

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش آبشناسی

بررسی هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی محدوده آق قلا-گمیشان، شرق دریای خزر

نگارنده:

فاطمه صفائی پور

استاد راهنما:

دکتر رحیم باقری

استاد مشاور:

دکتر مهدی جعفرزاده

اسفند ۱۴۰۰

صور تجلسه دفاع

«سپاس خدای را که هر چه دارم از اوست»

تقدیم به مادرم

رفیق و همراه همیشگی، سنگ صبوری که الفبای زندگی به من آموخت

تقدیم به پدرم

بخاطر زحمات بی دریغش در تمام مراحل زندگی

تشکر و قدردانی

شکر شایان نثار ایزد منان که توفیق را رفیق راهم ساخت تا این پایان نامه را به پایان برسانم. در ابتدا از محبت های پدر و مادرم که در تمام مراحل زندگیم مشوق و همراه من بوده اند سپاسگزاری می نمایم .

از استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر رحیم باقری که از مساعدت ها و راهنمایی های علمی و سودمندشان بهره جسته ام کمال تشکر را دارم. از استاد مشاور محترم این پایان نامه، آقای دکتر مهدی جعفرزاده بخاطر راهنمایی های ارزنده در انجام کار تشکر می گردد.

تشکر می کنم از جناب آقای مهندس یعقوب نیک قوجق شرکت آب منطقه ای استان گلستان، جناب آقای دکتر حامد رضایی، آقای مهندس علی عباسپور، آقای دکتر علی رادفر، آقای محمدیان که همواره از کمک های بی دریغشان در پیشبرد اهداف این پایان نامه بهره جسته ام.

از زحمات اساتید دلسوز و محترم گروه زمین شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به ویژه دکتر غلامحسین کرمی و دکتر هادی جعفری و همچنین کلیه کارکنان دانشکده نهایت قدردانی را دارم و امیدوارم خداوند منان توفیق روز افزون بر این پرچم داران علم و اخلاق عنایت فرماید.

فاطمه صفائی پور

اسفند ۱۴۰۰

تعمدنامه

اینجانب **فاطمه صفائی پور** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه **بررسی هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی محدوده آق قلا-گمیشان، شرق دریای خزر** تحت راهنمایی دکتر رحیم باقری متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

دشت آق قلا – گمیشان با مساحت ۱۵۵۴/۳۱ کیلومتر مربع در استان گلستان و در شرق دریای خزر واقع شده است. به منظور بررسی هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی از اطلاعات تراز سطح آب پیژومتری در آبخوان و همچنین ۲۵ نمونه آب برداشتی از چاه‌های بهره‌برداری موجود در دشت و یک نمونه آب از دریا استفاده شده است. نقشه‌های هم‌پتانسیل و جهت جریان نشان می‌دهند که عمده تغذیه آبخوان از سمت شرق و جنوب شرق سلسله جبال البرز و بخش کوچکی از مناطق شمالی دشت می‌باشد و جهت عمومی جریان آب زیرزمینی منطقه از سمت شرق و جنوب شرق به سمت جنوب غرب و دریای خزر می‌باشد که هم جهت با جریان‌های سطحی رودخانه گرگانود است. ماکزیمم گرادیان آب زیرزمینی در بخش شرقی و جنوب شرق مشاهده می‌شود. با توجه به هیدروگراف واحد دشت روند کلی تراز سفره آب زیرزمینی یکسان بوده و تغییرات افت بسیار کمی را در حدود ۱۴ سانتی متر در سال نشان می‌دهد. نقشه هم افت محدوده بیان می‌کند که کمترین مقدار افت مربوط به منطقه تغذیه و ورودی دشت می‌باشد و بیشترین میزان افت مربوط به منطقه تخلیه و خروجی دشت به دلیل تغذیه کم و برداشت از چاه‌ها می‌باشد. با توجه به نقشه‌های تغییرات هدایت الکتریکی در سه سال مختلف، در جهت جریان آب زیرزمینی از منطقه تغذیه به منطقه تخلیه مقدار هدایت الکتریکی افزایش می‌یابد. به طوری که حداقل میزان هدایت الکتریکی ۸۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر در شرقی‌ترین قسمت و حداکثر میزان هدایت الکتریکی ۴۳۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر در غربی‌ترین قسمت مشاهده شد. بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی محدوده مطالعاتی بیانگر این است که منشأ آب زیرزمینی، آبهای جوی عهد حاضر با منشأ عمدتاً مدیترانه‌ای می‌باشد و منشأ شوری را نفوذ آب شور دریا و یا انحلال تبخیری‌ها بیان شده است.

کلمات کلیدی: هیدروژئولوژی، هیدروژئوشیمی، ایزوتوپی، آبخوان آبرفتی

فهرست مطالب

فهرست اشکال	ک
فهرست جداول	ن
فصل اول: کلیات.....	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق	۲
۱-۳- مختصات و مشخصات جغرافیایی منطقه مطالعاتی	۴
۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه	۶
۱-۵- زمین‌شناسی عمومی منطقه	۷
۱-۶- آب و هوای منطقه مطالعاتی	۱۱
الف - هیدرولوژی	۱۲
ب- هیدروژئولوژی	۱۲
فصل دوم: پیشینه تحقیق.....	۱۵
۲-۱- مقدمه	۱۶
۲-۲- مطالعات هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی	۱۶
۲-۳- عوامل مؤثر بر کیفیت آب‌های زیرزمینی	۱۷
۲-۳-۱- عوامل طبیعی تأثیرگذار بر کیفیت آب‌های زیرزمینی	۱۸
۲-۳-۲- عوامل انسانی تأثیرگذار بر کیفیت آب‌های زیرزمینی	۲۰
۲-۴- عوامل مؤثر بر کمیت آب‌های زیرزمینی	۲۱
۲-۴-۱- عوامل مؤثر بر تغییرات سطح ایستابی	۲۱
۲-۴-۲- عوامل مؤثر بر تغییرات جریان آب زیرزمینی	۲۲
۲-۵- مطالعات انجام شده در خصوص تعیین منشأ و تکامل ژئوشیمیایی	۲۳
۲-۵-۱- روش هیدرووشیمیایی در تعیین منشأ شوری	۲۴
۲-۵-۲- روش ایزوتوپ‌های پایدار ^2H و ^{18}O در تعیین منشأ شوری آب	۲۴

فصل سوم: روش تحقیق..... ۲۷

- ۳-۱- مقدمه ۲۸
- ۳-۲- جمع‌آوری اطلاعات و داده‌های موجود از منطقه ۲۸
- ۳-۳- تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه ۳۰
- ۳-۴- مطالعات صحرایی و انجام نمونه‌برداری ۳۰
- ۳-۵- اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی ۳۰
- ۳-۶- اندازه‌گیری یون‌های اصلی ۳۰
- ۳-۷- صحت‌سنجی نتایج ۳۱
- ۳-۸- داده‌های هیدروژئولوژیکی منطقه مورد مطالعه ۳۱
- ۳-۸-۱- ترسیم هیدروگراف معرف دشت ۳۱
- ۳-۸-۲- تهیه نقشه هم‌پتانسیل، هم‌افت و هم‌عمق آبخوان ۳۱
- ۳-۸-۳- بررسی بیلان آب زیرزمینی دشت آق‌قلا- گمیشان ۳۲
- ۳-۹- تحلیل داده‌های هیدروژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه ۳۴
- ۳-۹-۱- نقشه هم‌هدایت الکتریکی و سری زمانی داده‌های کیفی محدوده مورد مطالعه ۳۴
- ۳-۹-۲- ترسیم نمودارهای کیفی آبخوان ۳۴
- ۳-۹-۳- نمودارهای ترکیبی و داده‌های ایزوتوپی ۳۴

فصل چهارم: تحلیل هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمیایی محدوده آق‌قلا- گمیشان..... ۳۵

- ۴-۱- مقدمه ۳۶
- ۴-۲- هیدروژئولوژی آبخوان دشت آق‌قلا- گمیشان ۳۶
- ۴-۲-۱- بررسی نقشه‌های هم‌پتانسیل منطقه مطالعاتی ۳۶
- ۴-۲-۲- ارزیابی هیدروژئولوژیکی منطقه مطالعاتی بر پایه افت طولانی مدت ۴۲
- ۴-۲-۳- بررسی نوسانات تراز سطح آب پیزومتری ۴۴
- ۴-۲-۴- ترسیم نقشه هم‌عمق محدوده مطالعاتی ۴۵
- ۴-۲-۵- هیدروگراف واحد دشت آق‌قلا- گمیشان ۴۸
- ۴-۲-۶- هیدروگراف واحد آبخوان محدوده مورد مطالعه ۵۰
- ۴-۲-۷- بررسی وضعیت بیلان آبخوان محدوده آق‌قلا- گمیشان ۵۱
- ۴-۲-۷-۱- عوامل تغذیه آبخوان ۵۲
- ۴-۲-۷-۲- عوامل تخلیه آبخوان ۵۳

۵۴	۸-۲-۴ محاسبه تغییرات حجم مخزن
۵۶	۳-۴ بررسی رفتار هیدروژئوشیمیایی آبخوان محدوده آق‌قلا-گمیشان
۵۶	۱-۳-۴ جمع‌آوری داده‌های هیدرووشیمیایی و ایزوتوپی
۵۶	۲-۳-۴ بررسی تغییرات هدایت الکتریکی (Electrical Conductivity)
۶۵	۳-۳-۴ بررسی تغییرات یون کلر (Cl)
۶۵	۴-۳-۴ بررسی تغییرات یون سولفات (SO_4)
۷۰	۶-۳-۴ بررسی تغییرات یون منیزیم (Mg)
۷۰	۷-۳-۴ بررسی تغییرات یون سدیم (Na)
۷۰	۸-۳-۴ بررسی تغییرات یون پتاسیم (K)
۷۴	۹-۳-۴ بررسی تغییرات یون کربنات و بیکربنات
۷۵	۴-۴ تعیین رخساره‌های هیدرووشیمیایی منطقه
۷۵	۱-۴-۴ دیاگرام پایپر (Piper)
۷۸	۲-۴-۴ دیاگرام شولر
۸۰	۳-۴-۴ دیاگرام استیف
۸۰	۴-۴-۴ شاخص اشباع (SI)
۸۳	۵-۴ بررسی تکامل ژئوشیمیایی محدوده آق‌قلا-گمیشان
۸۹	۱-۵-۴ بررسی اختلاط آب شور در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت آق‌قلا-گمیشان
۹۱	۶-۴ مطالعات ایزوتوپی منابع آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا-گمیشان
۹۶	۷-۴ ارزیابی منابع آب زیرزمینی در مصارف مختلف
۹۹	فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات
۱۰۰	۱-۵ نتیجه‌گیری
۱۰۱	۲-۵ پیشنهادات
۱۰۲	مراجع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱ - موقعیت محدوده مطالعاتی در نقشه تقسیمات کشوری استان گلستان ۵
- شکل ۱-۲ - محدوده مطالعاتی در نقشه حوزه‌های آبریز استان گلستان (رضایی، ۱۳۹۶) ۵
- شکل ۱-۳ - تقسیم‌بندی مورفولوژی استان گلستان (رضایی، ۱۳۹۲) ۷
- شکل ۱-۴ - نقشه زمین‌شناسی منطقه (اقتباس از سربی و احدنژاد، ۱۳۸۱) ۸
- شکل ۱-۵ - حوضه‌های رسوبی و زمین‌ساختی منطقه (اقتباس از سربی و احدنژاد، ۱۳۸۱) ۹
- شکل ۳-۱ - موقعیت چاه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه ۲۹
- شکل ۳-۲ - موقعیت پیزومترها در آبخوان آزاد منطقه مورد مطالعه ۳۳
- شکل ۴-۱ - موقعیت پیزومترها و نقشه هم‌پتانسیل سفره آزاد در خرداد ۱۳۷۵ (فلش قرمز رنگ مسیر جریان و خط چین -SW NE مقطع هیدرولیکی را نشان می‌دهد). ۳۹
- شکل ۴-۲ - موقعیت پیزومترها و نقشه هم‌پتانسیل سفره آزاد در خرداد ۱۳۸۶. (فلش قرمز رنگ مسیر جریان و خط چین -SW NE مقطع هیدرولیکی را نشان می‌دهد). ۴۰
- شکل ۴-۳ - موقعیت پیزومترها و نقشه هم‌پتانسیل سفره آزاد در خرداد ۱۳۹۶. (فلش قرمز رنگ مسیر جریان و خط چین -SW NE مقطع هیدرولیکی را نشان می‌دهد). ۴۱
- شکل ۴-۴ - مقطع هیدرولیکی تغییرات مکانی و زمانی تراز سطح آب در منطقه مورد مطالعه ۴۲
- شکل ۴-۵ - نقشه هم‌افت سفره آزاد محدوده آق‌قلا-گمیشان ۴۳
- شکل ۴-۶ - نوسانات تراز سطح آب در پیزومترهای گروه اول محدوده آق‌قلا - گمیشان ۴۴
- شکل ۴-۷ - نوسانات تراز سطح آب در پیزومترهای گروه دوم محدوده آق‌قلا - گمیشان ۴۵
- شکل ۴-۸ - نقشه گروه‌بندی نوسانات تراز سطح آب پیزومتری محدوده آق‌قلا - گمیشان ۴۶
- شکل ۴-۹ - نقشه هم عمق آبخوان آزاد محدوده آق‌قلا - گمیشان ۴۷
- شکل ۴-۱۰ - نقشه تیسنبندی آبخوان آزاد محدوده آق‌قلا - گمیشان ۴۹
- شکل ۴-۱۱ - هیدروگراف واحد آبخوان محدوده مورد مطالعه ۵۱
- شکل ۴-۱۲ - موقعیت چاه‌های نمونه‌برداری شده جهت بررسی کیفی آبخوان آق‌قلا - گمیشان ۵۹
- شکل ۴-۱۳ - نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در محدوده آق‌قلا - گمیشان در سال ۱۳۷۵ (مقدار بر اساس $\mu\text{S/cm}$) ۶۱
- شکل ۴-۱۴ - نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در محدوده آق‌قلا - گمیشان در سال ۱۳۸۶ (مقدار بر اساس $\mu\text{S/cm}$) ۶۲
- شکل ۴-۱۵ - نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در محدوده آق‌قلا - گمیشان در سال ۱۴۰۰ (مقدار بر اساس $\mu\text{S/cm}$) ۶۳
- شکل ۴-۱۶ - تغییرات مکانی مقادیر هدایت الکتریکی و گروه‌بندی آن‌ها در چاه‌های محدوده آق‌قلا - گمیشان ۶۴

- شکل ۴-۱۷- نقشه پراکندگی یون کلر در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰ ۶۶
- شکل ۴-۱۸- نقشه پراکندگی یون سولفات در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰ ۶۸
- شکل ۴-۱۹- نقشه پراکندگی یون کلسیم در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰ ۶۹
- شکل ۴-۲۰- نقشه پراکندگی یون منیزیم در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰ ۷۱
- شکل ۴-۲۱- نقشه پراکندگی یون سدیم در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰ ۷۲
- شکل ۴-۲۲- نقشه پراکندگی یون پتاسیم در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰ ۷۳
- شکل ۴-۲۳- نقشه پراکندگی یون بیکربنات در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰ ۷۴
- شکل ۴-۲۴- نمودار پایپر نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا- گمیشان ۷۶
- شکل ۴-۲۵- رابطه بین کاتیون‌ها و آنیون‌های نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا- گمیشان ۷۷
- شکل ۴-۲۶- دیاگرام شولر نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا - گمیشان (گروه اول با هدایت الکتریکی کمتر از ۸۰۰) ۷۸
- شکل ۴-۲۷- دیاگرام شولر نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا - گمیشان (گروه دوم با هدایت الکتریکی بین ۸۰۰ تا ۲۰۰۰) ۷۹
- شکل ۴-۲۸- دیاگرام شولر نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا - گمیشان (گروه سوم با هدایت الکتریکی بیشتر از ۲۰۰۰) ۷۹
- شکل ۴-۲۹- گروه‌بندی نمونه‌های منطقه بر اساس نمودار استیف. گروه اول ۸۱
- شکل ۴-۳۰- گروه‌بندی نمونه‌های منطقه بر اساس نمودار استیف. گروه دوم ۸۲
- شکل ۴-۳۱- گروه‌بندی نمونه‌های منطقه بر اساس نمودار استیف. گروه سوم ۸۲
- شکل ۴-۳۲- رابطه نمایه‌های مختلف اشباع در منابع آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا - گمیشان ۸۳
- شکل ۴-۳۳- دیاگرام HFE برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه ۸۴
- شکل ۴-۳۴- نسبت یونی Na/Cl به Cl برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه ۸۵
- شکل ۴-۳۵- رابطه بین غلظت عناصر با هدایت الکتریکی برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه ۸۶
- شکل ۴-۳۶- رابطه بین Ca و SO_4 برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه ۸۷
- شکل ۴-۳۷- رابطه بین Ca+Mg در مقابل SO_4+HCO_3 برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه ۸۸
- شکل ۴-۳۸- رابطه بین $(\text{Ca+Mg})/(\text{SO}_4+\text{HCO}_3)$ در مقابل Na/Cl برای نمونه‌های آب زیرزمینی مورد مطالعه ۸۹
- شکل ۴-۳۹- سهم آب شور دریا در نمونه‌های ساحلی در طی اختلاط آب شیرین با آب شور محدوده ۹۰
- شکل ۴-۴۰- مقادیر نسبت ایزوتوپ ^2H در مقابل ^{18}O در نمونه‌های آب محدوده مورد مطالعه ۹۳
- شکل ۴-۴۱- ارتباط بین ^{18}O با مقادیر دوتریم اضافه در نمونه‌های آب محدوده مورد مطالعه ۹۵
- شکل ۴-۴۲- ارتباط بین ^{18}O با غلظت Cl در نمونه‌های آب محدوده مورد مطالعه ۹۵

شکل ۴-۴۳- ارتباط بین ^2H با غلظت Cl در نمونه‌های آب محدوده مورد مطالعه ۹۶

شکل ۴-۴۳- تعیین کیفیت آب برای کشاورزی با استفاده از دیاگرام ویلکاکس برای منابع آب زیرزمینی دشت آق‌قلا - گمیشان

۹۸

فهرست جداول

- جدول ۱-۱- مشخصات سازندهای حوضه خزر جنوبی (برگرفته از Robert et al., 2014) ۱۱
- جدول ۱-۴- مختصات، تراز سطح آب و مقادیر افت ۲۱ ساله در پیزومترهای آبخوان منطقه مطالعاتی ۳۸
- جدول ۲-۴- محاسبه میزان تخلیه حاصل از تبخیر آبخوان آبرفتی آق‌قلا-گمیشان ۵۴
- جدول ۳-۴- خلاصه اجزاء بیلان آبخوان آبرفتی آق‌قلا-گمیشان ۵۵
- جدول ۴-۴- نتایج آنالیز کیفی منابع آب محدوده آق‌قلا-گمیشان خرداد ماه ۱۴۰۰ ۵۷
- جدول ۵-۴- مقادیر ایزوتوپ‌های ^2H و ^{18}O نمونه‌های محدوده آق‌قلا-گمیشان ۵۸
- جدول ۶-۴- مقادیر ایزوتوپ‌های ^2H و ^{18}O نمونه‌های محدوده آق‌قلا-گمیشان ۹۲
- جدول ۴-۷- رده‌بندی مختلف آب زیرزمینی و نوع کیفیت براساس تقسیم‌بندی ویلکاکس (Karanth, 2001) ۹۷

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه

آب زیرزمینی یکی از مهمترین منابع آب شیرین و شرب در دسترس است. توسعه روز افزون جمعیت و تصاحب بی حد و مرز انسان بر منابع در محیط زیست، منجر به افزایش مصرف بی‌رویه آب زیرزمینی شده است و در نتیجه به هم خوردن تعادل طبیعی آن، بیلان آب زیرزمینی در آبخوان‌های بسیاری از مناطق کشور منفی شده است. اگر کمبود آن جبران نشود، آسیب‌های جدی به آبخوان‌ها وارد خواهد شد. از طرفی، به دلیل کیفیت برتر آب زیرزمینی نسبت به آب‌های سطحی، حفظ آن ضرورت پیدا می‌کند.

در این فصل پس از بیان مسئله درباره مشخصات و مختصات عمومی و کلی منطقه مطالعاتی، ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی منطقه اشاره کلی می‌شود. در بخش‌های دیگر درباره وضعیت آب و هوایی و هیدرولوژی استان و منطقه مختصر توضیحاتی داده می‌شود.

۱-۲- بیان مسئله و هدف از انجام تحقیق

در کشورهای بسیاری، منابع آب زیرزمینی برای مصارف کشاورزی، خانگی و صنعتی استفاده می‌شود. کاهش روند بارش در سال‌های اخیر، برداشت بیش از ظرفیت برخی از آبخوان‌ها باعث افت شدید سطح ایستابی آبخوان‌ها در مناطق مختلف شده است. از جمله عوارض جانبی افت سطح سفره‌ها منجر به فرونشست زمین می‌گردد. همچنین در مناطق ساحلی و مجاورت آبخوان‌های شور، هجوم آب‌های شور و کاهش کیفیت منابع آب زیرزمینی اتفاق می‌افتد. تخریب اراضی و گسترش بیابان‌زایی به دلیل کم آبی نتیجه این برداشت‌ها می‌باشد. از سوی دیگر پیامدهای منفی روی آبخوان شامل کاهش آبدی چاه‌ها، افزایش هزینه‌های استحصال آب و گسترش آلودگی‌های زیست محیطی می‌باشد. آبخوان‌های آبرفتی به دلیل ارتباط هیدرولیکی با آب‌های سطحی در مقایسه با آبخوان‌های کارستی بیشتر در اثر

آلودگی دچار کاهش کیفیت می‌شوند. کاهش کیفیت آب در نتیجه اضافه برداشت از حجم آب آبخوان رخ می‌دهد. از طرفی منجر به تغییر الگوی جریان آب زیرزمینی و به هم ریختن رفتار هیدروژئولوژی دشت و بالتبع نفوذ آب شور از منشاءهای مختلف گردد.

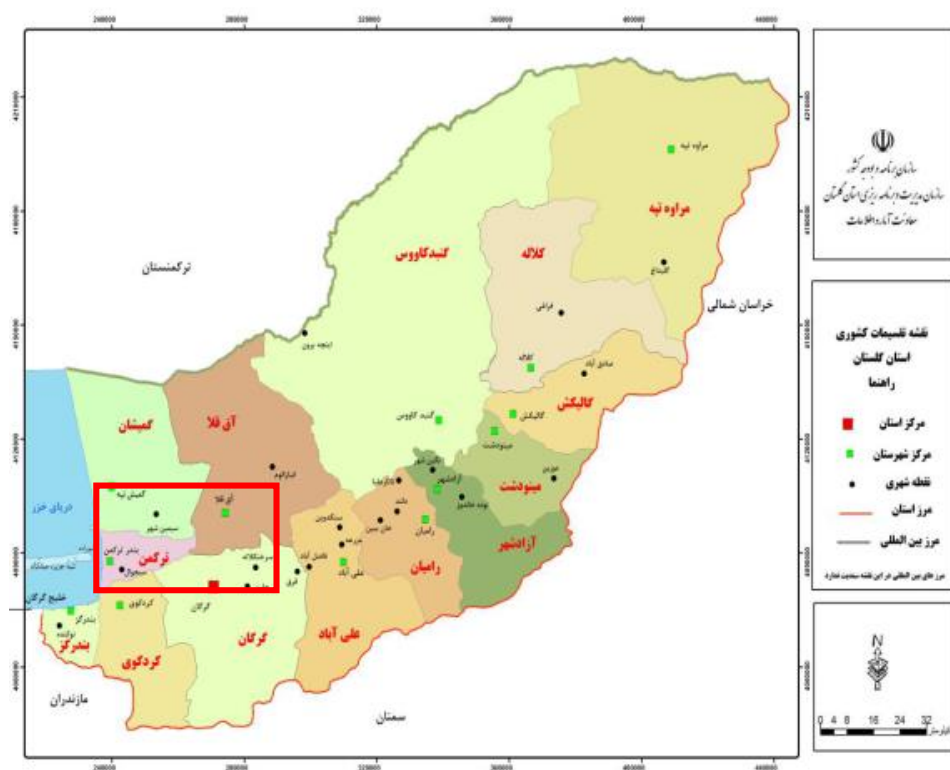
حمله آب‌های شور به سمت آب‌های شیرین در سفره‌هایی که در مجاور دریا، دریاچه‌های شور، گنبد‌های نمکی و کفه نمکی بخصوص در مناطق خشک قرار دارند، رخ می‌دهد و این اضافه برداشت از آب شیرین می‌تواند نظم و تعادل بین این دو آب شیرین و شور را به هم زده و آسیب‌های جبران‌ناپذیری بر کیفیت آبخوان ایجاد کند. مدیریت بر این‌گونه آبخوان‌ها در جهت کنترل کیفیت آن امری بسیار مهم و کلیدی است و مدیریت صحیح هر آبخوان نیاز به شناخت وضعیت موجود و همچنین تغییرات آن در شرایط مختلف دارد. با توجه به محوری بودن آب، کشاورزی و محیط زیست در برنامه‌های توسعه پایدار هر منطقه، نیازمند به مدیریت منابع محدود آب زیرزمینی بوده و بیش از گذشته احساس می‌گردد. برداشت بی‌رویه از آبخوان‌های آبرفتی طی چند دهه اخیر مشکلات فراوانی از قبیل افت آب، بهم ریختگی الگوی طبیعی جریان، کاهش ضخامت اشباع آبخوان و نشست زمین، معکوس شدن جهت جریان آب، پیشروی جبهه آب شور و در نهایت مرگ برخی آبخوان‌ها را شامل شده است.

دشت آق‌قلا-گمیشان در شرق دریای خزر و شمال استان گلستان قرار دارد. استحصال آب زیرزمینی در این دشت از طریق چاه‌های بهره‌برداری عمیق صورت می‌گیرد. استان گلستان با مساحتی معادل ۲۰۴۳۷ کیلومتر مربع در شمال کشور و حاشیه دریای خزر بین طول‌های جغرافیایی ۵۶°، ۱۹' تا ۵۱°، ۵۳' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۸°، ۰۸' تا ۳۶°، ۳۰' شمالی قرار دارد. استان گلستان از شمال به کشور ترکمنستان و دریای خزر، از جنوب به سلسله جبال البرز و استان سمنان و از غرب به استان مازندران محدود می‌گردد. بخش شمالی دشت آقلا-گمیشان به منطقه کویری ترکمن صحرا منتهی می‌شود. بنابراین منابع آب زیرزمینی در این منطقه جهت شرب و کشاورزی حائز اهمیت بوده و حفظ و توسعه پایدار آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. در این راستا هدف اصلی پژوهش، بررسی‌های

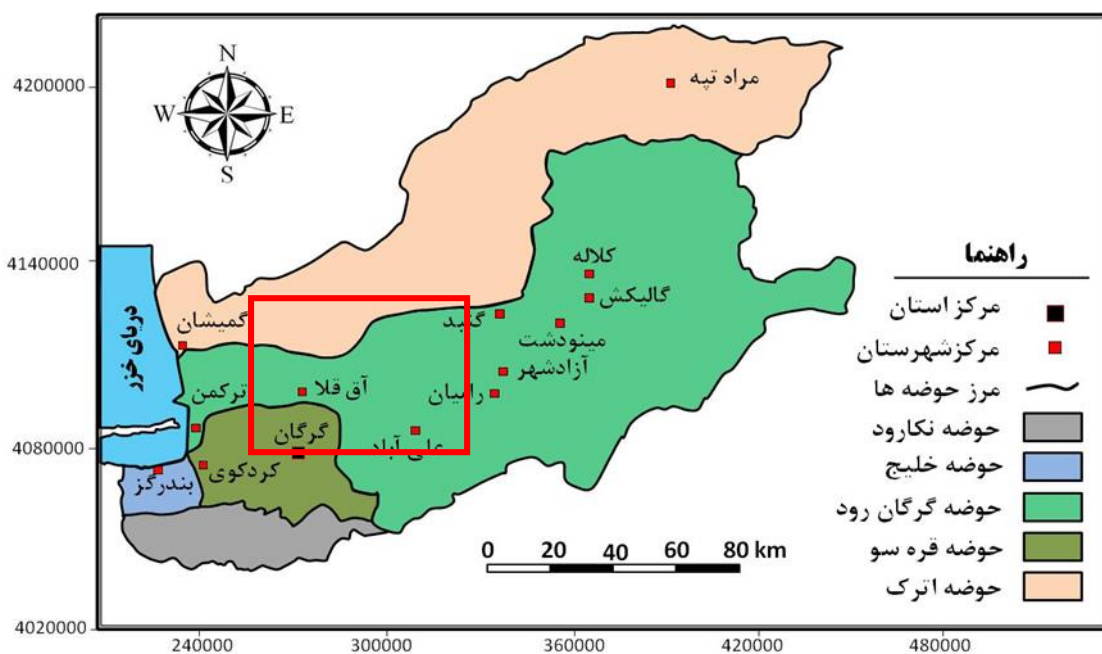
هیدروژئولوژی (کمی) و هیدروژئوشیمی (کیفی) آب زیرزمینی منطقه آق قلا-گمیشان به عنوان راهکاری علمی برای اقدامات مدیریتی ضروری می‌باشد. شناخت الگوها و سرعت جریان آب زیرزمینی، ارزیابی کمی و بیلان سفره، ارزیابی عوامل تعیین‌کننده کیفیت و ارتباط بین شرایط آبخوان و کیفیت آب زیرزمینی از نیازهای اصلی می‌باشد. بنابراین پایش کمی و کیفی آبخوان‌ها و بررسی تأثیر عوامل گوناگون بر آن، ابزار مهمی در مدیریت منابع آب زیرزمینی و رسیدن به توسعه‌ی پایدار است.

۱-۳- مشخصات و مشخصات جغرافیایی منطقه مطالعاتی

آق قلا یا آق قلعه به معنی دژ سپید یا سپید دژ، شهری از توابع بخش مرکزی و مرکز شهرستان آق قلا در استان گلستان است. منطقه مطالعاتی در ضلع جنوب شرقی دریای خزر در استان گلستان به نام دشت آق قلا - گمیشان با مختصات ۳۶ درجه و ۵۵ دقیقه تا ۳۰ درجه و ۳۷ دقیقه عرض شمالی و ۵۴ درجه و ۱۴ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۵۱ دقیقه طول شرقی انتخاب شد. در این محدوده مطالعاتی شهرهای گمیشان در شمال غرب، ترکمن در غرب، فاضل‌آباد در شرق، آق قلا در مرکز را در بر می‌گیرد. شهر گرگان در ضلع جنوبی آن قرار گرفته است. این محدوده از شمال به سد وشمگیر، تالاب اینچه و تالاب گمیشان وصل می‌شود (شکل ۱-۱). مساحت محدوده مطالعاتی نزدیک به ۱۵۵۴/۳۱ کیلومتر مربع است. از لحاظ تقسیمات جغرافیایی قسمتی از شهرستان‌های گمیشان، آق قلا، ترکمن، گرگان و علی‌آباد را شامل می‌شود. نزدیک بودن منطقه مطالعاتی به مرکز استان تجمع و تراکم فعالیت‌های اقتصادی و سکونتگاهی را افزایش داده است؛ لذا توجه به کیفیت و کمیت منابع آب منطقه بسیار حائز اهمیت است. منطقه مطالعاتی بخش‌هایی از سه حوزه اصلی اترک، گرگان‌رود و قره‌سو را در بر می‌گیرد (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۱- موقعیت محدوده مطالعاتی در نقشه تقسیمات کشوری استان گلستان



شکل ۱-۲- محدوده مطالعاتی در نقشه حوزه‌های آبریز استان گلستان (رضایی، ۱۳۹۶)

۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

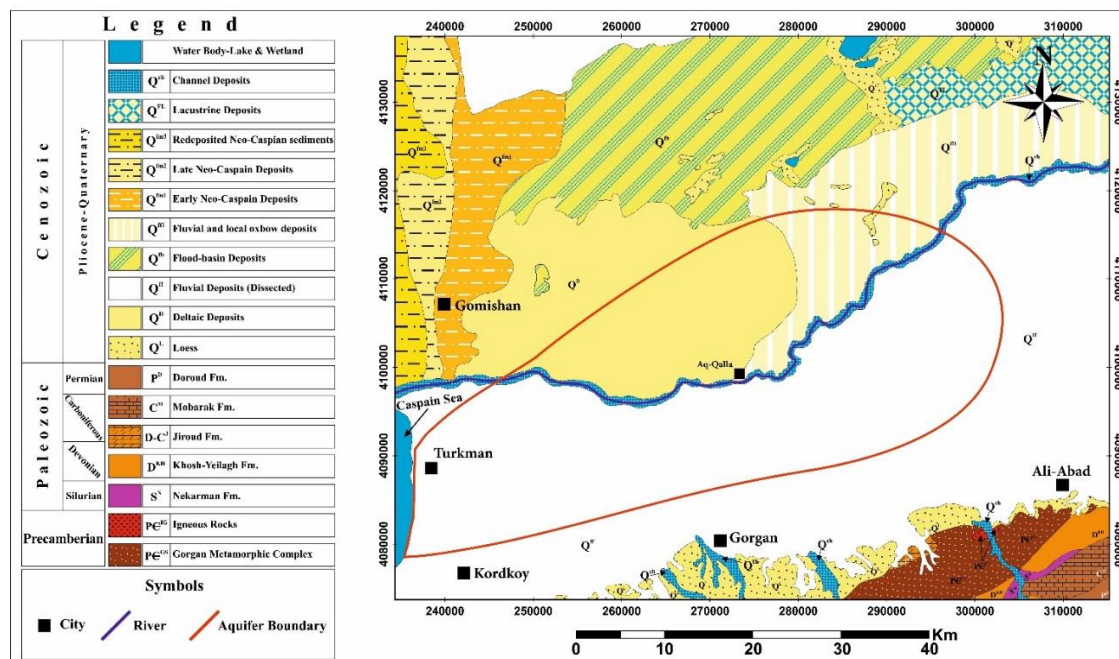
از نظر ناهمواری استان گلستان به سه ناحیه جلگه‌ای، کوهپایه‌ای و کوهستانی تقسیم می‌شود (شکل ۱-۳). ناحیه جلگه‌ای از تراز سطح آب خلیج گرگان و خروجی حوزه گرگانرود در بندر ترکمن و روستای قره‌سو شروع و تا ارتفاع ۱۰۰ متری ادامه دارد. سطح وسیعی از استان گلستان در این ناحیه واقع شده و عمده جمعیت، فعالیت و کانون‌های استقرار شهرها، آبادی‌ها و مراکز تولیدی و کشاورزی را در خود جای داده است. نهشته‌های رسوبی آن عمدتاً از جنس سیلت و رس است که در نتیجه کاهش انرژی رودخانه‌ها در مصب دریا رسوب می‌یابند. منطقه مورد مطالعه در این پهنه قرار دارد (شکل ۱-۳).

ناحیه کوهپایه‌ای تا ارتفاع ۵۰۰ متری را در بر می‌گیرد و از اراضی جنگلی و کشاورزی پوشیده شده است. تعدادی از آب‌بندان‌ها و چاه‌ها در این پهنه واقع شده‌اند. در این پهنه نهشته‌های رسوبی متشکل از آبرفت‌های رودخانه‌ها است که بار رسوبی خود را از بالادست و از فاصله نسبتاً کم منتقل می‌کنند. جنس این رسوبات عموماً ماسه، سیلت و به‌صورت پراکنده شن می‌باشد. رسوبات شن و ماسه عمدتاً به حواشی رودخانه‌های دائمی محدود می‌شود.

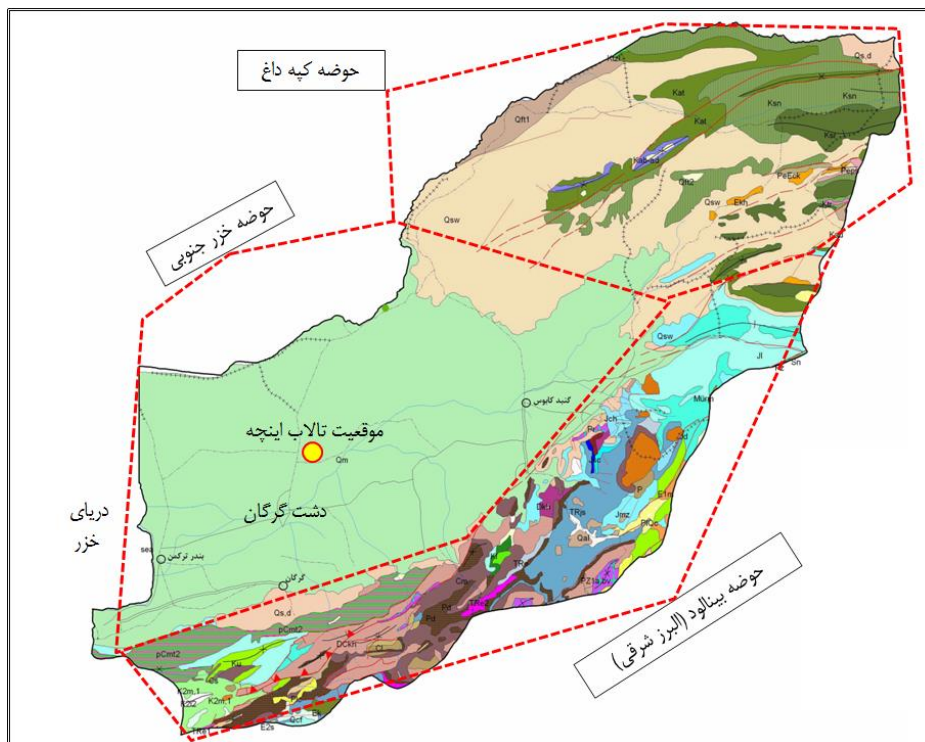
ناحیه کوهستانی از ارتفاع ۵۰۰ متری از سطح دریا شروع و عمدتاً از اراضی جنگلی و مرتعی است. مهم‌ترین ارتفاعات آن شامل کوه‌های گاوکشان، تل‌انبار، سرچال، جوزبنه، النگ، لالا، زیلان، چلبه، کهکشان، پیرگرده‌کوه، میان‌کوه، کلاه‌گردان و ... است. سرشاخه‌ها و آبراهه‌های جمع‌آوری آب‌های سطحی در این ناحیه گسترش یافته‌اند. در این ناحیه عملکرد فرآیند فرسایش بیشتر از رسوب‌گذاری است.

توسط سازندها و نهشته‌های جدیدتر پوشیده شده‌اند. قدیمی‌ترین واحدهای زمین‌شناسی رخنمون یافته در استان گلستان شامل مجموعه دگرگونی گرگان به سن پرکامبرین بوده که متشکل از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با رخساره آمفیبولیت هستند. این سنگ‌ها عموماً از کلریت، سرسیت شیست، اپیدوت، آمفیبولیت شیست و کالک شیست تشکیل شده‌اند.

