



جمهوری اسلامی ایران

وزارت نیرو

شرکت سهامی مدیریت منابع آب ایران
شرکت سهامی آب منطقه ای آذربایجان غربی
کمیته تحقیقات

گزارش نهایی پروژه طرح تحقیقاتی
"مطالعه و تعیین منشأ آلودگی به بور در آبهای منطقه قره باغ و
دشت سلماس و اتخاذ راهکارهای مناسب و لازم"

سازمان مجری :

شرکت سهامی آب منطقه ای آذربایجان غربی

پژوهشگر:

دکتر منیژه اسدیپور قره قشلاق

زمستان ۱۳۹۳

جمهوری اسلامی ایران

وزارت نیرو

شرکت سهامی مدیریت منابع آب ایران
شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی
کمیته تحقیقات

گزارش نهایی طرح تحقیقاتی:

مطالعه و تعیین منشأ آلودگی به برن در آبهای منطقه قره باغ و دشت سلماس و اتخاذ
راهکارهای مناسب و لازم
مجری: شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی

پژوهشگران:

منیژه اسدیپور (مدیر پروژه)

دکتر رامین نیکروز (مشاور کیفی)

دکتر نصرت حیدری - مهندس مهرنگ دوستی رضایی (همکاران پروژه)

زمستان ۱۳۹۳

این پروژه تحقیقاتی با حمایت مالی کمیته تحقیقات شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی تحت
قرار داد شماره ۴۹۰۲۹/۱۲۳ مورخ ۱۵/۱۰/۱۳۸۸ با کد AGE-88008 به انجام رسیده است



چکیده

محدوده مورد مطالعه در ۸۰ کیلومتری شمال شهرستان ارومیه و ۳۰ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان سلماس واقع شده است. از نظر موقعیت زمین شناسی این منطقه در شمال غربی ترین بخش زون سنندج- سیرجان قرار گرفته است. از نظر زمانی سنگهای پرکامبرین تا عهد حاضر در آن دیده می شود، که شامل مجموعه متنوعی از سنگهای رسوبی، دگرگونی و آذرین می باشد. فعالیت های تکتونیکی باعث تشکیل گرابن های متعدد در شمال غرب ایران شده که این گرابن ها محل اصلی و مهمترین مکان های فعالیت های ژئوترمالی شده است. فعالیت های آتشفشانی پس از برخوردی، بعد از میوسن بالایی تا عهد حاضر مسئول گرم کردن مناطق زمین گرمایی شمال غرب ایران است.

طبق این تحقیق مشخص گردید که منشاء آلودگی در منطقه، منابع زمین شناسی است. شروع آلودگی منطقه از چشمه های آبگرم اطراف روستای ایسی سو است، که مقداری از آن بصورت چشمه در سطح دره آبگرم جاری می گردد و مقداری از آن نیز از طریق گسل آبگرم-قباخ تپه و گسل تمر وارد آبهای زیرزمینی دره خرخره شده و باعث آلودگی آن می گردد. انتشار آلودگی بور که از دو دره آبگرم و خرخره در جهت جنوب به شمال می باشد در اثر جریان آب زیرزمینی دشت سلماس که از سمت غرب به شرق است، متوقف گردیده و با آن هم جهت می گردد و از نفوذ آن به اعماق دشت سلماس جلوگیری می گردد. آب انتقالی از منطقه آغ زیارت و خان تختی سلماس به دشت قره باغ، نیز آلودگی نشان می دهد، بطوریکه اهالی از آن استفاده نمی کنند.

بر اساس نتایج حاصل از این تحقیق، چشمه های آبگرم منطقه مورد مطالعه از نوع کلرو بیکربنات سدیک هستند. نسبت $Na/Cl > 1$ در این چشمه ها نشان می دهد که منشاء آنها غیردریایی است. بررسی ژئوشیمی و مقایسه با کشور ترکیه، بیانگر منشاء گوشته ای عمیق آن است. آبهای گرم هیدروترمال منطقه ممکن است مخلوطی از سیالات با منشاء ماگمایی و آبهای جوی نفوذ یافته باشند که در اثر حرارت ناشی از توده های نفوذی اعماق زمین به سطح زمین حرکت می کنند. آبهای گرم عناصر مختلف را چه بصورت گازی و چه بصورت محلول و ذرات معلق با خود به بالا حمل می کنند که اثرات آن بصورت چشمه تراورتن ساز، آهک ساز و یا رسوب کانی های دیگر و همینطور آلودگی های ناشی از مواد اضافه شده به منابع آبی دیده می شود. سیالات گرم صعود کننده به سطح حداکثر در دو مخزن یکی با سنگ کف از نوع دگرگونی در عمق زیاد و دیگری با سنگ کف رسوبی در عمق کم، جمع شده و در نتیجه فعل و انفعال بین سنگ- سیال باعث شستشوی فازهای کانایی مخازن شده است. فازهای کانایی ناپایدار حامل بور(مثل فلدسپات، مسکوویت، ترمالین، هورنبلند و بیوتیت) در سنگهای دگرگونی (مانند گنیس و

میکاشیست) بوفور دیده می شوند. علاوه بر این، احتمال شسته شدن ذخایر بور مرتبط با فعالیت آتشفشانهای جوان نیز وجود دارد. با توجه به همبستگی مستقیم حرارت با مقدار بور، و مقدار خیلی زیاد بور در چشمه های آبگرم منطقه (تا ۴۵۰ میلی گرم بر لیتر)، می توان حدس زد که منبع عظیمی از انرژی ژئوترمال آنهم با درجه حرارت بالا در اعماق منطقه مورد مطالعه موجود باشد. برای حذف بور راه حل شیمیایی یا بیولوژیکی پیشنهاد نمی گردد، زیرا برخلاف سایر نقاط شناخته شده دنیا، در اینجا منشاء اصلی آلودگی محدود به چشمه آبگرم بوده که وسعت کمی دارد و دبی آب آنها نیز کم می باشد. لذا برای حذف بور، ایزوله کردن محدوده چشمه ها با احداث یک سد زیرزمینی و سپس انتقال آب آلوده به داخل حوضچه ها یا استخرهایی با سطح وسیع و عمق کم پیشنهاد می گردد، تا تبخیر و ته نشینی در آنها صورت گیرد. باقی مانده خشک، حاوی مقدار قابل توجهی بور و احتمالاً برخی عناصر دیگر خواهد بود، که می توان آنرا برای مصارف مختلف مورد استفاده قرار داد. با انجام این تدابیر، از گسترش آلودگی به مناطق مجاور جلوگیری شده و در نتیجه آب انتقالی از دشت سلماس به قره باغ آلوده به بور نخواهد بود. در ضمن از ثروت خدادادی منطقه، یعنی انرژی ژئوترمال و عنصر بور نیز می توان استفاده بهییه کرد.

کلمات کلیدی: بور، آلودگی، قره باغ، سلماس، منشاء زمین شناسی

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
I	چکیده
III	فهرست مطالب
VIII	فهرست شکل ها
XI	فهرست جداول

فصل اول: کلیات

۱	۱-۱- مقدمه
۳	۲-۱- ضرورت و اهداف طرح
۴	۳-۱- طرح موضوع و بیان مسئله
۵	۴-۱- موقعیت جغرافیایی، ویژگیهای ریخت شناسی و راههای ارتباطی
۸	۵-۱- مورفولوژی محدوده مورد مطالعه
۹	۶-۱- شرایط آب و هوایی
۹	۷-۱- مطالعات پیشین
۱۰	۸-۱- هدف از مطالعه
۱۱	۹-۱- روش مطالعه و تحقیق

فصل دوم: زمین شناسی ناحیه ای و مطالعات صحرایی

۱۳	۱-۲- زمین شناسی ناحیه ای
۱۳	۲-۱-۱- واحدهای سنگی
۱۳	الف- واحدهای رسوبی
۱۳	- سنگهای پرکامبرین
۱۴	- پالئوزوئیک
۱۷	- مزوزوئیک

۲۰	- مجموعه ترسیری
۲۴	- رسوبات کواترنری
۲۶	۲-۱-۲- سنگهای دگرگونی
۲۹	۲-۱-۳- سنگهای آذرین
۲۹	- سنگهای آذرین مافیک تا متوسط
۳۰	- سنگهای آذرین اسیدی
۳۱	۲-۲- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه
۳۱	۲-۲-۱- در بعد فرا منطقه ای
۳۲	۲-۲-۲- از دید منطقه ای
۳۶	۲-۳- عناصر فابریکی در منطقه
۴۷	- ۲-۴- جایگاه منطقه در ساختار ایران زمین

فصل سوم: آب و مسئله آلودگی به بور

۵۲	۳-۱- مقدمه
۵۳	۳-۲- آب ماده ای شگفت انگیز
۵۴	۳-۳- آبخوان یا سفره آب زیرزمینی یا لایه آبدار
۵۴	۳-۴- آلودگی آب
۵۵	۳-۵- تاریخچه آلودگی آب
۵۵	۳-۶- منابع آلوده کننده آبهای زیرزمینی
۵۶	۳-۷- عوامل آلوده کننده آبهای سطحی
۵۷	۳-۸- عنصر Boron (بور)
۶۱	۳-۹- کاربرد
۶۵	۳-۱۰- پراکنش بور در جهان و ایران و ارزش اقتصادی آن
۶۸	۳-۱۱- مثالهایی از آلودگی آبهای زیرزمینی به بور در دنیا
۶۸	۳-۱۲- منابع طبیعی آلوده کننده و نحوه تشخیص نوع منبع آلوده کننده
۶۹	۳-۱۳- مشکل آلودگی به بور در ابعاد مختلف
۷۰	۳-۱۴- اثرات بور بر سلامتی انسان و محیط زیست

۷۱	۱۵-۳- بور و کشاورزی
۷۳	۱۶-۳- اصلاح آبهای زیرزمینی
۷۴	۱۷-۳- روشهای حذف بور

فصل چهارم: آلودگی آبها به بور در منطقه

۷۶	۱-۴- مقدمه
۷۷	۲-۴- منابع آبی منطقه
۸۲	۱-۲-۴- آبهای سطحی
۸۲	۲-۱-۲-۴- آبهای سطحی خرخره چای
۸۲	۲-۱-۲-۴- آبهای سطحی دشت سلماس
۸۴	۳-۱-۲-۴- آب دریاچه ارومیه
۸۶	۲-۲-۴- آبهای زیرزمینی
۸۶	۱-۲-۲-۴- آبهای زیرزمینی دره آبگرم
۸۷	۲-۲-۲-۴- آبهای زیرزمینی دره خرخره چای
۸۷	۳-۲-۲-۴- آبهای زیرزمینی دشت سلماس
۹۲	۳-۴- مشخصات فیزیکی و شیمیایی چشمه های آبگرم منطقه

فصل پنجم: پتروگرافی (بررسی ویژگیهای سنگ شناختی و میکروسکوپی نمونه ها)

۱۰۳	۱-۵- مقدمه
۱۰۴	۲-۵- پتروگرافی توده های نفوذی قره باغ
۱۰۴	۱-۲-۵- سنگهای مافیک
۱۰۹	۲-۲-۵- سنگهای دیوریتی
۱۱۲	۳-۵- پتروگرافی توده های اطراف آبگرم
۱۱۶	۴-۵- اختصاصات سنگ شناسی سنگهای دگرگونی منطقه
۱۱۶	۱-۴-۵- شیبست
۱۱۷	۲-۴-۵- گنیس

۱۱۷	۳-۴-۵- آمفیبولیت
۱۲۲	۵-۵- پتروگرافی توده های نفوذی اسیدی
۱۲۲	۱-۵-۵- لویکوگرانیت
۱۲۲	۲-۵-۵- آلکالی گرانیت
۱۲۵	۳-۵-۵- گرانیتوئیدهایی که بصورت آپوفیزهای کوچک در سنگهای بازیکی رخنمون دارند
۱۲۶	۴-۵-۵- گرانیت دو میکا
۱۲۸	۵-۵-۵- دایک های پگماتیته، آپلیتی و رگه های کوارتز فلدسپاتی
۱۳۰	۶-۵- بازالت های الیوین دار
۱۳۱	۷-۵- نکاتی چند در زمینه دگرسانی کانیهی سنگهای منطقه مورد مطالعه
۱۳۱	۱-۷-۵- اورالتیزاسیون پیروکسن ها
۱۳۲	۲-۷-۵- سرپانتینیزاسیون
۱۳۲	۳-۷-۵- سرسیتیزاسیون
۱۳۳	۴-۷-۵- متاسوماتیسم در سنگهای منطقه
۱۳۵	۸-۵- سنگهای رسوبی

فصل ششم: ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب و سن سنجی

۱۳۸	۱-۶- مقدمه
۱۳۹	۲-۶- نامگذاری با استفاده ترکیب شیمیایی
۱۳۹	۱-۲-۶- نامگذاری با استفاده از مجموع آلکان در مقابل سیلیس
۱۳۹	۲-۲-۶- نامگذاری با استفاده از نمودار $R_1 - R_2$
۱۴۲	۳-۶- ژئوشیمی سنگ ها
۱۴۲	۱-۳-۶- بررسی تغییرات عناصر اصلی
۱۴۷	۲-۳-۶- بررسی روند تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی
۱۴۸	۱-۲-۳-۶- روند تغییرات عناصر کمیاب براساس نمودارهای دو متغیره (تیپ هارکر)
۱۵۵	۲-۲-۳-۶- روند تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی براساس نمودارهای عنکبوتی
۱۵۵	الف- روند تغییرات عناصر کمیاب (REE)
۱۶۰	ب- روند تغییرات عناصر ناسازگار (چند عنصری)

۱۶۴	۴-۶- سن سنجی U-Pb
۱۶۹	۵-۶- ژئوترموبارومتری (برآورد دما و فشار)
۱۶۹	۱-۵-۶- ژئوبارومتری (برآورد فشار)
۱۷۰	۲-۵-۶- ژئوترموومتری (برآورد دما)
۱۷۱	۳-۵-۶- جمع بندی ترومومتری

فصل هفتم: میزان بور در کانی های سنگ ساز

۱۷۳	۱-۷- مقدمه
۱۷۴	۲-۷- مقدار بور در سنگهای آذرین معمولی
۱۷۴	۱-۲-۷- سنگ های الترامافیک
۱۷۵	۲-۲-۷- سنگ های گابرویی و بازیکی
۱۷۸	۴-۲-۷- دیوریت ها و آندزیت ها
۱۷۹	۵-۲-۷- سنگهای گرانیتی و سنگهای خروجی معادل آن
۱۸۲	۳-۷- رسوبات و سنگ های رسوبی
۱۸۳	۱-۳-۷- سنگ آهک و دولومیت ها
۱۸۴	۲-۳-۷- ماسه، ماسه سنگ و رسوبات سیلیسی
۱۸۷	۴-۷- فراوانی بور در انواع سنگهای دگرگونی معمولی
۱۸۷	۱-۴-۷- دگرگونی تماسی
۱۸۸	۲-۴-۷- دگرگونی ناحیه ای
۱۸۹	۵-۷- پراکندگی جهانی بور
۱۸۹	۶-۷- رفتار بور در فرایندهای ژنز ماگمایی
۱۹۰	۷-۷- رفتار بور در طول هوازدگی و آلتراسیون سنگها
۱۹۱	۸-۷- مقدار بور در آبهای سطح قاره ها
۱۹۲	۹-۷- مقدار بور در آبهای گرمابی

فصل هشتم: بحث و نتیجه گیری

۱۹۳	۸-۱- مقدمه
۱۹۳	۸-۲- بحث و بررسی زمین شناسی منطقه
۲۰۱	۸-۳- ویژگی های هیدروژئولوژیکی
۲۰۷	۸-۴- واکنش متقابل سنگ - آب در رابطه با منشاء بور
۲۰۹	۸-۵- جمع بندی کلی
۲۱۰	۸-۶- راهکارها و پیشنهادات
۲۱۳	منابع

صفحه

فهرست شکل ها

۶	شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه
۷	شکل ۱-۲، نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰ منطقه و راههای ارتباطی آن
۲۶	شکل ۱-۲: موقعیت محدوده مورد مطالعه
۳۸	شکل ۲-۲: موقعیت تقریبی محدوده مورد مطالعه
۳۹	شکل ۲-۳: واحدهای سنگی و ارتباط آنها با یکدیگر
۴۰	شکل ۲-۴- راهنمای نقشه زمین شناسی، ورقه سلماس
۴۱	شکل ۲-۵- راهنمای نقشه زمین شناسی، ورقه تسوج
۴۲	شکل ۲-۶: دور نمای کلی از محل چشمه های آبگرم
۴۳	شکل ۲-۷: رخنمون سنگهای دگرگونی منطقه
۴۵	شکل ۲-۸: رخنمون سنگهای منطقه قره باغ
۴۵	شکل ۲-۹: بخش فلسیکی و رخنمون رگه های اسیدی
۴۶	شکل ۲-۱۰: تصاویر توده های منطقه قره باغ
۴۷	شکل ۲-۱۱- تصاویر توده های منطقه
۴۸	شکل ۲-۱۲- لایه های مختلف شیلی اطراف آب گرم
۴۹	شکل ۲-۱۳- نحوه برداشت نمونه ها
۴۹	شکل ۲-۱۴- وسایل برداشت و اندازه گیری نمونه ها

۴۹	شکل ۲-۱۵- لایه های رسوبی اطراف چشمه آبگرم
۵۰	شکل ۲-۱۶- نحوه نمونه برداری از تشکیلات مختلف زمین شناسی
۵۰	شکل ۲-۱۷- دره اصلی چشمه آبگرم که بیشترین آلودگی به بور در آن دیده شده است
۵۱	شکل ۲-۱۸- نمونه ها بعد از انتقال به آزمایشگاه و شسته شدن برش داده شدند
۵۱	شکل ۲-۱۹- پلاک های کوچک از نمونه های سنگی بزرگ
۷۹	شکل ۴-۲- نقشه موقعیت محدوده چشمه آبگرم
۸۰	شکل ۴-۳- نقشه زیرحوضه های رودخانه آبگرم و خرخره چای
۸۱	شکل ۴-۴- موقعیت سرشاخه های رودخانه آبگرم در حوالی روستای آبگرم
۹۴	شکل ۴-۵- نقشه وضعیت آب زیرزمینی منطقه از نظر آلودگی بور
۹۵	شکل ۴-۶- نقشه موقعیت گسل های موجود در منطقه
۹۷	شکل ۴-۷- تاثیر عنصر بور در گیاهانی
۹۷	شکل ۴-۸- تاثیر خشکسالی در باغات دشت قره باغ
۹۸	شکل ۴-۹- محل خروج چشمه های آلوده به بور با درصد بالا
۹۸	شکل ۴-۱۰- تصویر پانورومایی از چشمه آبگرم
۹۸	شکل ۴-۱۱- آثار تاسیسات قدیمی و جدید اقامتی جدید
۹۹	شکل ۴-۱۲- چشمه های آبگرم بردار منطقه
۱۰۰	شکل ۴-۱۳- تصاویری از منطقه
۱۰۱	شکل ۴-۱۴- تصاویری از منطقه
۱۰۱	شکل ۴-۱۵- دور نمایی زیبا از دشت قره باغ در فصل بهار
۱۰۲	شکل ۴-۱۶- (A, B) چاه عمیق روستای قره باغ
۱۰۷	شکل ۵-۱- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای منطقه قره باغ
۱۰۸	شکل ۵-۲- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای منطقه قره باغ
۱۰۹	شکل ۵-۳- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای منطقه قره باغ
۱۱۱	شکل ۵-۴- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای منطقه قره باغ
۱۱۴	شکل ۵-۵- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای منطقه قره باغ
۱۱۵	شکل ۵-۶- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای دیوریتی منطقه
۱۲۱	شکل ۵-۷- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای دگرگونی منطقه
۱۲۰	شکل ۵-۸- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای دگرگونی منطقه
۱۲۷	شکل ۵-۹- تصاویر میکروسکوپی از اسیدی منطقه

- شکل ۵-۱۰- تصاویر میکروسکوپی از بازالت‌های منطقه آبگرم ۱۳۱
- شکل ۵-۱۱- (A, B) سرپنتینیته شدن در سنگها ۱۳۲
- شکل ۵-۱۲- (A) سرسیتی شدن (B) سرپنتینیته شدن ۱۳۳
- شکل ۵-۱۳- اثرات متاسوماتیسم در سنگهای منطقه ۱۳۵
- شکل ۵-۱۴- تصاویر دستی و میکروسکوپی نمونه های رسوبی اطراف چشمه آبگرم ۱۳۶
- شکل ۵-۱۵- تصاویر دستی و میکروسکوپی نمونه های رسوبی اطراف چشمه آبگرم ۱۳۷
- شکل ۶-۱- نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ۱۴۱
- شکل ۶-۲- نمودار $\text{R}_1\text{-R}_2$ جهت نامگذاری سنگها (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰) ۱۴۱
- شکل ۶-۳- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 ۱۴۵
- شکل ۶-۴- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO ۱۴۶
- شکل ۶-۵- نمودار دو تایی تغییرات (A) Fe_2O_3 و (B) P_2O_5 در برابر TiO_2 ۱۴۷
- شکل ۶-۶- نمودارهای دو تایی تغییرات عناصر کمیاب انتخابی در برابر SiO_2 ۱۵۳
- شکل ۶-۷- نمودارهای دو تایی، تغییرات عناصر کمیاب انتخابی در برابر MgO ۱۵۵
- شکل ۶-۸- الگوهای REE سنگ های مافیک قره باغ، عادی شده با گوشته ۱۵۹
- شکل ۶-۹- الگوهای REE سنگ های گرانیتوئیدی، عادی شده با گوشته ۱۵۹
- شکل ۶-۱۰- الگوهای REE سنگ های اطراف چشمه آبگرم، عادی شده با گوشته ۱۶۰
- شکل ۶-۱۱- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب سنگهای قره باغ ۱۶۳
- شکل ۶-۱۲- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب سنگهای مافیک اطراف چشمه آبگرم ۱۶۳
- شکل ۶-۱۳- تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن های ۱۶۶
- شکل ۶-۱۴- نمودارهای کنکوردیا ۱۶۸
- شکل ۶-۱۵- نمودار Al^{tot} در برابر $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ۱۷۰
- شکل ۷-۱- پراکندگی بور در سنگهای دگرگونی مجاورتی ۱۸۷
- شکل ۸-۱- نیمرخ زمین شناسی از منطقه آبگرم ۱۹۸
- شکل ۸-۲- مدل ساده شده برای آبهای گرم منطقه مورد مطالعه ۲۰۹

صفحه	فهرست جداول
۶۳	جدول ۱-۳- خواص فیزیکی و شیمیایی عنصر بور
۶۴	جدول ۲-۳- ترکیب شیمیایی برخی از کانیه‌های مهم بوراته
۶۴	جدول ۳-۳- کانی های مهم بوراته بدون آب
۷۳	جدول ۴-۳- تحمل نسبی محصولات کشاورزی به بور (ماس، ۱۹۸۴)
۸۲	جدول ۱-۴- آورد ماهانه و سالانه رودخانه خرخره در ایستگاه تمر در دوره ۲۷ ساله (m^3/sec)
۸۵	جدول ۲-۴- مقدار یون ها و عناصر کمیاب در آب دریاچه ارومیه
۸۰	جدول ۳-۴- مقدار عنصر بور در نمونه های آب برداشت شده از محدوده
۹۰	جدول ۵-۴- مساحت اراضی دارای آب زیرزمینی آلوده به بور در غلظت های مختلف
۹۱	جدول ۶-۵- نتیجه تجزیه شیمیایی آب شرب مجتمع قره باغ
۹۱	جدول ۷-۵- نتیجه تجزیه شیمیایی آب چشمه آبگرم
۹۲	جدول ۸-۵- کاتیونهای موجود در چشمه زین دشت
۹۳	جدول ۹-۵- آنیونهای موجود در چشمه زین دشت
۹۳	جدول ۱۰-۵- جدول کاتیونها موجود در چشمه زین دشت
۹۳	جدول ۱۱-۵- آنیونهای موجود در چشمه زین دشت
۹۳	جدول ۱۲-۵- کاتیونها موجود در چشمه زین دشت
۹۳	جدول ۱۳-۵- آنیونهای موجود در چشمه زین دشت
۱۴۰	جدول ۱-۶- نتایج تجزیه عناصر اصلی (بر حسب درصد) و کمیاب (بر حسب ppm)
۱۵۶	جدول ۲-۶- نتایج تجزیه شیمیایی ICP سنگ کل
۱۶۷	جدول ۳-۶- تعدادی از نقاط منتخب سن سنجی شده بروش U-Pb
۱۷۲	جدول ۴-۶- خلاصه برآورد دمای توده های نفوذی منطقه مورد مطالعه و مناطق اطراف
۱۷۵	جدول ۱-۷- بور در سنگهای الترامافیک
۱۷۶	جدول ۲-۷- بور در سنگهای نفوذی و سنگهای آتشفشانی مافیک
۱۷۷	جدول ۳-۷- بور در نفوذی های و آتشفشانی آلكالی
۱۷۸	جدول ۴-۷- بور در سنگهای نفوذی و آتشفشانی متوسط
۱۸۰	جدول ۵-۷- بور در سنگهای گرانیتی
۱۸۲	جدول ۶-۷- بور در قطعات کانیاپی سنگهای گرانیتی
۱۸۳	جدول ۷-۷- مقدار متوسط بور در انواع سنگهای رسوبی
۱۸۳	جدول ۸-۷- بور در سنگ آهکها و دولومیت ها
۱۸۵	جدول ۹-۷- بور در ایلیت های رسوبی
۱۸۶	جدول ۱۰-۷- بور در ماسه، ماسه سنگ و گری واک
۱۸۸	جدول ۱۱-۷- بور در سنگهای دگرگونی ناحیه ای
۱۸۹	جدول ۱۲-۷- مقدار بور در سنگهای ماگمایی پوسته قاره ای بالایی
۱۹۱	جدول ۱۳-۷- بور در آبهای طبیعی

فصل اول

کلیات

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

بررسی و تشریح تکوین مسائل زمین شناسی ایران و منطقه مورد مطالعه مستلزم استفاده از آخرین متدهای صحرایی و آزمایشگاهی است. این اطلاعات در شناخت بهتر زمین شناسی منطقه و ساختارهای موجود کمک می کند و شناخت بهتر از نقش پدیده های زمین شناسی بر منابع آبی و کیفیت آنها را باعث می گردد. وجود آلودگی در آبهای زیرزمینی و سطحی منطقه قره باغ و دشت سلماس، ما را بر آن داشت تا با دیدی جدید و از یک زوایه بازتر به مسائل زمین شناسی نگریسته شود. چرا که در جستجوی سوابق مطالعات پیشین در ناحیه متوجه شدیم که مطالعات زمین شناسی در مورد این مسئله نه تنها در منطقه بلکه در ایران صورت نگرفته است. بر کسی پوشیده نیست که عامل اصلی در کیفیت آبهای زیرزمینی تاثیر پدیده های زمین شناسی می باشد. با رجوع به سوابق موجود، می توان متوجه جای خالی تاثیر زمین شناسی بعنوان آلوده کننده اصلی بر منابع آبی شد. مطالعات عمده انجام شده، عموماً بر روی مسائل کیفیت آبها و تاثیر آن بر مسائل زیست محیطی، میزان و مقدار منابع آبی است و کمتر از نقش پدیده های زمین شناسی در آنها بحث شده است.

آب یکی از بزرگترین چالش های قرن حاضر است که می تواند سر منشاء بسیاری از تحولات مثبت و منفی جهان قرار گیرد. ۹۶/۵ درصد از کل آب کره زمین در دریاها و اقیانوسها و مابقی ۱/۷ درصد در سفره های زیر زمینی ۱/۷ درصد در یخچالهای قطبی و ۱/۰ درصد در سطح است. از این ۱/۰ درصد آب در سطح ۱۲۹۰۰ کیلو متر مکعب یا حدود یک صد هزارم کل آب کره زمین در اتمسفر است. ۲/۵ درصد از کل آب های زمین شیرین است که حدود ۶۸/۶ درصد آن به صورت جامد در یخچالهای قطبی و قله کوه ها قرار دارد.

۱۵ درصد در زیر زمین در عمق ۶۰۰ متری و ۱۵ درصد در عمق بیش از ۶۰۰ متری قرار گرفته است. ۰/۰۰۶ درصد از کل آبهای شیرین در رودخانه ها جاری است و آبهای بیولوژیکی ۰/۰۰۳ درصد در اندام حیوانات و گیاهان قرار گرفته است.

منابع آب در اثر بهره برداری، استفاده بی رویه و یا عبور از مکانهای آلوده همواره در معرض آلودگی و با کاهش کیفیت بوده است. مصرف رو به رشد در تمامی عرصه های مصرف اعم از شرب، صنعت، خدمات و کشاورزی پیامدهای تغییر و کاهش کیفیت را به دنبال دارد. در حال حاضر حدود ۲۹ میلیارد متر مکعب از پساب های کشاورزی و شهری و صنعتی کنترل نشده وجود دارد که خطر بالقوه ای برای کاهش کیفیت منابع آب است و پیش بینی می شود این روند در سال ۱۴۰۰ به حدود ۴۰ میلیارد متر مکعب برسد. تبعات کاهش کیفیت و آلودگی منابع آب باعث شیوع بیماری های مختلف است. کاهش آلودگی منابع آب با کاهش آلاینده ها امکان پذیر است. زمین های آلوده، زباله ها، فاضلاب ها، پساب ها، مواد شوینده، سموم دفع آفات و کود های شیمیایی و .. از آلاینده های مهم آب هستند.

امروزه مدیریت منابع طبیعی پایه و اساس توسعه پایدار جوامع بشری بوده و از این میان مدیریت منابع آبهای زیرزمینی، به عنوان یکی از حیاتی ترین منابع آب در کشوری مثل ایران که از جمله مناطق خشک و نیمه خشک جهان است، به شمار می رود. با توجه به محدود بودن منابع آب شیرین، افزایش روزافزون جمعیت و گسترش صنایع مختلف مشکلات دسترسی به منابع آب کافی دو چندان شده است و در این راستا لازم است که تمهیدات لازم جهت جلوگیری از کاهش افت آبهای زیرزمینی و آلودگی های ناشی از سفره های شور ساحلی، آلودگیهای نیترا ته ناشی از کشاورزی و خانگی و آلودگی ناشی از پدیده های زمین شناسی به عمل آید.

فلات ایران به ویژه نواحی مختلف ایران از اقلیم های متفاوتی تشکیل شده است، در حالی که در نواحی جنوبی آن در تابستان گرما به ۵۰ درجه بالای صفر می رسد، نواحی اطراف دریای خزر، آب و هوای مرطوب را از سر می گذرانند. در این میان یکی از مهمترین شاخص های تفاوت اقلیم ها مسأله آب است. بررسی اجمالی وضعیت منابع آبی ایران و از جمله منابع زیرزمینی آن، ما را بر این باور استوارتر می کند که می بایست منابع آبی موجود کشور حفظ و حراست شوند.

برابر گزارش های تحلیلی موجود، وضعیت سفره های آب زیرزمینی در اغلب دشت های کشور در وضعیت مطلوب نبوده و تعدادی نیز بحرانی هستند. بر اساس آمار سال آبی ۸۲-۱۳۸۱ حدود ۷۴/۶ میلیارد مترمکعب آب از طریق چاه ها، چشمه ها و قنوات از منابع آب زیرزمینی کشور استحصال می شود که حدود ۶۰ درصد آب استحصالی از طریق بیش از چهارصد و پنجاه هزار حلقه چاه است. هر چند فقط ۲۸ درصد چاه های موجود کشور عمیق است اما میزان بهره برداری از این چاه ها بیش از ۶۹ درصد تخلیه کل چاه های کشور را شامل می شود و از کل تعداد چاه های موجود حدود ۲۶۸ هزار حلقه در مناطق آزاد و ۱۹۰ هزار

حلقه در مناطق ممنوعه حفر شده است. تعداد زیادی محدوده جزو مناطق ممنوعه بوده با این حال حدود شش میلیارد مترمکعب آب در دشت های کشور کسری مخزن وجود دارد که رقم قابل توجهی است. آب ماده ای فراوان در کره زمین است. به شکل های مختلفی همچون دریا، باران، رودخانه و... دیده می شود. آب در چرخه خود، مرتباً از حالتی به حالت دیگر تبدیل می شود، اما از بین نمی رود. هر گونه حیات محتاج آب می باشد. انسان ها از آب آشامیدنی استفاده می کنند، یعنی آبی که کیفیت آن مناسب سوخت و ساز بدن باشد. با رشد جمعیت، منابع آب طبیعی در حال تمام شدن هستند و این مسئله، سبب نگرانی بسیاری از دولت ها در سراسر دنیا شده است. گاهی بدلیل مشکلات کمبود آب، این ماده را جیره بندی می کنند تا مصرف آن را تعدیل نمایند.

۱-۲- ضرورت و اهداف طرح

موارد مختلفی از آلودگی آبها بویژه آبهای زیرزمینی به عناصر مختلف در ایران گزارش شده است ولی آلودگی به بور در ایران کمتر دیده شده و لذا در این زمینه مطالعات کمی صورت گرفته است. دشت سلماس و بویژه منطقه آغ زیارت یکی از معدود نقاطی از ایران است که آلودگی به بور در آن گزارش گردیده است. هر چند این منطقه از نظر ابعاد و بزرگی نسبت به مناطق دیگری از جهان مثل ترکیه و سواحل شرقی دریای مدیترانه کوچک و محدود است و یک مشکل منطقه ای حساب می شود، ولی با توجه به اهمیت روزافزون آب در زندگی و سلامتی انسانها بایستی به این مسئله دقت شود. دشت سلماس یکی از مناطق غنی استان آذربایجان غربی از نظر منابع آبی بویژه آب زیرزمینی بشمار می رود. برداشت آب زیرزمینی در این دشت نیز در سالهای اخیر گسترش زیادی یافته است. در منطقه مورد مطالعه که در قسمت جنوب شرقی سلماس قرار دارد، از چاه های عمیق و نیمه عمیق برای برداشت آب زیرزمینی جهت مصارف کشاورزی و شرب استفاده می شود.

آبرسانی مجتمع قره باغ که شامل روستاهای آغ زیارت، قره باغ، نجف آباد، قالدچی، گورچین قلعه و مقیطالو می باشد از طریق دو حلقه چاه واقع در منطقه آغ زیارت و خان تختی سلماس تأمین می شود. آزمایشات نشان داد که مقدار عنصر بور در آب خیلی بیشتر از حد مجاز می باشد. آلودگی آب زیرزمینی این منطقه به بور یکی از مشکلات اساسی در بهره برداری از آن می باشد. به علت ایجاد مسمومیت بوسیله بور در بسیاری از گیاهان، خشک شدن درختان میوه، کاهش راندمان سایر محصولات و عوارض زیانبار آن در آب شرب، بررسی منشأ آلودگی و کنترل آن ضرورت پیدا می کند. در این پروژه سعی گردید تا با بررسی منابع آب تأثیر گذار در کیفیت و کمیت آبهای زیرزمینی منطقه آغ زیارت و آب انتقالی از دشت سلماس به دشت قره باغ، در صدد یافتن منشأ آلودگی و اتخاذ راهکارهای لازم با توجه به آخرین یافته های موجود در سایر کشورها باشیم.

با فهمیدن اینکه، منشاء اصلی این آلودگی کدام پدیده زمین شناسی است، می توان با اتخاذ راهکارهای مناسب و تدابیر لازم متناسب با آن، مانع از انتشار آلودگی شده و یا تدابیر دیگری اندیشید. این تحقیق می تواند بعنوان یک پایلوت، روشی باشد برای بررسی آلودگی های دیگر آبها در سطح استان و کشور، که از جمله می توان به آلودگی آبهای منطقه ماکو به فلور و یا آلودگی آبهای منطقه تکاب به آرسنیک نام برد. لذا با روشهای اتخاذ شده در این تحقیق، زمینه های مطالعاتی مختلف جهت بررسی سایر موارد مشابه در نقاط مختلف استان و نیز کشور بوجود خواهد آمد.

۱-۳- طرح موضوع و بیان مسئله

ماهیت، میزان و منشاء آلودگی به بور در این بخش از ایران، از جمله ابهامات موجود است و تا کنون هم مطالعه ای در این زمینه در ایران صورت نگرفته است. سنگ های منطقه مورد مطالعه بصورت سنگهای آذرین نفوذی، دگرگونی و رسوبی در کل منطقه رخنمون دارند. ما جهت مطالعه دقیق، پهنه ای بوسعت ۱۵۰ کیلومتر مربع از منطقه را مورد بررسی قرار دادیم. این وسعت زیاد برای این انتخاب گردید که مناطق مجاور را هم پوشش داده و تمام عوامل تاثیر گذار را شناسایی نمائیم. چرا که پدیده های زمین شناسی وسعت های زیادی را تحت تاثیر خود قرار می دهند. منطقه مورد مطالعه، بر اساس تقسیم بندی زون های ساختاری ایران در محل تلاقی دو زون ساختاری مهم ایران یعنی زون سنندج- سیرجان و ایران مرکزی واقع شده است. زون سنندج- سیرجان باریکه ای است بطول ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر که از غرب دریاچه ارومیه آغاز می شود و در یک راستای شمال غربی- جنوب شرقی تا گسل میناب ادامه می یابد (شکل ۳-۳). ویژگی های سنگی و ساختاری زون سنندج- سیرجان معرف یک گودی ژرف (Trough) و یا ریفت درون قاره ای در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. به همین جهت ویژگی های زمین شناختی آن با پهنه های مجاور تفاوت های آشکار دارد. گودال درون قاره ای سنندج- سیرجان تا جنوب شرقی ترکیه ادامه دارد که پس از تغییری در روند آن تا ماسیف بیتلیس ادامه می یابد (اشتوکلین، ۱۹۶۸). لذا می توان پذیرفت که زون سنندج- سیرجان دارای یک زمینه ساختاری اصلی است که از پرکامبرین پسین با ریفتینگ آغاز شده و در کوهزایی سیمرین پیشین با وارونگی زمین ساختی پایان یافته است (اشتوکلین، ۱۹۶۸).

زون سنندج- سیرجان یک کمربند دگرگونی در حد رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت است. این زون، شامل مجموعه های نفوذی چند فاز (multiple) است که سن سنجی های اندکی بویژه در بخش شمالی آن انجام شده است. توده های نفوذی شمال غرب این زون سنگهای کالک آلکالنی هستند که بیانگر زمان مزوزوئیک است، زیرا در این زمان نتوتتیس در جهت شمالغرب به زیر پلیت ایران ساداکت شده است (سپاهی، گارو، ۱۹۹۹، قلمقاش، ۲۰۰۲، احمدی- خلیج و همکاران، ۲۰۰۷). محل ساداکشن مربوطه، توسط نفوذی های کالک آلکلن و گدازه مشخص شده است (Agard و همکاران، ۲۰۱۱). بخش قابل

توجهی از سنگهای دگرگونی، ولکانیکی و پولوتونیک زون سنندج- سیرجان، دگرشکل شده اند (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰). تعداد اندکی برونزد با پی سنگ پرکامبرین در زون دگرگونی سنندج- سیرجان گزارش شده است، که می توان به مناطق تکاب، مهاباد و گلپایگان اشاره کرد. توده های آذرین نفوذی زیادی بطور پراکنده در شمالغرب زون سنندج- سیرجان برونزد دارند، که مطالعات اندکی بر روی آنها صورت گرفته است. تعیین سن این توده ها می تواند اهمیت زیادی در روشن شدن زمان تشکیل، جایگیری و ارتباط آنها با رخدادهای زمین شناسی، موقعیت ژئودینامیکی، خاستگاه توده ها و در نهایت ارتباط آنها با یکدیگر در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان داشته باشد.

بیشتر سنگهای محدوده مورد مطالعه تا حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت دچار دگرگونی شده اند. علاوه بر دگرگونی ناحیه ای، دگرگونی مجاورتی در حد مرمر و اسکارن در بخش شمالی محدوده مورد مطالعه مشاهده می شود. مناطق قابل توجهی از منطقه در زونهای برشی، تکتونیزه و میلونیتی شده اند.

۱-۴- موقعیت جغرافیایی، ویژگیهای ریخت شناسی و راههای ارتباطی

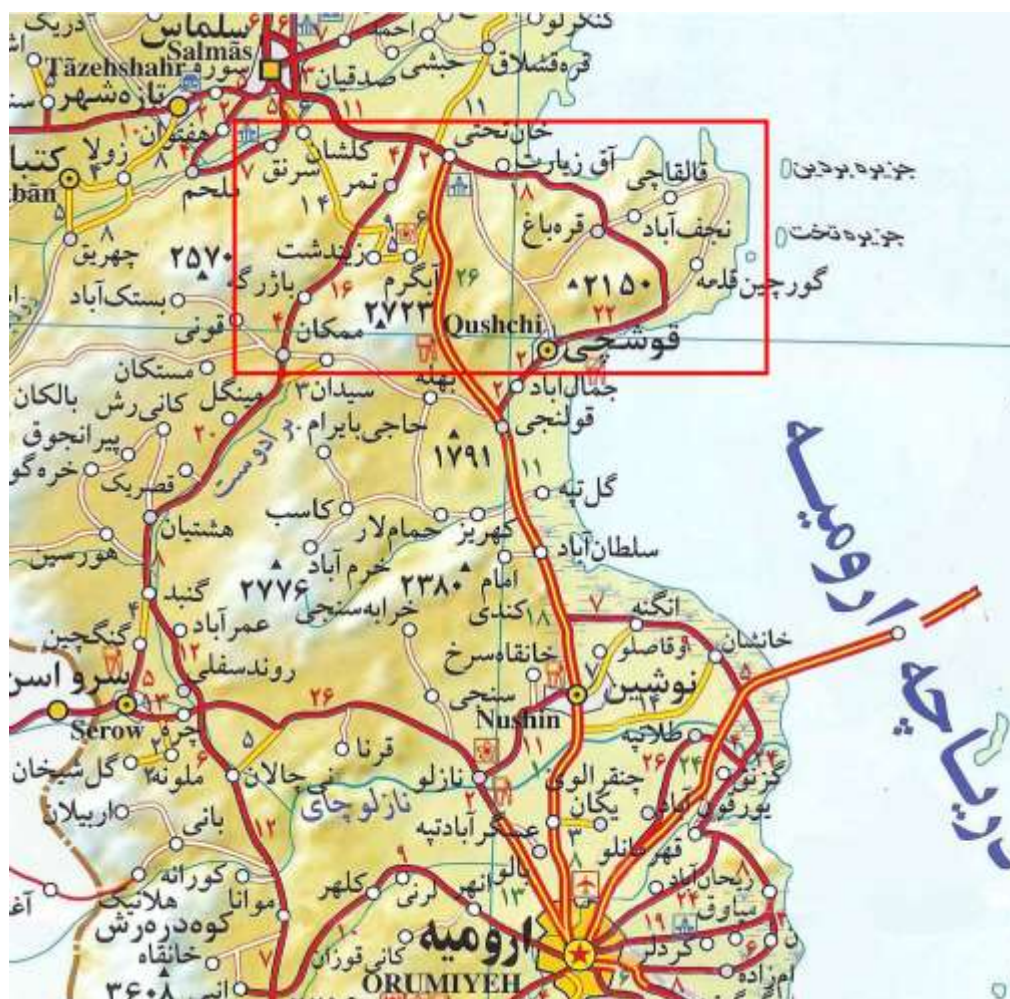
محدوده مورد مطالعه در شمال شهرستان ارومیه و جنوب شهرستان سلماس در استان آذربایجان غربی واقع شده است. فاصله از مرکز محدوده مطالعاتی تا شهر ارومیه ۸۰ کیلومتر است. مختصات جغرافیایی محدوده عبارت است از طولهای جغرافیایی 30° _ 45° و 44° شرقی عرض جغرافیایی و عرضهای جغرافیایی 30° _ 38° و 38° شمالی. مساحت محدوده مطالعاتی ۱۵۰ کیلومتر مربع می باشد. این محدوده در ورقه های توپوگرافی ۱/۱۰۰۰۰۰ تسوج و سرو قرار گرفته است. این منطقه از غرب به مرز ترکیه، از شرق به دریاچه ارومیه، از جنوب به شهر ارومیه و از شمال به شهر سلماس منتهی می گردد.

اهالی منطقه اکثراً آذری و شیعی مذهب هستند و تعدادی از روستاها مسیحی نشین می باشند. بخش غربی (روستای ایسی سو) محدوده اکثراً سنی شافعی هستند که با گویش شکاک صحت می کنند. مردمان این منطقه به دامداری و کشاورزی و در بعضی از موارد به معدنکاری اشتغال دارند، ولی پاره ای از مشاغل کاذب مثل قاچاق کالا با کشور ترکیه نیز دیده می شود. میزان کوچ از آبادی های منطقه به شهرهای بزرگتر بخصوص ارومیه در سالهای اخیر بیشتر شده است.

راههای ارتباطی محدوده، جاده های آسفالتی ارومیه - سلماس و ارومیه - قره باغ - سلماس (یا همان جاده دریا) می باشد. بعد از جاده اصلی با جاده های فرعی که خوشبختانه اکثراً ماشین رو هستند منتهی می شوند می توان به محدوده مورد بررسی دسترسی پیدا کرد. نقشه ۱-۱ موقعیت منطقه و راههای دسترسی به آنرا نشان می دهد.

این منطقه از غرب به دریاچه ارومیه و از شرق به ارتفاعات مرزی ایران و ترکیه محدود است. منطقه مورد مطالعه از نظر ریخت شناسی از دو بخش متمایز مرتفع و پست تشکیل شده است. بخش مرتفع این

ناحیه شامل رشته کوههای موجود در جنوب شرقی شیت سلماس (ارتفاعات قوشچی و قره باغ) و همچنین ارتفاعات اطراف کوه اوغان است. بلندترین قله آنها از سطح دریا ۲۷۰۰ متر فراز دارد. بخش پست که همان دشت سلماس است در حدود ۱۲۸۰ متر از سطح دریاهای آزاد ارتفاع دارد.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه



شکل ۱-۲، نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ منطقه و راههای ارتباطی آن

۱-۵- مورفولوژی محدوده مورد مطالعه

با توجه به وسعت زیاد محدوده مورد مطالعه، طبیعی است که شاهد وضعیت های توپوگرافی متنوعی باشیم. این منطقه محل برخورد دو رشته کوه البرز و زاگرس در شمال غرب ایران و همینطور محل برخورد زونهای زمین ساختی مختلف است. در زیر بطور خلاصه وضعیت توپوگرافی و واحدهای لیتولوژی را توضیح می دهیم. منطقه دارای ویژگیهای خاصی است که به تبعیت از ساختار زمین شناسی و واحدهای سنگی آن شکل گرفته است. با توجه به اینکه جنس سنگها فرق می کند، لذا فرسایش در واحدهای سنگی مختلف، متفاوت است. در قسمتهایی که رسوبی و آهکی است به علت فرسایش شدید، دره ها غالباً عمیق با عرض کم بوده و شیب دامنه ها تند می باشد و حرکت آنها بسیار مشکل است. در مناطقی که توده های نفوذی گسترش بیشتری دارند، شدت فرسایش کمتر است و قدرت تخریبی آب کمتر بوده است و دره های این منطقه با عرض زیاد و عمق کم می باشد. شیب توپوگرافی در این منطقه کم تا متوسط می باشد. منطقه مورد مطالعه از نظر ریخت شناسی از دو بخش متمایز مرتفع و پست تشکیل شده است. بخش مرتفع این ناحیه شامل رشته کوههای موجود در جنوب شرقی ورقه سلماس (ارتفاعات قوشچی و قره باغ) و همچنین ارتفاعات اطراف کوه اوغان است. بلندترین قله آنها از سطح دریا ۲۷۰۰ متر فراز دارد. بخش پست که همان دشت سلماس است در حدود ۱۲۸۰ متر از سطح دریاهای آزاد ارتفاع دارد.

روند عمومی کوهها در بخش شرقی محدوده، شرقی - غربی و در بخش غرب محدوده، شمال شرق - جنوب غرب می باشد. واحد سنگ های رسوبی با توجه به مقاومت کمتر در مقابل عوامل فرسایش و هوازدگی معمولاً به صورت کوههای کم ارتفاع و تپه ماهوری دیده می شوند، مگر در قسمت هایی که بصورت سنگ پوش در قسمت بالایی سنگ های آذرین و دگرگونی قرار گرفته باشند، بطوریکه سنگهای آهکی و دولومیتی پالئوزوئیک پائینی و پائوزوئیک بالایی ستیغ ارتفاعات را تشکیل می دهند. توده های آذرین به دلیل ماهیت مقاومی که در برابر عوامل طبیعی دارند، نقاط مرتفع را به شکل کوههای بلند تشکیل می دهند که از جمله می توان به توده های نفوذی قره باغ، قوشچی، ترشن، قره آغاج و غازان اشاره داشت. آبراهه های موجود در ارتفاعات بعد از اتصال با همدیگر تشکیل رودخانه های فرعی و اصلی از جمله زولا و نالوچای به دریاچه ارومیه می پیوندند. دهانه های خروج گدازه های آتش فشانی با گدازه های بازالتی بصورت بالشتی و منشورهای بازالتی در پیرامون روستای هشتیان بخوبی قابل مشاهده است.

سنگهای دگرگونی عمدتاً آمفیبولیتی بدلیل مقاوم بودن در برار فرسایش ارتفاعات بلندی را تشکیل داده اند. بخش اصلی این سنگها در قسمت میانی محدوده مورد بررسی با روند شمال شرق - جنوب غرب و با طول تقریباً ۱۶/۵ کیلومتر مجموعه مرتفعی را تشکیل داده اند که متشکل از سنگهای آمفیبولیتی می باشد. رسوبات مربوط به کواترنر با ضخامت زیاد در دشتهای و دره ها واقع شده اند.

