آن است. البته باید توجه داشت آنچه که پس از تبخیر باقی می ماند با موادی که در اصل در آب محلول بوده کاملاً انطباق ندارد (به علت خروج گازها، تبدیل بی کربنات به کربنات، ته نشین شدن سولفات به صورت ژلیس و گرفتن آب تبلور، فرار بودن بعضی مواد و علل دیگر).

ب- تعیین سختی کل

سختی آب (Hardness) به واکنش آب با صابون و رسوبگذاری در ظرفها یا لوله هایی که آب را می جوشانند یا هدایت می کنند، مربوط می شود. آبهایی که مقدار نسبتاً زیادی املاح کلسیم و منیزیم داشته باشند، با صابون به خوبی کف نمی کنند، به همین جهت سختی را به صورت مجموع غلظت یونهای کلسیم و منیزیم با واحد میلی گرم در لیتر و بر حسب کربنات کلسیم معادل آنها بیان می کنند و آن را (سختی کل) می نامند. بنابراین سختی کل (Total hardness) با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$TH = Ca \times \frac{CaCO_3}{Ca} + Mg \times \frac{CaCO_3}{Mg} \quad (۱-۳)$$

که در این معادله واحد سختی حسب میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم و واحد یونهای کلسیم و منیزیم بر حسب میلی گرم در لیتر می باشد.

ج- محاسبه نسبت کلسیم به منیزیم

(Ca/Mg) در سفره های کارستی کربناته شاخص بسیار مناسبی برای تشخیص سفره های کارستی آهکی از سفره های کارستی دولومیتی است. چنانچه نسبت غلظت یون کلسیم به یون منیزیم نزدیک به یک باشد مربوط به سفره های دولومیتی و نسبت بین ۲ تا ۱۰ مربوط به سفره های کارستی آهکی می باشد. در صورتیکه نسبت بالای ۱۰ در آبهای زیرزمینی مناطق کارستی مشاهده شود، نشانگر درصد خلوص بالاتر و یا وجود کانی های ژیپس یا انیدرید در تشکیلات آهکی است. نسبت های کمتر از ۱ در تشکیلات آهکی مشاهده نمی شود به استثنای مواردی که فرار گاز دی اکسید کربن از آب زیرزمینی در لایه آبدار دولومیتی موجب رسوب کلسیت یا آراگونیت گردد و به این ترتیب غلظت یون منیزیم در آب بالا برود.

د- درصد خطای آزمایش

برای برآورد مقدار خطای آزمایش از رابطه زیر استفاده می شود:

$$\text{Error \%} = \frac{|\sum A - \sum C|}{(\sum A + \sum C)/2} \times 100 \quad (2-3)$$

در این فرمول $\sum A$ مجموع آنیونها و $\sum C$ مجموع کاتیونها می باشد. همچنین غلظت یونهای اصلی بر حسب میلی اکی والان بر لیتر (meq/lit) است.

ه- درصد سدیم

سدیم در بیشتر منابع آب وجود دارد و مقدار آن به ویژه در آبی که جهت کشاورزی استفاده می شود اهمیت دارد. درصد سدیم (Sodium Percentage) می تواند به دو صورت بر گیاهان تاثیر بگذارد:

۱- از طریق تخریب ساختمان خاک و پخش دانه های رس (به جای چسبیدن) و تغییر وضعیت هوادهی و حرکت آب در خاک ۲- به واسطه سمی بودن سدیم برای بعضی از گیاهان (از طریق برگ یا ریشه). اگر

رس های موجود در خاک سدیم جذب کنند، بسیار چسبناک می شوند و نفوذ پذیری آن خاک کاهش می یابد. این پارامتر از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\% Na = \frac{Na}{Na + K + Ca + Mg} \times 100 \quad (3-3)$$

و- نسبت جذب سدیم

نسبت جذب سدیم (Sodium Adsorption Ratio) نسبت یون های سدیم را در یک نمونه آب نسب به یون کلسیم و منیزیم نشان می دهد. این نسبت (SAR) برای پیش بینی خطر سدیم در آبهای با میزان کربنات بالا به کار می رود. در صورتی که نسبت جذب سدیم کمتر از ۴ باشد مشکلی از لحاظ سدیم وجود ندارد. با افزایش این نسبت از میزان ۸ معمولاً مقدار سدیم زیاد است و می تواند باعث بر هم زدن بافت خاک و کاهش نفوذ پذیری آن شود. این پارامتر از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{(Ca + Mg)/2}} \quad (4-3)$$

ز- نسبت های هم کاتیونی و هم آنیونی

به منظور بررسی کاتیونها و آنیونهای غالب در نقاط مختلف دشت ارکان از نسبت های $Cl/\Sigma Anions$ و $Na/\Sigma Cations$ استفاده شده است. در این نسبتها واحد اندازه گیری بر حسب میلی اکوی والان بر لیتر است.

۳-۲- بررسی خصوصیات هیدرودینامیکی سفره های کارستی با استفاده از آنالیز داده های آزمایش پمپاژ

۳-۲-۱- آماده سازی داده های آزمایش پمپاژ

قبل از آنالیز داده های آزمایش پمپاژ، این داده ها را باید برای آنالیزهای مختلف آماده سازی نمود. میزان افت چاه یکی از مواردی است که باید محاسبه شود. برای محاسبه میزان افت چاه به این صورت عمل می شود که سطح اولیه آب در چاه به عنوان سطح مبنا در نظر گرفته می شود و سطوح بعدی که تحت تاثیر پمپاژ قرار می گیرند از سطح مبنا کسر می شود. مقادیر بدست آمده میزان افت چاه را در زمان های مختلف نشان می دهد.

۳-۲-۲- تصحیح داده های آزمایش پمپاژ

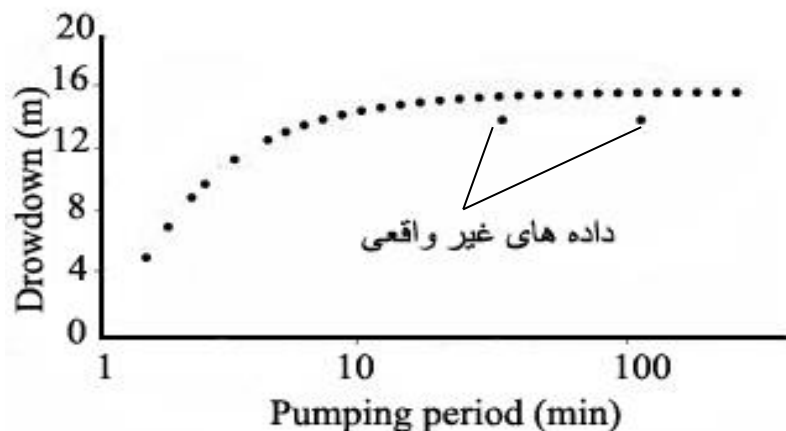
الف- حذف اثر ذخیره داخل چاه

روش های استاندارد آنالیز داده های آزمایش پمپاژ با فرض اینکه ذخیره داخل چاه ناچیز می باشد، انجام می پذیرد. در مورد چاه های با قطر زیاد (دهانه گشاد) مقدار ذخیره داخل چاه حائز اهمیت بوده و بر مقدار افت تأثیر می گذارد. قطر چاه های پمپاژ در این تحقیق زیاد نبوده، اما برای دوری از اثر ذخیره چاه و احتیاط لازم، داده های افت اولیه کنار گذاشته می شوند. با توجه به میزان دبی پمپاژ، داده های افت مربوط به ۱ الی ۱۰ دقیقه اول آزمایش حذف می شوند.

ب- حذف داده های غیرواقعی

در نمودارهای افت- زمان مربوط به چاههای پمپاژ، مشاهده ای و یا پیزومتری می توان نقاط یا دسته داده هایی را مشاهده نمود که حالت غیر واقعی دارند (برای مثال شکل ۳-۱). اغلب این داده های غیر واقعی یک حالت برگشت در افت، به معنی بالا آمدن سطح آب را نشان می دهند. چنین خطاهایی باعث ایجاد

خطا در تخمین پارامترهای سفره می شوند و در صورت انحراف زیادشان نسبت به داده های معمولی خطای قابل توجهی را ایجاد می کنند. بنابراین چنین نقاط مشکل ساز از داده های اصلی حذف می شوند. علاوه بر این، بعضی از دسته داده های آزمایش بلند مدت می توانند تحت تأثیر بارندگی در منطقه و یا حتی به دلیل نفوذ آب پمپاژی به داخل زمین (به خاطر اینکه کانال انتقال آب قبل از شعاع تأثیر چاه پمپاژی بوده باشد) قرار گیرند و بالا آمدگی قابل توجهی را در سطح آب نشان دهند. در چنین شرایطی این بخش از داده ها که تحت تأثیر نفوذ آب به داخل زمین قرار گرفته اند بایستی حذف شوند.



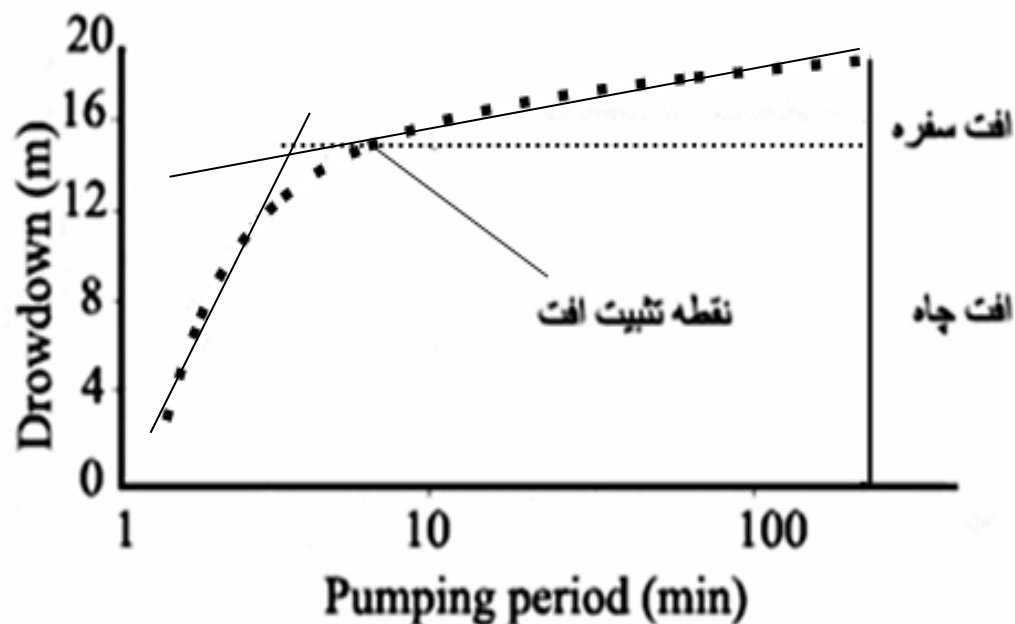
شکل ۳-۱- داده های غیر واقعی مربوط به چاه پمپاژ (Karami and Younger 2002)

ج- تصحیح اثر افت چاه

از مجموعه داده های آزمایش پمپاژ بدست آمده، می توان مشاهده نمود که بخش قابل توجهی از کل افت مربوط به افت چاه می باشد. مقدار افت چاه به پارامترهای زیادی وابسته است که مهمترین آنها شامل افت مربوط به صافی شنی، لوله جدار (افت شبکه)، و همچنین دبی پمپاژ می باشد. از آنجایی که این پارامترها در چاه های مختلف متفاوت می باشند، مقدار افت چاه در چاه های مختلف یکسان نیست.

کرمی و یانگر (Karami and Younger 2002) روشی را برای مشخص کردن افت چاه از افت سفره هم در آزمایشات پمپاژ با دبی ثابت و هم در آزمایشات افت پله ای ارائه نموده اند. روش انجام کار به این صورت است که در آزمایشات پمپاژ با دبی ثابت که داده های افت در برابر زمان بر روی یک کاغذ نیمه لگاریتمی

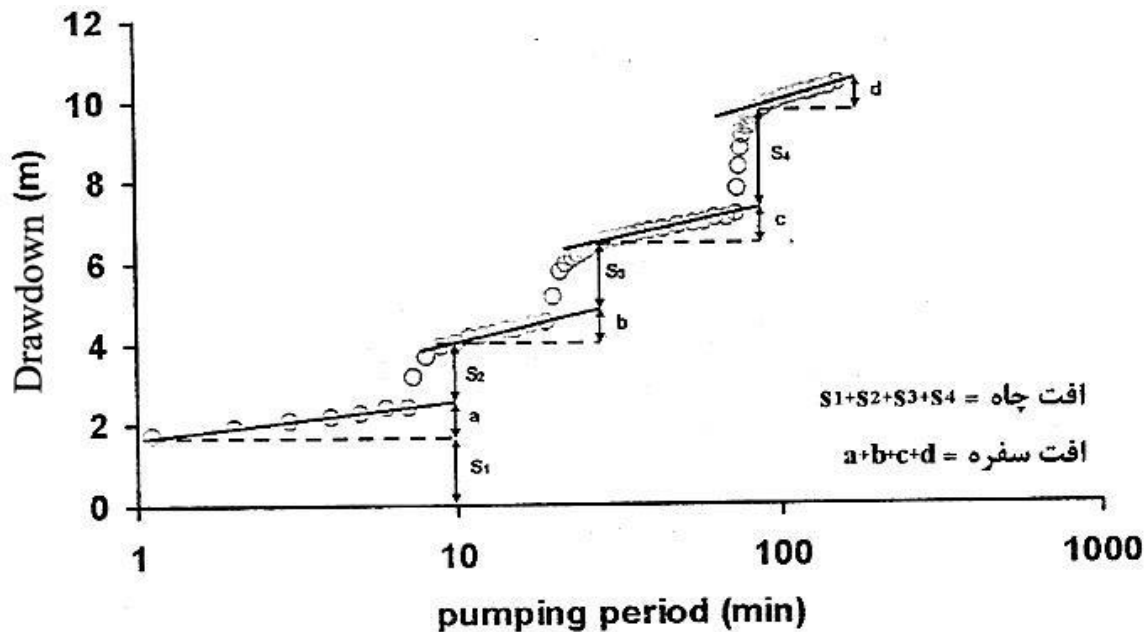
(زمان بر محور لگاریتمی) ترسیم می شوند، از نقطه‌ای که میزان افت ثابت می شود می توان افت چاه را از افت سفره مجزا نمود. شکل (۳-۳) به طور مثال روش پیشنهادی برای جدا کردن افت چاه از افت سفره را در آزمایشات پمپاژ با دبی ثابت نشان می دهد. با توجه به شکل (۳-۳) از نقطه ای که میزان افت ثابت شده یک خط به موازات محور طول ها ترسیم می شود، زیر خط افقی افت مربوط به چاه و بالای آن افت مربوط به سفره در نظر گرفته می شود، که با توجه به شکل زیر این دو بخش کاملاً از هم تفکیک شده اند.



(Karami and Younger 2002)

در آزمایشات افت پله ای نیز روند کار به این صورت است که ابتدا داده های افت در برابر زمان بر روی یک کاغذ نیمه لگاریتمی (زمان بر روی محور لگاریتمی) ترسیم می شوند، به دلیل آنکه چنین آزمایشاتی چندین پله را شامل می شوند، در هر پله نقطه ثابت شدن افت را مشخص نموده و افت چاه و افت سفره را در هر پله جداگانه بدست می آوریم. شکل (۳-۳) به طور مثال روش ارائه شده جهت جدا کردن افت چاه از

افت سفره را در آزمایش افت پله ای نشان می دهد. با توجه به روش ارائه شده مقدار افت برای تمام آزمایش های پمپاژ محاسبه شده و اثر آن تصحیح شده است.



شکل ۳-۳- روش ارائه شده جهت جدا کردن افت چاه از افت سفره در آزمایش افت پله ای
(Karami and Younger 2002)

۳-۲-۳- روش بکارگرفته شده برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ

به منظور برآورد قابلیت انتقال و ضریب ذخیره در محدوده دشت ارکان (که سفره کارستی می باشد)، از روش های مختلف آنالیز داده های آزمایش پمپاژ استفاده شده است. مهمترین روش های کاربردی که برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ با دبی ثابت مورد استفاده شده شامل روش های تایس (Theis 1935) و کوپر-ژاکوب (Cooper and Jacob 1946) می باشد و در تفسیر داده های آزمایش افت پله ای از روش ایدن-هیزل (Eden and Hazel 1973) استفاده شده است.

۳-۲-۴- نرم افزار مورد استفاده برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ

به منظور بکارگیری روش های تایس و کوپر- ژاکوب از نرم افزار $Aquifer^{win32}$ استفاده شده است. این نرم افزار به عنوان یک نرم افزار استاندارد، توسط EA (Environmental Agency) انگلستان تهیه شده است. تعیین خصوصیات هیدرودینامیکی سفره های آب زیرزمینی برای شرایط مختلف از جمله سفره های با سازندهای درزه و شکافدار (سازند سخت) با استفاده از این نرم افزار به صورت دستی و اتوماتیک به سادگی امکان پذیر است.

۳-۳- بررسی خصوصیات سفره های کارستی با استفاده از داده های ژئوالکتریک

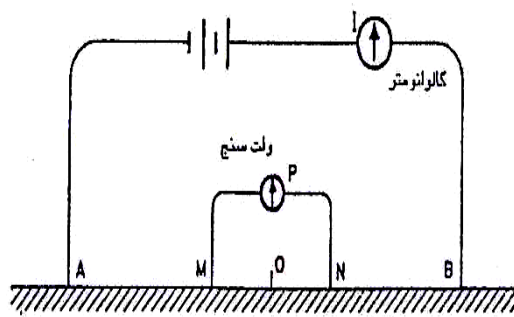
۳-۳-۱- روش ژئوفیزیکی مورد استفاده

روشهای ژئوفیزیک متنوع اند، ولی معمولی ترین روش مورد استفاده در مطالعه آبهای زیرزمینی روش (مقاومت ویژه) ژئوالکتریک است، که در این تحقیق نیز بکار گرفته شده است. روش های ژئوالکتریکی شامل مقاومت ویژه، پتانسیل خودزا، پولاریزاسیون القایی و روش تلوریک می باشد. در اینجا روش مقاومت ویژه مورد استفاده قرار گرفته است. طرز کار در روش ژئوالکتریک به این ترتیب است که با استفاده از دو الکتروود (AB)، یک جریان الکتریسیته از زمین عبور می دهند و به وسیله دو الکتروود دیگر (MN)، که در روی یک خط بین الکتروودهای فرستنده جریان قرار دارند، اختلاف پتانسیل حاصله اندازه گیری می شود. فاصله الکتروودهای فرستنده جریان حدود ۱۰ تا چند صدمتر است، که بستگی به عمق مورد نظر دارد. با توجه به شدت جریان به کار رفته و اختلاف پتانسیل های اندازه گیری شده، مقاومت ویژه ظاهری (ρ_a) عمقی از زمین به دست می آید. این مقاومت ویژه ظاهری، متوسط وزنی مقاومت های ویژه حقیقی لایه ها تا عمقی است که تحت تأثیر میدان الکتریکی قرار گرفته است. مقاومت ویژه ظاهری مواد در زیر زمین را می توان به عنوان ضریب تناسب در معادله ای که مقاومت اندازه گیری شده میدان الکتریکی (R) را به

طول متوسط مسیر جریان (L_C) و سطح مقطع متوسط میدان الکتریکی (A_C) مربوط می کند، تعریف کرد:

$$R = \rho_a \frac{L_C}{A_C} \quad (5-3)$$

R برحسب اهم و ρ_a برحسب اهم متر (Ωm) بیان می شود. در لایه های آبدار، با افزایش تخلخل، کاهش مقدار آب و کاهش املاح محلول در آب، ρ_a افزایش پیدا می کند. مقادیر ρ_a از کمتر از یک اهم متر در رسوبات رسی حاوی آب شور تا بیش از 10^8 اهم متر در سنگهای آذرین تغییر می کند. سنگ های هوازده ρ_a کمتری دارند. در لایه های آبدار آبرفتی حاوی آب شیرین، مقدار ρ_a در حدود ۱۵ تا ۶۰۰ اهم متر است. مقادیر کمتر از ۱۰ اهم متر نمایانگر رسوباتی نظیر رس و مارن یا لایه های دارای آب شورند (صداقت ۱۳۷۳). در این تحقیق از آرایش شولومبرگر استفاده شده است، (گزارش مطالعات ژئوالکتریک دشت بجنورد، طوس آب ۱۳۸۴) (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- آرایش شولومبرگر (صداقت ۱۳۷۳)

۳-۳-۲- تخمین میزان تخلخل و ضریب آبدهی ویژه لایه آبدار به کمک داده های مقاومت الکتریکی
میزان تخلخل لایه آبدار بر اساس معادله آرچیه (Archie 1924) محاسبه شده است، که به صورت ذیل بیان می شود:

$$FF = \phi^{-m} \quad (6-3)$$

ϕ برابر تخلخل لایه آبدار (بدون بعد) و m ضریبی است که به درجه سیمانی شدن دانه های تشکیل دهنده سفره وابسته است (Archie این معادله را برای سنگ های متخلخل سخت بکار برد). FF نیز فاکتور سازند (Formation Factor) می باشد، که از نسبت مقاومت الکتریکی لایه آبدار به مقاومت الکتریکی آب به دست می آید.

$$FF = \frac{\rho}{\rho_w} \quad (۷-۳)$$

که در این رابطه a ضریب هندسی فضای خالی سنگ بوده و مقدار آن برابر یک در نظر گرفته می شود و مقدار $m=۱,۵$ و $n=۲$ در نظر گرفته می شود.

ضریب آبدی ویژه یک سفره را می توان با استفاده از معادله برگرفته شده از معادله (Archie 1942) به صورت ذیل بدست آورد (Frohlich and Kelly 1988):

$$S_y = \left(\frac{\rho_w}{\rho_{sat}} \right)^{\frac{1}{m}} \left[1 - \left(\frac{\rho_{sat}}{\rho_{dry}} \right)^{\frac{1}{n}} \right] \quad (۸-۳)$$

که در این رابطه ρ_{sat} مقاومت زون اشباع به اهم متر، ρ_{dry} مقاومت غیر اشباع به اهم متر و ρ_w مقاومت آب به اهم متر، m و n نیز ثابت های سفره مورد بررسی می باشند.