در پالئوزوئیک سازندهای خوش‌ییلاق، مبارک، قزل‌قلعه، درود، روته، نسن در استان بیرونزدگی دارند. سازند خوش‌ییلاق (دونین) شامل سنگ آهک مارنی، شیل، رگه‌های زغالی و آهک ماسه‌ای است. سازند مبارک (کربونیفر) شامل ماسه‌سنگ کوارتزیتی و سنگ آهک تیره رنگ است. سازند قزل‌قلعه (کربونیفر بالایی) از لحاظ لیتولوژی شامل شیل، مارن و آهک است. در پرمین سازندهای درود، روته و نسن با لیتولوژی غالب کربناته در استان رخنمون دارند. در ادامه سازندهای الیکا با لیتولوژی غالب کربناتی (تریاس)، گروه شمشک با تناوب شیل و ماسه‌سنگ (تریاس بالایی-ژوراسیک میانی)، سازند مارنی فارسین (ژوراسیک میانی - بالایی) و آهک‌های توده‌ای لار (ژوراسیک بالایی) نهشته شده‌اند (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴- نقشه زمین‌شناسی منطقه (اقتباس از سربی و احدنژاد، ۱۳۸۱)



شکل ۱-۵ - حوضه‌های رسوبی و زمین‌ساختی منطقه (اقتباس از سربی و احدنژاد، ۱۳۸۱)

در پایان دوران دوم مجموعه کربناتی شامل آهک مارنی، مارن، آهک ماسه‌ای متناوباً روی هم انباشته شده و در سطح استان رخمون دارند. واحدهای چینه‌ای دوران سوم که عموماً متشکل از مارن، توف، آهک ماسه‌ای، شیل، کنگلومرا و گچ هستند، سطح بیشتری از استان را پوشانده‌اند.

پهنه چین و راندگی کپه‌داغ که شرق و شمال‌شرق استان را در بر گرفته متشکل از سازندهای مزدوران، شوربجه، آتامیر، آبدراز است. پهنه چین و راندگی کپه‌داغ در شمال خزر با میوزئوسنکلینال قفقاز در ارتباط بوده است (Afshar-Harb, 1979). سنگ‌های ائوسن شامل واحدهای مارنی به رنگ ارغوانی تا صورتی، سنگ‌های آهکی خاکستری رنگ بایومیکرایت متوسط تا ضخیم لایه و نومولیت‌دار و مارن‌های نومولیت‌دار سبز رنگ با میان لایه‌هایی از سنگ ماسه‌ای نازک لایه خاکستری روشن تا کرم و شیلی هستند. نهشته‌های نئوژن در استان شامل مارن‌های قرمز روشن و کنگلومرای قهوه‌ای تا قرمز رنگ و ماسه‌سنگ هستند. قلوه سنگ‌های تشکیل‌دهنده این کنگلومراها غالباً از آهک‌های سازند

مزدوران، سنگ‌های ائوسن میانی و سنگ‌های آهکی کلات هستند. پادگانه‌های آبرفتی کهن در بر گیرنده رسوبات آبرفتی است و پادگانه‌های جوان شامل سیلت و رس همراه با ذرات در حد شن و ماسه و قطعات سنگی بوده و تراس‌های رودخانه‌ها و آبراهه‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. لس‌ها و شبه لس‌ها در استان گلستان و بخصوص در مناطق شرقی و جنوبی استان و به‌ویژه دشت گرگان گسترش وسیعی دارند. علاوه بر این رسوبات لسی، تپه‌های ماسه‌ای زیادی در دشت‌های آبرفتی گرگانرود و اترک توسعه یافته‌اند (رحیم زاده، ۱۳۹۸). لازم به ذکر است که لس‌های توسعه یافته در استان گلستان بخشی از کمربند لس اوراسیا محسوب می‌شوند (Rahimzadeh et al., 2019).

با توجه به داده‌های گمانه‌ای، سطح مقطع دشت گرگان همانند مقطع کپه‌داغ یک ناپیوستگی مهم زاویه‌ای بین سری‌های چین‌خورده و مثلثی را نشان می‌دهد که در نتیجه فرونشست حوضه خزر جنوبی است (Robert et al., 2014). با این حال این سری‌ها و همچنین ناسازگاری‌ها به دلیل فاز آخر کوهزایی آلپ بهم خورده است (Robert et al., 2014).

در اثر فرونشینی حوضه خزر جنوبی نهشته‌های مختلفی با ضخامت بیش از ۱۰۰۰ متر در دشت گرگان توسعه یافته‌اند (جدول ۱-۱). ترکیب این نهشته‌ها عموماً مارن، شیل، رس سنگ و لای سنگ‌های پلیوسن تا عهد حاضر است. قدیمی‌ترین این نهشته‌ها سازند چلکن است. این سازند بیشتر از مارن‌های ماسه قرمز، سبز یا تیره همراه با نوعی لایه‌های ضخیم ماسه سنگ و کنگلومرا تشکیل شده است. این مجموعه حاوی شورابه هیدروکربنی (بیشتر لایه‌های گاز) است که در میان لایه‌های ماسه‌ای تولید می‌شوند (Rezvandehy et al., 2011). مواد هیدروکربنی موجود در منطقه تحت فشار به لایه‌های بالاتر مهاجرت کرده و در داخل سازندهای آقچگیل و آپشرون و در زیر سازند باکو ذخیره می‌شوند.

جدول ۱-۱- مشخصات سازندهای حوضه خزر جنوبی (برگرفته از Robert et al., 2014)

نام سازند	سن	ضخامت (m)	لیتولوژی
نئوکاسپین	هولوسن	۱۲۰	سیلت و ماسه بادی (عهد حاضر)، رس و ماسه با مقداری خرده‌های صدف آهکی
خوالینسکی	پلیستوسن	۱۰۵	رس‌های چسبنده و سیلت دانه متوسط با کمی خرده-های صدف
خزر	پلیستوسن	۸۰	رس و سیلت
باکو	کواترنری	۱۲۵	رس‌های خاکستری چسبنده و در بخش‌های پایین‌تر همراه با سیلت
آبشرون بالایی	پلیوسن	۲۳۵	رس همراه با لایه‌های از سیلتستون سخت شده
آبشرون پایینی	پلیوسن	۱۷۵	رس همراه با سیلت با لایه‌های از ماسه‌سنگ دانه ریز
آقچگیل	پلیوسن	۱۸۵	توف، شیل و طبقات قهوه‌ای رنگ همراه با سیلتستون با سیمان ضعیف
چلکن	پلیوسن	۱۷۵	رس همراه با لایه‌های ماسه‌سنگ قهوه‌ای

شیب منطقه‌ای بسیار کم، نفوذپذیری بسیار اندک و بالا بودن سطح آب زیرزمینی سبب شده تا در مواقع بارندگی کلیه سیلاب‌ها و هرزآب‌های سطحی در این منطقه متمرکز و بخش‌های وسیعی به صورت ماندابی و باتلاقی در آید و باعث تشکیل محیط پلایایی گردد.

۱-۶- آب و هوای منطقه مطالعاتی

ماکزیمم بارش منطقه مطالعاتی حدود ۱۱۷۳ میلی‌متر در بخش‌های شرقی و جنوب شرقی دشت و حداقل بارش حدود ۲۶۵ میلی‌متر در بخش‌های غربی و خروجی دشت بوده است. میانگین بارش منطقه

مطالعاتی ۷۰۹ میلی متر می باشد. به طوری که بیشترین میزان بارندگی در فصل زمستان و کمترین مقدار بارش در فصل تابستان رخ داده است.

الف - هیدرولوژی

مجموع پتانسیل آب سطحی استان حدود ۱۲۳۵ میلیون متر مکعب است که در ۴ حوضه آبریز اصلی، شامل اترک، گرگانرود، قره سو و بخشی از حوضه آبریز خلیج گرگان جریان دارد. تعداد رودخانه های اصلی تشکیل دهنده حوضه های آبریز فوق بالغ بر ۴۰ شاخه می باشد که عموماً از جنوب به شمال جریان دارند و نهایتاً به دریای خزر می ریزند. حجم آبدی سالانه این رودخانه ها متفاوت بوده و از حداقل ۲/۵ میلیون متر مکعب (رودخانه نامل) تا حداکثر ۱۰۰ میلیون متر مکعب (رودخانه دوغ) متغیر می باشد. رودخانه های منتهی به حوضه آبریز خلیج گرگان، مستقیماً وارد خلیج گرگان می شوند. این رودخانه ها واجد طول کم و شیب زیاد بوده و عموماً به علت داشتن زمان تمرکز کم، پس از هر بارندگی آب آن ها به صورت سیلاب جریان می یابد.

حوضه آبریز قره سو که گسترش آن از غرب شهرستان کردکوی تا رودخانه گرمابدشت می باشد، دارای رودخانه های متعددی است که پس از ورود به دشت و با الحاق به رودخانه قره سو ، با جهت شرقی- غربی جریان یافته و در محل سیاه آب ، واقع در بندر ترکمن به دریای خزر می ریزند.

ب- هیدروژئولوژی

به طور کلی از نظر کمی و کیفی آبخوان حوضه گرگان را می توان به سه بخش مجزای مناطق جنوبی و حاشیه ای دشت، مناطق میانی یا مرکزی و مناطق شمالی دشت تقسیم نمود. در مناطق حاشیه ای و جنوبی دشت به علت دانه درشت بودن رسوبات، آبخوان زیرزمینی دارای آبدی بالا و کیفیت بسیار مناسب، در مناطق مرکزی دشت به علت کاهش اندازه ذرات، سفره آب زیرزمینی واجد آبدی و کیفیت

مناسب، در مناطق شمالی به علت ریز دانه بودن رسوبات و تأثیر عوامل شوری، سفره آب زیرزمینی دارای آبدهی کم و کیفیت نامطلوب نسبت به مناطق جنوبی و مرکزی دشت می‌باشد. عمده تغذیه دشت از طرف ارتفاعات واقع در بخش جنوبی دشت صورت می‌گیرد. اطلاعات در منطقه حاکی از آن است که در منطقه مورد مطالعه، سفره آزاد در نزدیکی سطح زمین قرار دارد و سطح آب آن تابعی از بارندگی- های مؤثر و آب برگشتی ناشی از آبیاری اراضی بوده و عمق آن بین ۵ تا ۵۰ متر متغیر بوده و دارای توزیع یکنواخت می‌باشد. در زیر سفره سطحی مذکور، لایه‌های نفوذناپذیر تا کمی نفوذپذیر که حاوی سیلت و رس فراوان هستند، قرار دارند که ارتباط هیدرولیکی بین سفره‌های آرتزین و سفره‌های سطحی را قطع می‌نمایند. سفره‌های آرتزین در زیر این رسوبات دانه‌ریز قرار داشته و عموماً از آبرفت‌های رودخانه‌ای و یا ماسه‌سنگ‌های سست تشکیل شده‌اند.

فصل دوم:
پیشینه تحقیق

۲-۱- مقدمه

در مناطق مختلف کیفیت و کمیت آب زیرزمینی دارای شرایط متفاوتی است. این شرایط به دلیل وجود ویژگی‌های زمین‌شناسی، خواص هیدروژئولوژیکی و ژئومورفولوژی است که بر ویژگی‌های کمی و کیفی منابع آب زیرزمینی با شدت‌های مختلف تاثیر می‌گذارد.

پرداختن به پیشینه تحقیق ضمن شناسایی عوامل بر ویژگی‌های کیفی و کمی آب، جایگاه و موقعیت منطقه مورد مطالعه را نیز با مناطق دیگر به خوبی قابل مقایسه قرار خواهد داد. در این فصل تحقیقات انجام شده به تفکیک عوامل مؤثر بر کیفیت و کمیت آب‌های زیرزمینی ارائه می‌شود.

۲-۲- مطالعات هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی

هیدروژئوشیمیست‌ها به دلیل دشوار بودن شناسایی مجموعه‌ای از فرآیندهای هیدروژئوشیمیایی و شرایط هیدروژئولوژیکی در آبخوان‌ها که روی کیفیت آب زیرزمینی تأثیر می‌گذارند، از روش تحلیل عاملی استفاده می‌کنند. بین متغیرهای مشاهده‌ای مجموعه‌های مختلف و پیچیده‌ای وجود دارد که هدف اصلی تحلیل عاملی، ساده نمودن این مجموعه‌ها است؛ در واقع روش تحلیل عاملی یک متد آماری چند متغیره می‌باشد. به همین علت اغلب هیدروژئوشیمیست‌ها از روش تحلیل خوشه‌ای یا روش تحلیل عاملی، برای تعیین سهم جداگانه هر یک از شرایط و عوامل تاثیرگذار بر کیفیت آب زیرزمینی استفاده می‌کنند (Jeong, 2001؛ Evans et al., 1996؛ Usunoff & Guzman- Guzman, 1989).

بابازاده (۱۳۸۹) از ۴۴ حلقه چاه عمیق در فواصل مناسب از هم برای ارزیابی کیفیت شیمی آب در محدوده مطالعاتی خود استفاده نمود. دو پارامتر pH و هدایت الکتریکی در محدوده، اندازه‌گیری شدند؛ سپس از منابع آبی نمونه‌برداری شد و نمونه‌ها را به آزمایشگاه منتقل کردند، با استفاده از دستگاه (Flame photometer) یون‌های Na^+ و K^+ ، از روش تیتراسیون (Titration) یون‌های HCO_3^- ، Cl^- ، Ca^{2+} و Mg^{2+} با استفاده از دستگاه کدرسنج (Turbid meter) یون SO_4^{2-} را آنالیز کردند.

در مطالعات هیدروژئوشیمی، برای درک بهتر شیمی آب زیرزمینی به طور گسترده از نمودارهای مختلف از قبیل نمودار پایپر، نمودار ویلکوکس، نمودار گیبس، نمودار USSl و نمودار طبقه‌بندی SI استفاده می‌کنند؛ این نمودارها ابزارهای قدرتمندی‌اند که تحقیقات هیدروژئوشیمیایی را تسهیل می‌کنند (Adimalla & Li, 2019; Tian and Wu, 2019; He and Wu, 2019; Li et al., 2016, 2017).

۲-۳- عوامل مؤثر بر کیفیت آب‌های زیرزمینی

در مطالعات منابع آب زیرزمینی، کیفیت آب زیرزمینی به اندازه کمیت آن نیز حائز اهمیت است (Walton, 1970). خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و بیولوژیکی آب تاثیر زیادی روی کیفیت آب‌های زیرزمینی دارند. فرآیندهای طبیعی و فعالیت‌های انسانی مهمترین عواملی هستند که کیفیت آب را تحت تاثیر قرار می‌دهند (Nwankwoala, 2011).

کیفیت شیمیایی آب‌های زیرزمینی به کیفیت آب‌های سطحی در یک منطقه، ساختار خاک، فرآیندهای ژئوشیمیایی زیرزمینی و کیفیت آب در محل برداشت ارتباط دارد. اصلی‌ترین عامل که بصورت مکانی در تغییرات کیفیت آب نقش دارد فرآیندهای ژئوشیمیایی می‌باشد (Kumar et al., 2011).

در جزیره البوان کیفیت آب زیرزمینی توسط مویدی و همکاران (۲۰۱۱) مورد بررسی قرار گرفت. فرآیندهای طبیعی مانند تبخیر، بارش‌های جو، تبادل یونی، برهم‌کنش‌های آب-سنگ، ته‌نشست کانی‌ها، آمیختگی و فعالیت‌های انسانی نظیر ورود پساب‌ها و فاضلاب‌های شهری، کشاورزی و صنعتی، غلظت یون‌های اصلی و فلزات اصلی و جزئی موجود در آب رودخانه‌ها را تغییر می‌دهد (Zhang et al., 2019; Pant et al., 2018; Jiang et al., 2015).

قره محمودلو (۱۳۸۶) در مطالعه خود به روش تحلیل عاملی، فرآیندهای هیدروژئوشیمیایی آبخوان، تغذیه از طریق آب‌های سطحی (رودخانه و ...) که اغلب غلظت فسفات و بیکربنات آب زیرزمینی را

افزایش می‌دهد و فعالیت‌های انسانی (نشت پساب‌های شهری و چاه‌های جذبی خانگی و...) را سه عامل تاثیرگذار بر ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی شهر گرگان معرفی نمود .

آقازاده و همکاران (۲۰۱۷) به ارزیابی هیدروژئوشیمی و کیفیت آب زیرزمینی ناحیه اردبیل ایران پرداختند. با اخذ ۷۷ نمونه و انجام آزمایشات نشان داد که آب‌های زیرزمینی منطقه عمدتاً سخت تا بسیار سخت و در طبیعت کمی قلیایی- تازه- تا شور هستند. محاسبه شاخص اشباع مواد معدنی نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به مواد معدنی کربنات اشباع شده و نسبت به مواد معدنی سولفات مانند گچ و انیدریت اشباع نشده است. هوازگی مواد معدنی، اختلاط، تبادل یونی و فعالیت‌های انسانی فرآیندهای هیدروژئوشیمیایی غالب هستند و برای کلیه مصارف آشامیدنی، صنعتی و کشاورزی مناسب هستند.

۲-۳-۱- عوامل طبیعی تاثیرگذار بر کیفیت آب‌های زیرزمینی

زمین‌شناسی، وضعیت هیدرودینامیکی آبخوان، بافت و اندازه ذرات آبرفت، مدت زمان ماندگاری آب و شرایط اقلیمی از جمله عواملی هستند به شدت روی کیفیت منابع آب تاثیر می‌گذارند. موضوعی که قسمت اصلی مطالعات آب‌های زیرزمینی را شامل شده است بررسی تأثیرات زمین‌شناسی آبخوان بر آب‌های زیرزمینی می‌باشد. سازندهای زمین‌شناسی کمیت و کیفیت آب‌های زیرزمینی را بسته به شرایط فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی خود، تحت تأثیر قرار می‌دهند.

مطالعات ابید و همکاران (Abid et al., 2010) روی یک آبخوان در کشور تونس نشان داد که وجود رخساره‌های تبخیری باعث ایجاد تغییرات یونی در حین جریان آب زیرزمینی و افزایش برخی از یون‌ها همانند سدیم (Na^+)، کلر (Cl^-) سولفات (SO_4^{2-}) شده و فرآیند تکامل هیدروژئوشیمیایی این آبخوان شامل رسوب کلسیت، انحلال ژپس و هالیت و تبادل یونی بوده است.

محمد ترانه و همکاران (Mohammad Tarawneh et al., 2019) با ارزیابی فرآیند هیدروژئوشیمی و کیفیت آب زیرزمینی شمال غرب دره اردن نشان می‌دهد که نوع کیفی آب زیرزمینی عمدتاً از نوع Na^-

SO_4^{2-} است و فرایندهای اصلی کنترل کننده آن هوازدگی مواد معدنی کربناته و سیلیکاته و همچنین اکسیداسیون مواد معدنی سولفید، فاضلاب خانگی، جریان آب برگشتی می باشد. کلاس آب عمدتاً C4S2 ، C3S1 می باشد که برای کشت محصولات مقاوم به نمک مناسب است.

مطالعات امبابی و همکاران (Embaby et al., 2016) روی خصوصیات هیدروشیمی قسمت جنوبی صحرای شرقی مصر مربوط به آبخوان سنگ های شکسته پرکامبرین و سازندهای رسوبی در خط ساحلی دریای سرخ نشان می دهد که روابط بین غلظت های پارامترها به صورت $\text{HCO}_3^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{Cl}^-$ و $\text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Na}^+$ است.

ویژگی های شیمیایی آب های زیرزمینی توسط فرایندهای طبیعی ژئوشیمیایی و تا حدی توسط فعالیت های انسانی کنترل می شود. انحلال مواد معدنی طبیعی، تبادل یونی و تبخیر نقش برجسته ای در غنی سازی یون های آب های زیرزمینی دارند.

عبدالشفی و همکاران (Abdelshafy et al., 2019) با بررسی و ارزیابی فرایندهای هیدروژئوشیمیایی آبخوان شهر سوهاق (Sohagh) در کشور مصر مدل ژئوشیمیایی PHREEQC را برای تطبیق و پشتیبانی ارزیابی ها پیشنهاد نمود. با انتخاب ۱۵ نمونه هیدروژئوشیمی از چاه های آبخوان پارامترهایی چون pH، K^+ ، Na^+ ، TDS، EC، Ca^{2+} ، SO_4^{2-} ، HCO_3^- ، Cl^- و CO_3^{2-} را اندازه گیری و تغییرات آن را مورد بررسی قرار داد. در این میان مقادیر غلظت HCO_3^- ، Na^+ ، TDS، EC بالاتر از حد مجاز می باشد. همبستگی ها منعکس کننده فرآیند بارش و انحلال مواد معدنی هالیت است.

در یک مطالعه توسط ملکوتیان و نوری (۲۰۱۰) موضوع تاثیر زلزله بم روی ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی دشت بم نشان داد که پارامترهایی همچون هدایت الکتریکی (EC)، اسیدیته، کل مواد جامد (TDS)، کاتیون ها و آنیون ها به طور قابل ملاحظه ای افزایش داشت. این تغییرات افزایشی می تواند به دلیل بهم ریختگی مواد تشکیل دهنده آبخوان و اختلاط آب با مواد قابل حل جدید باشد. همچنین ماندگاری بیشتر آب در زون های بهم ریخته باعث افزایش غلظت می شود.

یکی از عوامل مهم و تاثیرگذار بر کمیت و حتی کیفیت آب زیرزمینی، خشکسالی است. این مخاطره طبیعی می‌تواند میزان رطوبت متغیرهایی مانند بارندگی، رواناب، رطوبت خاک، آب‌های زیرزمینی و مخازن آب‌های سطحی را متاثر از خود کند. در این میان آب‌های زیرزمینی نیز متاثر از این پدیده قرار می‌گیرند (کائو، ۲۰۱۰).

خشکسالی یک پدیده آب و هوایی است که آبخوان‌های آزاد سطحی و کم عمق متاثر از آن می‌شوند و این میزان تاثیر به سیستم آب زیرزمینی، موقعیت جغرافیایی و میزان تغییرات پدیده‌های هیدرولوژی بستگی دارد (Okkonen., 2009).

۲-۳-۲- عوامل انسانی تأثیرگذار بر کیفیت آبهای زیرزمینی

توسعه شهرنشینی، فعالیت‌های کشاورزی و فعالیت‌های صنعتی از جمله فعالیت‌های انسانی هستند که باعث پمپاژ بیش از حد از منابع آب زیرزمینی، نشت شیرابه از محل دفن زباله، آلودگی ناشی از روان آب‌های ایجاد شده بر روی سطوح نفوذ ناپذیر جاده‌ها، نشت از چاه‌های فاضلاب، نشت از مخازن نگهداری سوخت‌های فسیلی می‌شوند و آلودگی و تخریب کیفیت آب زیرزمینی را به دنبال دارند. با توجه به اینکه آب در آبخوان به آرامی حرکت می‌کند بنابراین این آلودگی‌ها برای مدت زمان زیادی در منابع آب زیرزمینی باقی خواهد ماند؛ در نتیجه باعث آلوده شدن این منابع با ارزش می‌شوند. مطالعه انجام شده توسط بیگدلو و اصغری مقدم (۱۳۸۲) در دشت عجب شیر شهرستان تبریز نشان داد که مهمترین عامل نفوذ آب شور به سفره توسعه حفر چاه‌های عمیق و برداشت بیش از حد از منابع آب زیرزمینی بوده است.

پاک‌نیا و همکاران (۱۳۹۴) با بررسی هیدروژئوشیمی منابع آب زیرزمینی آبخوان دشت بستان‌آباد از نظر کمی و کیفی نتیجه گرفتند که افت دائمی تراز آب به علت برداشت غیرمجاز است. تیپ آب آبخوان

بیکر بناته و سولفات‌ها می‌باشد و غلظت فلزات سنگین از جمله آرسنیک متأثر از سازندهای زمین‌شناسی می‌باشد. در ارزیابی آسیب‌پذیری آبخوان از دو روش SINTACS و DRASTIC استفاده گردید.

۲-۴- عوامل مؤثر بر کمیت آبهای زیرزمینی

برای بررسی وضعیت کمی آبخوان‌ها یکی از دقیق‌ترین روش‌ها، استفاده از آزمایش پمپاژ است. امروزه از مدل‌های آب زیرزمینی نیز می‌توان برای برآورد پارامترهای آزمون پمپاژ استفاده کرد. برای این کار باید خصوصیات فیزیکی و بیلان آبخوان را برآورد یا بدست آورد. در کنار آن وجود تعداد زیاد چاه پمپاژ و اثرات انسانی می‌تواند پیچیدگی مدل را افزایش دهد (سانتوس و آلفارو، ۲۰۱۰؛ Nwankwoala, 2011). مدیریت کمی آب‌های زیرزمینی شامل بررسی و تعیین میزان اثرات عوامل مختلف مؤثر در رفتار آبخوان‌ها است که به صورت تغییرات سطح آب زیرزمینی از نظر مکانی و زمانی ظاهر می‌شود. این تغییرات ناشی از عوامل طبیعی و اقلیمی و یا متأثر از تنش‌های مصنوعی وارد بشر آبخوان‌ها است (Thangarajan, 2007). در سال‌های اخیر برداشت بیش از اندازه از منابع آب سطحی، خشکسالی‌ها و عملکرد عوامل طبیعی و فعالیت‌های انسان، باعث کم آبی و خشک شدن رودخانه‌ها و افزایش شدت آلودگی میکروبی و شیمیایی این منابع با ارزش شده است (فرقانی و همکاران، ۱۳۹۳). بنابراین تغییرات کمی متأثر از عوامل مختلفی است که عمدتاً به دو گروه طبیعی و انسانی تقسیم می‌شود.

۲-۴-۱- عوامل مؤثر بر تغییرات سطح ایستابی

از جمله عوامل تأثیرگذار روی سطح ایستابی تغییرات فشار هوا، تغذیه و تخلیه، تبخیر و تعرق، بارهای خارجی، پدیده جذر و مد، زلزله می‌باشد که این عوامل با ایجاد تغییراتی در فشار آب زیرزمینی باعث تغییر در ارتفاع آب زیرزمینی می‌شوند (Todd, 2005).

در آبخوان شهر داکا (کشور بنگلادش) روند تغییرات سطح آب را بررسی نمودند که بیان کردند در آبخوان ماسه‌ای توسط چاه‌های آب برداشت بی‌رویه از آب زیرزمینی صورت گرفته است که باعث افت سطح ایستابی از حالت خطی به نمایی شده است (Hoque et al., 2007).

بررسی و مطالعات محمدی قلعه‌نی و همکاران (۱۳۹۰) روی دشت اراک و ساوه نشان می‌دهد که هر دو دشت دچار افت سطح تراز شدند و کیفیت آبی در فصول تر نسبت به فصول خشک نامطلوب‌تر و همچنین چاه‌های کم عمق دارای آب باکیفیت پایین‌تری می‌باشند.

با مطالعات انجام شده توسط عطایی و همکاران (۱۳۹۰)، در تراز آبخوان دهگلان نشان دادند که نوسانات بارش و تبخیر تغییرات بارزی روی تراز آبخوان دارد ولی رطوبت نسبی بر تراز آبخوان بی‌تاثیر است. با این حال پمپاژ بیش از حد از آبخوان، عامل اصلی کاهش مستمر سطح ایستابی است.

مقامی مقیم و تقی پور (۱۳۹۸)، با بررسی عوامل موثر در تغییرات سطح آب زیرزمینی دشت صفی‌آباد شهرستان اسفراین متوجه شدند که عواملی چون خشکسالی، افزایش جمعیت، تبدیل شدن روستای صفی‌آباد به شهر در نتیجه اضافه برداشت باعث کاهش سطح ایستابی شد. از طرفی استفاده از شیوه‌های نوین آبیاری، تغییر نوع کشت و استفاده از کنتورهای هوشمند سبب تغییرات مثبت در سطح ایستابی گردید. اقدامات فرهنگی می‌تواند از جمله عوامل بازدارنده در مصرف بی‌رویه آب باشد.

۲-۴-۲- عوامل مؤثر بر تغییرات جریان آب زیرزمینی

جریان آب زیرزمینی تعیین‌کننده رژیم هیدرولیکی آب و کنترل‌کننده کیفیت آب نیز می‌باشد. عوامل زیادی منجر به تغییر در جریان آب می‌شوند. در دشت گرگان جهت جریان آب زیرزمینی بطور عمومی از جنوب به سمت شمال و از شرق به سمت غرب بوده و نهایتاً به دریای خزر منتهی می‌شود. شیب جریان آب زیرزمینی در بالادست بین ۱۰ تا ۴۰ در هزار و در نواحی ساحلی دریا به کمتر از ۳ در هزار می‌رسد. بطور کلی کاهش گرادیان هیدرولیک در نواحی شمالی محدوده نشان‌دهنده کاهش سرعت

حرکت آب زیرزمینی بوده و این کاهش سرعت، باعث بالا آمدن سطح آب زیرزمینی شده و به تبع آن تبخیر از سطح آب و زهکشی از آبخوان را سبب می‌شود (سالنامه آماری آب کشور، ۱۳۸۹).

در آبخوان‌های ساحلی با برداشت بی‌رویه جریان آب زیرزمینی از سوی آب‌های شور به آب شیرین خواهد بود و در عمل جریان آب معکوس می‌گردد. قره محمودلو و همکاران (۱۳۸۷) جهت بررسی هیدروژئوشیمی آبخوان دشت ساری نفوذ آب شور کلره را از سوی ساحل به آبخوان شیرین ساری تایید کرد. بساکی و همکاران (۱۳۸۹) به منظور مشخص کردن مرز آب شور و شیرین، ۱۵ ایستگاه نمونه برداری و آنالیز آن‌ها انجام شد و نتایج نشان داد جریان نفوذ آب‌های ساحلی و شور به سمت آبخوان شیرین طبق نمودارهای ترکیبی وجود دارد. مطالعات مشابه دیگری در آبخوان ساحلی بهشهر- گلوگاه (طاهری و همکاران، ۱۳۹۰)، سفره ساحلی دریاچه ارومیه (آقازاده و همکاران، ۱۳۸۹)، آبخوان عسلویه (سجادی و همکاران، ۱۳۹۱)، آبخوان شمالی آلبانی (Hoxhaj, 2005)، آبخوان جنوب غربی عربستان (Tahir Hussein, Abdulaziz, 2008) و آبخوان ساحلی جنگل‌های ماتاپنتوم جنوب ایتالیا (Satriani et al., 2012) انجام شد و نتایج تمام بررسی‌ها تغییرات جریان آب زیرزمینی در اثر برداشت بی‌رویه از سواحل به سمت آب‌های شیرین می‌باشد.

۲-۵- مطالعات انجام شده در خصوص تعیین منشأ و تکامل ژئوشیمیایی

برای تعیین منشأ شوری از روش‌های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی می‌گردد. مطالعه منابع آب زیرزمینی و فرآیندهای شور شدن، برای جلوگیری از شرایط بحرانی آب زیرزمینی ضروری است (Soumaia et al., 2018). در این راستا بررسی‌های هیدروژئوشیمی و ایزوتوپی آب زیرزمینی به عنوان راهکارهای عملی و علمی برای اقدامات مدیریتی ضروری می‌باشند (Sharafi et al., 2002; Zarei and Raeisi, 2010; Mehdizadeh et al., 2015).

۲-۵-۱- روش هیدروشیمیایی در تعیین منشأ شوری

خاسکا و همکاران (Khaska et al., 2013) به مطالعه آبخوان کارستی ساحلی در جنوب فرانسه پرداختند. براساس مطالعات هیدروشیمیایی و میزان غلظت کلر، نمونه‌های آب جمع‌آوری شده به ۳ گروه تقسیم‌بندی شده است. چشمه‌های کلسیک-بی‌کربنات به مرور زمان به سدیک-کلروره تبدیل شده‌اند. بررسی نمونه‌های آب شور گروه سوم نشان‌دهنده تبادل آب-سنگ و پدیده اختلاط بین آب شور دریا و آب شیرین گروه اول می‌باشد. مطالعات نسبت‌های هیدروشیمیایی Br/Cl و Na/Cl ، شوری آب زیرزمینی را به انحلال نمک نسبت می‌دهد. چوهاری و همکاران (Chowdhury et al.,) در بررسی شوری آبخوان ساحلی تگزاس از روش‌های هیدروشیمیایی استفاده کردند. بررسی‌های نسبت Na/Cl نشان می‌دهد که انحلال نمک از گنبد نمکی مجاور آبخوان عامل اصلی شوری آب زیرزمینی می‌باشد اما نسبت Br/Cl بیشتر از مقداری است که برای انحلال نمک انتظار می‌رود. بر این اساس نتیجه گرفتند که اختلاط میان آب جوی و آب ذاتی سازندی در بخش‌های مرکزی و جنوبی آبخوان رخ داده است. جهت بررسی ارتباط بین آب شور و آب زیرزمینی آبخوان هند از روش‌های شیمیایی با استفاده از یون‌های اصلی استفاده شده است (Mondal et al., 2010). طبق مطالعات ارتباط واضحی بین مقدار TDS با مقادیر یون‌های اصلی وجود دارد. نتایج حاکی از نفوذ آب شور دریا به سمت آبخوان مورد مطالعه می‌باشد.

۲-۵-۲- روش ایزوتوپ‌های پایدار 2H و ^{18}O در تعیین منشأ شوری آب

اولین مطالعات ایزوتوپی در زمینه هیدروژئولوژی در ایران مربوط به زاک و گت (۱۹۷۵) می‌باشد که از ایزوتوپ‌های پایدار برای تعیین منشأ شوری آب و شورابه‌های باقی‌مانده در دشت مجاور گنبد نمکی سروستان در استان فارس استفاده نمودند. زاخم و حافظ (۲۰۰۷)، هجوم آب شور به داخل آبخوان ساحلی در سوریه را با استفاده از ایزوتوپ‌های محیطی بررسی نمودند. ارتباط 2H و ^{18}O یک خط اختلاط آب شور و شیرین با شیب ۵/۵۵ را نشان داد. علاوه براین، ارتباط بین ^{18}O و کلرید نشان داد

که اختلاط نقش غالب‌تری نسبت به فرآیند تبخیر دارد. هورست و همکاران (۲۰۱۱) منشأ شوری و سولفات را در آب زیرزمینی در ایالت کولیم در مکزیک بوسیله ایزوتوپ‌های پایدار ^2H و ^{18}O و ^{34}S مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که کلرور منابع دیگری غیر از آب دریا دارد. همچنین نتایج نشان داد که در زیرحوضه مورد بررسی آلودگی‌های ناشی از فعالیت انسانی نظیر فعالیت‌های برداشت معادن منگنز، آهن و اوره تأثیرگذار بوده است. محمدی و همکاران (۲۰۱۲) به‌منظور بررسی منشأ شوری در یک آبخوان ساحلی در بوشهر از ایزوتوپ‌های ^2H و ^{18}O استفاده کردند. نتایج حاصل از پژوهش، افزایش شوری آب زیرزمینی از منطقه تغذیه آبخوان به سمت مناطقی با سطح ایستابی کم‌عمق و نزدیک به ساحل خلیج فارس را به علت تبخیر و نفوذ مستقیم از آب دریا با ترکیب نمودار دودویی (باینری)، محتوای ایزوتوپ پایدار و نسبت Br/Cl تأیید کرد. همچنین نتایج نشان داد که الگوی جریان به دلیل افزایش پمپاژ از آبخوان تغییر کرده است و آب شور به داخل آب شیرین هجوم آورده است. حداکثر نسبت اختلاط در نقاط مختلف منطقه مورد مطالعه با توجه به غلظت کلرور ۱۵ درصد برآورد شد. مطالعات آيادی و همکاران (Ayadi et al., 2017) با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار و رادیوژنیک به بررسی منشأ و مکانیسم تغذیه در جنوب شرقی تونس پرداختند. با توجه به نتایج منشأ شوری در آب‌های زیرزمینی واکنش آب-سنگ و انحلال کانی‌های تبخیری و تبادل یونی با کانی رس می‌باشد. بررسی مکانیزم منشأ شوری در چشمه‌های تراورتنی با استفاده از مطالعات هیدروشیمی، هیدروژئولوژی و ایزوتوپی توسط باقری و همکاران (Bagheri et al., 2017) انجام شد. با توجه به مطالعات ایزوتوپی، تغذیه آب‌های زیرزمینی، بارش‌های فصلی در ناحیه باداب سورت بوده و طبق نتایج، انحلال میان لایه-های نمک منشأ اصلی شوری چشمه‌ها می‌باشد.

براهیم و همکاران (Brahim et al., 2015) با استفاده از مطالعات هیدروشیمیایی و ایزوتوپی به بررسی تعیین منشأ شوری آب‌های زیرزمینی در مناطق معدنی مراکش پرداختند. براساس مطالعات کیفیت آب در بخش‌های سطحی و عمیق آبخوان متفاوت است و از ۴۰۰ تا ۱۰۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر متغیر می‌باشد. عامل اصلی شوری در منطقه مربوط به انحلال واحدهای تبخیری و تبادل کاتیونی با کانی‌های

رسی و تجزیه سیلیکات‌ها می‌باشد. مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار ^2H و ^{18}O نشان می‌دهد که تغذیه آبخوان از ارتفاعات بالا صورت می‌گیرد.

فصل سوم:
روش تحقیق

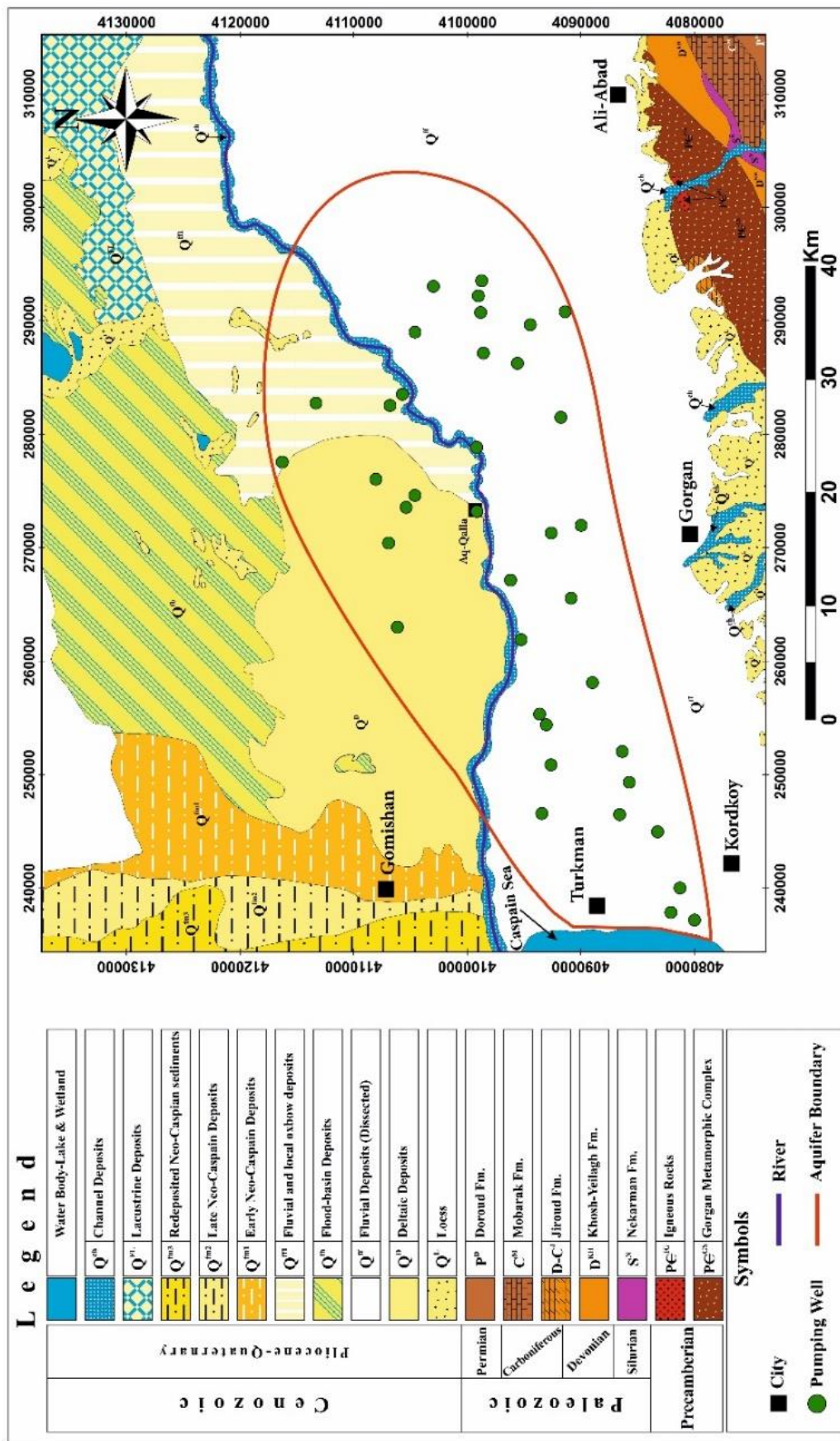
۳-۱- مقدمه

به منظور بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئولوژیکی محدوده آق‌قلا- گمیشان کلیه اقدامات انجام گرفته، در این فصل شرح زیر ارائه می‌گردد.