۱-۶- شرایط آب و هوایی

شرایط خاص و موقعیت ویژه جغرافیایی محدوده مورد مطالعه باعث شده تا از آب و هوای معتدل و گرم برخوردار باشد. این منطقه دارای چهار فصل مختلف بوده و از زمستانهای سرد و مرطوب و تابستانهای گرم برخوردار است. توده های هوایی که منطقه را تحت تأثیر قرار می دهند از جمله هوای مرطوب مدیترانه و گاهی توده های هوای بسیار سرد سیبری است که از شمال می آید. اندازه بارندگی در زمستان به نسبت اندازه میانگین بارش سالانه زیاد و از اینرو است که زراعت دیم از رونق زیادی برخوردار است. حداقل و حداکثر دمای مشاهده شده در یک پریود ۳۰ ساله به ترتیب ۳۳- و ۴۴ درجه سانتیگراد است. میانگین آمار بارندگی سالیانه در طی برابر ۳۷۰ میلیمتر است. منطقه مورد مطالعه به علت کوهستانی بودن و ارتفاع زیاد از نظر آب و هوایی جزء مناطق سردسیر کشور محسوب می شود. دریاچه ارومیه در تعدیل آب و هوای این منطقه موثر است. پوشش گیاهی منطقه عمدتاً شامل مراتع پوشیده از گیاهان علفی یک ساله بوده، و در برخی مناطق درختچه های کوتاه نیز مشاهده می شود.

۱-۷- مطالعات پیشین

با رجوع به منابع متعدد، مشخص گردید که مطالعه ای بر روی منشاء آلودگی بور صورت نگرفته است، که شاید یکی از دلایل آن تا کنون عدم کمبود منابع آبی در منطقه باشد. تعداد محدود مطالعات انجام یافته نیز بیشتر در جهت تهیه نقشه زمین شناسی و یافتن پتانسیل های معدنی و طرح های اکتشافی سازمان زمین شناسی کشور، بوده است. در زیر به آنها اشاره می گردد.

— نقشه زمین شناسی ۱: ۲۵۰/۰۰۰ چهارگوش سرو به همراه گزارش زمین شناسی مربوطه، که در سال ۱۳۶۷ توسط ع. حقی پور و ع. آقانباتی تهیه و چاپ شده است.

— نقشه زمین شناسی ۱: ۱۰۰/۰۰۰ ورقه تسوج به همراه گزارش زمین شناسی مربوطه که در سال ۱۹۹۳ توسط ا. ا. خداپنده و ع. امینی فضل تهیه و چاپ شده است.

— نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه سرو (گنگچین) به همراه گزارش زمین شناسی مربوطه که در سال ۱۳۸۳ توسط سبزه ای و محمدیها تهیه شده است.

— پترولوژی و ژئوشیمی توده های نفوذی مافیک - الترامافیک منطقه قره باغ - قوشچی و سرو واقع در شمال غرب ایران، منیژه اسدپور، در راستای رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۹۲

- پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای اولترامافیک تا متوسط منطقه قوشچی (ارومیه)، منیژه اسدپور، در راستای پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۷۹

- بررسی منشأ آلودگی آبهای زیرزمینی منطقه آغ زیارت سلماس و نحوه کنترل آن، مهدی جعفری باری، در قالب طرح تحقیقاتی کمیته تحقیقات شرکت سهامی آب منطقه ای آذر بایجان غربی

۱-۸- هدف از مطالعه

در هر مسئله علمی و تحقیقی هدف، از بین بردن ابهامات و پیچیدگیهای مسئله تا حد ممکن است. علت انتخاب این منطقه بعنوان یک پروژه تحقیقاتی رسیدن به اهداف و پاسخ به سوالاتی بود که جواب نداشتند. خدا را شاکرم که این فرصت را در اختیار من قرار داد تا موفق به رسیدن به پاسخ بخشی از این سوالات باشم.

شاید به این خاطر که بشر همواره به دنبال استفاده بهینه از منابعی است که در زمین قرار دارد، هدف اصلی را در یک جمله بتوان گفت استفاده بهینه از این منابع آبی و شناخت منابع تاثیر گذار بر آن. با توجه به محدود بودن منابع آب شیرین، افزایش روزافزون جمعیت و گسترش صنایع مختلف مشکلات دسترسی به منابع آب کافی، دو چندان شده است، در این راستا لازم است که تمهیدات لازم جهت جلوگیری از کاهش افت آبهای زیرزمینی و آلودگی های ناشی از سفره های شور ساحلی، آلودگیهایی مثل بور، فلوراید، آرسنیک و اتخاذ گردد. بور از نظر بیولوژیکی یک عنصر حیاتی و اصلی می باشد، اما در تمرکزات بالا برای گیاهان و انسان مضر بوده و بعنوان یک عنصر سمی بحساب می آید. مطالعه میزان بور در آبهای سطحی و زیرزمینی برای مدیریت منابع آب لازم و مفید است. عامل اصلی آلودگی آبهای منطقه به بور بطور کلی ناشناخته بوده و با دست یابی به این واقعیت که منشأ اصلی این آلودگی کدام پدیده زمین شناسی است، می توان با اتخاذ راهکارهای مناسب و تدابیر لازم متناسب با آن، مانع از آلودگی آنها شده و یا تدابیر دیگری اندیشید. هیچ مطالعه علمی در مورد منشأ زمین شناسی بور در منطقه صورت نگرفته است. این تحقیق در واقع اولین تحقیق علمی صورت گرفته نه تنها در منطقه بلکه در ایران است. هدف از این تحقیق در واقع فراهم آوردن یک ارزیابی کلی در مورد منشأ سیالات گرمایی، بویژه منشأ مقادیر بالای بور حل شده در آبهای ترمال منطقه است. این تحقیق می تواند روشی باشد برای بررسی آلودگی های دیگر آنها در سطح استان و کشور، که از جمله می توان به آلودگی آبهای منطقه ماکو به فلور و یا آلودگی آبهای منطقه تکاب به آرسنیک نام برد. لذا با روشهای اتخاذ شده در این تحقیق، زمینه های مطالعاتی مختلف جهت بررسی سایر موارد در نقاط مختلف استان و نیز کشور بوجود خواهد آمد.

اهداف کلی این طرح را می توان در موارد زیر خلاصه کرد

- شناسایی منطقه یا مناطق آلوده به بور در محدوده مورد پژوهش
- بررسی خصوصیات صحرایی و پتروگرافی انواع سنگهای منطقه
- بررسی های ژئوشیمیایی جهت تعیین ماهیت سنگهای منطقه، زمان تشکیل و تاثیر بر آبهای منطقه
- مطالعه جامع زمین شناسی محدوده و مقایسه آن با مناطق دیگر مخصوصا ترکیه
- تعیین سن تشکیل مجموعه های آذرین منطقه و سن جایگیری آن
- ارائه راهکارهای لازم

۹-۱- روش مطالعه و تحقیق

با توجه به وسعت زیاد منطقه و تنوع زیاد سنگها در محدوده مورد مطالعه، در ابتدا لازم بود تا قبل از مطالعات صحرایی، بررسی دقیقی از منطقه با استفاده از نقشه ها و کارهای قبلی انجام گردد، تا حداکثر استفاده بهینه از وقت شده باشد. لذا در ابتدا نقشه های توپوگرافی و زمین شناسی و مقالات مربوطه تهیه گردید. سپس بررسی دقیق منطقه با استفاده از نرم افزار Google earth صورت گرفت. بر اساس این مطالعات برنامه ریزی لازم جهت نمونه برداری و زمان لازم برای بررسی صحرایی انجام شد. بازدید از منطقه در دو مرحله زمانی صورت گرفت. در سال ۱۳۸۸ مرحله اول عملیات صحرایی شروع شد، بعد از برداشت هر نمونه سعی شد، توصیف مکانی آن نمونه و زمین شناسی محدوده یادداشت گردد. علاوه بر اینکه موقعیت هر نمونه با GPS علامت گذاری می شد، عکس های لازم از زوایای مختلف گرفته می شد و در جاهایی که لازم بود فیلم برداری هم انجام می گرفت. با توجه به اینکه اولین مرحله نمونه برداری در فصل زمستان صورت گرفت، بارش برف و باران سطح سنگها را تمییز کرده بود، مشاهده بافت و ساخت های روی زمین خیلی خوب امکان پذیر بود. بازدید دوم در تابستان ۱۳۹۳ انجام شد که صرفا جهت نمونه برداری از منابع آب و مشاهده تغییرات ایجاد شده صورت گرفت.

در مرحله اول از نمونه های مختلف سنگی و ساختارهای زمین شناسی به تعداد ۲۰۰ نمونه بصورت سیستماتیک جمع آوری شد. موقعیت نمونه ها با استفاده از GPS تعیین و روی نقشه های توپوگرافی و زمین شناسی پیاده گردیدند. نمونه ها بعد از انتقال به آزمایشگاه مورد بررسی میکروسکوپی قرار گرفتند، سپس برای بررسی میکروسکوپی تعداد ۱۵۰ نمونه مقطع نازک تهیه گردید. این نمونه های با میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفتند در این بررسی بعد از تشخیص نوع کانیهای تشکیل دهنده اسم علمی سنگ مشخص گردیده و نمونه های لازم برای آنالیزهای شیمیایی و سن سنجی انتخاب گردیدند. بعد از این مرحله نمونه های انتخاب شده به دانشگاه LMU در کشور آلمان ارسال گردید. در کشور آلمان دوباره مقاطع میکروسکوپی با میکروسکوپ خیلی پیش رفته مطالعه شدند و نمونه های لازم برای آنالیزهای XRF، سن سنجی ICP مشخص گردیدند. نمونه های XRF و مایکروپروپ در کشور آلمان انجام گردیدند، نمونه های سن سنجی به دانشگاه گوته آلمان و نمونه های ICP (۳۷ نمونه) به دانشگاه Stellenbosch آفریقای جنوبی ارسال گردیدند.

بررسی عناصر اصلی و فرعی (شیمی کل سنگ) ۱۵۰ نمونه از انواع سنگها انتخاب و بروش XRF و استاندارد در دانشگاه LMU مونیخ انجام گردید. مقادیر LOI بعد از اینکه پودر نمونه ها به مدت ۱۲ ساعت در 1050°C نگهداری شدند، اندازه گیری گردیدند. عناصر اصلی و فرعی هم به روش تهیه قرصهای شیشه ای و هم قرصهای واکس از پودر نمونه ها بررسی شدند.

برای سن سنجی ۱۱ نمونه از سنگهای مختلف منطقه مورد مطالعه انتخاب گردیدند (۵ نمونه از انواع گابروها، ۲ نمونه از دیوریت ها، یک نمونه از لویکوگرانیت، ۱ نمونه مونزوگرانیت، ۱ نمونه آلکالی گرانیت و ۱ نمونه میکروگابرو). بعلت کم بودن مقدار نمونه ها برای جدا کردن زیرکن ها ما از روش Shaking table استفاده

نکردیم، بلکه از روش Gold Pan استفاده شد. بدین ترتیب که بعد از خردایش نمونه ها و جدا کردن آنها در سایزهای $500 < 250 < 63\mu$ ، پودرهای با سایز بین ۶۳ تا ۵۰۰ را بصورت جداگانه با روش Gold pan شستشو دادیم، سپس با استفاده از دستگاه Franz magnetic separator ابتدا مگنتیت ها جدا شدند، سپس با افزایش درجه مغناطیس، پیروکسن و هورنبلند ها جدا گردیدند. در مرحله بعدی از سیالات سنگین (Heavy liquids) برای جدایش عناصر سنگین استفاده شد. در نهایت با استفاده از Handpicking در زیر میکروسکوپ بینوکولار، زیرکن ها را جدا نموده و مناسبترین دانه های زیرکن را برای مطالعه و آنالیز انتخاب کردیم. دانه های زیرکن بروش کاتدولومینسانس (CL) مطالعه و عکس برداری شدند. در نهایت سن سنجی به روش Laser Ablation بر روی دانه های زیرکن انتخاب شده، در دانشگاه گوته فرانکفورت انجام گردید.

حدوداً ۱۵۰۰ نقطه از کانی های سازنده سنگهای مختلف توده های منطقه مورد تجزیه کمی کانیایی میکروپروپ الکترونی (مدل CAMECA SX-100 با ولتاژ 12 Kv و شدت جریان 10 nA) در آزمایشگاه الکترن میکروپروپ دانشکده علوم زمین و محیط زیست دانشگاه LMU شهر مونیخ در کشور آلمان قرار گرفت. برای این کار از استانداردهای طبیعی برای کالیبراسیون استفاده گردید، که از نتایج تعدادی از آنها به عنوان نمونه های معرف و انتخابی مطالعه و شناسایی کانی های سازنده سنگ استفاده شد. متأسفانه بعثت تنوع و زیادی نمونه ها سنگی و همینطور محدودیت انجام آنالیز، امکان آنالیزهای ایزوتوپی امکان پذیر نشد. برای بررسی های هیدرولوژی از داده های جعفری باری (۱۳۸۸) برای میزان بور آبهای منطقه و حیدری (۱۳۹۰) برای شیمی آب چشمه آبگرم استفاده گردیده است.

فصل دوم

زمین شناسی ناحیه ای و

مطالعات صحرائی

فصل دوم

زمین شناسی ناحیه ای و مطالعات صحرایی

۲-۱- زمین شناسی ناحیه ای

محدوده مورد مطالعه، بخشی از زون زمین ساختی سنندج - سیرجان است که در نزدیکی مرز ترکیه قرار دارد. علوی نائینی (۱۹۷۲) این محدوده را محل برخورد زون ساختاری ایران مرکزی و سنندج - سیرجان می داند. بر اساس نوشته های نبوی (۱۳۵۵) این منطقه در زون خوی-مهاباد قرار دارد و دارای اختصاصات لیتولوژیکی زونهای ساختمانی ایران مرکزی، سنندج - سیرجان و البرز - آذربایجان است (شکل ۲-۱). اطلاعات موجود حکایت از آن دارد که این ناحیه به احتمال زیاد لبه پلات فرم پالتوزوئیک ایران مرکزی است، که در پالتوزوئیک بالایی (پیش از پرمین) ابتدا، مورد هجوم ماگماهای بازیک و اسید بوده و پی سنگ آن تحت تاثیر حرکتهای برشی شدید قرار گرفته که در نتیجه آن همه سنگهای پالتوزوئیک و توده های آذرین (گابرو و گرانیت) و هاله دگرگونی آنها میلونیتی شده اند. در واقع این ناحیه را می توان پایانه شمال غربی زون سنندج - سیرجان دانست.

۲-۱-۱- واحدهای سنگی

الف- واحدهای رسوبی

- سنگهای پرکامبرین

از نظر زمانی سنگهای پرکامبرین تا عهد حاضر در منطقه دیده می شود. قدیمی ترین برونزد ها منسوب به پرکامبرین و متشکل از سنگهای تخریبی- ولکانیکی و توده های نفوذی است که در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده اند، ولی در برخی بخش ها تا حد رخساره آمفیبولیتی نیز درجه دگرگونی افزایش می یابد. سنگهای منسوب به پرکامبرین شامل انواع گنایس، شیست، آمفیبولیت،

متاولکانیک و مرمر ها است (شکل ۲-۷). در نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ورقه سرو(حقى پور و آقانباتى، ۱۳۶۷)، این مجموعه تحت نام کمپلکس های ولکانیک، آمفیبولیت و گنایس نام برده شده است، حقى پور و آقانباتى (۱۹۷۳) بر اساس مطالعات انجام داده، بر این عقیده اند که بسیاری از این سنگها، پالئوزوئیک پائینی و پالئوزوئیک بالایی می باشند. کمپلکس سیلوانا شامل یک سری سنگ های دگرگونی درجه ضعیف است که بر روی مجموعه دگرگونی فوق قرار گرفته است (حقى پور و آقانباتى، ۱۹۷۳). بخش های شمالی این ناحیه به جای مجموعه سیلوانا، از فیلیت ها و اسلیت و ماسه سنگهای دگرگونه تشکیل شده است. مقدار کمی توف اسیدی دگرگونه نیز در این مجموعه دیده شده است که آنرا معادل سازند کهر معرفی نموده اند، ولی سن دقیق آن معلوم نیست. این واحد بطور عمده در جنوب و غرب دهکده سیلوانا دیده می شود.

سازند کهر P^{EK} : در جنوب غرب و همینطور در اطراف روستای قباخ تپه از ورقه سلماس در چند منطقه رخنمون هایی از سنگ های کم دگرگونه وجود دارد که بیشتر از جنس اسلیت و شیل های فیلیتی است و در لایه لایه هایی از سنگ های آتشفشانی بیشتر اسیدی و کمتر بازیک و نیز لایه های کم ضخامت دولومیت و آهک های با تبلور دوباره دیده می شود. رنگ دورنمای این واحد خاکستری گرائنده به سبز است.

در جنوب باختری ورقه دنباله این واحد به نقشه همجوار کشیده می شود ولی در جنوب روستای قباخ تپه (کوه قره داغ) ستبرای آن بیش از ۱۵۰ متر است که با همبری گسله بر روی واحد Mt^f جای گرفته است ولی در همه منطقه سازند باروت با ناپیوستگی همشیب بر روی واحد یاد شده نشسته است. به دلیل همسانی های لیتولوژیک و جای گیری آن در زیر نهشته های باروت، این واحد را می توان با سازند کهر مقایسه نمود.

- پالئوزوئیک

الف - پالئوزوئیک زیرین

کامبرین - سازند باروت Ebt

این سازند در منطقه قوشچی بصورت هورنفلس و دولومیت های دگرگونی رخنمون دارند. این دگرگونی بر اثر نفوذ گابرو، گرانیات و سینیت های قوشچی صورت گرفته است. پدیده میلونیتیزاسیون بعدی تمام آنها را میلونیتی کرده است.

در ورقه سلماس این واحد از دیدگاه لیتولوژی، شامل تناوبی از لایه های دولومیت، آهک، شیل های آرژلیتی میکاسه به رنگ قرمز، شبز و خاکستری است. لایه های دولومیت با ضخامت های گوناگون در بر دارنده گرهک و یا نوارهای پرتی و رگه های سیلیسی است. لایه های کربناته در

بخش های زیرین نسبت به بخش های زیرین کم است و بخش زیرین بطور عمده از شیل های ارغوانی با لایه های نازکی از دولومیت پدید آمده که بشدت پرت دار است. ضخامت این واحد بیش از ۲۰۰ متر بوده و بطور ناپیوسته، همشیب بر روی واحد P&K جای گرفته است و خود نیز بگونه ای همشیب و تدریجی در زیر نهشته های سازند زایگون EZ جای گرفته است

سازند زایگون (EZ) بر روی سازند باروت قرار گرفته است که بتدریج در بخش های بالایی به سازند لالون تبدیل می شود. مقطع تیپ آن در شمال کوه چهارشنبه (واقع در ورقه سرو) برونزد دارد. میلونیتیزاسیون بر روی سازندهای فوق نیز تاثیر گذاشته است. سازند لالون در حدود ۴۰۰ متر ضخامت داشته و بطور عمده از ماسه سنگ ارغوانی و قرمز رنگ تشکیل شده که در انتها به یک واحد کوارتزیت سفید رنگ (Top quartzite) ختم می شود. این واحد کوارتزیتی در حقیقت واحد بنیانی سازند میلا است. بر روی این مجموعه سازند میلا قرار گرفته است. بعد از کوارتزیت فوق، که در واقع پایه سازند میلا است، دولومیت و آهک های تریلوبیت دار دیده می شود، لذا سن این مجموعه را به کامبرین میانی تا بالایی نسبت داده اند (حقی پور و آقناباتی، ۱۳۸۳). برونزدی به نسبت کوچک از این واحد در ارتفاعات قره داغ در باختر روستای تمر دیده می شود که پدید آمده از شیل های قرمز و کمتر خاکستری رنگ میکاسه است. درون آن به ندرت لایه هایی از دولومیت های چرتدار نیز دیده می شود که مقدار آنها بسیار کم است. این واحد با ضخامتی بیش از یکصد متر با گذر تدریجی و همشیب به ماسه سنگ های قرمز رنگ سازند لالون (El) تبدیل می شود.

سازند لالون (El)

گسترش این واحد نیز در چند نقطه در جاده ارومیه - سلماس (جنوب شرق) ورقه دیده می شود که در برگیرنده ستبرایی بیش از ۲۰۰ متر از ماسه سنگ های قرمز رنگ آركوزی همراه با کمی از شیل های ارغوانی رنگ میکاسه است. ماسه سنگ های نازک تا متوسط لایه اند و گاه چینه بندی مورب در آنها دیده می شود. همبری آن با بخش زیرین (سازند زاگون) بطور کامل تدریجی است و مرز آنها از شروع ماسه سنگها مشخص می گردد. سازند میلا با قاعده کوارتزیتی سفید رنگ (base quartzite) بگونه همشیب ولی ناپیوسته بر روی آن جای می گیرد.

سازند میلا Em

سازند میلا با ضخامتی حدود یکصد متر شامل دولومیت های سیاه رنگ، ضخیم لایه، چرتدار است که در چند منطقه در جنوب ورقه سلماس گسترش دارد. چرتها به اشکال گوناگون نواری و گرهکی

به رنگ سیاه در سطح سنگها نمایانند. در قاعده این واحد ضخامتی بیش از ۵۰ متر کوارتزیت سفیدرنگ (Eq) دیده می شود که می توان به عنوان قاعده سازندی، گویای پیشروی یک دریای کم عمق در کامبرین میانی و پسین، در نظر گرفت. بخش زیرین این سازند بگونه دگرشیب و گاه گسله توسط نهشته های مربوط به زمان پرمین پوشیده می شود.

در مطالعات فسیل شناسی هیچگونه فسیلی از این سنگها دیده نشد. ولی با توجه به لیتولوژی و موقعیت چینه ای آن می توان این واحد را با پاره سازند اول میلا در البرز مقایسه نمود و سن کامبرین میانی را برای آن پیشنهاد کرد. در جنوب شرق ورقه سلماس، در شمال غرب ایسی سو اطراف روستای قباخ تپه) رخنمون خوبی از سازند کهر تا میلا دیده می شود.

ب- پالئوزوئیک بالایی

در منطقه قره باغ از مجموعه های پالئوزوئیک بالایی، فقط مجموعه پرمین بالایی را داریم. رسوبات مربوط به اردوئین، سیلورین، دونین، کربونفر و پرمین زیرین در منطقه رخنمونی ندارند. بطوریکه پرمین بالایی (سازندهای درود و روته) با قاعده کنگلومرایی و ماسه سنگی بطور مستقیم بر روی سازندهای قدیمی تر نهشته شده اند. این قاعده، در دو نقطه از منطقه رخنمون دارد: ۱- بارزترین رخنمون کنگلومرا و ماسه سنگهای درود در جاده سلماس دیده می شود. در این کنگلومرا، قطعاتی از سازندهای لالون، میلا، باروت و همچنین قطعاتی از گرانیت و سنگهای دگرگونی مجاورتی ناشی از نفوذ گرانیت ها و گابروها دیده می شود (آقانباتی و حقی پور، ۱۳۸۳) ۲- در ارتفاعات شرق گردنه قوشچی، ماسه سنگهای درود (که از ماسه های ناشی از فرسایش توده های گرانیتی حاصل شده) مستقیم روی گرانیت قوشچی نهشته شده و گلهای دلمومیتی سازند روته مستقیم بر روی این ماسه سنگها نهشته شده است. هیچکدام از رخدادهای دگرگونی و درگرشکلی مطرح شده در واحدهای قبلی در مجموعه لیتولوژیکی پرمین بالایی دیده نمی شوند. این مشاهدات نشان می دهد توده های گرانیتی و گابرویی که در میان نهشته های پالئوزوئیک نفوذ و آنها را دگرگون نموده اند، بدون شک در زمانی پس از کامبرین بالایی و پیشین از نهشته شدن سازند درود به این منطقه یورش آورده اند. همینطور نفوذ ساختارهای دگرشکلی میلونیتی در پرمین بیانگر این است که پدیده های سیلابی خمیری (Ductile flow) در زونهای برشی بطور عمده پیش از پرمین بالایی روی داده اند.

در ورقه سلماس سنگ های زمان پرمین در منطقه گسترش و ضخامت قابل توجهی دارند که بطور عمده در جنوب خاوری (منطقه مورد مطالعه) ورقه گسترش دارند و بیشتر توسط گسله های رانده کم شیب بر روی دگرگونه های جای گرفته اند و بیشتر آنها به حالت بی ریشه اند و قاعده آنها

بجز در چند نقطه نمایان نشده است و بخش قاعده ای به یقین توسط گسل های یاد شده از میان رفته و نمایان نشده اند. تنها در چند تپه منفرد در جنوب خاوری شهرستان سلماس بخش قاعده ای آن دیده می شود که توسط نهشته های دشت سلماس پوشیده شده است. این مشکلات در مسیر جاده سلماس - ارومیه در کوه پیرچاوش بگونه دگرشیب بر روی نهشته های وابسته به سازند میلا و باروت جای گرفته اند که در برگیرنده واحدهای زیر است.

سازند درود (Pd)

این سازند دربرگیرنده ضخامتی نزدیک به ۵۰ متر از ماسه سنگ، ماسه سنگ های کوارتزی قرمز و سفیدرنگ همراه با میان لایه هایی از شیل است. با توجه به لیتولوژی و جایگاه چینه ای آن می توان این واحد را هم ارز سازند درود (پرمین پیشین) در نظر گرفت. گذر آن به بخش های بالایی (سازند روته) همشیب و پیوسته است و خود نیز بطور ناپیوسته بر روی نهشته های سازند میلا یا قدیمی تر جای گرفته است.

سازند روته (Pr^d)، شامل ضخامتی بیش از چند صد متر دولومیت، آهکهای دولومیتی، دولومیت های آهکی و سنگ آهک است که اغلب توسط گسله های تراستی کم شیب بر روی واحدهای قدیمی تر رانده شده است. این واحد بطور عمده دارای لایه بندی ضخیم تا توده ای است و رنگ عمومی آن خاکستری رنگ است. درون لایه های آهکی و دولومیتی، رگچه های کلیست و گرهک های چرت دیده می شود. در جنوب باختری روستای خان بلاغی و در محلی که بخش قاعده ای پرمین (pd) نمایان شده، در آغاز این سازند لایه ای از سنگ آهک های نازک تا متوسط لایه فسیل دار دیده می شود که با نام واحد (Pr^l) مشخص شده است.

همبری آن با سازند زیرین (pd) تدریجی است و با توجه به فسیل های یافت شده در آنها سن پرمین بالایی برای آنها تعیین شده که از نظر چینه ای با سازند روته در کوههای البرز قابل مقایه است. نمونه های فسیل مشاهده شده به شرح زیر است.

- مزوزوئیک

برونزدهای کوچکی از رسوبات تریاس میانی و بالایی بصورت آهک و دولومیت های معادل سازند الیکا و سازند نای بند و رسوبات ژوراسیک متشکل از شیل و ماسه سنگهای معادل سازند شمشک در جنوب غربی توده قره باغ دیده می شوند، که بر روی سازندهای پرمین قرار گرفته است. مزوزوئیک در منطقه عمدتاً با مجموعه آمیزه های رنگین افیولیتی مشخص می شود که عمدتاً در ورقه سلماس و در ادامه آن در ورقه جنوبی (سرو) دیده می شود. سطوح تماس همه اجزاء آمیزه

رنگی با هم و با واحدهای دیگر گسلیده است. شاید این آمیزه ها ترانشه های تکتونیکی یک مجموعه افیولیتی بزرگتر باشند.

در منطقه سرو دو مجموعه سنگی وجود دارد که سن آنها نامعلوم می باشد ولی برخی با توجه به شواهدی آنرا منسوب به مزوزوئیک می دانند. در قسمت شمال شرق ورقه سرو (در زیر ورقه سلماس) در نزدیکی کوه بهله آمیزه ای درهم از آهک های ریز لایه و صورتی رنگ، گدازه های بازیک دگرگونه و لایه های چرت رادیولاریتی می باشد، احتمالاً اینها بخشی از ردیف رسوبی_آذرین متعلق به مجموعه افیولیتی باشند، که بصورت یک تراشه تکتونیکی برونزد پیدا کرده اند. دومین برونزد در پایانی ترین بخش شمال غرب ورقه سرو قرار دارد، متشکل از ردیفی از آهکها است که بصورت عدسی در درون شیل ها قرار گرفته اند. با توجه به فسیل های موجود در این برونزد آنها را به کرتاسه زیرین نسبت می دهند (آقانباتی و حقی پور، ۱۹۷۳).

در ورقه سلماس کمپلکس افیولیتی گستردگی زیادی دارد که به تفصیل آنرا بحث می کنیم: بخشی به نسبت گسترده ای از منطقه را ملانژ افیولیتی می سازد که هر کدام از سنگ های تشکیل دهنده این زون سرگذشتی جداگانه دارند و در طی فرآیندهای ویژه زمین ساختی و رسوبی در کنار یکدیگر جای گرفته اند که شامل مجموعه ای از سنگ های آذرین، رسوبی دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز است. این مجموعه از دیدگاه رخساره دیرینگی به بخش های گوناگون تقسیم شده ولی وابستگی آنها از یکدیگر پیوسته است در بررسی های پیشین زمان درهم آمیختگی آنها را همانند سایر نقاط ایران به کرتاسه پسین است در بررسی های پیشین زمان درهم آمیختگی آنها را همانند سایر نقاط ایران به کرتاسه پسین نسبت داده اند ولی در منطقه بررسی شده زمان درهم آمیختگی آنها تا پالئوسن دنباله دارد. مجموعه ملانژ افیولیتی تشکیل دهنده این بخش متشکل از سنگ های اولترابازیک بیشتر سرپانتینیت، بازیک (گابرو، دیاباز، بازالت) متوسط (دیوریت - آندزیت) و سنگ های دگرگونه (شیست سبز، آمفیبولیت با سنگ اولیه دیوریت، گابرو) به همراه سنگ های رسوبی نواحی ژرف مانند چرت های رادیولاریتی و آهک های پلاژیک است.

Cm: دربرگیرنده مجموعه ای از سنگ های اولترابازیک تا بازیک سرپانتینیزه، سرپانتینیت، متاگابرو، متادیوریت، متادیاباز، متابازالت، شیست سبز (کلریت، سرسیست، بیوتیت) شیست، آمفیبولیت، رادیولاریت و لایه های آهکی پلاژیک، بلورین است. سنگ آهک های بلورین درون لایه واقع در جنوب خاوری ورقه سلماس از محدوده مورد مطالعه با سیحبون (mb) و لایه های آهکی فسیلدار با سیحبون (Lm) جدا گردیده است. از دورن لایه های آهکی Lm در جنوب غرب روستای زیندشت واقع در جنوب شرقی ورقه فسیل هایی با متن ماستریشن پیدا شده است.

Sr: این واحد شامل بخش های سرپانتینیت درون واحد Cm می باشد که در پائین ترین بخش مجموعه یاد شده جای گرفته و بیشتر در بخش شمالغربی ورقه گسترش دارد. سرپانتینیت ها در زیر میکروسکوپ دارای فنوکریست های سرپانتین بیشتر آنتیگوریت است که به صورت واحدهای متبلور ریز بلور و گاهی با بلورهای بی شکل و به صورت انبوهه هایی با ساختمان الیافی و ورقه ای و نیز کریزوتیل بصورت رگه های باریک و متقاطع دیده می شود. اسپینل به صورت لکه های کوچک و کانی های کدر، کلریت و اکسید آهن است. کانی های ثانویه بیشتر کلریت و اکسید آهن های فرعی نیز بیشتر کانی های کدر است که با نام سرپانتینیت معرفی شده اند.

dg: سنگی است به رنگ خاکستری گراییده به سبز با کانی های جهت یافته و با ترکیبی، بطور عمده، دیوریت و کمتر گابرویی است. بافت آن از نگاه ماکروسکوپی، میکروگرانولار با کانی های بیشتر بیوتیت و فلدسپات است. در جاهایی حالت نیمه عمیق (sub volcanic) را دارد. ولی در کل دارای دو نوع بافت ریز و درشت است که واحد درشت بلور در فاز بعدی به درون بخش های قدیمتر نفوذ کرده است.

در مطالعات پتروگرافی این سنگ ها دارای بافت بطور عمده بلاستیک و حاوی فنوکریست های عمده کوارتز - فلدسپات با رشد توام و سریسیتیزه، پلاژیوکلاز، آمفیبول از نوع ترمولیت - آکتینولیت، اپیدوت، زوئیزویت، کوارتز، پیروکسن، اسفن و کلریت است. کانی های ثانویه در بیشتر نمونه ها سریسیت، اپیدوت و کلریت و کانی های فرعی بیشتر کانی های کدرند. این واحد ملانژ افیولتی را قطع کرده و با آن در آمیخته است.

gr: این واحد در چند منطقه در شمالغربی ورقه در داخل متادیوریت ها دیده می شود که شامل توده های گرانیته تا متاگرانیته است شاید بقایای پس مانده تفریق یافته مجموعه گابرویدیوریتی، ردیف افیولیتی و هم ارز پلاژیوگرانیته های محیط اقیانوسی باشد و ممکن است بر خلاف جوان بودن نسبی، وابستگی ژنتیکی با مجموعه بازیک داشته باشد. در مطالعات پتروگرافی فنوکریست های عمده پلاژیوکلاز با بلورهای شکلدار تا کمی شکلدار و با ترکیب شیمیایی در حد الیگوکلاز و تجزیه کانی های رسی و سریسیت، فلدسپات آکالن سریسیتیزه و آرژیلیزه، کوارتز با بلورهای ری کریستالیزه با حواشی مضرس، کانی های میکایی و کلریت بصورت اجتماعاتی از تیغک های جهت یافته، اپیدوت بصورت بلورهای شکلدار و کانی های فرعی شامل کانی های کدر و آپاتیت است که با نام گرانیته تا متاگرانیته مشخص شده است. این واحد نیز ملانژ افیولیتی را قطع کرده و با آن در آمیخته است.

am: این واحد شامل آمفیبولیت با سنگ مادر دیوریت - گابرو معرفی شده و همراه شده و همراه آن مقداری شیست هم دیده می شود که توسط رگه های پرشمار جوانتر به اشکال گوناگون بریده شده

اند. در زیر میکروسکوپ بافت گرانوبلاستیک دارد و کانی های عمده شامل آمفیبول از نوع ترمولیت-آکتینولیت، فلدسپات (پلاژیوکلاز)، پیروکسن، اپیدوت، بیوتیت، اسفن، آپاتیت، کانی های ثانویه سریست، اپیدوت، پرهنیت، کانی های رسی و کانی های فرعی شامل کانی های اپاک، اسفن، آپاتیت می باشد. این واحد توسط واحدهای متعلق به پالئوسن و یا جوانتر پوشیده می شود. از مجموع واحدهای افیولیتی فوق در ورقه سلماس، واحدهای Cm, mb, Lm در محدوده مورد مطالعه (اطراف ایسی سو) رخنمون قابل توجهی دارند.

- مجموعه ترسیری

کنگلومرای پالئوسن-اؤسن زیرین

واحدهای مربوط به این زمان در منطقه قره باغ رخنمون ندارند ولی در ورقه سرو در قسمت های جنوب غرب و جنوب شرق محدوده گسترش دارند و عمدتاً بصورت کنگلومرا می باشند. این واحد را که هم ارز کنگلومرای فجن می باشد، دارای قطعات آهکی کرتاسه بالایی بوده و در زیر آهک های نومولیت دار اؤسن زیرین تا میانی قرار گرفته اند، لذا منتقی خواهد بود که به این سازند سن پالئوسن - اؤسن زیرین داده شود. در ورقه سلماس این مجموعه در اطراف ایسی سو رخنمون ندارد ولی در بقیه ورقه گسترش زیادی دارد که در زیر به توضیح در مورد آن می پردازیم.

پالئوسن: واحد P_e^c

این واحد شامل کنگلومرای قرمز تا سبز همراه با لایه هایی از شیل و ماسه سنگ و سنگ آهک است. قطعات آن بیشتر از سنگهای ولکانیک با ابعاد ریز و درشت پدید آمده و لایه های آهکی به حالت عدسی میان آنها جای دارد. لایه بندی آن ضخیم تا توده ای است و با ستبرایی بیش از ۳۰۰ متر در دو سوی رودخانه قطور در شمال ورقه با ناپیوستگی بر روی ملائز افیولیتی جای گرفته است. از قلوه های آهکی این کنگلومرا فسیل هایی به سن کرتاسه زیرین یافت شده است.

P_e^{sh} : این واحد در بر گیرنده ستبرایی بیش از ۵۰۰ متر از شیل و ماسه سنگ های خاکستری رنگ نازک لایه همراه با لایه هایی از سنگ آهک، کنگلومرا است که کمتر حالت اسلیتی پیدا کرده اند و گاه حالت تناوب با کنگلومرا هستند. این واحد بطور عمده لایه بندی طریفی دارد ولی لایه های کنگلومرا به علت زمختی بصورت برجسته بین لایه های شیلی دیده می شوند. نهشته های این واحد هم ارز با بخش های جوانتر واحد P_e^c است. از لایه های آهکی درون این واحد فسیل هایی به سن پالئوسن پیدا شده است.

P_e^{lm} : شامل سنگ آهک های قهوه ای، خاکستری و بنفش رنگ پلاژیک است که به مقدار کم دارای گدازه های بازالتی و در مناطقی همراه با مقداری شیل است این واحد ضخامت متغیری داشته و لایه بندی نازک تا متوسط دارد. سنگ آهک ها در بردارنده میکروچین های فراوانی بوده و در جاهایی لکه های چرت به اشکال گوناگون در سطح سنگ ها دیده می شود. این آهک ها بگونه عادی بر رو واحدهای P_e^c و P_e^{sh} و یا همبری گسله بر روی واحدهای کهن تر جای گرفته است. از لایه های آهکی فسیل های زیر به سن پالتوسن از این آهک ها پیدا شده است.

P_e^{lb} : این واحد در شمال ورقه با گسترش زیاد شامل تناوبی از سنگ های متابازالت به همراه سنگ های بازیک وابسته، سنگ آهک های نازک تا ضخیم لایه بنفش و خاکستری رنگ پلاژیک است. گدازه های این واحد بیشتر دارای ساخت بازیک بالشی هستند و به همراه آنها سنگ هایی از رادیولاریت قرمز رنگ، شیست سبز نیز دیده می شوند. از سنگ آهک های درون این واحد نیز سنگواره هایی با سن پالتوسن دیده می شود.

P_e^b : این واحد نیز در شمال ورقه گسترش زیاد دارد. دربرگیرنده بازالت های اسپلیتی دگرسان شده به همراه کمی از لایه های آهکی پلاژیک و کمتر شیست هستند. این واحد با ضخامتی چند صد متر به رنگ سبز و کمتر بنفش می باشد. رنگ سبز این مجموعه به خاطر کانی فراوان اپیدوت است. دگرگونی این واحد نیز بیشتر در حد شیست سبز است. دایک هایی فراوان با ترکیبات گوناگون این مجموعه را بریده اند.

بررسی سنگ نگاری نام این واحد را متابازالت، متادیاباز، متآندزیت، دیاباز کوارتزار، گاه به علت دگرسانی شدید سنگها با نام سنگ آذرین به شدت دگرسان شده معرفی می کند. بافت بطور عمده پورفیری و در مطالعات میکروسکوپی بطور عمده شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و دیگر کانی های مافیک است که اغلب به کانی های ثانوی تجزیه شده اند. زمینه ریزدانه، شیشه ای و گاه حفره دار است. در تعدادی از نمونه ها کانی کوارتز بصورت بلورهای ریز دانه بطور پراکنده در متن سنگ ها دیده می شود و در بعضی از سنگ ها نیز کانی اولیوین دیده شده که این سنگ ها با نام اولیوین بازالت مشخص شده اند. این واحد بطور همشیب در بخش زبرین واحد P_e^{lb} جای گرفته است و بیشتر توسط سنگ آهک های صورتی رنگ (P_e^{lm}) پوشیده می شود. در کوه قزل داغ این واحد با یک گسل تراستی بر روی نهشته های میوسن (M^{ms}) رانده شده است. از سنگ آهک های دورن این مجموعه نیز فسیل هایی با سن پالتوسن یافت شده است.

P_e^l : این واحد شامل سنگ آهک های خاکستری رنگ ضخیم لایه با ضخامت متغیر از چند تا ۵۰ متر است. این آهک ها به حالت عدسی و یا همبری گسله درون واحدهای گوناگون منطقه P_e^b و

P_e^{lb} جای دارند که بیشترین گسترش آنها در شمال ورقه در دو طرف رودخانه قطور است. در مطالعات فسیل شناسی سنگواره های زیر با سن پالئوسن درون این آهک ها شناسایی شده اند. P_e^{sch} : این واحد دربرگیرنده مجموعه ای از کلریت، سریست، موسکویت، کالک شیست به همراه لایه هایی از سنگ آهک، دولومیت است. سنگ آهک های توده ای واحد P_e^1 به حالت عدسی و یا همبری گسله درون این واحد نیز دیده می شود. در زیر میکروسکوپ شیست ها دربردارنده فنوکریست های کوارتز، پلاژیوکلاز در زمینه ای از کانی های یاد شده ریزدانه با رشد توام است. فسیل های شناسایی شده درون این واحد همان فسیل های واحد P_e^1 است. P_e^m : این واحد در برگیرنده سنگ آهک های خاکستری رنگ، سفید، کریستالیزه به همراه لایه هایی از شیل های اسلیتی است که در کل دارای لایه بندی متوسط تا ضخیم است. لایه های آهکی ضخیم به صورت برجسته بین شیل ها دیده می شود. افزون بر آن سنگ های ولکانیکی و متامورف درون این واحد وجود دارد. این واحد اغلب بدون فسیل است و در حاشیه دشت خوی با ستبرایی حدود یکصد متر بر روی واحد P_e^b جای گرفته است.

میوسن

واحدهای میوسن در منطقه شامل ماسه سنگ، کنگلومرا، شیل و مارن های قرمز و خاکستری رنگ، سنگ آهک شیری همراه با عدسی هایی از سنگ گچ است، که بطور پیشرونده و اغلب با دگرشیبی زاویه دار روی واحدهای قدیمتر را پوشانده اند و تغییر لیتولوژی آنها به یکدیگر اغلب بطور جانبی است که با روند شمالشرق - جنوب غرب سطح وسیعی از منطقه را می پوشانند. نهشته های میوسن از نظر قدمت و رخساره به بخش های زیر قابل تقسیم هستند.

کنگلومرای قاعده (M^c)

کنگلومرای است ضخیم لایه با میان لایه هایی از شیل و ماسه سنگ، سیمان آن ماسه ای و به نسبت محکم است و قاعده نهشته های میوسن به شمار می آید. قطعات آن اغلب گرد شده و رنگ عمومی آن خاکستری است. این واحد بطور پیشرونده و با دگرشیبی زاویه دار بر روی واحدهای گوناگون کهن قرار می گیرد و ستبرای آن از چند متر تا چند ده متر متغیر است. M^1 : شامل ستبرایی متغیر از ۵ تا ۲۰ متر سنگ آهک کرم تا شیری رنگ فسیل دار، ریفی است که بطور هم شیب بر روی واحد M^c جای گرفته و گاه خود بدون قاعده کنگلومرای بطور دگرشیب روی نهشته های کهن تر را می پوشاند. نهشته های این واحد با توجه به فسیل های شناسایی شده زیر سن آکی تانین را مشخص می نماید:

M^{ms} : این واحد دربرگیرنده تناوبی از مارن و ماسه سنگ و شیل های خاکستری متوسط تا نازک لایه با میان لایه هایی از کنگلومرا و عدسیهایی از گچ است. خرده فسیل های فراوانی که بیشتر

پوسته دو کفه ایها است درون ماسه سنگها به فراوان به چشم می خورد که شاید حمل شده باشند. این واحد در شرق منطقه بطور همشیب در زیر واحد M^{cs} جای گرفته ولی در سمت باختر بطور جانبی به واحد M^{cs} تبدیل می شود. این واحد بعلاوه رخساره نرم، مورفولوژی های به نسبت ملایم را در منطقه ساخته است. از لایه های آهک ماسه ای این واحد فسیل هایی معادل و شبیه واحد M^1 با سن آکتانین دیده شده است.

M^{mm} : این واحد در برگیرنده مارن های الوان، خاکستری و قهوه ای رنگ گچدار است، که در کوه برگشاد بگونه همشیب در زیر واحد M^{cs} دیده می شود و نیز در شمال شرق ورقه نیز بصورت تپه های منفرد در مسیر جاده سلماس - خوی نمایان شده که بخش زیرین آنها توسط انباشته های دشت پوشیده می شود و به احتمال تغییرات جانبی واحد M^{ms} است.

M^g : این واحد شامل عدسی های گچ و گچ های مارن دار است، که به حالت عدسی و با ضخامت های متغیر تا چند ده متر درون واحدهای M^{ms} و M^{mm} جای گرفته اند. در نتیجه حرکات تکتونیکی لایه های گچ متمرکز شده و حالت گنبدی بوجود آورده، بویژه این حالت را می توان در جنوب باختری روستای چوپانلو دید. در مناطق مختلف از لایه های گچ بهره برداری می کنند.

M^{cs} : این واحد که بیشترین گستره نهشته های میوسن را می سازد، ستبرایی بیش از چندین صدمتر، دربرگیرنده کنگلومرای ضخیم لایه با میان لایه هایی از ماسه سنگ و شیل است. سیمان کنگلومرای ماسه ای، مقاوم با قطعات بطور کامل گرد شده از قطعات گوناگون در اندازه های ناهمسان از یک تا ۵ میلیمتر است. این واحد در خاور منطقه بطور همشیب بر روی واحد M^{ms} قرار گرفته و خود بوسیله واحد PI^c با دگرشیبی زاویه دار پوشیده می شود.

Ng^a : این واحد شامل گدازه های آندزیتی است که در خاور روستای زری واقع در شمال غرب منطقه به حالت گنبدی شکل بر روی مجموعه ملانژ افیولیتی جای گرفته است. در مطالعات سنگ شناسی این واحد با نام آندزیت مشخص شده که کانی های اصلی آن پلاژیوکلاز با بلورهای شکلدار تا کمی شکلدار در حد آندزین، کوارتز، آمفیبول است که در زمینه ای از میکروولیت های پلاژیوکلاز و کمی کوارتز جای گرفته اند. کانی های ثانویه بطور عمده اکسید آهن و کانی های فرعی آن کانی های اپک و آپاتیت است. با توجه به مطالب قبلی و قطع شدگی واحدهای کرتاسه - پالئوسن سن این واحد به نئوژن نسبت داده شده است.

پلیوسن

PL^c : این واحد در برگیرنده کنگلومرای است ضخیم لایه با لایه بندی خوب با سیمان ماسه ای با قطعات بطور کامل گرد شده در ابعاد مختلف ریز و درشت که از حد چند میلی متر تا چند دسیمتر

متغیر است. دانه بندی آنها جور شدگی به نسبت بهتری را از خود نشان می دهند ولی به علت سستی بیشتتر، فرسوده شده و قلوه های آن در سطح ریخته شده اند. درون کنگلومرا لایه هایی از ماسه سنگ، مارن، رس سنگ (clay stone) نیز دیده می شود که به صورت درون لایه در داخل آن جای گرفته اند. در بعضی جاها قطعات آن خوب گرد نشده و نشانگر این است که از راه دور حمل نشده اند. این واحد با سترابی بیش از چند صدمتر در شرق منطقه در سطح وسیعی گسترش دارد که با دگرشیبی زاویه دار بر روی واحدهای میوسن جای گرفته است.

واحد ماسه سنگی ائوسن

در واقع این واحد تناوبی از ماسه سنگ، مارن، شیل و گنگلومرا است و عدسی هایی از آهکهای ماسه ای، کنگلومرا و مارن (مربوط به پالئوسن - ائوسن زیرین) در آن وجود دارد. مرز این واحد با واحد بالایی تدریجی است.

رسوبات اولیگوسن - میوسن

در قسمت های میانی منطقه، رسوبات اولیگوسن - میوسن با یک واحد ضخیم آواری با سن الیگوسن بالایی تا میوسن زیرین دیده می شوند که می توان آنرا هم ارز واحد b سازند قم در نظر گرفت. این واحد از کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن تشکیل شده و بطور دگرشیب بر روی واحدهای قدیمی تر قرار گرفته است.

جوانترین بخش ترشیری در منطقه مربوط به واحد آهکی الیگومیوسن است که شامل یک افق ضخیم آهکی است. ستبرای آن ۲۰۰ تا ۲۵۰ متر بوده و بطور پیوسته بر روی واحد فوق قرار گرفته است.

رسوبات کواترنری

در منطقه قره باغ این رسوبات به دو صورت در منطقه دیده می شوند: ۱- پادگانه های مخروط افکنه ای ۲- رسوبات آبرفتی جوان. پادگانه های مذبور، تپه های کم ارتفاعی را در پای کوههای مرتفع تشکیل می دهند و عمدتا در راستای رودخانه های بزرگ و قدیمی برونزد دارند. رسوبات آبرفتی جوان، شامل رسوبات آبرفتی دشتهای و مخروط افکنه های جوان بوده و از رس، ماسه و سیلت تشکیل شده اند. در ورقه سلماس این رسوبات از تنوع و گستردگی زیادی برخوردار هستند که در زیر توضیح داده می شود.

Q^v: این واحد شامل جریان های گدازه بازالت-اولیوین بازالت اغلب حفره دار به همراه اسکوری به رنگ خاکستری به نسبت تیره است در جنوب ورقه در غرب محدوده مورد مطالعه در سطحی وسیع گسترش دارند. ضخامت آن در محدوده ورقه چند ده متر است. ولی به سوی باختر (نقشه قطور) بر ضخامت آن افزوده می شود. این واحد بیشتر جاها، بطور افقی و دگرشیب بر روی شیل و ماسه سنگ های میوسن و واحدهای گوناگون منطقه جای گرفته است و با توجه به شیب افقی آن به کواترنر تعلق دارد. گدازه های این واحد به علت دربرداشتن مواد فرار به خوبی بر روی سنگ های قدیمی تر روان شده اند. در مطالعات میکروسکوپی این سنگ ها با بافت پورفیری و فنوکریست های عمده آن پلاژیوکلاز با بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار در حد لابرادوریت، پیروکسن از نوع اوژیت، اولیوین، بیشتر تجربه شده به سرپانتین و ایدنگزیت، کلریت، کانی های فرعی شامل کانی های کدر است که با نام های بازالت و اولیوین بازالت معرفی شده است.