فصل چهارم: بررسی خصوصیات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی منطقه ارکان بجنورد

۴-۱- بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی آبخوان دشت ارکان بجنورد

بررسی خصوصیات شیمیایی یک نمونه آب مستلزم تجزیه شیمیایی آن است. تجزیه شیمیایی کامل یک نمونه آب زیرزمینی عبارت است از تعیین غلظت کلیه مواد معدنی که در آن نمونه وجود دارد. تجزیه شیمیایی تعداد زیادی نمونه آب، انبوهی از داده ها را فراهم می آورد که باید برای هدفهای معین مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرند. این تجزیه و تحلیل ها از نظر حل بسیاری از مسایل عملی از قبیل مناسب بودن آب برای یک منظور خاص، مطالعه اختلاط آبهای از منابع مختلف، وضعیت کیفی آبهای زیرزمینی در یک منطقه، تأثیر سازندهای مختلف بر روی کیفیت آبها، بررسی منشأ شوری، تغییرات کیفیت آب در مسیر حرکت آن، تغییرات کیفیت آب در طول زمان، تأثیر استخراج آب بر روی کیفیت و بسیاری مسایل دیگر مفید است. به منظور تجزیه و تحلیل داده های هیدروژئوشیمیایی از نمودارهای کیفی و یا نقشه های کیفی استفاده می شود. به عنوان مثال می توان به نمودار پایپر و نقشه هدایت الکتریکی اشاره نمود. به منظور بررسی هیدروژئوشیمیایی آبخوان منطقه از چاهها و دو چشمه که در داخل آهک (در مجاورت دشت) بودند نمونه برداری شده است که برای تمام نمونه ها غلظت کاتیونها و آنیونهای اصلی اندازه گیری شده است. همچنین برای تمام نمونه ها مقادیر هدایت الکتریکی و pH در محل نمونه برداری اندازه گیری شده است. نتایج حاصل از اندازه گیری های فوق در جدول (۴-۱) ارائه شده است.

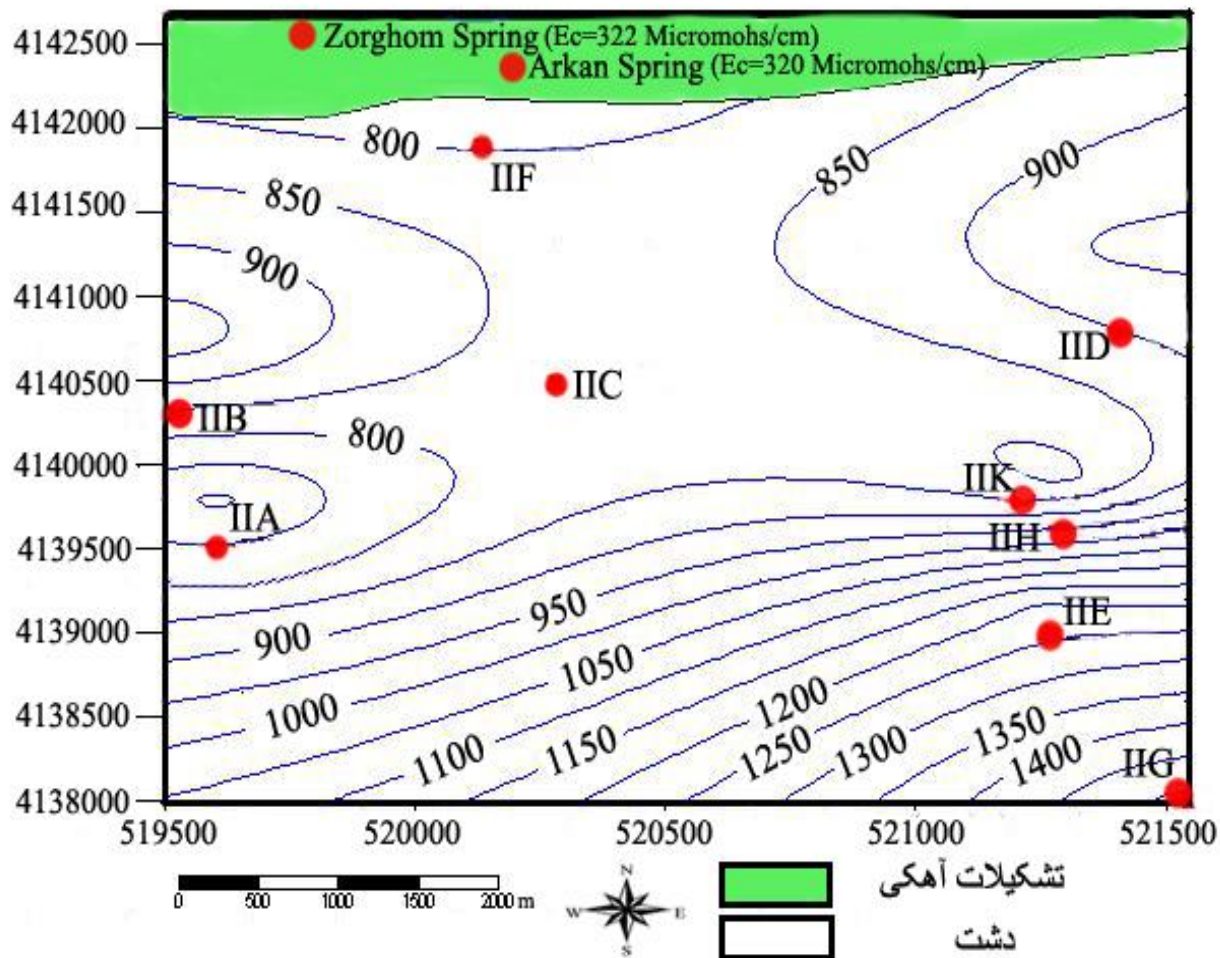
جدول ۴-۱- غلظت یونهای اصلی، هدایت الکتریکی و pH در منطقه ارکان

شماره نمونه	pH	EC µmhos/cm	K ⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	CL ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
IIA	8.38	689	2.00	87.86	29.47	55.13	10.97	295.68	96.91	139.69
IIB	8.33	987	2.34	182.85	37.95	57.14	12.95	373.44	179.98	164.73
IIC	7.08	826	1.00	118.01	30.48	58.14	13.05	33.12	124.06	170.05

۴-۱-۱- بررسی هدایت الکتریکی در منطقه مورد مطالعه

هدایت الکتریکی (Electrical conductivity) معیاری جهت سنجش توانایی یک محلول برای انتقال الکتریسیته است. از آنجائیکه این توانایی تابعی از حضور یون های موجود در یک محلول می باشد، هدایت الکتریکی آب به لحاظ رابطه مستقیم با کل مواد جامد حل شده در آب، یکی از مهمترین خصوصیات شیمیایی آب می باشد (Shuster and White 1971, Todd 1980). از مهمترین پارامترهایی که در یک حوضه به خصوص بر روی مقدار هدایت الکتریکی تاثیر می گذارد جنس لایه های زمین و مدت زمان اقامت آب در داخل زمین می باشد. در منطقه مورد مطالعه، دو چشمه ای که نمونه برداری از آنها صورت گرفته است در داخل سازند تیرگان می باشند و یکسان بودن جنس تشکیلات در این دو چشمه باعث شده که دارای مقادیر هدایت الکتریکی تقریباً یکسانی باشند. در دشت ارکان چاهها در نقاط مختلف حفر شده اند و طبق لاگ حفاری که از آنها بدست آمده مشخص شده است که نوع لیتولوژی و ضخامت آنها با

یکدیگر متفاوت است و این لیتولوژی ها تاثیرات متفاوتی بر روی مقادیر هدایت الکتریکی ایجاد کرده اند. به منظور بررسی مقادیر هدایت الکتریکی در منطقه، نقشه هدایت الکتریکی دشت ترسیم شده است (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- نقشه هدایت الکتریکی دشت ارکان

با توجه به نقشه هدایت الکتریکی دشت ارکان، مقدار هدایت الکتریکی در آهکها (بالا دست دشت) حدود ۳۲۰ میکرو موس بر سانتی متر است. این موضوع بیانگر این است که طول مسیر حرکت در آهکها نسبتاً کم بوده و لیتولوژی های مخرب کیفیت در حوضه آگیر چشمه ها نبوده است. شیب توپوگرافی از شمال دشت به سمت جنوب است و مقادیر هدایت الکتریکی از جهت شمال دشت به سمت جنوب افزایش می یابد. در چاه IIG که در جنوب شرق دشت واقع شده و فاصله ای حدود ۱۰ کیلومتر از چشمه های آهکی

بالا دست دشت دارد، مقدار هدایت الکتریکی به حدود ۱۵۰۰ میکرو موس بر سانتی متر می رسد. با توجه به نقشه هدایت الکتریکی دشت، ناهمگنی در نقاط مختلف منطقه مشاهده می شود، همچنین شیب افزایش هدایت الکتریکی یکسان نیست. هم چنین در محدوده بعضی چاه ها (IIA, IIB, IID) تغییرات هدایت الکتریکی با روند عمومی منطقه همخوانی ندارد، که علت اصلی این تغییرات ناهمگنی سفره در بخش سنگی آن می باشد.

۴-۱-۲- بررسی اسیدیت

اسیدیت یا pH غلظت یون هیدروژن را در آب مشخص می کند. مقدار اسیدیت آب می تواند بر روی قابلیت انحلال مواد و فعالیت های بیولوژیکی اثر بگذارد. pH آب آلوده نشده اساساً رابطه بین دی اکسید کربن آزاد با مقدار کربنات و بی کربناته را نشان می دهد. آب های طبیعی معمولاً دارای pH بین ۶ تا ۸/۵ می باشند و اکثر آنها به علت انحلال کربنات و بی کربنات های قلیایی پوسته زمین کمی قلیایی می باشند (Todd 1980). با توجه به اندازه گیری های انجام شده مقدار pH در آبهای زیرزمینی منطقه ارکان بین ۷/۹۸ تا ۸/۳۸ واحد متغیر است. بنابراین تمام آبهای منطقه اندکی قلیایی می باشند و علت آن وجود سازندهای آهکی موجود در منطقه می باشد میانگین pH در منطقه ۸/۲۳ می باشد.

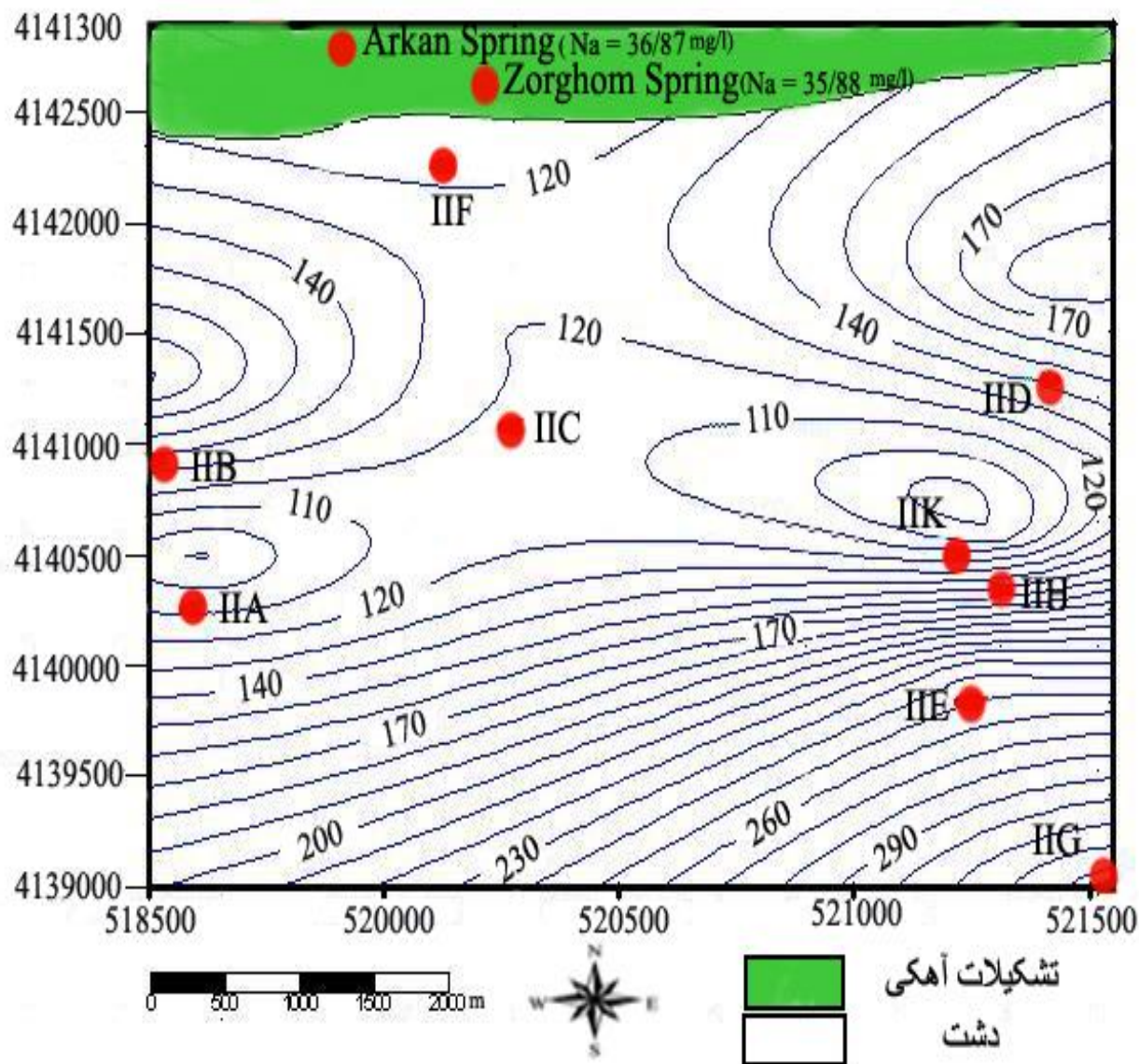
۴-۱-۳- بررسی غلظت کاتیون ها و آنیون های اصلی

به منظور بررسی غلظت کاتیون ها و آنیون های اصلی، غلظت آنیونها و کاتیونها بر حسب میلی اکی والان در لیتر محاسبه شده است. جدول (۲-۴) غلظت یونهای اصلی بر حسب میلی اکی والان بر لیتر و درصد خطای آزمایش را نشان می دهد.

عنصر سدیم علاوه بر اینکه یکی از عناصر فراوان می باشد، به علت حلالیت زیاد آن در آب، در بیشتر منابع آب طبیعی یافت می شود. افزایش غلظت سدیم در آب زیرزمینی باعث تاثیر بر طعم آب و مقادیر بالای غلظت آن زیان آور است (صداقت ۱۳۸۲). بر اساس استاندارد، WHO غلظت معادل ۲۰ میلی گرم بر لیتر را به عنوان حد مطلوب پیشنهاد می کند و حداکثر غلظت را ۱۵۰ میلی گرم بر لیتر پیشنهاد می نماید. در منطقه مورد مطالعه، کمترین مقدار غلظت سدیم مربوط به چشمه زرقوم (۳۵/۸۸ میلی گرم بر لیتر) در شمال غرب دشت و بیشترین غلظت سدیم مربوط به چاه IIG (۳۸۸/۱۷ میلی گرم بر لیتر) در جنوب شرق دشت می باشد. به منظور بررسی روند تغییرات سدیم در منطقه مورد مطالعه نقشه سدیم ترسیم شده است (شکل ۴-۲). بر اساس نقشه سدیم ملاحظه می شود که روند تغییرات این کاتیون کم و بیش شبیه به روند عمومی تغییرات هدایت الکتریکی است. به این ترتیب که غلظت سدیم از سمت شمال دشت به سمت جنوب افزایش می یابد.

جدول ۴-۲- غلظت یونهای اصلی (برحسب میلی اکی والان بر لیتر) و محاسبه درصد خطای آزمایش

شماره نمونه	K ⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	Mg ²⁺ meq/l	Ca ²⁺ meq/l	NO ₃ ⁻ meq/l	SO ₄ ²⁻ meq/l	Cl ⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	خطای آزمایش به درصد (%)
IIA	0.051	3.82	2.33	2.75	0.17	3.08	2.73	2.29	0.72
IIB	0.061	7.95	3.00	2.85	0.20	3.89	5.07	2.74	2.00
IIC	0.051	5.17	2.41	2.93	0.22	3.47	3.52	2.95	0.36
IID	0.076	8.17	2.21	3.00	0.24	4.06	4.84	3.11	1.00
IIE	0.097	10.30	3.25	2.72	0.24	5.13	6.86	3.44	0.74
IIF	0.038	3.69	2.33	2.83	0.22	3.12	2.68	2.37	0.46
IIG	0.166	14.73	3.08	2.14	0.70	6.87	5.91	4.26	2.33
IIH	0.076	3.95	2.41	2.95	0.19	2.33	3.38	2.86	0.57
IIK	0.046	3.73	2.41	2.83	0.19	3.24	3.32	2.86	2.52
Arkan Spring	0.000	1.63	0.916	1.42	0.16	0.54	0.69	2.37	0.15
Zorghom Spring	0.025	1.56	0.916	1.45	0.22	0.58	0.67	2.29	0.18



شکل ۴-۲- نقشه سدیم دشت ارکان (غلظت بر حسب میلی گرم بر لیتر)

ب- پتاسیم

پتاسیم با وجود اینکه یکی از عناصر فراوان می باشد، غلظت آن در اغلب آبهای طبیعی از ۲۰ میلی گرم بر لیتر افزایش نمی یابد، زیرا این عنصر در بین یونهای ساختار میکا و سایر کانیهی رسی موجود در خاک

گیر افتاده و به راحتی از این ساختار خارج نمی شود. دستور العمل های مجمع اروپایی و WHO، حداکثر غلظت را ۱۲ میلی گرم بر لیتر و غلظت ۱۰ میلی گرم بر لیتر را به عنوان مقدار مطلوب پیشنهاد می کنند. بیشترین غلظت یون پتاسیم اندازه گیری شده مربوط به نمونه IIG می باشد و کمترین غلظت یون پتاسیم مربوط به نمونه چشمه زرقوم می باشد. مقدار یون پتاسیم در نمونه های آب برداشت شده از سایر کاتیونها کمتر بوده و مشکلی از نظر شرب ندارد.

ج- کلسیم

از نظر تندرستی زیاد بودن غلظت کلسیم در آب اهمیت چندانی ندارد و زیادی کلسیم به صورت رسوب در آب ته نشین می گردد. کلسیم همراه با کربنات و بی کربنات سختی موقت و با سولفات ها، کلرورها و نیترات ها سختی دائم را ایجاد می کند (عودی ۱۳۷۳). سازمان بهداشت جهانی، حداکثر غلظت کلسیم را ۲۰۰ میلی گرم بر لیتر کربنات کلسیم پیشنهاد می نماید. همچنین حداکثر غلظت قابل قبول برای کلسیم در آبهای آشامیدنی ۷۵ میلی گرم بر لیتر ذکر شده است (EPA). مقدار کلسیم برای تمامی نمونه های آب زیرزمینی در دشت ارکان از ۷۵ میلی گرم بر لیتر کمتر است. بیشترین غلظت یون کلسیم مربوط به نمونه چاه IID (۶۰ میلی گرم بر لیتر) است و کمترین غلظت یون کلسیم مربوط به نمونه چشمه ارکان (۲۸/۰۷ میلی گرم بر لیتر) می باشد.