۱. با استفاده از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان و گنبد، نقشه زمین‌شناسی منطقه تهیه گردید.
۲. نقشه‌های جهت جریان، هم‌افت، هم‌عمق و نیز برآورد بیلان آبی و هیدروگراف واحد به منظور بررسی هیدروژئولوژی منطقه ترسیم شدند.
۳. با توجه به تعداد چاه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه، نمونه‌برداری از چاه‌ها انجام شد.
۴. در آزمایشگاه آب و محیط زیست دانشگاه صنعتی شاهرود پارامترهای هیدروژئوشیمیایی و یون-های اصلی اندازه‌گیری شد.
۵. جهت اندازه‌گیری ایزوتوپی (^2H و ^{18}O) نمونه‌ها را به شرکت مصباح انرژی ارسال گردید.
۶. در نهایت به تجزیه و تحلیل و تفسیر داده‌ها، نقشه‌ها و نمودارها پرداخته شده است.

۳-۲- جمع‌آوری اطلاعات و داده‌های موجود از منطقه

اولین مرحله در انجام پژوهش، جمع‌آوری آمار و اطلاعات از منطقه مورد مطالعه است. جهت بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی و هیدروژئولوژیکی محدوده آق‌قلا- گمیشان آمار و اطلاعات مورد نیاز از شرکت آب منطقه‌ای گلستان دریافت شد. منطقه مورد مطالعه دارای تعداد ۳۸ حلقه چاه پمپاژ می‌باشد (شکل ۳-۱). اطلاعات کیفی مربوط به چاه‌های موجود، از سال ۱۳۷۵ تا ۱۳۹۶ از آب منطقه‌ای اخذ و مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت. محدوده آق‌قلا-گمیشان دارای ۹ حلقه پیزومتر در سفره آزاد می‌باشد. شرکت آب منطقه‌ای تراز سطح آب زیرزمینی را بصورت ماهانه اندازه‌گیری نموده است.



شکل ۳-۱- موقعیت چاه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

۳-۳- تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه

برای آگاهی از وضعیت زمین‌شناسی منطقه، نقشه زمین‌شناسی تهیه گردید. جهت انجام مطالعات هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی منطقه، نقشه زمین‌شناسی منطقه براساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گنبد که در حاشیه شمالی نقشه گرگان و حاشیه جنوبی نقشه گنبد واقع شده بود با نرم افزار Arc GIS10 ژئورف و تهیه گردید.

۳-۴- مطالعات صحرایی و انجام نمونه‌برداری

با آگاهی از خصوصیات زمین‌شناسی و مشخص نمودن محدوده سفره آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه، در بهار ۱۴۰۰ نمونه‌برداری از چاه‌ها بصورت پراکنده و انتخابی انجام شد که به منظور آنالیزهای مختلف ۲۵ نمونه آب از چاه‌ها برداشت شد.

۳-۵- اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی

تعداد ۱۵ نمونه آب را در ظرف PVC تیره ریخته و به شرکت مصباح انرژی تهران برای آنالیز ایزوتوپی (^{18}O , ^2H) ارسال شد.

۳-۶- اندازه‌گیری یون‌های اصلی

برای اندازه‌گیری غلظت یون‌های اصلی تعداد ۲۵ نمونه از چاه‌های پمپاژ و یک نمونه از آب دریا در بطری‌های ۱/۵ لیتری آب برداشت شده و به آزمایشگاه آب و محیط زیست دانشگاه صنعتی شاهرود فرستاده شد. اندازه‌گیری مقادیر منیزیم، کلسیم، بی‌کربنات و کلر به ترتیب توسط محلول‌های تیتروکننده EDTA، اسید سولفوریک و نیترات نقره به روش تیتراسیون انجام شد. همچنین آنالیز یون‌های سدیم و پتاسیم به روش تیتراسیون صورت گرفت. علاوه بر این توسط دستگاه سولفات‌سنج (HANNA مدل HI93751) غلظت سولفات تعیین شد.

۳-۷- صحت‌سنجی نتایج

برای اطمینان از درستی و صحت نتایج از فرمول زیر استفاده می‌شود:

$$\%Error = \left\{ \left| \frac{(\sum Cations - \sum Anions)}{\sum Cations + \sum Anions} \right| \right\} \times 100 \quad \text{معادله (۳-۱)}$$

مقدار خطای محاسبه شده نباید از ۵٪ بیشتر باشد.

۳-۸- داده‌های هیدروژئولوژیکی منطقه مورد مطالعه

با توجه به اطلاعات مربوط به داده‌های تراز سطح آب زیرزمینی در مناطق مختلف دشت، خصوصیات هیدروژئولوژیکی منطقه را بررسی کردیم. جهت ارزیابی کمی آبخوان دشت آق‌قلا- گمیشان، از داده‌های ۲۱ ساله تراز سطح ایستابی طی سال‌های ۱۳۷۵ تا ۱۳۹۶ در ۹ حلقه پیزومتر آزاد استفاده شده است (شکل ۳-۲).

۳-۸-۱- ترسیم هیدروگراف معرف دشت

در ابتدا توسط نرم افزار Arc GIS10 برای رسم هیدروگراف معرف آبخوان، نقشه تیسن آبخوان دشت آق‌قلا - گمیشان ترسیم شد. برای ترسیم هیدروگراف معرف آبخوان دشت آق قلا - گمیشان با استفاده از نقشه تیسن‌بندی شده مساحت هریک از چند ضلعی‌ها محاسبه و مورد استفاده قرار گرفت.

۳-۸-۲- تهیه نقشه هم‌پتانسیل، هم‌افت و هم‌عمق آبخوان

نقشه هم‌پتانسیل به منظور مشخص نمودن جهت حرکت آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی منطقه و بررسی نمودن مناطق تغذیه و تخلیه ترسیم گردید. ابتدا نقشه هم‌پتانسیل بصورت دستی ترسیم و بعد توسط نرم افزار Arc GIS10 رقومی و آماده گردید.

در سه سال مختلف نقشه‌های هم‌پتانسیل برای مقایسه و بررسی تغییرات تراز سطح آب در دراز مدت ترسیم و با یکدیگر مقایسه شدند. طی یک دوره ۲۱ ساله از سال ۱۳۷۵ تا ۱۳۹۶ نقشه هم‌افت

آبخوان ترسیم گردید. جهت ترسیم نقشه هم‌عمق پیزومترهای موجود از اطلاعات آب منطقه‌ای در مهر ماه ۱۳۹۶ استفاده شده است. لازم به ذکر است که در محدوده مورد مطالعه در ابتدا از سال ۱۳۷۴ تا ۱۳۸۵ اطلاعات تراز سطح آب پیزومتری حدود ۴۰ حلقه پیزومتر موجود می‌باشد. ولی از سال ۱۳۸۵ تا حال حاضر متأسفانه فقط اطلاعات ۹ حلقه پیزومتر موجود می‌باشد (شکل ۳-۱) و برای بقیه پیزومترها اطلاعاتی موجود نیست. در این مطالعه از اطلاعات ۹ حلقه پیزومتر به دلیل کاملتر بودن اطلاعات استفاده شده است. ولی سعی شده از اطلاعات همه پیزومترها در برخی از مراحل جهت مقایسه نیز استفاده گردد.

۳-۸-۳- بررسی بیلان آب زیرزمینی دشت آق‌قلا- گمیشان

به منظور ارزیابی دقیق‌تر وضعیت آبخوان منطقه، بیلان آب زیرزمینی که توازن بین مقدار آب‌های ورودی و خروجی از یک آبخوان است مورد تحلیل قرار گرفت و با استفاده از معادله (۳-۲) بیلان دشت محاسبه گردید:

$$[Q_{in} + Q_p + Q_R + Q_I] - [Q_{out} + Q_{Ex} + Q_{ET}] = \pm \Delta V \quad \text{معادله (۳-۲)}$$

Q_{in} : نرخ جریان آب زیرزمینی ورودی به محدوده

Q_p : حجم آب ورودی ناشی از بارش

Q_R : حجم رواناب نفوذی ناشی از جریان‌های سطحی

Q_I : حجم آب نفوذیافته ناشی از آبیاری زمین‌های زراعی

Q_{out} : نرخ جریان آب زیرزمینی خروجی از محدوده

Q_{Ex} : حجم آب خروجی توسط چشمه، چاه، قنات

Q_{ET} : حجم آب ناشی از تبخیر و تعرق محدوده

$\pm \Delta V$: تغییرات حجم ذخیره سفره آب زیرزمینی

۳-۹- تحلیل داده‌های هیدروژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه

نقشه‌ها، نمودارها و گراف‌های مربوطه به منظور بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی دشت آق‌قلا-گمیشان و نیز تعیین منشا و علت شوری ترسیم گردیدند. بدین منظور داده‌های تهیه شده از ۲۵ حلقه چاه و یک نمونه از آب دریا مورد ارزیابی و بررسی قرار گرفت. مراحل ذیل جهت تحلیل داده‌ها انجام گردیده است.

۳-۹-۱- نقشه هم‌هدایت الکتریکی و سری زمانی داده‌های کیفی محدوده مورد مطالعه

نقشه‌های هم‌هدایت الکتریکی، هم‌کلر، هم‌سولفات و ... جهت تحلیل و بررسی تغییرات دراز مدت یون‌ها و تغییرات غلظت یون‌های اصلی منطقه تهیه گردید. در منابع سری زمانی داده‌های کیفی اعم از EC تهیه و تحلیل شده است.

۳-۹-۲- ترسیم نمودارهای کیفی آبخوان

به منظور تفسیر کیفی آب زیرزمینی، تعیین تیپ آب، مقایسه و گروه‌بندی نمونه‌ها، تعیین مسیرهای تکامل ژئوشیمیایی و نیز مشخص نمودن رخساره‌های هیدروژئوشیمیایی نمودارهای پایپر، استیف، ویلکاکس و شولر ترسیم گردید.

۳-۹-۳- نمودارهای ترکیبی و داده‌های ایزوتوپی

جهت مشخص نمودن فرآیندهای موثر بر شیمی آب زیرزمینی نمودارهای ترکیبی مانند نمودار نسبت شاخص به آنیون‌ها و کاتیون‌ها، نمودارهای نسبت یونی و غیره ترسیم شدند. به منظور انجام بررسی‌های هیدروژئولوژیکی و هیدروژئوشیمیایی از نتایج آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن مربوط به ۲۵ حلقه چاه و آب دریای خزر جهت مقایسه استفاده شد.

فصل چهارم:

تحلیل هیدروژنولوژی و هیدروژنوشیمیایی محدوده
آق قلا - گمیشان

۴-۱- مقدمه

آبخوان مورد مطالعه دارای وسعتی برابر با ۱۵۵۴/۳۱ کیلومتر مربع می‌باشد. در سطح زمین سه نوع نهشته‌های آبرفتی، ماندری و دلتایی زمین‌شناسی دیده می‌شود. رودخانه گرگانرود عامل اصلی ارتباط هیدرولیکی بین آب‌های سطحی و زیرسطحی است. در فصل حاضر به کمک اطلاعات آماری و نتایج آنالیزها، روند تغییرات کمی و کیفی آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی تفسیر می‌شود. به منظور بررسی منشاء آب و احتمالاً شوری آب زیرزمینی از ایزوتوپ‌های ^2H و ^{18}O نیز استفاده شده است.

۴-۲- هیدروژئولوژی آبخوان دشت آق قلا-گمیشان

در این قسمت با استفاده از نقشه‌های هم‌افت، ترسیم هیدروگراف واحد، نقشه‌های هم‌پتانسیل و محاسبه بیلان دشت به بررسی هیدروژئولوژیکی دشت مورد مطالعه پرداخته شده است.

۴-۲-۱- بررسی نقشه‌های هم‌پتانسیل منطقه مطالعاتی

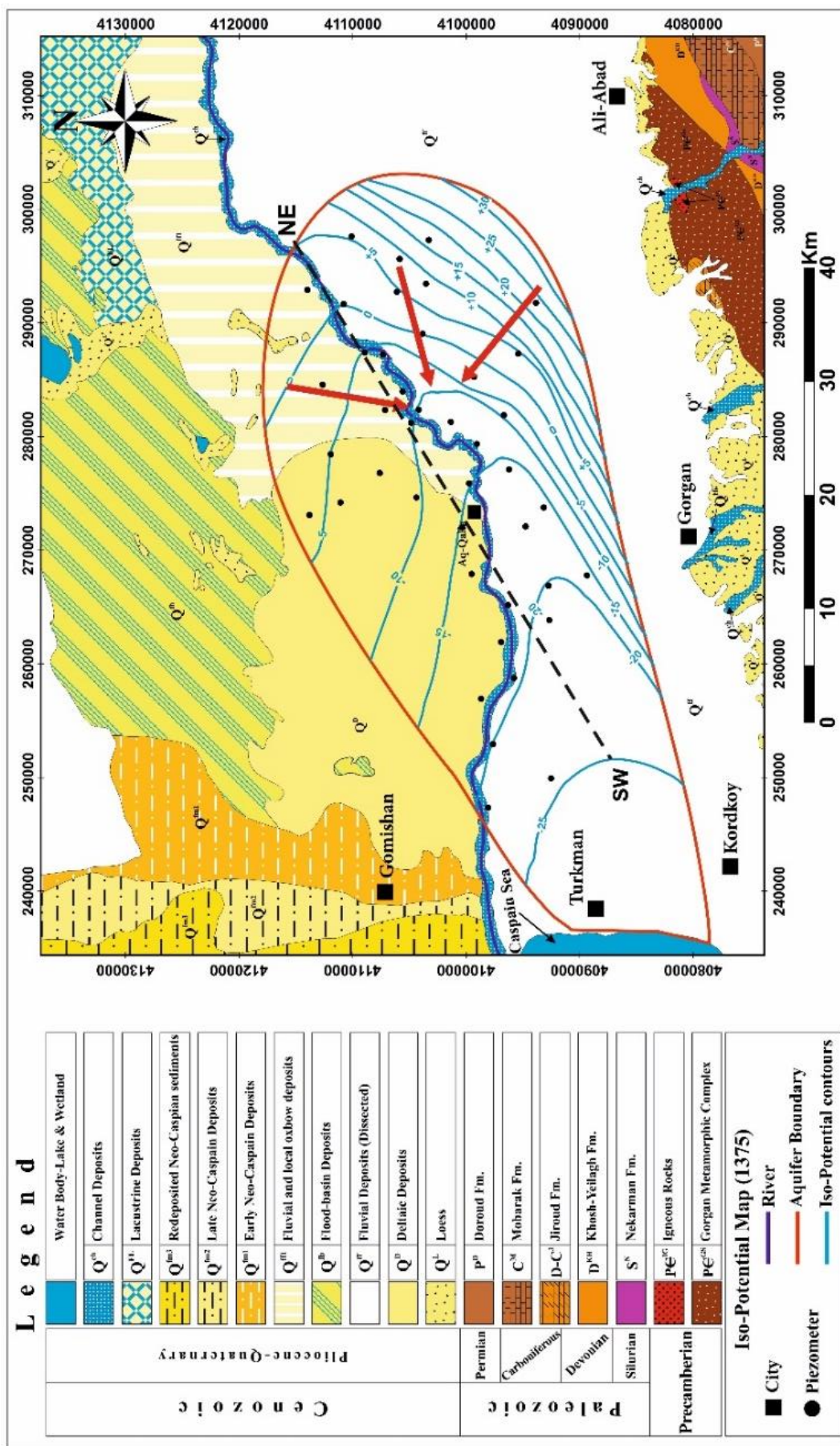
با توجه به نقشه‌های هم‌پتانسیل ترسیم شده می‌توان جهت جریان آب زیرزمینی، مناطق تغذیه و تخلیه، و نیز شیب هیدرولیکی را تعیین و تحلیل نمود. در سفره آزاد محدوده مطالعاتی تعداد ۹ حلقه پیزومتر وجود دارد که مختصات جغرافیایی آن‌ها و نیز تراز سطح آب آن‌ها در سال‌های مختلف به همراه مقدار افت محاسبه شده به شرح جدول (جدول ۴-۱) آورده شده است. همانطور که قبلاً هم بیان شده است در محدوده مورد مطالعه در ابتدا از سال ۱۳۷۴ تا ۱۳۸۵ اطلاعات تراز سطح آب پیزومتری حدود ۴۰ حلقه پیزومتر موجود می‌باشد. ولی از سال ۱۳۸۵ تا حال حاضر متأسفانه فقط اطلاعات ۹ حلقه پیزومتر موجود است و برای بقیه پیزومترها اطلاعاتی موجود نیست. در این مطالعه از اطلاعات ۹ حلقه پیزومتر به دلیل کاملتر بودن اطلاعات استفاده شده است. ولی سعی شده از اطلاعات همه پیزومترها در برخی از مراحل جهت مقایسه نیز استفاده گردد. (شکل ۴-۱ تا شکل ۴-۳) نقشه‌های هم‌پتانسیل آب

زیرزمینی را به ترتیب در خردادماه سال‌های ۱۳۷۵، ۱۳۸۶، ۱۳۹۶ را نشان می‌دهند. با توجه به نقشه-های هم‌پتانسیل ترسیم شده، جهت عمومی جریان آب زیرزمینی منطقه از سمت جنوب و جنوب شرق و شرق به سمت غرب و جنوب غرب (دریای خزر) می‌باشد، که تا حدودی هم جهت با جریان‌های آب‌های سطحی رودخانه گرگانود است. بنابراین عمده منطقه تغذیه از سمت شرق و جنوب‌شرقی سلسله جبال البرز و بخش کوچکی از مناطق شمالی دشت می‌باشد که عمدتاً بخش‌های شمالی سازندهای نفوذناپذیر و منطقه شور است و تغذیه کمتری صورت می‌گیرد. ماکزیمم گرادیان آب زیرزمینی در منطقه تغذیه بخصوص در بخش شرقی و جنوب‌شرقی می‌باشد. گرادیان همیشه در مناطق تغذیه بیشتر است و هرچه به سمت مناطق تخلیه پیش می‌رویم دشت هموارتر و صاف‌تر می‌شود؛ در نتیجه گرادیان کمتر خواهد شد. تنها خروجی دشت در بخش غربی قرار دارد که نشان می‌دهد بخشی از آب زیرزمینی به دریا تخلیه می‌شود. که البته با توجه به تراز منفی سطح آب زیرزمینی، در این بخش آب زیرزمینی به زیر دریا تخلیه می‌شود و اصطلاحاً تخلیه زیردریایی (Sub-marine Groundwater Discharge (SGD)) گفته می‌شود. بین رودخانه گرگانود و سطح آب زیرزمینی در برخی مناطق ارتباط هیدرولیکی وجود دارد. بطوریکه مشاهده می‌شود خطوط هم‌پتانسیل در اطراف رودخانه گرگانود انحنای پیدا کرده است؛ بخصوص در مناطق ابتدایی دشت (بخش شرقی) رودخانه نقش آیده را دارد، یعنی آب رودخانه وارد آب زیرزمینی می‌شود؛ ولی در انتهای دشت ممکن است مقداری از آب زیرزمینی وارد رودخانه شود. در نهایت طبق نقشه هم‌پتانسیل بخش‌هایی از دشت نشان می‌دهند که ارتباط هیدرولیکی بین رودخانه و سفره آب زیرزمینی وجود دارد. البته برای اثبات این موضوع بایستی بررسی دقیق‌تر انجام شود و نقشه تراز سطح آب زیرزمینی با تراز کف رودخانه مقایسه گردد. اما این احتمال هم وجود دارد که در صورت پایین تر بودن تراز آب زیرزمینی، دلیل انحنای خطوط هم‌پتانسیل در اطراف رودخانه می‌تواند به خاطر دانه درشت بودن رسوبات در این مناطق باشد و آب‌های زیرزمینی به طرف این رسوبات جریان یافته باشد.

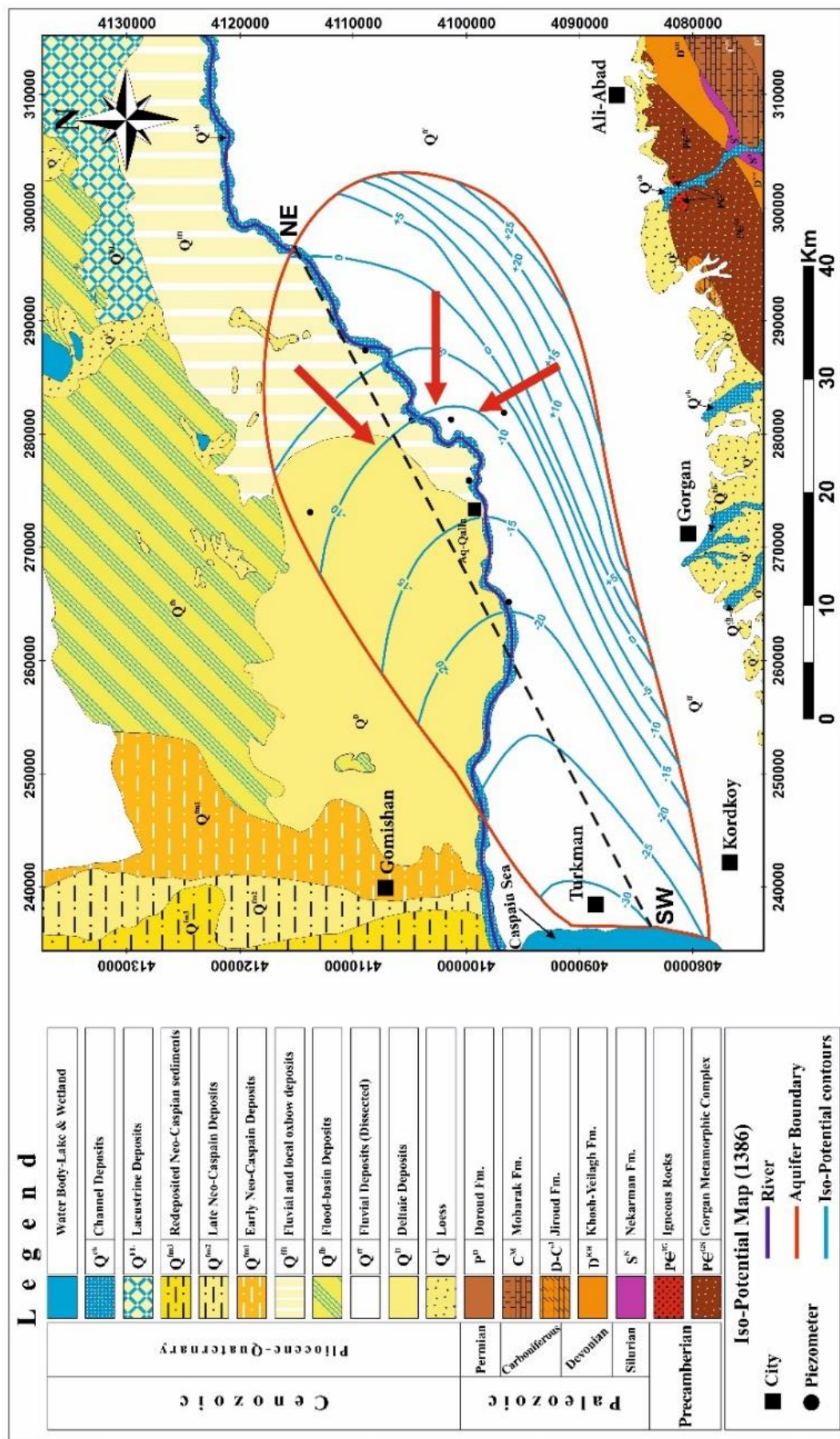
بیشترین تراز سطح آب زیرزمینی در مناطق تغذیه و کمترین تراز سطح آب در مناطق تخلیه به سمت دریای خزر (غرب) می‌باشد. برای بررسی تغییرات جهت جریان در سه سال مختلف ۱۳۹۶، ۱۳۸۶، ۱۳۷۵ نقشه‌های هم‌پتانسیل نیز ترسیم و مورد تحلیل قرار گرفتند. تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۷۵ نسبت به سال ۱۳۸۶ و ۱۳۹۶ بالاتر بوده و مقدار ذخیره آبخوان نیز بیشتر بوده است ولی به مرور زمان و افزایش افت و برداشت، سطح آب زیرزمینی کمی افت کرده و تراز آب زیرزمینی در مناطق تغذیه از ۳۰ متر به ۲۵ متر رسیده است که برای بررسی تغییرات مکانی و زمانی تراز سطح آب در سه مسیر یکسان از محدوده مورد مطالعه سه نیم‌رخ ترسیم گردید (شکل ۴-۱ تا شکل ۴-۳). با توجه به (شکل ۴-۴) در سال ۱۳۷۵ در منطقه تغذیه بخش شرقی دشت، ارتفاع آب زیرزمینی بالاتر بوده و با گذشت زمان سطح آب تقریباً ۵ متر افت کرده است. گرادیان کلی دشت در هر سه تاریخ تقریباً یکسان است و تغییرات محسوسی در این دشت مشاهده نشده است؛ که نشان می‌دهد تغییرات هیدروژئولوژیکی در این دشت فاحش نبوده است.

جدول ۴-۱- مختصات، تراز سطح آب و مقادیر افت ۲۱ ساله در پیزومترهای آبخوان منطقه مطالعاتی

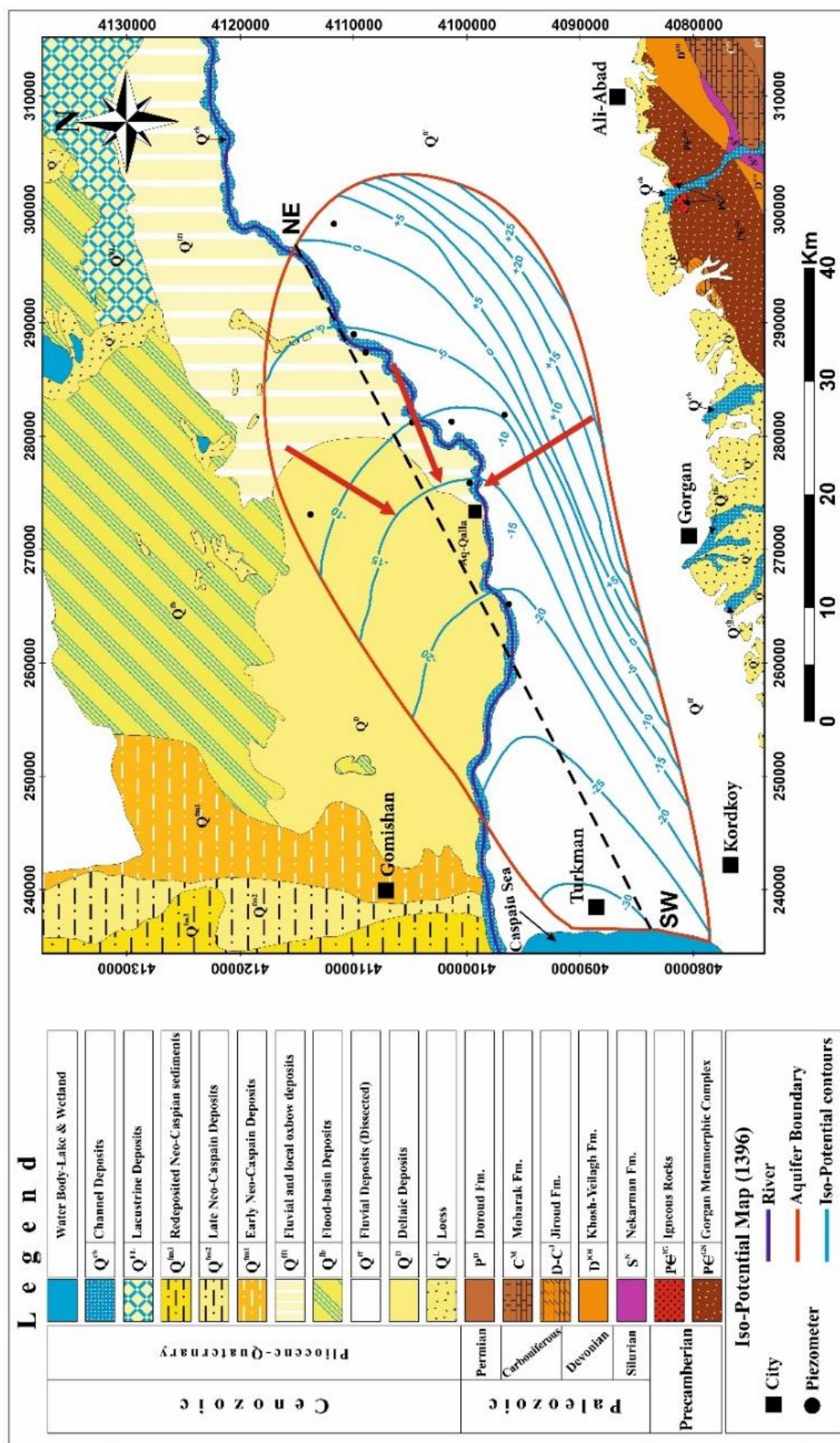
مقدار افت ۲۱ ساله (متر)	تراز سطح آب در شهریور ۱۳۹۶ (متر)	تراز سطح آب در شهریور ۱۳۷۵ (متر)	UTM		علامت اختصاری
			X	Y	
3.61	-21.67	-18.06	265180	4096322	P52
1.30	-11.30	-10.00	281886	4096685	P53
0.06	-16.23	-16.17	275877	4099737	P54
0.08	-12.23	-12.15	281288	4101348	P57
2.33	-10.97	-8.64	281213	4104848	P59
0.08	-5.80	-5.72	287390	4108939	P63
-	-6.41	-	288954	4109954	P64
-	0.63	-	298730	4111736	P66
1.38	-6.08	-4.70	273096	4113793	P68



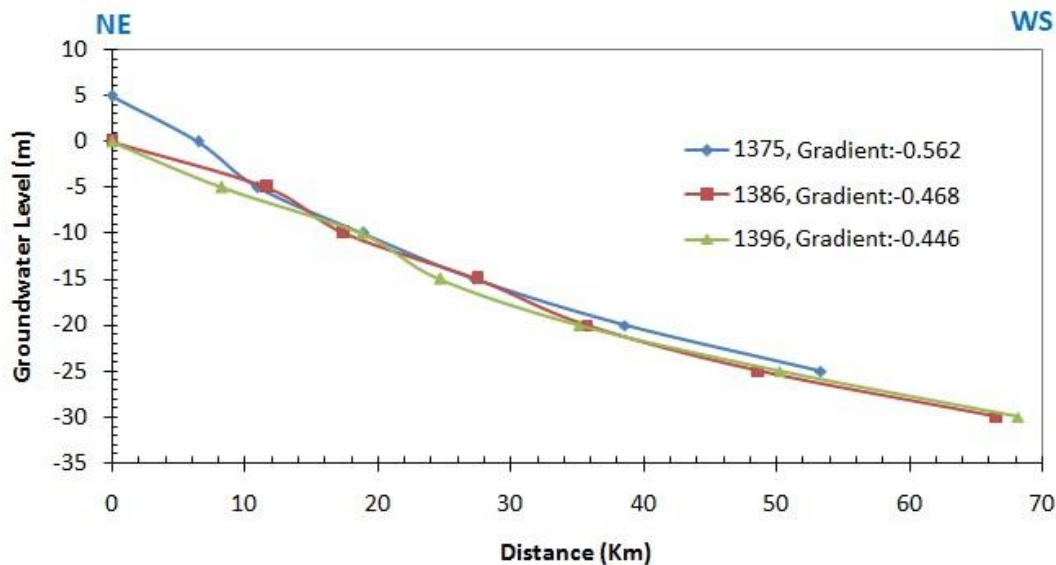
شکل ۴-۱- موقعیت پیزومترها و نقشه هم‌پتانسیل سفره آزاد در خرداد ۱۳۷۵ (فلش قرمز رنگ مسیر جریان و خط چین SW-NE مقطع هیدرولیکی را نشان می‌دهد).



شکل ۴-۲. موقعیت پیزومترها و نقشه هم‌پتانسیل سفره آزاد در خرداد ۱۳۸۶. (فلش قرمز رنگ مسیر جریان و خط چین SW-NE مقطع هیدرولیکی را نشان می‌دهد).



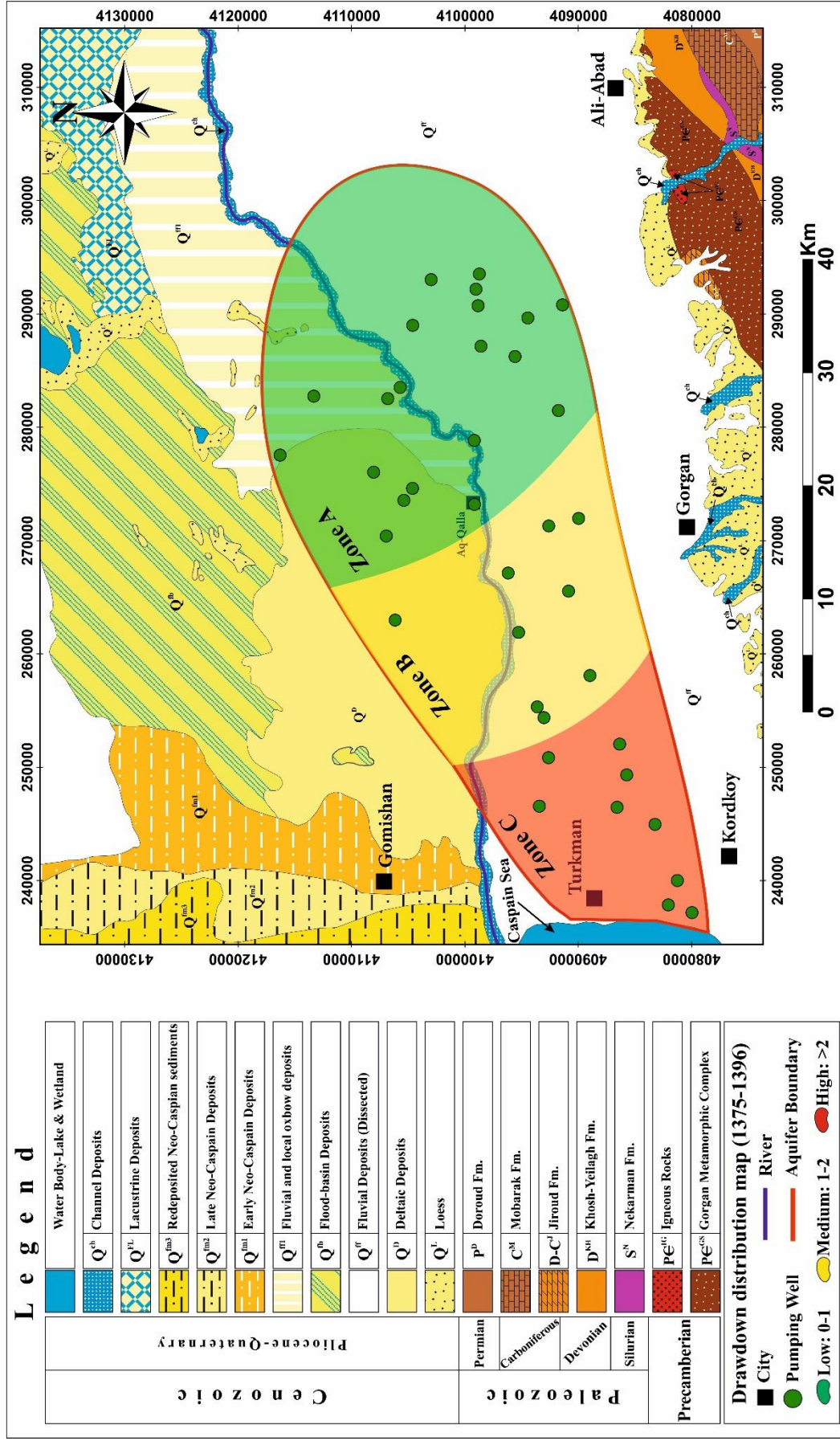
شکل ۴-۳- موقعیت پیژمترها و نقشه هم‌پتانسیل سفره آزاد در خرداد ۱۳۹۶. (فلش قرمز رنگ مسیر جریان و خط چین SW-NE مقطع هیدرولیکی را نشان می‌دهد).



شکل ۴-۴- مقطع هیدرولیکی تغییرات مکانی و زمانی تراز سطح آب در منطقه مورد مطالعه

۴-۲-۲- ارزیابی هیدروژئولوژیکی منطقه مطالعاتی بر پایه افت طولانی مدت

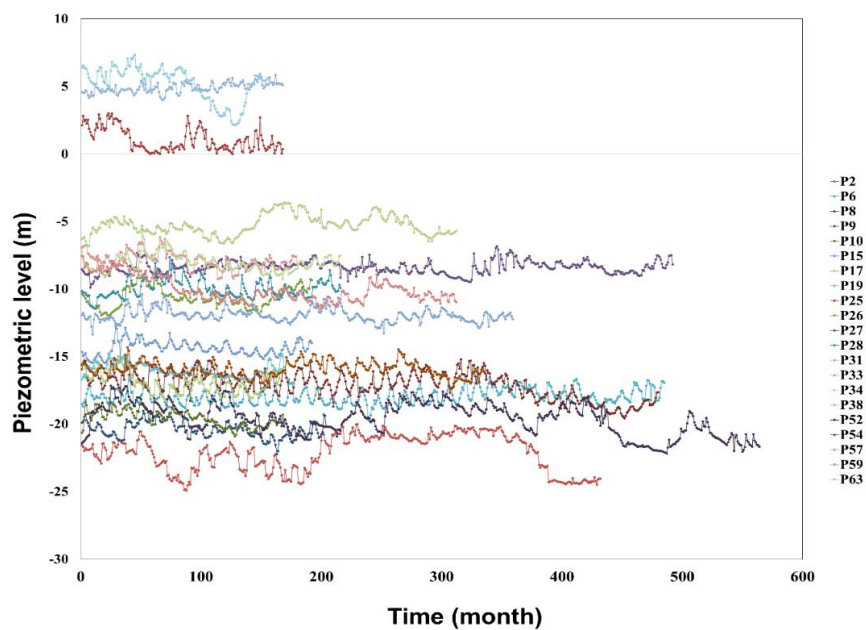
با استفاده از اطلاعات تغییرات دراز مدت سطح آب زیرزمینی در محدوده مورد مطالعه و در سال آبی ۱۳۷۵ تا ۱۳۹۶ میزان افت ۲۱ ساله محدوده آق قلا-گمیشان به ۳ زون A، B، C طبقه‌بندی شده است (شکل ۴-۵). این تقسیم‌بندی فقط جهت گروه‌بندی و مقایسه و تفسیر نتایج انجام شده است. حداکثر افت در دشت مطالعاتی و در طول این ۲۱ سال، ۳ متر بوده است که سالانه به طور متوسط ۱۴ سانتی‌متر افت در دشت مشاهده می‌شود که بیانگر مقدار افت بسیار کمی است. با این حال، نقشه هم‌افت براساس این مقدار افت زون‌بندی شده است. زون A منطقه تغذیه و ورودی دشت می‌باشد که کمترین مقدار افت در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به آن نسبت داد. زون B زون حدواسط است که مابین زون A و C واقع شده است و نسبت به زون C مقدار افت آن کمتر است. زون C منطقه خروجی و انتهایی دشت می‌باشد که با توجه به مقدار تغذیه کم و خروجی زیرزمینی و برداشت توسط چاه‌ها مقدار افت کمی بیشتر در مقایسه را نشان می‌باشد.