Q^p: این واحد شامل ستبرایی حدود ۵۰ متر مواد پیروکلاستیکی، توف و آگلومرا است که در شمال روستای آشناک واقع در باختر ورقه سلماس بطور همشیب در زیر واحد Q^v دیده می شود که در محدوده ورقه گسترش زیادی ندارند، ولی بطرف نقشه های مجاور گسترش زیادی پیدا می کنند.

تروارتن (Q^{tr}):

این سنگ ها که حاصل نهشته گذاری چشمه های آهک ساز زمان کواترنر، در این منطقه هستند از سنگ آهک های متراکم، دانه ریز، بوجود آمده اند، که بیشتر، به رنگ های مختلف، زرد قهوه ای و کرم دیده می شوند. بیشترین برونزد این سنگها را در نیمه جنوبی ورقه، بویژه در پیرامون روستاهای صوفی آباد، قباخ تپه و شورگل از محدوده مورد مطالعه است که سطحی به نسبت گسترده را زیر پوشش دارند. در نقاط گوناگون این سنگها را به عنوان سنگ ساختمانی مورد استفاده قرار می دهند.

Q^{t1}: این واحد دربرگیرنده پادگانه های قدیمی است که سطحی به نسبت گسترده را در نقاط گوناگون نقشه پوشانده است و از نظر لیتولوژی از کنگلومرای نیمه سخت تشکیل شده که ضخامت آن گاه به بیش از ۵۰ متر می رسد، این پادگانه ها بگونه افقی و دگرشیبی زاویه دار روی سازندهای کهنتر را می پوشانند.

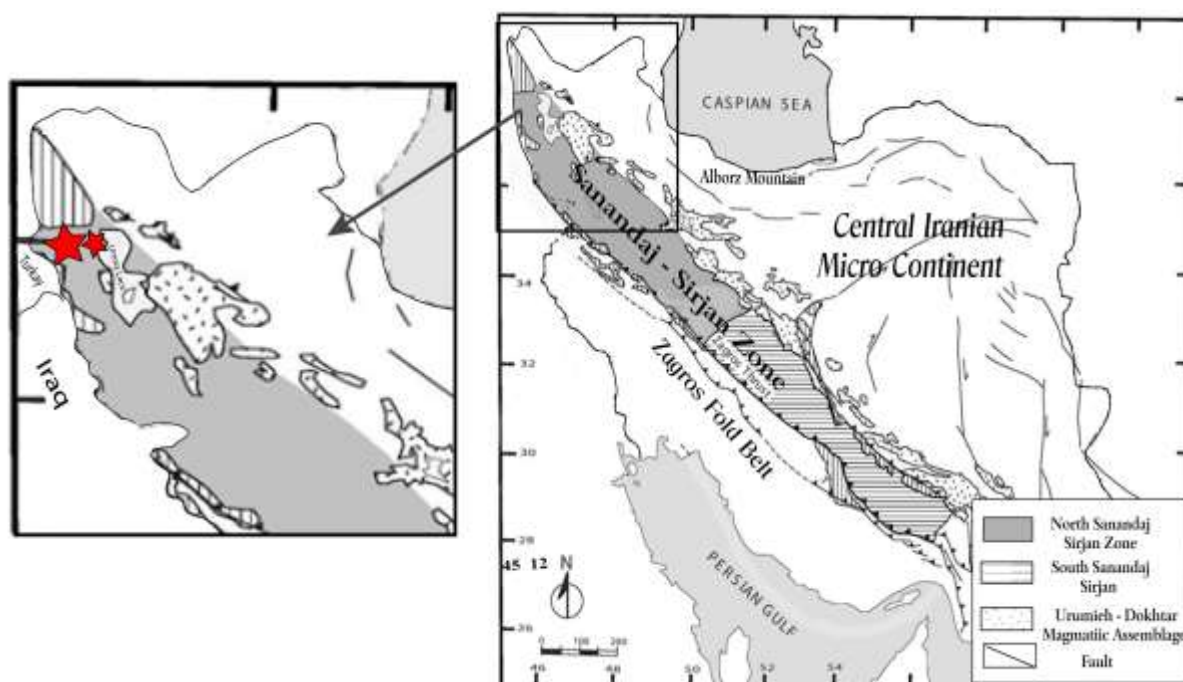
Q^f: این واحد شامل مخروط افکنه های به نسبت کهن موجود در پای ارتفاعات گوناگون نقشه است که هم ارز واحد هستند.

Q^{t2}: این واحد پادگانه های جوان و نهشته های دشت را در برمی گیرد که در ارتفاعی پائین تر نسبت به پادگانه های کهن جای دارد و نزدیک به ۱/۵ از سطح ورقه را در خاور و شمال خاوری

دشت سلماس و خوی) می پوشاند و از دیدگاه لیتولوژی دربرگیرنده قلوه سنگ، شن و ماسه ریز، سیلت، رس سخت نشده است. افزون بر آن زمین های کشاورزی و محدوده های باغ ها را نیز شامل شده است.

Q^{al}: نهشته های جوانتر هستند که بطور عمده از قلوه سنگ های مختلف، شن و ماسه تشکیل شده و هر سال با جریان آب تغییر جا و موقعیت می دهند.

Q^s: این واحد نیز شامل پهنه های نمک زار و رسی است که در چند منطقه در حاشیه دریاچه اورمیه دیده می شود.



شکل ۱-۲: موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه زون بندی ساختمانی ایران، برگرفته از قاسمی (۲۰۰۶)

۲-۱-۲- سنگهای دگرگونی

بخش گسترده ای از محدوده مورد مطالعه را سنگ های دگرگونی شامل گنایس، آمفیبولیت، فیلونیت، شیست و مرمر تشکیل می دهد (شکل، ۷-۲). دگرگونی در این منطقه در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت است، بخصوص در حد رخساره اپیدوت- آمفیبولیت که تا شرایط دگرگونی پائین تداوم داشته است. شدت دگرگونی در سنگهای مختلف فرق می کند از نمونه های بدون آثار دگرگونی تا نمونه هایی با دگرگونی تا حد رخساره پائین آمفیبولیت. دگرریختی نیز در منطقه دارای گستردگی وسیعی بوده و از نمونه های بدون آثار دگرریختی تا نمونه های شدیداً دگرریخت شده مشاهده می شود. از سنگهای دگرگون شده می توان به موارد زیر اشاره کرد:

- مافیک - اولترامافیک های دگرگون شده
- گنایس ها و گرانیتهای میلونیتی شده
- فیلونیت ها
- مرمرها و شیست ها
- آمفیبولیت ها

مجموعه دگرگونه با سن ناشناخته

مجموعه ای از سنگ های آتشفشانی - رسوبی و توده های نفوذی با ترکیب گرانیته و دیوریت، دگرگونه در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت و با سن ناشناخته در نیمه جنوبی ورقه سلماس گسترش دارد (شکل، ۲-۳)، که در مسیر جاده سلماس - ارومیه و جاده سرو، نهشته های کربناته پرمین با همبری گسله تراستی، بخش بالایی آنها را پوشانده است. با توجه به موقعیت این دگرگونه ها در شمال غرب کشور که همواره در زیر واحد کربناته پرمین جای دارند (غالباً با همبری گسله) و با مقایسه با واحدهای مشابه در کشور همجوار ترکیه شاید بتوان سن پرکامبرین - پالئوزوئیک (قبل از پرمین) را برای واحدهای زیر پیشنهاد کرد.

Mt^{mt}: این واحد در برگیرنده مجموعه ای از سنگ های متامورف، متارولیت، متاولکانیک، متابازیت، شیست، آمفیبولیت، گنایس و مرمر است که با ضخامت چند صد متر در جنوب شرقی سلماس گسترش دارد که توسط توده های نفوذی با اشکال گوناگون قطع شده اند. رخنمون بزرگی از این واحد را در غرب و شمال ابگرم (ایسی سو) وجود دارد. در مطالعات میکروسکوپی، شیست ها در بردارنده کانی های کوارتز، فلدسپات با رشد توام، سریست، موسکویت و بیوتیت بصورت تیغک های ظریف و گاه پهن، اپیدوت بصورت بلورهای شکلدار می باشد.

Mt^v: شامل یکسری سنگ های آتشفشانی همراه مقداری شیست است که بشدت دگرسان شده اند. رنگ متن این سنگها خاکستری متمایل به سبز است. ولی به علت دگرسانی رنگ عمومی این واحد به رنگ قهوه ای سوخته و گاه سفید می باشد. این واحد در سطح گسترده در شمال غرب ورقه سلماس گسترش دارد. بر پایه بررسی های میکروسکوپی نام سنگ شناسی این مجموعه با نام متاولکانیک، متاداسیت تا ریوداسیت معرفی می شود که کانی های عمده شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات، کوارتز ریکریستالیزه و کانی های فیلسیلیکاته است که در زمینه شیشه ای بصورت جریانیه قرار دارند. کانی های ثانویه سریسیت، کانی های رسی، اکسید آهن، کلریت و کانی های فرعی بیشتر کانی های اپاک می باشد. شیست های درون این مجموعه نیز از دانه های بسیار ریز

کوارتز، فلدسپات و رشته های ریزتر ظریف از کانی های فیلسیلیکاته سریسیت موسکویت و نیز کلریت بوجود آمده اند.

Mt^r: مجموعه ای از سنگ های ریولیت، ریوداسیت، توف های اسیدی و کوارتز، پورفیرهای دگرگون شده است که درون آن لایه هایی از سنگ آهک های کریستالین و شیست نیز دیده می شود. بیشترین رخنمون های این مجموعه را در نیمه جنوبی ورقه سلماس می توان دید. برونزد قابل توجهی از آن در اطراف روستای آبگرم (ایسی سو) بخوبی دیده می شود. از نظر پترولوژی بطور کلی از سنگهای آتشفشانی با ترکیب متوسط دگرگون شده تشکیل گردیده است و به رنگ های گوناگون دیده می شوند. ساخت شیستوز در آنها به خوبی حفظ شده و جهت یافتگی کانی ها در آنها آشکارا دیده می شود. به دلیل نفوذ رگه های گوناگون به درون آن این واحد در سطح وسیعی آلتزه گشته است. در مطالعات سنگ شناسی نیز بافت آنها پورفیریته معرفتی شده که کانی های عمده آنها کوارتز با خاموشی موجی و تبلور مجدد، فلدسپات آلکالین با بافت پرتیتی، پلاژیوکلاز سریسیتیزه و آرژیلیزه، موسکویت، بیوتیت در زمینه ای از بلورهای میکروکریستالین و کریپتوکریستالین از کوارتز-فلدسپات و تیغکهای ظریف سریسیت، موسکویت بصورت جهت یافته، اکسید آهن و اپیدوت می باشد. کانی های ثانویه شامل اکسیدهای آهن، کانی های رسی، سریسیت و کانی های فرعی عمدتاً کانی های اپاک است. این واحد در محدوده آبگرم، بطور همشیب بر روی واحد **Mt^{mt}** و در غرب بر روی واحد **Mt^r** قرار گرفته است. در شمال روستای دریک این واحد بطور همشیب توسط واحد **Mt^{rsh}** پوشیده شده و در جنوب غرب روستای قباخ تپه سازند کهر با همبری گسله بر روی آن قرار گرفته است.

Mr^{rsh}: این واحد با ضخامتی حدود ۴۰۰ متر در شمال روستای دریک واقع در غرب منطقه بطور همشیب بر روی واحد **Mt^r** جای گرفته که شامل تناوبی از متاریولیت و شیست های گوناگون و سنگ آهک های سفید بلورین است. مطالعات سنگ شناسی متاریولیت ها با واحد **Mt^r** یکسان بوده و بخش های شیستی نیز اغلب ورقه ورقه بوده که نشان دهنده سطوح شیستوزیته سنگها است. در زیر میکروسکپ اغلب دارای بافت های نماتوبلاستیک و پورفیروبلاستیک مشخص بوده که با کانی های عمدتاً کوارتز، فلدسپات، پلاژیوکلاز، موسکویت، بیوتیت، آمفیبول، کلریت، سریسیت و می باشد که با نام عمومی شیست به همراه کانی های یاد شده معرفی می شود. این واحد به تدریج بر روی واحد **Mt^{rsh}** جای گرفته است.

Mt^{gn}: بطور عمده شامل گنیس به همراه سنگ های دگرگونی شیست و آمفیبولیت است که رنگ عمومی روشن تری نسبت به واحدهای دیگر دارد. این واحد با ضخامت متغیر بخش بالایی مجموعه شیستی **Mt^{sh}** را شامل می گردد که دارای لایه بندی متوسط تا ضخیمی را دارا هستند. برونزدهای

خوبی از آنرا می توان در منطقه مشاهده کرد. در شرق جاده ارومیه - سلماس تقریباً روبروی ایسی سو در حوالی معدن میکای قره باغ دیده می شود.

بررسی های روی زمین و میکروسکوپی نشان می دهد که بیشترین بخش این سنگها به احتمال از دگرگونی سنگهای آرکوزی و آذرآواری نوع اسیدی و در برخی موارد از سنگ های آذرین درونی متوسط پدیدار شده اند. در این سنگ ها اکثراً لیتاژ لیناسیون خوبی که فرآورده تفریق و جهت یابی کانی ها است دیده می شود. در زیر میکروسکوپ بیشتر بافت پورفیروکلاستیک و چشمی است که در بردارنده کانی های کوارتز، بیوتیت، موسکویت، سرسیت، اسفن و به ندرت آمفیبول است. به علت تحمل پدیده دگرگونی و نیز بهم ریختگی های ناشی از تزریق سنگ های آذرین برآورد ضخامت آن دشوار است.

Mt^{am}: این واحد دارای رنگ عمومی سیاهرنگ است و بیشتر در نیمه جنوبی ورقه سلماس در سطح وسیعی گسترش دارد. حجم بزرگی از آن در جنوب شرق ایسی سو دیده می شود. بالایی ترین بخش مجموعه دگرگونه با سن ناشناخته را در بر می گیرد که بیشتر شامل آمفیبولیت به همراه کمی شایست های گوناگون، گنیس و متاولکانیک است. توده های نفوذی به اشکال گوناگون رگه ای، پچ (Pach) و گاه سیل (Sill)، همچنین رگه های سیلیسی فراوان به درون این سنگها نفوذ کرده اند و به همین خاطر نیز برآورد ستبرای این مجموعه دشوار است.

در مطالعات میکروسکوپی این واحد دارای بافت بیشتر گرانوبلاستیک است که با نام های بطور عمده آمفیبول شایست نامگذاری شده اند که کانی های عمده آنها آمفیبول (هورنبلند، ترمولیت، آکتینولیت) اپیدوت، کوارتز، موسکویت، بیوتیت، فلدسپات و اسفن می باشد. این سنگ ها به احتمال بر اثر دگرگونی سنگ های بازالتی حاصل شده اند. این مجموعه بالایی ترین بخش مجموعه دگرگونی با سن ناشناخته را تشکیل می دهد

۲-۱-۳- سنگهای آذرین

سنگهای آذرین مافیک تا متوسط

بخش عمده منطقه را توده های نفوذی تشکیل می دهند، که شامل سنگهای مافیکی تا متوسط و اسیدی هستند (شکل، ۲-۸). این سنگها در درون سنگهای دگرگونی منسوب به پرکامبرین نفوذ کرده اند و همراه آنها مقداری دگرگون شده اند. این دگرگونی از نوع ضعیف بوده، بطوریکه گابرو و دیوریت ها را تا حد متا دگرگون نموده است. محل کنتاکت، تکتونیکی و شارپ می باشد.

طبق شکل ۲-۳، برونزد سنگهای مافیکی و دیوریتی در منطقه قره باغ بصورت دو رخنمون جداگانه دیده می شود. مافیک ها بصورت یک توده نسبتاً بزرگ به پهنای ۴ و درازای ۷ کیلومتر در

شمال روستای قالقچی قرار دارند. در قسمت جنوب توده مافیک اصلی، توده نسبتاً بزرگی بصورت یک رخنمون جداگانه قرار دارد که دارای ترکیب حدواسط و دیوریتی می باشد. این توده اگر چه بظاهر یکنواخت بنظر می رسد، ولی بر اساس بررسی های پتروگرافی شامل مجموعه ای از سنگهای گابرو، دیوریت، گابرو دیوریت، سینودیوریت، مونزودیوریت و کوارتزیدیوریت است. سنگهای سینودیوریت، مونزودیوریت و کوارتزیدیوریت بیشتر در محل کنتاکت با آکالی گرانیته ها دیده می شوند. در منطقه آبگرم، رخنمون این سنگها محدودتر است و توده اصلی در جنوب زیندشت دیده می شود. رخنمونهای کوچک و پراکنده ای نیز در اطراف آبگرم قابل مشاهده است. این سنگها در محدوده مورد مطالعه از روقه سلماس نسبت به منطقه قره باغ، شدیداً آلتزه شده و هوازده هستند. در بخش های شرقی منطقه، که توده های اصلی گابرویی قرار دارند، آپوفیزها و رگه های اسیدی و شیرابه های سیلیسی در مقیاسهای کوچک و بزرگ در درون سنگهای گابرویی دیده می شود (اشکال ۲-۹ و ۲-۱۰). سنگهای گابرویی و آپوفیزهای گرانیته درون آنها توسط دایکهای بازیگ جوانتری با ترکیب گابرو و اپی دیوریت قطع شده اند، در حالیکه در بخش های غربی که سنگهای گرانیته گسترش بیشتری دارند، گاهی در نزدیکی توده های اسیدی بزرگ می توان قطعاتی از سنگهای بازیگ را در درون بخش های اسیدی دید. بررسی محل کنتاکت سنگهای مافیکی با سنگهای گرانیته نشان می دهد که در مقیاس های کوچک این کنتاکت ها اکثراً شارپ بوده ولی محل هایی که حجم پچ ها و آپوفیزهای اسیدی زیاد است (شکل ۲-۱۰، A)، در محل کنتاکت یک روند تغییر تدریجی و ملایمی را از قطب اسیدی به سمت قطب مافیکی دیده می شود. در شمال روستای قره باغ، محل اصلی کنتاکت سنگهای مافیکی با ماگمای گرانیته بخوبی دیده می شود، در این محل زون تدریجی ناشی از پدیده متاسوماتیسم بخوبی دیده می شود (شکل ۵-۱۲).

– سنگهای آذرین اسیدی

قسمت مهمی از سنگهای آذرین اسیدی منطقه را توده های گرانیته تشکیل می دهد. این توده ها در چند بخش مجزا رخنمون یافته اند و دارای روند تقریبی شرقی- غربی هستند، قسمت عمده آنها از گرانیته صورتی رنگ لوکوکراتی (شکل ۲-۸، B) با دانه بندی درشت تا ریز تشکیل شده است. بزرگترین توده گرانیته موجود در منطقه گرانیته قوشچی است که در بخش جنوب غربی قره باغ قرار گرفته و ادامه آن در ورقه سلماس در اطراف آبگرم نیز بخوبی رخنمون دارد. این مجموعه در بین سنگهای دگرگونی پرکامبرین جای گرفته است. کوههای بای داغ و قره باغ و ادامه آن تا مرز غربی نقشه ۱۰۰/۰۰: ۱: سلماس (خدابنده و امینی فضل، ۱۹۹۳) از این گرانیته پوشیده شده است. بروزدهایی از گرانیته گنایس در بخش جنوب شرقی و شمال غربی قره باغ و شرق جاده سلماس

(شرق آبگرم) در میان سنگهای پرکامبرین دیده می شود، که با توجه به شواهد صحرایی پرکامبرین فرض شده است (خدابنده و امینی فضل، ۱۹۹۳)، برخی دیگر آنرا جزو سنگهای دگرگونی با سن نامعلوم قرار داده اند (امامی و خدابنده، ۱۳). همینطور در اطراف روستای قره باغ و شمال معدن فلوگوپیت برونزدهایی از گرانیت گنیسی وجود دارد که در ارتباط با سنگهای گنیسی هستند. در شمال غرب گرانیت فوق و در شمال شرق روستای قالقچی گرانیت بیوتیت دار تیره ای در مجاورت سنگهای میکاشیستی مشاهده می شود. در جنوب غربی روستای قره باغ، برونزد کوچکی از سنگهای آپلیتی وجود دارد، چه در درون سنگهای پرکامبرین جای گرفته و بوسیله رسوبات میوسن زیرین بطور دگرشیب پوشیده شده است، سن جایگزینی آنها را با توجه به شواهد موجود در نواحی مجاور خدابنده و امینی فضل (۱۹۹۳) به اوایل پالئوژن نسبت داده اند. در بخش هایی از مجموعه سنگهای اسیدی، زونهای کاتاکلاستیکی وجود دارند که درون آنها کانی زایی فلوگوپیت صورت گرفته است. سن این گرانیت ها را به ترشیری نسبت می دهند. در منطقه در اثر پدیده متاسوماتیسم در سنگهای اسیدی و بازیکی، سنگهایی تشکیل شده که برونزد محدودی دارند، اکثر رخنمونهای این سنگها در حوالی معدن میکای قره باغ است (شکل ۲-۳). در جنوب و غرب کوه قره باغ رسوبات کربناته پرمین به همراه رسوبات مربوط به تریاس و ژوراسیک بر روی گرانیت قوشچی رانده شده اند، همچنین در جنوب شرق منطقه واحدهای سنگی مربوط به میوسن زیرین بطور دگرشیب بر روی گرانیت قوشچی قرار گرفته اند.

۲-۲- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

۲-۲-۱- در بعد فرا منطقه ای

این قسمت از ایران در محلی قرار گرفته که از پیچیدگی ساختمانی خاصی برخوردار است و طی میلیون ها سال حوادث زمین شناسی متعددی را پشت سر گذاشته است. طبق نقشه تکتونیکی منطقه شمال غرب ایران (هوبر، ۱۹۷۷)، گسل میانه - تبریز - ماکو و گسل زرینه رود (قروه - میاندوآب - خوی - ماکو) در حوالی خوی به هم تلاقی می کنند، به نحوی که مجموعه کمپلکس قوشچی، جزیره اسلامی و دریاچه ارومیه و همینطور ولکانیک های سهند در بین این دو گسل محصور می شوند. علاوه بر آن گسل راندگی توروس - زاگرس که مرز بین زاگرس و کمپلکس های دگرگونی سندج - سیرجان را بوجود می آورد، در جنوب آن قرار دارد.

بر پایه نوشته لردکیپانیدزه و همکاران (۱۹۸۹)، زمین شناسی ناحیه قفقاز، آذربایجان و شرق ترکیه محل برخورد بلوکهایی با ویژگیهای متفاوت به نامهای بلوک غرب ایران مرکزی، بلوک وان، بلوک ارمنستان جنوبی و قفقاز است. این محققین اعتقاد دارند که ماگماتیسیم نئوژن - کواترنر این

ناحیه رخدادی از نوع کشتی در پی آمد فروانش و هضم پوسته نئوتتیس در زیر بلوکهای قاره ای است. به عقیده لسکویه و ریو (۱۹۷۶) و درویش زاده (۱۳۷۰) فلات آذری در الیگوسن تحت تأثیر فاز گرانیتهی شدن قرار گرفته و از آن پس مانند یک مینی کراتون عمل کرده است. به نظر زون شاین و لوپشیون (۱۹۸۶) و درویش زاده (۱۳۷۰) در حدود ۲۰ میلیون سال قبل (آکی تانین) زون جوش خورده قفقاز در حد بین کوههای طالش و قفقاز کوچک توسط گسل های ترانسفورم به زون رورانده زاگرس متصل می شد. مینی کراتون آذربایجان تحت تأثیر حرکات تکتونیکی شدیدی که جهت فشردگی آن تقریباً شمالی - جنوبی بوده و از فشار دماغه عربستان بر سرزمین های جنوبی اورازی ناشی می شد به سمت شمال حرکت کرده که نتیجه آن خارج شدن قفقاز از آب بوده است. به عقیده دیدون (۱۹۷۶) و درویش زاده (۱۳۷۰) جهت حرکات مزبور در ائوسن تعیین شده بوده و در آن حرکت کشویی راست گرد اردبیل - میانه در شرق و حرکت کشویی چپ گرد در مغرب حد و مرز یک میکروپلیت را بوجود می آورد. در حین رانده شدن این مینی کراتون به طرف شمال، حرکت راست گرد گسل سلطانیه - تبریز در آن تأثیر کرده و باعث بوجود آمدن یک حرکت دورانی گشته است. در صورت تأیید این موضوع می توان پذیرفت که فلات آذری در حال حاضر در جهت شمال - شمال شرق به حرکت خود ادامه می دهد و احتمالاً ولکانیسم پلیوکواترنر سبلان، سهند و زمین لرزه های این منطقه معلول همین جابجایی هاست (درویش زاده، ۱۳۷۰).

نوگل سادات (۱۳۷۳) وجود دو پهنه گسستگی پی سنگ با راستای تقریبی شمال شرق - جنوب غرب را در تکوین ساختار کنونی آذربایجان موثر می داند. وی این دو پهنه را با عنوانهای پهنه گسستگی ارس - میانه، به ترتیب در بالا و پایین گسل تبریز - میانه معرفی کرده است. این پهنه ها از نوع برشی و کشتی بوده و بین دو گسل نسبتاً موازی محصور می باشند. در حالی که استرس وارد شده به بلوکهای موجود، با گسل های اصلی زاویه بسازند پهنه های برشی و گسله های تبدیلی (Transform F.) که بصورت زاویه دار نسبت به گسله های اصلی قرار دارند ایجاد می شوند (نوگل سادات، ۱۳۷۳).

۲-۲-۲- از دید منطقه ای

این ناحیه، بخشی از منطقه زمین ساختی ایران مرکزی را در ادامه شمال غربی زون تکتونیکی سهند-سیرجان (اشتوکلین، ۱۹۶۸) تشکیل می دهند و بخش از زون خوی-ماکو(نبوی، ۱۳۵۵) است. سنگهای پرکامبرین در اثر رخداد قدیمی تر از بایکالین بصورت حرارتی، حرکتی دگرگون شده است که مهمترین فاز شناخته شده آن با رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت مشخص می

گردد. این سنگها تغییر شکل یافته، چین خورده و توسط توده های نفوذی بویژه گابرویی-دیوریتی گسسته شده است و بخشی از آنها خود نتیجه تفریق های بخشی مربوط به دگرگونی سریهای مختلف خصوصا آمفیبولیت ها می باشند. در منطقه به دنبال دگرگونی، چین خوردگی و دگرشکلی سنگهای پرکامبرین و فاز آتشفشانی اسیدی، بخش جنوب غربی بصورت هورست، زمانی طولانی از آب بیرون می آید، ولی در نیمه شمالی دوباره دریا پیشروی نموده و نهشته های تخریبی دانه ریز سازند کهر را به سن پرکامبرین پایانی بر جای می گذارد. نبود نهشته های سیلورین، دونین و کربونیفر را می توان مدیون فاز کالدونین و احتمالا هرسنین دانست، بدین سان که منطقه در اواخر اردوئیسین بر اثر رخداد کالدونین، که احتمالا تنها بصورت حرکات شاغولی عمل نموده از آب خارج گردیده و این وضع همچنان در این محدوده تا اواخر کربونیفر، اوایل پرمین ادامه داشته است. در این زمان دریای پرمین که تقریبا در سراسر ایران زمین پیش روی می نموده بر این محدوده نیز دست می یابد و منطقه دوباره به زیر آب می رود، مگر باریکه هایی از آن که هنوز بصورت هورست بجای مانده است (مانند سواحل غربی دریاچه ارومیه). شواهدی از روند و پی آمد فاز هرسنین در دست نیست، مگر دو برونزد کوچک از توده گرانیته که با توجه به شواهد موجود در کوه میشو(واقع در ۵ کیلومتری مرز شرقی ورقه تسوج)، که جایگزینی آنرا به پس از دونین و پیش از پرمین و به همان فاز نسبت می دهند. رسوبات دریای پرمین بطور ناهمساز بر روی نهشته های قدیمی تر آرام می گیرد و دریای مذکور با وقفه ای کوتاه مدت در آغاز مزوزوئیک، همچنان تا اواسط تریاس ادامه یافته و رسوبات کربناتی بجای گذارده است. در اثر رخداد کیمیرین پیشین رژیم رسوبگذاری از سنگهای کربناتی به سنگهای آواری و رخساره های دریا کناری تغییر نموده و این وضع تا اواسط ژوراسیک ادامه می یابد. وجود هم ارزهای سازند نای بند و شمشک نشان دهنده چنین محیط رسوبی است. ضمنا در نیمه شمالی منطقه، محدوده واقع در شمال گسل تسوج در پی عمل کرد این فاز از آب بیرون می آید.

از چگونگی حرکات اوایل کرتاسه(کیمیرین پسین)، بعلت محدود بودن رسوبات کرتاسه و نیز گسله بودن همبری آنها، اطلاع چندانی در دست نیست، ولی جایگزینی توده گرانیته قوشچی را در بخش جنوب غربی، پی آمد فاز لارامین می دانند و جایگزینی آنها را به اوایل پالئوژن نسبت می دهند.

نبود رسوبات ائوسن-الیگوسن اظهار نظر در باره رویدادهای این عهد را دشوار می سازد، هر چند این نبود می تواند پی آمد فاز لارامین باشد. در اوایل میوسن دوباره دریا بطور گسترده در منطقه پیش روی می نماید نهشته های تخریبی و گاه کربناتی بجای می گذارد. این نهشته ها که

در دریای کم ژرفایی گذارده شده است، در بخش شمالی منطقه گستردگی زیادی دارد و بصورت دگرشیب بر روی سنگهای قدیمی تر آرمیده، که خود مبین فاز تکتونیکی الیگوسن پیشین است. نهشته های میوسن در اثر فاز اواخر آلپین چین می خورند و تاقدیس و ناودیس های نسبتا بازی را پدیدار می سازند، که راستای محور آنها عموما شرق شمال شرقی - غرب جنوب غربی است. چین خوردگی های مذکور تا اواخر پلیوسن هم چنان ادامه داشته است، که دگرشیبی موجود بین نهشته های مذکور را با رسوبات میوسن مدیون همین فاز می دانند.

گسلهای بی شماری در منطقه وجود دارد، که برخی از آنها آبرفت های دوران چهارم را گسسته و در زمره گسل های فعال می باشند. شماری از این گسلها خیلی ژرف هستند و ادامه آنها تا پی سنگ نیز کشیده می شود. مهمترین این گسلها عبارتند از گسل های تسوج، میشو، شرفخانه و قزلجه.

با نگرشی به ادامه فعالیت های تکتونیکی، آتش فشانی، چشمه های آهک ساز و گرمایی (رسوبات تراورتن) و بالاخره لرزه خیزی منطقه، هم اکنون دریاچه تکتونیکی و خیلی جوان ارومیه در حد فاصل گسل تبریز در شمال و گسل زرینه رود در جنوب در همین ایام شکل می گیرد، که خود مبین فعالیت های تکتونیکی خیلی جوان منطقه می باشد.

با توجه به تکتونیزه بودن شدید منطقه، انواع ساختارهای زمین ساختی مانند گسله ها، چین ها، درزه ها، دگرشیبی، پهنه های میلونیتی شده و عوارض دیگر را در منطقه می توان مشاهده کرد. ساختارهای ذکر شده فوق از نظر اندازه در سه مقیاس میکروسکوپی، مزوسکوپی و ماکروسکوپی قابل مشاهده هستند. ساختارهای میکروسکوپی، شامل ساختارهای ریزی هستند که فقط به کمک میکروسکوپ می توان مشاهده کرد. ساختارهای مزوسکوپی شامل ساختارهایی در اندازه چند سانتی متر تا چند متر بوده ولی ساختارهای ماکروسکوپی ابعاد تا صدها کیلومتر را در برمی گیرد. گسل های منطقه اکثرا دارای روند شمال شرق - جنوب غرب و نیز شمال غرب - جنوب شرق می باشند. گسل قره باغ با روند شمال شرق - جنوب غرب باعث جدا شدن توده گرانیته قوشچی و حرکت چپ گرد آنها نسبت به یکدیگر شده است. گسله سلماس که از گسله های فعال و لرزه خیز می باشد با روند شمال غرب - جنوب شرق از شرق منطقه عبور می کند. همچنین گسله فعال تسوج با روندی متغیر از ۵ کیلومتری شمال تسوج و دریاچه ارومیه می گذرد. بخش شرقی این گسل دارای روند شمال شرق - جنوب غرب و بخش غربی آن دارای روند غرب، شمال غرب - شرق، شمال شرق می باشد (بربریان و قریشی، ۱۳۶۶).

نهشته های کهن رخنمون یافته در جنوب شرق ورقه سلماس دارای امتداد NE-SW هستند. نهشته های میوسن در نیمه غربی ورقه بصورت یک ناودیس بزرگی است که محور آن در راستای

NE-SE است (ناودیس لیلوس). گسله های پرشمار و فراوانی در ورقه سلماس وجود دارد که بیشتر آنها به سبب عملکرد هایشان از اهمیت ویژه ای برخوردارند. برخی از این گسله ها آبرفت های کواترنر را نیز گسسته و فعال هستند. شماری از این گسل ها بسیار ژرف هستند و دنباله آنها تا پی سنگ منطقه نیز کشیده می شود.

در جنوب شرقی ورقه سلماس گسله های بی شماری با روند SW-NE بیشتر از نوع راندگی یافت می شوند که باعث شده اند نهشته های پرمین به حالت بی ریشه و بی قاعده بر روی واحدهای گوناگون رانده شوند. از دیگر ویژگیهای تکتونیکی این پهنه وجود گستره سترگ از نهشته های تراورتن و وجود چشمه های آبگرم و آهکساز در منطقه است، که بیشتر در امتداد گسله های منطقه پدیدار شده اند که خود مبین فعالیت های تکتونیکی بسیار جوان منطقه هستند. مهمترین گسله های موجود در ورقه سلماس عبارتند از :

پدیده دگرگونی دینامیکی که بطور گسترده ای در منطقه مورد مطالعه دیده می شود و باعث ایجاد درز و شکاف و شکستگیهای متعدد در سنگها شده و نفوذ و خروج مایعات و بخارات تسهیل می کند. علاوه براین این ویژگیها باعث ایجاد سنگ مخزن مناسب برای آبهای هیدروترمال می کند. دگرگونی دینامیکی، دگرگونی غالب و عمده منطقه است. اعمال نیروهای برشی بر منطقه در مقیاس بسیار گسترده ای قابل مشاهده است. این نوع دگرگونی در انواع سنگهای منطقه مورد مطالعه دیده می شود. مشاهدات صحرایی و بررسی های میکروسکوپی نشان می دهد که شدت دگرگونی دینامیکی در منطقه آبگرم از ورقه سلماس، بیشتر از منطقه قره باغ است. بطوریکه منطقه قره باغ را می توان بخش تقریبا دگر ریخت نشده یا کمتر دگر ریخت شده از منطقه مورد مطالعه تصور کرد. زیرا در منطقه قره باغ، زون های برشی قابل توجهی وجود ندارد. البته در منطقه آبگرم هم در قسمت هایی که از زونهای برشی دور هستند، از گزند دگر ریختی های دینامیکی مصون مانده اند. وجود آمفیبولیت هایی با پروتولیت گابرویی بدین معنی است که توده های مورد مطالعه، در یک زون برشی گسترده ای بطول دهها کیلومتر (گستره این زون برشی در خارج از محدوده مورد مطالعه در ورقه سرو و خاک ترکیه هم ادامه دارد) جایگزین شده اند، بطوریکه این توده ها در حین و پس از جایگزینی دچار دگرشکلی پلاستیکی دما بالا و در برخی قسمت ها فشار بالا شده و باعث تشکیل آمفیبولیت ها و گابروهای میلونیتی شده است.

۲-۳- عناصر فابریکی در منطقه

- خط وارگی

خطوارگی ها در مقیاس های ماکروسکوپی در منطقه مورد مطالعه شامل خطوارگی کششی میلونیتی، خطوارگی کانایی، خطوارگی های حاصل از محور چین های ایزوکنیال، خطوارگی های حاصل از محور چین های نامنظم هستند.

- برگوارگی ها

که به برگوارگی میلونیتی نیز معروف هستند و به موازات راستای پهنه برشی قرار دارند. تفریق و تفکیک مکانیکی از عوامل عمده بوجود آوردن برگوارگی های میلونیتی است

- چین خوردگی

در اثر تنش های تکتونیکی دگر شکل های متعددی در سنگ های مختلف منطقه ایجاد شده و چین خوردگی های متعددی را بوجود آورده است. که در مقیاس های ماکروسکوپی و ماکروسکوپی قابل مشاهده هستند. چنین بنظر می رسد که چرخش لایه های اولیه سبب تشکیل آنها شده است، بطوریکه راستای محور این چین ها غالباً راستای محور کشیدگی است.

- گسلها

گسل های اصلی منطقه عمدتاً دارای روند شمال شرق - جنوب غرب هستند که از مهمترین این گسل ها می توان به گسل های کوره، چیر، بهله، قره آغاج، محمودان و هشتیان اشاره کرد. این گسل ها موازی با چین خوردگی های موجود در کوه بلندوک و در واحد های سازند قم می باشند، لذا می توان این سامانه گسلی را جوانتر از گسل های با امتداد شمال غرب - جنوب شرق دانست. در قسمت جنوبی ورقه قولنجی گسل ها عمدتاً روند شمال غرب - جنوب شرق را دارند. از عمده ترین این گسل ها می توان به راندگی شیخ بایزید، راندگی کوه چهارشنبه و گسل شمال قره آغاج اشاره کرد. این گسل ها موازی با چین خوردگی واحد های پالئوزوئیک بوده و قدیمی تر از گسل های قبلی می باشند. از مهمترین گسلهای منطقه به موارد زیر اشاره می کنیم:

- گسل شکریازی - مافی کندی

این گسل در حقیقت ادامه گسل شمال تبریز است که با روند شمال باختری - جنوب خاوری، از ۱۶ کیلومتری شمال خاوری شهرستان سلماس و از شمال روستاهای شکریازی - مافی کندی گذر می کند اثرات این گسل در حد فاصل دو روستای یاد شده به خوبی نمایان است، ولی به سوی غرب پس از گردنه قره تپه (جاده سلماس - خوی) به سوی شمال غرب به خوبی نمایان نیست ولی

در دنباله به سوی شرق به گسل تسوج می پیوندند و سرانجام به گسل شمال تبریز می پیوندند. شیب این گسل کم و بیش نزدیک به قائم است و بخش جنوبی آن فرو افتاده است. گروهی بر این باورند که این گسل از شهرستان زنجان آغاز شده و پس از گذر از میانه - تبریز - سلماس تا قفقاز ادامه می یابد. بررسی زمین لرزه های تاریخی منطقه در یکصد سال اخیر نشانه ای از فعالیت این گسل را به دست نمی دهد ولی امکان حرکت آن همراه با زمین لرزه های ویرانگر شهرستان تبریز را حدود ۲۱۶ سال پیش به این گسل ربط می دهند. هر چند که در قرن اخیر نشانه ای از فعالیت این گسل دیده نشده است.

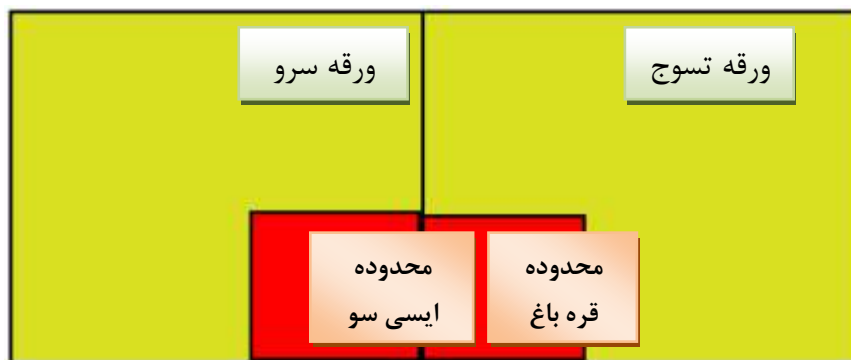
-گسل سلماس

این گسل با درازای بیش از ۳۰ کیلومتر با روند جنوب شرقی - شمال غربی از روستای آبگرم (ایسی سو) در ابتدای گردنه قوشچی آغاز می شود و به سوی غرب ادامه می یابد و از حد شمالی ارتفاعات قارنی یاریخ گذر می کند و از ۲ کیومتری جنوب کهنه شهر وارد رودخانه روشن شده می شود. سطح گسل بیشتر از نهشته های بستر رودخانه پوشیده شده ولی چشمه های آبگرم و آهکساز در مسیر این گسل تراوش می کنند.

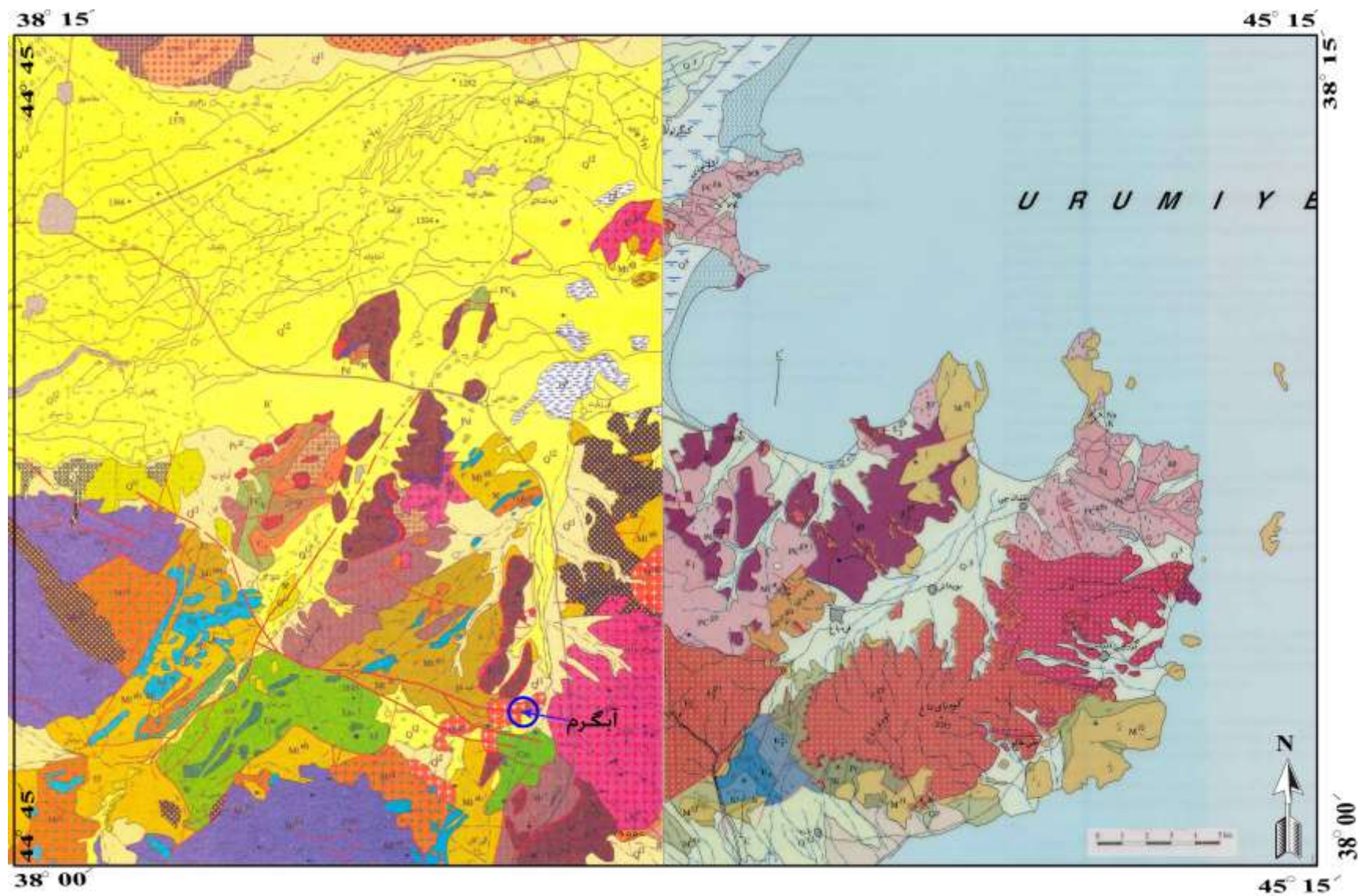
زمین لرزه ویرانگر شهرستان سلماس را به حرکت اخیر این گسل نسبت داده ند. این زمین لرزه در ساعت یک بامداد روز چهارشنبه به تاریخ هیفدهم اردیبهشت ماه سال ۱۳۰۹ شمسی، مصادف با ششم ماه مه ۱۹۲۰ میلادی اتفاق افتاد. شدیدترین تکانهای این زمین لرزه با بزرگی ۷,۳ درجه ریشتر گزارش شده، که مجمعا ۶۰ روستا و شهر را با خاک یکسان نمود و حدود ۲۵۱۴ نفر در اثر این زمین لرزه جان خود را از دست دادند. کانون سطحی زمین لرزه در نقطه ای با ویژگیهای جغرافیایی ۹ دقیقه، ۳۵ درجه عرض شمالی و ۴۲ دقیقه و ۴۴ درجه طول شرقی واقع بود. بیشترین جابجایی افقی ۴ متر و بیشترین جابجایی عمودی ۵ متر اندازه گیری شده است و تا کنون این منطقه دوران سکون لرزه ای خود را می گذارند.

-گسل چهل ستون

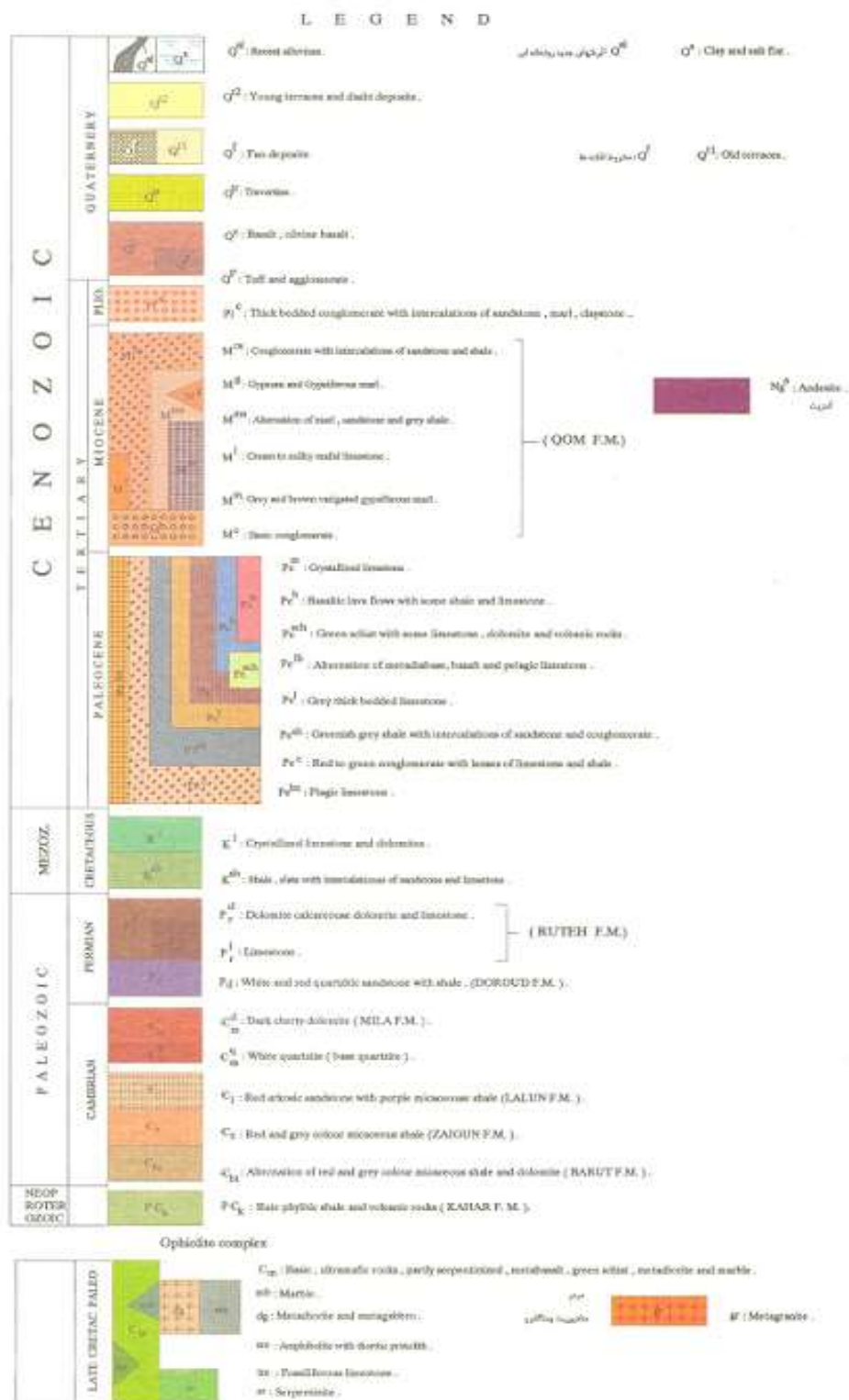
این گسل در شمال روستای چهار ستون با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی و از نوع راندگی است که باعث رانده شدن بازالت ها و آهک های پلاژیک متعلق به پالئوسن بر روی واحدهای مختلف قدیمی و جوان شده است. گسل های فرعی و منشعب نیز در این محدوده عمدتا دارای جهتی NE-SW هستند.