د- منیزیم

منیزیم یکی از عناصر معمولی آب می باشد که نمکهای قابل حل تشکیل می دهد. منیزیم در آب هم سختی کربناته و هم بی کربناته تشکیل داده که معمولاً غلظت آن در مقایسه با اجزاء ترکیبی کلسیم کمتر است. غلظت زیاد منیزیم در آبهای مصرفی منازل به علت تشکیل جرم در ظروف و همچنین به این خاطر که منیزیم دارای خاصیت مدر می باشد به ویژه اگر با مقدار زیادی سولفات توام باشد، قابل قبول نیست (عودی ۱۳۷۳). استاندارد های بین المللی سازمان بهداشت جهانی (WHO 1971)، میزان منیزیم

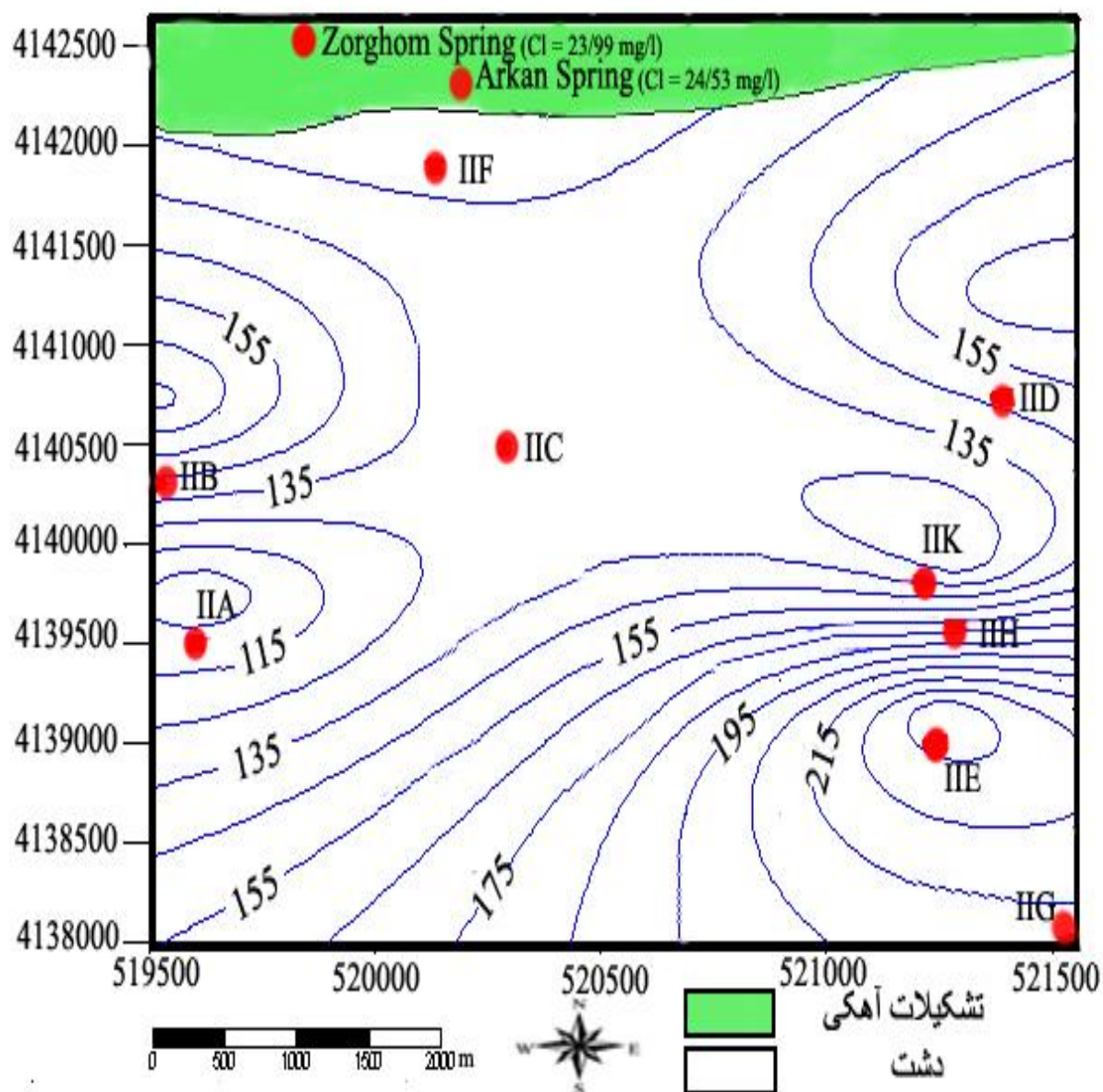
معادل ۳۰ میلی گرم بر لیتر را برای سولفات با غلظت بالا و حداکثر غلظت مجاز ۱۵۰ میلی گرم بر لیتر را به شرط اینکه غلظت سولفات کمتر باشد، پیشنهاد می کند. حداکثر غلظت قابل قبول برای منیزیم در آب شرب ۳۰ میلی گرم بر لیتر است (EPA). که بر اساس این استاندارد غلظت یون منیزیم در نمونه های (IIB, IIC, IIE, IIG, IIH, IIK) بیشتر از حد ذکر شده می باشد.

ه- کلرور

کلر از یون های شاخص غیر واکنشی است، یعنی تحت تاثیر تبادل یونی، جذب یونی و تبادلات بیولوژیک و فعالیتهای رادیواکتیو قرار نمی گیرد. با توجه به این ویژگی ها و همچنین حلالیت بالای نمک های آن در آب، جدا شدن این یون از آب مشکل است و تنها راه آن یخبندان یا تبخیر بسیار زیاد آب می باشد. کلرورها از رسوبات، از آب دریا، در اثر انجام امور کشاورزی و آبیاری و از فاضلاب های خانگی و صنعتی ناشی می شوند. غلظت کلر در اغلب رودخانه ها و دریاچه ها کمتر از ۵۰ میلی گرم بر لیتر می باشد و هر گونه افزایش قابل توجه غلظت کلرور در آب نشانه ای از آلودگی احتمالی به شمار می آید. موضوع اصلی که در اثر ازدیاد غلظت کلر در آب به وجود می آید، مسئله مورد قبول قرار گرفتن آن به وسیله مصرف کننده است. با وجود اینکه کلرورها معمولاً برای سلامتی انسان مضر نمی باشند، ولی مقدار نمک معمولی یا کلرور سدیم برای بیماران قلبی و کلیوی باید محدود گردد. گر چه میزان دریافت نمک از آب آشامیدنی در مقایسه با نمک مواد غذایی بسیار کمتر است، ولی با وجود این کوشش می شود که غلظت کلرور در آب پایین نگه داشته شود. دستور العمل های مجمع اروپایی و سازمان بهداشت جهانی (WHO 1983)، مقدار کلر معادل ۲۵ میلی گرم بر لیتر را توصیه می نمایند، و معتقدند که اثرات نامطلوب می تواند بالای غلظت بالای ۲۰۰ میلی گرم میتواند اثرات نامطلوب داشته باشد. در استاندارد EPA حداکثر غلظت قابل قبول کلر برای مصرف شرب ۲۰۰ میلی گرم بر لیتر است.

مقدار کلر در نمونه های اندازه گیری شده از این حد مجاز کمتر است. شکل (۳-۴) نقشه کلر را در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد. بر اساس این نقشه ملاحظه می شود که روند عمومی تغییرات این یون کم و

بیش با روند عمومی تغییرات هدایت الکتریکی است. به این ترتیب که، غلظت کلر از سمت شمال دشت به سمت جنوب افزایش می یابد. کمترین مقدار غلظت کلر مربوط به چشمه زرقوم در شمال غرب دشت (۲۳/۹۹ میلی گرم بر لیتر) و بیشترین غلظت مربوط به نمونه چاه IIE (۲۴۳/۵۳ میلی گرم بر لیتر) است.



شکل ۴-۳- نقشه کلر در دشت ارکان بجنورد (غلظت بر حسب میلی گرم بر لیتر)

و- سولفات

سولفات از منابع مختلف می تواند در آب های سطحی و زیرزمینی نفوذ کند. از طریق حل شدن ژئیس (سنگ گچ) یا سایر رسوبات معدنی که حاوی سولفات می باشند، سولفات حاصل از آب دریا، اکسیداسیون سولفیدها، سولفیت ها و تیوسولفات ها در آب های سطحی و فاضلاب های صنعتی در جائیکه سولفات و اسید سولفوریک در صنایع به کار می روند. سولفات در آب آشامیدنی سهم عظیمی در سختی دائم یا غیر کربناتی دارد. غلظت بالای سولفات در تغییر طعم آب موثر بوده و اگر با آنیون های کلسیم و منزیم ترکیب شده باشد اثر ملین دارد. در مناطقی که ساکنین آن ناچار به مصرف آب های با غلظت بالای سولفات هستند و هیچ گونه منبع آب دیگری در دسترس ندارند. به غلظت بالای سولفات عادت می کنند و مسئله ای برای آنها پیش نمی آید. حداکثر غلظت قابل قبول برای سولفات در آب آشامیدنی ۲۵۰ میلی گرم بر لیتر است (EPA 1990). میزان سولفات در نمونه ها در مقایسه با این استاندارد (EPA 1990) بیشتر است. علت غلظت نسبتاً زیاد سولفات و کلر را می توان وجود نهشته های نئوزن در این حوضه دانست. به طور کلی مواد ریزدانه از جمله رس ها و سیلت ها ضمن افزایش سطح تماس آب با دانه های رسوبی، به دلیل پائین بودن میزان نفوذپذیری، سرعت آب زیرزمینی در آنها کم و در نتیجه تبادل یونی بین آب و ذرات جامد زیاد می باشد، بدین ترتیب مقدار املاح آب افزایش می یابد. طول مسیر جریان آب زیرزمینی در یک دشت از محل تغذیه تا تخلیه یکی از فاکتورهایی است که موجب افزایش املاح آب زیرزمینی می گردد. این عامل به خصوص زمانی که بافت رسوبات مسیر ریزدانه باشد به دلیل کاهش سرعت آب زیرزمینی اثرات آن مضاعف می گردد. لذا به همین دلیل، در صورت ثابت بودن شرایط تغذیه آب زیرزمینی، در حین حرکت آب زیرزمینی از نقطه بالا دست جریان به سمت پائین دست عموماً غلظت املاح محلول بیشتر می شود.

ز- نترات

یون نترات از جمله یون هایی است که غلظت آن در آب زیرزمینی، پارامتر مهمی برای ارزیابی کیفیت آب محسوب می شود. نترات در منابع آب می تواند نتیجه آبهایی سطحی، تجزیه مواد آلی و

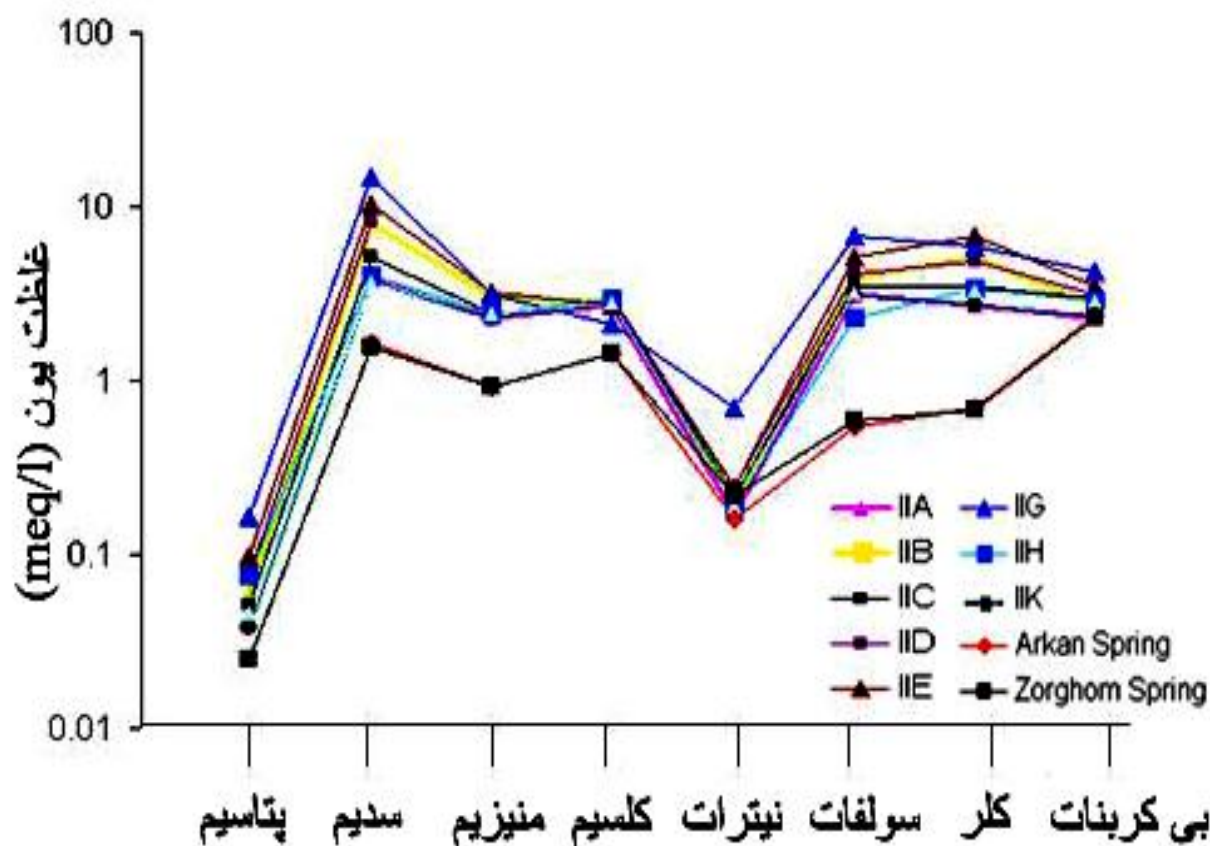
معدنی و فعالیت های انسانی باشد. فعالیت های کشاورزی و استفاده از کودهای شیمیایی و حیوانی، فاضلاب های خانگی همچنین آبیاری زیاد و بارندگی فراوان از جمله عواملی هستند که می توانند غلظت یون نیتрат در آبهای زیر زمینی منطقه را تحت تاثیر قرار دهند. بر اساس استاندارد ارائه شده توسط موسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران (عودی ۱۳۷۳) حداکثر مقدار نیترات موجود در آب آشامیدنی ۴۵ میلی گرم در لیتر بر حسب یون نیترات (NO_3) می باشد. همچنین در استاندارد که اتحادیه اروپا (EC 1987) و (EPA 1990) ارائه داده است حد مطلوب یون نیترات ۲۵ میلی گرم در لیتر و حداکثر مقدار مجاز آن ۵۰ میلی گرم در لیتر عنوان شده است. سازمان بهداشت جهانی (WHO) نیز حد استاندارد غلظت نیترات بر حسب نیترات (NO_3) را ۵۰ میلی گرم در لیتر ذکر کرده است. تمامی نمونه های آب زیرزمینی دشت ارکان غلظتی پائین تر از حد مجاز دارند و خطری از بابت آلودگی آب زیرزمینی به نیترات در منطقه وجود ندارد.

۴-۱-۴- بررسی تغییر غلظت یونها با استفاده از نمودار های مختلف

الف- نمودار شولر

با توجه به نمودار شولر شکل (۴-۴) روند تغییرات در هر نمونه و مقایسه نمونه ها با هم انجام می شود. در اغلب نمونه ها به غیر از نمونه IIC و چشمه های زرقوم و ارکان آنیون غالب سولفات است. آنیون غالب در نمونه IIC، کلر و در نمونه های چشمه های زرقوم و ارکان بیکربنات می باشد. در تمامی نمونه ها کاتیون غالب سدیم است. بیشترین میزان غلظت یون پتاسیم در بین نمونه ها مربوط به نمونه IIG و کمترین مقدار مربوط به چشمه زرقوم است. بیشترین میزان غلظت یون سدیم در بین نمونه ها مربوط به نمونه IIG و کمترین مقدار مربوط به چشمه زرقوم است. بیشترین میزان غلظت یون منیزیم در بین نمونه ها مربوط به نمونه IID و کمترین مقدار مربوط به چشمه زرقوم است. بیشترین میزان غلظت یون نیترات در بین نمونه ها مربوط به نمونه IID و کمترین مقدار مربوط به چشمه ارکان است. بیشترین

میزان غلظت یون سولفات در بین نمونه ها مربوط به نمونه IIG و کمترین مقدار مربوط به چشمه ارکان است. بیشترین میزان غلظت یون کلر در بین نمونه ها مربوط به نمونه IIC و کمترین مقدار مربوط به چشمه زرقوم است. بیشترین میزان غلظت یون بی کربنات در بین نمونه ها مربوط به نمونه IIC و کمترین مقدار مربوط به چشمه زرقوم است. به غیر از دو چشمه ارکان و زرقوم مقدار آنیونها و کاتیونهای اصلی کم و بیش رفتار یکسانی را نمایش می دهند. اگر چه رفتار آنیونها و کاتیونها یکسان است ولیکن در بعضی از موارد اختلاف معنی داری در غلظت یونها دیده می شود. برای مثال غلظت نیترات در چاه IIG که در مقایسه با بقیه چاهها به طور قابل توجهی بیشتر است. علت این امر به علت ورود فاضلاب دامی به سفره مربوط می شود. علت اختلاف در سایر یونهای اصلی به ناهمگنی سفره مربوط می شود.



شکل ۴-۴- نمودار شولر مربوط به غلظت یون های مختلف در آب های زیرزمینی منطقه

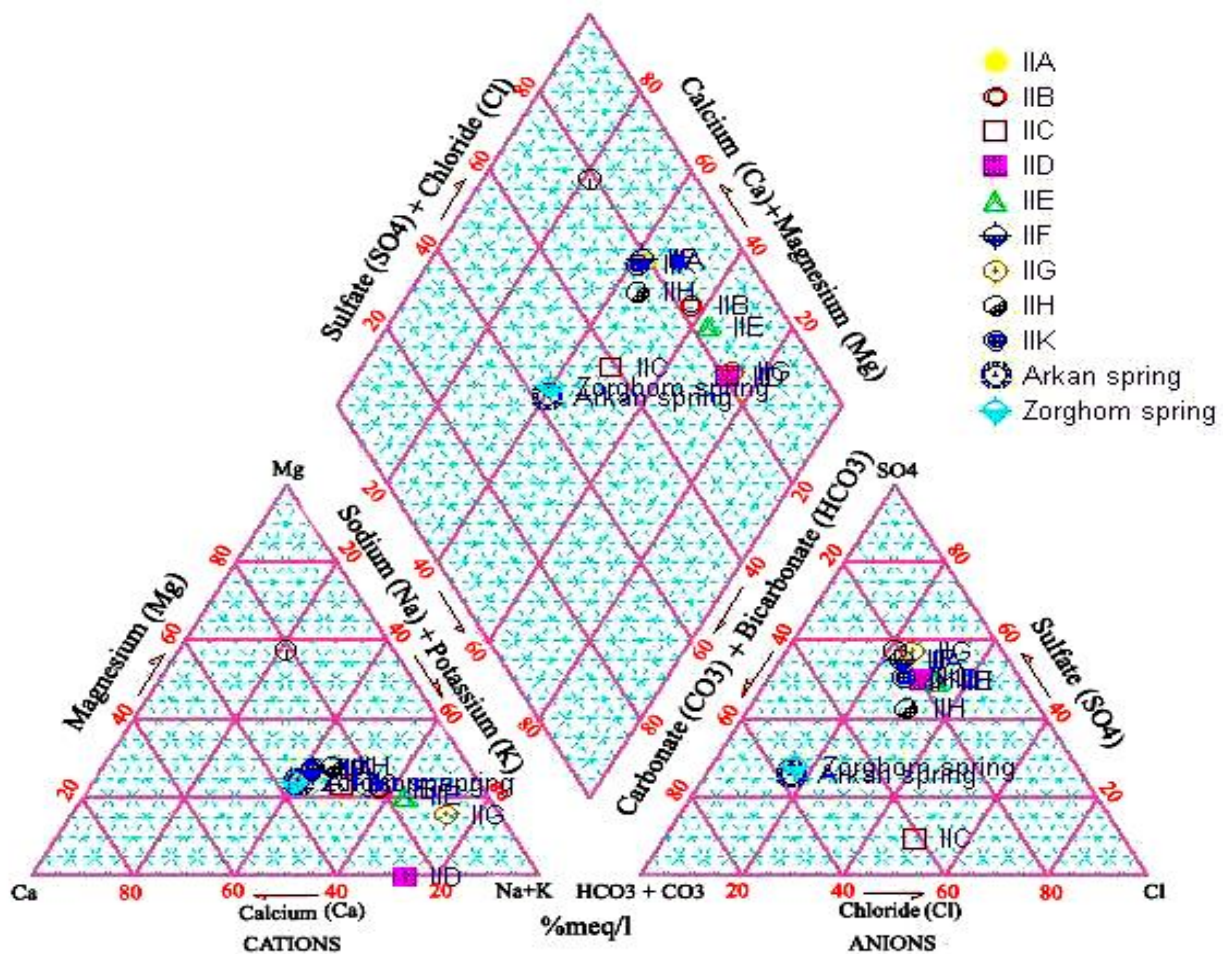
ب- نمودار پایپر

در نمودار پایپر می توان تعداد زیادی نمونه آب زیرزمینی را در یک دیاگرام نشان داد و به سرعت می توان نوع آب را تشخیص داد. به علاوه این نمودار از نظر تعبیر و تفسیر نتایج تجزیه شیمیایی آبها بسیار سودمند است. نمودار پایپر از ترکیب سه میدان مجزا درست شده است. درصد آنیونها و کاتیونها را در میدان های مثلثی و موقعیت ترکیبی آنها را در میدان لوزی شکل پیاده می کنند. درصدها بر اساس مجموع اکسی والان در میلیون یونهاى اصلی محاسبه می شود. در مثلث سمت راست آنیونها و در مثلث سمت چپ کاتیونها پیاده می شود. شکل (۴-۵) نمودار پایپر مربوط به نمونه های آب زیرزمینی دشت ارکان را نشان می دهد. نمودار پایپر ترسیم شده برای نمونه های آب زیرزمینی منطقه بیانگر این است که در نمونه های (IIA, IIC, IIF, IIH, IIK) هیچ زوج آنیون و کاتیونی از ۵۰٪ تجاوز نمی کند و اسیدهای قوی و قلیایی های خاکی غلبه دارند. در نمونه های آب چشمه های ارکان و زرقوم میزان سختی کربناته از ۵۰ درصد تجاوز می کند و یونهای قلیایی خاکی بیش از یونهای قلیایی و نیز اسیدهای ضعیف بیش از اسیدهای قوی می باشد. در نمونه های (IIE, IIB, IID, IIG) قلیایی غیر کربناته از ۵۰ درصد تجاوز می کند و قلیایی ها و اسیدهای قوی غلبه دارند. بخش های بالا دست آبخوان دشت ارکان که از آهک های تیرگان تغذیه گشته و در مجاورت آهک قرار گرفته است (چشمه زرقوم و چشمه ارکان)، دارای تیپ بی کربناته سدیک می باشد و در جهت جریان آب زیرزمینی تیپ آب از بی کربنات سدیک به کلروره سدیک در نمونه IIC و در نمونه های دیگر به سولفات سدیک تبدیل می شود.