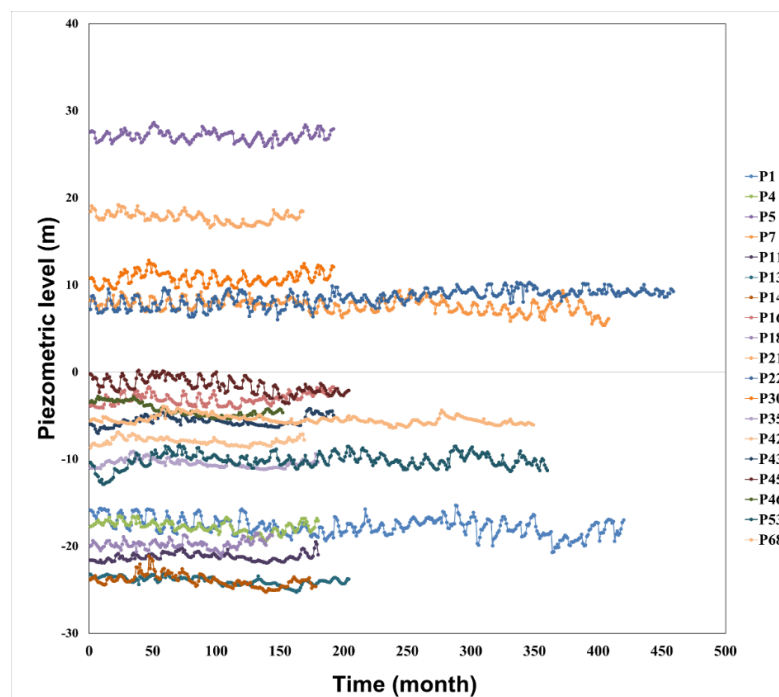
شکل ۴-۵- نقشه هم‌افت سفره آزاد محدوده آق‌قلا-گمیشان

۴-۲-۳- بررسی نوسانات تراز سطح آب پیزومتر

پیزومترهای دشت مورد مطالعه براساس نوع و رفتار تغییرات سری زمانی سطح تراز آب در آن‌ها به ۲ گروه تقسیم شده است (شکل ۴-۵). بطور کلی کلیه پیزومترها تقریباً رفتار یکسان و تراز ثابتی در طول زمان را نشان می‌دهند. اما برخی از پیزومترها نوسانات بیشتری نسبت به بقیه نشان می‌دهند. با توجه به (شکل ۴-۶ و شکل ۴-۸) برخی از پیزومترهای حوالی رودخانه گرگانرود دارای نوسانات بیشتری هستند ولی بقیه پیزومترها روند ثابت و یکسانی دارند (شکل ۴-۷). کم بودن عمق آب و همچنین نزدیکی به رودخانه و دانه درشت بودن رسوبات اطراف رودخانه می‌تواند نتیجه نوسانات بیشتر پیزومترها در این مناطق باشد.



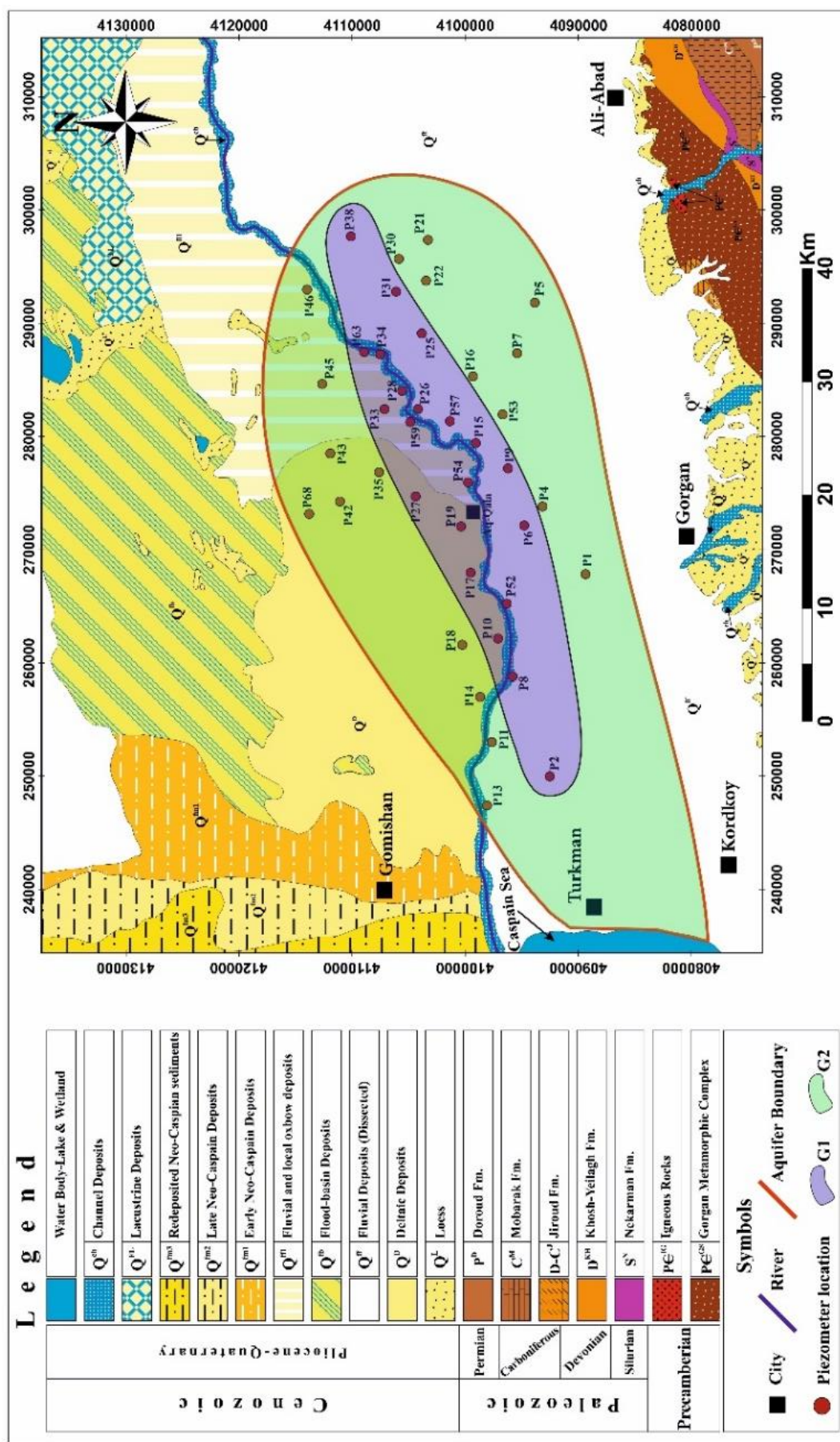
شکل ۴-۶- نوسانات تراز سطح آب در پیزومترهای گروه اول محدوده آقی‌فلا - گمیشان



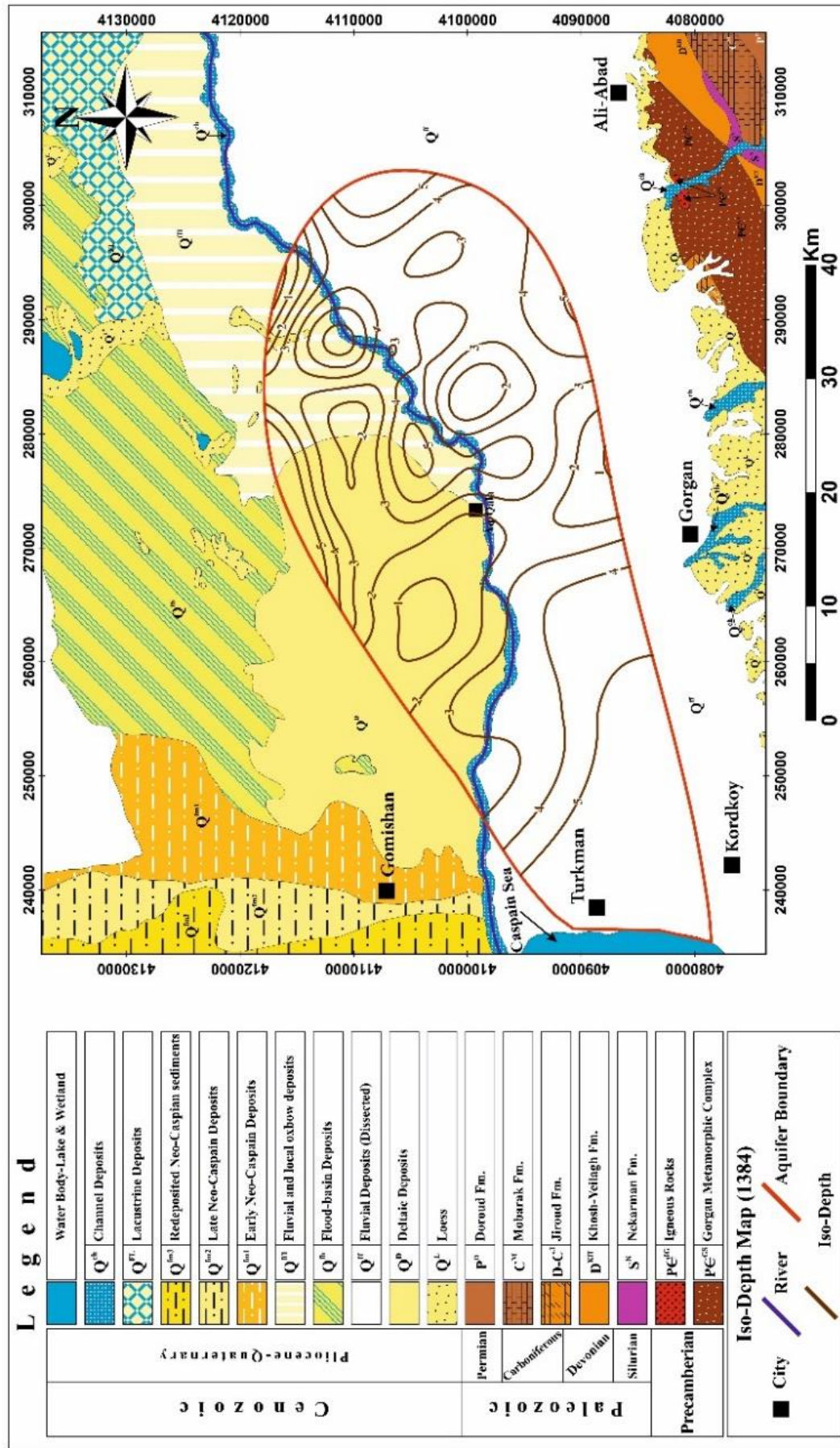
شکل ۴-۷- نوسانات تراز سطح آب در پیزومترهای گروه دوم محدوده آق قلا - گمیشان

۴-۲-۴- ترسیم نقشه هم عمق محدوده مطالعاتی

برای بررسی تغییرات مکانی عمق آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه، با استفاده از جدیدترین داده ها، نقشه هم عمق ترسیم گردیده است. در چاههای که عمق آب زیرزمینی کم است، تبخیر از سطح آب زیرزمینی صورت خواهد گرفت و در معادلات بیلان کاربرد دارد. همچنین در بحث تغذیه نیز در این مناطق کم عمق، اثر تغذیه از سطح بیشتر دیده می شود. بر اساس نقشه هم عمق مذکور (شکل ۴-۹) ملاحظه می شود که حداکثر عمق سطح آب زیرزمینی ۵ متر می باشد. عمق آب زیرزمینی وابسته به توپوگرافی سطح زمین است. عمق آب زیرزمینی در محدوده اطراف دشت زیادتر می باشد اما در مرکز دشت چون ارتفاع توپوگرافی کم است بنابراین عمق آب زیرزمینی نیز کم می باشد.



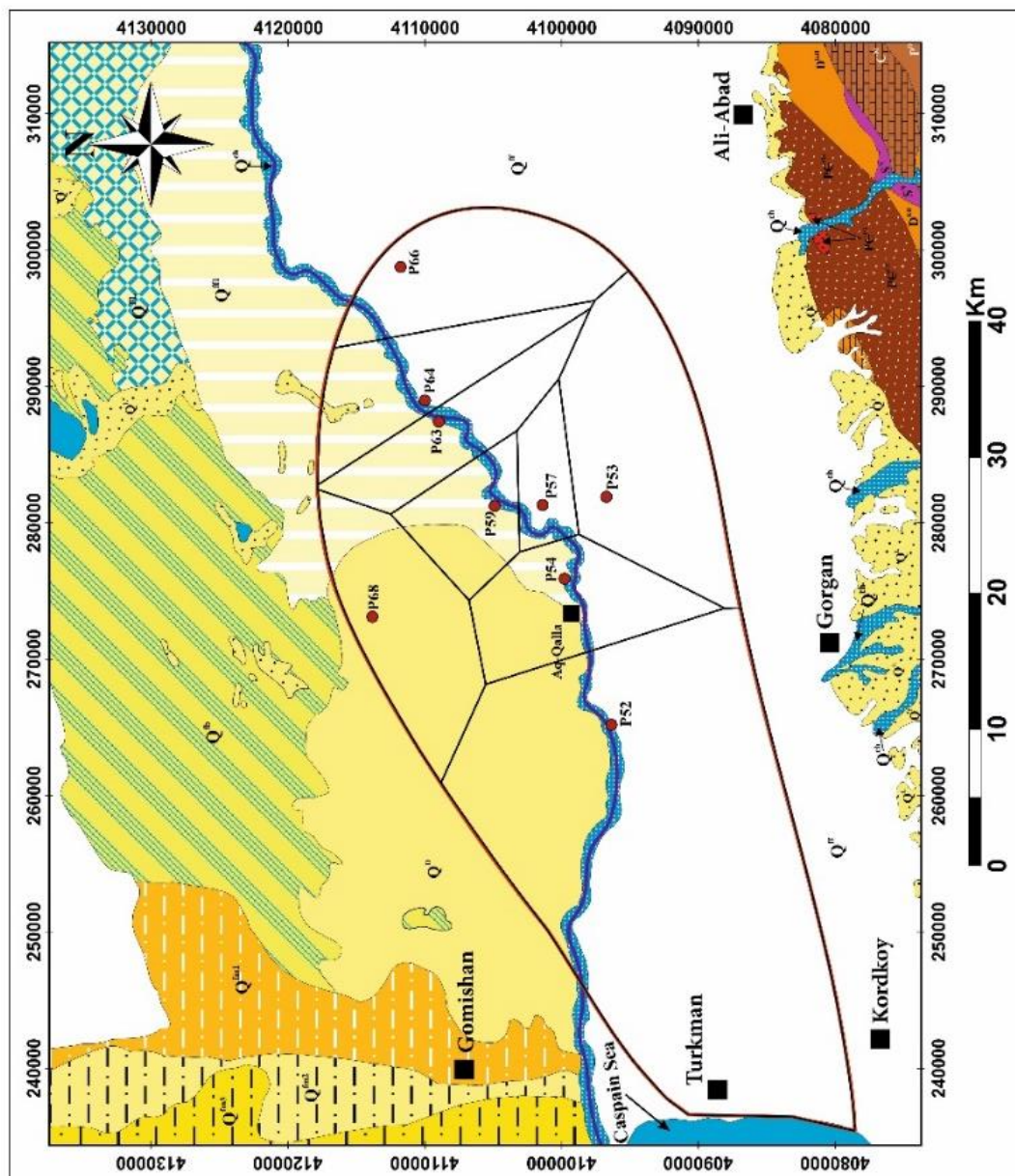
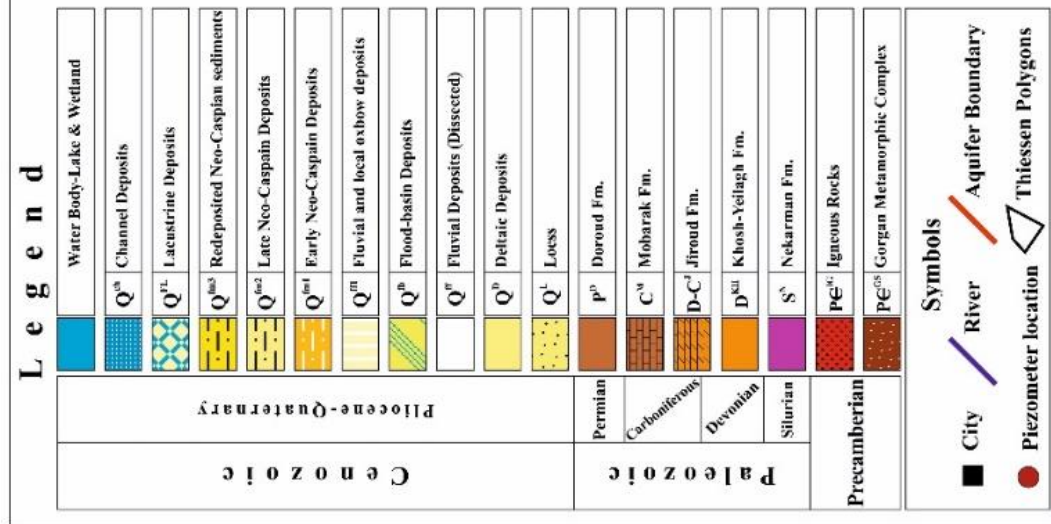
شکل ۴-۸- نقشه گروهبندی ترزاسات آب پیرومتری محدوده آق قلا - گمیشان



شکل ۴-۹- نقشه هم عمق آبخوان آزاد محدوده آق قلا - گمیشان

۴-۲-۵- هیدروگراف واحد دشت آق قلا-گمیشان

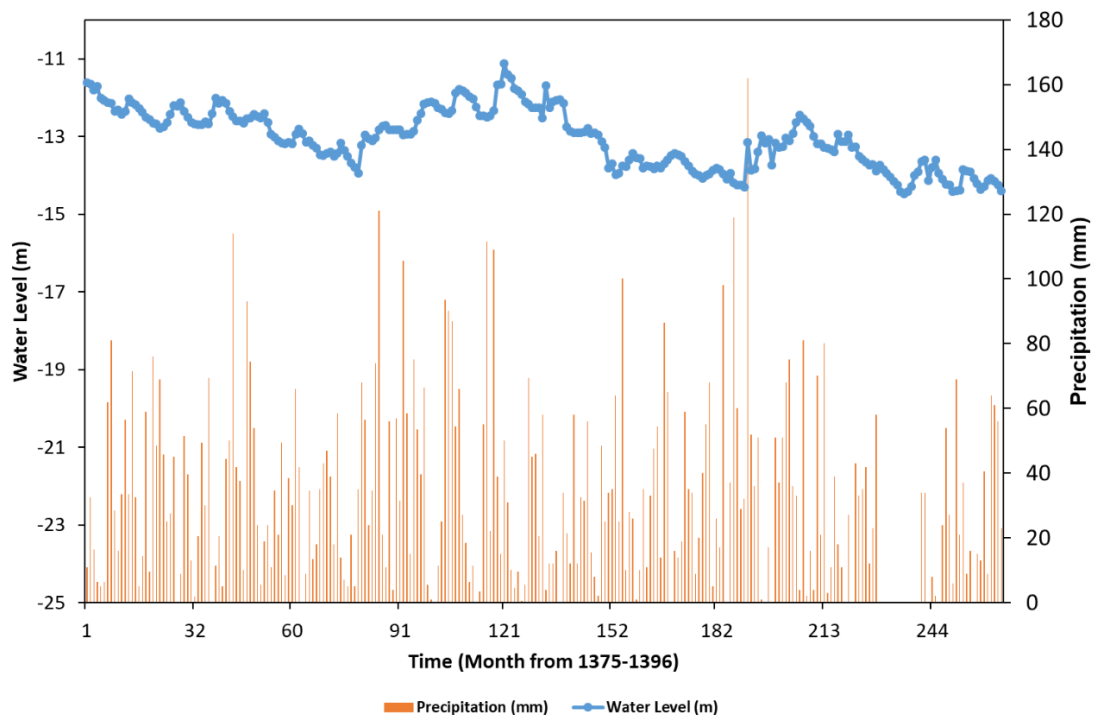
از متداولترین روش‌های بررسی تغییرات طولانی مدت سطح آب زیرزمینی، ترسیم هیدروگراف واحد محدوده است. هیدروگراف واحد بیانگر زمان‌های ترسالی و خشکسالی است. به عبارت دیگر اگر بخواهیم در کل آبخوان تغییرات سطح آب زیرزمینی را بررسی کنیم از هیدروگراف واحد استفاده می‌شود. هر پدیده‌ای که در آب‌های زیرزمینی تغییر فشار ایجاد کند، موجب تغییر سطح آب زیرزمینی می‌گردد. تغییرات فشار اتمسفری، اختلاف بین جریان ورودی و خروجی آب‌های زیرزمینی، زلزله، تبخیر و تعرق، بارهای خارجی و جزر و مد از جمله مهمترین پدیده‌هایی هستند که منجر به تغییر در سطح تراز آب زیرزمینی می‌شوند (Todd, 1980). جهت ترسیم هیدروگراف واحد محدوده در ابتدا نقشه تیسنبندی آماده گردید (شکل ۴-۱۰). هر چند ضلعی بیانگر مساحت اطراف یک پیزومتر می‌باشد. در اینجا نقشه تیسنبندی برای ۹ پیزومتر که کاملترین داده‌ها را دارند (از سال ۷۵ تا ۹۶) ترسیم شده است. البته نقشه تیسنبندی برای ۴۰ عدد پیزومتر (از سال ۷۵ تا ۸۵) نیز ترسیم و هیدروگراف واحد نیز ترسیم گردید که نتایج تقریباً یکسانی را نشان می‌دهد و در اینجا نتایج هیدروگراف واحد بر اساس ۹ پیزومتر ارائه شده است.



شکل ۴-۱۰ نقشه تیسین بندی آبخوان آزاد محدوده آق قلا - گمیشان

۴-۲-۶- هیدروگراف واحد آبخوان محدوده مورد مطالعه

هیدروگراف واحد آب زیرزمینی نموداری است که تغییرات متوسط ارتفاع آب زیرزمینی کل دشت را در طول یک دوره آماری نشان می‌دهد. به منظور بررسی متوسط نوسانات دراز مدت سطح ایستابی آبخوان و تعیین بیلان آبی و اندازه تغییرات دوره‌ای و سالانه سطح آب محدوده مورد مطالعه مبادرت به محاسبه و ترسیم هیدروگراف واحد آب زیرزمینی ۲۱ ساله سفره از سال آبی ۷۵ تا ۹۶ شده است (شکل ۴-۱۱). بررسی کلی هیدروگراف واحد سفره آبدار منطقه نشان می‌دهد که در ابتدای اندازه‌گیری تراز سطح آب زیرزمینی ۱۱/۶۱- متر پایین‌تر از سطح دریا بوده است و در سال ۱۳۹۶ تراز به ۱۴/۳۹- متر رسیده است. بطور کلی روند تراز سفره آب زیرزمینی یکسان بوده و تغییرات افت بسیار کمی را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل زیر مشخص است نوسانات ماهانه یا فصلی مشاهده می‌شود اما در طول سال مقدار تغییرات افت بسیار اندک است؛ بطوریکه از سال ۱۳۷۵ تا ۱۳۹۶ متوسط افت در دشت ۱۴ سانتی‌متر در سال مشاهده می‌شود؛ که افت بسیار کمی است و نشان می‌دهد که سفره در حال تعادل هیدرولوژیکی است. بعبارتی دیگر ورودی‌ها با خروجی‌ها برابر بوده و بیلان تقریباً صفر است و تغییرات ذخیره مخزن مشاهده نمی‌شود. از طرفی نوسانات مشاهده شده به دلیل نوسانات فصلی است چون سطح آب زیرزمینی بالا و عمق آب کم است نسبت به بارش واکنش نشان می‌دهند. با آمدن بارش سطح آب بالا می‌آید و با قطع بارش سطح آب پایین می‌رود ولی نوسانات طولانی مدت تقریباً برابر است.



شکل ۴-۱۱- هیدروگراف واحد آبخوان محدوده مورد مطالعه

۴-۲-۷- بررسی وضعیت بیلان آبخوان محدوده آق قلا-گمیشان

بررسی تبادلات آب در یک محدوده که به اصل بقاء ماده استوار است، بیلان آب خوانده می‌شود. بنابراین کلیه آب‌هایی که در یک زمان معین وارد یک محدوده می‌شود، در این محدوده به مصرف رسیده، یا ذخیره می‌شود و یا به صورت‌های مختلف از محدوده خارج می‌گردد. هدف از برقراری بیلان یا ترازنامه آب، تعیین و بررسی مقادیر ورودی، مصرفی، ذخیره شده و خروجی از یک محدوده در زمان مشخص می‌باشد. جهت ارزیابی بیلان منابع آب زیرزمینی لازم است تا هرگونه تغذیه از هر منشاء و مبداء بعلاوه جریان ورودی زیرزمینی و از طرف دیگر هر نوع تخلیه‌ای نظیر بهره‌برداری از منابع آب، تخلیه طبیعی توسط چشمه، زهکشی و تبخیر و بالاخره تغییرات حجم مخزن سفره آب زیرزمینی در زمان مشخص و در محدوده معین که سطح بیلان نامیده می‌شود، مورد بررسی و ارزیابی قرار گیرد.

$$\Delta V = I - Q$$

$$[Q_{in} + Q_p + Q_R + Q_I] - [Q_{out} + Q_{Ex} + Q_{ET}] = \pm \Delta V$$

معادله (۴-۱)

طبق معادله (۴-۱) تغییرات ذخیره (ΔV) برابر با مقدار آب ورودی (I) و مقدار آب خروجی (Q) می‌باشد. نرخ جریان آب زیرزمینی ورودی به محدوده (Q_{in})، حجم آب ورودی ناشی از بارش (Q_P)، حجم رواناب نفوذی ناشی از جریان‌های سطحی (Q_R)، حجم آب نفوذیافته ناشی از آبیاری زمین‌های زراعی (Q_I) ورودی‌های آب زیرزمینی هستند؛ و خروجی‌های آب زیرزمینی شامل نرخ جریان آب زیرزمینی خروجی از محدوده (Q_{out})، حجم آب خروجی توسط چشمه، چاه، قنات (Q_{Ex})، حجم آب ناشی از تبخیر و تعرق محدوده (Q_{ET}) و ΔV تغییرات حجم ذخیره سفره آب زیرزمینی می‌باشد.

۴-۲-۷-۱- عوامل تغذیه آبخوان

• جریان‌های ورودی آب زیرزمینی

آبخوان آبرفتی محدوده مورد مطالعه از ارتفاعات حاشیه جنوبی تغذیه می‌کند. گرچه وجود تپه‌های لسی در بعضی مناطق باعث کاهش و یا قطع ارتباط هیدرولیکی آبخوان آبرفتی و سازندهای سخت شده ولی وجود رودخانه‌های دائمی و متعدد همراه با مخروط افکنه‌های وسیع این ارتباط را سهولت بخشیده است. برای محاسبه این پارامتر، بر اساس نقشه هم‌پتانسیل آبخوان در سال آبی (۱۳۹۶) طول مقاطع جریان و یا جبهه‌های ورودی آب زیرزمینی، میانگین شیب هیدرولیکی در مقاطع مذکور و با در نظر گرفتن مقادیر متوسط قابلیت انتقال آبخوان در طول مقاطع، جریان‌های ورودی آب زیرزمینی با استفاده از معادله داری به شرح زیر محاسبه شده است:

$$Q_{in} = T \times L \times I \times t \quad \text{معادله (۴-۲)}$$

I = شیب هیدرولیکی، L = طول مقطع جریان (متر یا کیلومتر)، T = قابلیت انتقال آبخوان (مترمربع در روز)، t = زمان بر حسب سال و Q_{in} = دبی (میلیون متر مکعب بر سال) می‌باشد. مقدار این پارامتر برابر ۱۴/۴۴ میلیون مترمکعب در سال محاسبه شده است.

- آب نفوذی از بارش

جهت محاسبه این پارامتر با استفاده از مقادیر متوسط یک‌ساله بارش و تبخیر روزانه در سطح محدوده بیلان، مقدار تبخیر و تعرق حقیقی روزهای بارانی و پس از آن محاسبه شده و در نهایت مقدار میانگین یک‌ساله بارندگی موثر محدوده بیلان سفره آزاد محاسبه شده است. مقدار این پارامتر ۵۲۸ میلیون متر مکعب برآورد شده است. با احتساب ضریب نفوذ ۸ درصد، مقدار تغذیه حاصل از نفوذ ریزش‌های جوی ۴۲/۲۲ میلیون متر مکعب برآورد گردیده است.

- تغذیه از آب برگشتی کشاورزی و شرب

با احتساب ضریب نفوذ ۱۰ درصد میزان تغذیه سفره آزاد از آب برگشتی چاه‌های کشاورزی و شرب در محدوده بیلان سفره آزاد معادل با ۲/۳۳ میلیون متر مکعب می‌باشد.

۴-۲-۷-۲- عوامل تخلیه آبخوان

- آب خروجی از مقاطع زیرزمینی

همانگونه که در مبحث جریان ورودی زیرزمینی نیز عنوان گردید با استفاده از معادله دارسی و مشخص بودن طول جبهه خروجی، قابلیت انتقال و شیب هیدرولیکی مقاطع، میزان خروجی آب زیرزمینی سفره آزاد معادل ۰/۳۲ میلیون متر مکعب محاسبه گردیده است.

- آب برداشتی کشاورزی

مجموع تخلیه سالانه از چاه‌های کشاورزی موجود در محدوده بیلان آبخوان آزاد معادل با ۲۳/۳۳ میلیون متر مکعب می‌باشد.

- تخلیه حاصل از تبخیر و تعرق از سطح آب زیرزمینی آبخوان

میزان تبخیر از سفره آب زیرزمینی به عواملی نظیر عمق برخورد به آب، بافت و پوشش گیاهی خاک و میزان تبخیر بالقوه بستگی دارد. میزان تبخیر از سطح آبخوان آزاد معادل با ۳۵/۲۷ میلیون متر مکعب محاسبه شده است (جدول ۴-۲).

جدول ۴-۲- محاسبه میزان تخلیه حاصل از تبخیر آبخوان آبرفتی آق‌قلا-گمیشان

عمق (متر)	مساحت (km)	درصد تبخیر از تشت	تبخیر از تشت (mm)	حجم تبخیر از آب زیرزمینی (MCM)
0-1	35.96	16	1638	9.42
1-2	169.26	4.5	1638	12.48
2-3	296.40	2.5	1638	12.14
3-4	456.15	0.1	1638	0.75
4-5	596.54	0.05	1638	0.49
مجموع				35.27

• زهکشی از رودخانه

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که در مقطعی از مسیر رودخانه گرگانرود در انتهای دشت در بخش غربی زهکشی صورت می‌گیرد. به منظور تعیین این پارامتر، مقدار زهکشی از رودخانه‌ها پس از انجام محاسبات، مقدار آن در حدود ۱/۰۹ میلیون متر مکعب در سال برآورد گردیده است. در جدول ۴-۳، نتایج محاسبه مؤلفه‌های مختلف بیلان ارائه شده است. با توجه به نتیجه بیلان، میزان کسری مخزن حدود ۱ میلیون متر مکعب در سال برآورد شده است که مقدار ناچیزی بوده و نشانگر وجود تعادل هیدروژئولوژیکی در این منطقه می‌باشد.

۴-۲-۸- محاسبه تغییرات حجم مخزن

براساس معادله $\Delta V = A \cdot Sy \cdot \Delta h$ تغییرات حجم مخزن در دوره و در سطح بیلان سفره به طریق زیر مورد محاسبه قرار گرفته است. بر اساس هیدروگراف واحد سطح آب زیرزمینی در سال آبی ۱۳۹۶ حدود ۰/۰۲ متر افت داشته است. با منظور نمودن مقدار فوق در سطح محدوده بیلان (با مساحت

۱۵۵۴/۳۱ کیلومتر مربع) و با توجه به متوسط ضریب ذخیره پنج درصد (۵٪) تغییرات کاهش حجم آبخوان به طور میانگین ۲/۳- میلیون متر مکعب در سال آبی ۱۳۹۶ محاسبه گردیده است. این مقدار با مقدار کسری مخزن از طریق فرمول بیلان در بالا، تقریباً یکسان می‌باشد که نشانگر این است که مؤلفه‌های بیلان درست برآورد شده است.

جدول ۴-۳- خلاصه اجزاء بیلان آبخوان آبرفتی آق قلا-گمیشان

جدول محاسبه اجزای بیلان		
تخلیه (میلیون متر مکعب)	تغذیه (میلیون متر مکعب)	شرح اجزای بیلان آب زیرزمینی
	14.44	حجم جریان ورودی آب زیرزمینی
	42.22	حجم آب نفوذ یافته از بارش
	2.33	حجم آب برگشتی کشاورزی
0.23		حجم جریان خروجی از آب زیرزمینی
23.33		حجم بهره برداری کشاورزی از آبخوان آبرفتی
35.27		میزان تبخیر و تعرق از آبخوان
1.09		زهکشی از رودخانه
60.01	58.99	جمع
58.99 - 60.01 = -1.02		تغییرات حجم (Mm ³)

۴-۳- بررسی رفتار هیدروژنوشیمیایی آبخوان محدوده آق قلا-گمیشان

۴-۳-۱- جمع‌آوری داده‌های هیدرووشیمیایی و ایزوتوپی

جهت بررسی هیدرووشیمی و ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی محدوده آق قلا-گمیشان نمونه‌برداری از چاه‌های بهره‌برداری بمدت ۲ روز متوالی در خرداد ماه ۱۴۰۰ بصورت پراکنده و تصادفی در محدوده صورت گرفت؛ که سرانجام ۲۵ نمونه آب مربوط به چاه‌های مختلف و همچنین نمونه آب دریای خزر جهت مقایسه گرفته شده است. نمونه‌ها جهت آنالیزهای گوناگون به آزمایشگاه آب و محیط زیست دانشگاه صنعتی شاهرود ارسال شد. برای تحلیل و تفسیر نتایج هیدرووشیمی بدست آمده از نسبت‌های یونی، نقشه‌ها، نمودارها استفاده گردیده است. نتایج آنالیز کیفی منابع آب و موقعیت چاه‌های نمونه گرفته شده در سال ۱۴۰۰ در (جدول ۴-۴) و (شکل ۴-۱۲) نشان داده شده است. در (جدول ۴-۵) نتایج ایزوتوپی حاصل از آنالیز ^2H و ^{18}O مربوط به ۱۴ حلقه چاه و یک نمونه آب دریای خزر ارائه گردیده است.

۴-۳-۲- بررسی تغییرات هدایت الکتریکی (Electrical Conductivity)

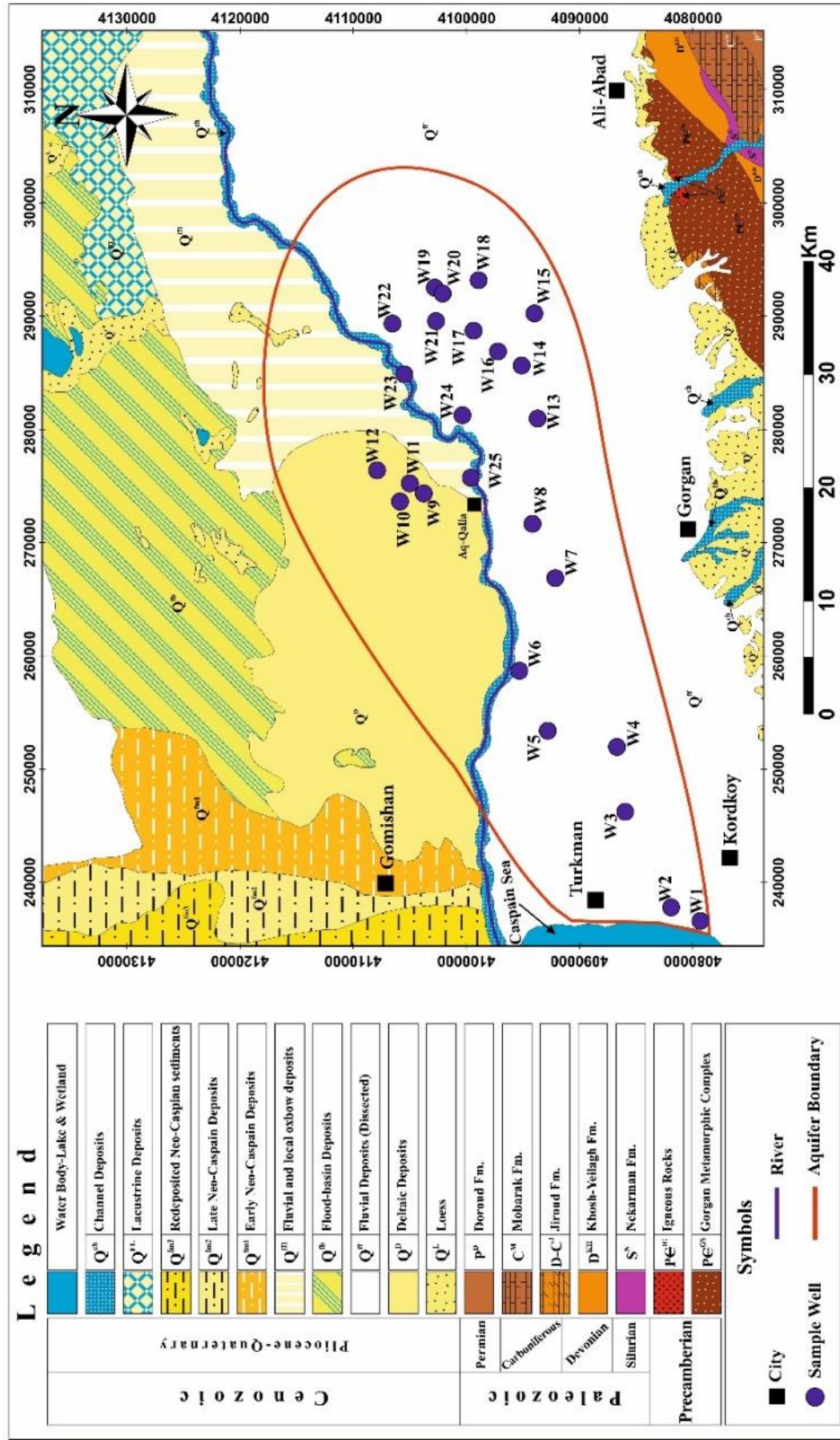
مقدار هدایت الکتریکی به غلظت مواد قابل حل و املاح موجود در آن بستگی دارد. EC با شاخص مجموع جامدات محلول (TDS (Total Dissolved Solids دارای یک رابطه خطی مستقیم است.