شکل ۲-۲: موقعیت تقریبی محدوده مورد مطالعه که در دو ورقه جداگانه قرار دارند

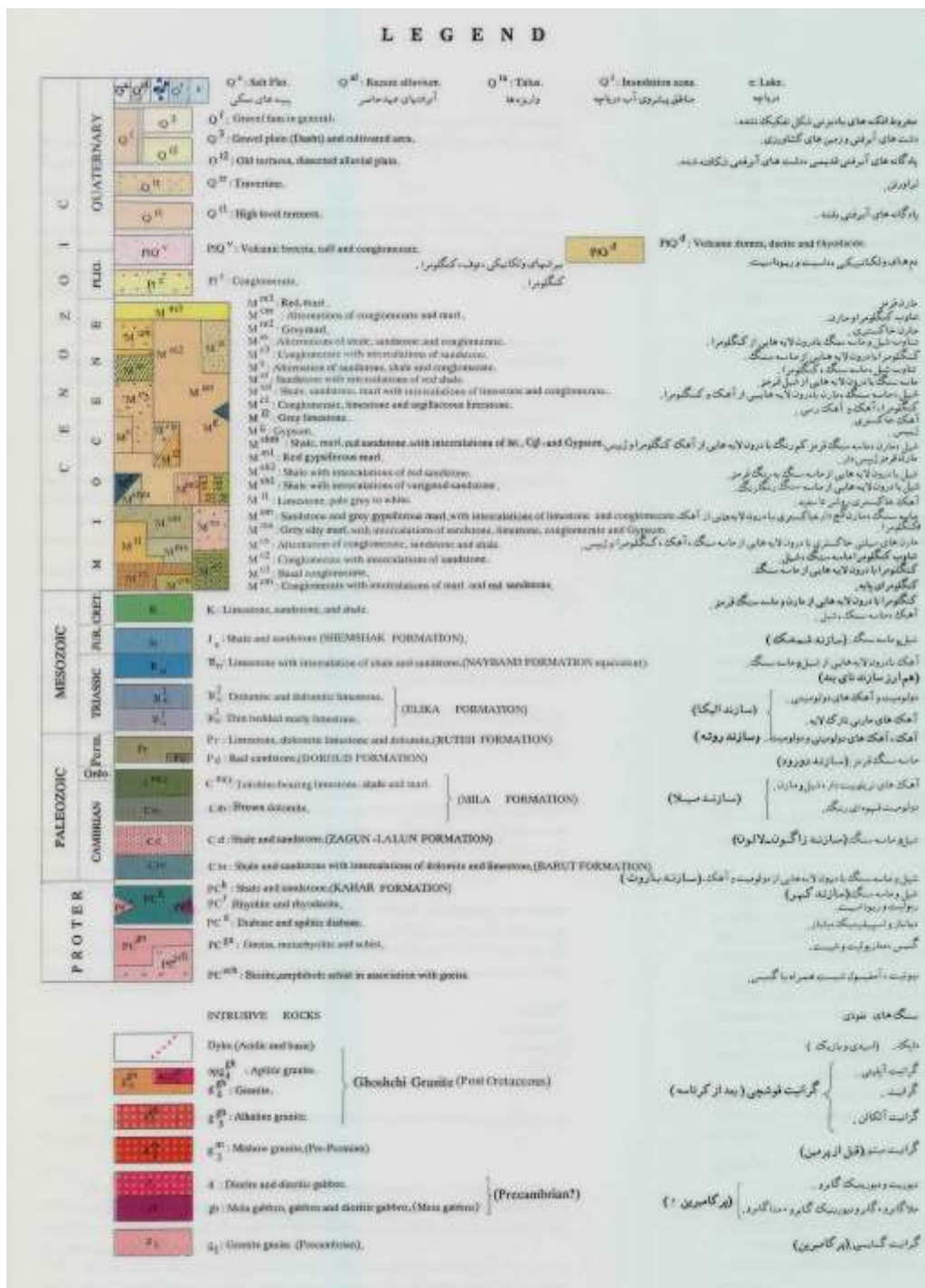


شکل ۲-۳: واحدهای سنگی و ارتباط آنها با یکدیگر در منطقه قره باغ و ایسی سو (برگرفته از نقشه های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تسوج و سلماس)



شکل ۲-۴- راهنمای نقشه زمین شناسی، ورقه سلماس (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی)

فصل دوم: زمین شناسی ناحیه ای و مطالعات صحرایی



شکل ۲-۵- راهنمای نقشه زمین شناسی، ورقه تسوج (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور)



توضحات در صفحه بعدی



شکل ۲-۶: (A) دور نمای کلی از محل چشمه های آبگرم، دید به سمت شمال، (B) دورنمای دشت قره باغ، دید به سمت جنوب شرق (C,D,E,F,G,H) رخنمون انواع سنگهای رسوبی اطراف چشمه آبگرم



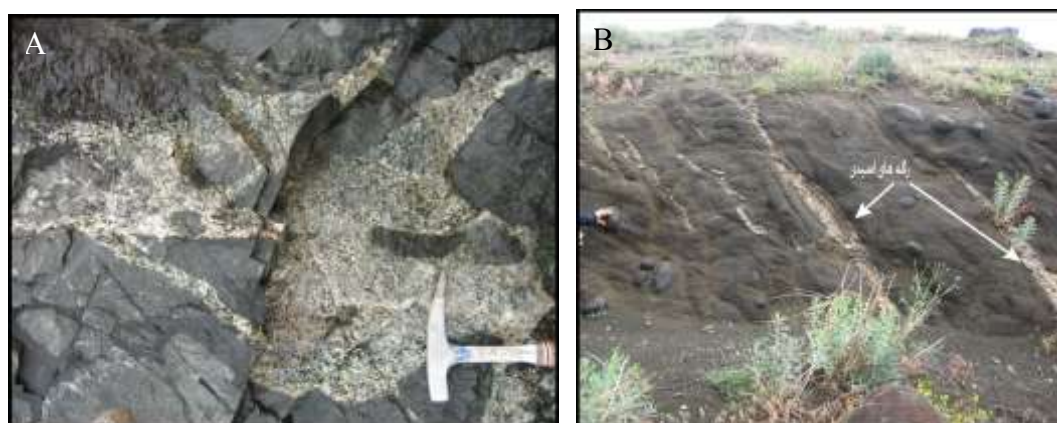
توضیحات در صفحه بعدی



شکل ۷-۲: رخنمون سنگهای دگرگونی منطقه (A) آمفیبولیت پرکامبرین که پی سنگ منطقه را تشکیل می دهد،
(B) رخنمون کنتاکت سنگهای پرکامبرین، (C,D,F) سنگهای آمفیبولیتی با ریزچین ها، (E) گنایس
منسوب به پرکامبرین، (G) رخنمون کنتاکت بین گنایس و شیست منسوب به پرکامبرین،



شکل ۲-۸: رخنمون سنگهای (A) گابرو، (B) لویکوگرانیت، (C) آلکالی گرانیت، (D) مونزوگرانیت



شکل ۲-۹: (A) نفوذ بخش فلسیکی در داخل شکستگی های بخش مافیکی، (B) رخنمون رگه های اسیدی در داخل بخش مافیکی هوازده شده



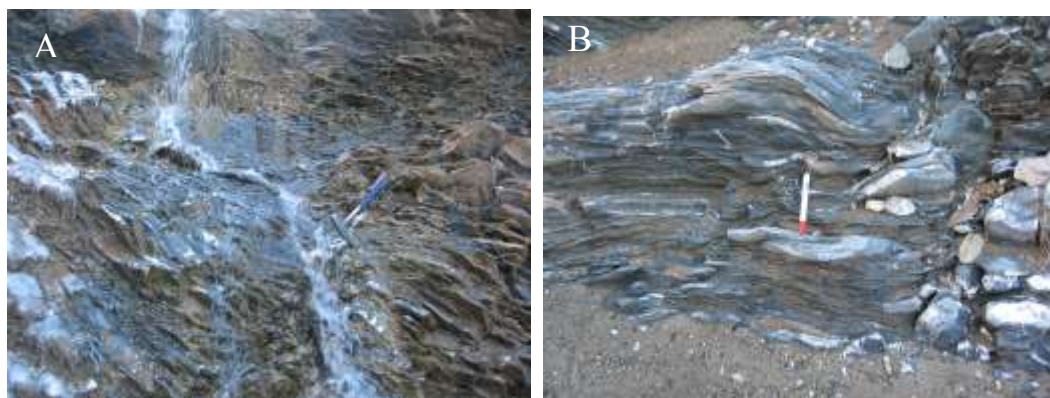
شکل ۲-۱۰: A) دور نمای کلی از توده اصلی مافیک قره باغ، دید به سمت شمال، B) دورنمای کنتاکت دیوریت با پی سنگ دگرگونی منسوب به پرکامبرین، دید به سمت جنوب شرق C) نفوذ دایک های اسیدی در داخل گابروها و محل کنتاکت نهشته های رسوبی با گابرو، D) رخنمون سنگهای گنایسی منسوب به پرکامبرین، دید به سمت جنوب شرق،

۴-۲- جایگاه منطقه در ساختار ایران زمین

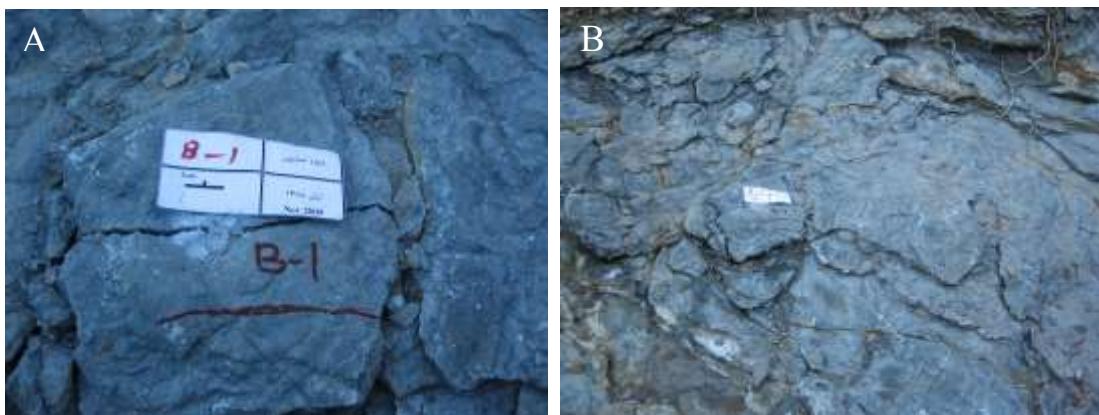
ناحیه بررسی شده در شمالغربی ایران جای دارد. با توجه به تقسیمات واحدهای ساختمانی - رسوبی ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸) این ناحیه بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی زون سندج - سیرجان دانسته شده است. نبوی (۱۳۵۵) این منطقه را زیر عنوان زون خوی - مهاباد از زون البرز - آذربایجان تفکیک کرده است. افتخارنژاد (۱۳۵۹) بر اساس وضعیت ساختمانی و رخساره های این ناحیه را بخشی از زون آمیزه رنگی و افیولیتی معرفی نموده است. اشتامپلی (۱۹۷۸) این منطقه را جزء گودال ولکانو مولاس ایران مرکزی قرار داده است. این گودال که در آن حوضه سنوزوئیک گسترش زیادی دارد و با آتشفشانی ترسیر به نسبت شدید و وجود بلوک هایی که همسانی به البرز دارند مشخص شده است. علوی (۱۹۹۱) بر پایه سری های ماگمایی، این ناحیه را جزو زون ماگمایی ارومیه - دختر و مجموعه ماگمایی البرز نامگذاری کرده است و مرز این دو مجموعه ماگمایی را زمین درزه حاصل از برخورد آنها می داند. به هر حال بخش عمده برونزد های منطقه را سنگهای دگرگونه و ملانژهای مختلفی از سنگ های دیاباز، الترابازیک، رادیولاریت، شیل های فلیش گونه، سنگ های دگرگونه و ملانژهای مختلفی از سنگ آهکهای پلاژیک و مواد آذرآواری پدید می آورد.



شکل ۲-۱۱- A) رخنمون پی سنگ منطقه بعد از محل تلاقی آبراهه های ۱، ۲، ۳ و ۴، B) کنگلومرای پی سنگ منطقه،
D) آبرفتهای جوان کواترنری در مسیر آبراهه ها بعد از تلاقی



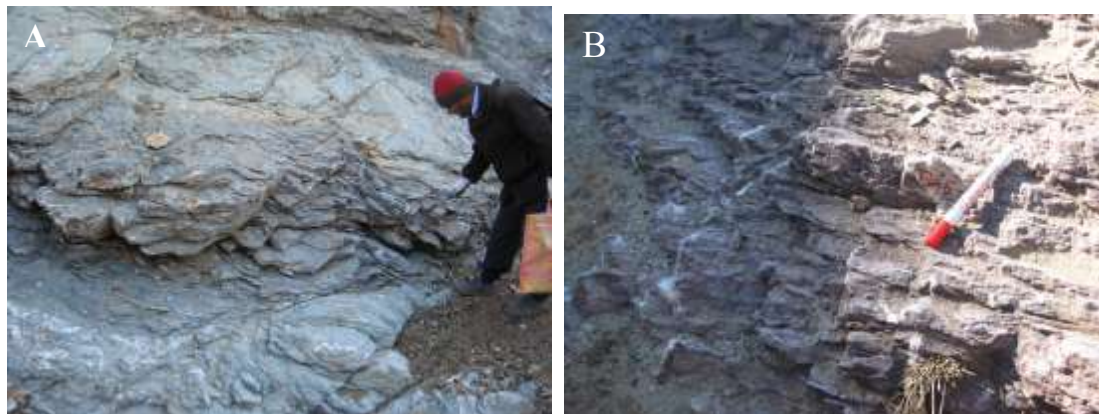
شکل ۲-۱۲- لایه های مختلف شیلی اطراف آب گرم



شکل ۲-۱۳- نحوه برداشت نمونه ها



شکل ۲-۱۴- وسایل برداشت و اندازه گیری نمونه ها



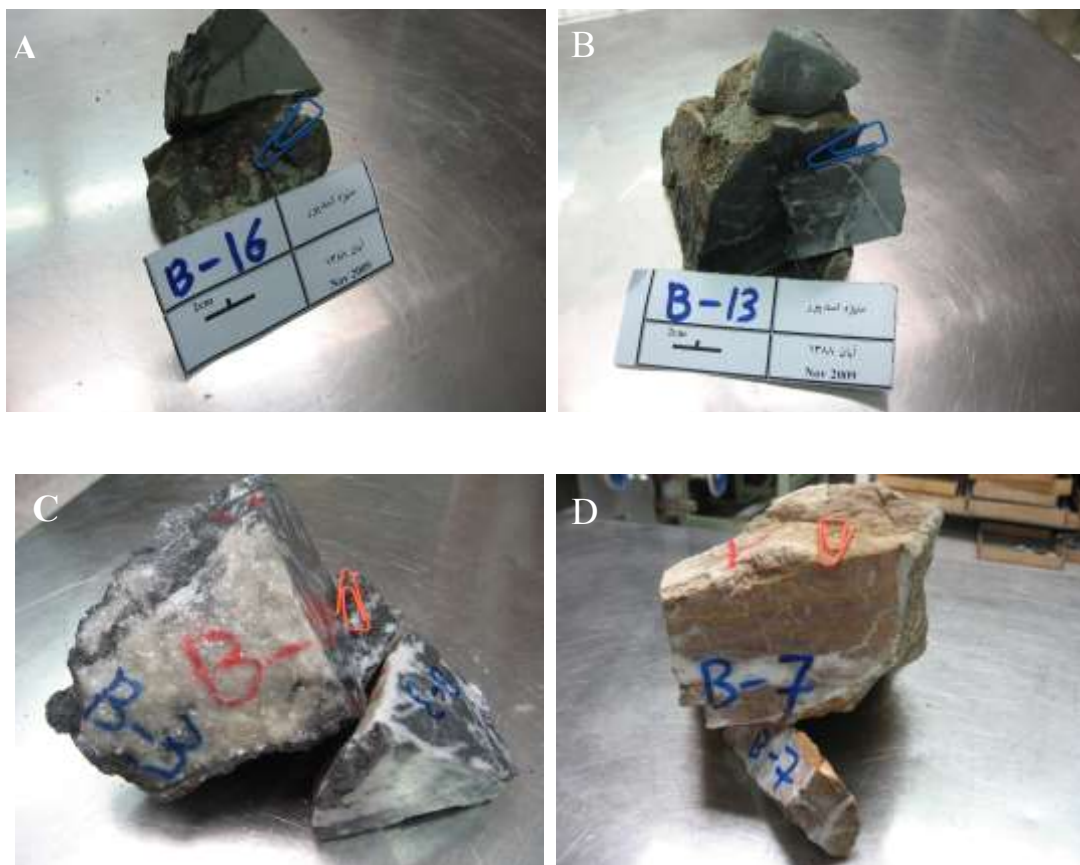
شکل ۲-۱۵- لایه های رسوبی اطراف چشمه آبگرم



شکل ۲-۱۶- نحوه نمونه برداری از تشکیلات مختلف زمین شناسی



شکل ۲-۱۷- دره اصلی چشمه آبگرم که بیشترین آلودگی به بور در آن دیده شده است



شکل ۲-۱۸ - نمونه ها بعد از انتقال به آزمایشگاه و شسته شدن برش داده شدند



شکل ۲-۱۹ - پلاک های کوچک از نمونه های سنگی بزرگ برای تهیه مقاطع نازک نمونه ها

فصل سوم

آب و مسئله آلودگی

فصل سوم

آب و مسئله آلودگی به بور

۳-۱- مقدمه

فعالیت های انسانی یکی از عوامل بسیار مهم در تعیین و تغییر کیفیت آب های سطحی و زیرزمینی است. انسان از راههای مختلف مانند آلودگی هوا، تخلیه پسابها، استفاده از آلاینده های شیمیایی در صنعت کشاورزی، کاربری اراضی و فرسایش خاکها بر کیفیت آب اثر میگذارد. علاوه بر فعالیتهای انسانی، عوامل طبیعی و لیتولوژیکی خود میتوانند آبهایی با کیفیت نامناسب ایجاد کنند. برهمکنشهای بین آب و سنگ عامل مهمی است که کیفیت آب عبوری از میان واحدهای سنگی را کنترل کرده و میتواند باعث کاهش کیفیت و حتی ایجاد آلودگی در آبهای سطحی و زیرزمینی شود. به طور کلی، کیفیت منابع آب تحت تاثیر عواملی همچون جنس سازندهای زمین شناسی، بافت و اندازه ذرات آبرفت، وضعیت هیدرودینامیک آبخوان و شرایط اقلیمی قرار دارد.

عنصر بور شبه فلز سمی است که غلظت آن در آب متغیر بوده و عموماً در آب آشامیدنی بین ۰/۳ تا ۰/۱ میلی گرم در لیتر است (WHO, 2011). این عنصر میتواند طی فرایند فرسایش و یا فعالیتهای انسانی وارد محیط زیست شود. البته ورود بور به محیط آبی طی فعالیتهای انسانی اندک است. بر اساس گزارش آژانس مواد سمی و بیماری های ثبت شده (ATDSR) در مورد اثر بور بر سلامتی، در رابطه با در معرض قرارگیری طولانی مدت آن اطلاعات چندانی وجود نداشته و بیشتر مطالعات انجام شده در ارتباط با اثرات کوتاه مدت است (Agency for toxic substances and

(disease registryt, 2010). این عنصر توسط ریشه گیاهان جذب و وارد زنجیره غذایی میشود. قرار گرفتن در معرض این عنصر در طولانی مدت بر روی اندامهای تولید مثل جانوران نر اثر گذاشته و همچنین جذب مقدار زیاد آن طی دوران بارداری بر روی جنین اثرات منفی میگذارد. بور در بافت جانوران تجمع نمی یابد و افزایش غلظت بور در بدن انسان باعث عفونت معده، کبد، کلیه، مغز و در نهایت مرگ میشود. از طرف دیگر، بور دارای کاربردهای بسیار زیادی در صنایع مختلف از جمله در صنایع هسته‌ای، در ساخت سکوها، پرتاب موشک، فایبرگلاسها، صنایع دارویی، کشاورزی و ... کاربرد زیادی دارند. لذا سرمایه‌گذاری برای اکتشاف و بهره‌برداری از این ذخایر که دارای پتانسیل بالایی در ایران هستند، دارای ارزش استراتژیک بسیار بالایی می‌باشد.

در این پروژه به بررسی منشاء یا منشأ های زمین شناسی و یا اثرات پدیده های زمین شناسی بر روی منابع آب منطقه مورد مطالعه از نقطه نظر آلودگی به عنصر سمی بور پرداخته شده است. با توجه به حضور طبیعی این عنصر در بخشی از منابع آبی دشت سلماس و مخصوصاً دشت قره باغ و مشکلات جدی که برای سلامتی افراد ساکن و کشاورزی در منطقه ایجاد کرده است و همچنین با توجه به مشکلات مربوط به کم آبی و خشک سالیهای اخیر در منطقه، لازم است در راستای رفع مشکلات ناشی از آن و تامین آب آشامیدنی سالم اقدامات لازم صورت پذیرد.

۳-۲- آب ماده ای شگفت انگیز

آب نوعی ماده مرکب است که از دو عنصر اکسیژن و هیدروژن ساخته شده است. آب را جزو دسته مخلوطها طبقه‌بندی نمی‌کنند، چون خواص آب نه به خواص هیدروژن شبیه است و نه به خواص اکسیژن. از ترکیب دو اتم هیدروژن و یک اتم اکسیژن، یک مولکول آب بوجود می‌آید. آب در اشکال متفاوتی بر روی زمین یافت می‌شود. تنها ماده ای است که در طبیعت به هر سه حالت جامد، مایع و گاز وجود دارد. ابرها در آسمان، موج دریا، کوه یخی، توده های یخی در دل کوه ها و منابع آبی زیرزمینی تنها چند شکل از آب می‌باشند. طی اعمال تبخیر، میعان، انجماد و ذوب، آب مرتباً از حالتی به حالت دیگر تبدیل می‌شود. این پدیده تبدیل آب را چرخه بزرگ آب می‌نامند. از آنجا که بارندگی در صنعت کشاورزی و همچنین برای خود بشر بسیار با اهمیت است، به اشکال مختلف بارندگی نام های به خصوصی اطلاق می‌شود. بارندگی معمولاً بصورت باران است. دیگر اشکال آن، تگرگ، برف، مه و شبنم می‌باشند.

آب‌های روی سطح زمین، نقش های مهمی ایفا می‌کنند. رودخانه‌ها آب مورد نیاز کشاورزی را فراهم می‌کنند و دریاها هم وسیله ای برای تجارت و مبادله کالاها محسوب می‌شوند. توده های یخی و آبشارها هم از دیگر اشکال آب هستند. فرسایش به وسیله آب، نقش مهمی در محیط زیست

ایفا می‌کند. به علاوه، دره‌ها و دلتاهای حاصل از رسوبات رودخانه‌ها، محلی برای سکنی گزیدن انسان‌ها بوده است. آب به داخل زمین نفوذ می‌کند و آب‌های زیرزمینی را ایجاد می‌کند. آب‌های زیرزمینی را می‌توان با کندن چاه یا قنات استخراج نمود. البته آب‌های زیرزمینی به شکل چشمه یا چشمه آب گرم هم به سطح زمین می‌آیند.

آب املاح و مواد معدنی مختلفی دارد که بر حسب آن مواد، طعم و مزه آن بسیار تفاوت می‌کند. البته ما انسان‌ها، خود قادریم که آشامیدنی بودن آب را ارزیابی کنیم، مثلاً از آب شور دریا و یا آب‌های بدبوی باتلاق‌ها استفاده نمی‌کنیم. بلکه آبی می‌نوشیم که سالم بوده و مناسب نیازهای بدنمان باشد.

۳-۳- آبخوان یا سفره آب زیرزمینی یا لایه آبدار: عبارت است از لایه یا سازندی که اولاً حاوی آب باشد و ثانیاً اجازه دهد که مقادیر قابل توجهی آب در شرایط معمولی در آن حرکت کند. آب زیرزمینی یکی از مهمترین منابع تأمین آب شیرین مورد نیاز انسان است. آب‌های زیرزمینی بعد از یخچال‌ها بزرگترین ذخیره آب شیرین زمین را تشکیل می‌دهند. امروزه بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی برای مصارفی چون کشاورزی، صنعت و شرب توسعه زیادی پیدا کرده است. در مناطق خشک و دور از رودخانه‌ها و دریاچه‌های آب شیرین، غالباً تنها راه تأمین آب برای مصارف مختلف استفاده از منابع آب زیرزمینی است.

حدود یک سوم جمعیت جهان وابسته به آب زیرزمینی بوده و بیش از ۷۰ درصد منابع آب زیرزمینی به مصرف کشاورزی می‌رسد. بنابراین توسعه کشاورزی و صنعت باعث افزایش برداشت از منابع مذکور شده و برداشت بی‌رویه از مخازن آب زیرزمینی موجب شده که میزان تغذیه آبخوان جوابگوی برداشت نبوده و سطح آب زیرزمینی افت نماید. افت سطح آب زیرزمینی مشکلاتی همچون خشک شدن چاه‌های آب، از بین رفتن کاریزها، کاهش دبی رودخانه و آب دریاچه‌ها، تنزل کیفیت آب، افزایش هزینه پمپاژ و استحصال آب و نشست زمین را بدنبال دارد.

۴-۳- آلودگی آب

آلودگی آب عبارتست از وجود هر نوع ماده‌ای از قبیل گازها، ذرات معلق، مواد شیمیایی یا بیولوژیکی در آب، به مدت، شدت و حالتی که تأثیر نامطلوب بر سلامت موجودات زنده بگذارد و مانع از استفاده مطلوب از آن گردد. به عبارت دیگر، آلودگی آب عبارت است از تغییر مواد محلول یا معلق یا تغییر درجه حرارت و دیگر خواص فیزیکی و شیمیایی و بیولوژیکی آب در حدی که آن را برای مصرفی که برای آن مقرر است مضر یا غیرمفید سازد (بند ۲ ماده ۱ از آیین‌نامه جلوگیری از آلودگی آب مصوب ۱۳۶۳/۹/۲۴ هیأت وزیران). آلودگی منابع آب‌های زیرزمینی به دلیل اینکه

برخلاف آلودگی رودخانه ها و منابع سطحی معمولاً در معرض دید نمی باشند، پنهان بوده و مورد غفلت واقع شده است.

۳-۵- تاریخچه آلودگی آب

در سال ۱۹۸۳ بر اثر ۱۱۰۰۰ واقعه آلوده کننده در حدود ۱۲۰ میلیون لیتر مواد آلوده کننده در آبهای ایالات متحده تخلیه شده است و در نوامبر سال ۱۹۸۶ بر اثر ریزش موادی شامل جیوه و انواع مواد آلی سمی مانند آفت کشها در رودخانه راین، تمام آبزیان از شهر بال سوئیس تا ساحل هلند کشته شدند. در سالهای اخیر با غرق شدن تانکهای بزرگ نفتی اقیانوس پیما یا به گل نشستن آنها آسیبهایی به حیات دریایی وارد آمد.

آب یکی از مهمترین و بنیادی ترین عامل حیات موجودات زنده است از این نظر جلوگیری از آلودگی آب نیز به همان نسبت مهم و مورد توجه می باشد. عوامل آلوده کننده آب بسیار گوناگون اند و می توانند هم منابع آب های زیر زمینی و هم آب های سطحی را آلوده کنند.

۳-۶- منابع آلوده کننده آبهای زیرزمینی

- آلاینده های شهری و صنعتی: ورود فاضلابهای خام بهداشتی (شهری- خانگی) و صنعتی یا پسابهای تصفیه شده غیراستاندارد به محیط های پذیرنده در آبهای سطحی و زیرزمینی منجر به آلودگی منابع آبهای زیرزمینی می شود.

- آلاینده های کشاورزی: مصرف غیر بهینه کودهای شیمیایی و سموم دفع آفات نباتی با تخلیه باقی مانده این مواد در زهکش های کشاورزی، همچنین نشت شیرابه از استاندارد منبع ورودی این آلاینده ها به منابع آبهای سطحی و زیرزمینی می باشد.

- آلاینده های نفتی و لوله های انتقال و مخازن ذخیره زیرزمینی: این تأسیسات به طور معمول برای انتقال و نگهداری آب، مواد نفتی و سایر مواد شیمیایی مایع و پسابهای نفتی مورد استفاده قرار می گیرند.

- آلاینده های پسماند و دفن غیر اصولی آنها در زمین: ذخیره غیر اصولی، دامپینگ سنتی پسماندها بر روی خاک و نشت شیرابه های فاضلاب از مشکلات زیست محیطی ناشی از دفن غیر اصولی میباشد. شیرابه از تخریب زباله های خانگی و صنعتی ایجاد می شود و ترکیب شیمیایی آن براساس نوع زباله متفاوت میباشد.

- آلاینده های طبیعی و معدنی: در حال حاضر بیش از ۵۰۰۰۰ معدن فعال روباز و زیرزمینی در کشور وجود دارد. پیامدهای زیست محیطی معدنکاری و استخراج عبارتند از تخریب زمین، تخلیه

و رهاسازی پسابها، مواد باطله، زهکشی اسیدی معادن، غبارهای سمی، تشکلات طبیعی زمین شناسی حاوی مواد آلوده کننده (مخصوصا در مناطق هیدروترمال و چشمه های آبگرم)، سرو صدا و بارانهای اسیدی.

- وقایع طبیعی و انسانزاد: بروز زلزله، سیل، رانش زمین، تخلیه مواد خطرناک در اثر سوانح جاده ای و ریلی، شکستگی ناگهانی خطوط انتقال مواد نفتی و مانند آن سبب آلودگی آبهای زیرزمینی می شود.

۳-۷- عوامل آلوده کننده آبهای سطحی

- آلوده کننده های صنعتی: بسیاری از ضایعات صنعتی به آبزبان زیانهای جدی می رسانند. این ضایعات برای خنثی شدن مقدار زیادی از اکسیژن محلول در آب را به مصرف رسانیده و موجب کاهش اکسیژن مورد نیاز برای آبزبان می شود و تهدید به مرگ می کنند. از طرف دیگر بسیاری از خود این ضایعات سمی بوده و موجب مسمومیت آبزبان می شوند، مانند فلزات سنگین، جیوه، سرب، مس و غیره. وارد شدن ترکیبات فسفردار و نیتروژن دار در آب موجب رشد جلبک های می شود که ضمن ایجاد بو و مزه غیر طبیعی آب، اکسیژن آب را مصرف کرده و باعث کاهش میزان آن و بروز صدمات و تلفات آبزبان می شود.

- فاضلاب خانگی: کلیه پاک کننده ها که وارد آبهای سطحی می شوند ترکیباتی را در آنها وارد می کنند که اگر خنثی نشوند و یا توسط میکرواورگانیسیم ها تجزیه و تخریب نشوند بصورت سمی مهلک زیان بسیاری برای آبزبان ببار می آورند.

- حشره کشها، سموم دفع آفات نباتی و کودهای شیمیایی: که از ضروریات توسعه کشاورزی است ناخواسته موجب آلودگی آبهای سطحی می شوند. مانند ددت (DDT).

- مشکلات ناشی از آلوده کننده کوچک: آلوده کننده های کوچک، اجسامی هستند که متاسفانه حضور آنها به حالت محلول در آبهای سطحی، به علت ریختن زباله های فعالیتهای مختلف خانگی، کشاورزی و صنعتی فراوان شده است. این زباله ها را جهان نو وارد چرخه طبیعی آنها کرده است و بعضی از آنها در دراز مدت برای انسان اثر سمی دارند. از این آلوده کننده ها تمیز کننده ها، فنل ها، هیدروکربن، زباله های صنایع شیمیایی و دارویی و تمام مشتقات آب کلردار ناشی از صنایع کلر، حلالهای کلردار، ساخت و استفاده از آفت کشها، علف کشها، ساخت مواد پلاستیکی، روغن های جلا، رنگها و غیره را می توان نام برد.

به علاوه، گاهی ممکن است که سترون کردن با کلر، موجب ایجاد مشتقات آلی کلردار شود. چنین مشتقاتی هنگامی ظاهر می شود که محل برداشت آب خام در رودخانه و در پایین دست

ایستگاه تصفیه آبهای مستعمل که در آنجا عمل کلرزی قبل از ریختن زباله‌ها صورت گرفته است، باشد.

۳-۸- عنصر Boron (بور):



نام بور (Boron) از واژه فارسی burah و واژه عربی buraq به معنی borax گرفته شده است. بور یک غیرفلز یا شبه فلز است به شکل کریستالی جامد، سخت و ترد و به رنگ تیره تا نقره‌ای و خاکستری یا زرد - قهوه‌ای و دارای جلای فلزی و به شکل آمورف نسبت به نوع کریستالی دارای دانسیته بیشتر و به رنگ قهوه‌ای تا سیاه، با نماد B، عدد اتمی ۵، وزن اتمی ۱۰/۸۱۱، وزن مخصوص ۲/۳۴ گرم بر سانتی متر مکعب، سختی ۳/۹ در مقیاس موس، نقطه جوش ۴۰۰۲ درجه سانتی گراد و نقطه ذوب ۲۳۰۰ درجه سانتی گراد. بور در گروه ۱۳ جدول تناوبی به عنوان غیرفلز یا شبه فلز (Metalloids- Nonmetal) بوده و در دوره ۲ قرار دارد.

عنصر بور پنجمین عنصر جدول تناوبی مندلیف بوده و بصورت آزاد در طبیعت وجود ندارد. این عنصر بطور طبیعی بصورت کانی‌های بورات در طبیعت یافت می‌گردد. بورات‌ها نمک‌هایی هستند که به شکل طبیعی تشکیل شده و برای گیاهان و بخش کوچکی از رژیم غذایی انسانها بسیار حیاتی می‌باشند. ترکیب یک یا چند عنصر فلزی با اکسید بور (B_2O_3) تشکیل کانی‌های بور یا همان بورات‌ها را می‌دهد.

بورات‌ها در بسیاری موارد گروه فرعی کربناته محسوب می‌شوند. عنصر بور جزو غیر فلزات به حساب می‌آید و مانند آلومینیوم خواص آمفوتر دارد. بور در ترکیبات خود بیشتر به شکل سه ظرفیتی ظاهر می‌شود B_2O_3 , $B(OH)_3$, BCl_3 .

تهیه عنصر بور بصورت آزاد بسیار پرهزینه بوده و در صورت تهیه به دو شکل کریستالی و آمورف تولید می‌گردد. شکل کریستالی آن جامد، سخت و ترد است، رنگ آن تیره تا نقره‌ای و خاکستری و دارای جلای فلزی است. شکل آمورف آن نسبت به نوع کریستالی از دانسیته بیشتری برخوردار است و رنگ قهوه‌ای تا سیاه می‌باشد. بهترین روش شناخت ترکیبات بور بخصوص در عملیات ژئوشیمی اکتشافی روش اسپکتروگراف تابشی است.

بور بعد از الماس سخت‌ترین عنصر می‌باشد. در حرارت معمولی الکتریسیته را خوب هدایت نمی‌کند. در حرارت معمولی میل ترکیبی شیمیایی ندارد ولی در اثر حرارت با عناصر ترکیب می‌شود. از حرارت دادن بور آمورف در مقابل هوا علاوه بر اکسید بور (B_2O_3)، نیتريد بور (BN) نیز تشکیل می‌گردد. اکسید بور یکی از مهمترین اکسیدهای تجاری بور است.

بور عنصری شبه فلزی است که هم به صورت پودر بی شکل قهوه‌ای تیره تا سیاه و جامد بلورین سیاه براق تا خاکستری نقره‌ای موجود است. یک ساختار بلورین تتراگونال و دو ساختار رومبوهدرال برای بور شناخته شده است. بور اولین بار توسط دانشمندان انگلیسی و فرانسوی در سال ۱۸۰۸ کشف گردید.

این عنصر در کانی تورمالین هم موجود است. ساده ترین روش تهیه بور احیاء تری اکسید بور از طریق گرما دادن با منیزیم است که این منجر به تولید پودر بی شکل این عنصر می‌شود. این عنصر به صورت آزاد در طبیعت یافت نمی‌شود، اما اسیدهای بور در آبهای آتشفشانی و بوراتها و کولمانیت یافت می‌شود. منابع مهم بور عبارتند از کانی‌های رازوریت و تینکال، این دو کانی در بیابانهای Mojave یافت می‌شود. بسیاری از معادن بوراکس در ترکیه پراکنده هستند. ایزوتوپ‌های بور به صورت طبیعی وجود دارند. بور دارای دو ایزوتوپ B_{10} و B_{11} است که اولی ۱۹,۷ درصد و دومی ۸۰,۲۲ درصد را به خود اختصاص می‌دهند. بلورهای کریستاله با خلوص بالا از ترکیبات تری کلرید بور و تری برومید با حضور هیدروژن و توسط فلامنتهای برقی در حرارت بالا تولید می‌شوند. برم بی شکل و ناخالص دارای رنگ‌های قهوه‌ای مایل به سیاه هستند و به صورت پودر وجود دارند که می‌توانند توسط گرمایش پودر منیزیم و تری اکسید به دست می‌آید. بور ۹۹,۹۹۹۹ درصد خالص در استفاده‌های تجاری قابل دسترسی می‌باشد. از مشخصات نوری این عنصر این است که اشعه مادون قرمز را از خود عبور می‌دهد. بور دارای رسانایی ضعیف است اما در دمای بالا رسانای خوبی است.

بورهای بی شکل در مواد آتش بازی برای فراهم کردن رنگ سبز و همینطور برای موارد قابل احتراقی که در راکتورها است مورد استفاده قرار می‌گیرد. ترکیب تجاری بور در بازار

$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ است. این ترکیب به نام پنتا هیدرات برای ساخت شیشه های فایبر گلاس و برای رنگبری پربورات سدیم استفاده می شود.

بور در طبیعت به صورت بوراتها وجود دارد که مهمترین آنها بوراکس و کرنیت است. چون دمای ذوب بور بسیار بالا است تهیه آن دشوار می باشد. معمولاً آن را از کاهش اکسید آن به وسیله منیزیم یا کاهش برمید آن به وسیله هیدروژن به صورت بی شکل (فعالتر است) یا بلوری (کم اثرتر است) تهیه می کنند.

ساختار بلوری بور (رومبوهدرال) شامل واحد های بیست وجهی مثلثی تقریباً منتظم B_{12} مستقر در یک شبکه انباشته مکعبی (اندکی تغییر شکل یافته) است. این ساده ترین ایزوتروپهای بلوری بور است.

بوراکس به $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ گفته می شود. کانه این ماده کرنیت $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ است که در ذخایر عظیمی در صحرای مجاو در ایالت کالیفرنیا آمریکا یافت می شود، منبع اصلی عنصر بور در دنیا استنام بوراکس borax مشتق از واژه ی عربی گلیستن (براق) به معنی درخشان گرفته شده است. زیرا این کانی براق است. بوراکس ماده تمیز کننده خانگی مهمی است. از بوراکس به عنوان یک ضد عفونی کننده ملایم، در ساخت عایقهای فایبر گلاسی و سفید کننده پربورات سدیم استفاده می شود.

بوراکس، کانی اصلی دکا هیدرات $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ و B_2O_3 از مهمترین کانیهای گروه بوراته محسوب می شود و به صورت بلورهای مونوکلینیک شیشه ای روشن تا مات و یا اجزاء بلوری اتفاق می افتد. در هوای خشک با از دست دادن مقدار آب، سفید رنگ شده و به کانی پودری سفید تیره ای بنام تینکالگونیت تغییر می یابد. بوراکس دارای ظاهری چرب و تقریباً شیرین است، براحتی قابل سوختن بوده و در آب گرم حل می شود. بوراکس با ارزش ترین ترکیب بوراته برای تهیه مواد شیمیایی تصفیه شده و هم بصورت یک ماده خام می باشد.

بوراکس در دریاچه ها و یا مناطقی که آب و هوای معمولی دارند تشکیل می گردد و بدلیل حلالیت بالا در آب و هوای مرطوب دیده نمی شوند. بوراکس در مناطق خشک با از دست دادن آب تبلور بی رنگ شده و به کانی پودری سفید کدری به نام Tincalconite تغییر می یابد. بوراکس با ارزش ترین ترکیب بوراتها می باشد. نوع تصفیه شده آن برای تهیه مواد شیمیایی و نوع خام آن مستقیماً در صنایع مصرف می شود. سختی آن ۲-۲/۵ با وزن ۱/۶۹-۱/۷۵ لمس چرب و طعم شیرین دارد و به آسانی ذوب شده (نقطه ذوب آن ۶۰۷ درجه سانتیگراد) و به شیشه بی رنگی تبدیل می گردد. خط اثر آن سفید متمایل به خاکستری، زرد، آبی و سبز نیز دیده می شود. بوراکس علاوه بر محلول بودن در آب، در حلالهای آلی از جمله کلیرول، اتیلن کلیکول، متانول و استن نیز

محلول است. کانی فوق با ۳۷ درصد B_2O_3 به دلیل خاصیت انحلال در آب و ناپایداری در مقابل هوا هرگز به صورت توده‌های بزرگ پیدا نمی‌شود، بلورهای آن در معرض هوا سریع سفید رنگ شده و به توده‌های خاکی شکل تبدیل می‌شود.

بوراکس به عنوان گدازآور در ذوب فلزات و در لحیم کاری، به عنوان کند کننده خوردگی در مایعات ضد یخ، به عنوان ماده اصلی در کودها، در تولید بسیاری مواد شیمیایی و داروسازی و به عنوان منبع تهیه بور به کار برده می‌شود. بوراکس عبارت است بورات سدیم آبدار، یا تترابورات است، که ابتدا در ثبت تحت نام ایرانی بوره به معنی سفیده، تهیه می‌شد. بوراکس متبلور بدون آب، از آب شور دریاچه سیرلس تهیه می‌شود. گرد بوراکس منبسط شده با چگالی ظاهری کم ۳۲ کیلوگرم بر متر مکعب است، که بسیار حل شدنی و در پاکسازها به کار برده می‌شود.

اسید بوریک، که اسید اورتوبوریک نیز نامیده می‌شود، گرد متبلور سفید رنگی با فرمول $B_2O_3 \cdot 3H_2O$ است که با اضافه کردن اسید کلریدریک یا اسید سولفوریک به محلول بوراکس و متبلور شدن آن به دست می‌آید. همچنین، از کانی‌های بور به عنوان یکی از مواد شیمیایی تحصیل می‌گردد. اسیدی بسیار ضعیف است که از بوراتها و یا هیدرولیز هالیدهای بور با هیبریداسیون SP_2 به دست می‌آید. این اسید به صورت بلورهای سفید سوزنی شکل است که در آن واحدهای $B(OH)_2$ از طریق پیوندهای هیدروژنی به یکدیگر متصل شده اند و لایه های نامحدودی (با فاصله ۳٫۱۸ انگستروم) با تقارن تقریباً شش ضلعی تشکیل می دهند. اسید بوریک در آب تا حدودی حل شده و انحلال پذیری آن با افزایش دما زیاد می شود. این اسید تک بازی است. قدرت اسیدی اسید بوریک با افزایش مواد کمپلکس دهنده (نظیر گلسیرول) آنقدر افزایش می یابد که تیترا کردن مستقیم آن با NaOH امکانپذیر می گردد. در اثر ذوب شدن اسید بوریک بصورت شیشه بدست می آید، مذاب حاصله به آسانی اکسیدها فلزی را در خود حل کرده شیشه های بورات می دهد، پیرکس، شیشه ای از بور سیلیکاتها می باشد در صنعت با استفاده از صنعت بورات نظیر سوریت $(Na_2B_4O_7 \cdot 7H_2O)$ ، واکسیت $(8H_2O \cdot NaCaB_5O_9)$ ، کلمانیت $(Ca_2B_6O_{11})$ ، و نیکال $(Na_2B_4O_{18} \cdot 7H_2O)$ ابتدا بوراکس تهیه می شود و پس از تغلیظ بوراکس، آنرا با اسید سولفوریک اسیدی می نمایند. در نتیجه اسید بوریک حاصل می شود، این اسید تک بازی و ضعیف است و به عنوان پروتون دهنده عمل نمی کند بلکه به عنوان اسید لوییس (پذیرنده یون هیدروکسید) عمل می کند.

این ماده بطور طبیعی در درزه‌های آتشفشانی بصورت کانی ساسولیت $(B_2O_3 \cdot 3H_2O)$ ، یافت می‌شود. وزن مخصوص آن ۱/۴۳۵ و نقطه ذوب آن $566^\circ C$ است. در آب و الکل محلول است. اسید بوریک به عنوان مواد نگهدارنده و گندزدا در مخلوط‌های شیشه و کوزه‌گری، در صنعت دباغی

بورای پشم‌گیری پوست با تشکیل محلول بوراتهای کلسیم در آب، و به عنوان گداز آور در لحیم کاری و لحیم کاری سخت به کار برده می‌شود. اسید بوریک بی‌آب، تقریباً اکسید بوریک خالص است. در لعابهای شیشه و سرامیک به کار برده می‌شود. اسید بوریک هم چنین در بافت پارچه و منسوجات کاربرد دارد.

کانی کلمانیت در معدن قره‌گل ایران از کانی‌های اصلی محسوب می‌شود. این کانه بصورت بلورهای سفید روشن، منشوری، هرم‌هایی در دو انتها و بافت دانه‌ای تا اجزاء توده ای رشد می‌نماید سفید یا بی‌رنگ بوده ولی رنگ آن ممکن است بعلت وجود ناخالصی به رنگ صورتی یا قرمز دیده شود. این کانه از سایر مینرالهای گروه با سختی ۴-۴/۵ و وزن مخصوص ۲/۴۸-۲/۲۶ که سخت‌تر و سنگین‌تر می‌باشد، مشخص می‌گردد. کلمانیت در آب غیر محلول ولی در اسیدها حل می‌گردد و در اثر حرارت در حین از دست دادن آب صدا می‌دهد. ترکیبات آهن‌دار و آرسنیک‌دار در کانی کلمانیت جزء مواد مضر محسوب می‌گردد. بررسی منشأ کلمانیت پیچیده بوده و اغلب به عنوان یک کانی ثانویه (بشر بجای الکسیت) یافت می‌شود و محل تشکیل آن در چشمه‌های غنی از کلسیم است که باعث تغییر کانی‌های سدیم کلسیم به بورات کلسیم می‌گردد. در رسوبات دریایی همراه گچ و دیگر کانی‌های بور بوجود می‌آید. کلمانیت در سیستم مونوکلینیک بصورت منشورها و توده‌های دانه‌ای متبلور می‌شود و جلای درخشان دارد.

کانی الکسیت در ایران در اندیس معدنی قره‌آقاج در استان زنجان مشاهده شده است. بوراتهای غیر هیدراته کانی‌هایی هستند که در ترکیب خود مولکول H_2O نداشته باشند. این کانیها تعداد بسیار کمی از کانیهای بور را تشکیل داده، و معمولاً در رابطه با سنگهای آذرین یا متامورف تشکیل شده و بعضی در مناطق خشک و دریاچه‌های خشک یافت می‌شوند. این کانیها (برای مثال سیلیکاتهای بور و زایبلیت) بسیار سخت بوده و در آب حل نمی‌شوند.

تورمالین بعنوان فرآورده‌های آخرین مرحله تبلور گرانیته‌ها، بخصوص پگماتیت‌هایی که از محلول‌های دارای بور غنی شده‌اند فراوانند، و نیز در بعضی از سنگ‌های دگرگونی تشکیل می‌گردند. تورمالین به فراوانی در گرانیته‌هایی که از طریق اتوپنوماتولیتیک تغییر پیدا کرده‌اند (گرایزن‌ها) دیده می‌شوند. گرانیته‌های دارای تورمالین زیاد به اسم لوکسولیانیته Luxellianite نامیده می‌شوند.

۳-۹- کاربرد

به همراه تیتانیوم و تنگستن در ساخت آلیاژهایی با مقاومت گرمائی بالا بکار می‌رود. در ساخت راکت تنیس و به عنوان تنظیم گر نیروگاه های هسته ای بکار می‌رود. همچنین در ساخت آلیاژ بوراکس با مقاومت ویژه بالا و ساخت شیشه (B_2O_3) نیز استفاده می‌شود.

کانی‌های گروه بورات به دو رده بورات‌های هیدراته و غیر هیدراته تقسیم بندی می‌گردند که هر یک دارای کانیه‌های متعددی می‌باشند، از میان این کانیه‌ها، کانیه‌های مهم در جدول زیر ارائه شده‌اند. اما از میان ترکیبات متعدد آن فقط گروه کوچکی بنام بورات‌ها دارای ارزش اقتصادی می‌باشند که محتوی اکسید بوریک، اکسید سدیم و یا کلسیم و یا هر دو و همچنین آب متبلور می‌باشند. کانیه‌های این گروه شامل بوراکس، کرنایت، کلانیست و الکایت می‌باشند.

جدول ۳-۱- خواص فیزیکی و شیمیایی عنصر بور

عمومی					
Boron, B, 5	نام , علامت اختصاری , شماره				
شبه فلز	گروه شیمیایی				
13 IIIA, 2 , p	گروه , تناوب , بلوک				
2460 kg/m3 , 9.3	جرم حجمی , سختی				
سیاه	رنگ				
خواص اتمی					
10.811 amu	وزن اتمی				
85 (87)pm	شعاع اتمی (calc.)				
82 pm	شعاع کووالانسی				
اطلاعات موجود نیست	شعاع وندروالس				
[He]2s22p1	ساختار الکترونی				
2, 5	-e بازای هر سطح انرژی				
۳ (اسید ملایم)	درجه اکسیداسیون (کسید)				
رومبوهدرال	ساختار کریستالی				
خواص فیزیکی					
جامد (غیرمغناطیسی)	حالت ماده				
2349 K (3769 °F)	نقطه ذوب				
4200 K (7101 °F)	نقطه جوش				
m3/mol10-6«۳4.39 ((scientific notation	حجم مولی				
489.7 kJ/mol	گرمای تبخیر				
50.2 kJ/mol	گرمای هم‌جوشی				
0.348 Pa at 2573 K	فشار بخار				
16200 m/s at 293.15 K	سرعت صوت				
پایدارترین ایزوتوپها					
DP	DE MeV	DM	نیمه عمر	و فور طبیعی	ایزو
			B با ۵ نوترون پایدار است	19.9%	¹⁰ B
			B با ۶ نوترون پایدار است	80.1%	¹¹ B

جدول ۳-۲- ترکیب شیمیایی برخی از کانیه‌های مهم بوراته

کانی‌های بوراته آبدار		
نام	فرمول شیمیایی	درصد B_2O_3
براکس Borax	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$	۳۶/۵
کلمانیت Colmanite	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$	۵۰/۸
کرنایت Kernite	$Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O$	۵۱/۰
نیدروبوراست Hydroboracite	$CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$	۵۰/۵
پریتیت Periclite	$Ca_2B_4O_{13} \cdot 7H_2O$	۴۹/۸
پروبرتیت Probertite	$NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$	۴۹/۶
الکسیت Ulexite	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$	۴۳/۰

جدول ۳-۳- کانی‌های مهم بوراته بدون آب

کانی‌های مهم بوراته بدون آب		
نام	فرمول شیمیایی	درصد B_2O_3
ساسولیت Sassolite	$B(OH)_3$	۵۶/۶
براسیت Boracite	$Mg_2B_{10}O_{16}$	۶۲/۲
سیزابلیت Sizzabelite	$MgBa_2(OH)$	۴۱/۴
داتولیت Datolite	$CaBSiO_4(OH)$	۲۱/۸
تورمالین Tormaline	$(Na,Ca)_3B_3Al_6Si_6O_{27}(OH)_4$	۹/۱۱

۳-۱۰- پراکنش بور در جهان و ایران و ارزش اقتصادی آن

بیشتر ذخایر شناخته شده بوراکس دنیا در کشورهای ترکیه، ایالت متحده و آرژانتین قرار دارند. این ذخایر از نظر زمین شناسی در حدود ۱۸-۱۲ میلیون سال پیش در اواخر دوران سوم زمین شناسی (میوسن) تشکیل شده‌اند. در زمانهای بسیار قدیم انسانهای اولیه از کانیهایی مختلف بور برای ساختن شیشه و شوینده‌ها استفاده می‌کردند. در حدود ده قرن قبل از میلاد چینی‌ها برای اولین بار از کانی‌های بوراکس در ساخت کاشی و شیشه استفاده نمودند که این محصولات توسط جاده تجاری ابریشم توسط مارکوپولو از چین به اروپا انتقال داده شد. در حدود هشت قرن قبل از میلاد، اعراب از کانیهایی بور نیز استفاده‌های گوناگون می‌کردند.