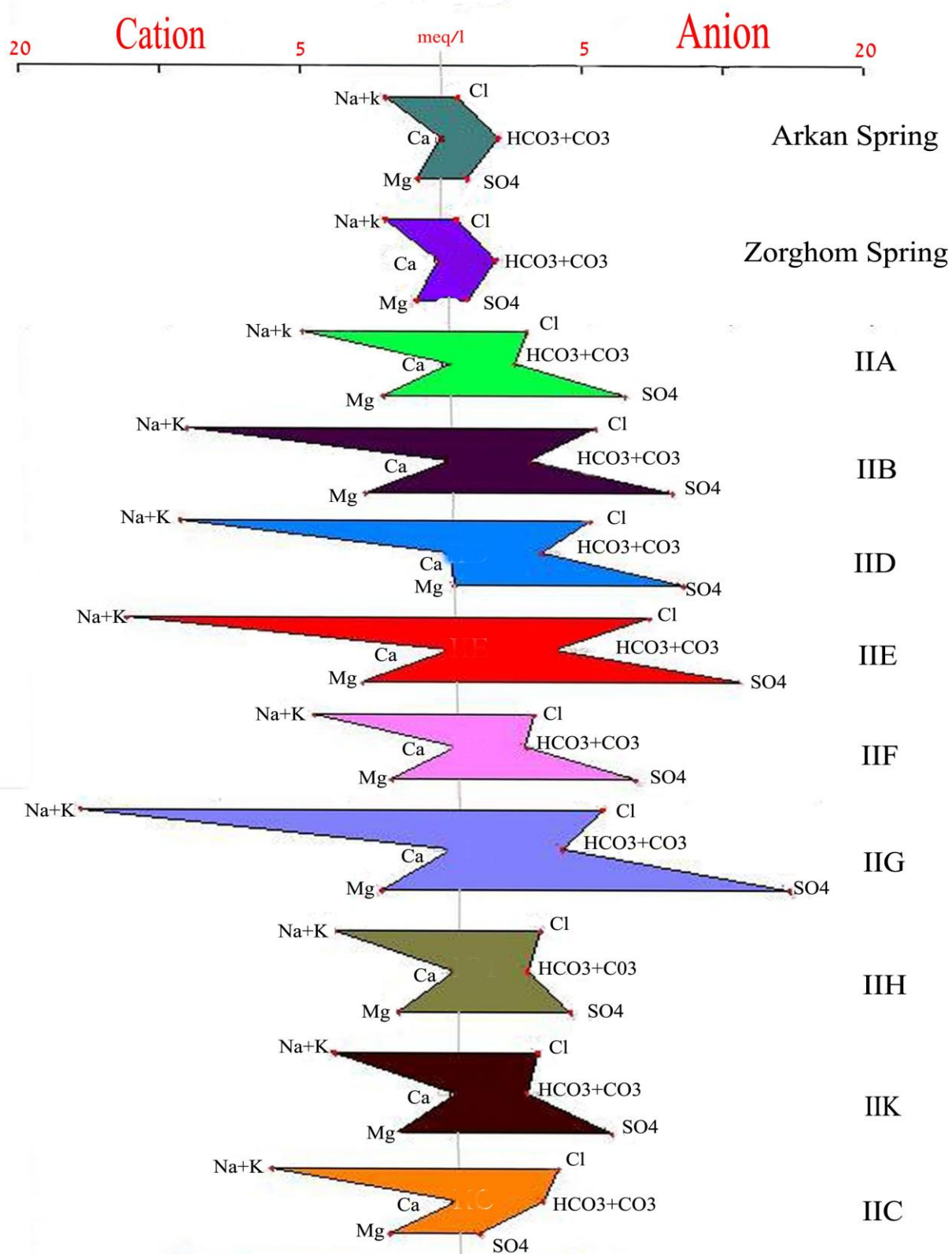
ج- نمودار استیف

در نمودار استیف غلظت یونها بر حسب میلی اکسی والان بر لیتر بیان می شود. آنیون ها در سمت راست و کاتیونها در سمت چپ نمایش داده می شوند. با اتصال نقاط به دست آمده به هم شکل های مشخصی به وجود می آید که از نظر مقایسه سریع تعداد زیادی از نمونه ها بسیار مفید است. شکل (۴-۶) نمودار استیف مربوط به نمونه آب زیرزمینی منطقه ارکان را نشان می دهد. بر اساس نمودار استیف، نمونه های

آب منطقه مورد مطالعه سه تیپ آبی مختلف را در منطقه دشت ارکان نشان می دهد که در نمونه های آبی که از بالا دست دشت ارکان گرفته شده، تیپ آب بی کربناته سدیک می باشد و در نمونه هایی که از پائین دست دشت گرفته شده به غیر از نمونه IIC که تیپ آب آن کلروره سدیک است، تیپ آب در دیگر نمونه ها سولفاته سدیک می باشد. با توجه به روند تغییرات تیپ آب از شمال دشت به سمت جنوب و روند افزایش غلظت یون ها از بالا دست دشت به سمت پایین دست، مشخص می شود که آب با کیفیت مناسب در بالا دست دشت و در مجاورت تشکیلات آهکی تیرگان قرار دارد و با حرکت آب زیرزمینی به سمت پایین دست دشت در اثر تماس آب زیرزمینی با لیتولوژی های مخرب، غلظت املاح محلول در آب افزایش یافته و کیفیت آب کاهش می یابد.



شکل ۴-۵- نمودار پایپر برای نمونه های آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه



شکل ۴-۶- نمودار استیف برای نمونه آبهای زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه

۴-۱-۵- پارامترهای کیفی محاسبه شده

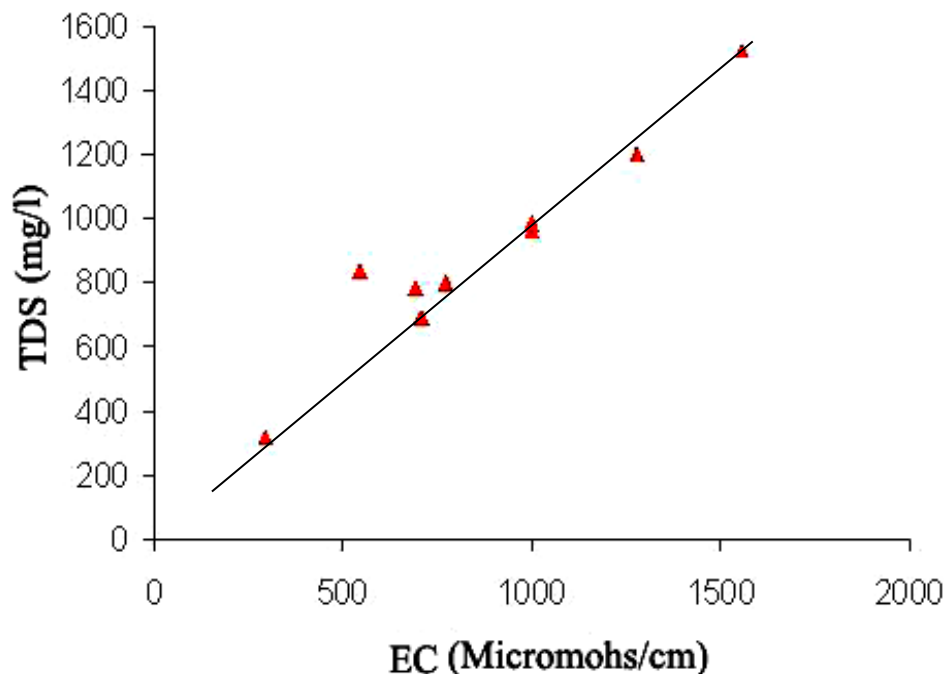
در این بخش پارامترهای کیفی شامل کل مواد جامد محلول، سختی کل، نسبت جذب سدیم، درصد سدیم، نسبت سدیم به مجموع کاتیونها، نسبت کلر به مجموع آنیونها و نسبت کلسیم به منیزیم برای نمونه های آب زیرزمینی دشت ارکان محاسبه و در جدول (۳-۴) ارائه شده است. پارامترهای مذکور به طور خلاصه توضیح داده می شوند.

جدول ۳-۴- مقادیر پارامترهای کیفی محاسبه شده

شماره نمونه	سختی کل (TH) (mg/l as CaCO ₃)	نسبت کلر به مجموع آنیون ها	نسبت سدیم به مجموع کاتیونها	کل مواد جامد محلول (mg/l)	نسبت کلسیم به منیزیم (Ca/Mg)	درصد سدیم (% Na)	نسبت جذب سدیم (SAR)
IIA	202	0.492	0.744	704.73	1.18	42.00	2.41
IIB	292	0.742	1.345	998.44	0.95	57.00	4.64
IIC	265	0.529	0.964	547.65	1.20	49.00	3.19
IID	295	0.653	1.365	1002.37	1.35	57.75	4.77
IIE	297	0.781	1.737	1278.95	0.83	63.00	5.97
IIF	256	0.468	0.714	711.24	1.22	41.61	2.31
IIG	258	0.499	2.746	1554.83	0.68	73.32	9.12
IIH	265	0.627	0.733	690.64	1.26	42.32	2.42
IIK	263	0.533	0.709	773.75	1.16	37.35	2.32
Arkan Spring	115	0.201	0.696	297.55	1.52	64.53	1.49
Zorghom Spring	118	0.218	0.652	297.13	1.58	39.43	1.44
Max	297	0.781	2.740	1554.84	1.58	73.36	9.12
Min	115	0.201	0.652	297.15	0.68	39.41	1.44
Mean	238.73	0.521	1.124	805.96	1.04	51.55	3.64

الف- کل مواد جامد محلول

کل مواد جامد محلول عبارت است از مجموع مقادیر تمام کاتیونها و آنیونهای اصلی بر حسب میلی گرم در لیتر می باشد. با توجه به جدول (۳-۴)، مقادیر کل مواد جامد محلول از ۲۹۷/۱ میلی گرم در لیتر تا ۱۵۵۴/۸ میلی گرم در لیتر متغیر بوده و میانگین آن ۸۰۵/۹ میلی گرم در لیتر است. بیشترین میزان TDS مربوط به چاه IIG (۱۵۵۴/۸ میلی گرم در لیتر) و کمترین مقدار مربوط به چشمه زرقوم (۲۹۷/۱ میلی گرم در لیتر) می باشد. از سمت شمال دشت به سمت جنوب میزان TDS افزایش می یابد. به منظور بررسی رابطه کل مواد جامد محلول و هدایت الکتریکی مقادیر این دو پارامتر در یک دستگاه مختصات خطی ترسیم شده است (شکل ۴-۷). همانگونه که در شکل مشاهده می شود رابطه کل مواد جامد محلول و هدایت الکتریکی رابطه خطی است.



شکل ۴-۷- رابطه کل مواد جامد محلول و هدایت الکتریکی در دشت ارکان

ب- سختی کل

سختی آب به غلظت یونهای کلسیم و منیزیم وابسته است. واحد معمول آن میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم است. سختی آب به دو گروه تقسیم می شود، سختی کربناته و سختی غیرکربناته. سختی کربناته

مربوط به آن بخش از کلسیم و منیزیم می شود که با آنیونهای کربنات و بی کربنات ترکیب می شود. سختی غیرکربناته مربوط به آن بخش از کلسیم و منیزیم می شود که با آنیونهای غیر از کربنات و بی کربنات ترکیب می گردد. سازمان بهداشت جهانی در سال ۱۹۷۱ بالاترین حد مطلوب سختی در آب شرب را برابر ۱۰۰ میلی گرم در لیتر بر حسب کربنات کلسیم در نظر گرفته است. اگر سختی بیشتر از ۱۵۰ میلی گرم بر لیتر کربنات کلسیم باشد نامناسب است و برای استفاده از آب باید سختی آن را کاهش داد (Davis and Dewiest 1975). احتمال آن می رود که یونهای عامل سختی آب اثر سایر یونهای فلزی بر برخی ارگانیزمها را تحت تأثیر قرار دهند. همچنین آبهای سخت باعث افزایش مصرف مواد پاک کننده و شوینده ها می شود و در نتیجه از این طریق باعث افزایش آلودگی ناشی از فاضلاب خانگی می شود. برای اندازه گیری سختی از دو روش محاسباتی و تیتراسیون استفاده می شود. روش محاسباتی برای تمام آبها به کار می رود و دقت بیشتری دارد.

بر اساس نتایج مندرج در جدول (۳-۴) ملاحظه می شود که سختی کل نمونه های آب زیرزمینی دشت ارکان از ۱۱۵ تا ۲۹۷ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم متغیر است. بیشترین میزان سختی کل مربوط به چاه IIE (۲۹۷ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم) و کمترین مقدار سختی کل مربوط به چشمه ارکان (۱۱۵ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم) می باشد.

بر اساس مقدار سختی کل، آبها به ۴ گروه زیرتقسیم می شوند (Todd 1980).

گروه ۱- آبهای نرم که سختی کل آنها کمتر از ۷۵ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم است.
گروه ۲- آبهای نسبتاً سخت که سختی کل آنها بین ۷۵ تا ۱۵۰ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم است.
گروه ۳- آبهای سخت که سختی کل آنها بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم می باشد.
گروه ۴- آبهای خیلی سخت که سختی کل آنها بیشتر از ۳۰۰ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم می باشد.
با توجه به مقادیر سختی نمونه های آب زیرزمینی در دشت ارکان ملاحظه می شود که به غیر از دو چشمه ارکان و زرقوم که به لحاظ سختی در گروه نسبتاً سخت واقع می شوند، نمونه های آب کلیه چاه های منطقه در گروه سخت واقع می شوند.

ج- نسبت جذب سدیم

نسبت جذب سدیم (Sodium Adsorption Ratio) نسبت یون های سدیم را در یک نمونه آب نسب به یون کلسیم و منیزیم نشان می دهد. این نسبت (SAR) برای پیش بینی خطر سدیم در آبهای با میزان کربنات بالا به کار می رود. در صورتی که نسبت جذب سدیم کمتر از ۴ باشد مشکلی از لحاظ سدیم وجود ندارد. با افزایش این نسبت از میزان ۸ معمولاً مقدار سدیم زیاد است و می تواند باعث بر هم زدن بافت خاک و کاهش نفوذ پذیری آن شود و به طور غیر مستقیم روی رشد گیاه موثر می باشد (صداقت ۱۳۷۸). کمترین مقدار نسبت جذب سدیم مربوط به چشمه زرقوم (۱/۴۴) در شمال غرب دشت می باشد و بیشترین غلظت سدیم مربوط به چاه IIG (۹/۱۲) در جنوب شرق دشت می باشد. مقدار متوسط نسبت جذب سدیم برابر ۳/۴۶ می باشد.

د- درصد سدیم

یکی دیگر از پارامتر هایی که برای بیان غلظت سدیم در آب به کار می رود درصد سدیم می باشد. بر اساس نتایج ارائه شده در جدول (۳-۴) ملاحظه می شود که کمترین مقدار درصد سدیم مربوط به چاه IIG (۷۳/۳) در جنوب شرق دشت می باشد و بیشترین غلظت سدیم مربوط به چاه IIK (۳۷/۳) در مرکز دشت می باشد. مقدار متوسط نسبت جذب سدیم برابر ۵۱/۵ می باشد.

ه- محاسبه نسبت کلسیم به منیزیم

نسبت غلظت یون کلسیم به یون منیزیم در سفره های کارستی کربناته شاخص بسیار مناسبی برای تشخیص سفره های کارستی آهکی از سفره های کارستی دولومیتی است. به طور کلی نسبت نزدیک به یک مربوط به سفره های دولومیتی و نسبت بین ۱ تا ۱۰ مربوط به سفره های کارستی آهکی می باشد. در محاسبه نسبت کلسیم به منیزیم غلظت آنیونها بر حسب میلی اکی والان بر لیتر است. با توجه به جدول (۳-۴) ملاحظه می شود که نسبت Ca/Mg بین ۰/۶۸ تا ۱/۵۸ متغیر می باشد و به طور میانگین برابر ۱/۰۴ می باشد که در مجموع بیانگر سفره دولومیتی می باشد (Shuster 1971).

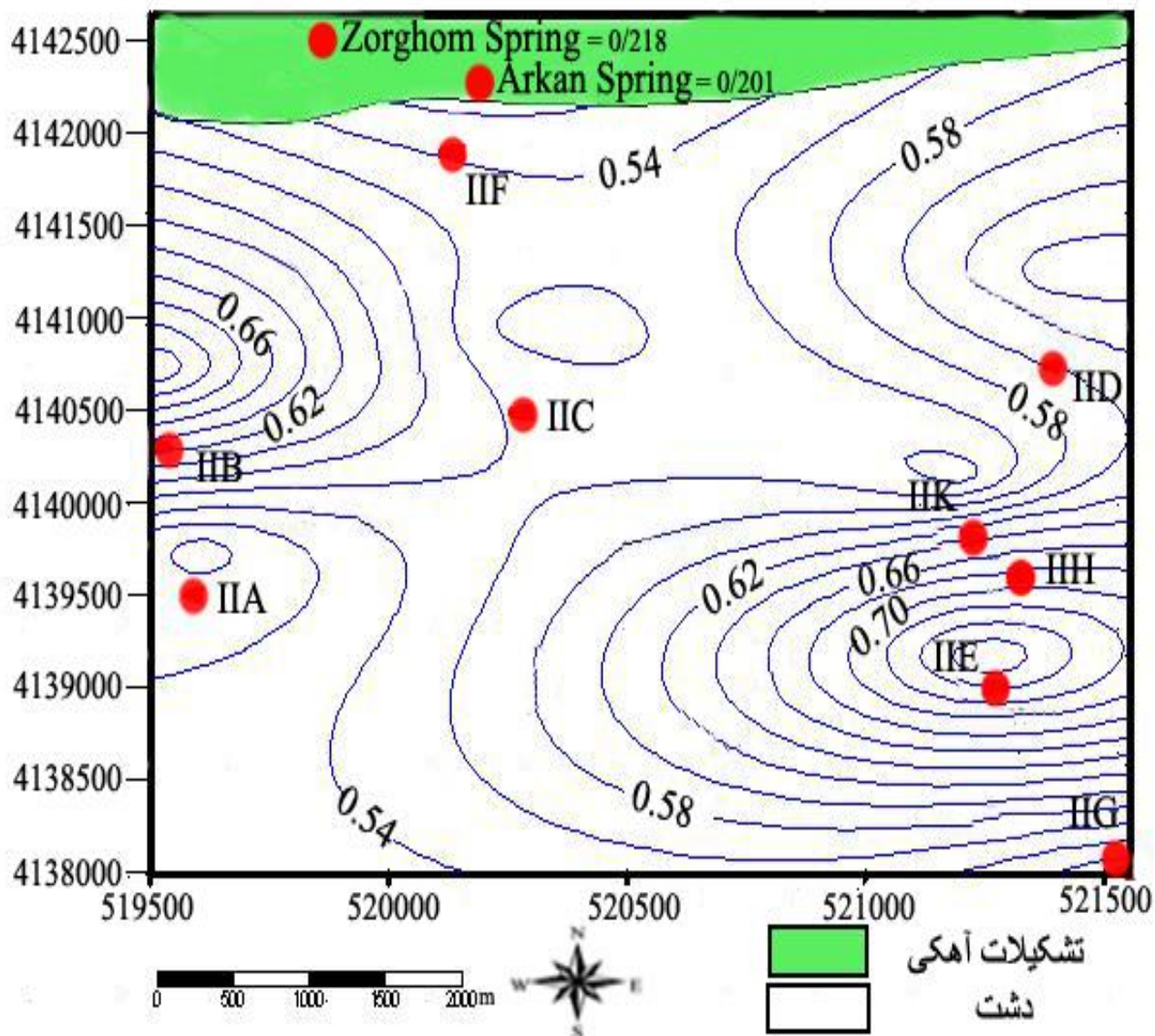
و- محاسبه نسبت کلر به مجموع آنیونها

به منظور بررسی وضعیت تخریب کیفیت آب در منطقه مورد مطالعه، نسبت کلر به مجموع آنیونها برای تمام نمونه های آب زیر زمینی منطقه محاسبه شده است (جدول ۴-۳). با توجه به جدول (۴-۳) ملاحظه می شود که نسبت کلر به مجموع آنیونها در نقاط مختلف دشت یکسان نیست و ناهمگنی هایی در نقاط مختلف منطقه دیده می شود. روند تغییرات این نسبت یکسان نیست و علت اصلی که باعث ناهمگنی می شود مربوط به تفاوت در لیتولوژی است و در لاگهای حفاری که از چاههایی که در نقاط مختلف دشت حفر شده اند این ناهمگنی لیتولوژی مشخص است. در مناطقی نزدیک به چاه های IIA, IIB, IID, IIE نقش تخریبی لایه های مخرب بیشتر بوده است و حتی مقدار هدایت الکتریکی نیز در این قسمتها به طور غیر منتظره ای بیشتر بوده است. بیشترین مقدار نسبت مذکور مربوط به چاه IIE (۷۸۱/۰) و کمترین مقدار مربوط به چشمه ارکان (۲۰۱/۰) است. شکل (۴-۸) محاسبه نسبت کلر به مجموع آنیونها را نشان می دهد. همانطور که شکل (۴-۸) نشان می دهد روند تغییرات نسبت کلر به مجموع آنیونها کم و بیش با روند تغییرات هدایت الکتریکی یکسان است.