جدول ۴-۴- نتایج آنالیز کیفی منابع آب محدوده آق‌قلا-گمیشان خرداد ماه ۱۴۰۰

غلظت آنیون‌ها meq/L			غلظت کاتیون‌ها meq/L				EC μs/cm	مختصات		شماره نمونه
HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na	K		X utm	Y utm	
5.50	0.03	26.00	3.40	4.70	23.40	0.08	2920	236601	4079329	W1
6.80	0.10	28.60	1.70	3.30	30.80	0.15	3260	237797	4081922	W2
6.60	0.20	4.40	2.30	4.50	3.87	0.81	1030	246234	4085971	W3
5.80	0.19	1.20	2.10	3.90	1.50	0.06	590	251965	4086698	W4
6.30	0.10	1.70	1.20	5.40	2.44	0.11	700	253389	4092815	W5
6.00	0.14	4.10	2.30	4.20	8.90	0.12	960	258687	4095320	W6
6.20	0.10	2.00	2.40	4.30	3.10	0.07	758	266873	4092143	W7
7.10	0.10	1.60	2.00	5.60	2.19	0.15	786	271659	4094162	W8
6.20	0.31	3.10	1.30	3.60	4.55	0.13	900	274348	4103769	W9
5.10	0.33	3.70	1.70	3.10	4.30	0.16	850	273633	4105875	W10
5.00	0.39	3.30	1.80	3.50	3.40	0.14	857	275235	4105005	W11
7.10	0.70	22.00	2.70	6.70	23.00	0.06	3300	276382	4107895	W12
4.90	0.49	1.00	2.20	3.30	1.10	0.03	533	280951	4093708	W13
6.10	1.36	2.10	2.80	5.20	2.50	0.55	766	285639	4095121	W14
5.80	5.83	15.00	3.20	4.30	18.00	0.08	2300	290235	4093994	W15
5.20	0.78	1.20	1.90	3.20	1.60	0.75	652	286877	4097214	W16
4.90	1.21	1.40	2.60	3.90	2.34	0.04	770	288712	4099369	W17
4.80	1.53	1.10	3.20	4.30	1.50	0.25	800	293168	4098926	W18
4.90	1.51	1.10	3.10	4.20	1.41	0.20	794	292509	4102795	W19
4.70	1.50	1.10	2.80	3.90	1.44	0.98	774	291985	4102098	W20
4.70	1.35	1.50	2.90	4.10	2.32	0.03	775	289557	4102685	W21
5.00	1.23	3.10	2.80	3.90	4.30	0.11	923	289343	4106537	W22
5.20	0.79	4.20	2.80	4.80	4.50	0.11	946	284857	4105478	W23
5.80	0.13	1.20	2.10	3.10	2.12	0.08	523	281251	4100355	W24
6.00	0.45	2.20	2.30	4.40	2.70	0.17	700	275732	4099610	W25
3.00	20.20	188	18.00	68.00	154	5.00	17100	236224	4087427	SW1

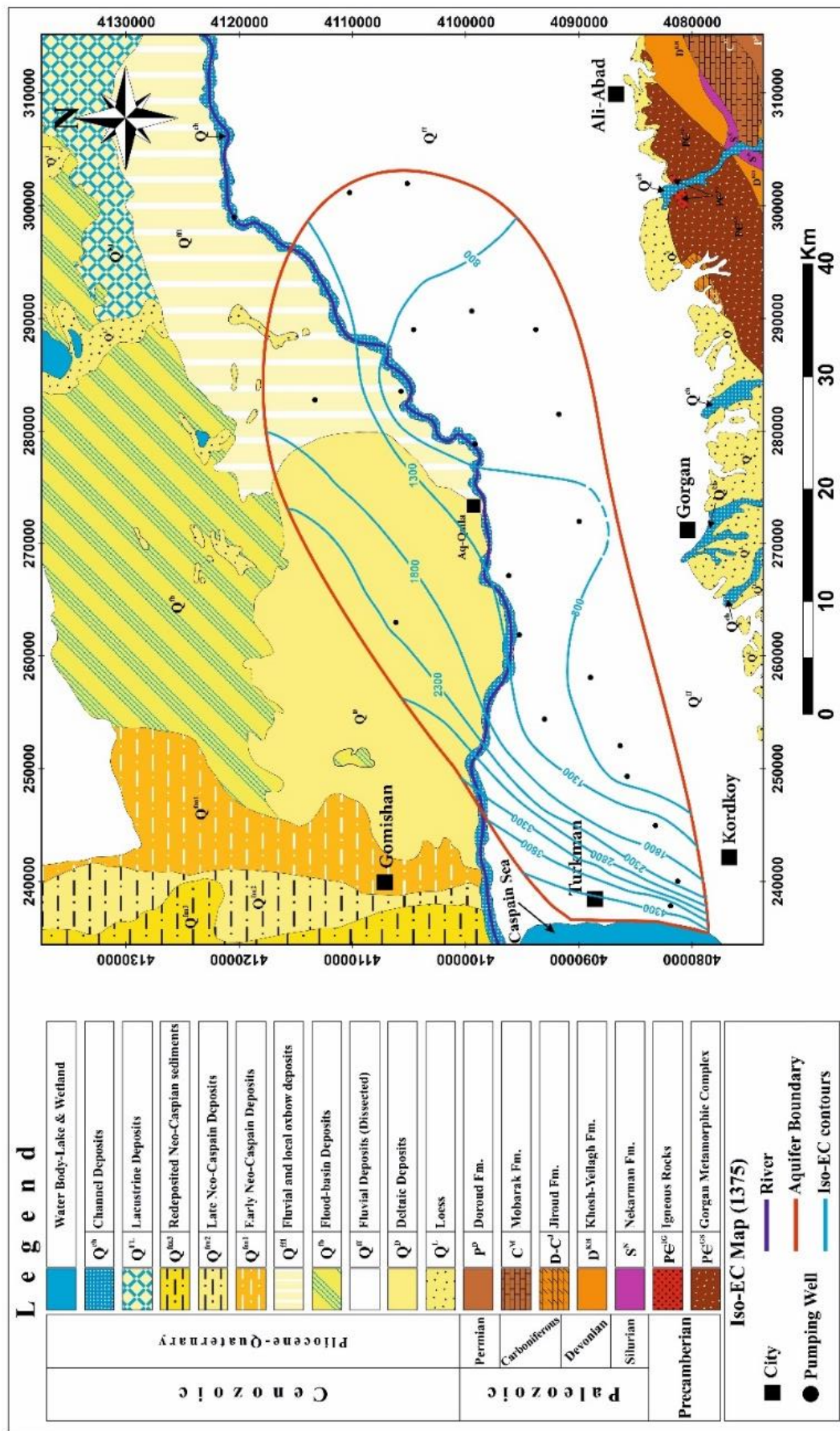
جدول ۴-۵- مقادیر ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^2H نمونه‌های محدوده آق قلا-گمیشان

شماره نمونه	$\delta^{2\text{H}}$ ‰	$\delta^{18\text{O}}$ ‰
W1	-47.56	-9.40
W3	-57.09	-10.52
W4	-46.76	-8.77
W6	-63.09	-10.64
W7	-58.19	-10.04
W9	-74.72	-11.53
W10	-76.72	-11.24
W13	-51.99	-8.28
W15	-55.33	-8.43
W17	-57.34	-8.87
W20	-61.54	-9.63
W23	-46.69	-9.96
W24	-55.07	-9.01
W25	-65.32	-10.16
SW1	-17.51	2.61

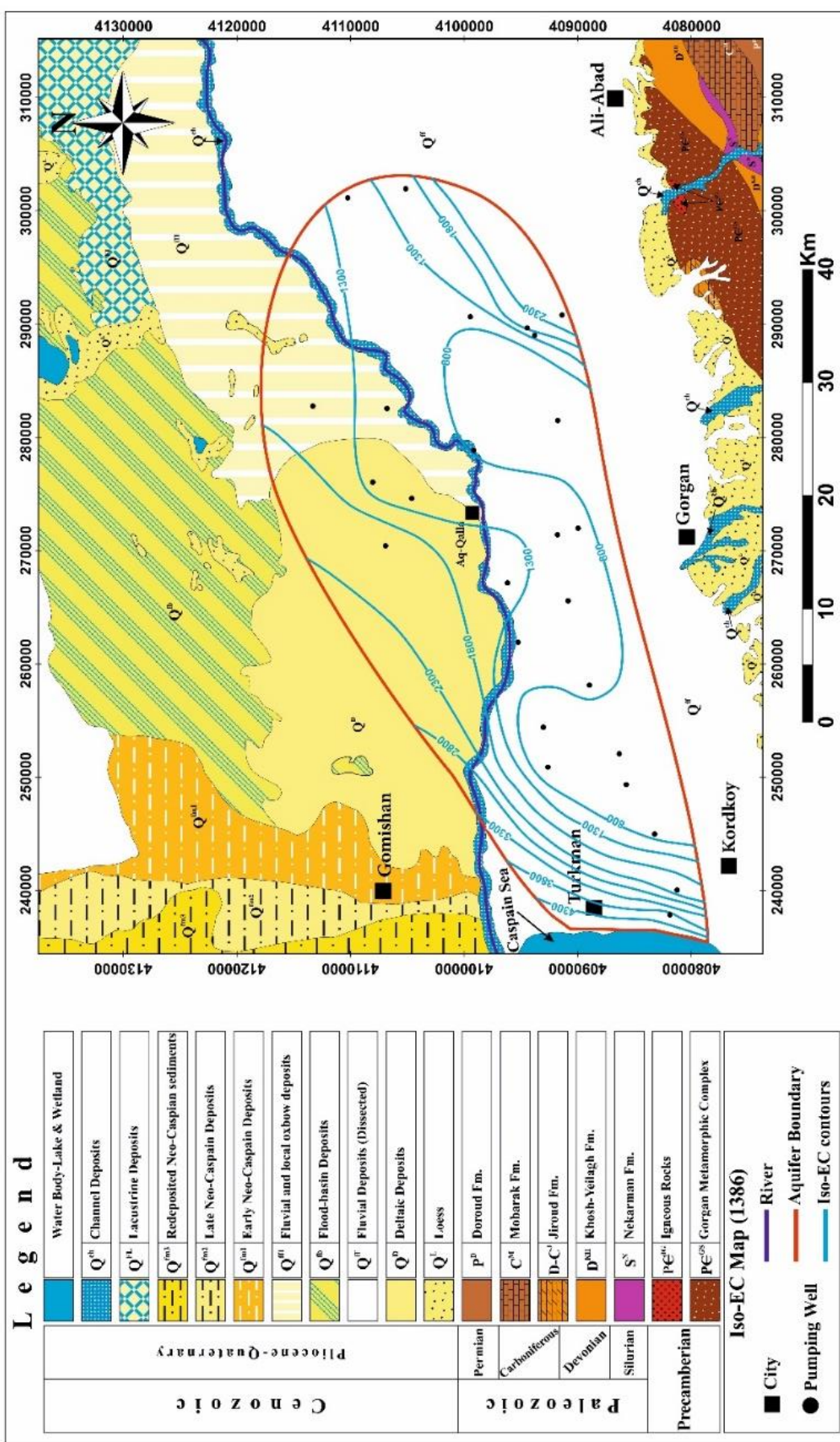


شکل ۴-۱۲- موقعیت چاههای نمونه‌برداری شده جهت بررسی کیفی آبخوان آق قلا - گمیشان

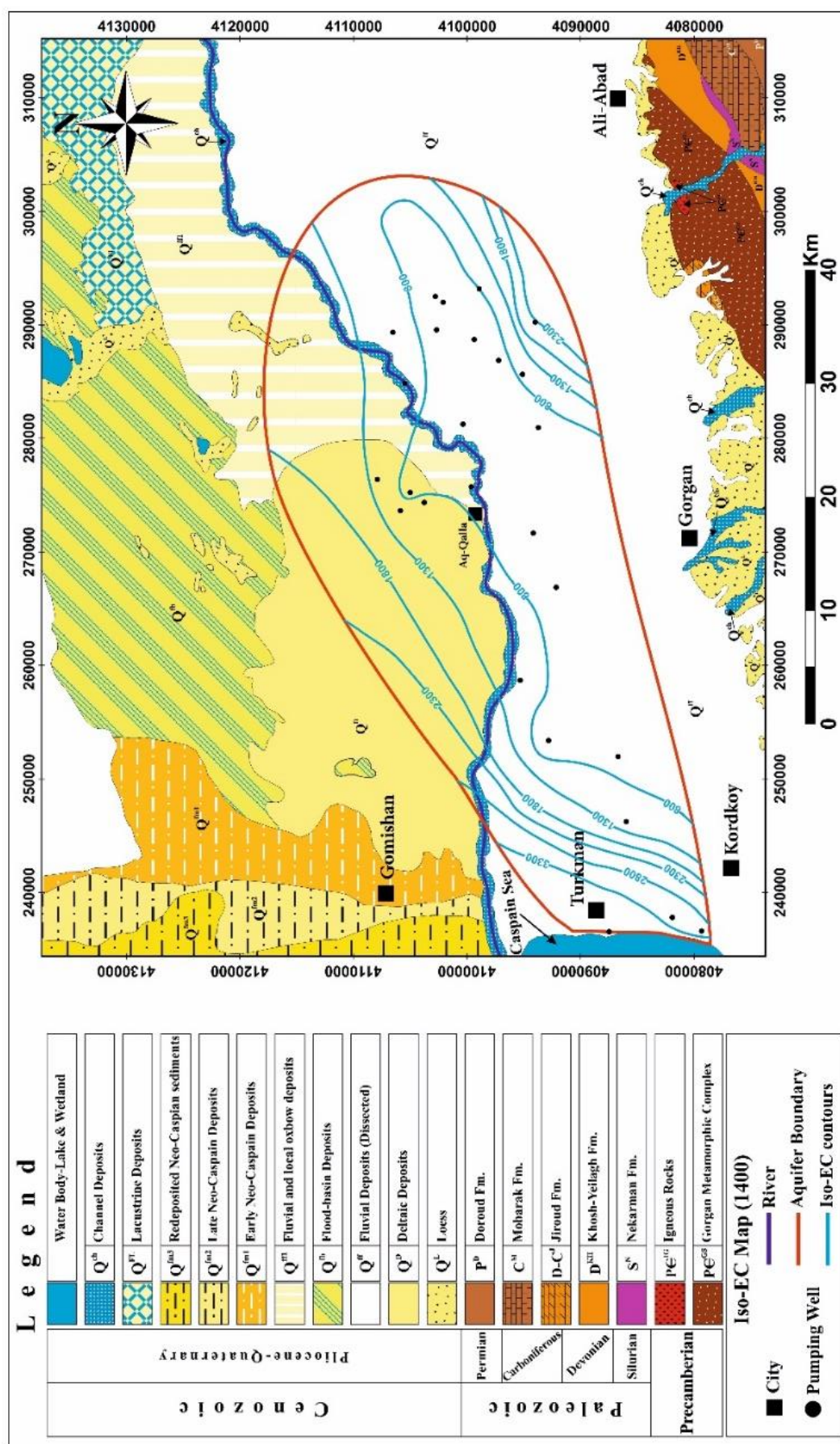
مقدار TDS آب‌های زیرزمینی از کمتر از ۱۰۰ تا ۱۰۰/۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر در تغییر است. بعنوان مقایسه مقدار TDS آب دریا ۳۴۰۰۰ میلی‌گرم و یک محلول آب نمک اشباع (NaCl) حدود ۵۰۰ mg/l در نظر گرفته می‌شود. ۳۰۰/۰۰۰ می‌باشد. حداکثر مقدار مجاز TDS آب آشامیدنی حدود ۵۰۰ mg/l در نظر گرفته می‌شود. در جهت جریان آب زیرزمینی از منطقه تغذیه به تخلیه مقدار هدایت الکتریکی افزایش می‌یابد. جهت مقایسه و بررسی روند تغییرات زمانی مقادیر هدایت الکتریکی در دشت، نقشه تغییرات مکانی هدایت الکتریکی در سه زمان مختلف ترسیم و مقایسه شده است. مقادیر هدایت الکتریکی در سال ۱۳۷۵ از جنوب‌شرق به سمت شمال‌غرب و غرب افزایش یافته است (شکل ۴-۱۳)؛ بطوریکه از حدود $\mu\text{S/cm}$ ۸۰۰ در شرقی‌ترین قسمت به حداکثر $\mu\text{S/cm}$ ۴۳۰۰ در غربی‌ترین قسمت واقع در نزدیکی دریای خزر رسیده است. همین روند در سال ۱۳۸۶ و ۱۴۰۰ در تغییرات هدایت الکتریکی منطقه مطالعاتی نیز مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۴ و شکل ۴-۱۵)؛ با این تفاوت که هجوم آب‌های با EC بالاتر در شرق و جنوب‌شرقی باعث شده تا کیفیت آب زیرزمینی در قسمت شرقی منطقه مطالعاتی (شرق آق‌قلا) کاهش یابد ولی در منطقه غرب (پیرامون بخش ترکمن) تغییرات قابل ملاحظه‌ای مشاهده نمی‌شود و در سال ۱۴۰۰ نیز مقادیر EC در منطقه غرب روند کاهشی نشان می‌دهد. دلیل آن می‌تواند نقش سیلاب سال‌های قبل و همچنین کاهش برداشت در اثر افزایش شوری آب بوده است. در سال ۱۳۷۵ در منطقه تغذیه در بخش شرقی و جنوب شرقی، مقدار هدایت الکتریکی از ۸۰۰ به $\mu\text{S/cm}$ ۲۳۰۰ در سال ۱۳۸۶ و ۱۴۰۰ رسیده است؛ ولی در سال ۱۳۷۵ و ۱۳۸۶ در منطقه تخلیه مقدار هدایت الکتریکی از $\mu\text{S/cm}$ ۴۳۰۰ به $\mu\text{S/cm}$ ۳۳۰۰ در سال ۱۴۰۰ کاهش یافته است. بنابراین تاثیر نفوذ آب شور دریا در این منطقه با گذشت زمان کمتر شده است که نتیجه وجود تعادل هیدروژئولوژیکی در این منطقه بوده و داده‌های بیلان آبی نیز گویای این مسئله بوده است. در بخش شمالی دشت نیز کویر و شوره زار وجود دارد که البته بخشی از شوری در منطقه می‌تواند دارای منشا این کفه‌ها باشد.



شکل ۴-۱۳ - نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در محدوده آق‌فلا - گمیشان در سال ۱۳۷۵ (مقدار بر اساس $\mu S/cm$)

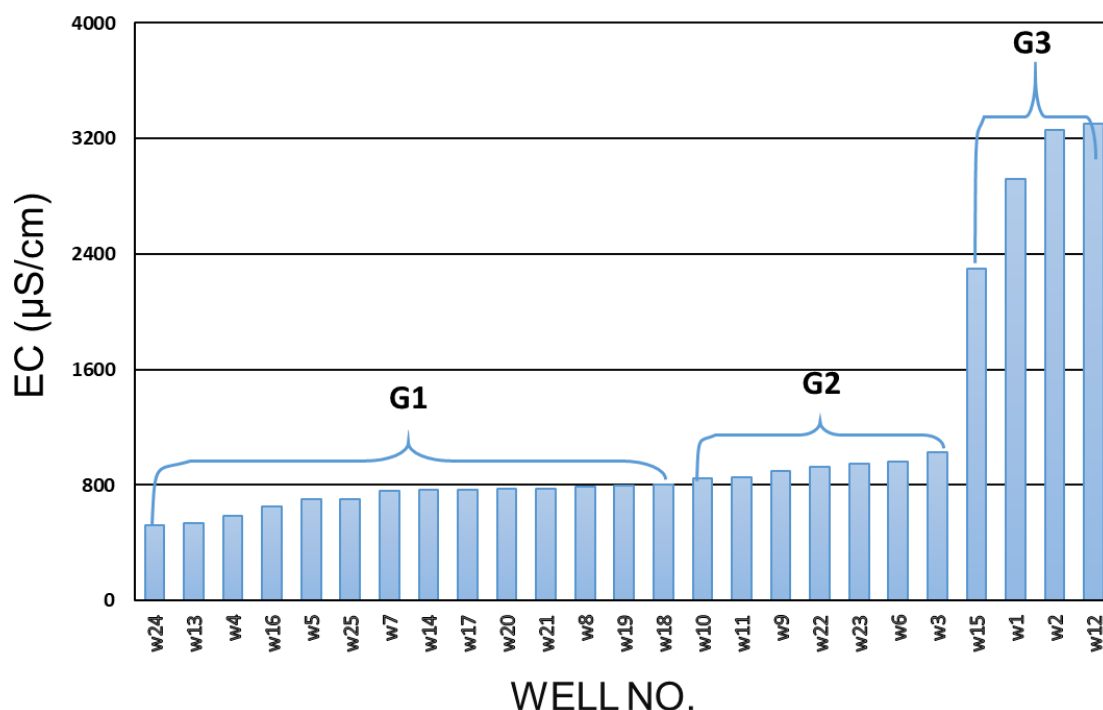


شکل ۴-۱۴- نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در محدوده آق‌قلا - گمیشان در سال ۱۳۸۶ (مقدار بر اساس $\mu S/cm$)



شکل ۴-۱۵ نقشه تغییرات مقدار هدایت الکتریکی در محدوده آق قلا - گمیشان در سال ۱۴۰۰ (مقدار بر اساس $\mu\text{S}/\text{cm}$)

برای بررسی هیدروشیمیایی و تعیین منشا آنها، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس مقادیر هدایت الکتریکی تقسیم بندی شده و در سایر تفاسیر نیز از این تقسیم بندی پیروی شده است. مقدار EC منطقه بین ۵۲۰ تا ۳۲۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر متغیر بوده که بطور متوسط ۱۱۲۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد. بر اساس مقادیر EC، چاه‌های مطالعاتی به طور کلی به سه گروه متفاوت تقسیم بندی شده‌اند (شکل ۴-۱۶). این تقسیم‌بندی فقط جهت مقایسه و تفسیر نتایج انجام شده است. گروه G1 دارای هدایت الکتریکی کمتر از ۸۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر است و عمدتاً بخش عمده نمونه‌ها در قسمت میانی و جنوب منطقه را در بر می‌گیرد. کیفیت این گروه از نمونه‌ها در حد مجاز می‌باشد. گروه G2 هدایت الکتریکی بین ۸۰۰ تا ۲۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر را دارا می‌باشد و گروه G3 دارای EC بالاتر از ۲۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد که عمدتاً منطقه غربی و خروجی حوزه مطالعاتی را در بر می‌گیرد و تعداد اندکی از نمونه‌ها جزء این گروه می‌باشند.



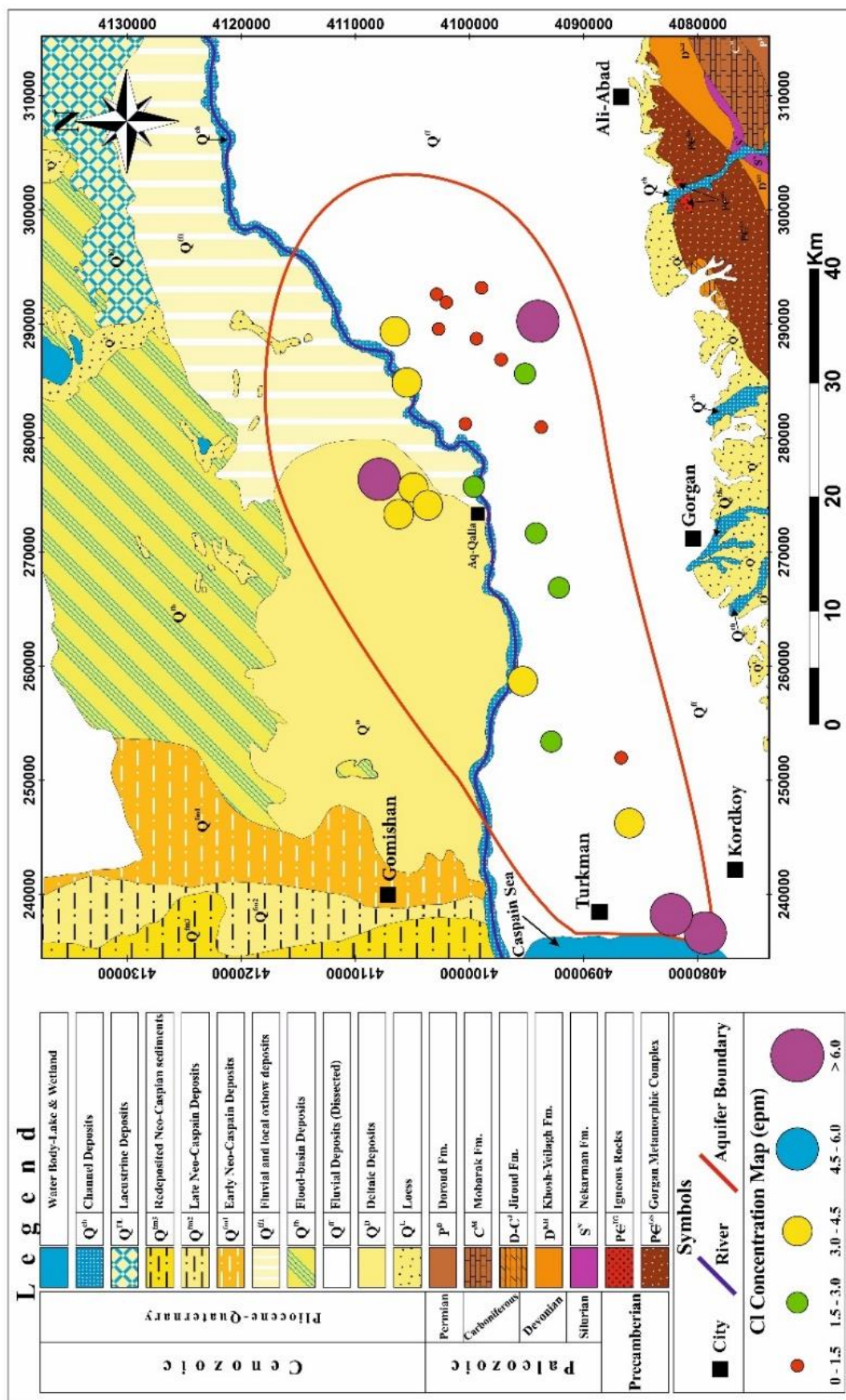
شکل ۴-۱۶- تغییرات مکانی مقادیر هدایت الکتریکی و گروه‌بندی آن‌ها در چاه‌های محدوده آق‌قلا - گمیشان

۴-۳-۳- بررسی تغییرات یون کلر (Cl)

منشا یون کلر در آب‌های زیرزمینی تماس آب با سازندهای سنگ‌های تبخیری، کربنات‌ها و شیل‌ها است. سنگ‌های آذرین سهم کمتری در تولید کلر دارند. آب‌های محبوس و آب‌های شور دریاها می‌توانند به غلظت کلر در آب‌های زیرزمینی بیافزایند. غلظت کلر در آب‌های آشامیدنی کمتر از ۲۵۰ میلی‌گرم بر لیتر است (شکل ۴-۱۷). تغییرات یون کلر در قسمت‌های میانی حوزه مطالعاتی بین ۱/۵ تا ۳ epm است. در قسمت‌های شمالی و غربی مقدار کلر روند افزایشی نشان می‌دهد و تا حدی با EC همخوانی دارد. در پهنه شرقی مقدار کلر کمتر از ۱/۵ epm است. به طور کلی مقدار Cl از قسمت میانی حوزه مطالعاتی به کناره‌ها (شرق و غرب، شمال و جنوب) افزایش می‌یابد.

۴-۳-۴- بررسی تغییرات یون سولفات (SO_4)

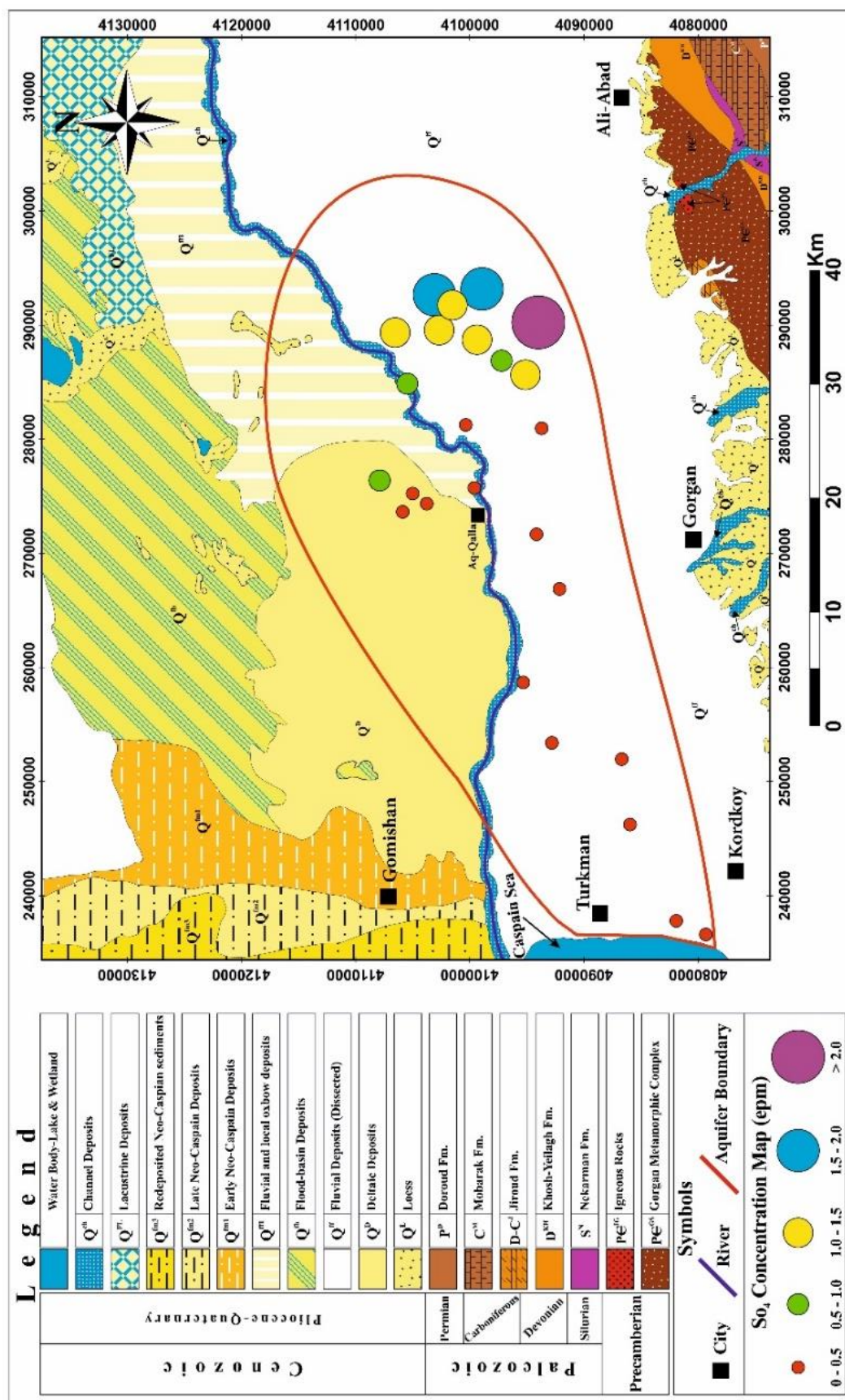
سولفات‌ها در آب‌های زیرزمینی از اکسیداسیون پیریت (FeS_2) و سایر سولفیدها بدست می‌آید. ژئوپس و انیدریت و سولفات سدیم از دسته منابع سنگ‌های رسوبی سولفات‌ها هستند. غلظت بالای سولفات مزه آب را تلخ می‌کند. سولفات‌های سدیم منیزیم و پتاسیم به آسانی در آب محلولند. مهم‌ترین منبع ورود یون سولفات در منابع آب‌های زیرزمینی سولفیدهای فلزی و تبخیری‌ها است. این سولفیدها در شرایط جوی و رطوبت اکسیده شده و به سولفات تبدیل می‌شوند. (شکل ۴-۱۸) نقشه پراکندگی یون سولفات برای خرداد ماه سال ۱۴۰۰ را نشان می‌دهد. تغییرات سولفات عمدتاً بین ۰ تا ۲ epm بوده است. در قسمت عمده از حوزه مطالعاتی مقدار سولفات کمتر از ۰/۵ است و در قسمت‌های شمال شرقی مقدار آن افزایش می‌یابد. در کل مقدار غلظت سولفات زیاد نمی‌باشد؛ اما علت کمی افزایش در مقادیر سولفات در منطقه شرقی و بقیه نقاط حوزه می‌تواند منشا زمین‌شناسی باشد.



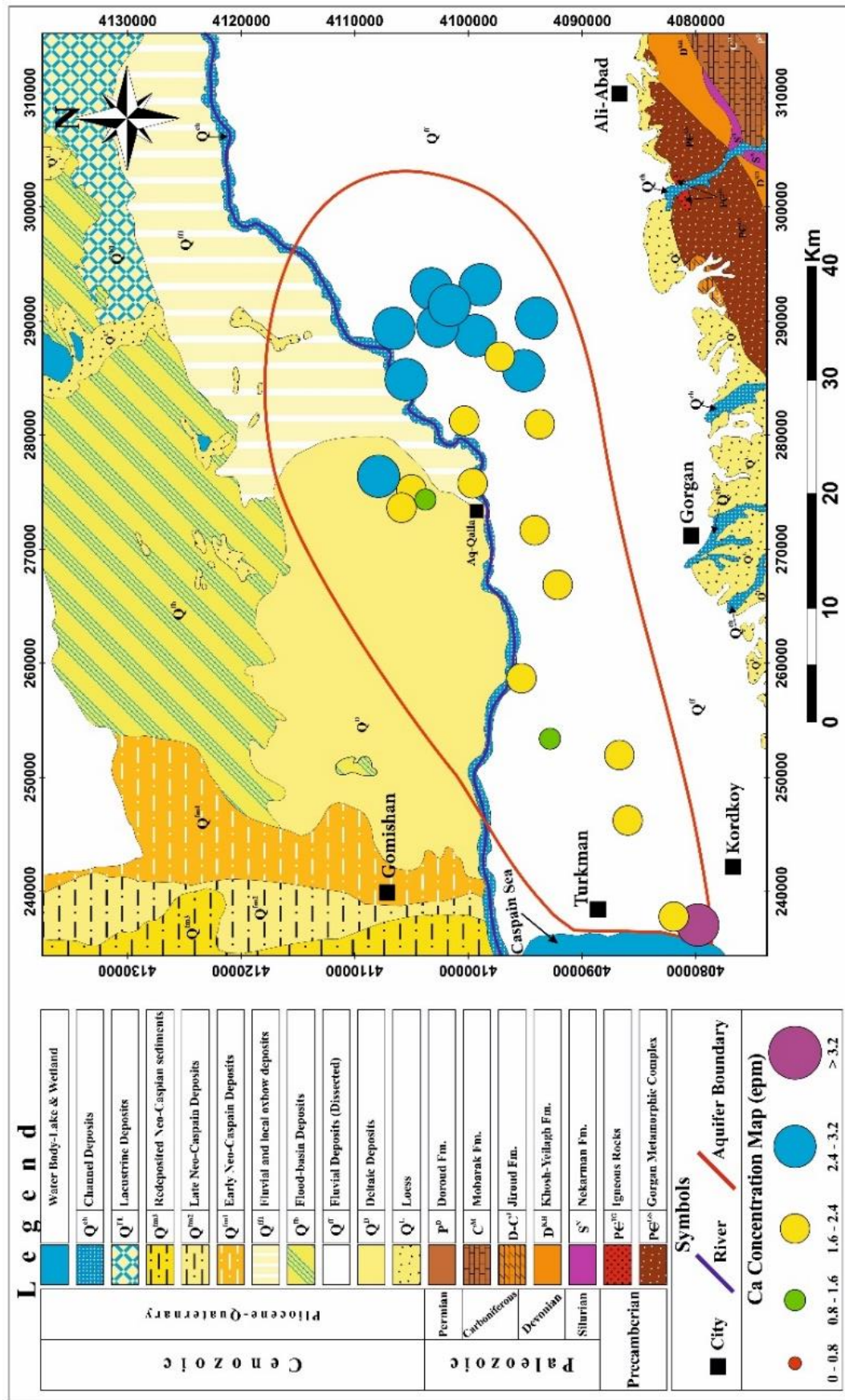
شکل ۴-۱۷: نقشه پراکندگی یون کلر در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰

۴-۳-۵- بررسی تغییرات یون کلسیم (Ca)

فراوانی کلسیم عمدتاً در کربنات (۳۰۲ ppm)، ماسه‌سنگ‌ها (۳۹ ppm)، سنگ‌های آذرین (۳۶ ppm) و شیل‌ها (۲۲ ppm) وجود دارد. در آب‌های زیرزمینی کلسیم یکی از کاتیون‌های اصلی و غالب است. منابع تامین کننده Ca در آب عموماً از سنگ‌های رسوبی نظیر سنگ آهک، دولومیت، گچ، ماسه‌سنگ و دیگر سنگ‌های آواری می‌باشد (Hounslow, 1995). سنگ‌های آذرین نظیر سیلیکات‌ها، پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها و فلدسپات‌ها نیز تولیدکننده Ca و حمل به درون آب هستند ولی با توجه به انحلال کمتر این سنگ‌ها و فراوانی کمترشان نسبت به سنگ‌های رسوبی، سهم کمی در تولید Ca موجود در آب دارند. (شکل ۴-۱۹) پراکندگی غلظت یون کلسیم را در دشت آق‌قلا - گمیشان نشان می‌دهد. در قسمت‌های میانی حوزه مقدار کلسیم حد نسبتاً پایینی دارد و در مناطق تغذیه در بخش‌های شرقی و جنوب شرقی مقدار آن افزایش می‌یابد. ترکیب زمین‌شناسی متفاوت می‌تواند کنترل کننده تغییرات مقدار کلسیم باشد. روند تغییرات کلسیم با دیگر یون‌ها همانند Cl و SO₄ نیز مشابه است. عمده تغییرات کلسیم بین ۱/۶ تا ۳/۶ epm می‌باشد.