در سال ۱۷۰۲ میلادی اولین محصول مستقیم بور یعنی اسید بوریک تولید شد. در سال ۱۷۹۰ میلادی برای اولین بار در کوه‌های آند آمریکای جنوبی ذخایر بزرگ بوراکس کشف شد. در سال ۱۸۰۸ میلادی بشر برای اولین بار موفق به جداسازی عنصر بور از کانیهایی بور شد. در سال ۱۸۷۲ میلادی پدر معدنکاری بور آقای Smith Borax در منطقه نوادای آمریکا برای اولین بار موفق به کشف ذخایر بوراکس شد. آقای Smith Borax در سال ۱۸۷۲ اولین کمپانی بین‌المللی بزرگ بور دنیا (US Brox) را تأسیس کرد. در سال ۱۸۸۱ میلادی ذخایر بزرگی از بوراکس در دره مرگ کالیفرنیا توسط آقایان (Smith Brox و William T. Coleman) از کمپانی US Brox کشف شد. در سالهای ۱۹۰۲ و ۱۹۰۵ کمپانی‌های فرانسیس بوراکس و بنه لوکس بوراکس در اروپا تأسیس شدند. در سال ۱۹۲۵ بزرگترین معدن بوراکس دنیا یعنی معدن "بورون" در کالیفرنیا توسط کمپانی US Brox کشف شد. در دهه ۱۹۵۰ در ترکیه ذخایر زیادی از بور توسط کمپانی US Brox کشف شد.

شرکت ریوتینتو-بوراکس از سال ۱۹۶۷ تاکنون ذخایر زیادی در ایالت متحده آمریکا، ترکیه و آرژانتین کشف نموده است. این کمپانی تکنیکهای تلفیقی معدنکاری (عمدتاً روباز)، فرآوری و توزیع و فروش محصولات بوراکس خود را دارد. دومین کمپانی بزرگ تولید کننده بور دنیا یک کمپانی ترکیه‌ای بنام اتی نولدینگ می‌باشد که ۳۲ درصد از تولید و عرضه بور دنیا را در دست دارد. از آنجائی که فقط دو کمپانی بزرگ دنیا عمده تولید بور دنیا را در دست دارند، قیمت بور تقریباً مدتها است که ثابت بوده و توسط آنها تعیین می‌گردد. امروزه بوراتها دارای مصارف بسیار زیادی از جمله در ساخت فایبرگلاس، سرامیک، رساناها، اسید بوریک، کاشی سازی، شوینده‌ها، کشاورزی، دارویی، کاربردهای هسته‌ای و متالورژیکی زیادی می‌باشند.

در ایران فعالیتهایی هر چند جزئی در این زمینه در حال انجام است. در ایران کانی سازی بور در شمال غربی ایران (استانهای زنجان و آذربایجان شرقی) بیش از ۳۰ سال پیش گزارش شده

و در حدود ۲۰ سال گذشته مقدار کمی از مخلوط کانیهای بوراته‌های دارای کلسیم و منیزیم Ca/Mg تولید شده است. تمامی استخراج بور در استان زنجان با معدنکاری روباز و بطور عمده از معدن بور قره‌گل شرکت دماوند وابسته به بنیاد مستضعفان، و مقدار بسیار کمی از معادن غیرفعال اینچه (نزدیک قره‌گل) و اروجک صورت گرفته است. در ایران استخراج بور بطور عمده از کنسارهای با عیار $B_2O_3 = 30-40\%$ صورت گرفته است.

اگر چه کانی سازی بور در ایران بیش از ۳۰ سال پیش گزارش شده و یک معدن فعال بنام معدن قره‌گل در استان زنجان وجود دارد، ولی متأسفانه اکتشاف سیستماتیک در حد پی‌جویی و اکتشاف مقدماتی بجز در یک مورد توسط شرکت بین‌المللی ریوتینتو بوراکس در سالهای ۲۰۰۰ و ۲۰۰۱ و همچنین توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور و سازمان صنایع و معادن استان زنجان، در دهه ۱۳۷۰ صورت نگرفته است. در چند مورد نیز توسط افراد محلی که تجربه لازم اکتشاف را نداشته‌اند نیز حرکاتی صورت گرفته که همگی با شکست روبرو شده‌اند.

کانیهای صنعتی غیرفلزی نظیر ذخایر بوراکس که از نظر مبادلات تجاری بسیار گسترده و از نظر قیمت خام در اغلب موارد ارزانتر از کانی‌های فلزی فراوری می‌شوند، می‌توانند تأثیر شگرفی بر اقتصاد یک کشور داشته باشند. پاره‌ای از این کانی‌های صنعتی نظیر بوراکس ذخایر محدودی دارند و در کشورهای اندکی یافت می‌شوند. برای مثال عمده ذخایر بوراکس دنیا در ترکیه و ایالات متحده قرار دارد و صادرات عمده این کانی صنعتی در دست ترکیه می‌باشد، که شدیداً نیز به صادرات آن نیازمند است.

گازهای فرار به‌همراه عنصر بور دارای منشاء ماگمایی از طریق نقاط خاص بصورت زنجیره‌ای در طول ساختارهای خطی وارد آب‌های کم عمیق و محیط رسوب‌گذاری کم عمق شده است. در ایران فعالیت‌های آتشفشانی آخر دوران سوم تا اوایل دوران چهارم در طول یکسری رودخانه‌های فصلی یا حوضه‌های دیگر در فرو افتادگی‌های دارای جهت شمال غرب- جنوب شرق در بسیاری از نقاط ایران اتفاق افتاده است. اندیس‌های شناخته شده به همراه نشانه‌های مواد معدنی مشابه، نظیر چشمه‌های آب معدنی، تراورتن، ذخایر سولفات ناتریم و نمکهای غنی از پتاس در رابطه با این فعالیت‌های آتشفشانی در حوضه‌های ذکر شده نشان دهنده شرایط مناسب زمین شناسی برای تشکیل ذخایر بور در ایران می‌باشد.

ذخیره قطعی تنها معدن بوراکس فعال ایران (معدن قره‌گل در استان زنجان) با توجه به اطلاعات موجود حدود ۱۵/۰۰۰ تن می‌باشد. ذخیره احتمالی آن حدود ۴۵/۰۰۰ تن می‌باشد. میزان تولید بوراکس از این معدن ۳ هزار تن در سال می‌باشد که در مقایسه با تولید جهانی فقط ۰/۱ درصد آن را تشکیل می‌دهد. بیشتر کانی‌های صنعتی نظیر بور نسبت به فلزها به فراوری

کمتری نیاز دارند. فرآوری کانی‌های بور در قره‌گل به طور عمده به پر عیارسازی آنها با جدایش کانیها باطله محدود می‌شود. عمده مخارج معدن قره‌گل باطله برداری است.

در کشور ترکیه ذخایر بوراکس همانند ذخایر نفت در ایران از اهمیت بسیار بالایی برخوردارند. ترکیه از نظر استخراج بوراکس بعد از ایالات متحده عنوان دوم و از نظر صادرات عنوان اول جهان را در اختیار دارد. در ایران با توجه به شباهت فراوانی که از نظر شرایط لازم برای تشکیل کانسارهای اقتصادی بور از قبیل چینه شناسی، سنگ شناسی، زمین ساخت، سنگ منشاء، شرایط آب و هوایی، شرایط فیزیوگرافی محیط و ریخت شناسی بستر و حوضه‌های مناسب تشکیل این ماده معدنی با کانسارهای اقتصادی بورات در دیگر نقاط جهان (مخصوصاً ترکیه) وجود دارد می‌توان امیدوار بود که در بسیاری از نقاط کشور ذخایر با ارزشی از این ماده معدنی وجود داشته باشد. لذا همانند ترکیه، در ایران سرمایه‌گذاری بر روی این ماده معدنی می‌تواند چشم‌انداز خوب و تأثیر بسزایی در پیشبرد اقتصاد کشور در آینده داشته باشد.

متأسفانه در ایران، بجز کانسار قره‌گل زنجان که به صورت یک معدن فعال در حال بهره‌برداری است و در مورد ویژگیهای زمین شناسی و معدنی آن، اطلاعات زیادی در دست است، در پاره‌ای از نقاط کشور نیز اتفاقی و بدون هیچگونه برنامه‌ریزی علمی و سیستماتیک، پی‌جویی‌هایی در مورد شناسایی این ماده معدنی صورت گرفته است که به نظر می‌رسد به دلیل عدم آگاهی کافی از شناخت این ماده معدنی و پدیده‌های مؤثر بر کانی سازی و مکانیسم تشکیل و نهشت این نوع ذخایر در شرایط خاص زمین شناسی و معدنی نتایج رضایت بخشی به دست نیامده است. بنابراین برای دستیابی به پتانسیل ذخایر بوراکس در ایران نیاز مبرم به یک عملیات اکتشافی سیستماتیک و جدی در طول مناطق دارای پتانسیل بالا می‌باشد. نوع و روشهای اکتشافی مورد استفاده در پی‌جویی می‌بایست مشابه روشهای مورد استفاده در ترکیه که دارای زمین شناسی مشابه با ایران است باشد. با مطالعه اولیه می‌توان به داده‌ها و اطلاعات زمین شناسی و حوضه‌های نمک اواخر دوران سوم در ایران پی برد. عملیات پی‌جویی برای یافتن نقاط هدف یا اندیسهای مناسب می‌بایست از مرز ترکیه در شمال غرب، اطراف دریاچه ارومیه و پوشش دیگر فرو افتادگی‌ها و حوضه‌های تبخیری در طول شمال غرب-جنوب شرق در مسیرهای رودخانه قزل اوزن در استان زنجان، فرو افتادگی توزلو، گل، گاوخونی، ابورقو و سیرجان در جنوب شرق را نام برد.

در کل، با توجه به اینکه ذخایر بور دارای ریسک بسیار پائین اثرات زیست محیطی بوده و دارای کاربردهای بسیار زیادی در صنعت می‌باشد، و با توجه به پیش‌بینی رشد تولید این ماده می‌توان آینده مناسبی را برای عنصر بور پیش‌بینی کرد. در ایران برای توسعه این صنعت ابتدا باید به برنامه‌ریزی سیستماتیک برای کشف منابع داخلی نمود و سپس به تحقیق در خصوص استفاده از

آنها پرداخت. همانطوری که در بخشهای قبل نیز توضیح داده شد مصارف استراتژیک زیر را می‌توان برای عنصر بور در نظر گرفت.

۳-۱۱- مثالهایی از آلودگی آبهای زیرزمینی به بور در دنیا

آبهای گرم نیروگاه زمین گرمایی قزیل دره ترکیه دارای مقادیر بور تا حد ۳۲ میلی گرم بر لیتر با دبی ۵۰۰ لیتر بر ثانیه می‌باشند. این آبها در رودخانه بیوک مندرس تخلیه می گردند و مقدار بور رودخانه را در دبی ۲ متر مکعب بر ثانیه به میزان ۴/۴ میلی گرم بر لیتر می رسانند. این مقدار بالای بور به شرایط ناپایدار تحمل بور کانی های موجود در سنگ های دگرگونی نسبت داده شده است که بوسیله آزمایشات انجام شده بر روی سنگ های مختلف و آبهای گرم ثابت شده است (اوزگور، ۲۰۰۲).

غلظت بور در آب های گرم آناتولی غربی در ترکیه در محدوده ۱ تا ۶۳ میلی گرم بر لیتر متغیر است. برازش مثبت بین بیکربنات کلسیم و بور برای آبهای گرم نشان می دهد که غلظت بور در آبهای گرم با تجزیه کربناتها ارتباط دارد. غلظت بالای بور در آبهای گرم مشکلات زیست محیطی زیادی در آبهای زیرزمینی و سطحی منطقه آناتولی غربی ایجاد کرده است. تزریق آبهای گرم به یک چاه تزریق بهترین راه حل برای جلوگیری از مسائل آلودگی تشخیص داده شده است (گمیچی و تارجان، ۲۰۰۲).

در ایالت مینه سوتای آمریکا ۹۵۴ حلقه چاه جهت تأمین آب شرب شبکه آبرسانی ایالتی مورد استفاده قرار می گیرند. دپارتمان بهداشت مینه سوتا حد مجاز بور را در آب شرب ۰/۶ میلی گرم بر لیتر تعیین کرده است. غلظت متوسط بور برای کل آبخوان ها ۰/۰۴۶ میلی گرم بر لیتر می باشد. آبخوان های کرتاسه ۳۳٪، پرکامبرین ۱۱-۳۳٪ و توده های مدفون ۹/۶٪ بطور متوسط نسبت به مقدار مجاز بور اضافی دارند. مقادیر حداکثر مشاهده شده در هر یک از این آبخوان ها بترتیب ۴/۷، ۳/۵ و ۴/۸ میلی گرم بر لیتر بوده است. غلظت های مشاهده شده در سنگ های پالئوزوئیک معمولاً پایین و در حد ۰/۱ میلی گرم بر لیتر می باشد.

در عرض چند دهه گذشته، کیفیت آب در بسیاری از آبخوانهای ساحلی دریای مدیترانه به سرعت در حال تنزل است. آلودگی بسیار بالای حوضه آبهای زیرزمینی، به ویژه در فصل توریستی است، پایین آمدن سطح آبهای زیرزمینی و افزایش نفوذ آب دریا به آبخوان را منجر شده است. در کشورهایی مانند قبرس و اسرائیل تعطیلی صدها حلقه چاه در امتداد خط ساحلی صورت گرفت که در درجه اول برای آب آشامیدنی مورد استفاده قرار می گرفتند. در این کشورها کمبود شدید آب آشامیدنی مناسب وجود دارد لذا در این کشورها به فکر منابع جایگزین شده اند: مانند آب وارداتی،

یا پیاده کردن راه حل های پر هزینه مانند آب شیرین کن. در قبرس، به عنوان مثال، جایی که نفوذ آب دریا بسیار گسترده است، دست اندرکاران آب در حال حاضر به فکر تاسیس دو کارخانه آب شیرین کن هستند تا بتوانند آب شیرین و سالم را به میلیون ها بازدید کننده از این کشورها مخصوصا در فصل تابستان برسانند. به همین ترتیب، اسرائیل در حال حاضر چندین واحد تولید گیاهان آب شیرین کن در امتداد خط ساحلی دریای مدیترانه تاسیس کرده است. همچنین دولت اسرائیل اعلام کرده است که این کشور در فکر واردات آب شیرین از ترکیه به میزان ۵۰,۰۰۰,۰۰۰ متر مکعب آب در سال برای ۲۰ سال آینده است. بور از منابع اصلی آلودگی به آبهای زیرزمینی در امتداد دریای مدیترانه می باشد.

۳-۱۲- منابع طبیعی آلوده کننده و نحوه تشخیص نوع منبع آلوده کننده

بور از نظر بیولوژیکی یک عنصر ضروری اما در غلظت های بالا (بالتر از حدود ۱ mg/l در آب آبیاری) برای گیاهان و انسان سمی است. سازمان بهداشت جهانی حد مجاز آنرا در آب آشامیدنی در حد ۰,۳ mg/l (واخیرا تا حد نیم میلی گرم در لیتر) می داند. در یونان، منشاء اصلی آلودگی به بور را منابع هیدروترمال، مواد معدنی و آب چشمه های سطحی به ویژه در شمال یونان می دانند. اطلاعات جمع آوری شده بیش از ۶,۰۰۰ نقطه نمونه برداری انتخابی در مناطق آلوده، نشان می دهد که بیش از ۱۰ درصد از منابع آب در حوضه مدیترانه، دارای سطوح بور بیش از ۱ میلی گرم در لیتر است. بالاترین مقدار بور در مناطق مرتبط با فعالیت زمین گرمایی (از جمله در توسکانی، ایتالیا، Chalkidiki، یونان) گزارش شده است. علاوه بر این، مقادیر زیادی بور در حوضه آبهای زیرزمینی در بخش مرکزی قبرس و آبخوان ساحل جنوبی بین اسرائیل و نوار غزه کشف شده است. در اکثر موارد، مقادیر بالای بور را به منابع طبیعی، فعالیت های زمین گرمایی و یا نفوذ آب دریا به آبخوان نسبت داده شود.

دو ایزوتوپ پایدار بور بطور یکنواخت در میان مواد مختلف زمین شناسی و منابع طبیعی آب توزیع شده است. از آنجا که منابع مختلف (منشاء بور) دارای نسبت های متفاوتی و منحصر بفردی از ایزوتوپهای بور هستند، این امکان وجود دارد تا با استفاده از ایزوتوپهای بور به شناسایی منبع آلودگی آب پی برده شود. به عنوان مثال، نسبت ایزوتوپی بور در آب دریا، فاضلاب ها و پوسته اقیانوسی، پوسته قاره ای، آبهای هیدروترمال، سنگهای آذرین، سنگهای رسوبی، آبهای سطحی، پوسته بالایی، گوشته و متفاوت است. بنابراین، زمانی که آبهای زیرزمینی آلوده است، اثر ایزوتوپی در این منابع مختلف حفظ می شود، که می توان از این ایزوتوپها بعنوان یک ردیاب برای تعیین منشاء آنها استفاده کرد. به طور مشابه، با استفاده از ایزوتوپهای دیگر مانند اکسیژن،

هیدروژن و استرانسیم نیز می‌توان بعنوان سرنخهایی به اصل منشاء آلودگی آب پی برد. با استفاده از این داده‌ها، پی برده شد که آلودگی بور در آبهای زیرزمینی حوضه مدیترانه در درجه اول از فرآیندهای طبیعی مشتق شده است. همینطور این روش مشخص شده کرد که در حوضه Cornia در توسکانی بور از رسوبات شسته شده و وارد آبهای زیرزمینی محلی شده است، که این عمل با نفوذ آب دریا همراه شده است. در غرب Chalkidiki، از مخلوط کردن آبهای زیرزمینی با آبهای گرم هیدروترمالی غنی از بور آلودگی ایجاد شده است. در قبرس، واکنش بین آب و سنگ، مکانیسم اصلی برای غنی سازی بور در آب است. در آبخوان ساحلی در جنوب اسرائیل و نوار غزه، آلودگی بور با مهاجرت از آبهای زیرزمینی شور از اسرائیل به نوار غزه در ارتباط است. از مطالعات شیمیایی و ایزوتوپی در منابع آب دریای مدیترانه بوضوح دریافت شد که مشکل بور در این منطقه از منابع طبیعی (geogenic) است نه منابع آلوده کننده انسانی.

۳-۱۳- مشکل آلودگی به بور در ابعاد مختلف

در ایتالیا مشکل آلودگی آب به بور یک مشکل محلی است که دست اندرکاران آب این کشور برای حذف بور در آب در فکر توسعه برنامه های خود هستند. در صورتیکه این مسئله در آبخوان ساحلی اسرائیل و تشکیلات خودگردان فلسطین یک مسئله فراملی است که می بایستی از طریق نهادهای بین المللی حل شود. لذا توانایی مقابله با این مشکل در حوضه مدیترانه بطور کامل بسته به ادغام علم، تکنولوژی و سیاست است. در قبرس نیز مشکل بور یک مشکل ملی است و لذا نیاز به یک راه حل ملی به جای راه حل های محلی و یا بین المللی دارد.

در ایران آلودگی به بور فقط در مناطق محدودی از جمله قسمتی از دشت سلماس گزارش شده است، در مناطق دیگر ایران آلودگی های دیگر از جمله آلودگی به آرسنیک (از جمله منطقه تکاب)، فلور (منطقه ماکو) نیترات (تهران) و وجود دارد که با توجه به اهمیت آب در ایران نیاز به اتخاذ تدابیر لازم می باشند.

۳-۱۴- اثرات بور بر سلامتی انسان و محیط زیست

بر اثر هوازدگی، بور به هوا، خاک و آب وارد می‌شود. بور به مقدار جزئی در آبهای زیرزمینی وجود دارد. انسان با فعالیتهایی از قبیل ساخت شیشه، احتراق زغالسنگ، ذوب مس و استفاده از کودهای کشاورزی سبب ورود بور به محیط زیست می‌شود. مقدار بور ی که با استفاده از فعالیتهای انسانی به محیط زیست وارد می‌شود در مقایسه با بوری که به طور طبیعی و از طریق فرآیند هوازدگی به محیط وارد می‌شود، کمتر است. گیاهان، عنصر شیمیایی بور را از زمین دریافت می‌کنند و بر اثر

استفاده جانوران از گیاهان مقدار بور در زنجیره غذایی به پایان می‌رسد. زمانی که بدن جانوران مقدار زیادی بور در مدت زمان طولانی از طریق غذا و آب آشامیدنی جذب می‌کند، اندام‌های تولید مثلی جانوران نر تحت تاثیر قرار می‌گیرد. اگر جانوران ماده طی بارداری مقدار زیادی بور دریافت کنند، تولد موجود جدید با مشکل همراه خواهد بود و ممکن است به تاخیر بیافتد یا موجود جدید ناقص به دنیا بیاید. بعلاوه، اگر جانوران گاز بور را تنفس کنند، از آسیب‌های شنوایی رنج خواهند برد. بورات‌ها در حالت طبیعی عمدتاً برای طبیعت بی خطر بوده و سابقه بسیار خوبی در ایمنی مسائل زیست محیطی دارند. تنها خطر بور اکس اثر آن بر روی چشم و گلو در هنگام استخراج و یا فرآوری آن برای کسانی که از نزدیک با آن در ارتباط هستند، می‌باشد عنصر بور و یا ترکیبات آن بر روی پوست اثر نمی‌گذارد. خوردن بیش از یک قاشق بور ممکن است عوارض جانبی برای بدن ایجاد نماید. اسید بوریک به عنوان اسید ضعیف می‌تواند باعث زنگ زدگی فلزات پایه گردد. فعل و انفعالات اسید بوریک با فلزات قلیایی تولید اکسیژن نموده و سبب انفجار می‌گردد. انسانها عنصر شیمیایی بور را از طریق میوه، سبزیجات، آب، هوا و محصولات مصرفی دریافت می‌کنند. خوردن ماهی یا گوشت سبب افزایش غلظت بور در بدن انسان نمی‌شود، زیرا بور در بافت جانوران تجمع نمی‌یابد. پرتوزایی بور در هوا و آب آشامیدنی چندان زیاد نیست، اما احتمال پرتوزایی بور در غبار بورات در محل کار کارگران زیاد است. زمانی که فردی مقدار زیادی غذای حاوی بور مصرف کند، غلظت بور در بدن آنقدر افزایش می‌یابد که در بدن فرد مشکلات فراوانی ایجاد می‌کند. بور باعث عفونت معده، کبد، کلیه‌ها و مغز می‌شود و در نهایت سبب مرگ فرد می‌گردد. مقدار اندک بور باعث بروز اختلالاتی در گوش، گلو یا چشم می‌شود (پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، ۱۳۸۷). سازمان بهداشت جهانی (۲۰۰۴) مقدار مجاز بور در آب شرب را ۰/۵ میلی‌گرم بر لیتر اعلام کرده است. سازمان برنامه و بودجه (۱۳۷۱) حداکثر مطلوب عنصر بور در آب شرب را صفر و حداکثر مجاز آن را ۱ میلی‌گرم بر لیتر تعیین کرده است.

۳-۱۵- بور و کشاورزی

بور یک عنصر اصلی برای رشد گیاه می‌باشد. بور در مقادیر نسبتاً کوچک مورد نیاز است. اگر مقدار قابل ملاحظه‌ای بیشتر از مورد نیاز وجود داشته باشد، مسمومیت ایجاد می‌شود. برای بعضی از محصولات، اگر ۰/۲ میلی‌گرم بر لیتر بور در آب ضروری باشد ۱ تا ۲ میلی‌گرم بر لیتر مسمومیت تلقی می‌گردد. آب‌های سطحی بندرت دارای بور به مقدار مسمومیت‌زا هستند ولی آب چاه‌ها یا چشمه‌ها ممکن است حاوی این عنصر در حد مسمومیت‌زایی باشند خصوصاً اگر نزدیک چشمه‌های آب گرم و گسل‌های زمین‌لرزه‌ای باشند. مشکلات بور با منشأ آب، فراوانتر از مشکلات با منشأ خاک

می‌باشد. مسمومیت بور تقریباً همه محصولات را تحت تأثیر قرار می‌دهد ولی، مثل شوری، دامنه وسیعی از تحمل بین محصولات وجود دارد.

علائم مسمومیت با بور معمولاً ابتدا در برگهای پیر با زردشدگی، لکه‌ای شدن، یا خشک شدن بافت برگ در نوک و لبه‌ها (شکل ۴-۷) پدیدار می‌گردد. با گذشت زمان که مقادیر بیشتری از این عنصر در گیاه انباشته می‌شود، خشک شدگی و سفیدک اغلب بسمت مرکز برگ در ناحیه رگبرگها، پیشروی می‌کند. در درختانی که بطور جدی آلوده می‌شوند، مثل بادام و سایر گیاهان درختی که نوعاً علائم برگ‌پدیده‌دار نمی‌گردند صمغ، یا ترشحات در شاخه‌ها و تنه درخت قابل توجه است.

غالباً علائم مسمومیت گیاهان بعد از تمرکز بور در لبه برگها به مقدار بیش از ۲۵۰-۳۰۰ میلی گرم در کیلوگرم وزن خشک روی می‌دهد. برای مثال درختان هسته دار (هلو، آلو، بادام و غیره) و میوه‌های دانه دار مانند سیب و گلابی براحتی توسط بور صدمه می‌بینند اما این درختان بور اضافی را در بافت برگها تجمع نمی‌دهند و از آزمایشات معاینه‌ای نتیجه معتبری بدست نمی‌آید. در این محصولات بور مازاد توسط آزمایشات آب و خاک، علائم درخت و خصوصیات رشد مورد تأیید قرار می‌گیرد. بطور کلی روش مؤثر برای مقابله با مشکل مسمومیت با بور انتخاب آب آبیاری است که پتانسیل تشدید مسمومیت نداشته باشد. در صورتیکه چنین آبی در دسترس نباشد، روشهای انتخابی مدیریتی وجود دارد که برای کاهش مسمومیت و بهبود عملکرد می‌تواند بکار گرفته شود. تحمل نسبی بور در محصولات کشاورزی در جدول ۳-۴ ارائه گردیده است. تحمل به بور بسته به اقلیم، شرایط خاک و گونه‌های گیاه متفاوت است. حداکثر غلظت بور در آب آبیاری تقریباً معادل یا کمی کمتر از این مقادیر باید باشد. مسمومیت یونهای سدیم، کلر و بور با همان روش بکار رفته برای شوری با آبشویی کاهش می‌یابد ولی عمق آب مورد نیاز با یون مسمومیت‌زا متغیر بوده و در بعضی موارد زیاد هم می‌گردد. اگر آب شستشو بیشتر گردد مقاومت گیاه هم زیاد می‌گردد. با افزایش آب شستشو یا تغییر محصول برای زنده نگهداشتن سیستم در سطوح بالای مسمومیت نیازمند تغییر وسیع در سیستم کشاورزی می‌باشد. در شرایطی که مشکل مسمومیت شدید نباشد، تغییر نسبتاً کوچک در روشهای کشت و زرع اثرات آنرا حداقل خواهد کرد. در موارد کمی، گزینه مخلوط کردن منبع آب با منبع با کیفیت بالا خطر مسمومیت را مرتفع خواهد کرد (ماس، ۱۹۸۴).

جدول ۳-۴- تحمل نسبی محصولات کشاورزی به بور (ماس، ۱۹۸۴)

خیلی حساس	حساس	حساس	حساسیت کم	نیمه مقاوم	مقاوم	خیلی مقاوم
(<0.5)	(0.5-0.75)	(0.75-1.0)	(1.0-2.0)	(2.0-4.0)	(4.0-6.0)	(6.0-15.0)
Mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
لیمو	آوکادو	سیر	فلفل قرمز	کاهو	سویا	کتان
شاه توت	گریپ فروت	سیب زمینی شیرین	نخود	کلم	گوجه فرنگی	مارچوبه
سیب	نارنج	گندم	هویج	کرفس	یونجه	-
گللابی	زرد آلو	جو	تربچه	شلغم	جعفری	-
-	هلو	آفتابگردان	سیب زمینی	جو دوسر	چغندر قرمز	-
-	گیلاس	لویا	خیار	ذرت	چغندر قند	-
-	آلو	کنجد	پیاز	کنگر فرنگی	-	-
-	خرمالو	توت فرنگی	-	تنباکو	-	-
-	انجیر	کنگر	-	خردل	-	-
-	انگور	باقلا	-	شبدر شیرین	-	-
-	بادام	لویای پرو	-	کدو مسما	-	-
-	گردو	بادام زمینی	-	خریزه	-	-
-	لویای چشم بلبل	-	-	-	-	-

۳-۱۶- اصلاح آبهای زیرزمینی در حد کلی

روش های متعددی برای رفع آلودگی آبهای زیرزمینی به کار گرفته می شوند که عبارتند از:

۱- اصلاح آب زیرزمینی و خاک از طریق تزریق هوا : در این روش رفع آلودگی آب زیرزمینی و خاک در محل از طریق تزریق هوا و استخراج بخارات از سفره آب و خاک صورت می گیرد. این روش سبب کاهش سریع ترکیبات آلی فرار از بخش زیر سطح ایستابی آب زیرزمینی می شود. در این روش یا هوا به ملایمت همراه با موجودات میکروبی در آب زیرزمینی تزریق شده، ترکیبات آلی فرار در محل تجزیه شده، بخارات خروجی کاهش یافته و در نتیجه تصفیه گازهای خروجی کاهش می یابد.

- ۲- اصلاح به روش مخلوط جریان هوا و موجودات میکروبی در محل: در این روش بوسیله موجودات میکروسکوپی تجزیه کننده مواد شیمیایی، عمل رفع آلودگی را انجام می دهند.
- ۳- جمع آوری آلاینده های گازی از طریق ایجاد خلاء و تصفیه آنها: در این روش با ایجاد خلأ در سطح زمین بخارات موجود در خاک و آب زیرزمینی آلوده خارج می شوند. این روش بسیار موثر در محیط هایی با نفوذ پذیری کم (سیلت ورس) می باشد.
- ۴- خروج آب آلوده و تصفیه آن در خارج از محل آلودگی: در این روش آب زیرزمینی آلوده را توسط پمپ خارج ساخته سپس توسط یکی از روش های تصفیه فاضلاب آن را مورد تصفیه قرار می دهند. این روش در سفره های قابل نفوذ بیشترین تأثیر را دارد.
- ۵- اصلاح با استفاده از گیاهان: در این روش از گیاهان بید، یونجه، نی، لویی، سنبل آبی و ... برای تصفیه آبهای آلوده زیرزمینی طی فرایند جذب، تجزیه و تحلیل ترکیبات مضر استفاده می شود. در این طریق برخی از مواد آلاینده معدنی در آب ها به عنوان عناصر حیاتی رشد گیاهان بوده که از طریق ریشه به سهولت جذب می شوند. همچنین فلزات سنگین می توانند در بافت گیاهان تراکم یافته از محیط آبی خارج شوند. ترکیبات آلی از جمله آفت کش ها توسط گیاهان جذب شده، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و ماهیت اولیه خود را از دست می دهند.
- ۶- اصلاح خاک رس آلوده به وسیله جریان الکتریکی: این روش به ویژه در رفع آلودگی فلزات سنگین و موادی که می توانند حالت یونیزه بگیرند (به عبارتی دارای بار الکتریکی هستند) در خاک های رسی استفاده می شود.

۳-۱۷- روشهای حذف بور

شیوع بالای بور در طبیعت و فاضلاب، اهمیت پژوهش در معرفی و توسعه فرآیندهای موثر حذف بور از محیط آبی را مشخص می کند. متأسفانه، هیچ روش ساده و اقتصادی برای این کار وجود ندارد. مشکل بزرگ در انتخاب این روش این واقعیت است که بور در آب به صورت ترکیبات مختلفی ظاهر میشود و غلظت آن از محلی به محل دیگر متفاوت می باشد روش های معمول در تصفیه آب به عنوان مثال رسوب، انعقاد و جذب در خاک رس در مورد ترکیبات بور موثر نیست. تصفیه آب حاوی بور با استفاده از ترکیبات بیولوژیکی و یا شیمیایی نیز، یک روش مؤثر نیست زیرا آن ها فقط مقدار کمی از بور را حذف و یا آن ها را اصلاً حذف نمی کنند. فرآیندهای تبخیر، تبلور و یا استخراج با حلال، فقط برای محلول های با غلظت های بالا، برای تولید اسید بوریک مفیدترند تا برای حذف بور. یکی دیگر از روشهای حذف بور روش ترسیب مستقیم شیمیایی است. تحقیقات دانشمندان نشان داده است که این روش نسبت به روش جذب، درصد حذف بالاتری دارد. اما

هزینه فراهم کردن شرایط این روش به مراتب بیشتر از روش جذب است. به هر حال استفاده از روش ترسیب مستقیم شیمیایی به علت مقرون به صرفه نبودن در صنعت متداول نیست. در حال حاضر روش ساده ای برای حذف بور وجود ندارد. برای حذف بور از روشهای موثر گذر چند باره از سیستم اسمز معکوس و روش تبادل یونی با استفاده از رزینهای انتخابگر بور (BSRs) استفاده میشود. تبادل یونی مناسب ترین فن آوری برای حذف انتخابی بور در نمک زدایی از آب دریا است. همچنین فرآیند هیبریدی با استفاده از فیلترهای غشایی جذبی (AMF) یک روش با بازدهی بالا و هزینه پایین است. فرآیندهای غشایی یکی از فناوریهای گسترده مورد استفاده برای بورزدائی از آب را تشکیل می دهند. آن ها برای نمک زدایی از آب دریا یا آب لب شور بیشتر استفاده میشوند. با این حال، این فناوری ها گاهی اوقات نمی توانند غلظت بور را تا حد مجاز کاهش دهند و لازم است یک فرآیند اضافی به تکنولوژی تصفیه قبلی اضافه گردد. در نمکزدایی آب دریا به روش RO اغلب غلظت زیادی، از بور وجود دارد که به علت صدمه هایی که به محصولات کشاورزی از قبیل: لیمو، شاه توت، گریپ فروت و ... وارد می کند از آبیاری با این آب جلوگیری میشود. بمنظور حذف اسید بوریک باقی مانده، در اکثر فرایندهای غشایی باید PH تا مقدار ۱۰-۱۱ افزایش یابد. در چنین شرایطی، اسید بوریک تبدیل به بورات که قبلاً پردازش و بررسی شده است تبدیل می شود. اگر چه افزایش قلیائیت تا حد مذکور، حذف از بورات را تا بازده ۹۸-۹۹٪ بالا می برد اما PH بالا باعث رسوب هیدرواکسیدهای کلسیم و منیزیم روی سطح غشا می شود که یک پدیده شناخته شده به نام scaling است. گاهی اوقات برای عملکرد بهتر در مرحله دوم از رزین های تبادل یونی و یا از روش الکترودیالیز استفاده میشود. به هر حال برای حل مشکل حذف بور پیشنهاد میشود که اولاً از غشای مناسب استفاده شود ثانیاً از محلول حاوی بور را در چند مرحله از غشا عبور دهند و در نهایت اینکه برای جلوگیری از پدیده گرفتگی غشا، تنظیم pH را در مراحل دوم به بعد انجام دهند.

می توان گفت که تولید آب با غلظت کم از این عنصر هنوز هم یک چالش بزرگ است. جستجو برای یافتن روش های جدید برای حذف بور ادامه داشته و در حال پیشرفت است. برخی از روش های جدید بهتر توسعه یافته اند اما برخی دیگر هنوز در مراحل ابتدایی خود می باشد. ولی پیش بینی این که کدام روش در آینده نزدیک تجاری خواهد بود آسان نیست (ضیائی موحد و همکاران، ۱۳۹۲).

فصل چهارم
آلودگی آبها به بور
در منطقه

فصل چهارم

آلودگی آبها به بور در منطقه

۴-۱- مقدمه

آلودگی آب در منطقه مورد مطالعه در اطراف چشمه آبگرم از دشت سلماس، تعدادی از چاههای قره باغ و آب لوله کشی شرب انتقالی از دشت سلماس به قره باغ مشاهده شده است. بالاترین آنومالی آلودگی در اطراف چشمه آبگرم می باشد. ولی با توجه به زمین شناسی کل منطقه که متأثر از پدیده های یکسان زمین شناسی است ما زمین شناسی کل منطقه را بررسی می کنیم. از تمام تشکیلات زمین شناسی منطقه نمونه برداری صورت گرفته است. چرا که برای بررسی دقیق منشاء آلودگی به بور در منطقه ما نیاز به دانستن کل زمین شناسی منطقه و پدیده های زمین شناسی تاثیر گذار در آن می باشیم. به دلیل اینکه اگر در یک منطقه آنومالی آلودگی دیده شود این امکان وجود دارد که در سایر قسمتها نیز عوامل ایجاد این آنومالی وجود داشته باشد ولی شرایط زمین شناسی حاکم، هنوز اجازه آشکار شدن آنها را در منطقه نداده باشد. ولی در یک قسمت از آن منطقه بخاطر برخی عوامل زمین شناسی مثل گسلش و عوامل آلوده کننده فرصت نمایان شدن پیدا کرده اند. همانطوریکه در زیر گفته شده است، پی سنگ منطقه را سنگهای دگرگونی منسوب به پرکامبرین تشکیل می دهد، در طی زمانهای مختلف زمین شناسی حوادث مشابهی در کل منطقه رخ داده است. در این میان، پروژه انتقال آب از دشت سلماس به منطقه قره باغ با صرف هزینه هنگفت و بدون مطالعات لازم، نه تنها مشکلی را حل نکرد بلکه به مشکلات موجود هم افزود. چرا که این آب آلوده نه قابل شرب انسان است و نه احشام. حتی برای کشاورزی منطقه نیز مضر

می باشد. در بازدید از منطقه اثرات این آب آلوده در کشاورزی بخوبی دیده می شد. بررسی اثرات آلودگی بور در اراضی که با آب آلوده آبیاری می گردند کاملاً مشهود می باشد، اولاً در این محدوده اثری از گیاهان حساس به بور مانند درختان میوه و صیفی جات وجود ندارد. ثانیاً بازدهی محصولات کشت شده که اکثراً محدود به گندم، جو، یونجه و درختان غیر مثمره مانند بید و صنوبر است، بسیار پایین است و آثار مسمومیت که زرد شدن و خشکیدگی برگ ها است، در آنها دیده می شود. در ادامه مبحث ابتدا در مورد منابع آبی منطقه و میزان آلودگی یا عدم آلودگی آنها به بور صحبت می کنیم. سپس در مورد زمین شناسی ناحیه ای، زمین شناسی منطقه با آنومالی زیاد (دشت های آغ زیارت و زیندشت) صحبت خواهیم کرد. در مطالب زیر علاوه بر یافته ای این پروژه از داده های حاصل از کارهای مهندس جعفری باری (۱۳۸۸) و دکتر حیدری (۱۳۹۱) نیز استفاده شده است.

۴-۲- منابع آبی منطقه

- آبهای سطحی

- آبهای سطحی آبراهه آب گرم
- آبهای سطحی رودخانه خرخره چای
- آبهای سطحی دشت سلماس
- آبهای سطحی دشت قره باغ
- آب دریاچه ارومیه

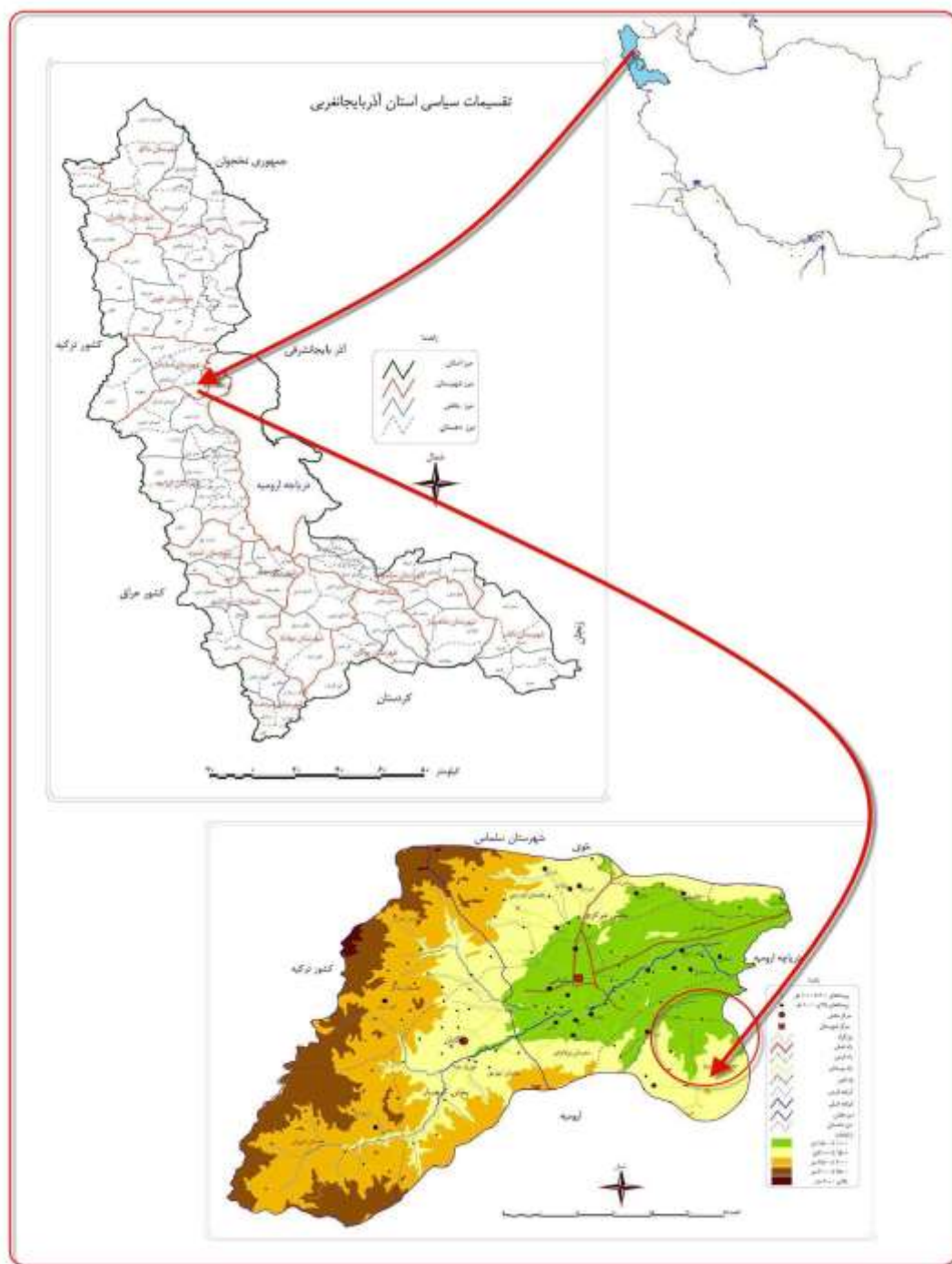
- آبهای زیرزمینی

- آبهای زیرزمینی دره آبگرم
- آبهای زیرزمینی دره خرخره چای
- آبهای زیرزمینی دشت سلماس
- آب زیرزمینی دشت قره باغ

یکی از منابعی که آب زیرزمینی منطقه آغ زیارت را تحت تاثیر قرار می دهد چشمه های آبگرم واقع در ۱/۵ کیلومتری روستای آبگرم سلماس می باشد. این آبگرم که به آبگرم سلماس و زین آباد نیز معروف است در ۶۹ کیلومتری جاده سلماس - ارومیه واقع شده است و پس از ورود به جاده انحرافی و طی ۶ کیلومتر می توان به چشمه های معدنی آبگرم رسید. مختصات جغرافیایی این چشمه $38^{\circ}02'26''$ N و $44^{\circ}55'32''$ E می باشد، که در ارتفاع ۱۷۳۰ متر از سطح دریاهای آزاد قرار گرفته است. با توجه به توپوگرافی منطقه، آب خروجی از چشمه از طریق مسیل گسلی از روستای آبگرم تا بالادست روستای قباخ تپه ادامه می یابند. این احتمال است که آب آلوده به بور از

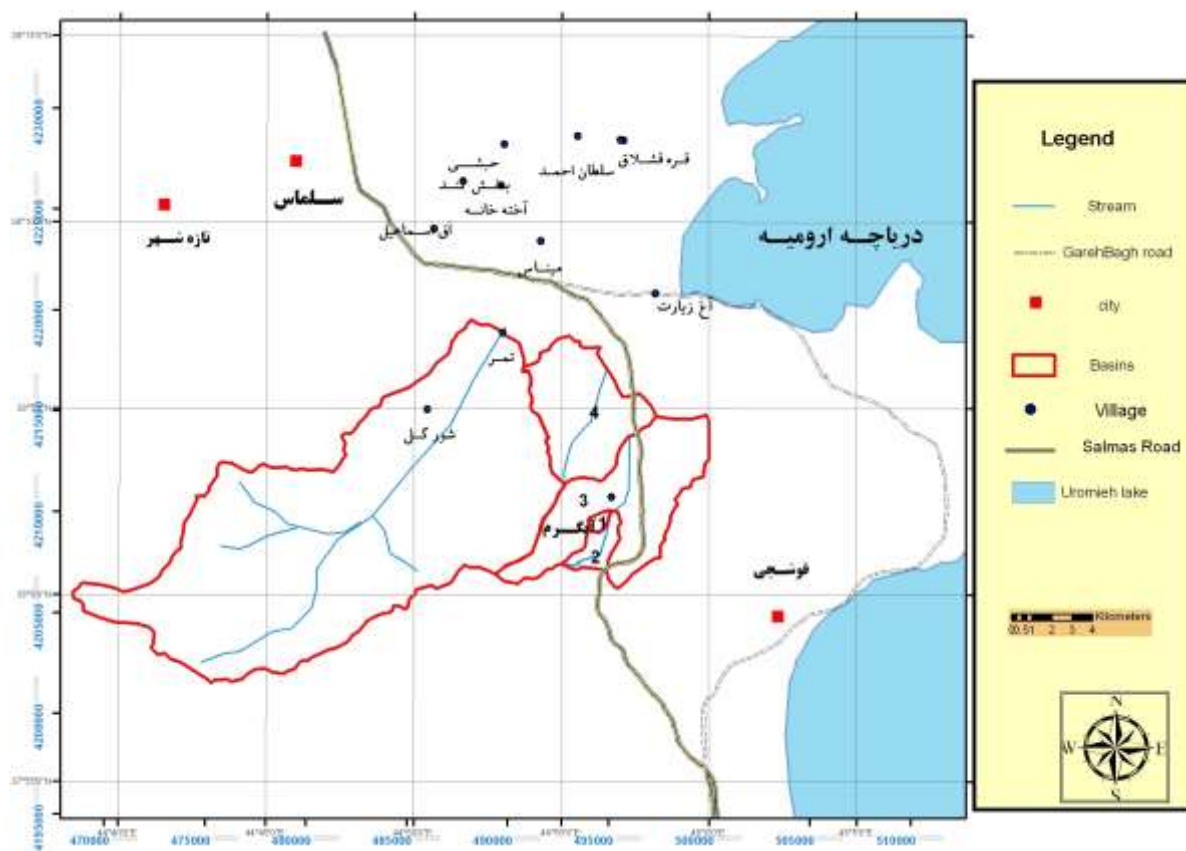
طریق این گسل می تواند به دره خرخره چای نیز انتقال یافته و آبهای زیرزمینی آن منطقه را نیز آلوده نماید. بر اساس اطلاعات موجود محدوده آلوده از شمال به روستاهای میناس و خان تختی، از غرب به روستای قاباخ تپه، از جنوب به روستاهای شورگل و آبگرم و از شرق به دریاچه ارومیه محدود می گردد.

رودخانه آبگرم از کوههای اوغان، قپلان داغ سرچشمه می گیرد. حوضه آبریز این رودخانه با سطحی معادل ۷۰ کیلومتر مربع در محل پل جاده اصلی ارومیه-سلماس، از غرب به حوضه آبریز رودخانه خورخوره، از جنوب به حوضه آبریز رودخانه جمال آباد و از قسمت شمال منتهی الیه جنوبی دشت سلماس (دشت آغ زیارت) و از شرق به حوضه قوشچی و قره باغ محدود گشته است (شکل ۴-۲). آب این حوضه پس از عبور از قسمت جنوب دشت سلماس به مراتع اطراف دریاچه ارومیه تخلیه می گردد. آبهای سطحی این حوضه در طول مسیر رودخانه پس از تغذیه آبخوان دشت آغ زیارت مستقیماً در آن تخلیه می گردند بنابراین در صورت وجود هرگونه آلودگی در آبهای سطحی، احتمال آلوده نمودن آبهای زیرزمینی پایین دست حتمی است. با توجه به اینکه چشمه آبگرم و تعدادی چشمه های معدنی واقع در اطراف آن در این حوضه قرار دارند و آب این چشمه ها بدون استفاده در رودخانه تخلیه می گردد لذا در فرض اولیه پیش بینی گردید که یکی از منابع آلوده کننده آبهای زیرزمینی دشت آغ زیارت، آب این چشمه ها باید باشد که آزمایشات بعدی صحت این پیش بینی را ثابت نمود.