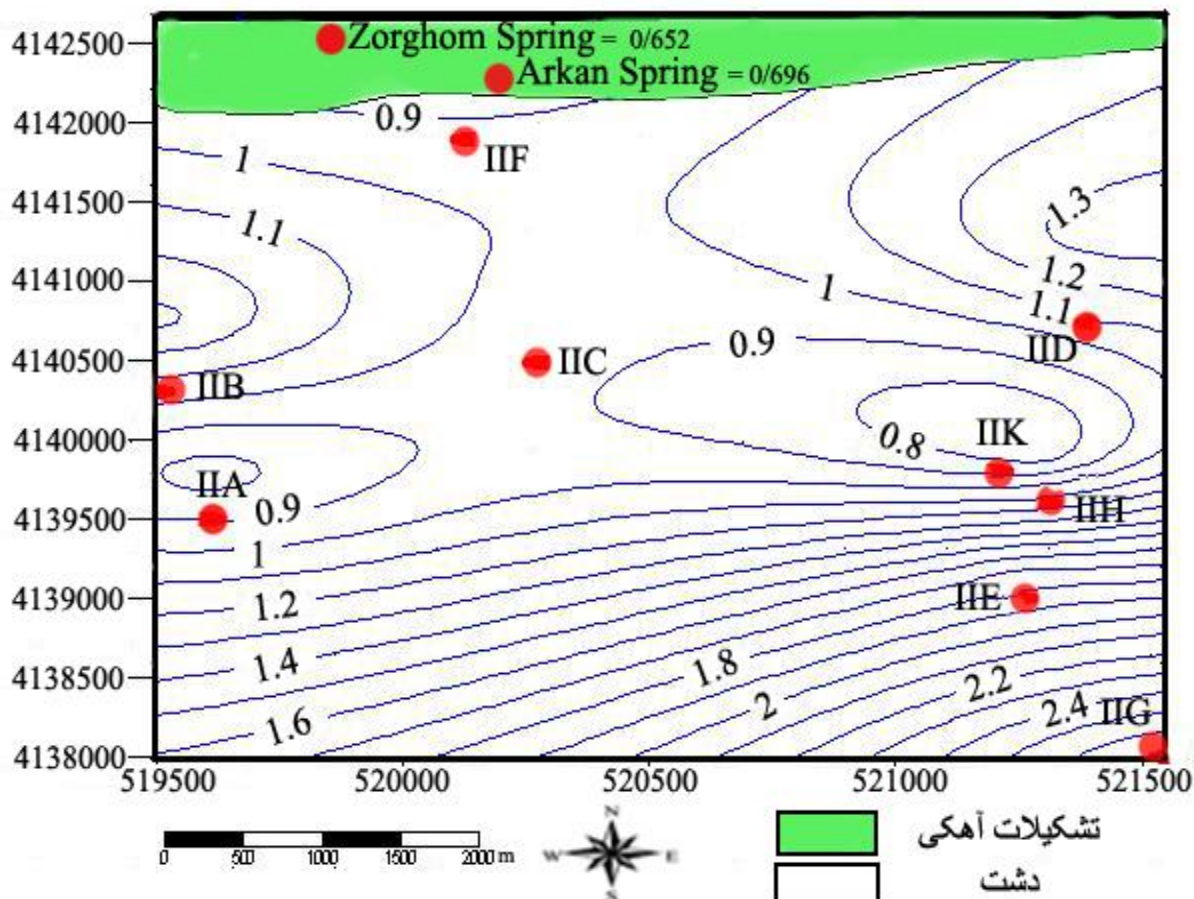
ز- محاسبه نسبت سدیم به مجموع کاتیونها

به منظور بررسی چگونگی تخریب کیفیت آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه، نسبت سدیم به مجموع کاتیونها برای تمام نمونه های آب زیر زمینی منطقه محاسبه شده است (جدول ۴-۳). با توجه به (جدول ۴-۳) ملاحظه می شود که نسبت سدیم به مجموع کاتیونها در نقاط مختلف دشت ارکان یکسان نیست و ناهمگنی هایی در نقاط مختلف منطقه ارکان دیده می شود که این ناهمگنی ها در مجاورت چاه های (IIA, IIB, IIK) مشاهده می شود. علت اصلی که باعث ناهمگنی در دشت می شود مربوط به تفاوت در لیتولوژی است. روند تغییرات نسبت سدیم به مجموع کاتیونها در نقاط مختلف دشت یکسان نیست ولی می توان گفت که از شمال دشت به سمت جنوب، این نسبت افزایش می یابد. محدوده تغییرات نسبت

سدیم به مجموع کاتیونها از ۰/۶۵۲ تا ۲/۷ متغیر است. بیشترین مقدار نسبت سدیم به مجموع کاتیونها مربوط به چاه IIG و کمترین مقدار مربوط به چشمه ارکان است. شکل (۹-۴) نقشه محاسبه نسبت سدیم به مجموع کاتیونها در منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. همانطور که شکل (۹-۴) نشان می دهد روند تغییرات نسبت سدیم به مجموع کاتیونها کم و بیش با روند تغییرات هدایت الکتریکی یکسان است



شکل ۹-۴- نقشه نسبت کربن به مجموع آنیونها در منطقه مورد مطالعه

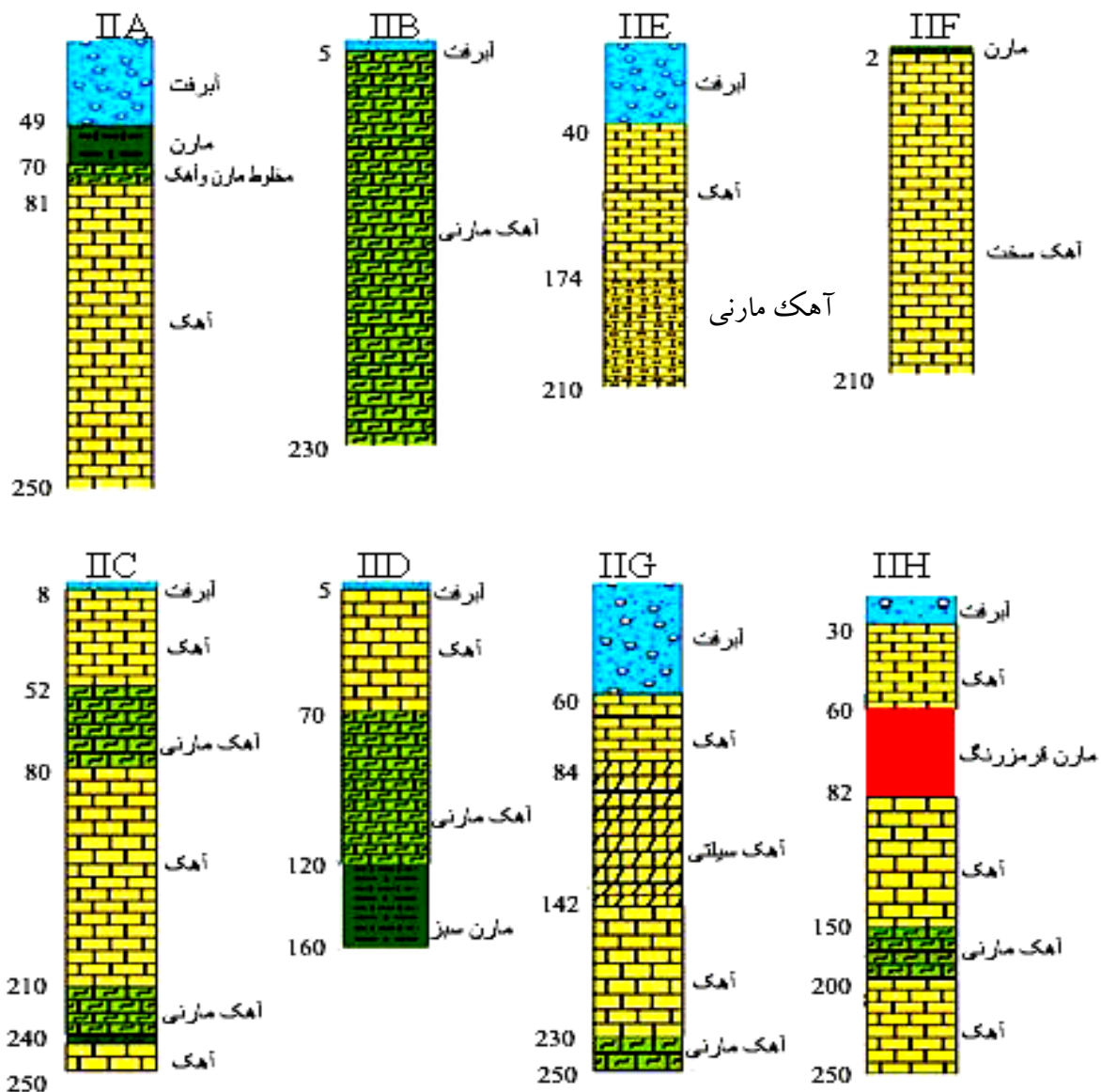


شکل ۴-۹- نقشه نسبت سدیم به مجموع کاتیونها در منطقه مورد مطالعه

۴-۱-۶- بررسی ناهمگنی سفره کارستی منطقه با استفاده از لاگهای حفاری چاهها

با توجه به لاگهای حفاری که از چاههای دشت ارکان بدست آمده مشخص شده است که در نقاط مختلف دشت لیتولوژی های متفاوتی وجود دارد. این تنوع در لیتولوژی باعث ایجاد ناهمگنی در دشت شده است. لیتولوژی غالب در اکثر نمونه ها آهک است که ضخامت آن از ۶۵ تا ۲۰۰ متر در لاگهای مختلف متغیر می باشد. این ناهمگنی ها باعث شده که خصوصیات کمی و کیفی سفره در نقاط مختلف متفاوت باشد. به این ترتیب که مقادیر قابلیت انتقال در نقاط مختلف تغییرات قابل توجهی را نشان می دهد و همچنین خصوصیات کیفی آب از جمله هدایت الکتریکی در نقاط مختلف دشت یکسان نیست. وجود لایه های

مخرب کیفیت آب همچون مارن سبز، مارن قرمز، آهک شیلی، آهک مارنی و آهک سیلتی در نقاط مختلف دشت و همچنین در مسیر حرکت آب زیرزمینی باعث افزایش مواد محلول و تخریب کیفیت آب شده است. در تشکیلاتی که لیتولوژی آنها شامل مارن و شیل می باشد میزان غلظت یونهای سولفات و کلر در آب زیرزمینی بالا است، در نتیجه در این مناطق تیپ آب سولفاته و یا کلروره می باشد. شکل (۴) - ۱۰) لاگهای حفاری چاههای ارکان را نشان می دهد.



شکل ۴-۱۰- لاگهای حفاری چاههای منطقه ارکان

۴-۲- بررسی خصوصیات هیدرودینامیکی سفره های کارستی با استفاده از آنالیز داده های آزمایش پمپاژ

۴-۲-۱- آنالیز داده های آزمایش پمپاژ با دبی ثابت

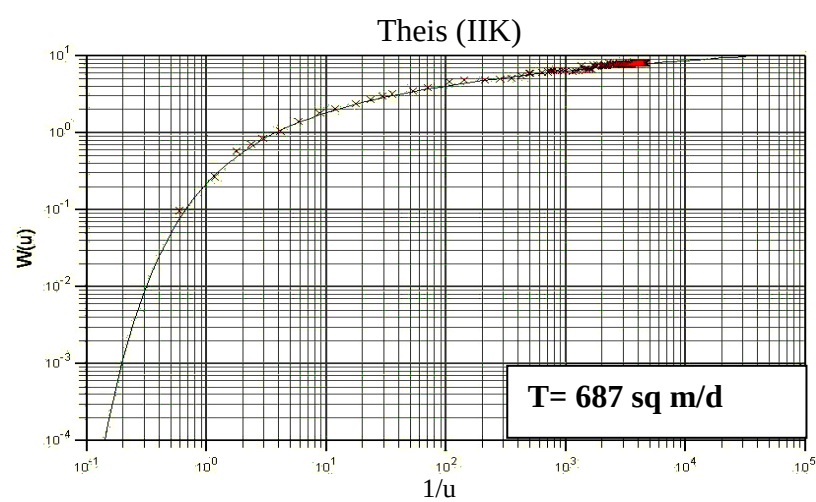
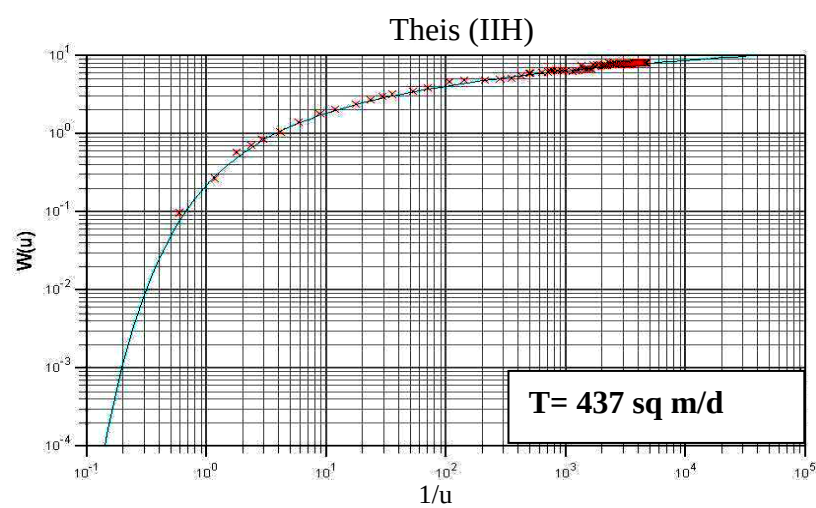
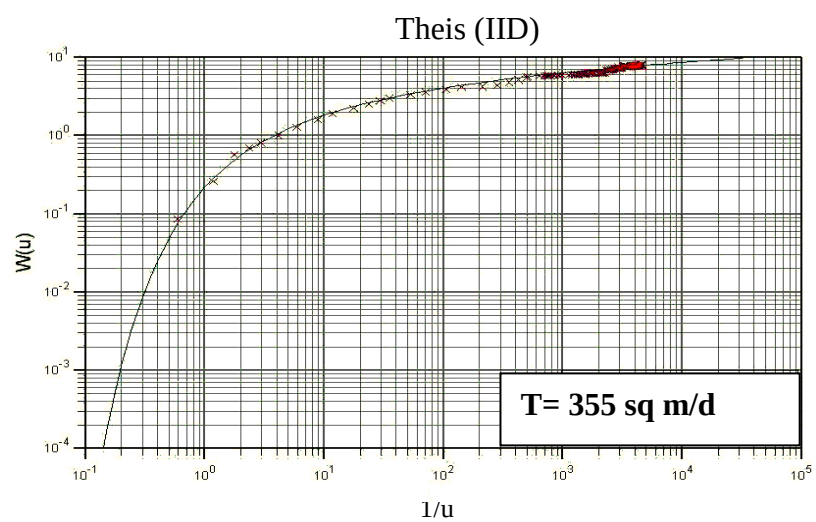
برای تعیین خصوصیات هیدرودینامیکی منطقه کارستیک ارکان بجنورد، آزمایش پمپاژ در سه چاه پمپاژ در درکان انجام شد و سه سری داده افت- زمان از چاههای پمپاژ بدست آمد. این داده ها با استفاده از روش های تایس (Theis 1935) و کوپر - ژاکوب (Cooper and Jacob 1946) و با بکارگیری از نرم افزار Aquifer^{win32} مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند.

الف- روش تایس

بکارگیری روش تایس (Theis 1935) برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ در تعدادی از چاههای مربوط به دشت ارکان در شکل (۴-۱۱) نشان داده شده است. همانطور که شکل نشان می دهد، تقریباً تمام داده های مشاهده شده بر منحنی تپ تایس (Theis type curve) منطبق نمی شوند. علت این امر ناهمگنی موجود در لایه آبدار می باشد.

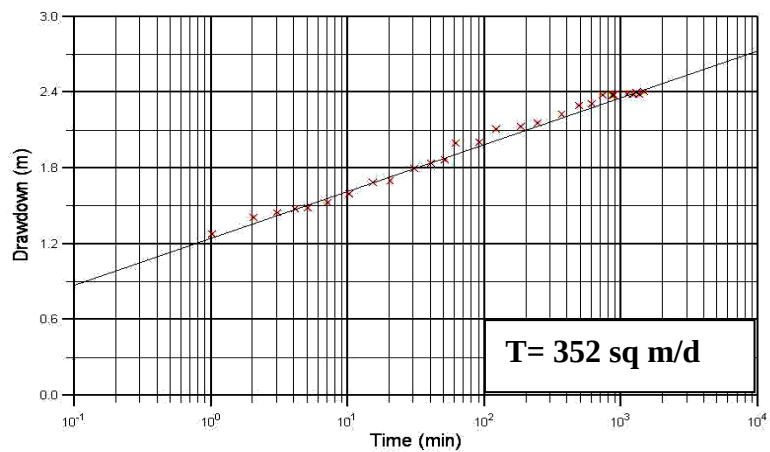
ب- روش کوپر-ژاکوب

داده های حاصله از آزمایش پمپاژ در دشت ارکان علاوه بر روش تایس با استفاده از روش کوپر-ژاکوب (Cooper and Jacob 1946) نیز مورد آنالیز قرار گرفته اند. شکل (۴-۱۲) کاربرد روش کوپر-ژاکوب را برای آنالیز تعدادی آزمایش پمپاژ دشت ارکان بجنورد نشان می دهد. همانطور که در شکل (۴-۱۲) دیده می شود، روند کلی داده های مشاهده شده در سیستم نیمه لگاریتمی (زمان بر روی محور لگاریتمی) خط راست می باشد و ناهمگنی های موجود در این قبیل سفره ها باعث شده که اغلب یک خط چند شیبه (Multi-slope line) ایجاد شود.

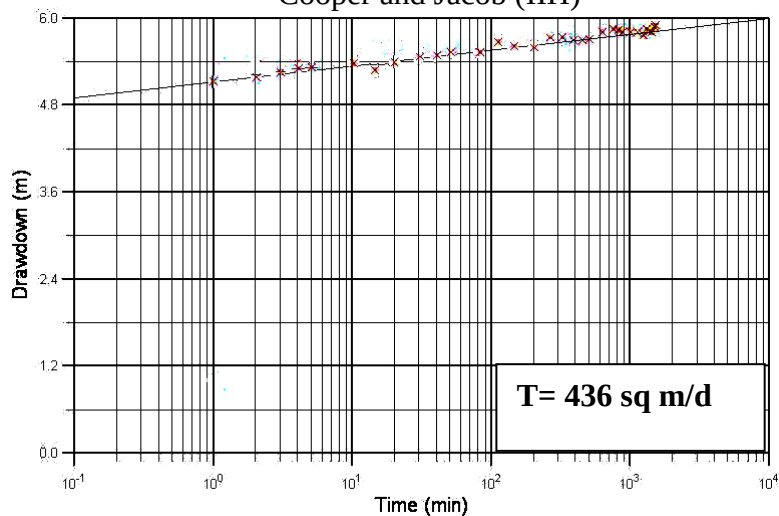


شکل ۴-۱۱- بکارگیری روش تایس (Theis 1935) برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ

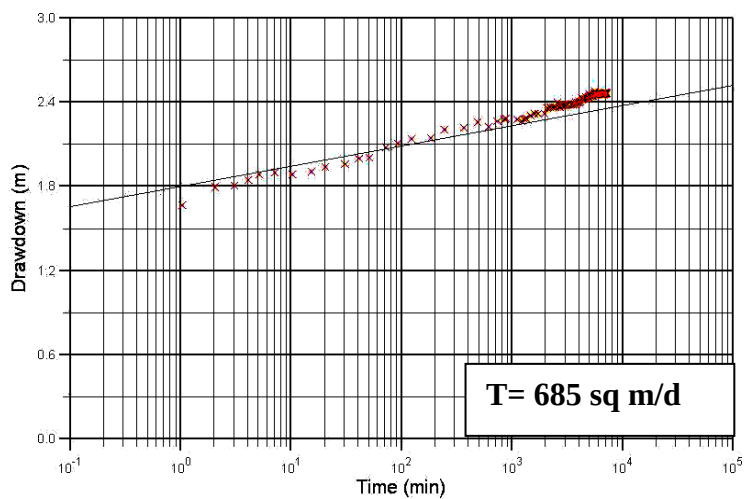
Cooper and Jacob (IID)



Cooper and Jacob (IIH)



Cooper and Jacob (IIK)



شکل ۴-۱۲- بکارگیری روش کوپر- ژاکوب برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ

همانطور که برخی از محققین اظهار نموده اند (برای مثال: Dillon et al.2001) در روش کوپر- ژاکوب (Copper and Jacob 1946)، روند کلی داده ها در یک سفره آب زیرزمینی ناهمگن می تواند متوسط خوبی از خواص هیدرولیکی را ارائه نماید. در هر حال، قسمتی از داده های مشاهده شده از روند کلی خط راست تبعیت نمی کنند. چنین قسمت هایی ناهمگنی های موجود در این منطقه کارستیک را منعکس می نمایند. در مورد انحراف داده های کوتاه مدت از روند کلی خط راست، علاوه بر تأثیر ناهمگنی های موجود در سفره می تواند به علت کوچک نبودن مقدار u و در نتیجه برآورده نشدن شرط روش کوپر - ژاکوب (Copper and Jacob 1946) باشد. در جدول (۴-۴) نتایج حاصل از بکارگیری روشهای تایس (Theis 1935) و کوپر- ژاکوب (Copper and Jacob 1946) را نشان می دهد. همان طور که ملاحظه می شود محدوده تغییرات قابلیت انتقال از ۳۵۵ تا ۶۸۷ متر مربع بر روز می باشد که بیانگر میزان تغییرات بالا در این خصوصیت است. مقادیر قابلیت انتقال در چاه IIK در مقایسه با دو چاه دیگر به طور قابل توجهی بیشتر است که دلیل آن احتمالاً به خاطر درجه خلوص بالای آهکها و ضخامت آنها در محدوده این چاه می باشد که این امر باعث کارستی شدن بیشتر در محدوده این چاه شده است. در مورد اختلاف قابلیت انتقال در محدوده دو چاه IIH و IID همانطور که لاگ حفاری این دو چاه نشان می دهد، در چاه IID آهکها مارنی هستند و انحلال آنها کمتر است به همین دلیل قابلیت انتقال کمتری دارند.