شکل ۴-۱۸ - نقشه پراکندگی یون سولفات در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰



شکل ۴-۱۹- نقشه پراکنندگی یون کلسیم در نمونه‌های آب محدوده آق‌فلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰

۴-۳-۶- بررسی تغییرات یون منیزیم (Mg)

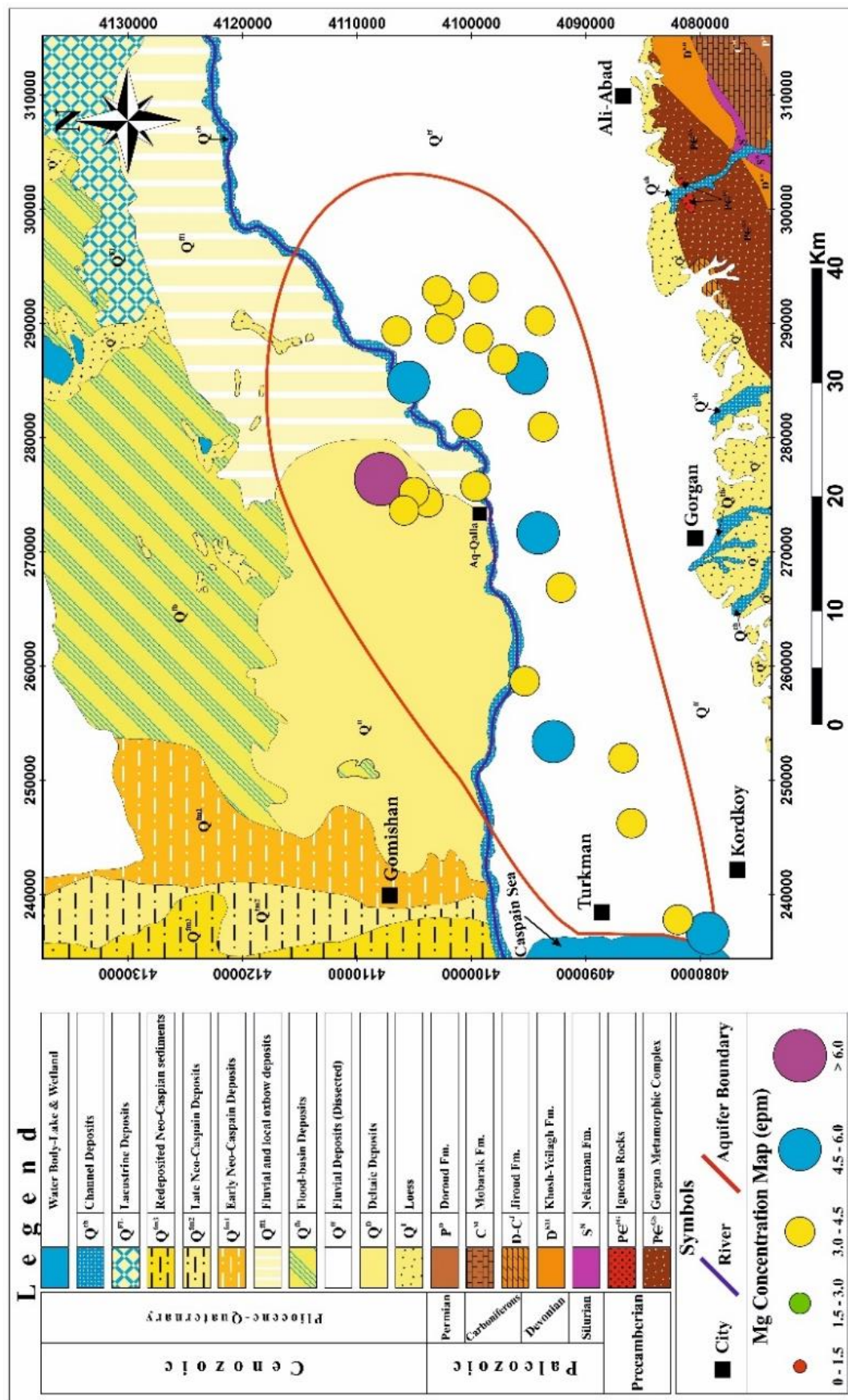
منیزیم موجود در آب‌های زیرزمینی حاصل سنگ‌های آذرین مثل اولیوین‌ها (دونیت)، آمفیبولیت‌ها، سنگ‌های دگرگونی و همچنین سنگ‌های رسوبی نظیر دولومیت‌ها می‌باشد. در تجزیه انواع سنگ‌ها بیشترین فراوانی در سنگ‌های کربناته می‌باشد. اکثر آب‌های زیرزمینی دارای مقادیر کمی از Mg است. فقط در حالتی که آب در تماس سازندهای دولومیتی و یا سنگ‌های غنی از Mg باشد، غلظت یون منیزیم در آب قابل ملاحظه خواهد بود. (شکل ۴-۲۰) تغییرات غلظت یون منیزیم در منابع آبی دشت مورد مطالعه را نشان می‌دهد. عمده تغییرات یون منیزیم بین ۳ تا ۶ epm است و تقریباً در کل حوزه روند یکنواختی مشاهده نمی‌شود. در شمال آق‌قلا حد ماکزیمم آن دیده می‌شود که به ترکیبات غنی از منیزیم مربوط می‌شود.

۴-۳-۷- بررسی تغییرات یون سدیم (Na)

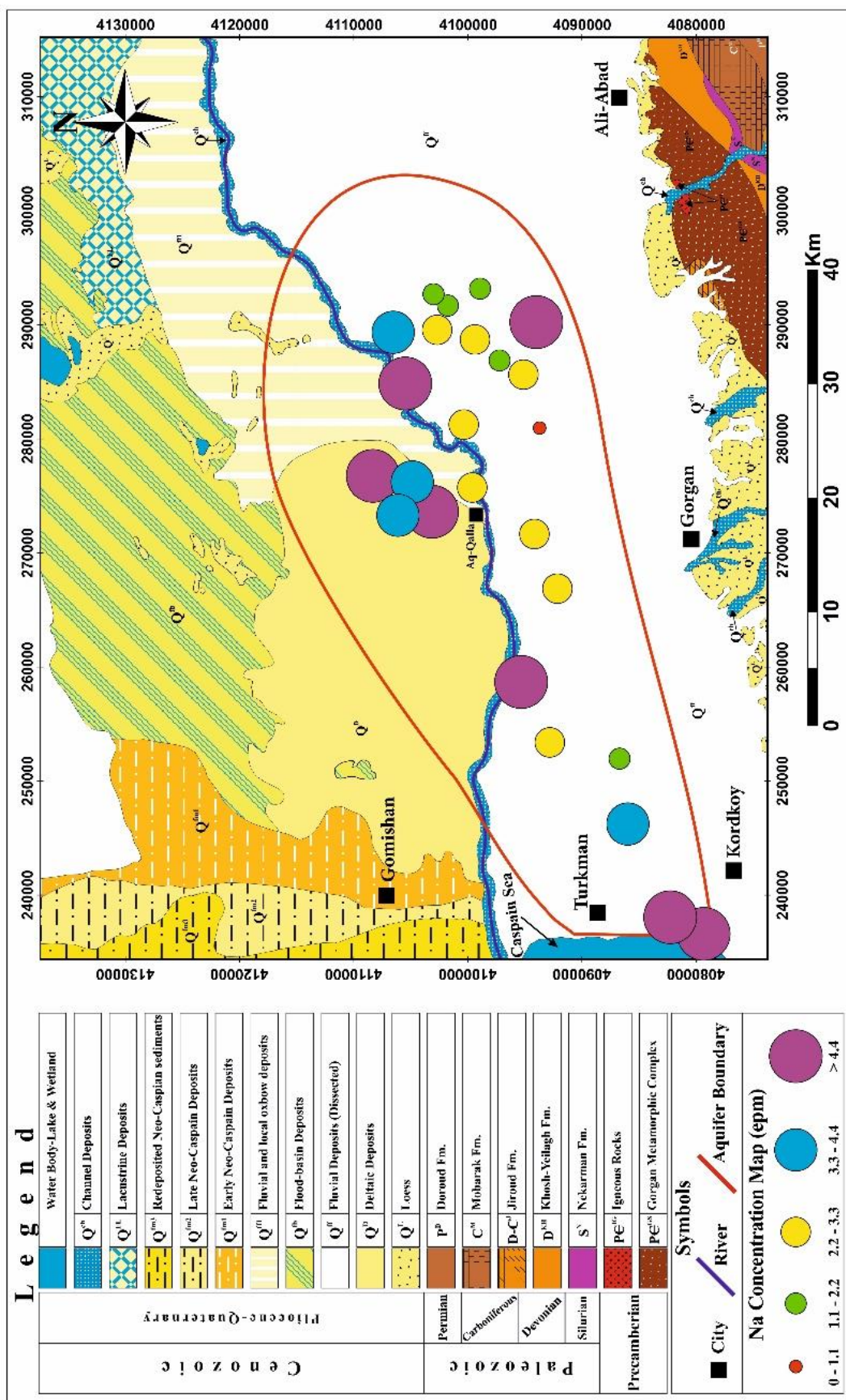
سدیم عمدتاً در سنگ‌های آذرین حاوی فلدسپات، کانی‌های رسی، شیل‌ها و سنگ‌های دگرگونی شیستی و تبخیری‌ها وجود دارد. این عنصر از جمله فراوان‌ترین و مهم‌ترین فلزات قلیایی است که تاثیر زیادی در میزان شوری آب زیرزمینی دارد. همچنین آب‌های محبوس شور و یا آب‌های دارای منشا دریایی شور، آب‌های دارای مقادیر قابل توجهی سدیم هستند. (شکل ۴-۲۱) غلظت یون سدیم در قسمت‌های میانی کم (کمتر از ۳/۳ epm) و به پیرامون روند افزایشی را نشان می‌دهد.

۴-۳-۸- بررسی تغییرات یون پتاسیم (K)

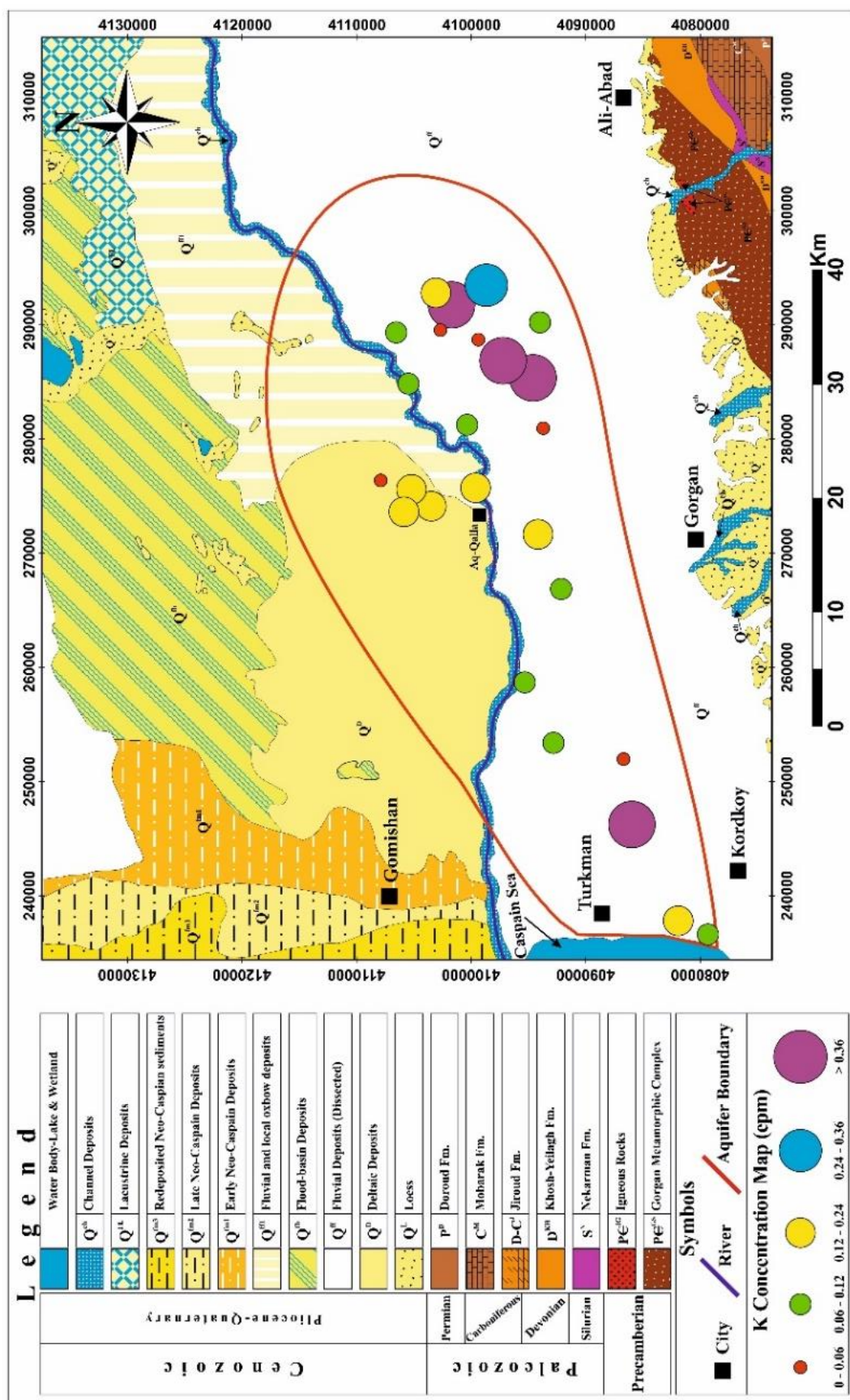
غلظت یون پتاسیم در آب زیرزمینی کمتر از 1ppm می‌باشد. فلدسپارهای پتاسیم دار، میکا، لوسیت Source، رسوب و جذب پتاسیم Sink پتاسیم محسوب می‌شوند. همانطور که در (شکل ۴-۲۲) مشاهده می‌شود تغییرات یون پتاسیم در حوزه نامنظم و ناهمگن است. مقدار یون پتاسیم ناچیز است و در قسمت‌های شرقی و غربی مقادیر آن بیشتر است.



شکل ۴-۲۰. نقشه پراکندگی یون منیزیم در نمونه‌های آب محدوده آق فلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰



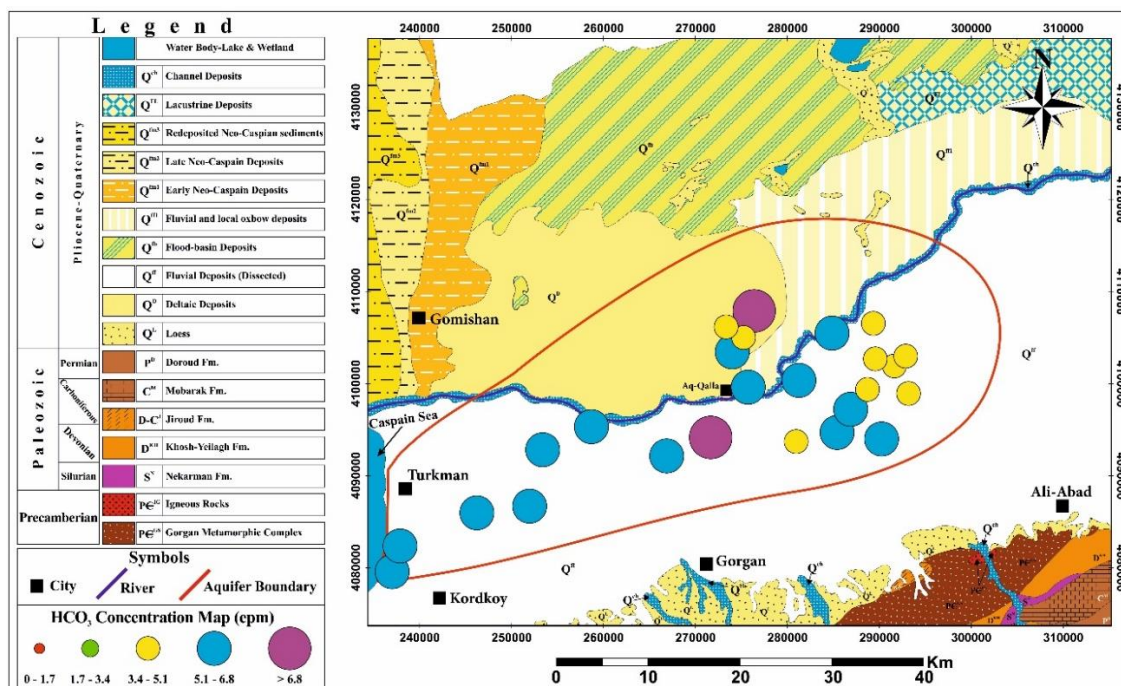
شکل ۴-۲۱- نقشه پراکندگی یون سدیم در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰



شکل ۴-۲۲- نقشه پراکنندگی یون پتاسیم در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰

۴-۳-۹- بررسی تغییرات یون کربنات و بی کربنات

گاز CO₂ اتمسفر، مقادیر تولید شده توسط جانوران، انحلال سنگ‌های کربناته و تبخیری‌ها منشا تولید کربنات (CO₃) و بی کربنات (HCO₃) در آب‌های زیرزمینی است و غلظت کربنات معمولاً کمتر از 10 mg/l می‌باشد. در این منطقه، با توجه به مقدار pH در محدوده خنثی، مقدار کربنات در نمونه‌ها وجود نداشته است. (شکل ۴-۲۳) تغییرات غلظت بی کربنات در نمونه‌های مطالعاتی را نشان داده که اکثراً بین ۳/۴ تا ۶/۸ epm بوده است. در محدوده آق‌قلا در بخش‌های شمالی و جنوبی مقدار آن بیش از ۶/۸ epm است.



شکل ۴-۲۳- نقشه پراکندگی یون بی کربنات در نمونه‌های آب محدوده آق‌قلا - گمیشان در خرداد ۱۴۰۰

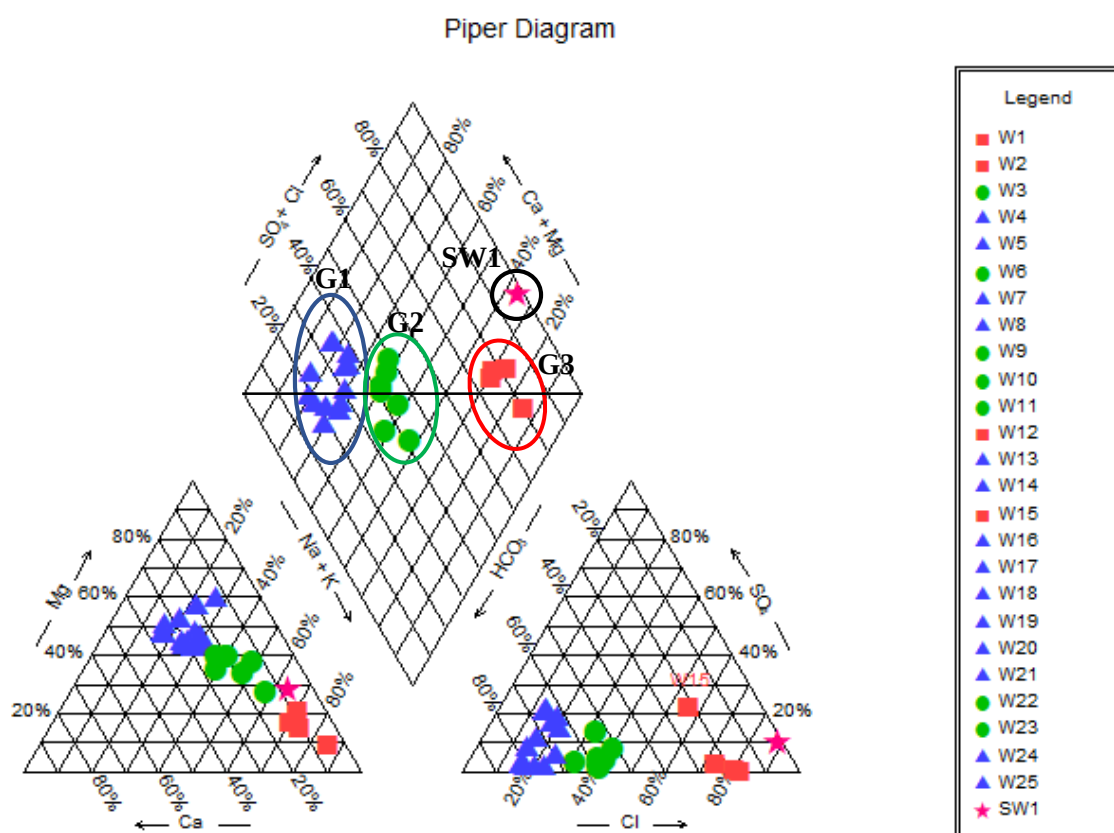
۴-۴- تعیین رخساره‌های هیدروشیمیایی منطقه

با هدف بررسی و تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی و تعیین رخساره و تیپ آب در نقاط مختلف از دیاگرام‌های کیفی نظیر دیاگرام پایپر، شولر، استیف، شاخص اشباع و ویلکاکس می‌توان استفاده کرد.

۴-۴-۱- دیاگرام پایپر (Piper)

پایپر با ترکیب مثلث و لوزی دیاگرامی را به کار برد که می‌تواند کیفیت آب را بهتر و مناسب‌تر روی آن نشان داد (Piper, 1994). در این دیاگرام موقعیت کاتیون‌ها در مثلث سمت چپ و موقعیت آنیون‌ها در مثلث سمت راست مشخص شده است و با اطلاعات لوزی که در وسط قرار گرفته است مورد سنجش قرار می‌گیرند و براساس موقعیت نمونه‌ها می‌توان منشأ آب زیرزمینی، روند انحلال، اختلاط آب، تبادل کاتیونی را مشخص نمود (Hounslow, 1995). براساس گروه‌بندی EC، داده‌ها را روی دیاگرام پایپر برای تعیین رخساره‌های هیدروژئوشیمیایی و تعیین تیپ غالب آب، بررسی فرآیندهای ثانویه همچون اختلاط پلات گردیدند. بطوریکه نمونه‌های G1 آب‌های شیرین منطقه هستند و EC آن‌ها کمتر از ۸۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر است و در دیاگرام پایپر هم در زون آب‌های شیرین قرار گرفته‌اند. نمونه‌های G3 دارای EC بالاتر از ۲۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشند که زون آب‌های شور را به خود اختصاص داده‌اند و نمونه‌های G2 چاه‌هایی با هدایت الکتریکی بین ۸۰۰ تا ۲۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر آب‌های لب شور منطقه هستند که بین نمونه‌های G1 و G3 واقع شده‌اند و حاصل Mixing آب‌های شور و شیرین می‌باشند. چاه‌های آب شور که از انتهای خروجی دشت برداشت شده‌اند در نزدیکی آب دریا پلات شده‌اند که بیانگر نفوذ آب شور دریا هستند. تیپ غالب آب‌های شیرین نمونه‌های G1 عمدتاً بیکربناته منیزیک کلسیک می‌باشد و یون منیزیم در آن‌ها غالب است که امکان دارد تحت تاثیر انحلال سازندهای منیزیم دار در بخش جنوب شرقی قرار گرفته باشند.

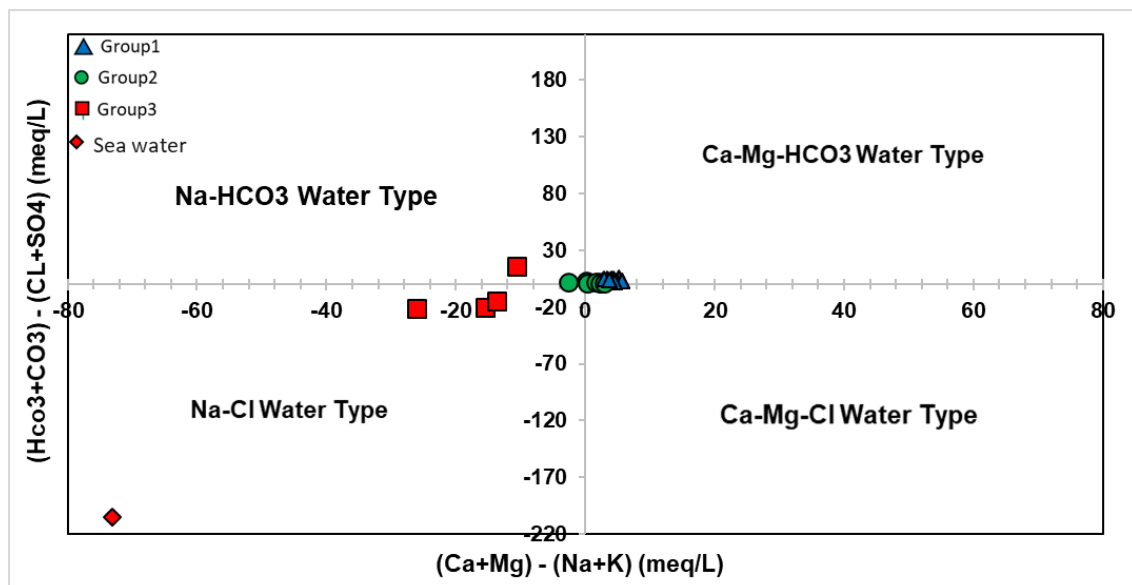
تیپ آب‌های شور نمونه‌های G3 و نمونه دریا کلروره سدیک است و نمونه‌های G2 تیپی مابین G1 و G3 را شامل می‌شوند. که حاصل Mixing بین آب شور و شیرین هستند. نمونه‌های G3 علاوه بر اینکه تحت تاثیر آب دریا قرار دارند ممکن است واکنش‌های ثانویه دیگر مانند تبادل یونی هم اتفاق افتاده باشد که باعث تغییر غلظت نمونه‌های آب شور نزدیک دریا شده باشد به همین علت آب‌های شور کمی پایین تر از آب دریا قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۲۴).



شکل ۴-۲۴- نمودار پایپر نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا- گمیشان

جهت تعیین تیپ غالب آب علاوه بر دیاگرام پایپر از نمودار (شکل ۴- ۲۵) نیز می‌توان استفاده نمود. در این نمودار میزان غلظت $(Na+K) - (Ca+Mg)$ در مقابل $(HCO_3+CO_3) - (SO_4+Cl)$ برای نمونه‌های آب زیرزمینی نشان داده شد. نمونه آب دریا و چاه‌های شور تیپ آب کلروره سدیک هستند ولی چاه‌های شیرین و لب شور عمدتاً دارای تیپ آب بیکربنات منیزیک کلسیک هستند. چاه‌های لب شور سهم آب شور کمتری دارند زیرا مقدار هدایت الکتریکی آن‌ها بین ۸۰۰ تا ۲۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد و در دشت نفوذ آب دریا کمتر به چشم می‌خورد. بنابراین چاه‌های لب شور سهم آب شیرین بیشتری دارند به همین علت نزدیک چاه‌های شیرین پلات شده‌اند و تیپ آب آن‌ها بیکربنات منیزیک کلسیک می‌باشد.

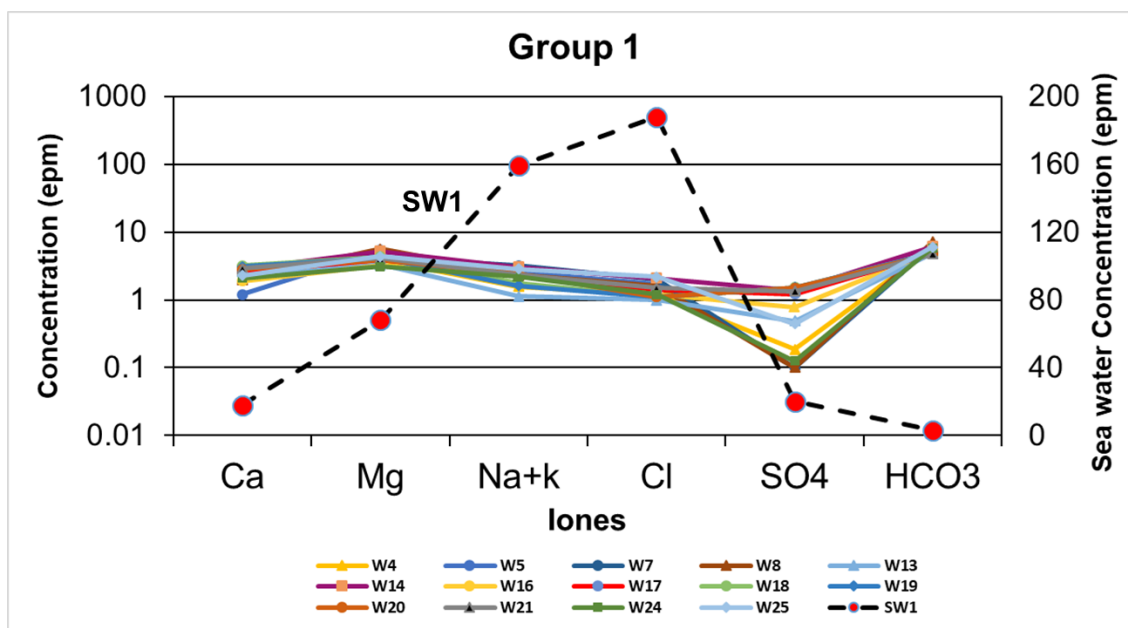
عامل دیگری که چاه‌های لب شور سهم آب شور کمتری دارند بخاطر جهت جریان آب زیرزمینی است زیرا عمده تخلیه به سمت دریا بوده و آب دریا برگشت ندارد و احتمال نفوذ آب شور از زیر می‌باشد. به همین خاطر عمده چاه‌ها کمتر تحت تاثیر آب دریا قرار گرفته‌اند. بیشتر چاه‌های شور نزدیک ساحل هستند که زون آب شور دریا می‌تواند به احتمال زیاد از زیر وارد چاه‌ها شده باشد.



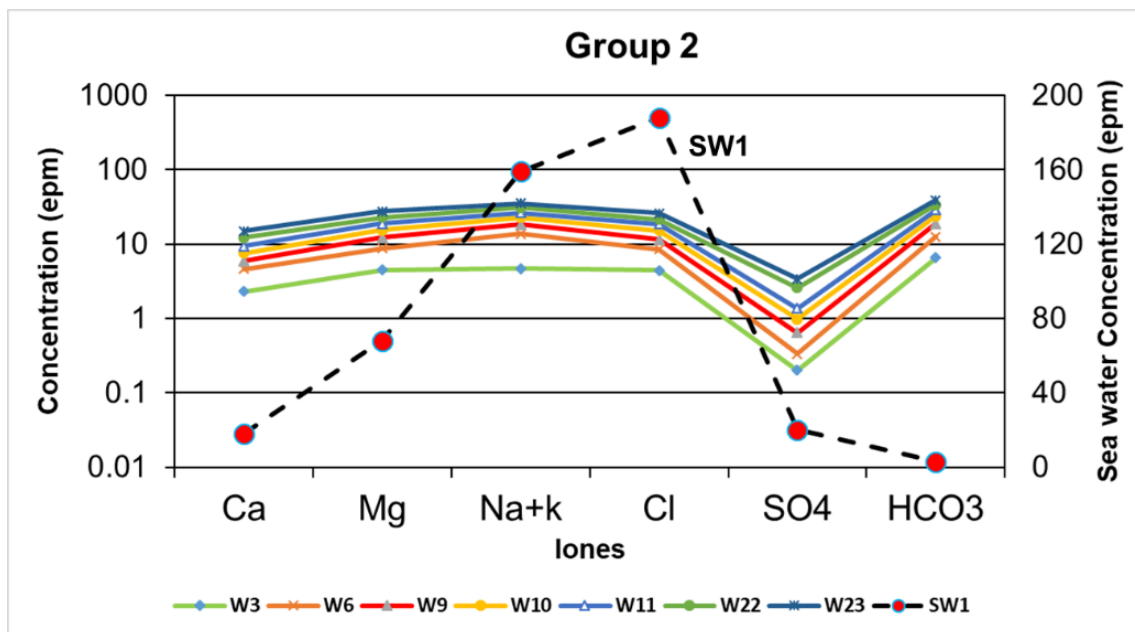
شکل ۴- ۲۵- رابطه بین کاتیون‌ها و آنیون‌های نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا- گمیشان

۴-۲- دیاگرام شولر

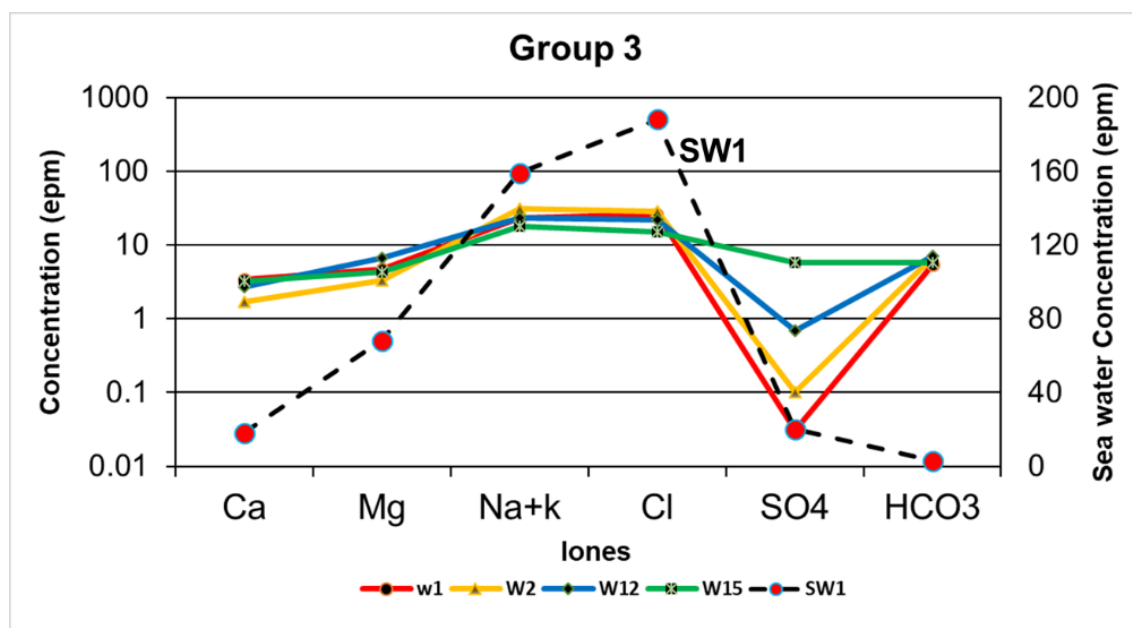
دیاگرام شولر یک دیاگرام نیمه لگاریتمی است. از این دیاگرام برای گروه‌بندی و تعیین منشأ استفاده می‌شود. به طوری که نمونه‌هایی که تغییرات غلظت یون‌های اصلی آن‌ها روند یکسانی دارند منشأ آن‌ها نیز یکسان است. بنابراین نمونه‌های منطقه را بر اساس EC به ۳ گروه تقسیم کردیم. نمونه‌های G1 آب‌های شیرین هستند که نوع آب آن‌ها عمدتاً بیکربنات منیزیک کلسیک است (شکل ۴-۲۶). نمونه‌های G2، این گروه از نمونه‌ها رفتاری مشابه نمونه‌های G1 دارند و تیپ آب آن‌ها هم تقریباً مشابه نمونه‌های G1 است (شکل ۴-۲۷). نمونه‌های G3 رفتاری متفاوت دارند و شوری بیشتری نسبت به G1 و G2 دارند و هدایت الکتریکی آن‌ها بیشتر از ۲۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد و چون این چاه‌ها نزدیک ساحل و به سمت خروجی دشت هستند احتمالاً از زیر زمین تحت تأثیر نفوذ آب دریا قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۲۸).



شکل ۴-۲۶- دیاگرام شولر نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا - گمیشان (گروه اول با هدایت الکتریکی کمتر از ۸۰۰)



شکل ۴-۲۷- دیاگرام شولر نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا - گمیشان (گروه دوم با هدایت الکتریکی بین ۸۰۰ تا ۲۰۰۰)



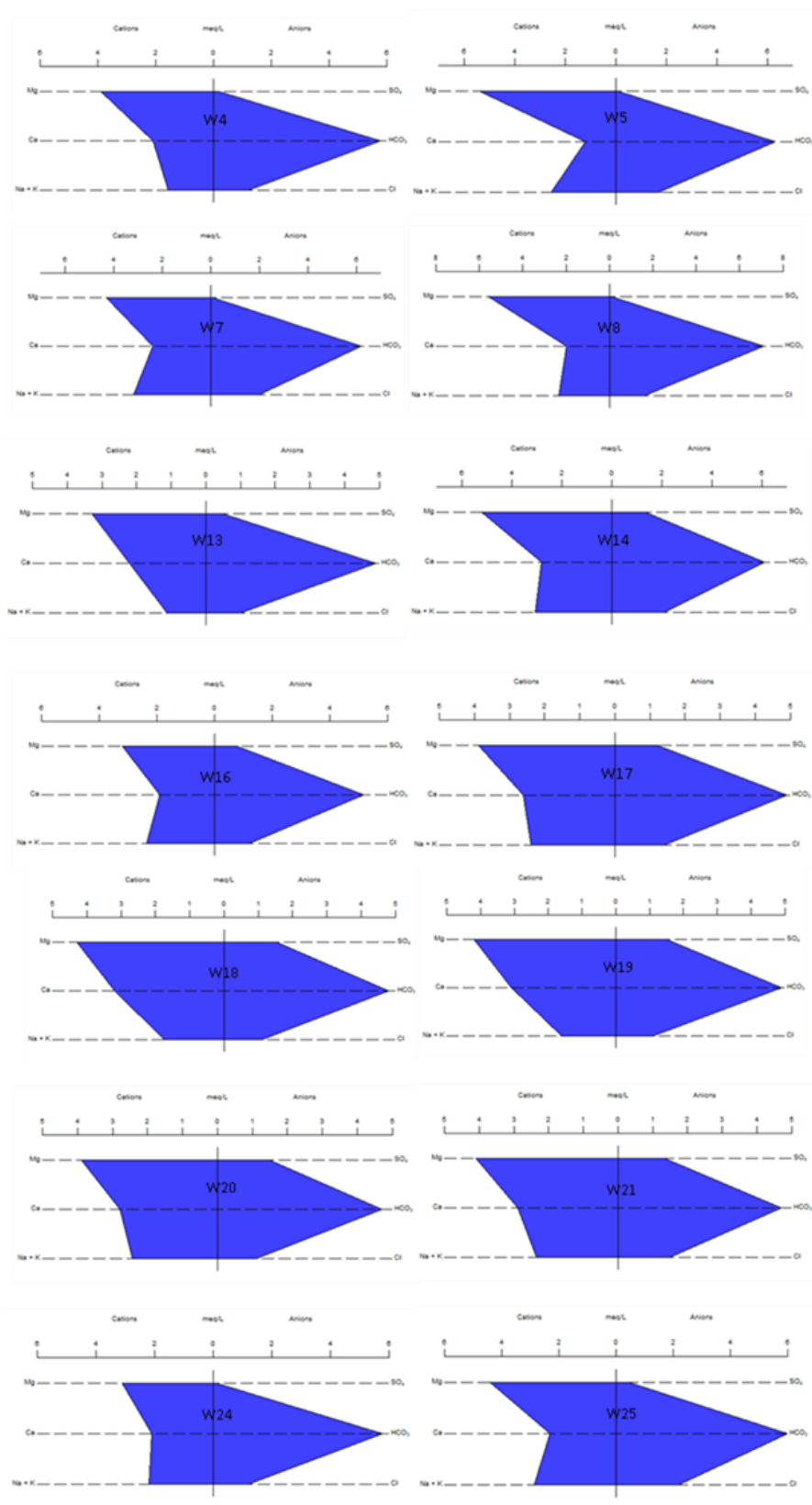
شکل ۴-۲۸- دیاگرام شولر نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا - گمیشان (گروه سوم با هدایت الکتریکی بیشتر از ۲۰۰۰)

۴-۴-۳- دیاگرام استیف

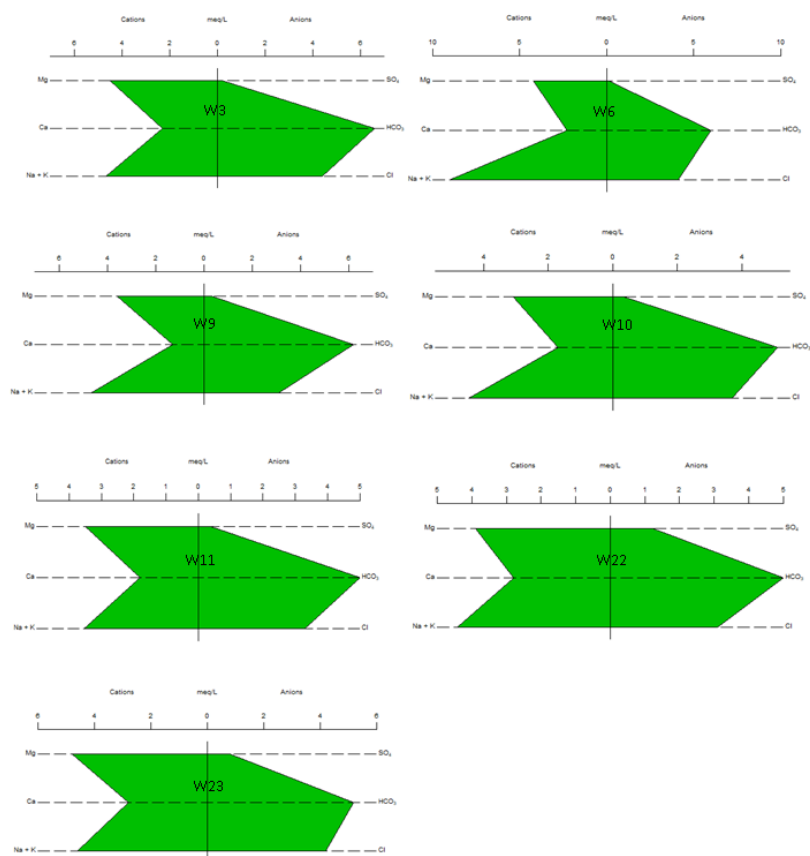
جهت گروه‌بندی و مقایسه نمونه‌ها و تعیین تیپ غالب آب از دیاگرام استیف استفاده شده است. همانطور که در (شکل ۴-۲۹) مشاهده می‌شود تیپ غالب آب این گروه از نمونه‌ها بیکربناته منیزیک کلسیک است و یون‌های غالب آن بیکربنات، منیزیم، کلسیم هستند. تیپ آب گروه دوم تقریباً مشابه گروه اول می‌باشد (شکل ۴-۳۰). تیپ غالب آب گروه سوم کلروره سدیک می‌باشد و یون‌های اصلی آن کلر و سدیم می‌باشد و تیپ آب نمونه دریا مشابه نمونه‌های گروه سوم کلروره سدیک است (شکل ۴-۳۱). گروه اول در منشا، گروه دوم در حد واسط دشت و گروه سوم در منطقه تخلیه قرار گرفته اند.