شکل ۴-۲- نقشه موقعیت محدوده چشمه آبگرم در (A کشور، B استان و C حوزه

آبریز



شکل ۴-۳- نقشه زیرحوضه های رودخانه آبگرم و خرخره چای

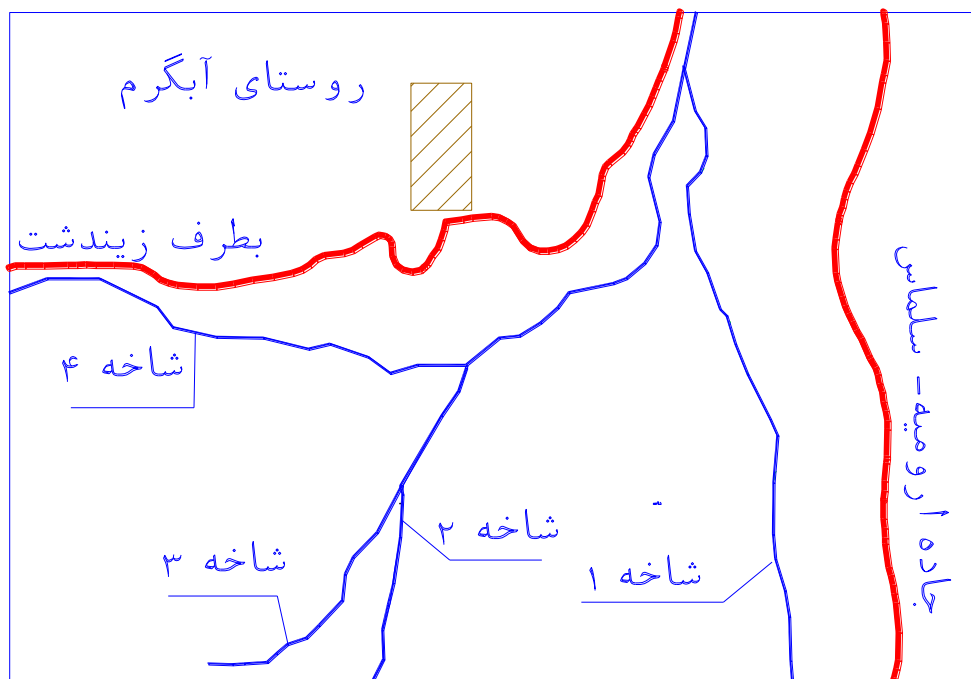
در محدوده چشمه آبگرم، رودخانه به ۴ سرشاخه تقسیم می گردد (شکل ۴-۴). سرشاخه ۱ که در سمت راست و به موازات جاده اصلی ارومیه- سلماس قرار دارد در قسمت بالا دست کاملاً از آلودگی بور پاک است. این آبراهه در پایین دست چشمه آبگرم به احتمال زیاد بر اثر نفوذ آب چشمه از طریق شکستگیها، مقدار کمی آلودگی آنهم در دبی پایه حدود ۱ لیتر بر ثانیه نشان می دهد. بنابراین می توان نتیجه گیری کرد که این سرشاخه از رودخانه تقریباً عاری از بور بوده و آب آن خصوصاً در دبی های بالا قابل استفاده می باشد.

سرشاخه ۲ بین سرشاخه ۱ و سرشاخه ۳ که چشمه آبگرم در آن قرار دارد، واقع شده است. بعلاوه مجاورت این سرشاخه با سرشاخه ۳، آلودگی به آن منتقل می گردد و مقدار بور در آن بالا می باشد.

سرشاخه ۳ یک آبراهه بسیار کوچکی است که چند چشمه آبگرم با دبی ۰/۱ تا ۱ لیتر در ثانیه و چشمه های گرم و سرد دیگر با دبی کم در آن قرار دارند. فقط از آب ۳ چشمه که دبی آنها

از بقیه بیشتر است به عنوان آبدرمانی استفاده می‌شود. آب این چشمه‌ها دارای مقدار زیادی بور می‌باشد. بطور کلی می‌توان گفت که منشأ بور در آبهای اطراف، این آبراهه می‌باشد. سرشاخه ۴ یک شاخه نسبتاً بزرگی است. این آبراهه تأمین کننده آب کشاورزی و شرب روستای آبگرم می‌باشد و تمام باغات اطراف روستا از این آبراهه آبیاری می‌گردند. مقدار بور آن بسیار کم و در حد مجاز می‌باشد.

آب سرشاخه های ۲ و ۳ پس از اختلاط دارای مقدار بور بسیار بالا است. به همین دلیل اهالی روستا بنا بر تجربه آنرا قابل استفاده در کشاورزی نمی‌دانند و در تمام طول سال در آبراهه رها می‌گردد. این آبراهه با آبراهه سرشاخه ۴ به هم پیوسته و در پایین دست روستا به سرشاخه ۱ وصل می‌گردند. معمولاً آب سرشاخه‌های ۱ و ۴ در فصل زراعی در بالادست بوسیله نهرهایی برداشت می‌گردد و فقط مقدار نشتی از بندهای سنتی به پایین دست منتقل می‌گردد. نمونه برداشتی از نقطه تلاقی آبراهه‌ها نیز حاوی مقدار بسیار بالای بور می‌باشد.



شکل ۴-۴- سرشاخه‌های رودخانه آبگرم در حوالی روستای آبگرم

۴-۲-۱- آبهای سطحی

۴-۲-۱-۲- آبهای سطحی خرخره چای

رودخانه خرخره از کوههای تورشن، اوغچه‌لیق، پلان‌تکان خان سرچشمه می‌گیرد و دبی متوسط سالانه آن ۰/۲۴ متر مکعب بر ثانیه (در ایستگاه تمر) و آورد سالانه مربوطه حدود ۶ میلیون متر مکعب می‌باشد. حوضه آبریز این رودخانه با سطحی معادل ۱۹۴ کیلومتر مربع در محل ایستگاه تمر، از شمال به حوضه آبریز رودخانه زولا، از غرب به حوضه آبگرم، از جنوب به حوضه آبریز رودخانه نازلو و جمال‌آباد و از قسمت شمال به دریاچه ارومیه امتداد یافته است. آب این حوضه پس از عبور از قسمت جنوب دشت سلماس به مراتع اطراف دریاچه ارومیه تخلیه می‌گردد.

رودخانه خرخره چای فقط در بالادست دارای آب پایه بوده که مقدار آن بسیار ناچیز است. یکی از سرشاخه‌های این رودخانه که در سمت راست آن و در بالادست روستای شورگل قرار دارد و دبی آن در موقع نمونه‌برداری حدود ۰/۵ لیتر بر ثانیه بود، دارای آلودگی بور می‌باشد. اکثر آورد رودخانه بصورت سیلابی می‌باشد. اگرچه از سیلاب رودخانه نمونه‌برداری نشده است ولی مسلماً بدلیل عدم نفوذ آب سطحی به لایه‌های پایین در کوتاه مدت، عاری از آلودگی بور خواهد بود.

جدول ۴-۱- آورد ماهانه و سالانه رودخانه خرخره در ایستگاه تمر در دوره ۲۷ ساله (m^3/sec)

شرح	۱۳۰۱	۱۳۰۲	۱۳۰۳	۱۳۰۴	۱۳۰۵	۱۳۰۶	۱۳۰۷	۱۳۰۸	۱۳۰۹	۱۳۱۰	۱۳۱۱	۱۳۱۲	سالانه
میانگین	۰/۱۳	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۳۶	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۲۴

۴-۲-۱-۲- آبهای سطحی دشت سلماس

دشت سلماس در استان آذربایجان غربی، در طول‌های جغرافیایی ۴۴ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۴۵ درجه و عرض‌های جغرافیایی ۳۸ درجه و ۶ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۱۵ دقیقه واقع گردیده است. حوضه آبخیز این دشت از شمال به شهرستان خوی، از شرق به دریاچه ارومیه، از جنوب به گردنه قوشچی و از مغرب به ارتفاعات مرزی ایران و ترکیه محدود می‌باشد. وسعت کل حوضه ۲۳۳۰ کیلومتر مربع و وسعت دشت حدود ۵۵۰ کیلومتر مربع است. ۴ رودخانه مهم زولا، دیرعلی، دریک و خرخره به دشت سلماس وارد می‌شوند که از میان آنها زولاچای رودخانه اصلی و دارای جریان دائمی بوده و رودخانه‌های دیگر نیز پس از پیوستن به آن در نهایت به دریاچه ارومیه تخلیه می‌گردند.

دشت سلماس که قسمتی از کل حوضه سلماس است، تقریباً دارای توپوگرافی مسطح با شیب ملایم بوده که این شیب در حالت کلی از سمت غرب به سمت دریاچه ارومیه واقع در شرق منطقه می‌باشد. ارتفاع دشت از ۱۵۰۰ متر در غرب تا ۱۲۸۰ متر در شرق تغییر می‌کند و شیب آن در حدود ۰/۶۶ درصد می‌باشد. این دشت دارای شیب جانبی نیز است که از شمال و جنوب به سمت مرکز دشت امتداد دارد. در جنوب شرقی و حوالی روستاهای میناس و خان تختی ارتفاعات پیرچاوش، قوری گل و خان تختی وجود دارد و بقیه دشت تقریباً مسطح می‌باشد. موقعیت دشت و وجود کوههای با ارتفاع نسبتاً زیاد در اطراف باعث شده است تا منطقه از نظر آبهای سطحی نسبتاً غنی گردد.

از جمله مهم‌ترین رودخانه‌های حوضه آبریز دشت سلماس، رودخانه زولا بوده که در تمام فصول، آب در آن جریان داشته و رژیم آبی آن تحت تأثیر ذوب برف می‌باشد. این رودخانه که از ارتفاعات ۲۵۰۰ متری واقع در مرز ایران و ترکیه نظیر کوه نوچ، گیربران، زردکل و کچلا سرچشمه می‌گیرد، دارای حوضه آبریزی بین طول‌های جغرافیای ۴۴ درجه و ۱۳ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۴۸ دقیقه و عرض جغرافیای ۳۷ درجه و ۵۱ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۲۲ دقیقه می‌باشد و پس از آبیاری و تغذیه قسمتی از دشت سلماس به دریاچه ارومیه می‌ریزد. رودخانه مذکور که دارای دبی متوسط سالانه ۳/۹۷ مترمکعب بر ثانیه (در ایستگاه چهاریق علیا) و متوسط جریان سالانه ۱۲۵ میلیون متر مکعب می‌باشد.

رودخانه زولا دارای زیرحوضه‌های دریک، دیرعلی، خرخره و آبگرم است که آب در تمام فصول در آنها جاری بوده و در مجموع در طول سال نقش مهمی را در تغذیه و آبیاری دشت ایفا می‌نمایند.

رودخانه دریک که از کوه‌های بروشقلان، خنابری، لی‌نوس و کوه‌های مرز ایران و ترکیه سرچشمه می‌گیرد دارای حوضه آبریزی به مساحت ۲۴۰ کیلومتر مربع است که از شمال شرق به حوضه آبریز رودخانه دیرعلی، از غرب به مرز ایران و ترکیه و از جنوب شرقی به حوضه آبریز رودخانه زولا کشیده شده است. رودخانه مذکور که دارای دبی متوسط سالانه ۱/۳۴ مترمکعب بر ثانیه (در ایستگاه نظرآباد) و متوسط جریان سالانه ۴۳ میلیون متر مکعب می‌باشد، از شمال غربی وارد دشت سلماس شده و پس از طی مسیر کمی به موازات رودخانه زولا، بعد از عبور از شهرستان سلماس به رودخانه زولا می‌ریزد. دوشیوان، بورشاد رود و آغ‌بره از جمله شاخه‌های فرعی آن می‌باشند.

آب رودخانه دیر علی از کوه‌های شوربلاغ، بابارزان و اوربان تأمین می‌گردد و دارای دبی متوسط سالانه ۰/۶۵ متر مکعب بر ثانیه (در ایستگاه اوربان) و آورد سالانه ۱۹ میلیون متر مکعب

می باشد. این رودخانه با حوضه آبریزی که از شمال به حوضه آبریز قطور و از جنوب غربی به حوضه آبریز دریک و از شمال شرقی به حوضه آبریز زولا مرتبط است، پس از مشروب ساختن زمین های روستاهای سیلاب و ریگ آباد، وارد بخش مغنajok گشته و نظر به اینکه در مواقع سیلابی، آب آن در مزارع پخش می شود، عملاً آبی به رودخانه زولا تخلیه نمی گردد (مرکز تحقیقات آب، ۱۳۷۱).

آب های سطحی دشت سلماس با توجه به آبیاری بدون محدودیت مزارع و باغات نمی تواند حاوی بور بیش از حد مجاز باشد زیرا یکی از علائم عدم آلودگی به بور در دشت سلماس که از آب های سطحی و زیرزمینی آبیاری می گردد، وجود باغ های میوه از انواع مختلف می باشد. چنانکه در جدول ۱ ملاحظه گردید انواع درختان میوه به میزان بور در آب آبیاری حساس می باشند.

۴-۲-۱-۳- آب دریاچه ارومیه

آب دریاچه ارومیه یکی از منابع مؤثر بر آبهای زیرزمینی مجاور می باشد. خصوصاً در شرایط عدم تغذیه کافی آبخوان های ساحلی و برداشت بی رویه از آنها، آب شور دریاچه به سمت آبخوان های شیرین ساحلی پیشروی کرده و باعث آلودگی آنها می گردد. البته بدلیل سنگین بودن آب شور همیشه آب شیرین در بالا قرار می گیرد و اختلاط فقط در مرز این دو نوع آب و در یک ضخامت کم صورت می پذیرد. بررسی کیفیت آب دریاچه ارومیه نشان می دهد که متوسط غلظت کلرور سدیم در آب دریاچه ارومیه در دوره آماری ۱۱ سال اخیر برابر ۲۰۱/۶ گرم در لیتر بوده است. در نتیجه این نمک بیش از ۹۰٪ املاح محلول در دریاچه را به خود اختصاص می دهد. علاوه بر نمک کلرور سدیم، املاح دیگری چون منیزیم، کلسیم، پتاسیم و... در آب دریاچه وجود دارد که منبع و منشأ این املاح نیز جریانهای سطحی ورودی به دریاچه است. اگرچه غلظت این املاح در مقایسه با نمک NaCl بسیار ناچیز است، اما غلظت بالای این مواد نسبت به دیگر منابع و همچنین امکان برداشت و بهره برداری از این مواد موجب شده است به عنوان املاح جانبی مورد توجه قرار گیرند. منیزیم با غلظت بلندمدت ۵/۹۱ گرم بر لیتر، پس از کلر و سدیم، مهمترین محلول آب دریاچه ارومیه است که در حدود ۲/۶٪ کل مواد محلول را به خود اختصاص می دهد.

در مطالعات فیزیکی شیمیایی چهار یون دیگر در دریاچه ارومیه اندازه گیری شده اند که در جدول ۴-۲ ارائه شده است. غلظت برخی از این یونها مانند پتاسیم، کلسیم، سولفات و کربنات در دریاچه تقریباً ثابت است. میانگین بلند مدت این یونها برای دوره آماری یازده سال اخیر به ترتیب برابر ۱/۴۸، ۰/۴۸۳، ۱۲/۶۱ و ۰/۳۷۶ گرم بر لیتر بوده است. علاوه بر یونهای فوق، عناصر بور، آهن، لیتیم، بور و آرسنیک نیز با غلظتهای ناچیز در آب دریاچه ارومیه یافت می شوند. غلظت این عناصر

در دوره آماری بلند مدت به ترتیب برابر (ppm) ۷۷، (ppm) ۴۷، (ppm) ۱۳/۴۴، (ppm) ۱/۱۶ و (ppm) ۱/۰۴ بوده و در نتیجه مجموعاً ۱۳۶ میلی گرم برلیتر از غلظت آب دریاچه ارومیه را به خود تخصیص می دهند (مهندسین مشاور یکم، ۱۳۸۳).

جدول ۴-۲- مقدار یون ها و عناصر کمیاب در آب دریاچه ارومیه

نام عنصر	مقدار	واحد
پتاسیم	۱/۴۸	gr/l
سدیم	۷۵/۵۳	gr/l
منیزیم	۵/۹۱	gr/l
کلسیم	۰/۴۸	gr/l
کلر	۱۲۵/۷۰	gr/l
سولفات	۱۲/۶۱	gr/l
بی کربنات	۳۷۶/۵	gr/l
برم	۱/۱۶	ppm
لیتیم	۱۳/۴۴	ppm
آرسنیک	۱/۰۴	ppm
فلوئور	۴۷/۰	ppm
بور	۷۷/۰	ppm
باقیمانده خشک	۲۲۲/۶	gr/l
هدایت الکتریکی	۳۸۲۷۴۰	μS/cm

چنانکه ملاحظه می گردد عنصر بور در دریاچه ارومیه به مقدار زیاد (۷۷ میلی گرم برلیتر) وجود دارد. اگر بدلیل عدم تغذیه کافی آبخوان آغ زیارت و برداشت زیاد باعث گردد آب شور به سمت ساحل پیش روی نماید در این صورت ممکن است بور موجود در آب دریاچه باعث آلودگی آن گردد ولی باتوجه به شوری بسیار بالای آب دریاچه، انتظار می رود که شوری آب چاه ها بالا رود که عملاً چنین چیزی مشاهده نمی گردد. در جدول ۵-۶ نتایج تجزیه شیمیایی آب شرب مجتمع قره باغ ارائه شده است چنانکه مشاهده می گردد مقدار کلر و سدیم موجود در آن در حد آب

معمولی بوده و هدایت الکتریکی آن در مقایسه با آب دریاچه بسیار ناچیز است. از طرف دیگر موضوع اختلاط آب دریاچه با آبخوان آغ زیارت فقط در مناطق ساحلی می تواند مطرح باشد در صورتیکه چاه های برداشت آب حداقل ۴ کیلومتر با ساحل دریاچه فاصله دارند. بنابراین می توان نتیجه گرفت که آب دریاچه ارومیه نمی تواند در آلودگی آبخوان آغ زیارت به بور مؤثر باشد.

۴-۲-۲- آب های زیرزمینی

۴-۲-۲-۱- آب های زیرزمینی دره آبگرم

سنگ کف دره آبگرم در یک کیلومتری پایین دست روستا دارای برونزد بوده (شکل ۱-۱۱، A) و تمام آب های سطحی و زیرزمینی بالادست به سمت این نقطه زهکشی شده و به سمت پایین دست جریان پیدا می کنند. به همین دلیل در تمام طول سال در این قسمت از آبراهه جریان سطحی مشاهده می گردد. کمی پایین تر از این نقطه آبرفت رودخانه روی سنگ کف را می پوشاند. با حرکت به سمت پایین دست عمق آبرفت افزایش یافته و جریان سطحی در آن نفوذ کرده و جریانات زیرزمینی را تشکیل می دهد. جهت جریان زیرزمینی در این قسمت از شیب توپوگرافی تبعیت کرده و از سمت جنوب به شمال می باشد. این جریان در نقطه اتصال به دشت سلماس، تحت تأثیر جریان آب زیرزمینی کل دشت واقع شده و به سمت شرق تغییر جهت می دهد. این امر باعث می گردد که انتشار آلودگی ناشی از این منبع فقط به قسمت جنوب شرقی دشت محدود گردد. دشت آغ زیارت که در منتهی الیه جنوب شرقی دشت سلماس قرار دارد کاملاً تحت تأثیر جریانات آب دره آبگرم قرار می گیرد. بررسی نقشه های زمین شناسی نشان می دهد که در دره آبگرم خوشبختانه گسل ها در جهت آبراهه دارای طول محدود بوده و از نوع راندگی می باشند (شکل ۴-۶) و احتمال انتقال آب چشمه آبگرم که در بالا به آن اشاره گردید، از طریق مجراهای زیرزمینی به سمت دشت آغ زیارت کم می باشد. لذا با اطمینان زیاد می توان گفت که فقط آب خارج شده از چشمه های آبگرم به سطح زمین، پس از جریان یافتن در آبراهه، در آبرفت نفوذ یافته و آب زیرزمینی را آلوده می نماید. در دره آبگرم و ادامه آن دشت آغ زیارت در سال ۱۳۸۰ تعداد ۹ حلقه چاه عمیق و ۱۸ حلقه چاه نیمه عمیق وجود دارد که از ۸ مورد از آنها نمونه برداری بعمل آمده است. مقدار تخلیه این چاه ها در سال ۱۳۸۰ حدود ۴/۵ میلیون مترمکعب برآورد شده است (مهندسان مشاور آب نیرو، ۱۳۸۶).

۴-۲-۲- آبهای زیرزمینی دره خرخره چای

دره خرخره چای به علت تغذیه مناسب توسط آبهای سطحی که در آبراهه جریان دارند، نفوذپذیری خوب سنگهای حوضه آن و وجود آبرفت نسبتاً عمیق از ذخیره خوب برخوردار است. در دره خرخره و ادامه آن دشت خان تختی و میناس تعداد ۲۲ حلقه چاه عمیق و ۹ حلقه چاه نیمه عمیق با تخلیه سالانه ۱۰/۶ میلیون مترمکعب وجود دارد (مهندسان مشاور آب نیرو، ۱۳۸۶). مهمترین نکته‌ای که در رابطه با آبهای زیرزمینی دره خرخره چای می‌توان ذکر کرد، وجود چندین گسل در این محدوده می‌باشد. گسل آبگرم- قاباخ تپه بطول حدود ۱۶ کیلومتر در جهت جنوب غرب به شمال شرق از روستای آبگرم تا حوالی روستای قاباخ تپه ادامه دارد. در انتهای شرقی این گسل چشمه آبگرم قرار دارد. این گسل در کیلومتر ۱۰ از سمت شرق گسل تمر را قطع می‌کند که بطول ۱۵ کیلومتر در سراسر طول دره خرخره چای تا جاده ارومیه-سلماس ادامه می‌یابد. حدود ۳ کیلومتر از این گسل در بالادست محل تقاطع و ۱۲ کیلومتر آن در پایین دست قرار می‌گیرد. بنظر می‌رسد آلودگی بور که منشأ آن چشمه آبگرم می‌باشد از طریق گسل آبگرم- قاباخ تپه به گسل تمر منتقل شده و از طریق این گسل آبهای زیرزمینی دره خرخره چای را تحت تأثیر قرار می‌دهد. وجود آلودگی بور در بالادست نقطه تقاطع دو گسل آبگرم-قاباخ تپه و تمر در آب سطحی سرشاخه رودخانه خرخره در بالادست روستای شورگل که از زهکشی آب زیرزمینی حاصل می‌شود، نشان می‌دهد که آلودگی به بالادست نیز سرایت کرده است.

۴-۲-۳- آبهای زیرزمینی دشت سلماس

از نظر هیدروژئولوژیکی سازند های آهکی و آبرفت های منطقه که دارای خصوصیت نفوذپذیری می‌باشند از اهمیت فراوان برخوردار بوده و باعث شده اند تا در مناطقی از حوضه و در پای کوه ها، منابع آب طبیعی جهت نگهداری نزولات جوی به عنوان منابع آب زیرزمینی بوجود آید. با توجه به امکان دسترسی ساده تر و کیفیت مطلوب تر و نیز تأثیرپذیری کمتر این مخازن از آلودگی و تبخیر در مقایسه با آبهای سطحی و همچنین بهره برداری نسبتاً سریع و هزینه تولید کمتر و از طرفی کمبود نسبی آب های سطحی، منابع آب زیرزمینی به عنوان یکی از منابع اصلی و در حقیقت اصلی ترین منابع تأمین کننده آب مورد نیاز، مورد استفاده قرار گیرند که در دشت سلماس وسعتی در حدود ۳۵۰ کیلومتر مربع را می پوشانند. از این مقدار حدود ۲۵۰ کیلومترمربع آن به عنوان لایه آبدار عمیق شناخته شده است. تحقیقات هیدروشیمی و آزمایشات انجام شده روی نمونه های آب از رودخانه ها، چشمه ها، قنات ها و چاه ها و همچنین تحلیل های فیزیکی و

شیمیایی مربوطه نشان میدهد که آبهای زیرزمینی این دشت می تواند برای مصارف کشاورزی بدون هیچ محدودیتی مورد استفاده قرار گیرد.

در مجموع دو سفره آب زیرزمینی محصور و غیر محصور در منطقه مشاهده شده است که سفره آب زیرزمینی محصور در سطحی معادل ۱۲۵ کیلومترمربع گسترده شده است که از این مقدار حدود ۷۳ کیلومترمربع آن دارای فشار پیزومتریک بالاتر از سطح زمین بوده و بقیه از فشاری کمتر از سطح رقوم زمین برخوردار هستند. بطور کلی این منابع از طریق برداشت آب بوسیله چاه های آرتزین، عمیق و نیمه عمیق و نیز چشمه ها و قنوات مورد استفاده قرار می گیرند (مرکز تحقیقات آب، ۱۳۷۱). از آب زیرزمینی دشت سلماس بوسیله ۹۸۹ حلقه چاه عمیق و نیمه عمیق جهت مصارف کشاورزی، شرب و صنعت با تخلیه سالانه ۱۵۵ میلیون مترمکعب برداشت صورت می گیرد (مهندسان مشاور آب نیرو، ۱۳۸۶). نمونه برداری های انجام شده از آب شرب روستاهای قره قشلاق، سلطان احمد، قزلجه، حبشی، آخته خانه، بخش کندی، آغ اسماعیل و دریشک که از آب زیرزمینی دشت سلماس و از چاه های محدوده روستاها تأمین می گردد، نشان می دهد که مقدار عنصر بور در آنها در حد مجاز و زیر ۱ میلی گرم در لیتر می باشد (رضوی، ۱۳۸۵).

جدول ۴-۳- مقدار عنصر بور در نمونه های آب برداشت شده از محدوده

شماره نمونه	محل نمونه برداری	EC μS/cm	TDS mg/l	Boron mg/l
۱	چشمه آبگرم مردانه (سمت چپ)	۱۶۸۶۰	۱۰۹۶۰	۴۴۲
۲	چشمه آبگرم مردانه (سمت راست)	۱۶۷۵۰	۱۰۸۹۰	۴۵۰
۳	چشمه آبگرم زنانه	۱۶۷۷۰	۹۹۰۰	۴۳۵
۴	چشمه پایین دست مردانه	۱۶۸۷۰	۹۹۰۰	۴۳۸
۵	چشمه بالادست زنانه	۱۶۸۵۰	۱۰۹۵۰	۴۴۰
۶	چشمه آب سرد دامنه سمت راست	۱۵۷۳۰	۱۰۲۲۰	۴۴۶
۷	خروجی آبراهه آبگرم (سرشاخه ۳)	۱۷۴۵۰	۱۱۲۸۰	۴۵۱
۸	آبراهه سمت راست آبگرم (سرشاخه ۲)	۶۷۱۰	۴۳۶۰	۲۶۵
۹	چشمه تلاقی دو آبراهه	۱۵۷۵۰	۱۰۲۴۰	۴۱۰
۱۰	محل تلاقی آبراهه های ۲ و ۳	۱۱۴۰۰	۷۴۱۰	۳۸۰
۱۱	آبراهه سمت چپ آبگرم (سرشاخه ۴)	۴۵۰	۲۹۱	۰/۴۸

شماره نمونه	محل نمونه برداری	EC μS/cm	TDS mg/l	Boron mg/l
۱۲	محل تلاقی آبراهه های ۱، ۲ و ۳	۵۴۵۰	۳۵۴۰	۲۱۵
۱۳	آبراهه سرشاخه ۱ (پایین دست بند رسوبگیر)	۷۷۷	۵۰۵	۳/۴۸
۱۴	آبراهه سرشاخه ۱ (پایین دست گردنه قوشچی)	۶۸۰	۴۴۲	۰/۶۸
۱۵	چاه عمیق شماره ۱ آبگرم	۸۸۷	۵۷۷	۱۶/۰۸
۱۶	چاه عمیق شماره ۲ آبگرم	۹۶۴	۶۲۷	۱۶/۶۸
۱۷	چاه عمیق شماره ۳ آبگرم (کارخانه آجرپزی)	۶۶۰	۴۲۹	۸/۶۶
۱۸	چاه عمیق شماره ۴ آبگرم	۶۵۷	۴۲۷	۹/۲۱
۱۹	چاه عمیق کافه مرادخان	۱۰۵۰	۶۸۳	۶/۷۴
۲۰	چاه عمیق بعد از کافه مرادخان	۱۱۸۳	۷۶۹	۸/۶۶
۲۱	چاه عمیق پایین دست تمر سمت راست جاده	۱۲۴۵	۸۰۹	۷/۱۸
۲۲	چاه عمیق پایین دست تمر سمت چپ جاده	۱۲۵۵	۸۱۶	۸/۹۴
۲۳	چاه عمیق بالادست تمر	۹۸۱	۶۳۸	۸/۲
۲۴	چاه عمیق پایین دست جاده قره باغ	۸۷۵	۵۶۹	۶/۶۵
۲۵	چاه عمیق بالادست آغ زیارت شماره ۱	۶۷۰	۶۷۰	۷/۳۴
۲۶	چاه عمیق بالادست آغ زیارت شماره ۲	۸۵۷	۸۵۷	۱۰/۹۴
۲۷	شیر برداشت روستای آغ زیارت	۸۸۵	۸۸۵	۱۶/۸۸
۲۸	چشمه روستای شورگل	۸۱۵	۵۳۰	۱/۰۳
۲۹	آب شرب روستای شورگل	۱۴۵۳	۹۴۵	۲/۴۶
۳۰	چشمه سمت راست روستای تمر	۹۴۸	۶۱۶	۰/۶۱
۳۱	آبراهه سمت راست تمر بالادست شورگل	۵۸۰	۳۷۷	۱۲/۵۶
۳۲	آب شرب تمر			۴/۷
۳۳	آب شرب میناس			۸/۲
۳۴	آب شرب قره قشلاق			۱/۰۱
۳۵	آب شرب سلطان احمد			۰/۴۴

شماره نمونه	محل نمونه برداری	EC μS/cm	TDS mg/l	Boron mg/l
۳۶	آب شرب قزلجه			۰/۷۶
۳۷	آب شرب حبشی			۰/۶۵
۳۸	آب شرب آخته خانه			۰/۷۷
۳۹	آب شرب بخش کندی			۰/۶۶
۴۰	آب شرب آغ اسماعیل			۰/۷۹
۴۱	آب شرب قاباخ تپه			۹/۶
۴۲	آب شرب سلماس (منبع ذخیره دریشک)			۰/۸۵
۴۳	موتور خانه چاه آغ زیارت (آب شرب مجتمع قره باغ)			۱۵/۴۲
۴۴	موتورخانه چاه خان تختی (آب شرب مجتمع قره باغ)			۷/۸۰
۴۵	شیر برداشت قره باغ			۱۳/۶۲

چنانکه در شکل های ۴-۵ و ۴-۶ مشاهده می گردد، جریان آلودگی از طریق آبهای زیرزمینی دره آبگرم و دره خرخره در جهت جنوب به شمال حرکت نموده و پس از ورود به آبهای زیرزمینی دشت سلماس در جهت غرب به شرق حرکت نموده و در نهایت به دریاچه ارومیه تخلیه می گردد. جریان آب زیرزمینی در دشت سلماس و وجود موانعی مانند کوه پیرچاوش، خان تختی و قوری گل باعث گردیده است که آلودگی بیش از آنچه انتظار می رفت در قسمت جنوب شرق دشت سلماس گسترش یابد. مساحت اراضی که آب زیرزمینی آنها دارای آلودگی شدید یا متوسط می باشند، در جدول ۴-۵ ارائه شده است.

جدول ۴-۵- مساحت اراضی دارای آب زیرزمینی آلوده به بور در غلظتهای مختلف

درجه آلودگی به بور	محدوده آلودگی mg/l	مساحت
خیلی شدید	$6 <$	۷۲۷۰
شدید	۴-۶	۲۱۲۰
متوسط	۲-۴	۲۳۲۰

از نمونه‌های آب مجتمع قره باغ و چشمه آبگرم آزمایشات تجزیه شیمیایی علاوه بر بور انجام شده و آنیون ها و کاتیون‌های آنها تعیین گردیده است که در جداول ۵-۶ و ۵-۷ ارائه شده است.

جدول ۵-۶- نتیجه تجزیه شیمیایی آب شرب مجتمع قره باغ

مقدار	واحد	مورد اندازه گیری
۴۴۴/۱	mg/l	بی کربنات
۶۸۰	mg/l	باقی مانده خشک
۱۱۳/۶	mg/l	کلر
۲۷/۴	mg/l	سولفات
۲۴	mg/l	کلسیم
۱۸	mg/l	منیزیم
۶	mg/l	پتاسیم
۱۸۹	mg/l	سدیم
۸/۸		درجه اسیدی
۱۰۹۳/۴		قابلیت هدایت الکتریکی
۷/۱		نسبت جذب سدیم

جدول ۵-۷- نتیجه تجزیه شیمیایی آب چشمه آبگرم

مقدار	واحد	مورد اندازه گیری
۱۲۸۳۴/۴	mg/l	بی کربنات
۱۳۱۰۰	mg/l	باقی مانده خشک
۱۲۰۷	mg/l	کلر
۲۸۵۱/۸	mg/l	سولفات
۱۰/۴	mg/l	کلسیم
۱۵/۶	mg/l	منیزیم
۲۵۶	mg/l	پتاسیم
۶۸۷۲/۳	mg/l	سدیم
۸/۱		درجه اسیدی
۲۰۸۵۹		قابلیت هدایت الکتریکی
۳۱۴/۵		نسبت جذب سدیم

۴-۳- مشخصات فیزیکی و شیمیایی چشمه های آبگرم منطقه

چشمه ها از داخل تشکیلات آهکی بیرون می آید که بعلت رسوبات دارای گوگرد به رنگ سیاه دیده می شوند. آب استخرها از طریق یک لوله که به منبع چشمه وصل است به داخل استخر ریخته می شود و بعد از خروج از استخرها به دره نزدیک محل سراریز می گردند. به گفته اهالی این چشمه جهت بیماریهای پوستی و رماتیسم مفید است. آب آن از چندین نقطه در دامنه تپه ای از زمین خارج می شود و حوضچه های طبیعی جالبی را بوجود آورده است. مقدار آبدهی چشمه کم می باشد.

در محل چشمه دو استخر دیواره دار بصورت دو اتاقک کوچک سیمانی درست شده است که یکی برای استفاده آقایان و دیگری برای استفاده خانمها در نظر گرفته شده است. البته این دو محل بصورت سرباز و با دیواره های جانبی در حدود ۳ متر می باشند. به غیر از این دو استخر و دو دستشویی (جهت استفاده خانم ها و آقایان) تاسیسات دیگری ندارد. البته آثار تاسیسات قدیمی هنوز دیده می شود، که نشان دهنده استفاده از آنها در سالهای دور دارد (شکل ۲-۶، A). در زیر مشخصات ظاهری سه دهنه از این چشمه ها را که آبدهی بیشتری نسبت به سایر چشمه ها دارند آورده شده است:

مشخصات عمومی هر سه چشمه:

- دمای محیط به هنگام بازدید ۲۰ درجه سانتی گراد بود
- بوی گوگرد کاملاً محسوس بود.
- رنگ آب به علت وجود ترکیبات گوگردی تیره و متمایل به سبز است.
- بررسی های بعمل آمده نشان می دهد که آب چشمه در ردیف آب های کلرو بیکربنات سدیک و گرم گوگردی قرار دارد و از PH بالاتر از ۷ برخوردار می باشد.

چشمه شماره ۱ در هنگام نمونه برداری سری اول دمای آب چشمه اول ۳۸,۵ درجه سانتیگراد بود با PH=7.66 و ساختار یونی آن به شرح جداول ۵-۸ و ۵-۹ است.

جدول ۵-۸ کاتیونهای موجود در چشمه زین دشت

کاتیونها	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Zn ²⁺	Cu ²⁺	Cr ²⁺	Ni ²⁺	Cd ²⁺	Pb ²⁺
mg/l	3818	20.8	جزئی	21.6	0.03	0.03	جزئی	جزئی	0.16	0.25	0.03	0.13

جدول ۵-۹ آنیونهای موجود در چشمه زین دشت

Anions	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
mg/l	11163	جزئی	1207	0.00

دمای آب چشمه دوم ۴۰ درجه سانتیگراد بود. با PH=7.71 و ساختار یونی آن به شرح جداول ۵-۱۰ و ۵-۱۱ است.

جدول ۵-۱۰ کاتیونهای موجود در چشمه زین دشت

کاتیونها	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Zn ²⁺	Cu ²⁺	Cr ²⁺	Ni ²⁺	Cd ²⁺	Pb ²⁺
mg/l	4370	291	جزئی	55	0.066	0.045	0.050	0.011	جزئی	جزئی	0.056	جزئی

جدول ۵-۱۱ آنیونهای موجود در چشمه زین دشت

آنیونها	HCO ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
mg/l	4370	291	جزئی	55

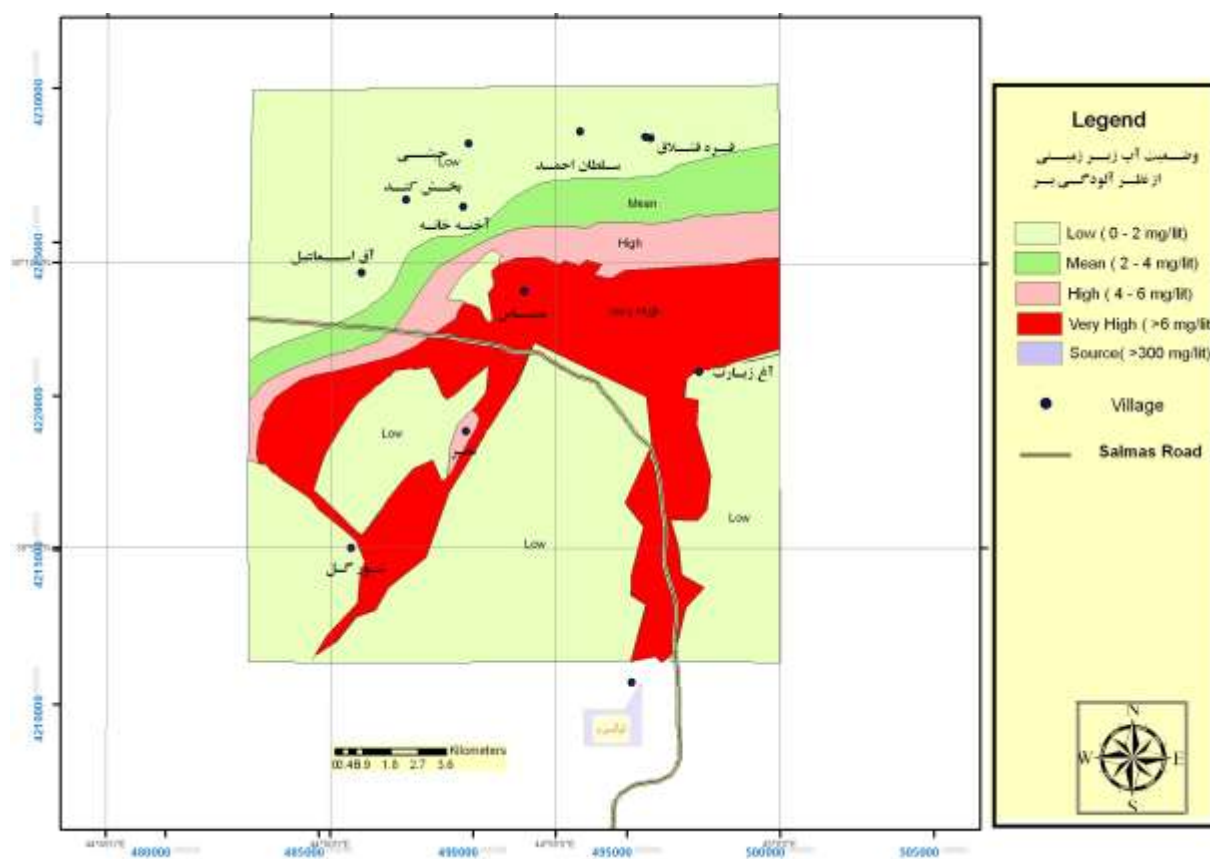
دمای آب چشمه سوم ۴۵ درجه سانتیگراد بود. با PH=7.66 و ساختار یونی آن به شرح جداول ۵-۱۲ و ۵-۱۳ است.

جدول ۵-۱۲ کاتیونهای موجود در چشمه زین دشت

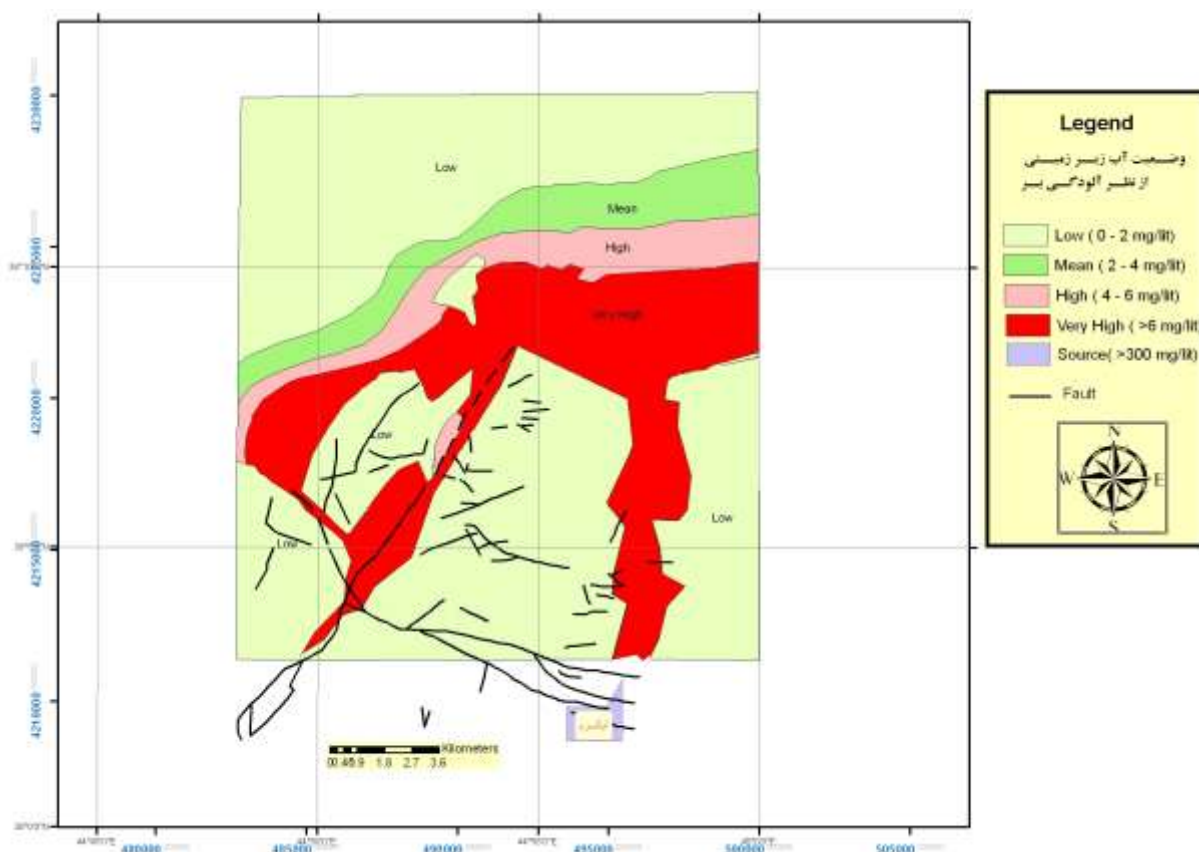
کاتیونها	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Zn ²⁺	Cu ²⁺	Cr ²⁺	Ni ²⁺	Cd ²⁺	Pb ²⁺
mg/l	4600	180.5	جزئی	110.4	0.026	0.038	0.045	جزئی	جزئی	جزئی	0.009	0.509

جدول ۵-۱۳ آنیونهای موجود در چشمه زین دشت

آنیونها	HCO ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
mg/l	11199.6	جزئی	1647.2	جزئی



شکل ۴-۵- نقشه وضعیت آب زیرزمینی منطقه از نظر آلودگی بور



شکل ۴-۶- نقشه موقعیت گسل های موجود در منطقه نسبت به محدوده های آلوده به بور

با توجه به بحث بالا مشخص گردید که آلودگی بور در محدوده وسیعی از آبهای زیرزمینی منطقه جنوب شرقی شهرستان سلماس وجود دارد. منشاء این آلودگی عوامل طبیعی زمین شناسی می باشد. گسل های موجود در منطقه باعث گسترش آلودگی به اطراف می باشد مثلاً آب آلوده از طریق گسل آبگرم- قاباخ تپه و گسل تمر وارد آبهای زیرزمینی دره خرخره شده و باعث آلودگی آن می گردد. مناطق آلوده بغیر از محدوده چشمه های آبگرم، منحصر به مناطق آبرفتی می باشند که از منشأ آلودگی تأثیر پذیرفته اند. انتشار آلودگی بور که از دو دره آبگرم و خرخره در جهت جنوب به شمال می باشد در اثر جریان آب زیرزمینی دشت سلماس که از سمت غرب به شرق است، متوقف گردیده و با آن هم جهت می گردد و از نفوذ آن به اعماق دشت سلماس جلوگیری می گردد. در حال حاضر از آب زیرزمینی آلوده به بور برای آب شرب روستاهای زیادی از جمله روستاهای مجتمع قره باغ، آغ زیارت، خان تختی، میناس، تمر، شورگل و قاباخ تپه استفاده می گردد. وجود مقدار کمی آلودگی در یکی از چاههای روستای قره باغ نیز می تواند توسط انتشار آلودگی توسط گسل اتفاق افتاده باشد. آلودگی به بور در شیر آب قره باغ

از دشت سلماس نیز حکایت از انتقال آب آلوده از طریق کانال انتقال می باشد. این کانال که با هدف تامین آب شرب صورت گرفته به خاطر وجود مقادیر قابل توجه بور، هم اکنون از سوی مسئولین برای مصارف آب کشاورزی در نظر گرفته شده است، که البته با توجه به بازدیدهای میدانی صورت گرفته از باغات دشت قره باغ، اهالی بدلیل مضر بودن این آب برای کشاورزی (شکل ۴-۷) مایل به استفاده از این آب نیستند. هر چند در منطقه بدلیل خشک سالی چند سال اخیر (شکل ۴-۸) نیاز شدید به آب وجود دارد ولی این آب آلوده بدون استفاده به دریا ریخته می شود.



شکل ۴-۷: تاثیر عنصر بور در گیاهانی مثل گردو، انگور و بادام در مزارع دشت قره باغ،



شکل ۴-۸: تاثیر خشکسالی در باغات دشت قره باغ



شکل ۴-۹: محل خروج چشمه های آلوده به بور با درصد بالا



عکس ۴-۱۰- تصویر پانورومایی از چشمه آبگرم و تشکیلات زمین شناسی اطراف آن



تصویر ۴-۱۱- (A) آثار تاسیسات قدیمی اطراف چشمه آبگرم، (B) تاسیسات جدید اقامتی جدید



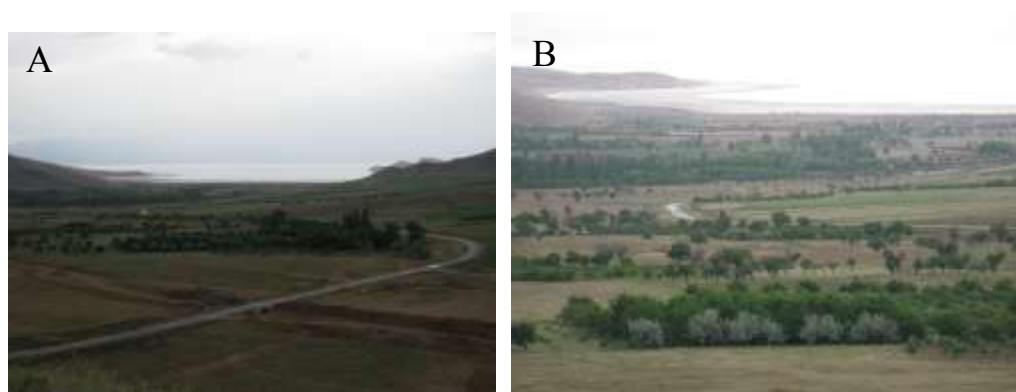
شکل ۴-۱۲: دهنه های چشمه های آبگرم بردار همراه با اثرات رسوب سیاه رنگ سولفیدی گذاشته شده، در شکل E در محل چشمه کرم های ریز خاکستری زیادی دیده می شود



شکل ۴-۱۳: A) چشمه در بالادست آبراهه ۳، که نمونه برداری شده و آلودگی به بور نشان نمی دهد، پوشش گیاهی موید آن است، B) دره آبراهه ۳، پوشش گیاهی نشانگر عدم آلودگی آن است، C) چشمه پائین دست محل تلاقی آبراهه های ۱، ۲ و ۳ که آلودگی به بور نشان می دهد، D) آبراهه شماره ۴، بدون آلودگی به بور، چنانکه پوشش درختی نیز آنرا نشان می دهد



شکل ۴-۱۴: (A) کهریز نرسیده به زیندشت، بدون آلودگی به بور، (B) چاه عمیق بالادست آغ‌زیارت، پوشش گیاهی بیانگر عدم آلودگی به بور است، (C) موتور خانه چاه آغ‌زیارت، جهت تامین آب شرب روستای قره باغ، انتقالی از سد زولا



شکل ۴-۱۵: دور نمایی زیبا از دشت قره باغ در فصل بهار



شکل ۴-۱۶: (A, B) چاه عمیق و محل آبیگر نزدیک قبرستان روستای قره باغ، (C) قنات عباس آباد قره باغ، (E) چشمه نزدیک جاده قالقاچی

فصل پنجم

پتروگرافی (بررسی ویژگیهای

سنگ شناختی و میکروسکوپی

نمونه ها)

فصل پنجم

پتروگرافی (بررسی ویژگیهای سنگ شناختی و میکروسکوپی نمونه ها)

۵-۱- مقدمه

پتروگرافی عبارتست از علم توصیف و طبقه بندی سیسماتیک سنگها (میدل موس، ۱۹۸۷). با مطالعه پتروگرافی دقیق سنگها می توانیم کانی های سازنده آنها دست یابیم. چرا که کانی ها بیانگر عناصر حامل هستند. از کانی شناسی می توانیم تا حدودی به منشاء برخی از عناصر از جمله بور پی ببریم. در این فصل به بررسی پتروگرافی سنگهای مورد مطالعه و همچنین نامگذاری آنها در ارتباط با مطالعات میکروسکوپی خواهیم پرداخت.