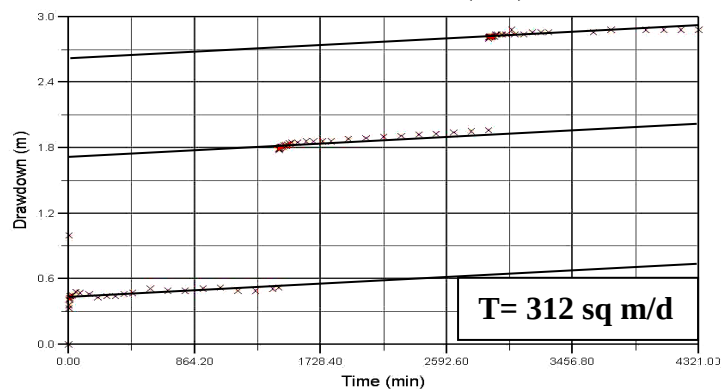
جدول ۴-۴- مقادیر قابلیت انتقال با استفاده از روشهای تایس و کوپر - ژاکوب

قابلیت انتقال (متر مربع بر روز)		چاه های پمپاژ
روش تایس	روش کوپر - ژاکوب	
۳۵۵	۳۵۲	IID
۴۳۷	۴۳۶	IIH
۶۸۷	۶۸۵	IIK

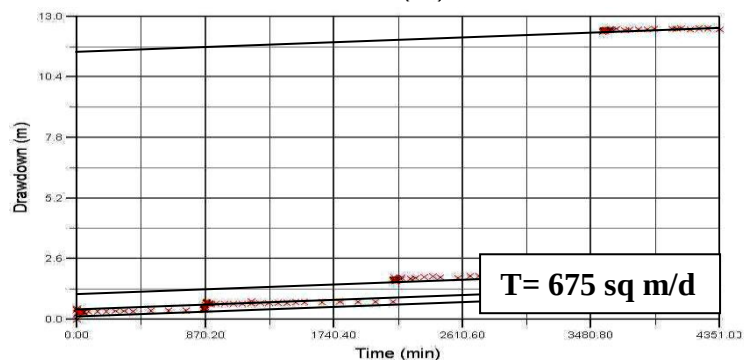
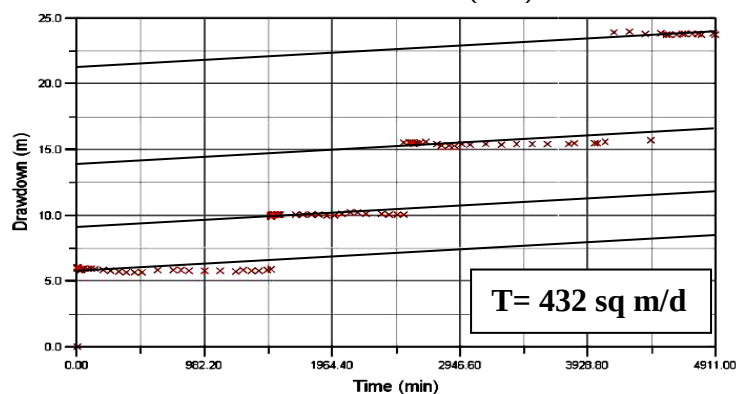
۲-۲-۴- آنالیز داده های آزمایش افت پله ای

با توجه به اینکه در سه حلقه چاه حفاری شده در محدوده دشت ارکان آزمایش افت پله ای انجام شده است، داده های مربوط به آزمایش پمپاژ چاه ها توسط روش ایدن - هیزل (Eden and Hazel 1973) نیز مورد آنالیز قرار گرفتند. شکل (۴-۱۳) نمودار آنالیز داده های آزمایش افت پله ای را نشان می دهد.

Eden and Hazel (IID)



Eden and Hazel (IIH)



شکل ۴-۱۳- بکارگیری روش ایدن هیزل (Eden and Hazel 1973) برای آنالیز داده های آزمایش افت پله ای

با توجه به مقادیر قابلیت انتقال بدست آمده از روش ایدن - هیزل (Eden and Hazel 1973) مربوط به چاه های تحت آزمایش افت پله ای که در جدول (۴-۵) ارائه شده اند، مقادیر قابلیت انتقال حاصله با استفاده از روش افت پله ای با مقادیر بدست آمده از آزمایشهای پمپاژ با دبی ثابت کم و بیش یکسان می باشد که تأییدی بر دقت آزمایش پمپاژ است.

جدول ۴-۵- مقادیر قابلیت انتقال با استفاده از آزمایش افت پله ای

چاه های پمپاژ	قابلیت انتقال (m^2/day)
IID	۳۱۲
IIH	۴۳۲
IIK	۶۷۵

۴-۲-۳- جمع بندی خصوصیات هیدرودینامیکی سفره آب زیرزمینی

به منظور تأمین آب شرب شهر بجنورد و انجام آزمایش پمپاژ، در دشت ارکان تعداد ۸ حلقه چاه حفر شده است. تمامی چاه های حفر شده را چاههای پمپاژ تشکیل می دهند و فاقد چاههای پیزومتری و مشاهده ای می باشند. در چاههای پمپاژ آزمایشات پمپاژ با دبی ثابت و آزمایشات افت پله ای انجام گردید و داده های مربوط به زمان و سطح آب در چاههای پمپاژ بدست آمدند. برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ با دبی ثابت از روش های تایس و کوپر - ژاکوب استفاده شده است. به دلیل این که داده های افت - زمان الگوی سه بخشی، که بیانگر رفتار تخلخل دوگانه است، را نشان نداده اند برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ از روش تایس (Theis 1935) و کوپر - ژاکوب (Copper and Jacob 1946) استفاده گردید. در مورد آزمایش افت پله ای نیز داده های حاصل، توسط روش ایدن - هیزل (Eden and Hazel 1973) مورد

آنالیز قرار گرفتند. جهت آنالیز داده ها در هر روش از نرم افزار win^{32} Aquifer استفاده شده است. بر اساس نتایج بدست آمده ملاحظه می شود که قابلیت انتقال در این منطقه از ۳۵۵ تا ۶۸۷ متر مربع بر روز متغیر است. با توجه به این آنالیزها مشاهده می شود که مقادیر قابلیت انتقال در نقاط مختلف دشت تغییراتی را شامل می شود که حاکی از ناهمگنی سفره آهکی موجود در منطقه است. با توجه به اندازه گیری های انجام شده میانگین قابلیت انتقال در دشت ارکان برابر با ۴۸۵/۶۶ متر مربع بر روز می باشد و ضریب تغییرات آن ۳۱/۴۶ درصد

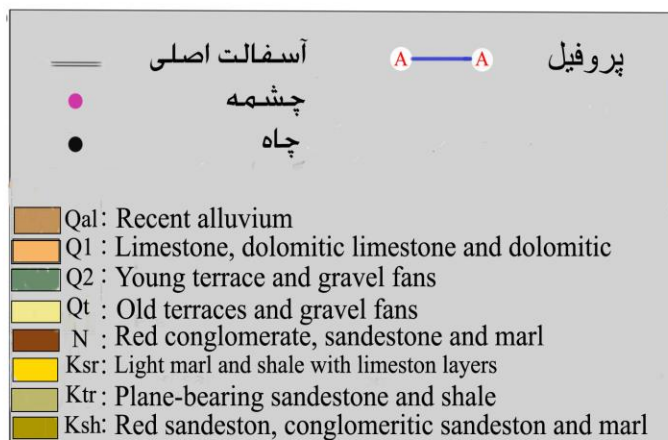
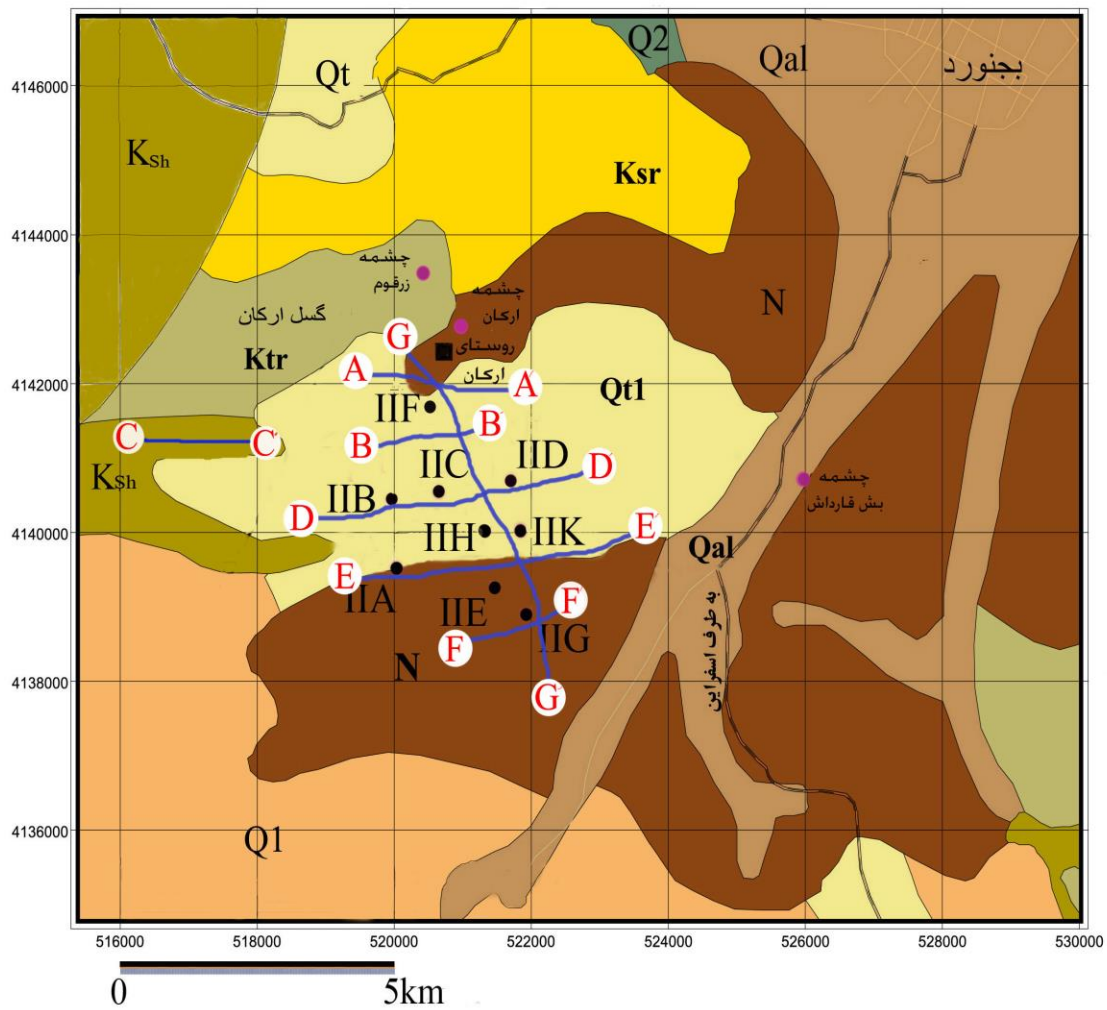
۳-۴- بررسی خصوصیات سفره کارستی با استفاده از داده های ژئوالکتریک

۴-۳-۱- مشخصات عملیات ژئوفیزیکی

تعداد ۷۹ سونداژ الکتریکی در قالب ۷ پروفیل در منطقه ارکان برداشت شده است، که موقعیت آنها بر روی شکل (۴-۱۴) نشان داده شده است. جدول (۴-۶) مشخصات پروفیل و سونداژ انجام شده در منطقه دشت ارکان را نشان می دهد (طوس آب ۱۳۸۴).

جدول ۴-۶- مشخصات پروفیل ها و سونداژهای انجام شده (طوس آب ۱۳۸۴)

ردیف	شماره پروفیل	طول پروفیل (متر)	فاصل بین سونداژ (متر)	تعداد سونداژ
۱	A-A	۲۶۷۵	۲۵۰-۷۵۰	۶
۲	B-B	۱۲۲۵	۱۵۰	۹
۳	C-C	۲۸۷۵	۲۵۰-۱۰۰	۶
۴	D-D	۳۸۰۰	۲۵۰-۳۰۰	۱۶
۵	E-E	۵۲۵۰	۵۰-۵۰۰	۲۳
۶	F-F	۱۲۵۰	۲۰۰-۲۵۰	۷
۷	G-G	۶۱۲۵	۳۵۰-۱۰۰۰	۱۱
	جمع سونداژها			۷۹



شکل ۴-۱۴- موقعیت پروفیل ها در منطقه دشت ارکان

با استفاده از سونداژهای الکتریکی، اطلاعات زمین شناسی و همچنین لوگ حفاری های انجام شده در منطقه می توان مقیاس مقاومت مخصوص را به شرح جدول (۴-۷) در زیر تعیین نمود:

جدول ۴-۷- مقیاس مقاومت ویژه الکتریکی رسوبات منطقه دشت ارکان بجنورد

نوع رسوبات	تغییرات مقاومت ویژه (اهم متر)
قشر سطحی	۶ الی ۱۰۰۰
رسوبات آبرفتی	۱۰ الی ۴۰۰
واحدهای مارنی و کنگلومرایی	۷ الی ۵۰
سنگ های آهکی	۷۰ الی ۳۰۰

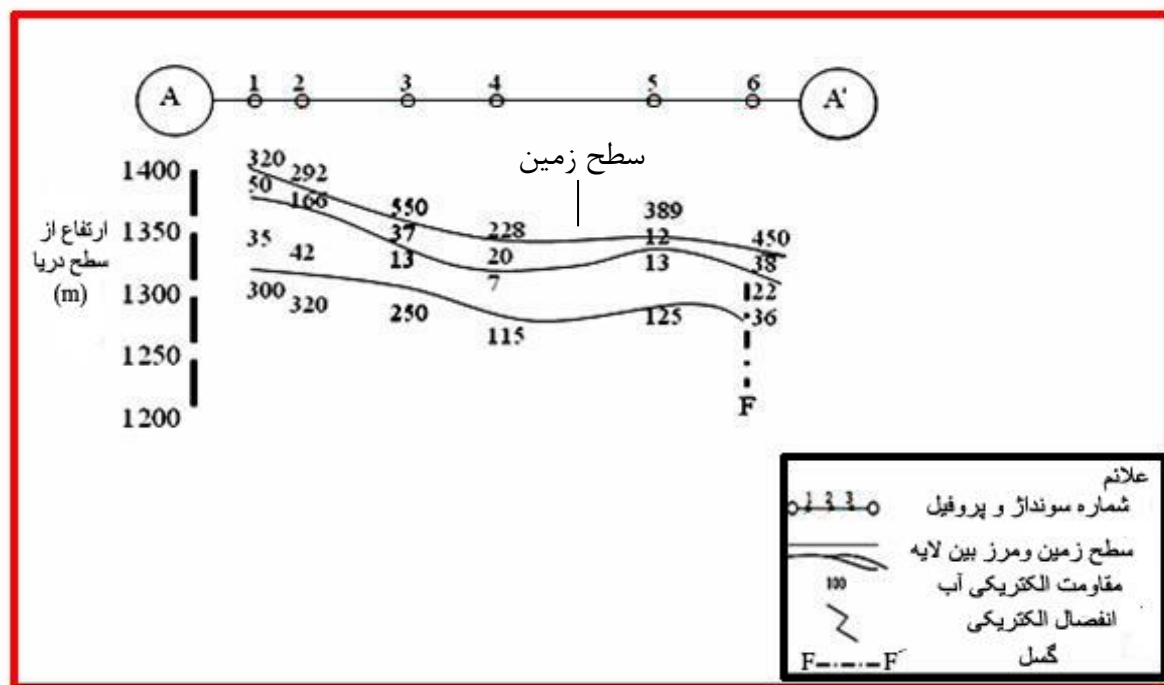
۴-۳-۲- شرح مقاطع، تعبیر و تفسیر سونداژها

در محدوده مورد مطالعه مجموعاً ۷۹ سونداژ انجام شده است و با استفاده از نتایج حاصله هفت مقطع ژئوالکتریکی تهیه گردیده است. نیمرخ لایه های به دست آمده در این مقاطع مورد بررسی و تفسیر قرار می گیرند.

الف- مقطع پروفیل A'-A

امتداد این مقطع تقریباً شرقی- غربی است و در امتداد آن ۶ سونداژ ژئوفیزیکی انجام شده است. در نیمرخ مقاومتی تهیه شده و در محدوده سونداژ شماره ۱ الی ۵ علاوه بر قشر سطحی سه لایه متمایز دیده می شود. لایه اول دارای مقاومت ۱۲ الی ۱۶۶ اهم متر است که از رسوبات آبرفتی تشکیل شده است. مقاومت لایه دوم ۷ الی ۴۲ اهم متر است، که مربوط به واحدهای مارنی و کنگلومرایی (نئوژن) می باشد. لایه تحتانی مقطع دارای مقاومت ۱۱۵ الی ۳۲۰ اهم متر است، که مربوط به واحدهای آهکی منطقه (سازند تیرگان) می باشد. در محدوده سونداژهای ۱ الی ۳ آهک های منطقه که در لایه تحتانی ظاهر گردیده اند

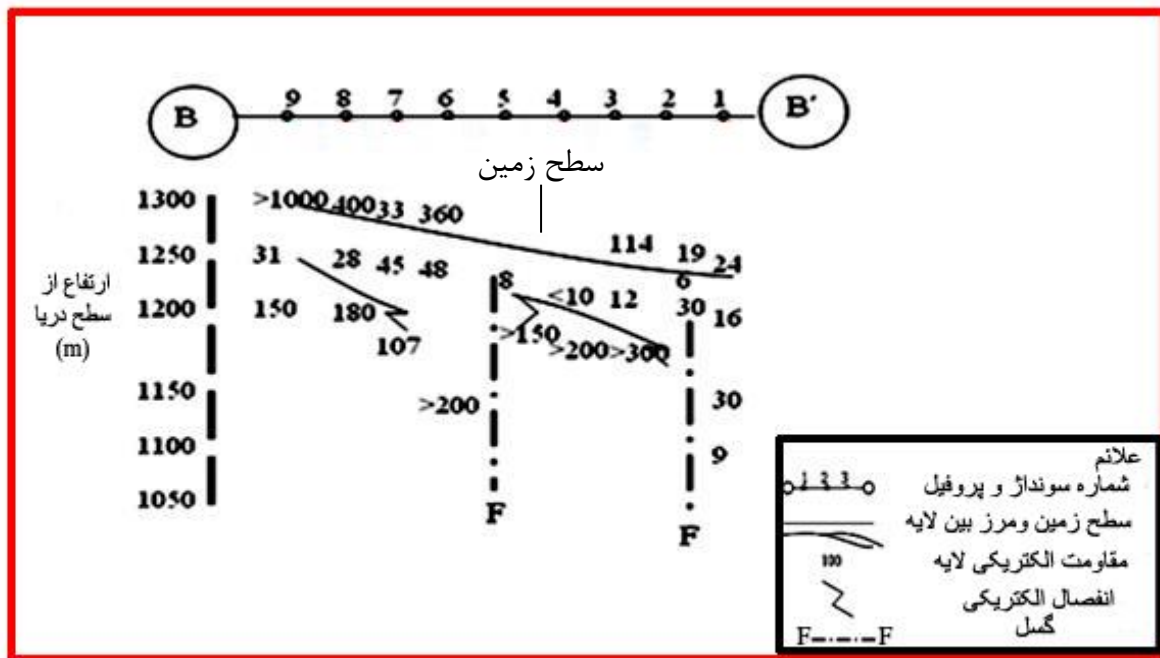
دارای مقاومت ۲۵۰ تا ۳۲۰ اهم متر می باشند، و با توجه به مقاومت بالا، هدایت الکتریکی آنها کم بوده که یا متراکم و یا خشک هستند. در محدوده سونداژهای ۴ و ۵ کاهش مقاومت نسبی در لایه تحتانی نشان می دهد که هدایت الکتریکی تا حدودی افزایش یافته و وجود آهکهای مرطوب و یا آهکهای مارنی را بایستی در این منطقه انتظار داشت. تغییرات جانبی اعداد مقاومت در حد فاصل سونداژ شماره ۵ و ۶ و همچنین عدم وجود لایه مقاوم در محل سونداژ شماره ۶ وجود گسل را در این منطقه نشان می دهد، که باعث عمیق شدن آهکها در محل سونداژ شماره ۶ گردیده و تا اعماق حدود ۲۰۰ متری نیز دیده نمی شوند. شکل (۴-۱۵) مقطع پروفیل (A'-A) را نشان می دهد.



ب- مقطع پروفیل B'-B

امتداد این مقطع تقریباً شرقی- غربی است و شامل ۹ سونداژ الکتریکی می باشد. قشر سطحی در این مقطع دارای مقاومت ۱۹ الی ۱۰۰۰ اهم متر است. واحدهای رسوبی و ریزدانه ها دارای مقاومت ۶ الی ۴۵ اهم متر، واحدهای مارنی (محدوده سونداژ شماره ۱) دارای مقاومت ۹ الی ۳۰ اهم متر و سنگ های آهکی

که در لایه تحتانی محل سونداژهای شماره ۲ الی ۹ ظاهر گردیده اند، دارای مقاومت ۱۰۷ الی ۳۰۰ اهم متر می باشند. تغییرات جانبی اعداد مقاومت در محدوده سونداژهای شماره ۱، ۲، ۵ و ۶ جابجایی واحدهای سنگی و گسل را نشان می دهد. شکل (۴-۱۶) مقطع پروفیل (B'-B) را نشان می دهد.

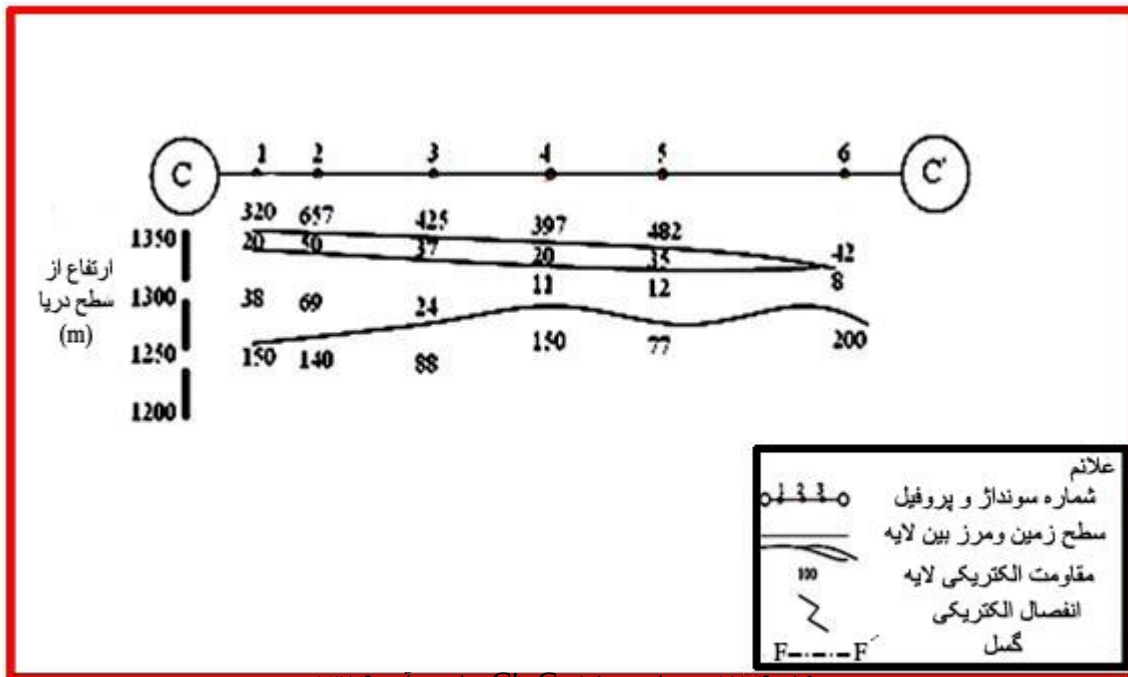


شکل ۴-۱۶- مقطع پروفیل B'-B (طوس آب ۱۳۸۴)

ج- مقطع پروفیل C'-C

امتداد این مقطع نیز شرقی- غربی است و در امتداد آن ۶ سونداژ ژئوفیزیکی انجام گردیده است. نیمرخ مقاومتی تهیه شده وضعیتی مشابه مقطع قبلی دارد. علاوه بر قشر سطحی سه لایه متمایز در آن تشخیص داده می شود. قشر سطحی دارای مقاومت ۴۲ تا ۶۵۷ اهم متر می باشد. لایه آبرفتی سطحی دارای مقاومت ۲۰ الی ۵۰ اهم متر، لایه مارنی و کنگلومرایی دارای مقاومت ۸ الی ۶۹ اهم متر و لایه تحتانی مقطع دارای مقاومت ۷۷ الی ۲۰۰ اهم متر است، که از واحدهای آهکی تشکیل شده است. تغییرات اعداد مقاومت در لایه تحتانی نشان می دهد که در محدوده سونداژهای شماره ۱، ۲، ۴، ۶ و ۹ آهکها نسبتاً

مقاوم و در محدوده سونداژهای شماره ۳ و ۵ تا حدودی با توجه به کاهش مقاومت آهکها، هادی تر شده اند. کاهش مقاومت در محدوده سونداژهای فوق الذکر به دلیل مرطوب بودن و یا مارنی بودن آهکهای این نواحی می باشد. شکل (۴-۱۷) مقطع پروفیل (C'-C) را نشان می دهد.