۴-۴-۴- شاخص اشباع (SI)

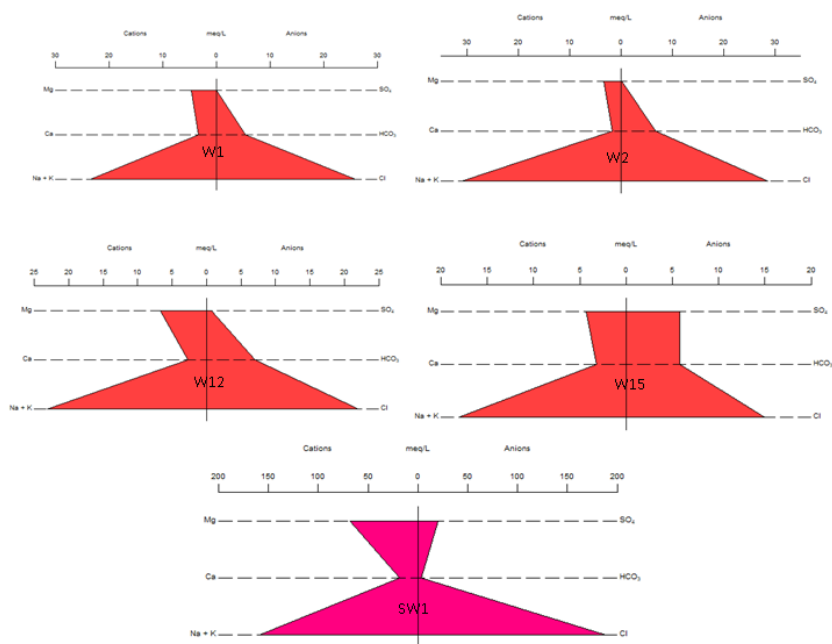
شاخص اشباع معیاری برای بیان میزان توانایی آب برای انحلال پذیری هر یون می‌باشد. اگر مقدار شاخص اشباع برابر با صفر باشد یعنی آب نسبت به یک جامد اشباع است. هنگامیکه آب نسبت به یک کانی فوق اشباع باشد و تمایل به ته‌نشینی آن کانی است SI مثبت خواهد بود و زمانی که آب نسبت به یک کانی تحت اشباع و تمایل به انحلال آن کانی باشد بنابراین SI منفی است. با استفاده از نرم افزار PHREEQC شاخص اشباع (SI) (Saturation Index) برای تمام نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی نسبت به کانی‌های ژئوپس، هالیت، دولومیت، کلسیت و اندریت محاسبه گردید.



شکل ۴-۲۹- گروه‌بندی نمونه‌های منطقه بر اساس نمودار استیف. گروه اول

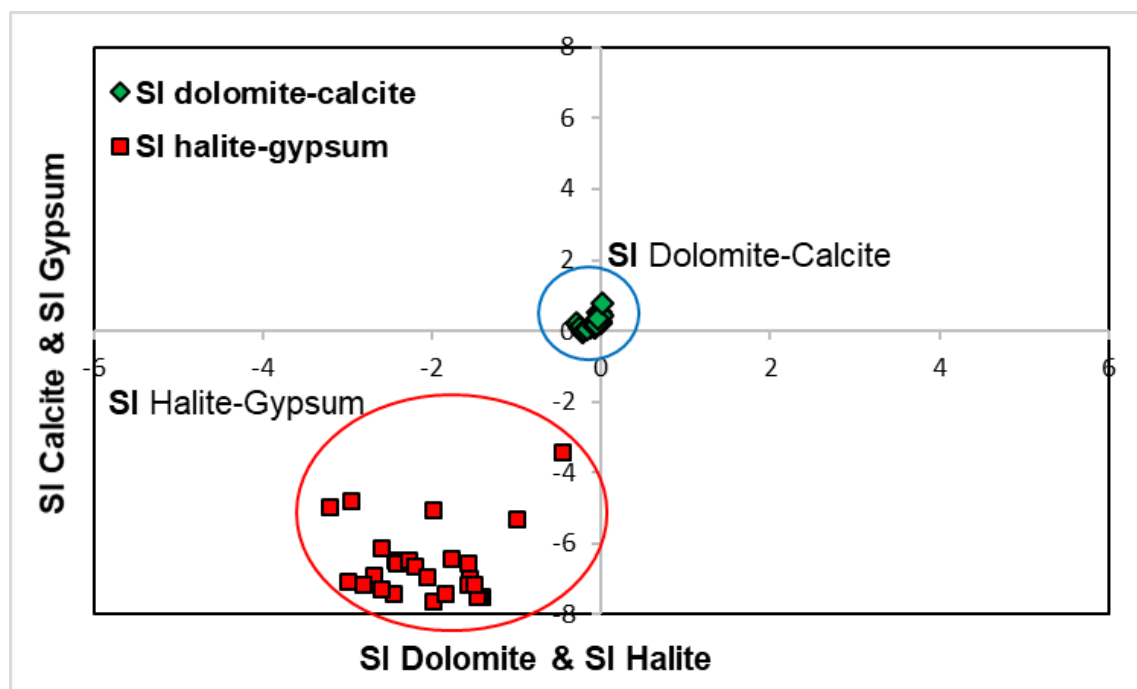


شکل ۴-۳۰- گروه‌بندی نمونه‌های منطقه بر اساس نمودار استیف. گروه دوم



شکل ۴-۳۱- گروه‌بندی نمونه‌های منطقه بر اساس نمودار استیف. گروه سوم

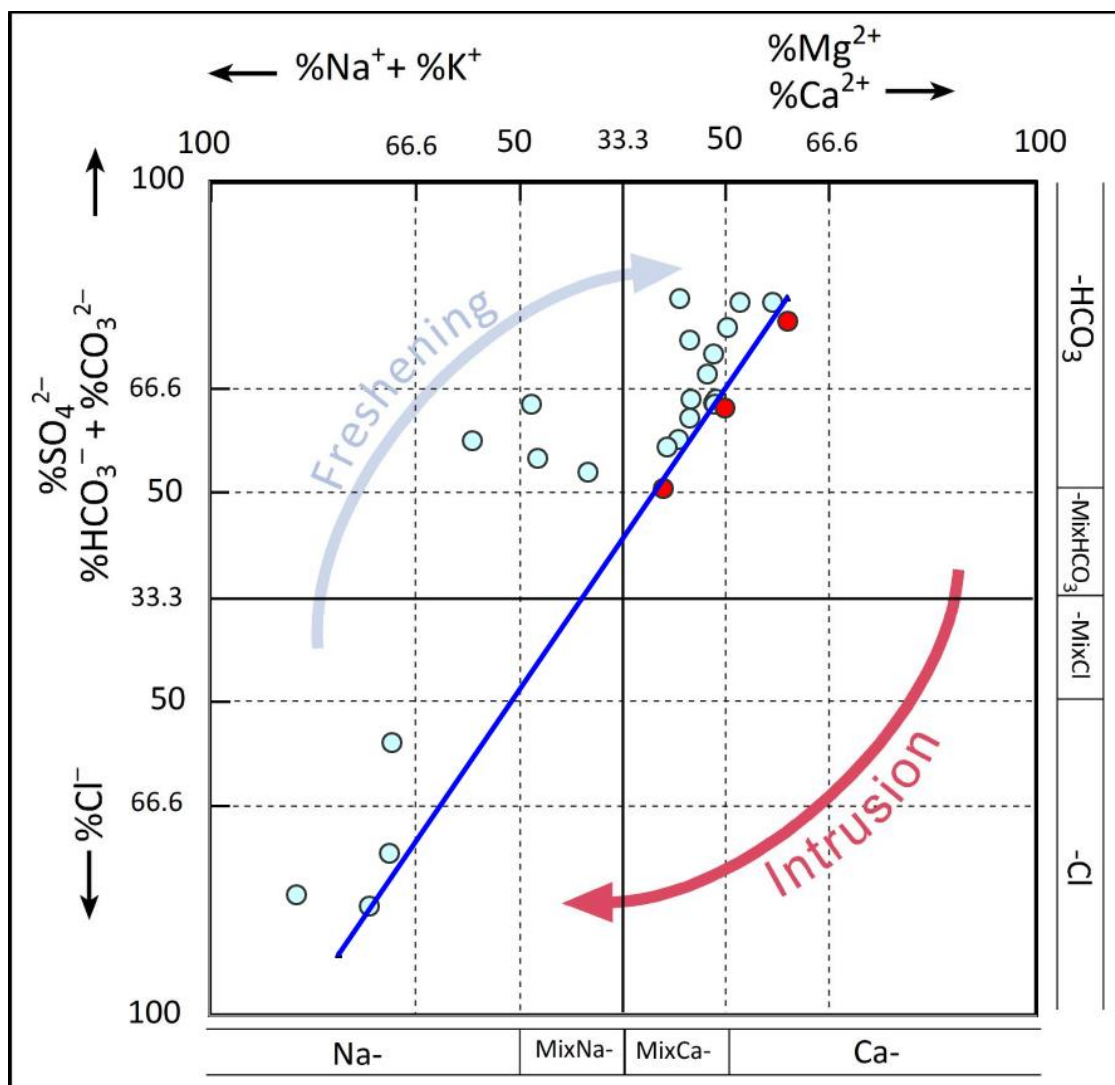
با توجه به (شکل ۴-۳۲) اکثر نمونه‌ها نسبت به دولومیت و کلسیت اشباع تا فوق اشباع ولی نسبت به هالیت و ژیپس تحت اشباع هستند. اشباع بودن نمونه‌ها می‌تواند به علت رخداد فرآیندهای ثانویه یا انحلال کانی‌های کربناته باشد.



شکل ۴-۳۲- رابطه نمایه‌های مختلف اشباع در منابع آب زیرزمینی محدوده آق قلا - گمیشان

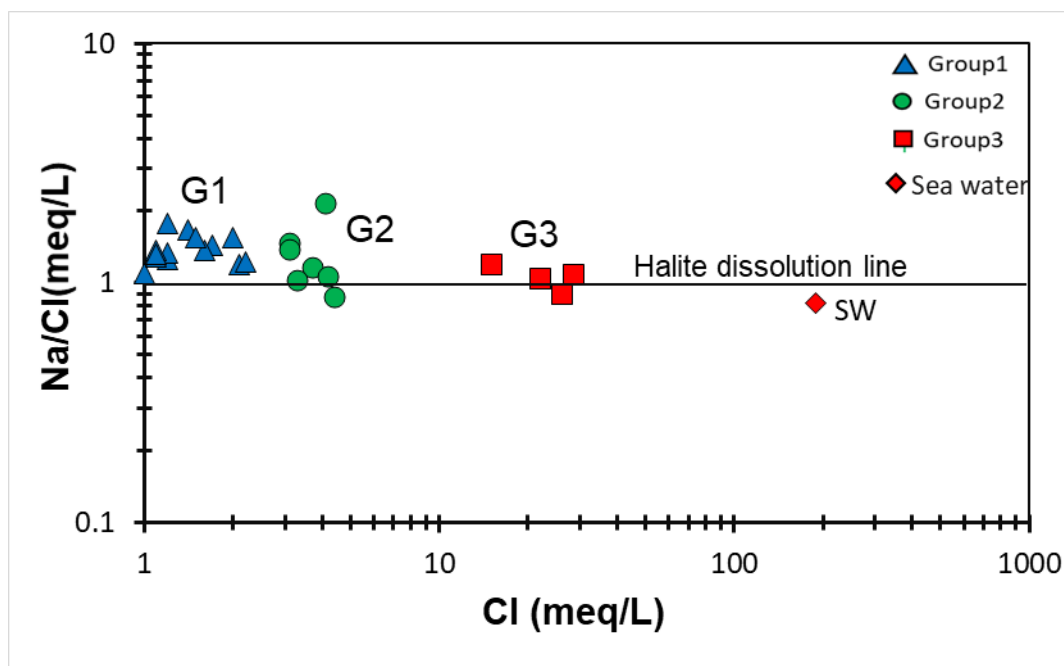
۴-۵- بررسی تکامل ژئوشیمیایی محدوده آق قلا- گمیشان

برای مشخص نمودن مکانسیم شوری آب از نمودار HFE استفاده شده است. اگر نمونه‌ها در بالای خط اختلاط پلات شوند نشان‌دهنده پدیده Freshening و اگر در زیر خط اختلاط پلات شوند نشانگر پدیده Intrusion می‌باشد. همانطور که در (شکل ۴-۳۳) مشخص است اکثر نمونه‌ها در بالای خط اختلاط قرار گرفته اند و پدیده Freshening را نشان می‌دهند؛ تنها سه نمونه در زیر خط پلات شده و بیانگر فرآیند Intrusion هستند که به دلیل نزدیک بودن به ساحل بوده و آب شور از زیر وارد چاه‌ها شده است.



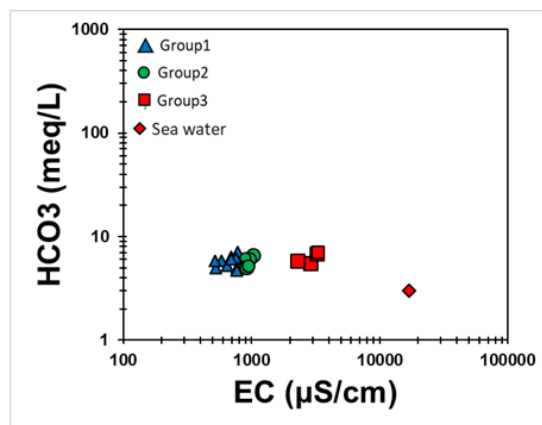
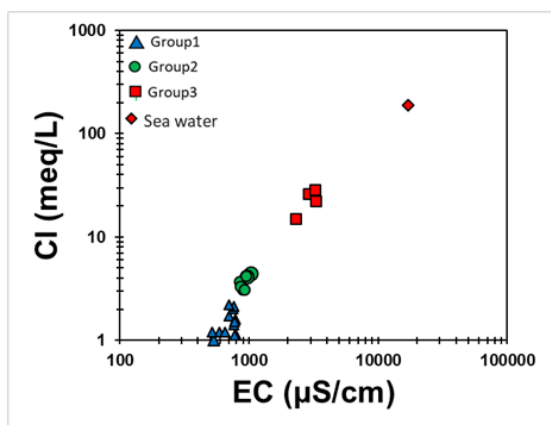
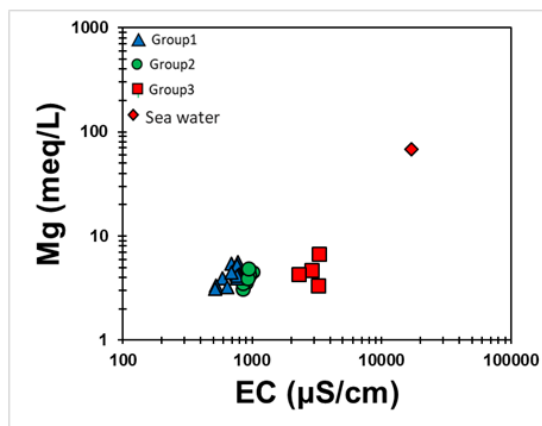
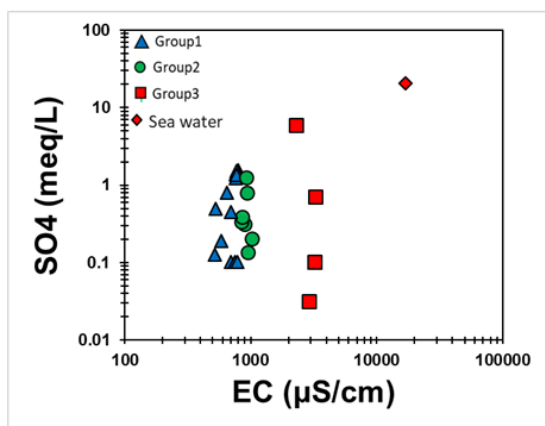
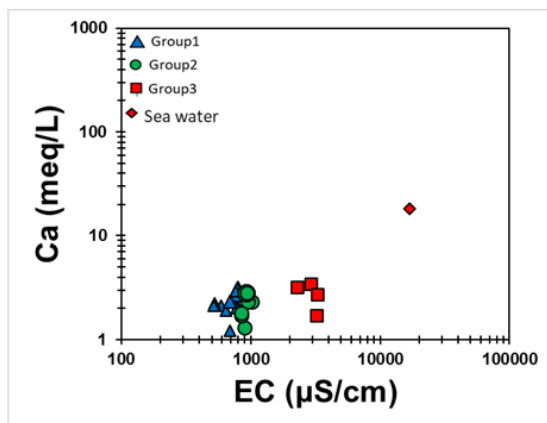
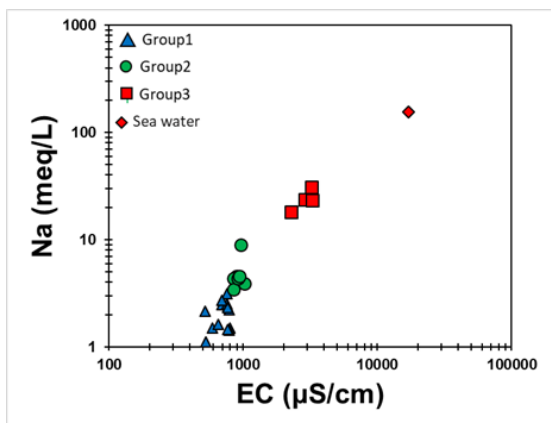
شکل ۴-۳۳- دیاگرام HFE برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه

برای تعیین منشأ شوری و بررسی رفتار هیدروژئوشیمیایی از نسبت‌های یونی نیز استفاده شده است. نسبت یونی Na/Cl در مقابل Cl در (شکل ۴-۳۴) ترسیم شده است. در آب‌های شیرین $G1$ و نیمه شور $G2$ نسبت Na/Cl بیشتر از یک می‌باشد که نشانگر تبادل مستقیم است و آب‌های شور $G3$ رفتاری مشابه با انحلال هالیت و آب دریا دارند و تحت تاثیر آب دریا قرار نگرفته‌اند چون مقدار هدایت الکتریکی آنها بین ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر بوده است؛ بنابراین سهم آب دریا در این نمونه‌ها کم خواهد بود.



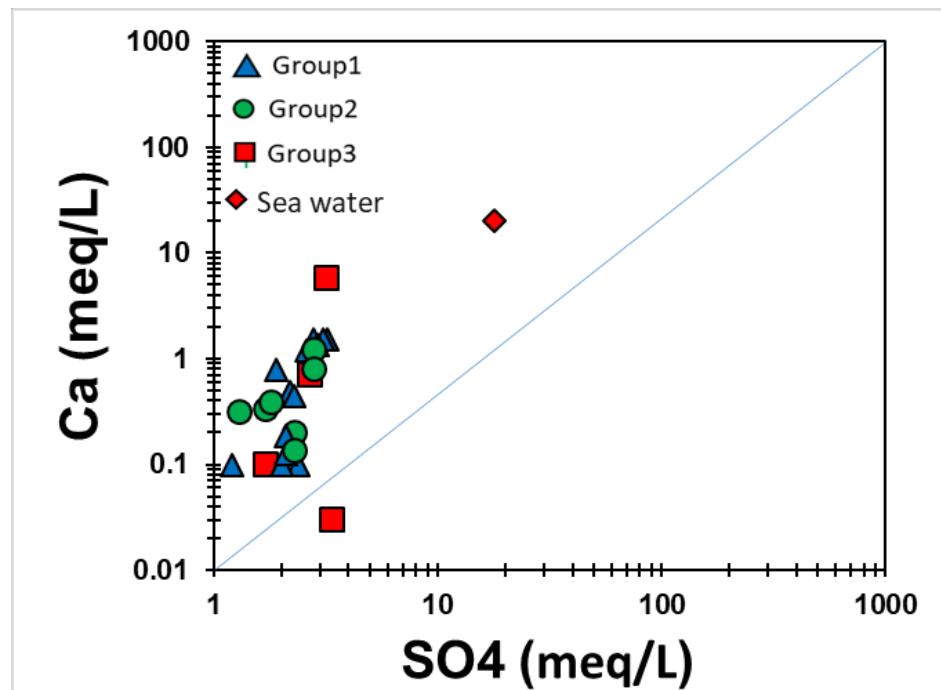
شکل ۴-۳۴- نسبت یونی Na/Cl به Cl برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه

رابطه بین غلظت یون‌های سدیم، کلسیم، سولفات، منیزیم، کلر، بی‌کربنات با میزان هدایت الکتریکی در (شکل ۴-۳۵) نمایش داده شده است. همه یون‌ها به جز بی‌کربنات با هدایت الکتریکی رابطه مستقیمی دارند به گونه‌ای که غلظت عناصر با افزایش میزان هدایت الکتریکی افزایش می‌یابد. یون‌های سدیم، کلر و منیزیم و تا حدودی کلسیم بیشترین مقدار همبستگی با هدایت الکتریکی را نشان می‌دهند که بیانگر رخداد پدیده انحلال و یا نفوذ آب دریا می‌باشد. البته با توجه به عمق کم آب در این منطقه، پدیده تبخیر نیز صورت گرفته است. بنابراین با توجه به رخداد پدیده‌های مختلف در منطقه، تفکیک هر رخداد در نمونه‌ها آسان نبوده و تفسیر را با مشکل مواجه می‌کند. کاهش بی‌کربنات در نمونه‌ها به علت اشباع و فوق اشباع بودن نمونه‌ها نسبت به دولومیت و کلسیت می‌تواند باشد که منجر به رسوب بی‌کربنات احتمالا شده است.



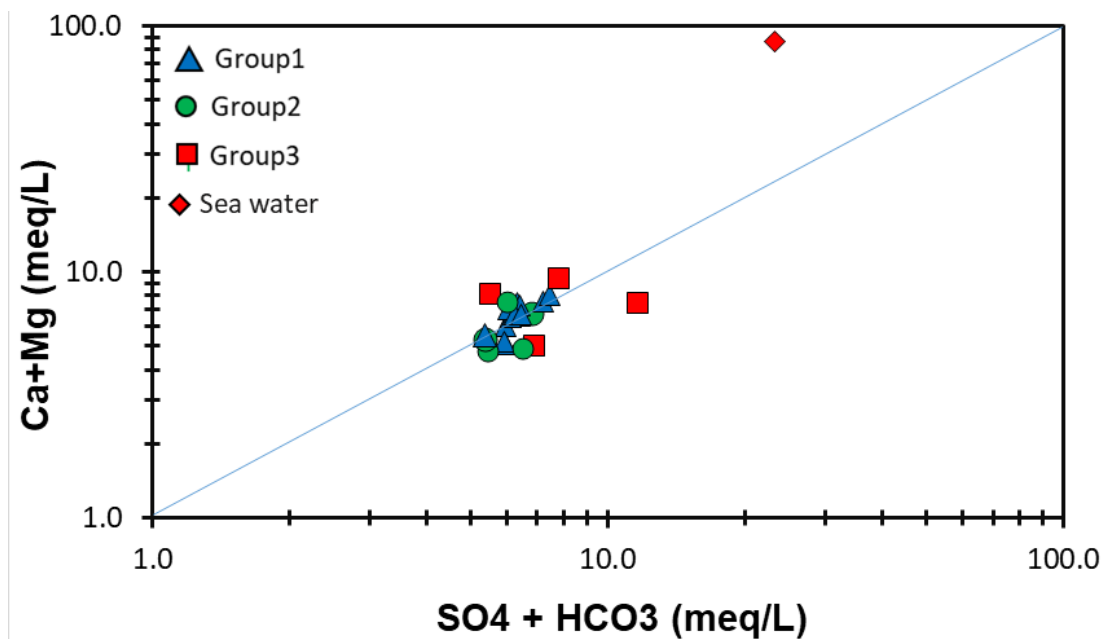
شکل ۴-۳۵- رابطه بین غلظت عناصر با هدایت الکتریکی برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه

با ترسیم رابطه بین Ca و SO_4 می‌توان احتمال انحلال ژئپس در دشت را بررسی نمود. با توجه به (شکل ۴-۳۶) که مشاهده می‌شود اکثر نمونه‌ها دور از خط انحلال ژئپس قرار گرفته‌اند و بیانگر این است که در محدوده مطالعاتی انحلال ژئپس صورت نگرفته است.



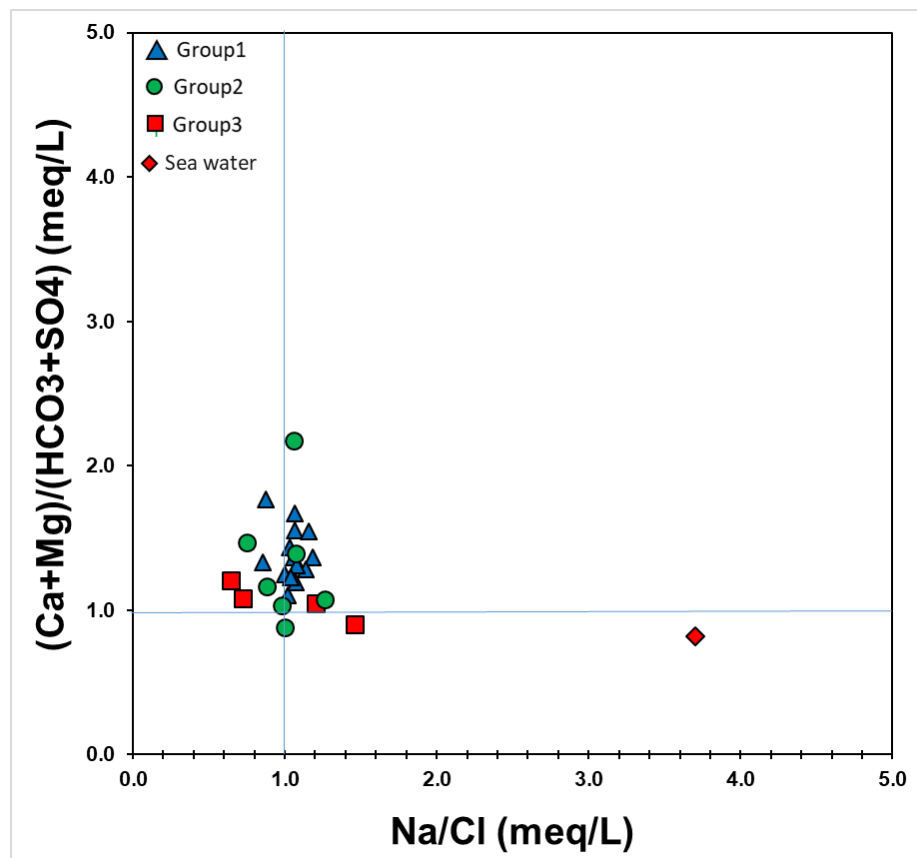
شکل ۴-۳۶- رابطه بین Ca و SO_4 برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه

به منظور بررسی پدیده تبادل یونی از رابطه بین $\text{Ca}+\text{Mg}$ در مقابل SO_4+HCO_3 استفاده شده است. در (شکل ۴-۳۷) نمونه‌ها تقریباً روی خط اختلاط پلات شده‌اند؛ یعنی منشأ یون‌ها انحلال کربنات‌ها و تبخیریه‌ها بوده است. انحراف آن‌ها از خط Mixing نشان می‌دهد که واکنش‌های دیگری هم مانند تبادل کاتیونی ممکن است اتفاق افتاده باشد. بنابراین با توجه به شکل، نمونه‌ها تقریباً بر روی خط با کمی انحراف در رنج انحلال کربنات‌ها (کمتر از 10 epm) پلات شده‌اند.



شکل ۴-۳۷- رابطه بین $\text{Ca}+\text{Mg}$ در مقابل SO_4+HCO_3 برای نمونه‌های آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه

رابطه بین $(\text{Ca}+\text{Mg})/(\text{SO}_4+\text{HCO}_3)$ در مقابل Na/Cl در (شکل ۴-۳۸) نشان داده شده است. اکثر داده‌ها تحت تاثیر انحلال هالیت هستند ولی انحراف آن‌ها از خط بیانگر این است که هم تبادل کاتیونی مستقیم و هم تبادل کاتیونی معکوس اتفاق افتاده است. در کل در منطقه مورد مطالعه فرایند ثانویه تبادل کاتیونی پدیده غالب نبوده و بصورت جزئی اتفاق افتاده است. در نمونه‌های آب شور چون نفوذ آب دریا ممکن است از زیر وجود داشته باشد، بنابراین بخشی از نمونه‌های G3 تحت تاثیر تبادل کاتیونی معکوس قرار گرفته و نشانگر پدیده Intrusion می‌باشند.



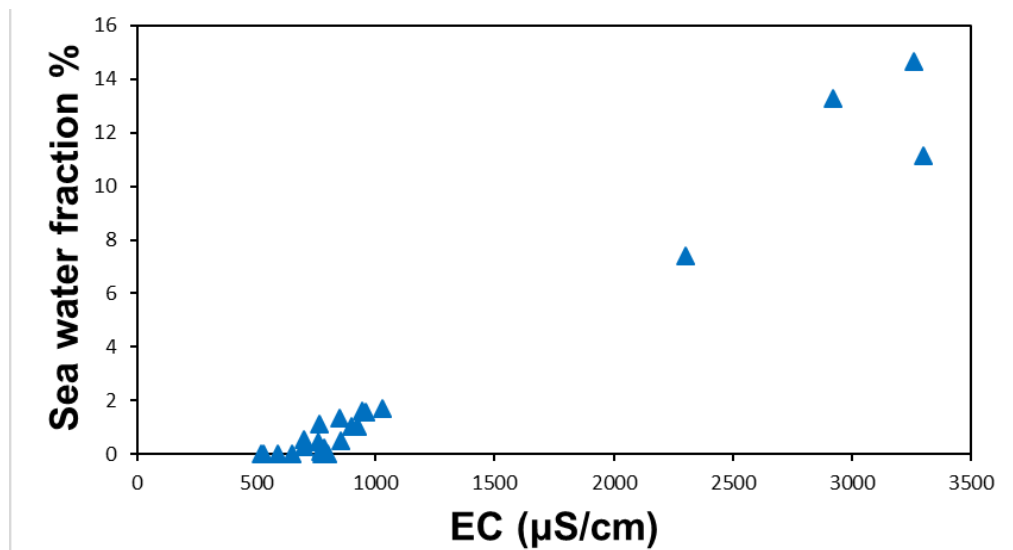
شکل ۴-۳۸- رابطه بین $(Ca+Mg)/(SO_4+HCO_3)$ در مقابل Na/Cl برای نمونه‌های آب زیرزمینی مورد مطالعه

۴-۵-۱- بررسی اختلاط آب شور در نمونه‌های آب زیرزمینی دشت آق قلا- گمیشان

با توجه به افزایش شوری برخی از نمونه‌های آب چاههای نزدیک ساحل و احتمال رخداد نفوذ آب دریا در این منطقه، در ادامه پدیده اختلاط و سهم آب دریا در نمونه محاسبه شده است. جهت بررسی اختلاط آب شور در نمونه‌های آب محدوده مطالعاتی از یون پایستار کلر در معادله زیر استفاده شده است (Wang and Jiao, 2012).

$$fcl_{saltwater} = \left[\frac{(Cl_{sample} - Cl_{freshwater})}{(Cl_{saltwater} - Cl_{freshwater})} \right] \quad \text{معادله (۴-۴)}$$

در شکل زیر مقدار سهم آب دریا در هر نمونه محاسبه شده است که کمتر از حدود ۱۴ درصد برآورد شده است (شکل ۴-۳۹). شیرین‌ترین چاه محدوده W24 با هدایت الکتریکی ۵۲۳ میکروموس بر سانتی‌متر و سهم آب دریا در این نمونه صفر است. شورترین نمونه مربوط به چاه W2 با هدایت الکتریکی ۳۲۶۰ میکروموس بر سانتی‌متر است که سهم آب دریا در این نمونه ۱۴/۶۷ درصد می‌باشد.



شکل ۴-۳۹- سهم آب شور دریا در نمونه‌های ساحلی در طی اختلاط آب شیرین با آب شور محدوده

۴-۶- مطالعات ایزوتوپی منابع آب زیرزمینی محدوده آق‌قلا- گمیشان

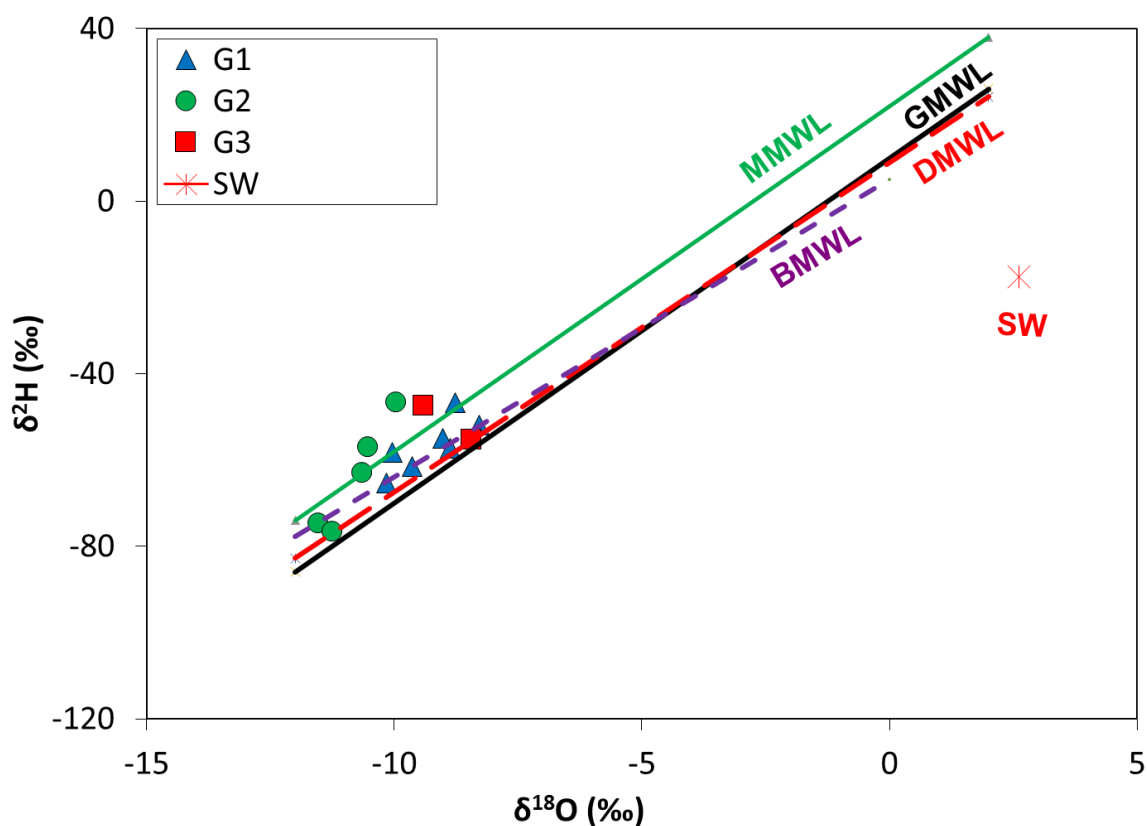
یکی از معمول‌ترین روش‌ها جهت بررسی عوامل شوری استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار مولکول آب شامل ایزوتوپ‌های اکسیژن (^{18}O) و هیدروژن (^2H) می‌باشد. براساس نتایج تحقیقات انجام شده ایزوتوپ‌های اکسیژن (^{18}O) و هیدروژن (^2H)، بهترین ردیاب در تعیین منشأ آب زیرزمینی می‌باشند (Jin et al., 2016). داده‌های مربوط به ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به همراه آب دریای خزر در جدول (۴-۶) ارائه گردیده است. داده‌های ^{18}O و ^2H برای ۱۴ نمونه حلقه چاه به‌همراه دریای خزر، همچنین خط بارش جهانی GMWL (Craig, 1961) و خط بارش مدیترانه MMWL، خط آب جوی بجنورد (BMW) (Bagheri et al., 2019) و خط آب جوی دماوند (DMWL) (Bagheri et al., 2018) در شکل (۴-۴۰) ترسیم شده‌اند. با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های آب زیرزمینی پهنه مطالعاتی در نمودار یاد شده، در مرحله نخست می‌توان منشأ اولیه آب زیرزمینی و در ادامه منشأ کیفی آن‌ها را برحسب اثرپذیری از نفوذ آب زیرزمینی شور نواحی ساحلی یا تبخیر از آب زیرزمینی و یا تغذیه مستقیم از بارشهای جوی را تعیین نمود. در ادامه با استفاده از نسبت های یونی با میزان ایزوتوپ‌های پایدار و یا مقایسه نسبت‌های یونی با یکدیگر تلاش گردیده تا منشأ تغییرات کیفی و شورشدگی آب‌های زیرزمینی منطقه شرق دریای خزر مورد شناسایی قرار گیرد.