نمونه برداری از سنگهای منطقه بصورت منظم و سیستماتیک صورت گرفت. تعداد نمونه های برداشت شده حدود ۲۰۰ عدد بوده است که شامل سنگهای آذرین درونی بازیک، اسیدی و ولکانیک، رسوبی و دگرگونی بوده است. نمونه های بررسی شده معرف خصوصیات حقیقی توده ها در صحرا می باشد. بحث ما بیشتر راجع به سنگهای آذرین و دگرگونی است که منشاء احتمالی بور می توانند باشند. در ضمن به دلیل رعایت ایجاز از ذکر پتروگرافی نمونه ها بصورت مجزا خودداری شده و با توجه به نوع توده گروه بندی و توصیف گردیده اند.

محدوده مورد مطالعه دارای انواع متنوعی و گسترده ای از واحدهای لیتولوژیکی و پیکره های دگرشکل شده معادل آنها می باشد. برای بررسی میکروسکوپی این واحدها ما تمامی خصوصیات پتروگرافی، سنگ نگاری و ویژگیهای ساختی و بافتی (تمام مشخصات و ویژگیهایی که در برش های نازک این سنگها زیر میکروسکوپ قابل مشاهده است) آنها را به صورت یکجا و در قالب یک فصل ارائه داده ایم، لذا وضعیت و ویژگیهای پتروگرافی واحدهای مختلف قره باغ از ورقه تسوج و دشت زین دشت از ورقه سلماس را بصورت جداگانه بررسی کرده ایم.

۵-۲- پتروگرافی توده های نفوذی قره باغ

۵-۲-۱- سنگهای مافیک

سنگهای مافیکی در چندین نقطه در منطقه قره باغ رخنمون دارند، بزرگترین آن ۱۵ کیلومتر مربع مساحت دارد (شکل ۵-۱). با توجه به ترکیب کانی شناسی از ملاگابرو، گابرو، اولیوین گابرو، نوریت، گابرو نوریت و هورنبلند گابرو متغیر می باشند. بافت این سنگها به ترتیب از نظر فراوانی عبارت است از: گرانولار، اینترگرانولار، پوئی کیلیتیک، ساب افیتیک، افیتیک (شکل ۵-۱، B و C) و گرانوفیریک. فازهای کانیاپی اصلی سنگهای گابرویی عبارتند از: اولیوین، اورتوپیرکسن، کلینوپیرکسن و پلاژیوکلاز. از کانی های همراه می توان به هورنبلند و بیوتیت اشاره کرد. فازهای کانیاپی فرعی عبارتند از: آپاتیت، کانی های اپاک، زیرکن، کوارتز و اسفن. در برخی نمونه ها، مقدار کانی های مافیک زیادتر است. بررسی مقاطع صیقلی تهیه شده از این سنگها نشان می دهد که علاوه بر هماتیت کانه های پیریت، سروزیت، ایلمنیت، کالکوپیریت، اسفالریت و منیتیت نیز وجود دارد. زیرکن در برخی نمونه های گابرویی بمقدار زیادی دیده می شود، اندازه دانه های زیرکن از ۵۰ میکرون تا یک میلی متر می باشد (شکل ۵-۲، C و E).

گابروهای گرانولار دانه ریز تا دانه متوسط، بیشترین حجم سنگهای مافیک را به خود اختصاص داده اند. در برخی از سنگهای گابرویی مقداری کوارتز و فلدسپاتهای آلکالن دانه درشت دیده می شود، که باعث می گردد به آنها نام کوارتز گابرو و مونزوگابرو اطلاق گردد (شکل ۵-۱، A). این سنگها بیشتر در بخش های حاشیه ای سنگهای مافیکی و یا در مجاورت با گرانیت های آلکالن دیده می شوند. این سنگها عموماً بافت سنگهای پورفیری (نیمه عمیق) را دارند.

در گابروهای اولیوین دار، اولیوین ها اولین کانی هستند که متبلور شده اند و توسط کانیهایی که بعداً تبلور یافته اند در میان گرفته شده اند. به همین خاطر این کانی اکثراً بصورت انکلوزیون در کانیهایی پیروکسن و پلاژیوکلاز و حتی بیوتیت و هورنبلند وجود دارد، بطوریکه سیمایی از بافت پوئی کیلیتیک را به نمایش می گذارند (شکل ۵-۲، B و F). مقدار اولیوین در ملاولیوین گابروها تا ۴۰ درصد نیز می رسد. در حالیکه در اولیوین گابرو و گابروها مقدار آن معمولاً کمتر از ۱۰ درصد است. برخی از بلورهای اولیوین دارای حاشیه ای واکنشی نازک بصورت بافت کرونا در اطراف خود هستند که معمولاً از بیوتیت و هورنبلند قهوه ای تشکیل شده اند (شکل ۵-۲، D). کانی های اولیوین معمولاً بصورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکلدار کوچک دیده می شوند (شکل ۵-۲، F). در هیچ کدام از مقاطع، بلور اولیوین در اندازه بزرگ، مشابه با پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده نشد. به مقدار اندکی در امتداد شکستگی ها، به سرپانتین تبدیل شده اند. بر اساس اندازه گیری با میز فدروف، اولیوینهای موجود در سنگهای توده قره باغ، از نوع غنی از منیزیم (Fo_{70} , Fa_{30}) تا انواع سرشار از

آهن (Fe_{30}, Fe_{70}) هستند. علت وجود اولیوین با ترکیبات متفاوت در قره باغ، تفریق بلورین در ماگما می باشد. با ازدیاد درجه تفریق ماگمایی، مقدار آهن در اولیوین افزایش می یابد.

پیروکسن در ردیف دوم کانیهای تشکیل دهنده سنگهای مافیکی قرار دارد که بصورت شکل دار تا بی شکل و در اندازه های درشت تا متوسط دیده می شود. علاوه بر کلینوپیروکسن، مقداری ارتوپیروکسن نیز در تعدادی از گابروها وجود دارد، بطوری که با توجه به مقدار ارتوپیروکسن اسامی گابرونوریت یا گابرو به آنها اطلاق می شود. اندازه گیری با میز فدروف نشان می دهد که کلینوپیروکسن ها از نوع اوژیت تیتان دار و ارتوپیروکسنها از نوع هیپرستن هستند که تا حدی دارای زونینگ می باشند. در درون پیروکسن ها تیغه های کوتاه و بسیار ریز قهوه ای رنگی (احتمالا رتیل یا ایلمنیت) وجود دارد که بطور منظم و معمولا در جهت عمود بر امتداد رخها قرار گرفته اند. پیروکسن ها از قسمت حاشیه تحت تأثیر اورالیتی شدن قرار گرفته و به آمفیبول سبز تبدیل گردیده اند. بقایایی از اثرات کلینوپیروکسن در داخل ارتوپیروکسن و بر عکس، بصورت بافت مخطط که حاصل تفکیک این دو کانی از یکدیگر است (Exsolution) مشاهده می شود. در گابروهای با بافت پوئی کلیتیکی، در داخل پلاژیوکلاز، علاوه بر اولیوین مقدار قابل توجهی پیروکسن نیز وجود دارد (شکل ۵-۲، B). پلاژیوکلاز فراوانترین کانی در گابروها است. اندازه آنها از ریز تا درشت متغیر است. محدوده ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در انواع سنگهای مافیکی نقاط مختلف توده، از لابرادوریت تا بیتونیت متغیر می باشد. این بلورها دارای ماکل آلبیتی و پری کلینی بوده و معمولا بدون زونینگ می باشند. در نمونه هایی که در مجاورت با سنگهای اسیدی هستند، بلورهای درشت فلدسپاتی دیده می شود (شکل ۵-۲، A). در این نمونه ها، در حاشیه فلدسپاتهای درشت، بافت میرمکیتی قابل مشاهده است. گاهی شکستگیهای ریزی در داخل پلاژیوکلازها دیده می شود که دارای جهت مشخص هستند. در اکثر سنگهای مافیکی آثار دگرگونی ضعیف قابل تشخیص است، و باعث شده تا سنگهای مافیکی در حد متا دگرگون شوند. در حالیکه در برخی قسمتها، ذوب بخشی و تبلور دوباره (شکل ۵-۳، A و B) بلورهای پلاژیوکلاز در اثر ورود ماگمای جدید و افزایش حرارت بخوبی مشهود است. اثرات آلاینش با سنگهای پوسته ای و متاسوماتیزم با ماگمای اسیدی (شکل ۵-۲، A)، در برخی دیگر از نمونه های گابرویی بخوبی مشهود است. در پلاژیوکلازها آثار محو شدگی، خاموشی موجی و خم شدگی در برخی از ماکلها دیده می شود که همه دلالت بر تأثیر فازهای تکتونیکی در منطقه است. از مشخصات بارز گابروهای منطقه قره باغ، حضور مقادیر زیادی بیوتیت قهوه ای در این سنگها است، که معمولا در اندازه های بزرگ دیده می شوند. این بیوتیتها بصورت نیمه شکل دار تا بی شکل و صفحه ای هستند. اکثرا بصورت بین بلوری بوده و یا به مانند غلافی،

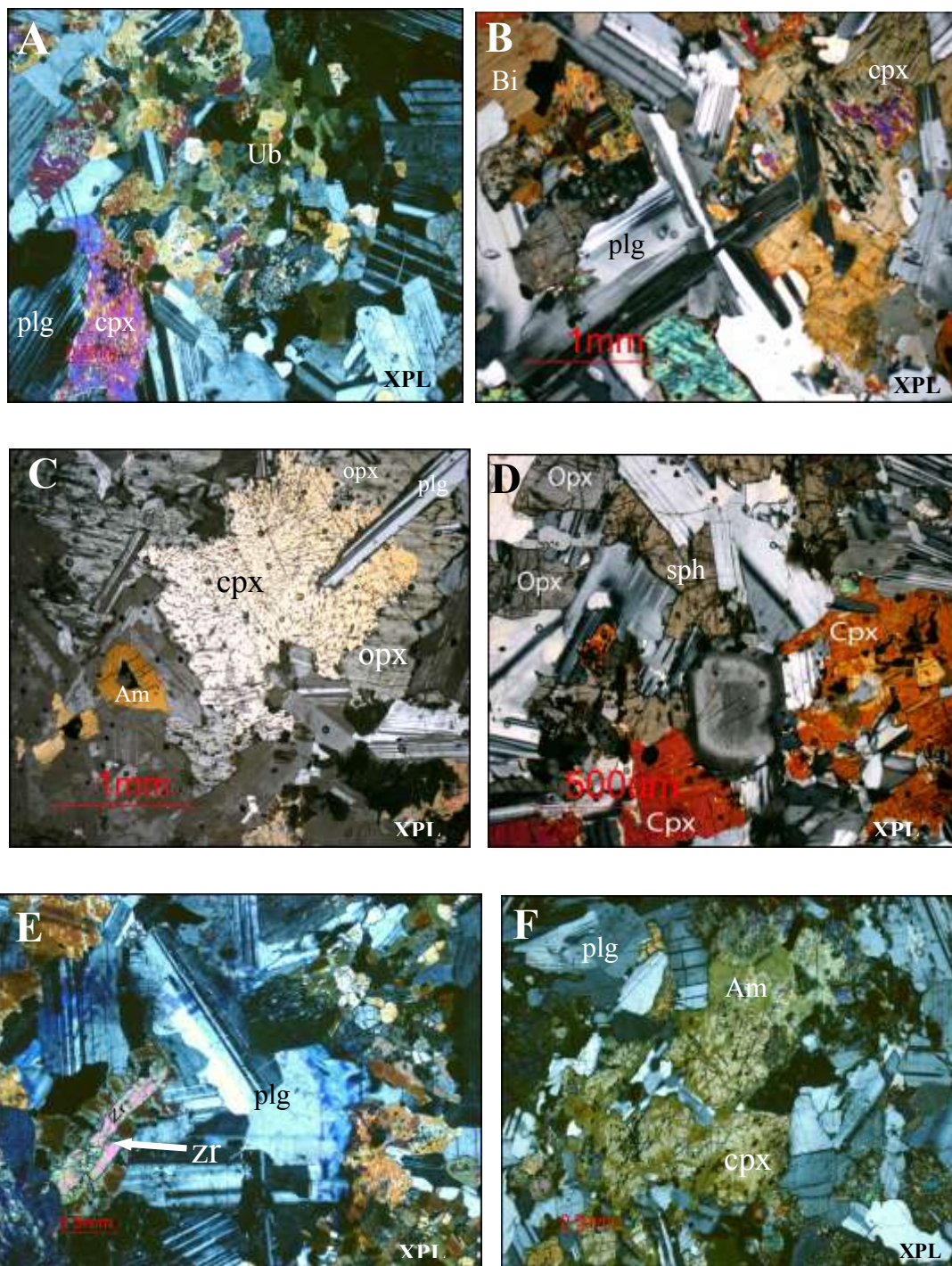
کانی های دیگر از جمله اولیوین و پیروکسن را فراگرفته است. بیوتیت هم بصورت اولیه و هم بصورت ثانویه (حاصل از آلتراسیون پیروکسینها) در گابروها دیده می شود.

از دیگر کانیهای سنگ های مافیک هورنبلند است که بصورت اولیه و ثانویه در سنگ موجود می باشد. هورنبلند اولیه بصورت بی شکل بلورهای اولیوین، پلاژیوکلاز، پیروکسن و دانه های اکسید آهن را در برمی گیرد. رنگ پلی کروئیک آنها قهوه ای روشن تا قهوه ای تیره است. محدوده اندازه این بلورها از یک تا ۲/۵ میلی متر متغیر است. به نظر می رسد که با بالا رفتن فشار بخار آب و همچنین نزول درجه حرارت شرایط تشکیل این کانیها در سنگ بوجود آمده است. هورنبلندهای ثانویه حاصل آلتراسیون پیروکسن ها هستند. هورنبلند قهوه ای نشان می دهد که ماگمای اولیه سنگ از آهن و تیتان غنی بوده است.

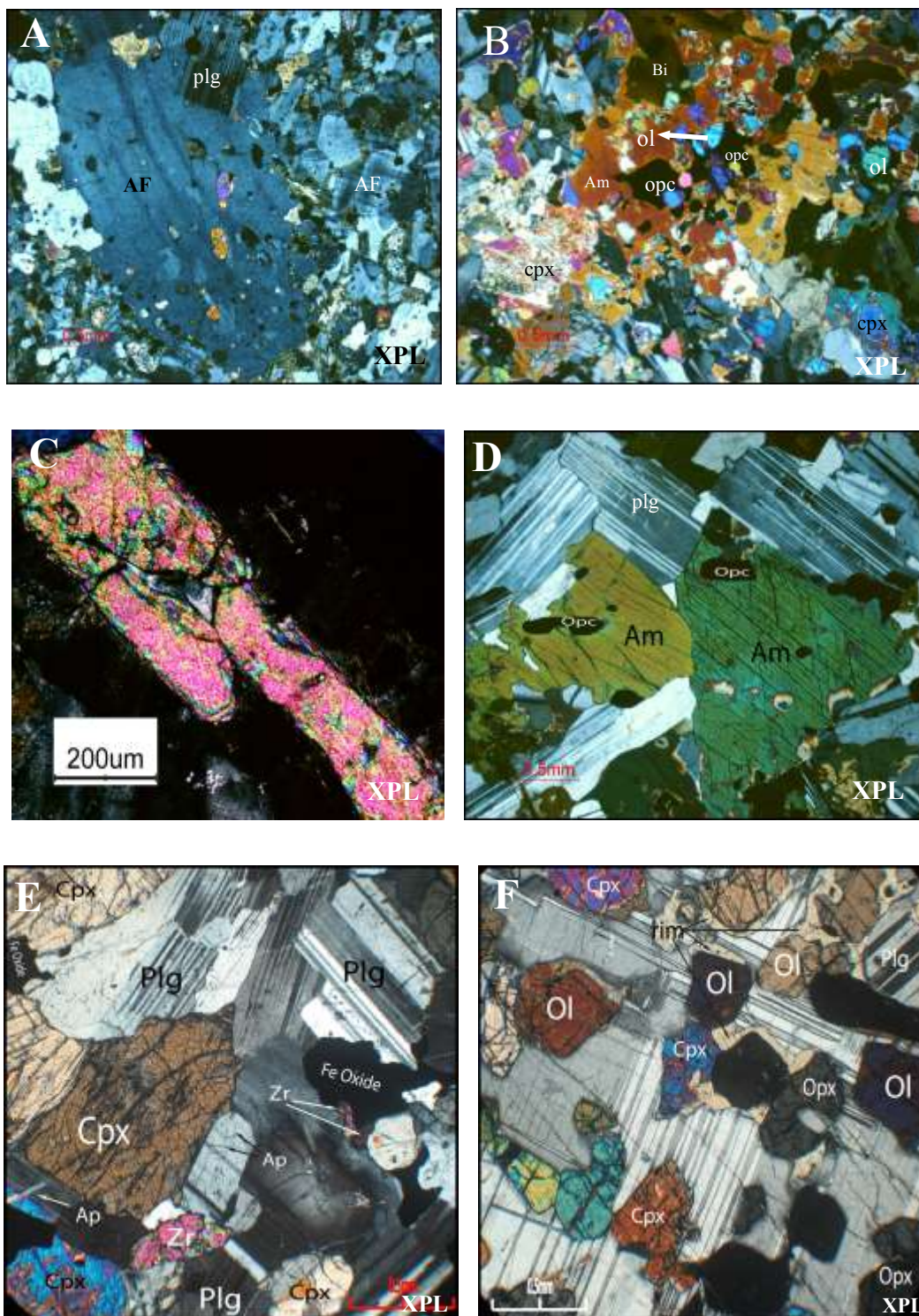
آپاتیت اکثراً بصورت دانه های شکل دار کشیده (صفحات موازی محور بلور شناسی C) و یا دانه های شش وجهی (برشهای عمود بر محور C) در اغلب نمونه ها دیده می شود. گاهی آپاتیت ها بصورت انکلوزیون درون کانیهای دیگر مثل پلاژیوکلاز و پیروکسن قرار می گیرند، فراوانی آپاتیت در بعضی از نمونه ها به بیش از یک درصد نیز می رسد. دانه های اکسید آهن در سنگها به دو نسل تعلق داشته، نسل اول بصورت تیغه های نازک در امتداد رخهای پیروکسن و در متن آن قرار دارند، که دارای جهت یابی ترجیحی به موازات هم هستند. نسل دوم فضای بین کانیهایی که در مرحله تبلور تشکیل شده اند را پر کرده اند و معمولاً این اکسیدها بیشتر بصورت بی شکل بوده و اکثراً از شکل فضایی که اشغال کرده اند پیروی می کنند و در برخی موارد نیز بصورت پوششی کانیهای قبلی را فرا می گیرند (شکل ۵-۲، D و E).

زیرکن اغلب بصورت دانه های کوچک شکل دار تا نیمه شکل دیده می شود، که برخی از آنها (تا حد یک میلی متر) می باشند (شکل ۵-۱، E و شکل ۵-۲، C و E)، در برخی نمونه ها، دانه های زیرکن که کاملاً متامیکت شده اند، بوضوح مشخص است. اسفن به شکل بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار، به رنگ قهوه ای و در اندازه ای درشت در این سنگها بچشم می خورد.

در کوارتز گابروها و کوارتز مونزوگابروها، کوارتز بصورت دانه های بی شکل تا نیمه شکل دار در اندازه های حداکثر تا یک میلی متر دیده می شود. این کوارتزها گاهی بصورت پراکنده و گاهی بصورت تجمع یافته در سنگ دیده می شوند. از مشخصات دیگر این گروه، وجود آلکالی فلدسپات های درشت پرتیتی در آنها است، بطوریکه ظاهری پرفیری را به بافت سنگ داده اند (شکل ۳-۲، A). این سنگها در مجاورت گابروها با گرانیته ها دیده می شود. شواهد اختلاط ماگمایی و متاسوماتیزم در این سنگها کاملاً مشهود است. رشد توام پلاژیوکلاز و کوارتز بافت میرمکیتی فراوانی را در این سنگ ها ایجاد نموده اند.



شکل ۵-۱: (A) تجمعاتی از کانی های مافیک (Ub) در یک مونزو گابرو، (B) بافت افیتیک و صلیبی در گابرو، (C) بافت ساب افیتیک، (D) یک گابرو نوریت، بلور پلاژیوکلاز با خاموشی موجی در وسط، (E) یک بلور زیرکن درشت به اندازه یک میلیمتر در گابرو، (F) بلور درشت پیروکسن در یک گابرو، که از حواشی به آمفیبول تبدیل شده است.



شکل ۵-۲: (A) بلور فلدسپات آلکالن (AF) در یک سنگ متاسوماتیت، (B) بافت پوئی کیلیتیک در گابرو، (C) بلور درشت زیرکن با طول حدود 1mm در گابرو، (D) بلورهای درشت آمفیبول اولیه و دو نسل اکسید آهن، (E) دو نسل اکسید آهن در گابرو، (F) بافت پوئی کیلیتیک و بافت کرونا در اطراف بلورهای اولیوین در یک گابرونوریت



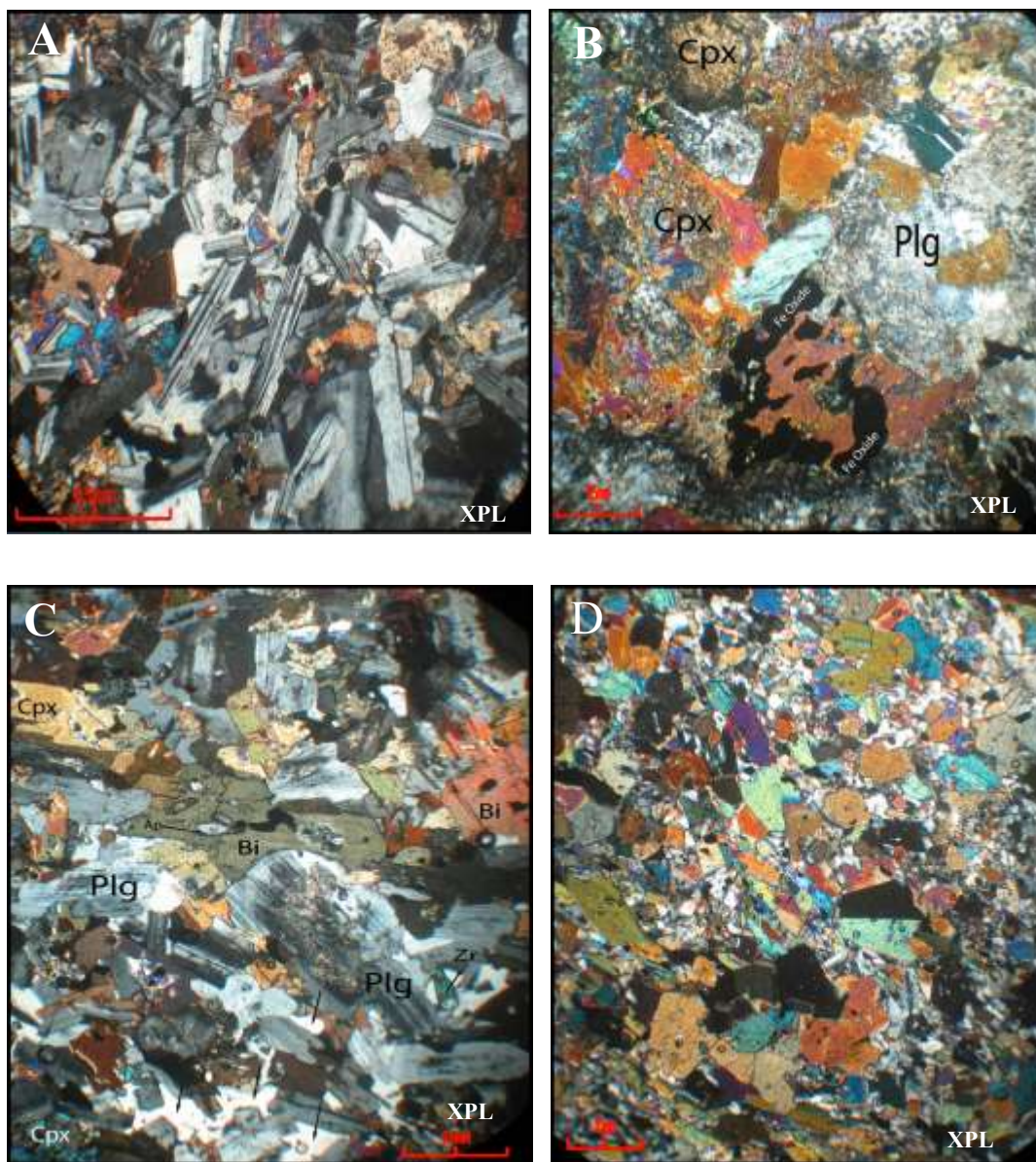
شکل ۵-۳: A) مقطع یک نمونه گابرویی، با دو نسل پلاژیوکلاز (بین plg درشت را plg بین بلوری پر کرده است) و بلورهای آپاتیت، B) مقطع یک گابروی معمولی با بلور درشت پلاژیوکلاز با ماکل بهم ریخته، C) مقطع یک هورنبلندگابرو با مقادیر زیادی آمفیبول، D) بافت افیتیک در یک گابرونوریت و بافت اکسلوشن بین ارتو پیروکسن و کلینوپیروکسن

۳-۲-۲- سنگهای دیوریتی

در قسمت جنوب توده مافیک قره باغ، توده نسبتاً بزرگی بصورت یک رخنمون جداگانه قرار دارد که دارای ترکیب حدواسط بازیک تا اسیدی می باشد (شکل ۵-۴). این توده اگر چه بظاهر یکنواخت بنظر می رسد، ولی بر اساس بررسی های پتروگرافی عمدتاً شامل مجموعه ای از سنگهای گابرو، گابرو دیوریت و دیوریت بوده ولی مقداری سینودیوریت، مونزودیوریت و کوارتز دیوریت نیز دارد که بیشتر در محل کنتاکت با گرانیت های منطقه دیده می شوند. در چند نقطه دایک های دلریتی با

بافت میکرولیتی نیز داخل این سنگها دیده می شود. دیوریت ها هولوکریستالین بوده و معمولا دانه بندی متوسط دارند. ضریب رنگینی این سنگها در محدوده ملانوکرات تا مزوکرات بوده و بافت بیشتر گرانولار متمایل به اینترگرانولار (شکل ۵-۴، A) و بمقدار کمتر پورفیریک با خمیره میکروگرانولر است که این حالت بیشتر در محل کنتاکت با سنگهای گرانیتی دیده می شود. کانی ها عمدتا از پیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده اند. کانی های همراه آنها آمفیبول، بیوتیت و گاه کمی کوارتز است. از کانی های فرعی نیز می توان به آپاتیت، اسفن، زیرکن و اپاک اشاره کرد. پلاژیوکلاز در این سنگها دارای ماکل آلبیت بوده و محدوده ترکیب شیمیایی آنها آندزین_الیگوکلاز می باشد. هورنبلند ها معمولا بلورهای پلاژیوکلاز را احاطه کرده اند. در سینودیوریت و مونزو دیوریت، فلدسپات آلکالن و در کوارتزدیوریت، کوارتز جزو کانی های اصلی است. در دیوریت ها نیز مثل گابروها، حالت ذوب بخشی و تبلور دوباره پلاژیوکلازها (پدیده Anniling یا بازپخت)، خوردگی در حاشیه پلاژیوکلازها (شکل ۵-۴، A) که همگی حاکی از افزایش حرارت می باشد دیده می شود. آلتراسیون در این سنگها شدت بیشتری نسبت به سنگهای مافیکی داشته، و کانی های سالم کمتر دیده می شوند (شکل ۵-۴). در پلاژیوکلازها، سریسیتی شدن در مرکز بیشتر از حاشیه است، که دلیلی بر درصد آنورتیت بالای مرکز نسبت به حاشیه است. دیوریت ها نیز تا حد متادیوریت دگرگون شده اند.

در منطقه قره باغ در برخی رخنمونها، بخصوص در گابرویدیوریتها، بصورت محدود در اثر افزایش محلولهای هیدروترمال تبدیل شدگی پیروکسن ها به آمفیبول زیاد دیده می شود، و سنگ ظاهر آمفیبولیتی پیدا کرده است (شکل ۵-۴، D). در حالیکه این مسئله، در محدوده مورد مطالعه از ورقه سلماس بسیار شدید و محسوس است. میلونیتی شدن نیز به مقیاس خیلی محدود در زونهای برشی شده در قره باغ دیده می شود ولی در ورقه سلماس این پدیده بسیار چشمگیر دیده می شود. در حالت کلی شدت دگرسانی و میلونیتی شدگی در زیر میکروسکوپ، در منطقه قره باغ کمتر از منطقه آبگرم می باشد. هر چه از توده قره باغ دور شده و به آبگرم نزدیک می شویم شدت این پدیده بیشتر می شود.



شکل ۴-۵: (A) بافت اینترگرانولار در یک دیوریت، (B) یک دیوریت آلتره شده دانه متوسط، (C) دیوریت دانه ریز با کوارتز بین دانه ای و یک دانه زیرکن، (D) یک نمونه آمفیبولیت در بخش دیوریتی

۵-۳- پتروگرافی توده های اطراف آبگرم

- سنگهای متا دیورتی تا متاگابروهای دیوریتی

برونزدهای نفوذی پراکنده و متعددی از سنگهای مافیک تا دیوریت اطراف آبگرم دیده می شود، که بر اساس بررسی های صحرایی و مطالعات پتروگرافی، از دانه درشت تا دانه ریز (میکروگرانولار) قابل تفکیک هستند. تعدادی از این سنگها دارای ظاهر لایه ای هستند. بزرگترین رخنمون سنگهای گابرویی تا دیوریتی در اطراف آبگرم دیده می شود که در جنوب غرب آن رخنمون دارند. این سنگها توسط تعدادی دایک دلریتی قطع شده است. می توان از لحاظ ساختاری، آنها را به انواع لایه ای و توده ای تقسیم نمود. این سنگ ها عموماً مجموعه کانیایی ساده ای داشته، کانی های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. از کانی های فرعی می توان به اپیدوت، اسفن، بیوتیت و آپاتیت اشاره کرد.

بیشترین حجم مربوط به سنگهای توده ای است. اندازه کانی ها از دانه ریز (در میکروگابرو) تا دانه متوسط و دانه درشت متغیر می باشد. در انواع دانه متوسط تا دانه درشت، ترتیب کانی ها به نسبت فراوانی عبارتند از: پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ایلمنیت. بلورهای پلاژیوکلاز در آنها بیشتر نیمه شکل دار تا بی شکل هستند. این کانیها عمدتاً دارای ماکل آلبدیتی بوده و فاقد زونبندی هستند. پلاژیوکلاز سالم معمولاً کم دیده می شود. ترکیب پلاژیوکلازها بر اساس اندازه گیری زاویه خاموشی، معمولاً در حد آندزین است. اکثر بلورهای پلاژیوکلاز در نتیجه آلتراسیون به اپیدوت، کلسیت و سریسیت تبدیل شده اند. گاهی شدت آلتراسیون بحدی است که فقط شبیحی از کانی اولیه باقی مانده است. آلتراسیون در گابروهای دانه متوسط به نسبت کمتر از انواع دانه درشت است. وجود رگچه های کلسیتی در اغلب نمونه ها حکایت از آلتراسیون هیدروترمال گسترده در منطقه است. در گابروهای دانه درشت، پلاژیوکلازهای دانه ریزی با ترکیب آلبدیت و یا نزدیک به آلبدیت دیده می شود که سالمتر بوده و اغلب شکلدار تا بی شکل هستند و ظاهراً حاصل تبلور دوباره می باشند، اثرات تکتونیک بصورت خرد شدن کانی ها، خاموشی موجی و خمیدگی ماکلها در پلاژیوکلازها مشاهده می شود. علاوه بر آن، اثرات جهت یافتگی در نتیجه میلونیتی شدن خمیری نیز مشاهده می شود.

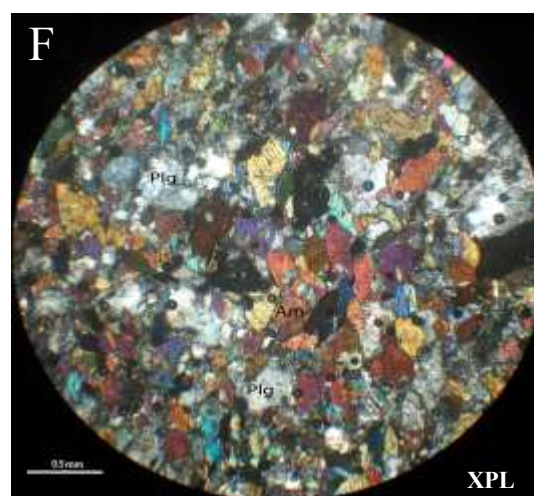
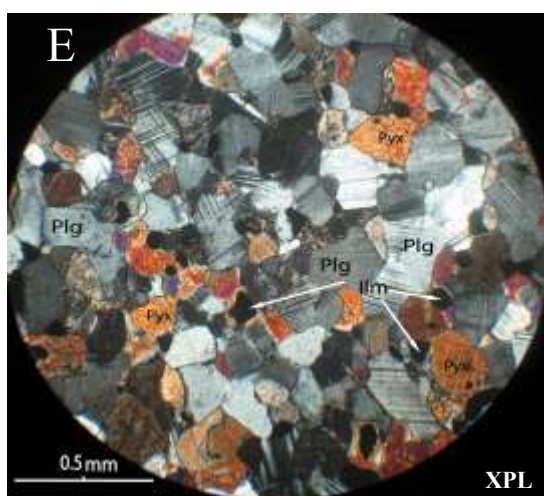
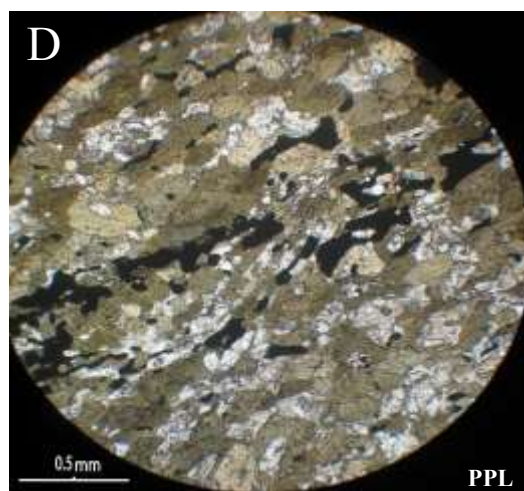
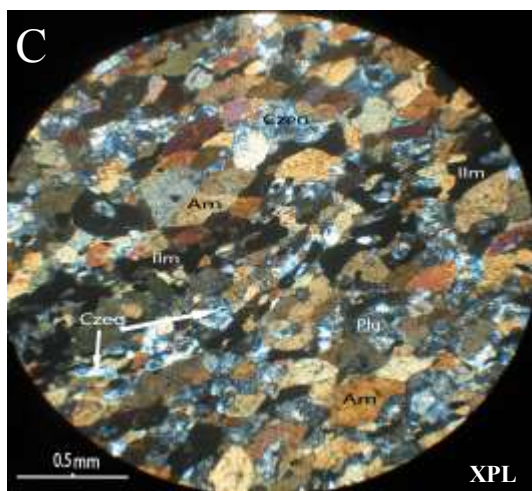
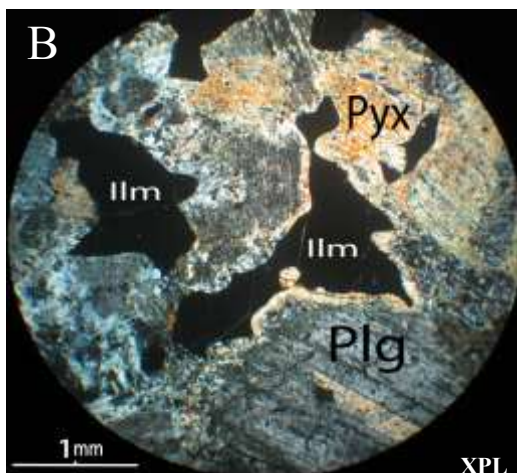
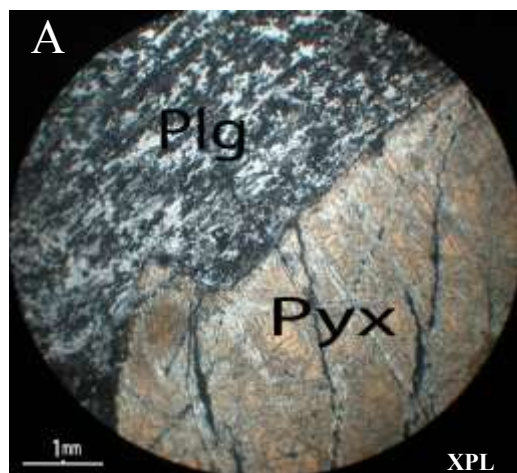
پیروکسن موجود در این سنگها عمدتاً کلینوپیروکسن بوده و از نوع دیوپسید و اوژیت می باشند. اندازه بلورها ۵/۰ میلیمتر تا ۲ سانتی متر متغیر است. پیروکسن در گابرو دیوریت های توده ای مقادیر متغیری دارد. بطوریکه، از مقادیر تقریباً ۷ درصد در لویکوگابروها تا ۴۰ درصد در ملانوگابروها متغیر است. اکثراً بصورت بلورهای بی شکل و گاهی نیمه شکل دار یافت می شود و اغلب در اثر افزایش سیالات آبدار و اورالیتیزاسیون ناشی از دگرسانی تبدیل به هورنبلند و

ترمولیت-اکتینولیت شده اند. پیروکسن های تبدیل شده به آمفیبول گاهی بصورت تجمعی دیده می شوند و اغلب دارای جهت یابی مشخصی هستند، که می تواند در اثر میلونیتی شدن دما بالا باشد. مثل پلاژیوکلازها، گاهی شدت تبدیل شدگی بحدی است که اثری از کانی اولیه باقی نمانده است. درصد کانی های اکسید Fe-Ti در گابروهای ایزوتروپ بسیار متفاوت است، بطوریکه، در برخی نمونه ها نمی توان اثری از آن یافت و در برخی دیگر تا ۱۰ درصد کل مقطع را شامل می شود، تفریق بلوری در ماگمای این سنگ علت این پدیده می تواند باشد. ایلمینت اکثرا بصورت بی شکل فضای بین کانی ها را پر می کند (شکل ۵-۵، B). گاهی می توان بافت کرونا ی متشکل از هورنبلند را در اطراف پلاژیوکلاز و پیروکسن ها و در محل تماس با کانی های اکسید Fe-Ti مشاهده کرد، که نشان دهنده واکنش مایع بین بلوری با کانی های از قبل تشکیل یافته است.

بخش های آنورتوزیتی، در مناطق مختلفی از ورقه سلماس دیده می شود. ضخامت آنها از چند سانتی متر تا چندین ده متر تغییر می کند. این سنگها اکثرا از کانی های درشت پلاژیوکلاز تشکیل شده اند. دارای ماکل آلبیتی بوده و اکثرا آلتره شده اند، و بلور سالم خیلی کم یافت می شود. پلاژیوکلازها به سریسیت، اپیدوت و مخصوصا کلینوزوئزیت تبدیل شده اند.

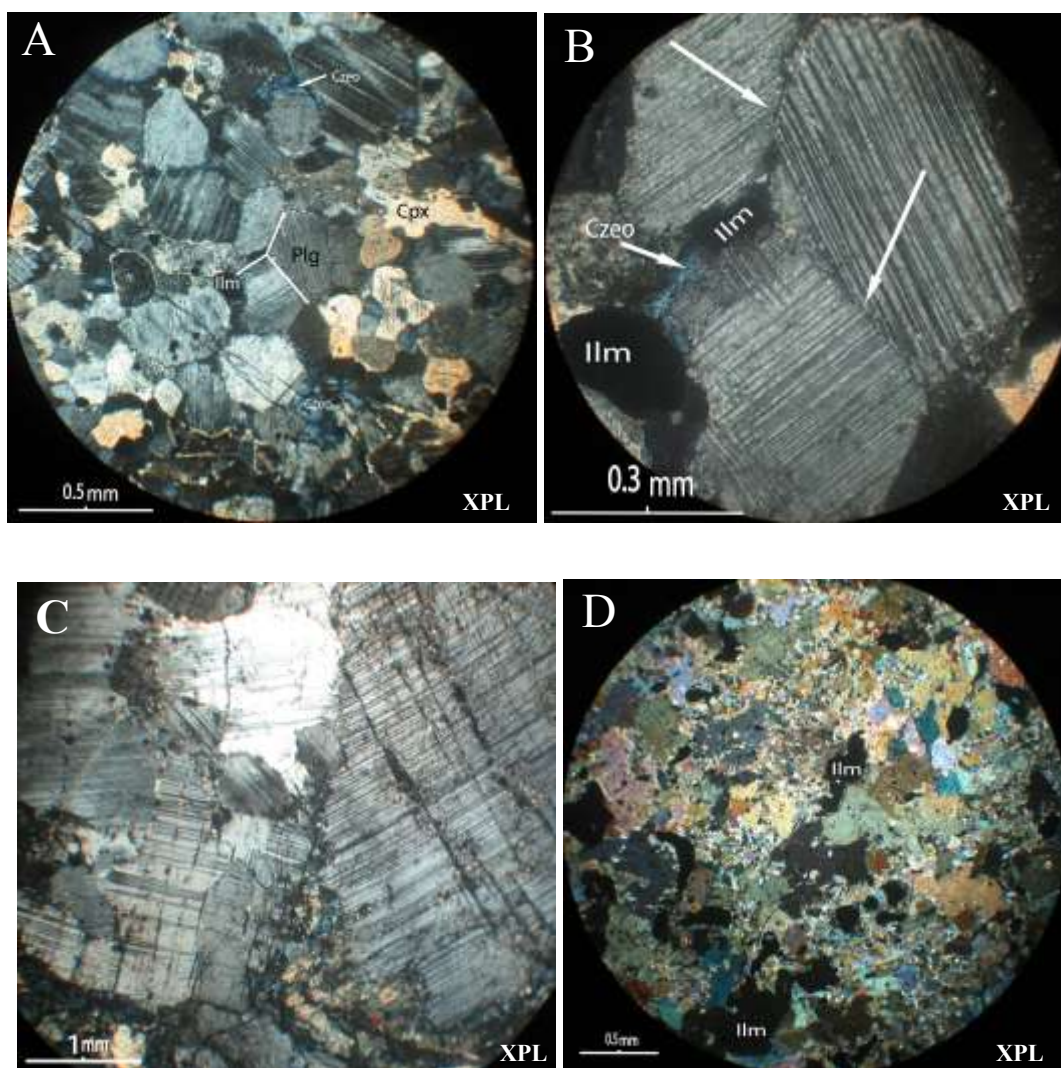
مرز بین گابروهای توده ای دانه درشت و دانه ریز شارپ است. این مسئله را هم در صحرا و هم در زیر میکروسکوپ می توان دید. گابروهای دانه ریز را تحت عنوان میکروگابرو می شناسیم، بعد از گابرودیوریت های دانه متوسط تا دانه درشت، فراوانی این سنگها بیشتر از بقیه انواع می باشد. جهت یافتگی ترجیهی، علاوه بر اینکه در مقیاس بزرگ و صحرایی دیده می شود، در زیر میکروسکوپ نیز قابل دیدن است. بطوریکه، در برخی میکروگابروهای واقع در زونهای برشی، کانی های متعدد جهت یابی خاصی را نشان می دهند.

برخی از نمونه های مافیکی که دارای برگوارگی و خطوارگی بوده و در آنها نوارهای تیره و روشن منظم و یا نامنظم (حالت چین خورده) دیده می شود، عمدتا از پلاژیولاز، هورنبلند و اپاک تشکیل یافته اند، پیروکسن در آنها یا دیده نمی شود و یا خیلی کم است. بررسی آمفیبولهای این سنگها، نشان می دهد که آنها در واقع پیروکسن های تبدیل شده هستند. گاهی اثراتی از پیروکسن اولیه در داخل این آمفیبولها دیده می شود. بررسی صحرایی و پتروگرافی نشان می دهد که این سنگها در اصل گابروهای اولیه دانه متوسط تا دانه ریز هستند (شکل ۵-۵، E و F). این سنگها تا حد رخساره شیبست سبز دگرگون شده اند. اثرات دگرشکلی هم در نمونه های ماکروسکوپی و هم در نمونه های میکروسکوپی آنها بخوبی دیده می شود. کانی های اپاک معمولا از نوع ایلمینت بوده و گاهی توسط اجتماعی از بلورهای ریز اسفن احاطه شده اند.



توضیحات در صفحه بعدی

شکل ۵-۵ از صفحه قبلی: A) بلورهای بسیار درشت از پلاژیوکلاز و پیروکسن در پگماتیت گابرو، B) پیروکسن و پلاژیوکلازهای آلتره شده در یک لویکोगابروی دانه درشت، به همراه ایلمنیت های بین بلوری، C) میکروگابروی آمفیبولی شده با اکسیدهای Fe-Ti بین بلوری که تاحدی جهت یافتگی نشان می دهند، D) همان سنگ در PPL، E) میکروگابروی با بلورهای هم اندازه و ایلمنیت بین بلوری F) یک میکروگابروی مقداری آمفیبولی شده،



شکل ۵-۶: A) مقطع یک میکروگابرو، که در آن پلاژیوکلازها نسبت به هم زاویه ۱۲۰ درجه تشکیل داده اند، B) همان مقطع با بزرگنمایی بیشتر، محل تماس پلاژیوکلازها با هم نامنظم و زیگزاکی است و بین آنها ایلمنیت قرار گرفته است، C) دگرشکلی در بلورهای پلاژیوکلاز در یک گابروی دانه درشت، برخی پلاژیوکلازها تبلور مجدد یافته اند، D) یک آمفیبولیت با پروتولیت میکروگابروی،

۵-۴- اختصاصات سنگ شناسی سنگهای دگرگونی منطقه

همانطور که قبلا گفته شد پی سنگ منطقه را سنگهای دگرگون شده ای تشکیل می دهد که بطور عمده در قسمتهای شمال غرب و شمال شرقی منطقه قره باغ و اطراف چشمه آبگرم پراکنده شده اند. در واقع این مجموعه دگرگونی، ادامه تشکیلات دگرگون شده ای هست که از غرب دریاچه ارومیه به طرف شمال و تا حدود خوی ادامه می یابند. این سنگها مجموعه ای از سنگهای تخریبی-ولکانیکی هستند که درجه دگرگونی آنها در حد رخساره شیست سبز و گاه تا حد رخساره آمفیبولیت است (خدابنده و امینی فضلی، ۱۹۹۳) واحدهای سنگی دگرگونی عبارتند از :

۵-۴-۱- شیست ها (P_c^{sch}):

شیست ها عمدتا در جنوب شرقی قلقانچی و جنوب و غرب آبگرم دیده می شوند. این سنگها عمدتا از بیوتیت، آمفیبول، کوارتز، کلریت و سرسیت تشکیل شده و حاوی عدسیههایی از آهکهای دگرگون شده در حد مرمر و گنایس می باشند. در این واحد سنگهای آتشفشانی دگرگون شده نیز پدیدار است. این سنگها در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده اند، ولی درجه دگرگونی آنها به طرف شرق افزایش می یابد. بدینسان که در برخی جاها تا رخساره آمفیبولیت نیز پیش می رود. پایه این رسوبات در معرض دید قرار نگرفته است. آنچه برونزد دارد، ستبرای نسبتا زیاد است، این سنگها از کانیهای پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و کلریت تشکیل شده اند.

در برخی جاها سنگهای شیستی توسط رگه های کوارتز و تعدادی رگه پگماتیستی از جنس تورمالین قطع شده اند. در این سنگها آثار پیریت نیز مشاهده می شود. بافت شیست ها لپیدوبلاستیک با فاسیس گردنبندی (دانه تسبیحی) است که نشان دهنده نوعی پلی متامورفیسم می باشد. در این بافت بلورهای ریز مسکویت هم جهت شیستوزیته را نشان می دهند و هم جهت یک چین را تعقیب می کنند. هیچکدام از بلورهای بیوتیت تاب برنداشته است و این نشان می دهد که رشد آنها بعد از حادثه چین خوردگی صورت گرفته است. البته به جزء این بیوتیت ها تعدادی بیوتیت دانه ریز نیز بطور پراکنده در سنگ قرار دارند که می توانند در یک مرحله بعدی حاصل شده باشند ولی از نظر نوع، این بیوتیت ها فرقی با بیوتیت های جهت یافته نشان نمی دهند. شیست ها از کانیهای زیر تشکیل شده اند : کوردیریت، مسکویت (به مقدار کم) ، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز. (شکل ۵-۷، B, E, F) حالت شیستوزیته و بودیناژ و برش و همچنین اثر تأثیر تکتونیک در شمال شرق منطقه مورد مطالعه در داخل شیست ها را نشان می دهند.

۵-۴-۲- گنیس ها ($P \in g^n$)

این ردیف بخش بالایی مجموعه شیستی را تشکیل می دهد. گنیس ها بیشتر به رنگ روشن (سفید - صورتی) و کمتر به رنگ سبز متمایل به تیره دیده می شوند. بررسیهای صحرایی و میکروسکوپی نشان می دهد، که بیشترین بخش این سنگها احتمالا حاصل دگرگونی سنگهای آركوزی و آذرآواری نوع اسیدی و در برخی از موارد نیز حاصل دگرگونی سنگهای آذرین درونی متوسط هستند (خدابنده و امینی فضل، ۱۹۹۳).