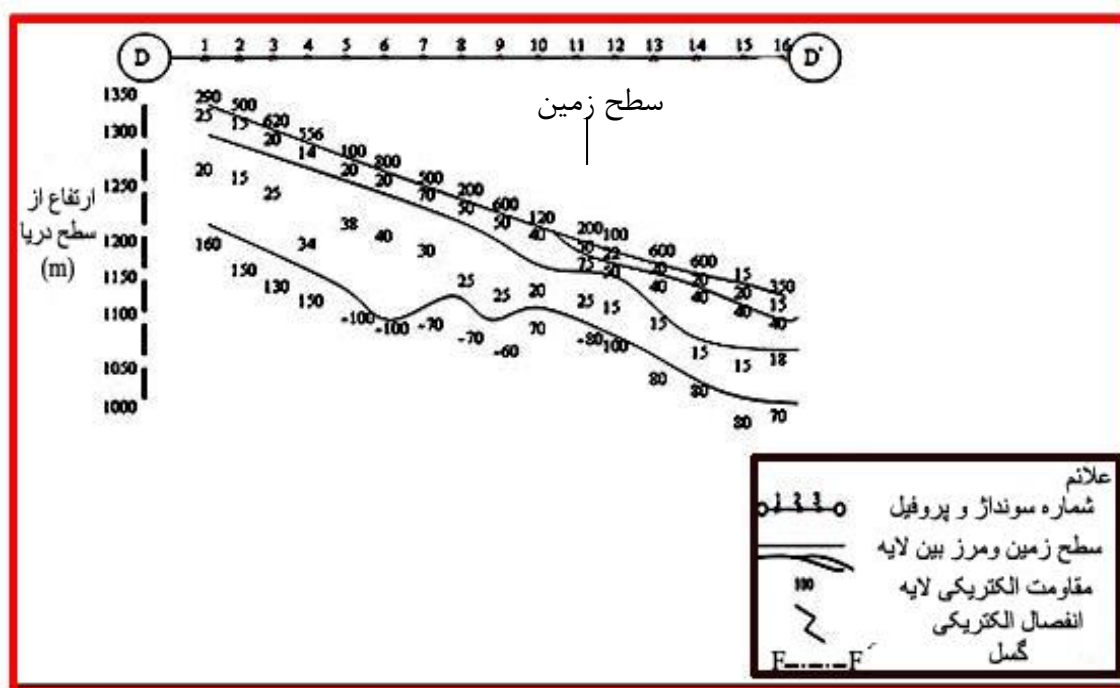


شکل ۴-۱۷- مقطع پروفیل C'-C (طوس آب ۱۳۸۴)

د- مقطع پروفیل D'-D

امتداد این مقطع نیز تقریباً شرقی - غربی است و در امتداد جاده آسفalte ارکان و در ضلع شمالی آن ۱۶ سونداژ الکتریکی انجام شده است. لایه اول و دوم دارای مقاومت ۱۴ الی ۵۰ اهم متر است، که مربوط به واحدهای رسوبی و آبرفتی منطقه می باشد. لایه میانی مقطع دارای مقاومت ۱۵ الی ۴۰ اهم متر است، که مربوط به واحدهای مارنی و کنگلومرای منطقه است. لایه تحتانی مقطع دارای مقاومت ۷۰ الی ۱۶۰ اهم متر است، که مربوط به واحدهای آهکی منطقه می باشد. واحدهای آهکی در محدوده سونداژ شماره ۱ الی ۵ مقاومتی بین ۱۳۰ الی ۱۶۰ اهم متر دارند، که نشان دهنده کاهش هدایت الکتریکی و متراکم یا خشک بودن آهکها می باشد. در محل سونداژهای ۷ الی ۱۶ کاهش مقاومت در آهکها قابل توجه بوده و وجود

پتانسیل آب زیرزمینی را بایستی در آهکهای این نواحی انتظار داشت. شکل (۴-۱۸) مقطع پروفیل D-D' را نشان می دهد.

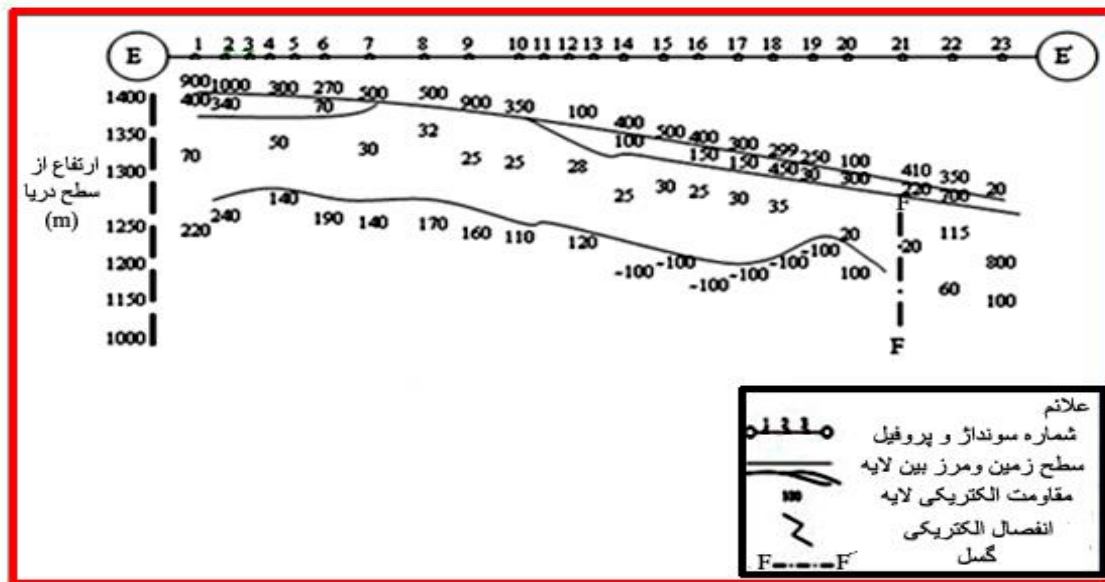


شکل ۴-۱۸- مقطع پروفیل D-D' (طوس آب ۱۳۸۴)

ه- مقطع پروفیل E-E'

امتداد این مقطع تقریباً شرقی- غربی است و در امتداد کال جنوبی جاده ارکان ۲۳ سونداژ الکتریکی انجام شده است. در نیمرخ مقاومتی این مقطع در مجموع علاوه بر قشر سطحی حداکثر سه لایه متمایز را می توان تفکیک نمود. لایه اول از واحدهای رسوبی آبرفتی است و مقاومت آن ۷۰ الی ۴۰۰ اهم متر می باشد. لایه میانی مقطع در محدوده سونداژ ۱ الی ۲۰ دارای مقاومت ۲۰ الی ۷۰ اهم متر است که مربوط به واحدهای مارنی و کنگلومرایی (نئوژن) می باشند. لایه تحتانی مقطع در محدوده مذکور دارای مقاومت ۱۰۰ الی ۲۴۰ اهم متر است که مربوط به واحدهای آهکی منطقه می باشد. جابجایی گسل در حد فاصل سونداژهای ۲۰ و ۲۱ باعث جابجایی واحدهای آهکی نزدیک سطح زمین گردیده که می توان آن را ادامه

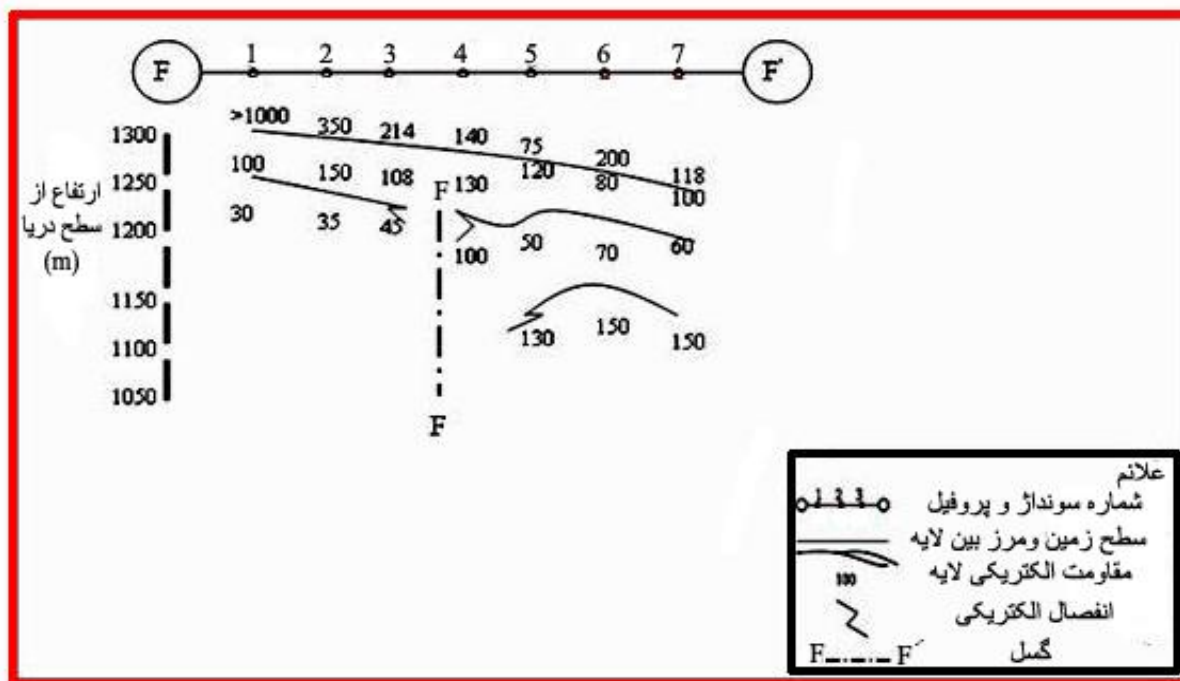
امتداد گسل در مقاطع B و A در نظر گرفت. در این مقطع واحدهای آهکی در محدوده سونداژهای ۱ الی ۹ و تا اعماق ۲۵۰ متری دارای مقاومت نسبتاً بالا و بین ۱۴۰ الی ۲۴۰ اهم متر هستند که خشک می باشند. از محدوده سونداژ شماره ۱۰ به سمت شرق مقاومت آهک ها کاهش یافته و به حدود ۷۰ تا ۱۲۰ اهم متر رسیده است که کاهش مقاومت وجود پتانسیل آب زیرزمینی در این مناطق را نشان می دهد. شکل (۴-۱۹) مقطع پروفیل (E'-E) را نشان می دهد.



شکل ۴-۱۹- مقطع پروفیل E'-E (طوس اب ۱۳۸۴)

و- مقطع پروفیل F'-F

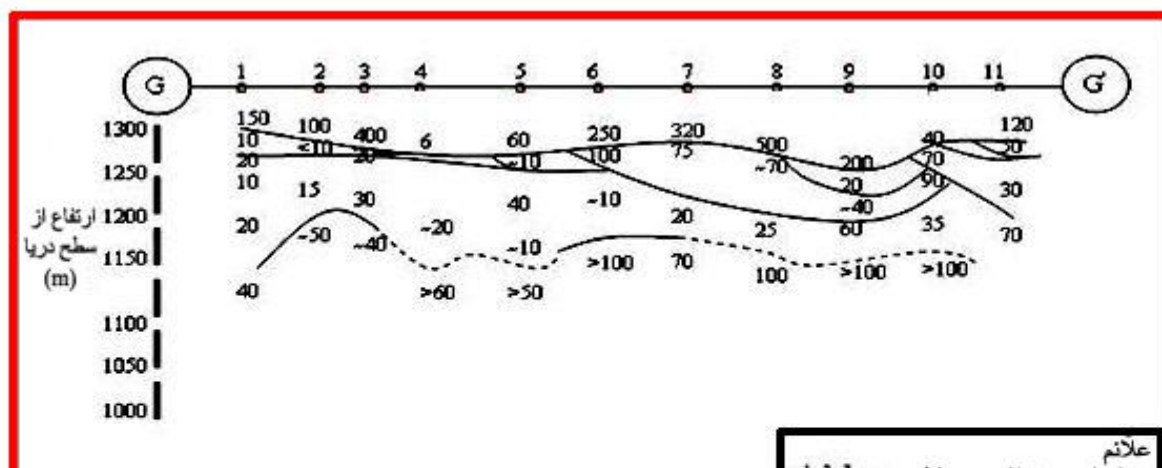
امتداد این مقطع شرقی- غربی است و شامل ۷ سونداژ است. قشر سطحی دارای مقاومت ۷۵ الی ۱۰۰۰ اهم متر، رسوبات آبرفتی دارای مقاومت ۸۰ الی ۱۲۰ اهم متر، واحدهای مارنی و کنگلومرایی دارای مقاومت ۳۰ الی ۱۰۰ اهم متر و سنگ های آهکی که در لایه تحتانی و در محل سونداژهای شماره ۴، ۱، ۲ و ۷ ظاهر گردیده اند، دارای مقاومت ۱۰۰ الی ۱۵۰ اهم متر می باشند. تغییرات جابجایی اعداد مقاومت در محدوده سونداژهای شماره ۳ و ۴ وجود گسل را در این ناحیه نشان می دهد. شکل (۴-۲۰) مقطع پروفیل (F'-F) را نشان می دهد.



شکل ۴-۲۰- مقطع پروفیل F'-F (طوس اب ۱۳۸۴)

ز- مقطع پروفیل G'-G

امتداد این مقطع تقریباً شمالی- جنوبی است و شامل ۱۱ سونداژ است. قشر سطحی دارای مقاومت ۶ الی ۵۰۰ اهم متر، رسوبات آبرفتی دارای مقاومت ۱۰ الی ۱۰۰ اهم متر، واحدهای مارنی و کنگلومرایی ۱۰ الی ۶۰ اهم متر و سنگ های آهکی که در لایه تحتانی مقطع ظاهر شده اند، دارای مقاومت ۴۰ الی ۱۰۰ اهم متر می باشد. تغییرات جانبی اعداد مقاومت در محدوده سونداژهای شماره ۵ و ۶ وجود گسل را در این ناحیه نشان می دهد. لایه تحتانی در نیمه غربی مقطع کاهش مقاومت را نسبت به نیمه شرقی نشان می دهد که احتمالاً مربوط به هادی بودن آهکها و یا تغییر در لیتولوژی و گرایش به مارنی بودن آهکها را در این ناحیه نشان می دهد. شکل (۴-۲۱) مقطع پروفیل (G'-G) را نشان می دهد.



شکل ۴-۲۱- مقطع پروفیل G'-G (طوس آب ۱۳۸۴)

۴-۳-۳- برآورد میزان تخلخل آبخوان مورد مطالعه

با در نظرگیری مقدار $m = 1.5$ و $n = 2$ (با توجه به مقادیر پیشنهادی m و n در سنگهای کربناته توسط کلر و فریشنت) به کمک فرمول (۲-۴) میزان تخلخل لایه آبدار در این نقاط محاسبه شده است. این مقادیر در جدول شماره (۴-۸) نمایش داده شده است. بر این اساس مقدار متوسط تخلخل در کل دشت حدوداً ۲۵ درصد برآورد می گردد.

۴-۳-۴- برآورد ضریب آبدهی ویژه (SY) آبخوان مورد مطالعه

دشت ارکان از رسوبات آهکی سخت شده تشکیل شده است و با توجه به توضیحات قبلی، مقادیر ثابت m و n به ترتیب برابر $1/5$ و 2 در نظر گرفته شده است. در این صورت مقدار ضریب آبدهی ویژه دشت ارکان با استفاده از مقادیر مقاومت الکتریکی آب زیرزمینی و لایه آبدار و آبرفت خشک در محلی که این مقادیر اندازه گیری شده است، به کمک فرمول (۲-۷) محاسبه گردیده و در جدول (۴-۸) درج شده است. بر این اساس، مقدار ضریب آبدهی ویژه آبخوان برای کل دشت حدود 0.16 تخمین زده می شود. با استفاده از مقدار ضخامت لایه آبدار حاصل از تفسیر سونداژهای ژئوالکتریکی در ۷۹ محل برداشت شده، مختصات طول و عرض جغرافیایی این سونداژها و با بهره گیری از نرم افزار Rock Work 99 حجم کل آبخوان حدوداً برابر ۷۲۰ میلیون متر مکعب تخمین زده شده است. سپس با استفاده از مقادیر متوسط تخلخل و

آبدهی ویژه آبخوان (که با استفاده از فرمولهای قبلی به ترتیب حدوداً ۰/۲۵ و ۰/۱۶ برآورد شد)، حجم کل آب زیرزمینی موجود در آبخوان حدود ۱۸۰ میلیون متر مکعب و حجم آبهای ثقلی حدود ۳۸ میلیون متر مکعب برآورد شده است.

جدول ۴-۸- برآورد تخلخل و ضریب آبدهی ویژه دشت ارکان بجنورد

نام سونداژ	عرض جغرافیایی (Y)	طول جغرافیایی (X)	هدایت الکتریکی آب $\mu mhos / cm$	مقاومت الکتریکی آب ($\Omega.m$)	مقاومت الکتریکی لایه آبدار ($\Omega.m$)	فاکتور سازند	آبدهی ویژه آبخوان	تخلخل لایه آبدار	مقاومت الکتریکی آبرفت خشک ($\Omega.m$)
EE	4139498	519600	689	14.51	100	6.89	0.18	0.27	1000
DD	4140300	519500	987	10.13	150	14.83	0.10	0.16	1000
DD	4140490	520278	836	11.96	120	10.00	0.14	0.21	1000
DD	4140739	521399	961	10.40	250	14.42	0.10	0.22	1000
GG	4138992	521250	1197	8.35	110	13.17	0.11	0.17	1000
BB	4141899	520132	692	14.45	33	2.28	0.47	0.57	1000
FF	4138000	521551	1521	6.57	140	11.41	0.14	0.19	1000
EE	4139600	521300	785	12.48	100	8.01	0.17	0.24	1000
EE	4139800	521200	801	12.73	130	10.21	0.13	0.41	1000
AA	4142000	519600	858	11.65	140	12.01	0.12	0.19	1000

فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات

در این فصل نتایج حاصل از این تحقیق که شامل بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیائی آبهای زیرزمینی، آنالیز داده های پمپاژ و آنالیز داده های ژئوفیزیک منطقه می باشد، به طور خلاصه ارائه می شود.

۵-۱- ارزیابی خصوصیات فیزیکی و شیمیائی آبهای زیرزمینی منطقه

۵-۱-۱- روند تغییرات مکانی هدایت الکتریکی

با توجه به نقشه هدایت الکتریکی دشت ارکان، از سمت شمال دشت به سمت جنوب دشت میزان هدایت الکتریکی افزایش می یابد، به این ترتیب که مقدار هدایت الکتریکی در ابتدای سفره آبرفتی (در مجاورت سازندهای آهکی) حدود ۳۲۰ میکرو موس بر سانتی متر است. این موضوع بیانگر این است که طول مسیر حرکت آب زیرزمینی در آهکها نسبتاً کم بوده و لیتولوژی های مخرب کیفیت در حوضه آبرگیر چشمه ها نبوده است دلیل این افزایش ناگهانی هدایت الکتریکی، تخریب کیفیت آب به وسیله نهشته های نئوژن می باشد که به صورت یک لایه ای در زیر آبرفت های عهد حاضر در بیشتر قسمت های دشت گسترش دارد. با عنایت به نقشه هدایت الکتریکی ملاحظه می شود که شیب افزایش هدایت الکتریکی یکسان نیست. علت اصلی این تغییرات تفاوت در نوع لیتولوژی و ضخامت آنها با یکدیگر است. این لیتولوژی ها تاثیرات متفاوتی بر روی مقادیر هدایت الکتریکی ایجاد کرده اند.