نمونه‌های آب زیرزمینی چاه‌ها دارای مقدار ^2H بین $72/76$ تا $46/76$ ‰ بوده و مقادیر ^{18}O این نمونه‌ها بین $11/53$ تا $8/28$ متغیر است. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ در آب دریای خزر با مقدار EC برابر با 17200 میکروزیمنس بر سانتی متر به ترتیب برابر با $2/61$ و $17/51$ می‌باشند. نتایج حاصله نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه نزدیک خط آب جوی جهانی و بالای آن و در محدوده نمونه‌های آب جوی جهانی و خط بارش مدیترانه پلات گردیده‌اند (شکل ۴-۴۰). با توجه به اینکه منشأ اکثر بارش‌های ایران، مدیترانه‌ای می‌باشد، بنابراین منشأ اولیه آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه، بارش محلی با منشأ مدیترانه‌ای است. طبق شکل اکثر نمونه‌ها با انحراف کمی بر روی خط بارش محلی بجنورد واقع شده

است. با توجه به جهت جریان آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه، بخشی از جریان ورودی زیرزمینی منطقه از سمت شرق و مینودشت می‌تواند باشد که آنها دارای منشا بارشهای سمت بجنورد هستند. البته همان بارشهای سمت شرق کشور نیز حاصل ابرهایی با منشا مدیترانه، قطب و دریای خزر می‌باشند. به همین دلیل برخی از نمونه‌ها دارای رفتاری مشابه بارشهای سمت بجنورد می‌باشند. بنابراین نمونه های منطقه مورد مطالعه دارای منشا آب جوی بوده و فرایند تبخیر تاثیر زیادی روی رفتار ایزوتوپی این نمونه‌ها نگذاشته است. نتایج حاکی از این است که منشأ کیفی آب‌های زیرزمینی دشت می‌تواند فرآیند انحلال و یا اختلاط باشد. ولی محتمل‌ترین منشأ شوری رخداد فرآیند اختلاط بین آب شور با ایزوتوپی غنی‌تر با آب شیرین با ایزوتوپی سبک‌تر می‌باشد. رابطه بین ^{18}O و ^2H دارای روند صعودی می‌باشد که ظاهراً فرآیند تبخیر را نشان می‌دهد. اما با توجه به این که اختلاط در منطقه عامل شوری است بنابراین اختلاط بین منشأ شوری با ایزوتوپی سنگین‌تر با آب جوی سبک‌تر صورت گرفته است.

جدول ۴-۶- مقادیر ایزوتوپ‌های ^2H و ^{18}O نمونه‌های محدوده آق قلا-گمیشان

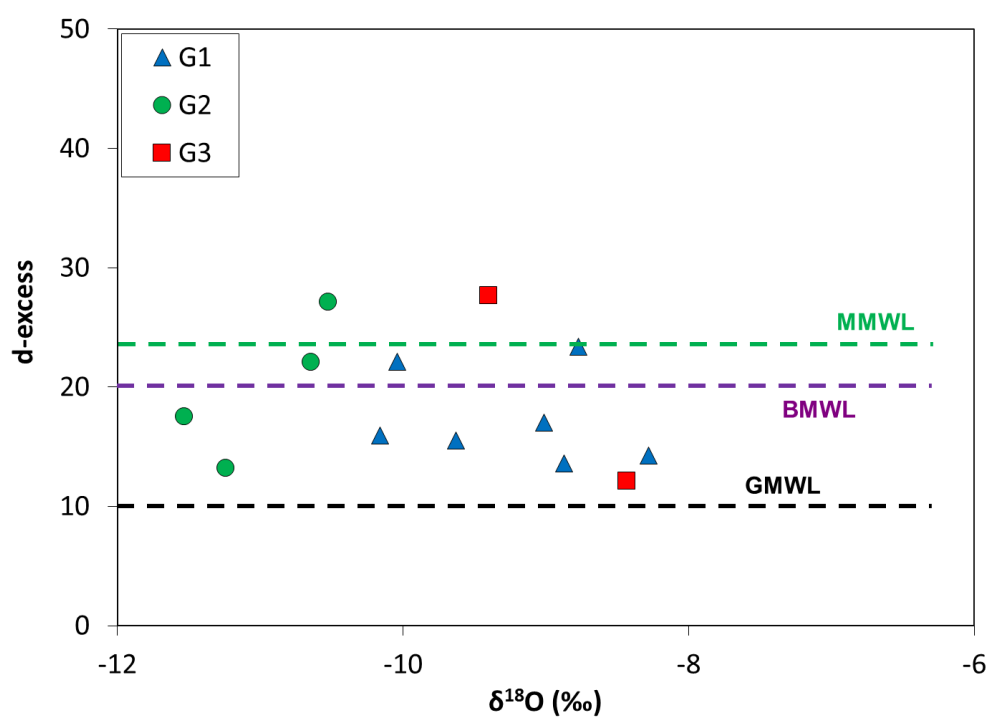
شماره نمونه	$\delta ^2\text{H}$ ‰	$\delta ^{18}\text{O}$ ‰
W1	-47.56	-9.40
W3	-57.09	-10.52
W4	-46.76	-8.77
W6	-63.09	-10.64
W7	-58.19	-10.04
W9	-74.72	-11.53
W10	-76.72	-11.24
W13	-51.99	-8.28
W15	-55.33	-8.43
W17	-57.34	-8.87
W20	-61.54	-9.63
W23	-46.69	-9.96
W24	-55.07	-9.01
W25	-65.32	-10.16
SW1	-17.51	2.61



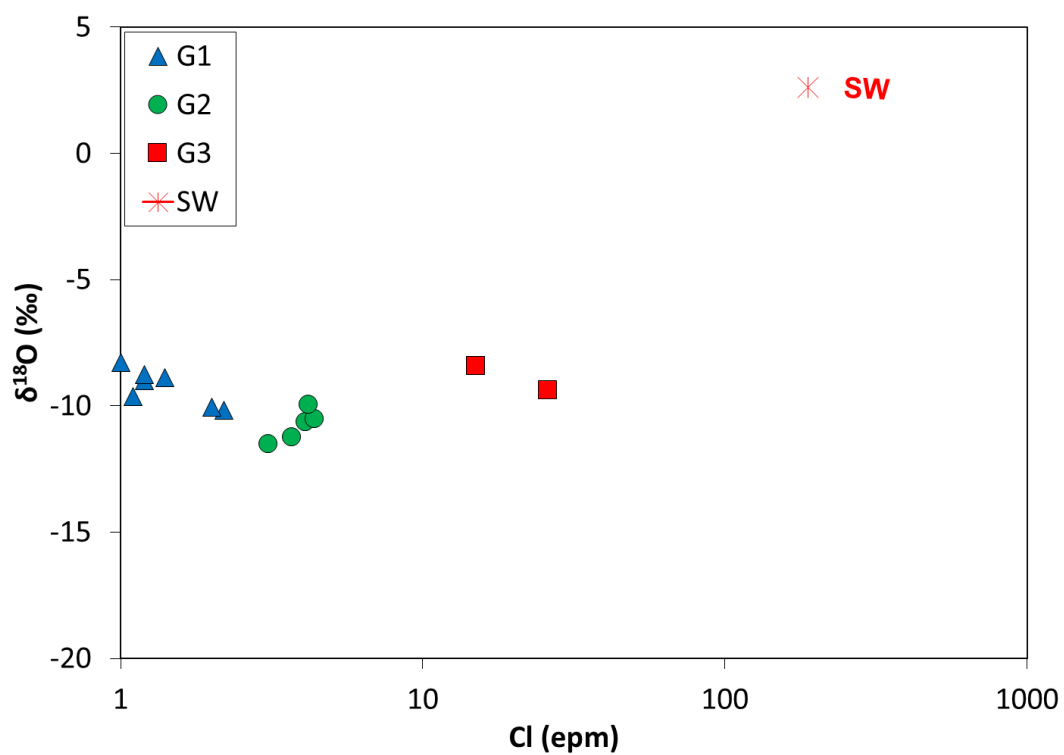
شکل ۴-۴۰- مقادیر نسبت ایزوتوپ ^2H در مقابل ^{18}O در نمونه‌های آب محدوده مورد مطالعه

در شکل ۴-۴۱ نمودار تغییرات مقدار دوتریوم مازاد (d-excess) همه نمونه‌ها در برابر $\delta^{18}\text{O}$ ارائه گردیده است. مقدار دوتریم در نمونه بین ۱۲ تا ۲۷ پرمیل متغیر می باشد که در رنج بین آب جوی جهانی و مدیترانه قرار گرفته‌اند. این نشانگر این است که منشأ جوی این نمونه‌ها دارای رفتاری مشابه با آب جوی جهانی و عمدتاً مدیترانه‌ای می باشد. مقدار دوتریم اضافه در نمونه آب دریایی خزر حدود ۳۵- پرمیل بوده و با مقادیر نمونه‌های چاهها متفاوت می باشد که ممکن است نشاندهنده این باشد که آب دریا خیلی نقش عمده‌ای در تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی این منطقه نداشته باشد. کاهش مقادیر دوتریوم مازاد آب‌های زیرزمینی با افزایش مقادیر ^{18}O بیانگر آن است که جریان های

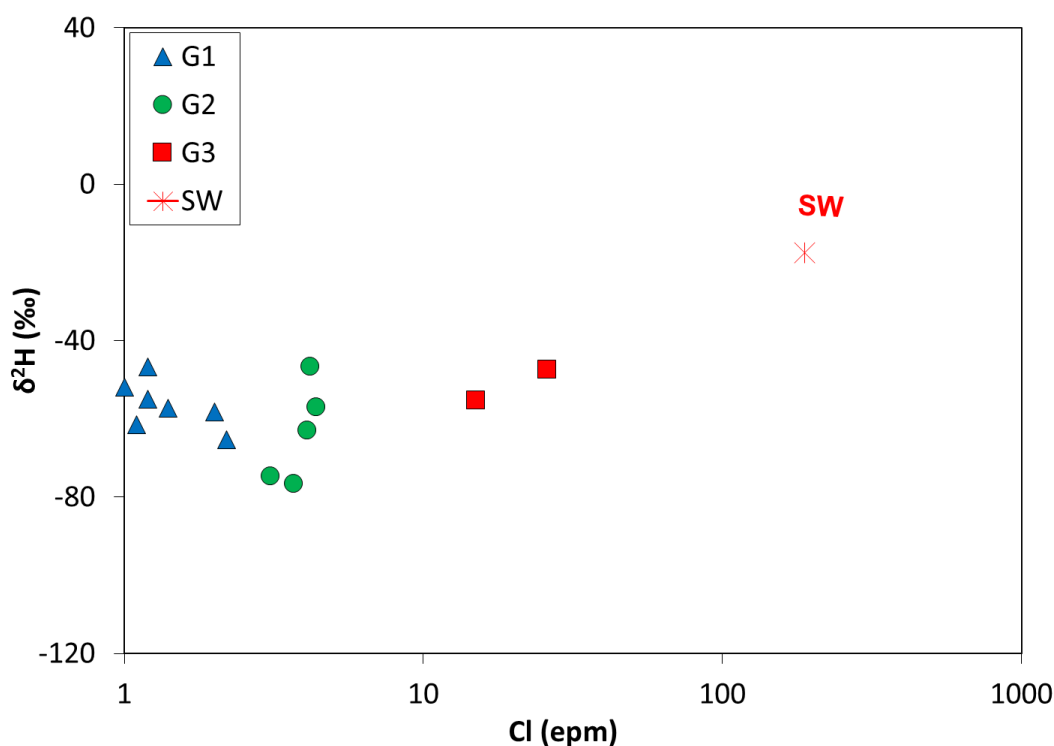
آب زیرزمینی منطقه توسط آب هایی با منشاهای مختلفی، مخلوط می شوند. نمودار تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در برابر Cl می تواند در شناسایی نقش اندرکنش آب خاک/سنگ، تبخیر و مخلوط شدگی یا تداخل آب شور مفید باشد. از این رو، این نمودار ترسیم و در شکل ۴-۴۲ نشان داده شده است. بر اساس این نمودار، در نمونه های آب زیرزمینی با افزایش مقدار شوری، مقدار ایزوتوپی اکسیژن افزایش چشمگیری را نشان نمی دهد که می تواند نشانگر عدم تاثیر پدیده تبخیر در مقادیر ایزوتوپی باشد. البته با توجه به عمق کم آب در منطقه قطعا تبخیر صورت گرفته است. اما با توجه به حجم زیاد آب زیرزمینی و همچنین منشاهای متفاوت آب زیرزمینی، اثر تبخیر خنثی شده باشد. با توجه به نمونه آب دریای خزر در شکل ۴-۴۲ و شکل ۴-۴۳، اختلاط اندکی ممکن است در منطقه بین آب زیرزمینی شیرین منطقه درصدی از آب دریای خزر باشد. بر این مبنا، عامل شور بودن نمونه آب زیرزمینی تبخیر نمی باشد و می تواند انحلال تبخیریها و یا نفوذ اندک آب شور دریا باشد.



شکل ۴-۴۱- ارتباط بین ^{18}O با مقادیر دوتریم اضافه در نمونه‌های آب محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۴۲- ارتباط بین ^{18}O با غلظت Cl در نمونه‌های آب محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۴۳- ارتباط بین ^2H با غلظت Cl در نمونه‌های آب محدوده مورد مطالعه

۴-۷- ارزیابی منابع آب زیرزمینی در مصارف مختلف

هدف از بررسی کیفیت آب تعیین نوع مصرف آن است. مصارف آب شامل شرب، کشاورزی و صنعت است. آب مصرفی شرب برای انسان دارای حساسیت بالایی بوده و روش‌های گوناگون برای ارزیابی کیفی آن وجود دارد. برای طبقه‌بندی آب‌های محدوده مورد مطالعه از لحاظ مصرف کشاورزی از نمودار ویلکوکس (Wilcox, 1955) استفاده شده است که اساس آن میزان هدایت الکتریکی و نسبت جذب سدیم (SAR) می‌باشد. نسبت جذب سدیم از طریق رابطه زیر بدست می‌آید.

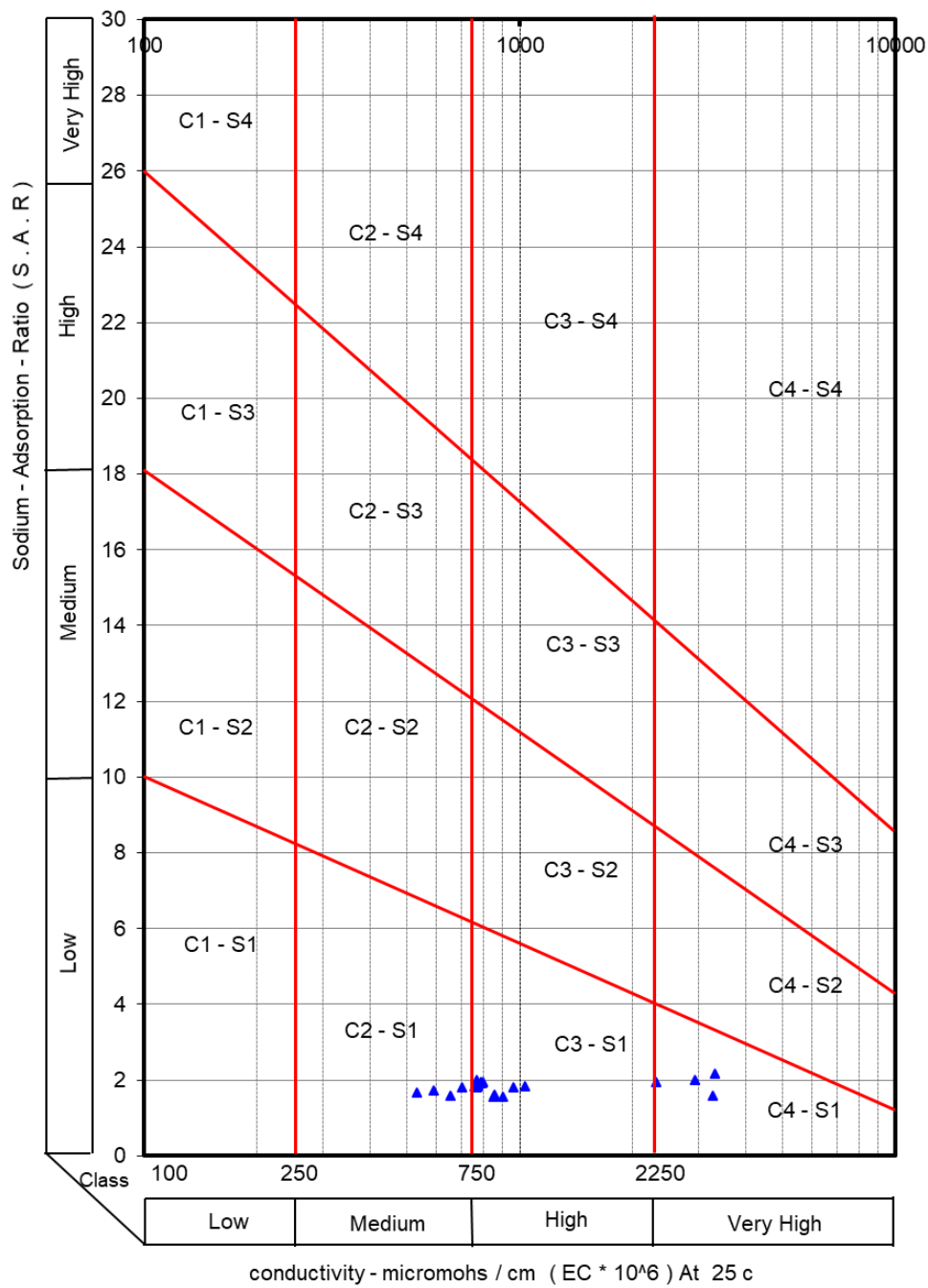
$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{(Ca + Mg)/2}} \quad \text{معادله (۴-۵)}$$

در رابطه فوق غلظت کاتیون‌ها بر حسب میلی اکلی والان بر لیتر می‌باشد. میزان هدایت الکتریکی نشانگر خطر شوری و نسبت جذب سدیم (SAR) بیانگر خطر سدیم می‌باشد. خطر سدیم و خطر شوری دو معیار مهم در طبقه‌بندی آب‌های آبیاری می‌باشند. خلاصه طبقه‌بندی ویلکوکس و کلاس‌های مختلف آب در (جدول ۴-۷) ارائه شده است. غلظت زیاد نمک در آب باعث شوری خاک و مقدار زیاد سدیم منجر به تولید خاک قلیایی همراه با کمبود کلسیم خاک و نهایتاً نفوذناپذیر شدن خاک‌های منطقه و کاهش محصولات می‌شود. لذا در مصارف کشاورزی آب با SAR کم توصیه می‌گردد. زیرا به ازای مقدار معینی از کاتیون سدیم، افزایش کاتیون‌های کلسیم و منیزیم آب منجر به قابلیت جذب سدیم توسط خاک شده در نتیجه زیان آن برای گیاه کمتر میشود.

جدول ۴-۷- رده‌بندی مختلف آب زیرزمینی و نوع کیفیت براساس تقسیم‌بندی ویلکاکس (Karanth, 2001)

ردیف	رده آب	کیفیت برای کشاورزی
۱	C ₁ S ₁	شیرین برای کشاورزی بی ضرر
۲	C ₁ S ₂ , C ₂ S ₂ , C ₂ S ₁	کمی شور - برای کشاورزی تقریباً مناسب
۳	C ₁ S ₃ , C ₂ S ₃ , C ₃ S ₁ , C ₃ S ₂ , C ₃ S ₃	شور - برای کشاورزی با تمهیدات لازم مناسب
۴	C ₃ S ₄ , C ₄ S ₄ , C ₄ S ₃ , C ₄ S ₂ , C ₄ S ₁ C ₁ S ₄ , C ₂ S ₄	خیلی شور - مضر برای کشاورزی

تعیین کیفیت آب برای کشاورزی بر اساس دیاگرام ویلکاکس نشان می‌دهد که تعدادی از نمونه‌ها در رده‌ی C₂-S₁ قرار گرفته‌اند و برای کشاورزی تقریباً مناسب هستند. بیشتر نمونه‌هایی که در رده‌ی C₃-S₁ پلات شده‌اند با اعمال تمهیدات لازم برای کشاورزی مناسب هستند ولی نمونه‌های که در رده‌ی C₄-S₁ پلات شده‌اند برای کشاورزی مضر هستند (شکل ۴-۴۲).



شکل ۴-۴۲- تعیین کیفیت آب برای کشاورزی با استفاده از دیاگرام ویلکاکس برای منابع آب زیرزمینی دشت آق قلا - گمیشان

فصل پنجم:
نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۵-۱- نتیجه گیری

در این فصل نتایج بدست آمده از بررسی های هیدروژئوشیمیایی، هیدروژئولوژیکی و ایزوتوپی در دشت آق قلا- گمیشان به طور خلاصه ذکر شده است.

- با توجه به نقشه های هم پتانسیل و جهت جریان، بیشترین تغذیه از سمت شرق و جنوب شرقی و بخش کوچکی از مناطق شمالی دشت می باشد. بنابراین جهت جریان آب زیرزمینی از سمت شرق و جنوب شرقی به سمت غرب و جنوب غرب است.
- بیلان سالانه سفره آزاد بیانگر کاهش حجم آبخوان به طور میانگین ۱ میلیون متر مکعب می باشد. با توجه به محاسبات انجام شده سالانه به طور متوسط ۱۴ سانتی متر افت در دشت دیده می شود که افت بسیار کمی است و نشان می دهد که سفره در حال تعادل است و تغییرات ذخیره مخزن مشاهده نمی شود.
- تغییرات هدایت الکتریکی در جهت جریان آب زیرزمینی از منطقه تغذیه به منطقه تخلیه افزایش می یابد. به طوری که در قسمت های شرقی دشت کمترین مقدار هدایت الکتریکی و در قسمت های غربی دشت بیشترین مقدار هدایت الکتریکی مشاهده می شود.
- با توجه به بررسی های هیدروژئوشیمیایی انجام شده تیپ غالب آب های شیرین نمونه های برداشت شده عمدتاً بیکربنات منیزیک کلسیک و تیپ آب های شور محدوده کلروره - سدیک می باشد.
- بررسی های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی محدوده مطالعاتی بیانگر رخداد پدیده اختلاط نفوذ آب شور دریا و یا انحلال هالیت می باشد.
- با توجه به پارامتر شاخص اشباع (Saturation Index (SI)) اکثر نمونه ها نسبت به دولومیت و کلسیت اشباع تا فوق اشباع ولی نسبت به هالیت و ژیپس تحت اشباع هستند. اشباع بودن نمونه ها میتواند به علت رخداد فرآیندهای ثانویه یا انحلال کانی های کربناته باشد.
- تعیین کیفیت آب برای کشاورزی بر اساس دیاگرام ویلکاکس نشان می دهد که تعدادی از نمونه ها در رده ی C₂-S₁ قرار گرفته اند و برای کشاورزی تقریباً مناسب هستند. بیشتر نمونه هایی که در

رده‌ی C₃-S₁ پلات شده‌اند با اعمال تمهیدات لازم برای کشاورزی مناسب هستند ولی نمونه‌های
که در رده‌ی C₄-S₁ پلات شده‌اند برای کشاورزی مضر هستند.

۵-۲- پیشنهادات

توصیه می‌شود جهت بررسی بهتر وضعیت آبخوان پیزومترهای بیشتر و جدیدتری با پراکندگی مناسب
در بخش‌های مختلف دشت حفر گردد همچنین تعداد آزمایش‌های پمپاژ بیشتری در پیرامون این
آبخوان صورت گیرد تا اطلاعات بیشتری حاصل شود.

مراجع

- آقازاده ن. اصغری مقدم ا. و صمدی ن. (۱۳۸۹) "ارزیابی نفوذ آب شور دریاچه ارومیه به آبخوان ساحلی میان دشت قالقاچی" پژوهش های حفاظت آب و خاک (علوم کشاورزی و منابع طبیعی)، دوره ۱۷، شماره ۴، ص ۲۵-۴۶.
- بابازاده س. اسپهبد م. ر. و معتمد ا. (۱۳۸۹) "بررسی های هیدروژئوشیمی اکیفر زیر مخزن سد یامچی اردبیل" فصلنامه علوم زمین، سال پنجم، شماره ۳.
- بساکی م. کرمی غ. و حافظی مقدس ن. (۱۳۸۹). پایان نامه کارشناسی ارشد، "بررسی اختلاف کمی و کیفی آب زیرزمینی در بخشهای شرقی و غربی آبخوان کردکوی". دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بیگدلو خ. اصغری مقدم الف. (۱۳۸۲) "علل شوری منابع آب زیرزمینی دشت عجب شیر" صفحه ۸۲۹، چکیده مقالات بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- پاک نیا و. اصغری مقدم ا. و ندیری ع. (۱۳۹۴). رساله دکتری، "تشخیص وضعیت هیدروژئوشیمیایی سفره ی آب زیرزمینی دشت بستان آباد با استفاده از روش های آماری و هیدروشیمیایی" اولین همایش ملی علوم زمین و توسعه شهری، تبریز
- رحیمزاده ن. (۱۳۹۸) رساله دکتری "سنیابی لومینسنس انگیزش نوری تپه های شنی بیابانی و خاک- های تشکیل شده بر آن به منظور بازسازی محیط گذشته (مطالعه موردی: شمال آق قلا، استان گلستان - ایران)". دانشکده مهندسی خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان.
- رضایی ح. زنگانه م. طبرساع ر. و امینی آ. (۱۳۹۶) "بررسی راندمان تغذیه مصنوعی و نقش آن در توسعه منابع آب زیرزمینی". طرح پژوهشی شرکت آب منطقه ای استان گلستان، ۲۵۳ ص.

رضایی ح. لشکری پور غ ر. رهنماد ج. پیرانداخت ر. (۱۳۹۰) "ارزیابی لس‌های استان گلستان بر اساس معیارهای زمین-شناسی مهندسی" فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۷، شماره ۱، ص ۲۹-۴۰.

رضایی ح. (۱۳۹۲) رساله دکتری. "بررسی اثر تراکم دینامیکی و استاتیکی بر مقاومت برش خاک‌های لسی استان گلستان". دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد.

رضایی ح. (۱۳۹۶) بررسی راندمان تغذیه مصنوعی و نقش آن در توسعه منابع آب زیرزمینی، کارفرما شرکت آب منطقه‌ای استان گلستان، مشاور دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان.

رضایی ح. تقوی س. ا. طباطبایی س. ا. (۱۳۹۴) "بررسی تاثیر عوامل محیطی و زمین‌شناسی بر غلظت یون‌های نیترات و فسفات آبهای زیرزمینی، مطالعه موردی: حوزه گرگانرود" فصلنامه بین‌المللی پژوهشی تحلیلی منابع آب و توسعه، سال ۳، شماره ۴، ص ۱۶۷-۱۵۳.

سجادی ز. کلاتنری ن و مظفری زاده ج. (۱۳۹۱) "بررسی هیدروشیمیایی و نفوذ آب شور به آبخوان ساحلی عسلویه" شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شیراز.

سربی ع. احدنژاد و. (۱۳۸۱) "نقشه زمین‌شناسی استان گلستان" مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰۰، سازمان زمین-شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

طاهری م. محمودی قزایی م ح. دادستان ا. (۱۳۹۰) "نفوذ آب شور خزر به آبخوان‌های آبرفتی ساحلی از بهشهر تا گلوگاه استان مازندران" پنجمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، ابهر عطایی ه. قادری ن. قادرزاده ح. (۱۳۹۰) "بررسی رابطه بین نوسانات اقلیمی با تراز آبخانه دهگلان"

تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۶، شماره ۱۰۳، ص ۱۸۷-۲۰۸.

فرقانی گ. جعفری ه. قشاقی ا. و تیموری ع. (۱۳۹۳) "آلودگی زیست‌محیطی آب و رسوبات رودخانه

گرگانرود در محدوده شهر گنبد" مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب شناسی، شماره ۵۶

، ص ۸۱-۹۴.

قره محمودلو م. رقیمی م. و حشمت پور ع. (۱۳۸۶) "بررسی هیدروژئوشیمی منابع آب شهر گرگان با

استفاده از روش تحلیل عاملی و روش تحلیل خوشه‌ای" مجله محیط شناسی، سال ۳۳، شماره

۴۳، ص ۷۳- ۸۲.

قره محمودلو م. رقیمی م. و طهماسبی ا. (۱۳۸۷) "استفاده از مطالعات هیدروژئوشیمی برای تشخیص

نفوذ آب شور در چاه‌های آب (مطالعه موردی: شهر ساری)" مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی،

جلد ۱۵، شماره ۴.

گزارش سالانه دفتر برنامه‌ریزی کلان آب و آبفا. (۱۳۸۹) "سالنامه آماری آب کشور ۸۹-۱۳۸۸"، وزارت

نیرو، تهران.

محمدی قلعه نی م. ابراهیمی ک. عراقی نژاد ش. (۱۳۹۰) "ارزیابی کمی و کیفی منابع آب زیرزمینی

(مطالعه موردی: آبخوان های ساوه و اراک)" فصلنامه دانش آب و خاک، سال ۲۱، شماره ۲، ص

۹۳.

مقامی مقیم غ ر. تقی پور ع ا، خیری ه. (۱۳۹۸) "بررسی تاثیرات مثبت انسان در تغییرات سطح آب

های زیرزمینی دشت صفی آباد شهرستان اسفراین" نشریه هیدروژئومورفولوژی، پیاپی ۲۱، ص

۲۳-۴۲.

- Abdelshafy M. Saber M. Abdelhaleem A. Abdelrazek S. M. and Seleem E. M. (2019) "Hydrogeochemical processes and evaluation of groundwater aquifer at Sohag City, Egypt" **Scientific African**, 6, e00196.
- Abid K. Zouari K. Dulinski M. Chkir N. and Abidi B. (2010). "Hydrologic and geologic factors controlling groundwater geochemistry in the Turonian aquifer (southern Tunisia)". **Hydrogeology journal**, Published Online: 11 Nov.
- Adimalla N. and Li P. (2019) "Occurrence, health risks, and geochemical mechanisms of fluoride and nitrate in groundwater of the rock-dominant semi-arid region, Telangana State, India" **Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal**, 25:1-2, pp81-103, DOI: 10.1080/10807039.2018.1480353
- Afshar-Harb A., (1979), PhD. thesis, "The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, Northern Iran" **Imperial College of Science and Technology**, London.
- Aghazadeh N. Chitsazan M. and Golestan Y. (2017) "Hydrochemistry and quality assessment of groundwater in the Ardabil area, Iran" **Applied Water Science**, 7, 7, pp3599-3616.
- Al-Bassam A M. and Tahir Hussein M. (2008) "Combined geo-electrical and hydro-chemical methods to detect salt-water intrusion: A case study from southwest Saudi Arabia" **Management of Environmental Quality**, Vol. 19, No. 2, pp179-193.
- Cao G. (2011) "Recharge estimation and sustainability assessment of groundwater resources in the North China Plain". **The University of Alabama, ProQuest Dissertations Publishing**, 3490858.
- Embaby A. Razack M. Lecoq M. and Porel G. (2016) "Hydrogeochemical assessment of groundwater in the Precambrian rocks, South Eastern Desert, Egypt" **Journal of Water Resource and Protection**, 8, 03, pp293.
- Evansa C. D. Daviesa T. D. Wigington Jr, P. J. Tranter M. and Kretser W. A. (1996). "Use of factor analysis to investigate processes controlling the chemical composition of four streams in the Adirondack Mountains, New York". **Journal of Hydrology**, 185, pp297-316.
- He S. Wu J. (2019) "Hydrogeochemical Characteristics, Groundwater Quality, and Health Risks from Hexavalent Chromium and Nitrate in Groundwater of Huanhe

- Formation in Wuqi County, Northwest China” **Expo Health**, **11**, pp125–137, DOI:10.1007/s12403-018-0289-7.
- Hoque M.A. Hoque M.M. and Ahm, K.M. (2007) “Declining groundwater level and aquifer dewatering in Dhaka metropolitan area, Bangladesh: causes and quantification.” **Hydrogeology Journal**, vol.15, pp 1523-1534.
- Hounslow A.W. (1995) “Water quality data analysis and interpretation”. Lewis publishers, CKC press, LLC, 378 pp.
- Hoxhaj F. (2005) “Numerical simulation of sea water intrusion on the northern coast of Albania” **Geophysical Research Abstracts**, Vol 7.
- Jeong C.H. (2001) “Effect of land use and urbanization on hydrochemistry and contamination of groundwater from Taejon area, Korea” **J. of Hydrology**, **253**, pp 194-210.
- Jiang L. Yao Zh. Liu Zh. Wang R. and WuSh. (2015) “Hydrochemistry and its controlling factors of rivers in the source region of the Yangtze River on the Tibetan Plateau” **Journal of Geochemical Exploration**, **155**, pp76-83.
- Karanth K.R. (2001) “Ground Water Assessment Development and Management” **Tata McGraw-Hill**, 720pp.
- Kumar M. Rao M. S. Kumar B. and Ramanathan A. (2011) “Identification of aquifer-recharge zones and sources in an urban development area (Delhi, India), by correlating isotopic tracers with hydrological features” **Hydrogeology journal**, **19**, 2, pp463-474.
- Li P. Li X. Meng X. (2016) “Appraising Groundwater Quality and Health Risks from Contamination in a Semiarid Region of Northwest China” **Expo Health**, **8**, pp361–379. DOI: 10.1007/s12403-016-0205-y
- Li P. Tian R. Xue C. (2017) “Progress, opportunities, and key fields for groundwater quality research under the impacts of human activities in China with a special focus on western China” **Environ Sci Pollut Res**, **24**, pp13224–13234, DOI: 10.1007/s11356-017-8753-7
- Malakootian M. and Nouri J. (2010) “Chemical Variation of Groundwater Affectet by the Earthquake in Bam region” **Int, J. Environ.Res.** **4**, pp. 443- 454.

- Moayedi H. Huat B. Asadi A. Kazemian S. and Ali T. A. M. (2011) "Groundwater quality assessment of Labuan Island" **International Journal of Physical Sciences**, 6, 18, pp4441-4449.
- Nwankwoala H.O. (2011) "Hydrochemical and suitability Evaluation of Groundwater in Bonny Island, eastern Niger Delta" **African Journal of Basic & Applied Sciences**, pp. 271-277.
- Okkonen J. Jyrkama M. and Kløve B. (2009) "A conceptual approach for assessing the impact of climate change on groundwater and related surface waters in cold regions (Finland)" **Hydrogeology Journal**, Published Online: 06 October 2009.
- Pant R.R. Zhang F. Rehman F.U. Wang G. Ye M. Zeng Ch. and Tang H. (2018) "Spatiotemporal variations of hydrogeochemistry and its controlling factors in the Gandaki River Basin, Central Himalaya Nepal" **Science of the Total Environment**, 622-623, pp770-782.
- Piper A.m. (1944) "A graphical procedure in the geochemical interpretation of water analysis" **Transaction of the American Geophysical Union**, 25, 6, pp914-923.
- Rahimzadeh N. Khormali F. Gribenski N. Tsukamoto S. Kehl M. Pint A. Kiani F. Frechen M. (2019) "Timing and development of sand dunes in the Golestan Province, northern Iran—Implications for the Late-Pleistocene history of the Caspian Sea" **Aeolian Research**, Volume 41, 100538, DOI: 10.1016/j.aeolia.2019.07.004
- Rezvandehy M. Aghababaei H. and Tabatabaee Raissi SH. (2011) "Integrating Seismic Attributes in the Accurate Modeling of Geological Structures and Determining the Storage of the Gas Reservoir in Gorgan Plain (North of Iran)" **Journal of Applied Geophysics** 73, no. 3, pp 187-95.
- Robert A M. M. Letouzey J. Kavousi M A. Sherkati S. Müller C. Vergés J. and Aghababaei A. (2014) "Structural Evolution of the Kopeh Dagh Fold-and-Thrust Belt (Ne Iran) and Interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin" **Marine and Petroleum Geology** no 57, Supplement C. pp68-87.
- Santos P. and Alfaro P. E. (2010) "Estimating groundwater withdrawals in areas of intensive agricultural pumping in central Spain" **Agricultural water management**, 98, 1, pp172-181.

- Satriani A. Loperte A. Imbrenda V. and Lapenna V. (2012) “Goelectrical surveys for characterization of the coastal saltwater intrusion in Metapontum forest reserve (Southern Italy)” **International Journal of Geophysics**, pp1-9. open access
- Tarawneh M. S. M. Janardhana M R. and Ahmed M. M. (2019) “Hydrochemical processes and groundwater quality assessment in North eastern region of Jordan valley, Jordan” **HydroResearch**, no 2, pp129-145.
- Thangarajan, M. (Ed.). (2007). “Groundwater: Resource evaluation, augmentation, contamination, restoration, modeling and management”. **Springer Science & Business Media**.
- Tian R. and Wu J. (2019) “Groundwater quality appraisal by improved set pair analysis with game theory weightage and health risk estimation of contaminants for Xuecha drinking water source in a loess area in Northwest China” **Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal**, 25:1-2, pp132-157, DOI: 10.1080/10807039.2019.1573035
- Todd D. K. (1980) “Groundwater hydrology” **2th edition, John Wiley and Sons**, New York, 535 pp.
- Todd D.K. Mays L.W. (2005) “Groundwater Hydrology” New York. **John Wiley and sons**. pp. 535.
- Usunoff E.J. and Guzman-Guzman A. (1989) “Multivariate analysis in hydrochemistry: an example of the use of factor and correspondence analyses” **Ground Water**, 27, 1, pp 27-34.
- Walton W. (1970) “Groundwater Resource Evaluation” **Mc. Graw-Hill series**. 664 p
- Wang Y. and Jiao J J. (2012) “Origin of Groundwater Salinity and Hydrogeochemical Processes in the Confined Quaternary Aquifer of the Pearl River Delta, China” **Journal of Hydrology**, 438, pp112-124. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.03.008
- Wilcox L.V. (1955) “Classification and Use of Irrigation Waters” USA: US Department of Agriculture, Issu **969**, Washington D.C.
- Zhang D. Lu D. Yang B. Zhang J. Ning Zh. and Yu K. (2019) “Influence of natural and anthropogenic factors on spatial-temporal hydrochemistry and the susceptibility to nutrient enrichment in a subtropical estuary” **Marine Pollution Bulletin**, 146, pp945-954.

Abstract

Aq Qalla-Gomishan with an area of 1554/31 km² is located in Golestan province and east of the Caspian Sea. In order to study hydrogeological and hydrogeochemical, piezometric water level information in the aquifer, as well as 25 water samples taken from wells in the plain and one water sample from the sea have been used. Iso-potential and flow direction maps show that the main aquifer is fed from the east and southeast of Alborz mountain range and a small part of the northern plains and the general direction of groundwater flow is from the east and southeast. It is towards the southwest and the Caspian Sea, which is in the same direction as the surface currents of the Gorgan River. The maximum groundwater gradient is observed in the eastern and southeastern parts. According to the plain unit hydrograph, the general trend of groundwater aquifer level is the same and shows very small changes of about 14 cm/year. The map also shows that the lowest drop is related to the feeding area and the entrance of the plain and the highest drop is related to the discharge and exit area of the plain due to low feeding and harvesting from wells. According to the maps of electrical conductivity changes in three different years, the amount of electrical conductivity increases in the direction of groundwater flow from the supply area to the discharge area. So that the minimum electrical conductivity of 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ was observed in the easternmost part and the maximum electrical conductivity of 4300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ was observed in the westernmost part. Hydrogeochemical and isotopic studies of the study area indicate that the source of groundwater is the atmospheric waters of the present age, mainly of Mediterranean origin, and the source of salinity is the infiltration of saline seawater or evaporation dissolution.

Keywords: Hydrogeochemistry, Hydrogeology, Isotopic, Alluvial Aquifer



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences
M.Sc. Thesis in Hydrology

Hydrological and Hydrogeochemical investigation of AqQalla-Gomishan area, East of Caspian Sea

By:

Fatemeh safaeipour

Supervisor:

Dr. Rahim Bagheri

Advisor:

Dr. Mehdi Jafarzadeh

February 2022