۵-۱-۲- بررسی مقدار pH آب در منطقه مورد مطالعه

مقادیر pH اندازه گیری شده در نقاط مختلف دشت کم و بیش یکسان می باشند و محدوده آن از ۷/۹۸ تا ۸/۳۸ متغیر است. مقادیر pH برای نمونه های آب زیرزمینی منطقه به طور متوسط حدود ۸/۳ می باشد که در محدوده آبهای طبیعی قرار می گیرد

۵-۱-۳- بررسی غلظت یونها در منطقه مورد مطالعه

همانطور که در فصل (۴) ذکر شد، غلظت یونهای مختلف در نقاط مختلف دشت ارکان تغییرات قابل توجهی را شامل می شوند. بر اساس نقشه سدیم (شکل ۴-۲) ملاحظه می شود که روند تغییرات این کاتیون کم و بیش شبیه به روند عمومی تغییرات هدایت الکتریکی است. به این ترتیب که غلظت سدیم از سمت شمال دشت به سمت جنوب افزایش می یابد. در منطقه مورد مطالعه، کمترین مقدار غلظت سدیم مربوط به چشمه زرقوم (۳۵/۸۸ میلی گرم بر لیتر) در شمال غرب دشت و بیشترین غلظت سدیم مربوط به چاه IIG (۳۸۸/۱۷ میلی گرم بر لیتر) در جنوب شرق دشت می باشد. بر اساس نقشه کلر (شکل ۴-۳) ملاحظه می شود که روند عمومی تغییرات این یون کم و بیش با روند عمومی تغییرات هدایت الکتریکی و تغییرات سدیم مشابه است. به این ترتیب که، غلظت کلر از سمت شمال دشت به سمت جنوب افزایش می یابد. کمترین مقدار غلظت کلر مربوط به چشمه زرقوم در شمال غرب دشت (۲۳/۹۹ میلی گرم بر لیتر) و بیشترین غلظت مربوط به نمونه چاه IIE (۲۴۳/۵۳ میلی گرم بر لیتر) است. میزان سولفات نیز از بالا دست دشت به سمت پائین دست دشت افزایش قابل توجهی را نشان می دهد. بدین صورت که در چشمه های ارکان و زرقوم که در ارتفاعات آهکی منطقه قرار دارند مقدار متوسط غلظت سولفات ۵۴/۹۳ میلی گرم بر لیتر است و این مقدار به سمت پائین دست دشت به شدت افزایش می یابد و مقدار متوسط آن در قسمت دشت منطقه به ۳۴۱/۲۹ میلی گرم بر لیتر می رسد. علت غلظت نسبتاً زیاد سولفات و کلر در منطقه را می توان وجود لایه های سازند نئوژن دانست که در زیر آبرفتها در دشت مورد مطالعه قرار دارد. نسبت کلر به مجموع آنیونها در نقاط مختلف دشت یکسان نیست و ناهمگنی هایی در نقاط مختلف منطقه دیده می شود. روند تغییرات این نسبت یکسان نیست و علت اصلی که باعث ناهمگنی می شود مربوط به تفاوت در لیتولوژی است و در لاگهای حفاری که از چاههایی که در نقاط مختلف دشت حفر شده اند این ناهمگنی لیتولوژی مشخص است. در مناطقی نزدیک به چاه های IIA, IIB, IID, IIE نقش تخریبی لایه های مخرب کیفیت بیشتر بوده است و حتی مقدار هدایت الکتریکی نیز در این قسمتها به طور غیر منتظره ای بیشتر بوده است. روند تغییرات نسبت سدیم به مجموع کاتیونها در نقاط مختلف دشت نیز یکسان نیست ولی می توان گفت که از شمال دشت به سمت جنوب، این نسبت افزایش می یابد. محدوده تغییرات نسبت سدیم به مجموع کاتیونها از ۰/۶۵۲ تا ۲/۷ متغیر است. بیشترین مقدار

نسبت سدیم به مجموع کاتیونها مربوط به چاه IIG و کمترین مقدار مربوط به چشمه ارکان است. میانگین نسبت Ca/Mg در بین نمونه های آب زیرزمینی اندازه گیری شده در منطقه برابر با ۱/۰۴ میلی گرم در لیتر می باشد بنابراین می توان نتیجه گرفت که جنس سفره کارستی منطقه از نوع دولومیتی است. دو عامل باعث تقلیل کیفیت آب در محدوده مورد مطالعه شده است، اول اینکه در جهت حرکت آب زیرزمینی به علت افزایش زمان تماس آب زیرزمینی با مواد تشکیل دهنده لایه آبدار به تدریج املاح محلول در آب بیشتر می شود. البته این عامل در فواصل کوتاه تر و در شرایطی که لایه های مخرب کیفیت وجود نداشته باشند اهمیت زیادی ندارد. عامل دوم که در بسیاری از مناطق باعث تقلیل شدید کیفیت آب می شود، وجود رسوبات نئوژن می باشد. این سازند با لیتولوژی خاص خود که شامل نمک، گچ، شیل، سیلت و مارن می باشد، کیفیت آب زیرزمینی منطقه را به شدت کاهش می دهد. وجود لایه های مخرب کیفیت آب همچون مارن سبز، مارن قرمز، آهک شیلی، آهک مارنی و آهک سیلتی در نقاط مختلف دشت و همچنین در مسیر حرکت آب زیرزمینی باعث افزایش مواد محلول و تخریب کیفیت آب شده است. در تشکیلاتی که لیتولوژی آنها شامل مارن و شیل می باشد میزان غلظت یونهای سولفات و کلر در آب زیرزمینی بالا است، در نتیجه در این مناطق تیپ آب سولفاته و یا کلروره می باشد. نمودار پایپر ترسیم شده برای نمونه های آب زیرزمینی منطقه ارکان بجنورد بیانگر این است که در نمونه های (IIA, IIC, IIF, IIH, IIK) هیچ زوج آنیون و کاتیونی از ۵۰٪ تجاوز نمی کند و اسیدهای قوی و قلیایی های خاکی غلبه دارند. در نمونه های آب چشمه های ارکان و زرقوم میزان سختی کربناته از ۵۰ درصد تجاوز می کند و یونهای قلیایی خاکی بیش از یونهای قلیایی و نیز اسیدهای ضعیف بیش از اسیدهای قوی می باشد. در نمونه های (IIE, IIB, IID, IIG) قلیایی غیر کربناته از ۵۰ درصد تجاوز می کند و قلیایی ها و اسیدهای قوی غلبه دارند. بخش های بالا دست آبخوان دشت ارکان که از آهک های تیرگان تغذیه گشته و در مجاورت آهک قرار گرفته است (چشمه زرقوم و چشمه ارکان)، دارای تیپ بی کربناته سدیک می باشد و در جهت جریان آب زیرزمینی تیپ آب از بی کربنات سدیک به کلروره سدیک در نمونه IIC و در نمونه های دیگر به سولفات سدیک تبدیل می شود. کمترین مقدار درصد سدیم مربوط به چاه IIK

(۳/۳۷ میلی اکریک والان بر لیتر) در جنوب شرق دشت می باشد و بیشترین غلظت سدیم مربوط به چاه IIG (۳/۷۳ میلی اکریک والان بر لیتر) در مرکز دشت می باشد.

۵-۱-۴- سایر خصوصیات کیفی آبهای زیرزمینی در منطقه

بیشترین میزان TDS مربوط به نمونه چاه IIG (۱۵۵۵ میلی گرم در لیتر) و کمترین مقدار مربوط به چشمه زرقوم (۲۹۷ میلی گرم در لیتر) می باشد و میانگین آن ۸۰۵/۹ میلی گرم در لیتر است. از سمت شمال دشت به سمت جنوب میزان TDS افزایش می یابد. سختی کل نمونه های آب زیرزمینی دشت ارکان از ۱۱۵ تا ۲۹۷ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم متغیر است. بیشترین میزان سختی کل مربوط به چاه IIE (۲۹۷ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم) و کمترین مقدار سختی کل مربوط به چشمه ارکان (۱۱۵ میلی گرم در لیتر کربنات کلسیم) می باشد. با توجه به مقادیر سختی نمونه های آب زیرزمینی در دشت ارکان ملاحظه می شود که به غیر از دو چشمه ارکان و زرقوم که به لحاظ سختی در گروه نسبتاً سخت واقع می شوند، نمونه های آب کلیه چاه های منطقه در گروه سخت واقع می شوند.

۵-۲- برآورد خصوصیات هیدرودینامیکی سفره آب زیرزمینی با استفاده از داده

های پمپاژ

به منظور بررسی خصوصیات هیدرودینامیکی سفره آب زیرزمینی در دشت ارکان از داده های ۳ حلقه چاه استفاده شده است. این چاهها چاههای پمپاژ هستند، و فاقد چاههای پیزومتری یا مشاهده ای می باشند. در چاههای پمپاژ آزمایشات پمپاژ با دبی ثابت و آزمایشات افت پله ای انجام شده است و داده های مربوط به زمان و سطح آب در چاههای پمپاژ بدست آمدند. برای آنالیز داده های آزمایش پمپاژ با دبی ثابت در دشت ارکان از روش های تیس (Theis 1935) و کوپر- ژاکوب (Copper and Jacob 1946) استفاده شده است. هم چنین در مورد آزمایش افت پله ای نیز، داده های افت- زمان بدست آمده، توسط روش ایدن- هیزل (Eden and Hazel 1973) مورد آنالیز قرار گرفتند. بر اساس نتایج بدست آمده در دشت

ارکان ملاحظه می شود که قابلیت انتقال در این دشت از ۳۵۵ تا ۶۸۷ متر مربع بر روز متغیر است. با توجه به این نتایج مشاهده می شود که مقادیر قابلیت انتقال در مناطق مختلف دارای تغییرات می باشند که این خود حاکی از ناهمگنی شدید دشت می باشد. یکی دیگر از راههای تشخیص ناهمگنی وجود یک خط چند شیبه در نمودار نیمه لگاریتمی کوپر- ژاکوب است. نتایج آنالیز داده های آزمایش افت پله ای نیز نشان دادند که نتایج حاصل از این روش با مقادیر بدست آمده از روش های مرسوم تایس و کوپر- ژاکوب هماهنگی خوبی را نشان می دهد. محدوده تغییرات قابلیت انتقال در دشت ارکان از ۳۵۵ تا ۶۸۷ متر مربع بر روز می باشد که بیانگر میزان تغییرات بالا در این خصوصیت است. (مقادیر قابلیت انتقال در چاه IIK در مقایسه با دو چاه دیگر به طور قابل توجهی بیشتر است که دلیل آن احتمالاً به خاطر درجه خلوص بالای آهکها در محدوده این چاه می باشد که این امر باعث کارستی شدن بیشتر در محدوده این چاه شده است). در مورد اختلاف قابلیت انتقال در محدوده دو چاه IIH و IID همانطور که لاگ حفاری این دو چاه نشان می دهد، در چاه IID آهکها مارنی هستند و انحلال آنها کمتر است به همین دلیل قابلیت انتقال کمتری را شامل می شوند.

۵-۳- ارزیابی خصوصیات هیدرولیکی و هیدروژئولوژیکی منطقه با استفاده از

داده های ژئوفیزیکی

در محدوده مورد مطالعه مجموعاً ۷۹ سونداژ الکتریکی انجام گردیده که در قالب ۷ مقطع ژئوفیزیکی مورد بررسی و تفسیر قرار گرفته و نتایج کلی زیر به دست آمده است.

بر اساس اعداد مقاومت بدست آمده و تلفیق آن با زمین شناسی عمومی منطقه سه لایه متمایز در مقاطع بررسی شده تشخیص داده شده است که به ترتیب از سطح زمین به عمق شامل رسوبات عهد حاضر، لایه های مارنی و کنگلومرایی نئوژن و سنگ های آهکی (تیرگان) می باشد. روند تغییرات مقاومت در رسوبات آبرفتی از ۱۰ الی ۴۰۰ اهم متر، لایه های مارنی و کنگلومرایی ۷ الی ۵۰ اهم متر و در سنگ های آهکی ۷۰ الی ۳۰۰ اهم متر می باشد. علت تفاوت مقاومت در رسوبات آبرفتی درصد رطوبت و بافت ریز ویا

درشت دانه می باشد. مقادیر متفاوت مقاومت در لایه دوم به علت وجود لایه های مارنی در این بخش است. کاهش مقادیر مقاومت در لایه آهکی احتمالاً به دلیل اشباع بودن توده و یا تغییر در لیتولوژی و گرایش به مارنی بودن آهکها می باشد. مقاومت بالای آهکها در برخی نقاط دشت نشان دهنده آن است که آهکها در این مناطق خشک یا خالص هستند.

۵-۴- پیشنهادات

با عنایت به بررسی های انجام گرفته در منطقه ارکان بجنورد و با در نظر گرفتن شواهد زمین شناسی و توپوگرافی و هدایت الکتریکی آهکها و بررسی های هیدروژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی دشت ارکان پیشنهادات زیر ارائه می گردد:

۱- در حال حاضر آب آشامیدنی شهر بجنورد از چند چاه محفوره در مرکز و جنوب دشت ارکان که کیفیت پائینی دارند تامین می شود. جهت بهبود کیفیت آب آشامیدنی بهتر است که از مناطق بالا دست دشت ارکان که کیفیت بهتری نسبت به مناطق پائین دست دارد برداشت گردد که با حفر چند حلقه چاه در این منطقه مشکل کیفیت آب بهبود می یابد.

۲- در بازدید از منطقه مشاهده شد که آب شرب روستای ارکان از پائین دست دشت که کیفیت پائین تری نسبت به آب خود روستا دارد تأمین می گردد و توسط چند ایستگاه پمپاژ از پائین دست دشت به این منطقه منتقل می شود که هزینه زیادی صرف انتقال آب می گردد. با حفر چاه در بالا دست روستای ارکان این مشکل رفع می شود و آب آشامیدنی با کیفیت بهتر و صرف هزینه کمتر در اختیار مصرف کننده گان قرار می گیرد.

۳- برای دشت ارکان نقشه هم پتانسیل تهیه شود و جهت های مختلف جریان آب زیرزمینی و گرادیان هیدرولیکی در این دشت در نقاط مختلف تعیین شوند و هم چنین حجم آبی که از کوههای آهکی (موجود در بالا دست دشت ارکان) به آبهای زیرزمینی در دشت ملحق می شود برآورد گردد.

منابع:

- خسرو تهرانی □ خ. ۱۳۷۷. زمین شناسی ایران □ انتشارات دانشگاه پیام نور □ ۳۲۷ صفحه.
- صداقت □ م. ۱۳۷۸. زمین و منابع آب □ انتشارات دانشگاه پیام نور □ ۳۶۸ صفحه.
- عودی □ ق. ۱۳۷۳. کیفیت آب آشامیدنی. انتشارات محقق □ ۲۳۰ صفحه.
- کرمی □ غ. ۱۳۷۲. بررسی رابطه بین عوامل موثر بر نفوذ آب و خصوصیات فیزیکی و شیمیایی چشمه های کارستی کوههای گروبرم فیروز. پایان نامه کارشناسی ارشد آبشناسی □ بخش زمین شناسی دانشگاه شیراز □ ۳۴۹ صفحه.
- کرمی □ غ. ۱۳۸۵. انتخاب روش مناسب برای تحلیل داده های آزمایش پمپاژ در سفره های کارستی □ فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین □ سال پانزدهم □ شماره ۵۹ □ صفحات ۵۰-۵۵.
- نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه بجنورد، تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی کشور.
- شرکت مهندسين مشاور سرو آب، گزارش مطالعات منابع آب دشت بجنورد، ۱۳۷۵، هواشناسی و هیدرولوژی، آرشیو بخش مطالعات منابع آب شرکت سهامی آب منطقه ای منطقه ای استان خراسان شمالی. ۱۷۰ صفحه.
- گزارش شناسائی حوضه آبریز دشت بجنورد، ۱۳۸۴، مدیریت مطالعات پایه منابع آب، آرشیو بخش مطالعات منابع آب شرکت سهامی آب منطقه ای استان خراسان شمالی. ۲۲ صفحه.
- شرکت مهندسی مشاور طوس آب، گزارش مطالعات ژئوالکتریک دشت بجنورد، ۱۳۸۴، آرشیو مطالعات شرکت سهامی آب منطقه ای خراسان شمالی.

Reference

Apparao A. and Tao T. G. (1974). Depth of investigation in resistivity methods using linear electrodes. *Geophysical Prospecting* 22: 211-223.

Archie G. E. (1942). The electrical resistivity log as aid in determining some reservoir characteristics. *Petroleum Technology*, Technical Report 1422, American Instrument of Mining and Metallurgical Engineering. V. 146, pp. 54-62.

Atkinson E. R. and Smith G. H. (1961). The significance of particle shape in formation factor-porosity relationships: *J. Petrol. Tech.* V. 13, p. 285-291.

Ayers J. F. (1990). Conjunctive use of Geophysical and Geological Data in the study of and Alluvial Aquifer. *Ground water*. V. 27, No. 5, pp. 625-632.

Barenblatt G. E., Zheltov I. P. and Kochina I. N. (1960). Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics* 24:1286-1303. near Shepherdstown. Pages 259-261 in A. N. Palmer, M. V. Palmer, and I. D. Sasowsky, editors. *Karst Modeling*, West Virginia.

Barnez B. B., Crowin R. F., Bayer J. H. and Hildenbrand, T.G., (1972), *Geologic prediction: developing tools and techniques for the geophysical identification and classification of sea-floor sediments*: U. S. Dept. Commerce Publication, NOAA Tech. Rep. ERL224-MMT-C2, 163 p.

Banks H. and Robins S. (2002). *"Groundwater Hydrogeology"*, McGraw-Hill, New York. 183 p.

Bouwer H. (1978). *"Groundwater Hydrology"*, McGraw-Hill, New York. 163 p.

Chebotarier I. I. (1955). "Metamorphism of natural water in the crust of weathering." *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 8, pp. 22-48, 137-170, and 198-212.

Chinh P. H. D. (2000). Electrical properties of sedimentary rocks having interconnected water-saturated pore spaces. *Geophysics*. V. 65 NO. 4p. 1093-1097.

Cooper H. H. and Jacob C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *American Geophysics Union Transactions*. 27:526-534.

Davis and Dewiest. (1986). *Ground Water and Wells*, Johnson division upon INC, USA. . 143 p.

Dannowski G. and Yaramanci U. (1999). Estimation of water content and porosity using combined radar and geoelectrical measurements. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*. 4: 1-13.

Dillon P., Pavelic P., Wright M., Peter P. and Nefiodovas A. (2001). Small-scale heterogeneity and anisotropy of a confined carbonate aquifer from triaxial tests on core samples. Pages 815-819 in S. a. wohnlich, editor. *New Approaches Characterizing Groundwater Flow*. Sweets and Zeitlinger Lisse.

Domenico P. A. (1972). "Concepts and models in ground water hydrology". McGraw-Hill, New York. 193 p.

Driscoll F. G. (1986). *Groundwater and wells*. Johnson Division, Minnesota, USA. 133 p.

Eden R. N. and Hazel C. P. (1973). Computer and graphical analysis of variable discharge pumping test of well. *Ins. Eng. Trans.*, pp. 5-10.

Frohlich R. K. and Kelly C. D. (1988). The Electrical Resistivity of Vadse Methods. *Ground Water*. V. 17, no. 4, pp. 338-345.

Frohlich R. K. and Park C. D., (1989). The Electrical Resistivity of Vadse Zone – Field survey.

Gotkowitz et. al. (2003). "Groundwater Hydrogeology", McGraw-Hill, New York

Jackson P. N., Taylor S. D. and Stanford P. N. (1978). Resistivity-particle shape relationships for marine sands. *Geophysics* 43(6) 1250-1268.

Jeannin P. Y. and Sauter M. (1998). Analysis of karst hydrodynamic behavior using global approach: a review. *Bulletin d'Hydrogeologie, Centre d'Hydrogeologie, Universite de Neuchatel* 16: 31-48.

Jones W. K. (1999). Pumping tests of wells at the national training centre near Shepherdstown. Pages 259-261 in Palmer A. N., Palmer M. V. and Sasowsky I. D. editors. *Karst Modeling*, West Virginia.

Hem J. D. (1970). Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. *U. S. Geol. Surv. Water – Supply Paper* 1973. pp. 103-230.

Keller G. V. and Frischknecht F. C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. Oxford, Pergamon Press. 517 p.

Luis M. N. and Luis R. (1999). Permeability fields estimation by conditional simulations of geophysical data. *Conference of Modeling – Coping with Uncertainty*, Portugal, Zurich, Switzerland. 117-123.

Mangin A. (1978). Le karst, entite physique, aborde par l'etude du systeme karstique. (Karst as a physical unit, from the study of the karst system). *Le karst, colloque de Tarbes, 17-18 octobr1978, AGSO*, pp 21-37

Michalski A. and Britton T. (1997). The role of bedding fractures in the hydrogeology of sedimentary bedrock-Evidence from the Newark Basin, New Jersey. *Ground Water*. 35:318-327.

Moench A. F. (1984). Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resource. Res.* 20:831-846.

Shuster E. T. and White W. B. (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: A possible means for charactristing carbonate aquifer. *Journal Hydrogeology*. Vol. 14: 93-128.

Stocklin J. (1968). *The report of Bojnord geological map*, 200 p.

Taylor and Smith. D. (1971). Acoustic and electric techniques for sea-floor identification: Proc. Int. Symp. On Engineering Properties of Sea-Floor Soils and their Geophysical Identification, Seattle, Washington, p. 253-267. 1952.

Theis C. V. (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Transactions of American Geophysical Union 16: 519-524.

Todd D. K. (1980). Groundwater hydrology, 2 Edition. John Wiley & sons, New York. Inc., U.S.A.

Walton W. C. (1987). Groundwater pumping tests. Lewis Publishers, Inc., U.S.A.

World Health Organization. Guideline for Drinking Water Quality Vol 12. 1983.

Windle D. and Worth C. P. (1975). Electrical resistivity method for determining volume changes that occur during a pressurementr test: Proc. Specialty conf. on In-Situ Measurement of Soil Properties, Am. Soc. Civil Enars., Raleigh N. C., June 1-4, P. 497-510.

Winsauer W. O., Shearin H. M., Masson P. H., and Williams M., (1952). Resistivity of brine – saturated sands in relation to pore – geometry: Bull. AAPG, v. 36, p. 253-277

Younger P. L. (1993). Simple generalized methods for estimating aquifer storage parameters. Quaterly Journal of Engenering Geology, 26;127-135