گنیس ها در چندین نطقه از منطقه مورد مطالعه برونزد دارند و توسط آهکهای میوسن بطور دگرشیب پوشیده شده اند. بافت این سنگها معمولا گرانوبلاستیک تا پورفیروبلاستیک است. از نظر کانی شناسی، از کانیهای زیر تشکیل شده اند: پلاژیوکلاز، میکروکلین، ارتوزپریتی، پیروکسن، سیلیمانیت (به مقدار کم)، مسکویت و بیوتیت. در این سنگها پیروکسن یا وجود ندارد و یا در صورت وجود به مقدار بسیار کم بوده و بصورت دانه های ریزی در کنار کانیهای بیوتیت و گاه درون این کانی مشاهده می شود. وجود سیلیمانیت همراه با فلدسپات پتاسیم در این سنگها نشان دهنده زون سیلیمانیت فوقانی در دگرگونی سنگهای پلیتی می باشد، و نشانگر رشد اضافی سیلیمانیت در اثر شکسته شدن مسکویت است.

در بررسی میکروسکوپی این سنگها گارنت و استرولیت مشاهده نگردید و لذا می توان نتیجه گرفت که دگرگونی در حرارتهای مشابه با حرارت زونهای باروین ولی فشارهای پائین تر از آن صورت گرفته است. یعنی می توان این دگرگونی را با تیپ آندالوزیت - سیلیمانیت میاشیرو معادل دانست. البته این احتمال نیز وجود دارد که همزیستی بین سیلیمانیت و فلدسپات پتاسیم در اثر فرآیندهای متفاوتی ایجاد شده باشد و اکثر شواهد دال بر تأثیر نوعی پلی متامورفیسم در منطقه است. علاوه بر این سنگهای دگرگونی، یک سری سنگهای رسوبی، پیروکلاستیک و ولکانیک نیز که دگرگونی بسیار خفیفی را تحمل کرده اند در قسمتهایی از منطقه دیده می شود (در حد فیلیت و اسلیت).

۵-۴-۳- آمفیبولیت ها

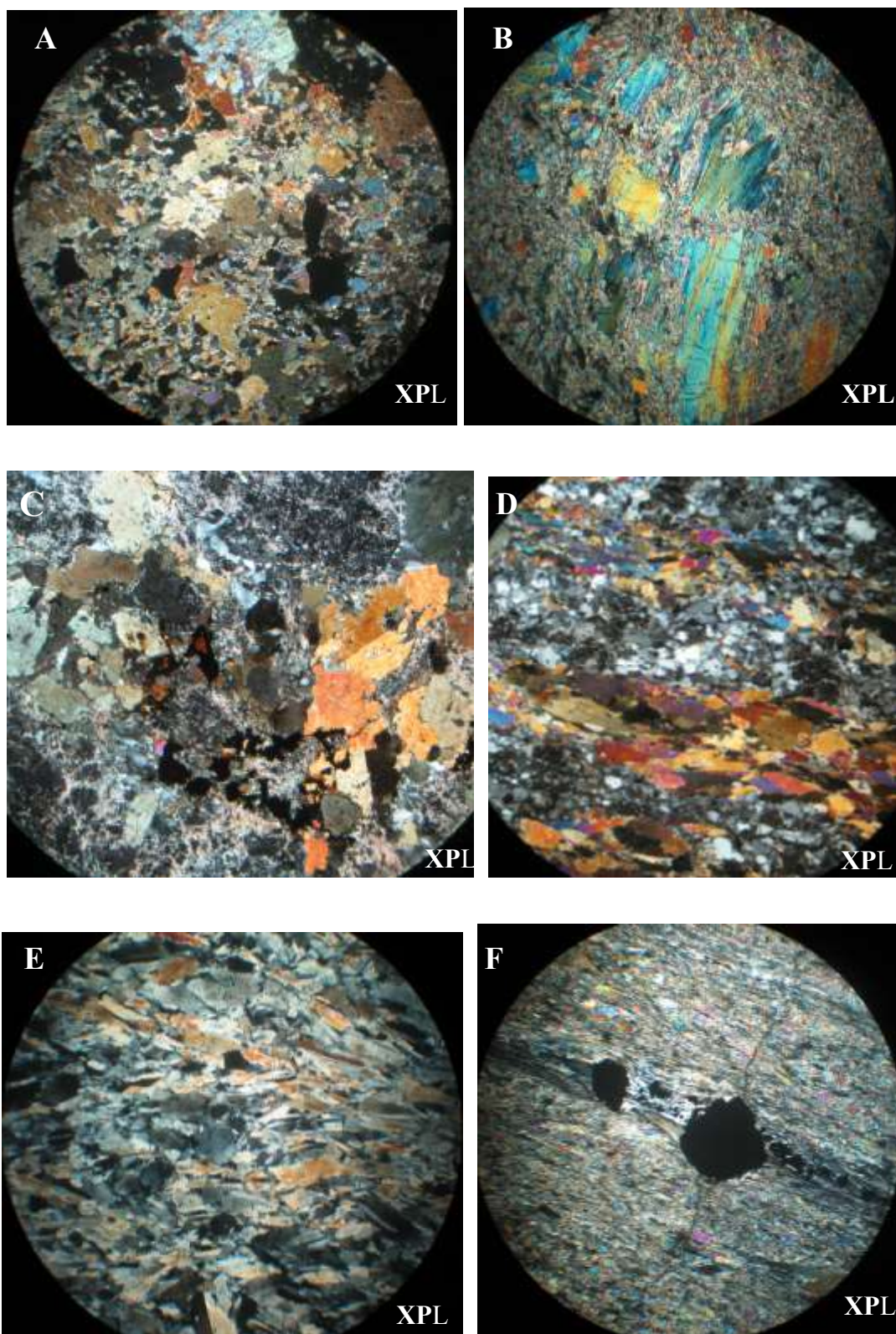
آمفیبولیت ها، به صورت رخنمون های نامنظم به ویژه در نزدیکی همبری توده های مافیک با سنگ های دربرگیرنده دیده می شوند. واحدهای آمفیبولیتی ویژگیهای کانی شناسی و وضعیت ریخت شناسی متنوعی بسته به نوع سنگ اولیه از خود نشان می دهند. بعضی انواع آمفیبولیت ها، بسیار درشت بلور (حاصل از پروتولیت درشت بلور) بوده و انواع دیگر، ریز بلور هستند. هورنبلند معمولا به صورت ریز تا متوسط بلور در این سنگها قابل مشاهده است در برخی نمونه ها خصوصا

انواع ریز بلور میزان هورنبلند بیش از پلاژیوکلاز بوده و غالباً دانه ها هم بعد می باشند، در برخی دیگر میزان هورنبلند کمتر از پلاژیوکلازها بوده و معمولاً ریز بلورتر از آنها می باشند. غالباً هورنبلندها سبز هستند ولی انواع قهوه ای نیز در برخی موارد وجود دارد. پلاژیوکلاز این سنگها همراه با وضعیت های ریخت شناسی گوناگون، دامنه ترکیبی متنوع در این سنگها دارند. نتایج آنالیزهای میکروپروپ بر روی بلورهای پلاژیوکلاز این سنگها نشان می دهد که برخی از آنها دارای میزان درصد آنورتیت زیاد هستند ولی خصوصاً انواع ریز بلور زمینه ای، دارای میزان آنورتیت کمی می باشند. در بسیاری از موارد خصوصاً در انواع کمتر دگرشکل شده هنوز اثراتی از ساخت و بافت های ماگمایی اولیه قابل تشخیص می باشد. برخی از پلاژیوکلازها ساخت و بافت های زون بندی منطقه ای از خود نشان می دهند و برخی از ماکل های پلی سنتتیک آلبیتی هنوز قابل مشاهده است. اثرات دگرشکلی بر روی بلورهای پلاژیوکلاز عمدتاً سبب توسعه خاموشی های نامنظم، ماکل های مکانیکی، توسعه خرد دانه ها در اطراف بلورهای بزرگتر شده است و پلاژیوکلاز باقی مانده به صورت یک کانی بسیار غنی از مولفه آلبیتی ظاهر می گردد. از کانی های ثانویه می توان به اپیدوت، کلریت، کلینوزویت اشاره کرد که معمولاً محصولات دگرسانی پلاژیوکلازها می باشند و پارائزهای دگرشکلی محسوب می گردند که در برگوارگی ها نیز دیده می شوند.

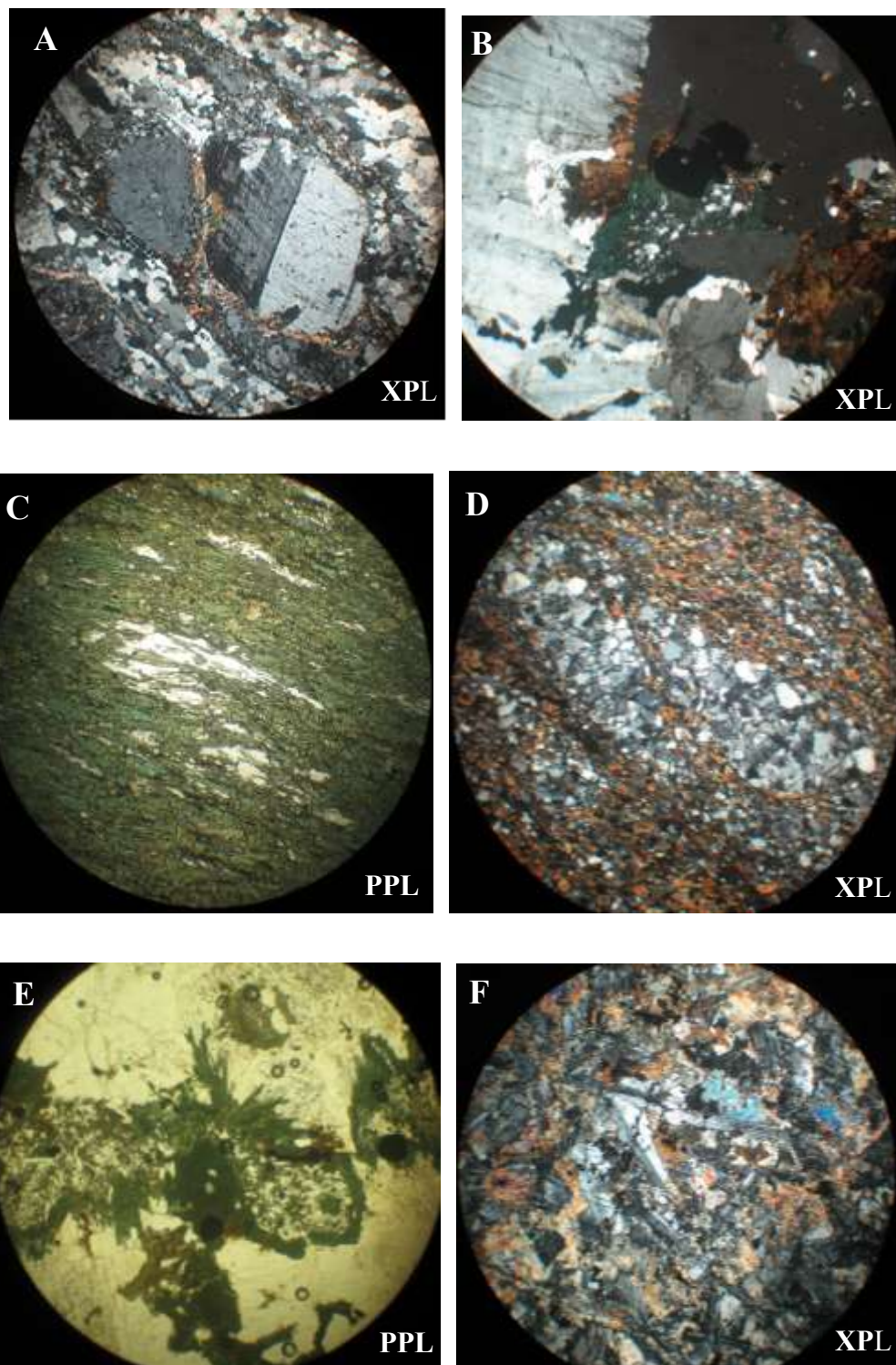
برخی از انواع آمفیبولیت ها که در زونهای برشی قرار گرفته اند دگرریخت شده اند و به شدت ساخت و بافتهای تفریق یافته نواری از خود نشان می دهند. این فابریکها شامل تناوبی از نوارهای غنی از پلاژیوکلاز و غنی از هورنبلند می باشند. بلورهای منشوری هورنبلند با جهت یافتگی های خاص خود یک راستای خط وارگی بارز را مشخص می کنند. غالباً باندهای غنی از هورنبلند، نازکتر از باندهای پلاژیوکلاز می باشند. در برخی موارد نیز این تفریق یافتگی چندان بارز نیست و برگوارگی در سنگ تقریباً پیوسته است. پلاژیوکلازها در این سنگها دو دسته هستند: دسته اول، غالباً درشت بلور و گرد شده تر می باشند، فاقد ماکل های تکراری آلبیتی یا پری کلینی می باشند و غالباً خاموشی لکه لکه ای یا نامنظم را از خود نشان می دهند. بیشتر از قطب آلبیت غنی شده اند و آلتراسیون کمتری از خود نشان می دهند ولی گروه دوم دارای اشکال منظم تری می باشند و حاوی ماکل های تکراری پری کلین و انواع مکانیکی می باشند. اصولاً پلاژیوکلازها نسبت به هورنبلندها نرم تر عمل می کنند و راحت تر دگرشکل می گردند. در برخی از نمونه های شدیداً دگرشکل شده، ریزبلورهای پلاژیوکلاز اطراف پورفایروکلاست های هورنبلندی را دور می زنند. آمفیبول ها عموماً هورنبلند سبز می باشند که دارای چند رنگی مشخص سبز رنگ هستند، غالباً خمیدگی دارند و از خود خاموشی نامنظم و موجی را نشان می دهند ولی هیچ گونه آثاری از تبلور یافتگی در آنها مشاهده نمی گردد. در این نوع سنگها هنوز شواهدی از پارائز های کانیایی ماگمایی

مشاهده می گردد. ماکل های تکراری پلاژیوکلازهای ماگمای اولیه هنوز حفظ شده است. فازهای بی شکل و بین دانه ای اکسیدهای آهن و تیتان که غالباً در گابرو به همراه هورنبلندها و پلاژیوکلازها بافت های کومولوس و پست کومولوس بودند، تحت شرایط دگرشکلی شدید کشیده شده و به موازات خطوارگی به صورت بلورهای بسیار کشیده ای متناسب با باندهای هورنبلندی و پلاژیوکلازی درآمده اند. در مواردی که پدیده دگرشکلی همراه با تاثیر سیالات هیدروترمالی بوده، اطراف بلورهای کشیده شده تیتانومگنتیت را هاله ای از بلورهای ریز اسفن و بیوتیت فرا گرفته و فلدسپاتها نیز آثار دگرسانی شدیدتری نشان می دهند، بدون شک این آمفیبولیت ها از فروگابروها نتیجه شده اند.

از بررسی های فوق الذکر می توان چنین نتیجه گیری کرد که آمفیبولیت های توصیف شده از دگرگونی سنگهای مافیک بوجود آمده اند، مهمترین دلایل میکروسکوپی این ایده به شرح زیر می باشد: ۱- وجود پورفیروکلاست های درشت پلاژیوکلازی با هسته های آنورتیتی و وضعیت دگرسانی خاص این پلاژیوکلازها به طوری که غالباً هسته های آنورتیتی تر، دگرسانی شدیدتر دارند ۲- آثار و بقایایی از ساخت و بافت های سنگ اولیه، نظیر ماکل پلی سنتتیک و ساخت های منطقه ای در پلاژیوکلازها ۳- وجود بقایایی از کانی های اولیه که سالم مانده، ۴- اکسیدهای آهن که وضعیت فابریک تبلوری اولیه آنها از بین رفته و کشیدگی حاصل کرده اند.



شکل ۵-۷: (A) آمفیبولیت قره باغ (B) شیست سبز، (C, D) آمفیبولیت اطراف چشمه آبگرم، (E, F) شیست سبز



شکل ۵-۸: (A) گنایس چشمی (C) تورمالین و اسفن در نمونه در یک گنایس ، (D) شپست سبز (E). ترمالینتی شدن زیاد در یک گرانیت گنایسی در جنوب چشمه آبگرم (F) متا گابرو و گابروی آلتیه شده.

۵-۵- پتروگرافی توده های نفوذی اسیدی

۵-۵-۱. لویکوگرانیت

قدیمی ترین توده نفوذی موجود در منطقه، توده گرانیته به شکل استوک کوچک در چند نطقه رخنمون دارد، که بر اساس یافته های جدید توسط اسدپور (۱۳۹۲)، در زمان پرکامبرین در داخل سنگهای قدیمی تر جای گرفته است. این گرانیته در نمونه دستی روشن و دانه درشت بوده و بر خلاف نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه که آنرا گرانیته گنیس و دگرگون شده معرفی نموده، هیچگونه آثار دگرگونی و آلتراسیونی در نمونه دستی و زیر میکروسکوپ مشاهده نگردید. این سنگ دارای کانی های کوارتز، فلدسپات آلکالن، بیوتیت و اکسیدهای آهن است. برونزد این توده در دو قسمت از منطقه قره باغ و شمالشرق آبگرم دیده می شود (شکل ۲-۳).

۵-۵-۲. آلکالی گرانیته

این گرانیته بصورت آپوفیز و دایک های اسیدی در داخل بخش گابرویی و دیوریتی قابل رویت است. بررسی پتروگرافی و ترکیب شیمیایی این گرانیته مشابه با گرانیته قوشچی است که بزرگترین توده نفوذی منطقه قره باغ می باشد (شکل ۲-۳). بافت این گرانیته، گرانولار تا پرفیریک گرانوفیری و گرافیکی است. کانیهای متشکله اصلی آن عبارتند از: فلدسپات آلکالن، کوارتز و پلاژیوکلاز. کانیهای فرعی آن بیوتیت، زیرکن، اسفن، آپاتیت و کانی های اپاک است. فلدسپات آلکالن اکثرا از نوع ارتوزپریتی است و میکروکلین بسیار نادر است. در کانی های ارتوز تیغه های آلبیتی بصورت رشته های ظریف و گاه درشتی نمایان هستند که غالبا در جهات تقریبا موازی هم رشد کرده اند. در بعضی از بلورها تیغه های آلبیت درون ارتوز، ماکل آلبیتی ظریفی از خود نشان می دهند. کوارتز معمولا بصورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل و در ابعاد مختلف دیده می شود. در برخی از نمونه ها کوارتز دارای هم رشدی گرانوفیری و یا گرافیکی با فلدسپات آلکالن است. گاهی در یک کانی فلدسپات آلکالن، هم بافت پرتیتی و هم بافت گرافیکی یا گرانوفیری را با هم در یک نمونه مشاهده می کنیم. بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل اولیه آلبیت هستند.

گرانیت قوشچی

این گرانیته بزرگترین توده موجود در منطقه است. این توده بصورت یک باتولیت عظیم رخنمون دارد. نقشه زمین شناسی ۱۰۰/۰۰۰ : ۱ منطقه که توسط سازمان زمین شناسی تهیه شده سه تیپ گرانیته منطقه را تحت عنوان گرانیته قوشچی آورده است. این سه تیپ گرانیته عبارتند از : آپلیت گرانیته، گرانیته و الکالی گرانیته. آپلیت گرانیته بصورت توده کوچکی در شمال غربی

روستای قره باغ در داخل گرانیتهای اطراف معدن رخمون دارد. گرانیتهای شمال روستای قره باغ و حوالی معدن نیز یک توده گرانیتهی نسبتاً بزرگی است که از نظر اختصاصات بافتی و کانی شناسی با الکالی گرانیتهای مختلف دارد. توده گرانیتهای اصلی یعنی الکالی گرانیتهای پیکره اصلی کوههای بای داغ و کوه قره باغ را در جنوب روستای قره باغ تشکیل می دهد، ادامه آن تا مرز غربی منطقه مورد مطالعه کشیده شده است.

اختصاصات ماکروسکوپی این سنگها نشان می دهد که این سنگها تمام کریستالین هستند و در سطح تازه رنگ آنها سفید تا متمایل به صورتی رنگ است و گاه به رنگ کرم و خاکستری نیز دیده می شوند. اندیس رنگی آنها با سنگهای هلوکرات تا لوکوکرات و ندرتا مزوکرات مطابقت دارد. اندازه دانه ها متغیر بوده و از ریز تا درشت می باشد، گاهی اندازه کانیهای ارتوز به یک سانتی متر نیز می رسد. کانیهای روشنی که در نمونه دستی قابل تشخیص هستند فلدسپات آلکالن و کوارتز است. به مقدار کمی نیز کانی بیوتیت در این سنگها وجود دارد، صفت عمده این گرانیتهای فراوانی ارتوز در آن است که گاهی به ۸۰ درصد نیز می رسد.

اختصاصات میکروسکوپی این سنگها نشان می دهد که بافت این سنگها گرانولار تا پرفیریک گرانوفیری و گرافیکی و به مقدار کمتری بافت کاتاکلاستی است. کانیهای متشکله اصلی آن عبارتند از: فلدسپات آلکالن، کوارتز و پلاژیوکلاز، (شکل ۵-۸). فلدسپات آلکالن بصورت نیمه شکل دار و در اندازه های مختلف دیده می شود. اکثراً از نوع ارتوزپرتیتی است، میکروکلین بسیار نادر است. این کانی گاهی ماکل کتابی از خود نشان می دهد و گاهی با کوارتز هم رشدی گرانوفیری نشان می دهد. بافت گرانوفیری و گرافیکی در این سنگها را می توان نتیجه تبلور از یک مذاب با ترکیب اوتکتیک در نظر گرفت. فلدسپاتهای آلکالن از نوع ارتوزپرتیتی هستند، در این ارتوزها تیغه های آلبیتی بصورت رشته های ظریف و گاه درشتی نمایان هستند که غالباً در جهات تقریباً موازی هم رشد کرده اند. در بعضی از بلورها تیغه های آلبیت درون ارتوز، ماکل آلبیتی ظریفی از خود نشان می دهند.

کوارتز معمولاً بصورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل و در ابعاد مختلف دیده می شود. اندازه دانه های کوارتز از ۰/۷ میلی متر تا ۳/۵ میلی متر متغیر است. گاهی کوارتزها درصد بالاتری را شامل می شوند. در برخی از نمونه ها کوارتز دارای هم رشدی گرانوفیری و یا گرافیکی با فلدسپات آلکالن است. با توجه به اینکه کوارتز هم بصورت بلورهای درشت و هم بصورت بافت گرافیکی یا گرانوفیری با فلدسپات آلکالن دیده می شود می توان گفت که در دو مرحله تشکیل شده است، در مرحله اول بصورت بلورهای درشت نیمه شکل دار و در مرحله دوم بصورت هم رشدی با فلدسپات آلکالن. گاهی در یک کانی فلدسپات آلکالن هم حالت پرتیتی و هم بافت

گرافیکی یا گرانوفیری را مشاهده می کنیم. کوارتزها دارای خاموشی موجی هستند که نشان دهنده تحمل فشارهای تکتونیکی وارده به سنگ است. در انواع پرفیریک بلورهای درشت کوارتز به همراه بلورهای درشت فلدسپات آلکالن فنوکریست ها را تشکیل می دهند.

پلاژیوکلاز بصورت شکل دار تا نیمه شکل دار هستند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکلهای اولیه آلبیت هستند. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز از چند دهم میلی متر تا $2/5$ میلی متر است. از نظر حجم درصد پلاژیوکلازها از فلدسپاتهای آلکالن به مراتب کمتر است که در بخش مربوط به بررسی مدال سنگهای آذرین به این موضوع پرداخته خواهد شد. در اثر فشارهای تکتونیکی برخی از بلورها دچار خردشدگی شده و برخی نمونه ها نیز ماکلهای آلبیتی دچار خمیدگی و شکستگی شده اند. در این پلاژیوکلازها تیغه های آلبیتی کوچک طوری قرار گرفته اند که بافتی شبیه صفحه شطرنج بوجود آورده اند. پلاژیوکلازها تحت تأثیر سرسیستی شدن قرار گرفته و در داخل آنها سوزنهای ریز سرسیستی و گاه فلس های ریز مسکویت پدید آمده است. گاهی نیز تجزیه به مسکویت در این کانیها مشاهده می شود.

کانیهای فرعی این سنگها عبارت است از: بیوتیت که بصورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل دیده می شود. دارای پلی کروئیک قوی قهوه ای رنگ تا زرد روشن است که حاکی از این است که این بیوتیت ها به قطب آهن دار نزدیکتر می باشند. در بعضی نمونه ها بیوتیت ها بصورت بلورهای بی شکل در اندازه چند دهم تا یک میلی متر مشاهده می شود که شدیداً به کلریت تجزیه شده اند و باعث آزاد شدن اکسید آهن گشته اند. مقدار این کانی در گرانیته ها بسیار کم است، بطوری که در بعضی از نمونه ها به ندرت قابل مشاهده هستند، گاهی نیز تجزیه شدگی به مسکویت در این کانیها مشاهده می شود. زیرکن: بصورت کانی فرعی و بیشتر بصورت انکلوزیون در متن بلورهای بیوتیت و فلدسپات آلکالن قرار می گیرند. برجستگی بالا و هاله پلوکروئیک تیره رنگ این کانی را از کانی در برگیرنده جدا می سازد. این بلورها خود شکل بوده و دانه ریز تا متوسط هستند و مقدار آنها با توجه به درصد آنالیز مدال در حد چند دهم درصد است.

از مشخصات بارز این سنگها مخصوصاً در گرانیته های حوالی معدن میکا وجود بلورهای درشت اسفن در آنها است. گاهی این کانی بصورت بلورهایی به طول بیش از ۲ میلی متر و به مقدار زیاد و معمولاً همراه با کانی بیوتیت و پلاژیوکلاز دیده می شود و گاهی نیز در درون بلورهای بزرگ فلدسپات پتاسیک قرار می گیرند، (شکل ۵-۸، F).

آپاتیت بصورت بلورهای ریز اتومورف در درون کانیهای دیگر دیده می شود. این کانی معمولاً بصورت فاسیس های ستونی و میله ای در این سنگها وجود دارد. میله های آپاتیت دارای جهت یابی متفاوت هستند، مقدار این کانی کمتر از ۱ درصد تا حداکثر $2/5$ درصد است. گارنت

بصورت بلورهای نیمه شکل دار و در اندازه های حدود یک میلی متر در گرانیت های حوالی معدن میکای قره باغ دیده می شود. کانیه های اوپاک بصورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل و اسکلتی و به مقدار کم در این سنگها دیده می شود. تورمالین سبز بصورت بی شکل و به مقدار کم حضور دارد، (شکل ۵-۸، D).

۵-۳-۵- گرانیتهای که بصورت آپوفیزهای کوچک در سنگهای بازیکی رخنمون دارند

این سنگها بصورت آپوفیز یا پچ هایی در درون سنگهای بازیکی قرار گرفته اند. ترکیب سنگ شناسی این سنگها طبق نمودار اشتريکایزن در محدوده سینوگرانیت، مونز و گرانیته، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزونیت قرار می گیرند. البته طبق آنچه که در بخش های بعدی خواهیم گفت چون منشاء توده های بازیکی و اسیدی جدا از هم هستند، وجود این سنگها دلیل بر ترکیبات حدواسط بین توده های بازیکی و اسیدی نیست. رخنمون این سنگها محدود و فقط به صورت آپوفیزها و توده های کوچک و پراکنده می باشند. کانیه های فرعی این نوع از سنگها عبارت است از: در این سنگها بیوتیت بصورت کانیه های نیمه شکل دار دیده می شود. رنگ این بیوتیت ها قهوه ای بوده و اندازه آنها از دهم میلی متر تا یک میلی متر متغیر است. در اثر دگرسانی معمولاً به کلریت و اکسید آهن تجزیه شده اند و مقداری نیز تبدیل شدگی به مسکویت نشان می دهند. آمفیبول این کانی بصورت بلورهای نیمه شکل دار و ندرتا شکل دار دیده می شود. اندازه این بلورها متغیر است و از دانه های ریز تا دانه های درشت ۲/۵ میلی متر دیده می شود. مقدار آمفیبول در مونزوگرانیت ها بیشتر است و گاهی تا به ۷ درصد نیز می رسد. زیرکن بصورت بلورهای شکل دار در کنار بیوتیت ها و کانیه های اوپاک و یا در درون آنها قرار دارد. آپاتیت بصورت بلورهای شکل دار سوزنی یا چند وجهی در درون کانیه های دیگر قرار می گیرد. اسفن نیز معمولاً بصورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار به همراه بیوتیت ها و کانیه های اوپاک دیده می شود.

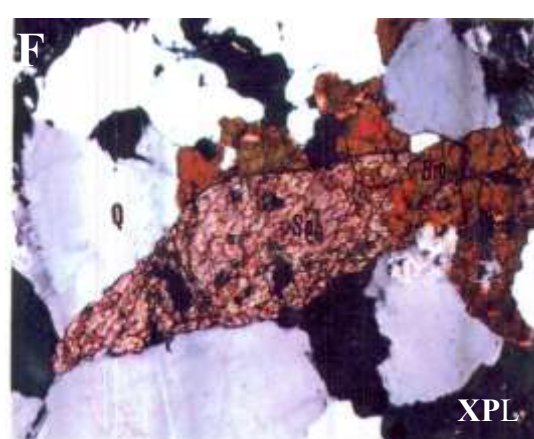
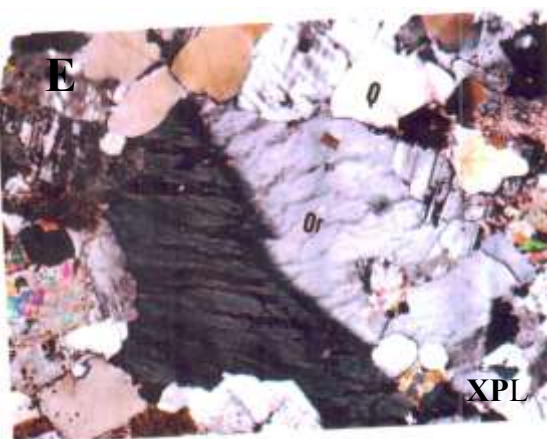
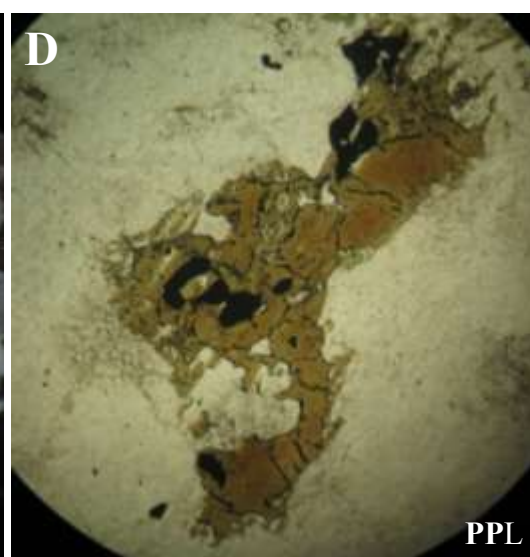
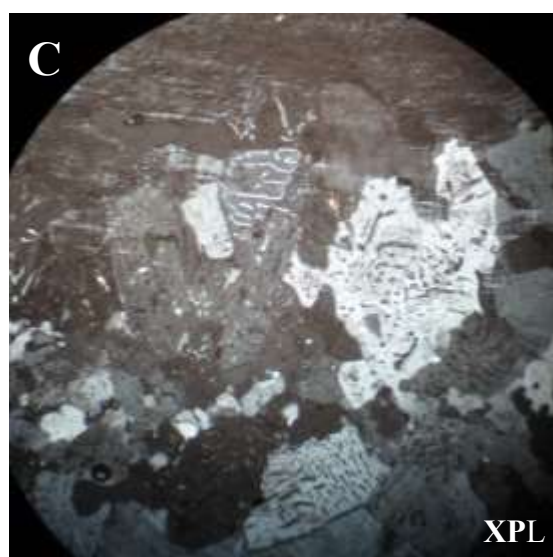
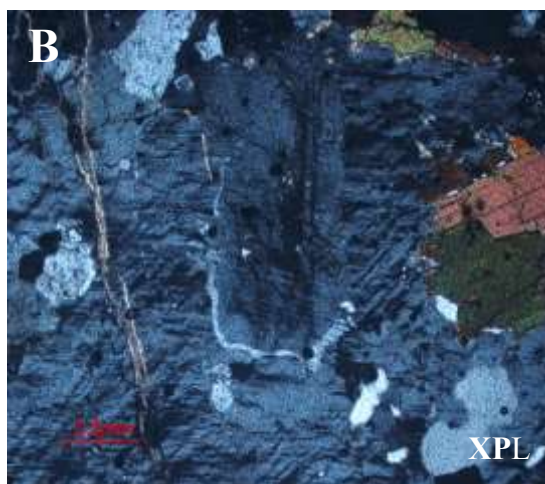
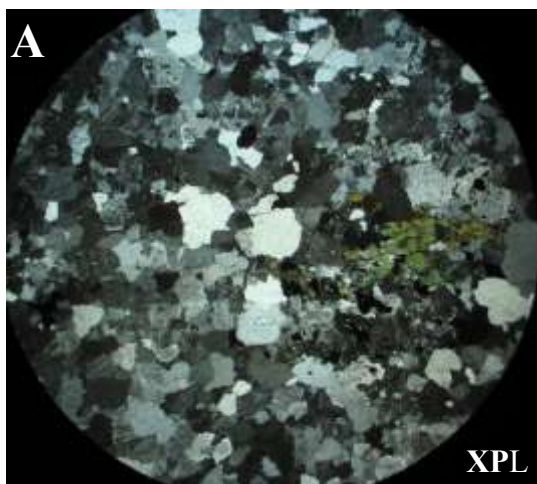
در قسمت جنوب شرقی منطقه و شمال شرق روستای گورچین قلعه سی در داخل توده های دیوریتی تجزیه شده، یک برونزد کوچک آلکالی سینیتی وجود دارد که در هیچ جای دیگر منطقه دیده نشده است. این سنگ وابستگی به سنگهای گرانیته نشان می دهد، با توجه به بررسیهای انجام شده این سنگ تمام بلورین بوده و دارای بافت گرانولر است. کانیه های عمده تشکیل دهنده آن فلدسپات آلکالن و بیوتیت می باشد. فلدسپات آلکالن بصورت نیمه شکل دار تا بی شکل دیده می شود. اکثراً از نوع میکروکلین پرتیتی و کمی ارتوز پرتیتی است. دارای انکلوزیونهای از کانیه های دیگر از جمله بیوتیت است و بطوری که گاهی نمایی از بافت پوئی کلیتیکی را نشان

می دهند. فلدسپاتهای آلکالن اغلب بصورت بلورهای درشت دیده می شوند که مقداری تجزیه شدگی به کانیهای رسی نشان می دهند. بیوتیت ها بصورت بلورهای کوچک کشیده و شکل دار تا نیمه شکل دار و در بین یا در درون فلدسپات های آلکالن دیده می شوند. به نظر می رسد که دو نوع بیوتیت وجود دارد، یکی بصورت اولیه و دیگری بصورت ثانویه و حاصل از تجزیه شدگی کانیهای دیگر. از کانیهای دیگر می توان زیرکن را نام برد که در داخل فلدسپات های آلکالن و بیوتیت ها دیده می شوند. آپاتیت به مقدار خیلی کم وجود دارد. کانی اپاک اصلاً وجود ندارد.

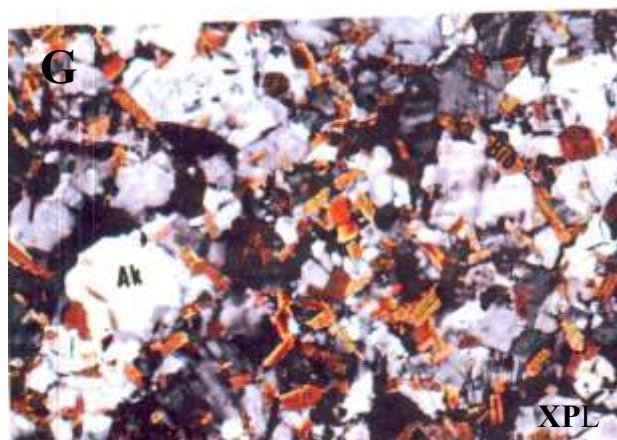
۵-۴- گرانیت دو میکا

این نوع گرانیت ها در چند نقطه برونزد دارند، از جمله در جنوب غربی روستای قالقانچی و شمال روستای قره باغ. این گرانیت ها دارای ضریب رنگینی لوکوکراتی تا مقداری مزوکراتی هستند و به رنگ سفید تا خاکستری روشن دیده می شوند. کانیهایی که در نمونه دستی قابل تشخیص هستند عبارتند از: فلدسپات آلکالن، کوارتز و گاهی بیوتیت. بافت این سنگ گرانولار تا پورفیریک با زمینه گرانولار دانه متوسط می باشند. کانیهای تشکیل دهنده سنگ عبارتند از: فلدسپات آلکالن، کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت، سیلیمانیت، زیرکن و کانیهای اوپاک.

کانیهای اصلی عبارت است از: فلدسپات آلکالن بیشتر بصورت بلورهای نیمه شکل تا بی شکل بوده، اکثراً از نوع میکروکلین پرتیتی بوده و به مقدار کمتری نیز ارتوز پرتیتی وجود دارد. مقدار کمی تجزیه شدگی به کانیهای رسی نشان می دهند، مقداری نیز حالت کلریتیزه شدگی دارند. گاهی انکلوزیونهایی از کانیهای دیگر در آن دیده می شود. کوارتز بصورت بلورهای بی شکل بوده، اندازه بلورها در حد دهم میلی متر است. بلورهای کوچک یا در زمینه و یا در داخل فلدسپاتهای آلکالن و پلاژیوکلاز بصورت انکلوزیون حضور دارند. پلاژیوکلاز بصورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل دیده می شوند، اندازه بلورهای پلاژیوکلاز متغیر بوده و گاهی در برخی از نمونه ها هم‌رشدی میرمیکیتی را با کوارتز نشان می دهد. کانیهای فرعی شامل بیوتیت و موسکویت است. بیوتیت بصورت بلورهایی نیمه شکل دار تا بی شکل کشیده در سنگ موجود است. در آنالیز مدال مقدار آن کمتر از ۱۰ درصد است، گاهی مقداری تجزیه شدگی به کلریت و مسکویت نشان می دهند. مسکویت معمولاً به شکل بلورهای بی شکل و ندرتاً نیمه شکل دار دیده می شود. ظاهراً مسکویت در این سنگها هم بصورت اولیه و هم بصورت ثانویه حاصل از تجزیه بیوتیت ها وجود دارد. علاوه بر کانیهای فوق مقداری نیز سیلیمانیت در این سنگها وجود دارد که اغلب بصورت فیبرولیتی دیده می شود. به خصوص این کانی را در سنگهای گنایسی شده از این نوع بیشتر می توان دید. کانیهای فرعی دیگر عبارتند از: کانیهای زیرکن و کانیهای اوپاک.



توضیحات در صفحه



شکل ۵-۹: A و B) لویکوگرانیت C) بافت آلکالی گرانیت D) آلکالی گرانیت با ترمالین مشخص
E) گرانیت قوشچی، F) گرانیت قوشچی با بلور مشخص اسفن و G) بیوتیت و دومیکا گرانیت

۵-۵-۵- دایک های پگماتیته، آپلیتی و رگه های کوارتز فلدسپاتی

در اغلب نقاط منطقه مورد مطالعه تعدادی دایک پگماتیته و آپلیتی مشاهده می شود که اغلب سنگهای بازیک منطقه را قطع کرده اند. رگه های پگماتیته در قسمتهای شمال شرقی منطقه به رنگ صورتی دیده می شوند. کانیه های اصلی تشکیل دهنده این رگه ها کوارتز و فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز است. فلدسپات های آلکالن اکثرا از نوع ارتوزپریتی هستند. پلاژیوکلازها نیز بصورت کانیه های نیمه شکل دار تا بی شکل با ماکل پلی سنتیتیک و کمی زونه شده در پگماتیت ها دیده می شوند، این کانی مقداری تجزیه شدگی به کانیه های رسی و سرسیتی نشان می دهد. گاهی پلاژیوکلازها رشد گرافیکی با کوارتز دارند. کوارتزها دارای خاموشی موجی هستند، اغلب در درون کوارتز و فلدسپات شکستگیهای ریزی وجود دارد، که این شکستگیها از اپیدوت و کوارتز و کلریت پر شده اند. این شکستگیها نشان دهنده وارد شدن نیرو و فشار به سنگ است.

علاوه بر رگه های فوق، رگه های فلدسپاتی و نیز رگه های کوارتزی نیز در منطقه رخنمون دارند که بصورت دایک و پیچ هایی تظاهر دارند، که هم سنگهای بازیک و هم سنگهای اسیدی منطقه را قطع می نمایند. در اغلب نقاط منطقه این پدیده را داریم. این مسئله را می توانیم اینطور توجیه کنیم که وقتی در یک ماگمای گرانیتی تفریق صورت می گیرد، سنگها به سمت اسیدیک تر از گرانیت متمایل می شوند و در مراحل آخر فقط رگه های هیدروترمالی متشکل از کوارتز بوجود می آید که سنگهای قبلی را قطع می کنند. مطالعات میکروسکوپی نشان می دهند که این نمونه ها دارای کانیه های آلبیت، میکروکلین و کوارتز هستند. رگه های کوارتز فلدسپاتی که هم بصورت دایک و هم بصورت لکه هایی پراکنده در منطقه رخنمون دارند قبل از رگه های کوارتزی تشکیل شده

اند، چون توسط رگه های سیلیسی قطع شده اند. در برخی مناطق درون قسمت‌های کوارتز فلدسپاتی تکه هایی از سنگهای بازیک (گابروی سنگ میزبان) سالم دیده می شود. این سنگها بصورت تمام کریستالین بوده و ضریب رنگینی آنها با سنگهای لوکوکرات کمی متمایل به مزوکرات مطابقت دارد. رنگ این سنگها در سطح تازه خاکستری روشن و گاهی کرمی رنگ کمی متمایل به صورتی است. اندازه دانه ها از ریز تا درشت متغیر است. کانیهای روشن که در نمونه دستی قابل رویت است عبارتند از: کوارتز، فلدسپات پتاسیک و پلاژیوکلاز. کانیهای تیره بسته به نوع سنگ فرق می کند، مثلا در سینوگرانیت ها کانی تیره عمده بیوتیت و در مونزوگرانیت ها کانی تیره بیوتیت و هورنبلند می باشد. در مواردی که مقدار کانی تیره خیلی زیاد باشد نام این کانیها به عنوان پیشوند به نام اصلی سنگ اضافه شده است. بافت این سنگها گرانولر تا پرفریک با خمیره دانه متوسط است. کانیهای اصلی تشکیل دهنده سنگ عبارتند از: فلدسپات آلکالن، کوارتز و پلاژیوکلاز. کانیهای فرعی از نوع: بیوتیت، آمفیبول، زیرکن، آپاتیت، اسفن و اپاک ها هستند.

فلدسپات آلکالن اکثرا بصورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل دیده می شود. اندازه دانه ها متغیر و از یک میلی متر حداکثر تا به یک سانتی متر می رسد. فلدسپات آلکالن در این سنگها هم از نوع ارتوز و هم میکروکلین است که در نمونه های مختلف مقادیر آنها با هم فرق می کند. گاهی مقدار ارتوز زیادتر از میکروکلین و گاهی برعکس است. شمارش مدال این کانیها نشان می دهد که در برخی از انواع سنگها مقدار فلدسپات آلکالن بیشتر از پلاژیوکلاز و در تعداد معدودی نیز مقدار فلدسپات آلکالن کمتر از پلاژیوکلاز است که برحسب درصد این کانیها طبق جدول اشتريکایزن اسامی سنگها تغییر می کند. حاشیه برخی از بلورهای فلدسپات آلکالن مضرس است، که حاکی از واکنش بین بلورها و محیط اطراف است. فلدسپاتهای آلکالن سالم تر از پلاژیوکلازها هستند و تجزیه به کائولینیت در آنها به مقدار کمتری صورت گرفته است.

برای وجود میکروکلین و ارتوز بطور همزمان در یک بلور دلایل مختلفی ذکر گردیده است. گاهی هم میکروکلین و هم ارتوز بافت پرتیتی از خود نشان می دهند. پرتیت ها اکثرا از نوع رشته ای و رگه ای هستند. فلدسپات آلکالن معمولا بصورت دانه های درشت با ماکل کارلسباد و یا بدون ماکل دیده می شوند که معمولا "دانه های ریز کوارتز در درون و یا حاشیه آنها قرار دارند. کوارتز: این کانی معمولا بی شکل بوده و در درون و یا در فضای بین فلدسپات ها قرار گرفته است. محدوده اندازه این کانی از چند دهم میلی متر تا ۳ میلی متر متغیر است. دانه های کوارتز دارای خاموشی موجی هستند و معمولا از نظر شمارش مودال دومین کانی عمده سنگ محسوب می شوند.

مقدار پلاژیوکلاز در این سنگها متغیر بوده و در برخی از نمونه ها بیشتر از فلدسپات آلکالن و در برخی نیز کمتر از فلدسپات آلکالن می باشد، اما همیشه مقدار آنها بیشتر از پلاژیوکلازهای موجود در گرانیت های صورتی است. بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگها شکل دار تا بی شکل بوده، دارای ماکلهای آلبیتی و با خاموشی موجی هستند. محدوده اندازه این کانیهها متغیر و از دهم میلی متر تا حداکثر ۲/۵ میلی متر است. پلاژیوکلازها معمولاً دگرسان شده اند و در بعضی نمونه ها دگرسانی شدید است. این کانیهها اکثراً سرسیتی شده اند و گاهی سرسیت ها رشد کرده و مسکویت تشکیل می دهند. مقادیر پلاژیوکلازها طبق شمارش مدال از حداقل ۱۰ درصد تا حداکثر ۴۰ درصد حجم سنگ متغیر است.

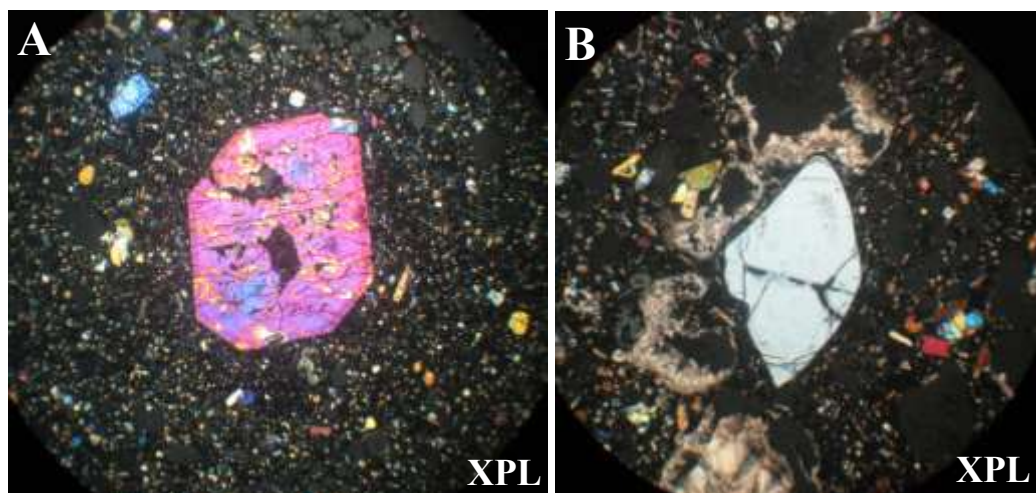
رگه های کوارتز فلدسپاتی دارای ضریب رنگینی لوکوکرات بوده و محدوده اندازه دانه های آن از ریز تا درشت متغیر است. این سنگها تحت تأثیر نیروها، میلونیتی شده و بافت کاتاکلاستیکی را بوجود آورده اند. آلبیت های موجود در رگه ها بصورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل با ماکل آلبیتی و گاهی پریکلینی بوده، اندازه آنها تا به یک سانتی متر نیز می رسد. از دیگر کانیههای این رگه ها می توان فلدسپات های آلکالن را نام برد که بصورت بلورهای درشت نیمه شکل دار حضور دارند. اکثراً از نوع میکروکلین پرتیت هستند. مقدار این کانیهها به مراتب کمتر از پلاژیوکلازها است. اندازه آنها تا ۳/۵ میلی متر نیز می رسد. بلورهای کوارتز در دو اندازه مختلف دیده می شوند، یکی بصورت دانه های درشت با خاموشی موجی (نشان دهنده وارد شدن استرس) و هم بصورت دانه های بسیار خرد شده که در زمینه پراکنده هستند.

۵-۶- بازالت های الیوین دار

این سنگها در شمال روستای نجف آباد و در غرب آبگرم (دور از محدوده مطالعاتی) در کنار گابروها برونزد محدودی دارند. بافت کاملاً دانه ریز و وجود حفرات در این سنگها نشان از سرد شدن سریع آنها در عمقی نزدیک به سطح است. اختلاف کانی شناسی این سنگها نسبت به گابروها، وجود اولیوین در این سنگها می باشد، که دلیل آن احتمالاً به خاطر سرعت بالا آمدن زیاد در این سنگها است، بطوری که فرصت تفریق کمتری داشته اند.

این سنگها بصورت دانه ریز و به رنگ خاکستری تیره هستند. در قسمت حاشیه توده دارای حفره هایی به قطر تا ۳ میلی متر می باشند. بعضی از حفره ها بطور ثانویه از کلسیت پر شده اند. بافت این سنگها پرفیریک انترسرتال است، همچنین دارای حفره های گردی هستند که بطور ثانوی از کربنات و کوارتز پر شده اند. کانیههای اصلی این سنگها عبارتند از: پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن. پلاژیوکلاز بصورت بلورهای ریز اتومورف تا ساب اتومورف باریک و کشیده فقط در

خمیره سنگ دیده می شوند. بلورها معمولا دارای ماکل آلبیتی هستند، بلورهای نسبتا درشت تر حالت زونینگ نشان می دهند. الیوین بصورت بلورهای درشت اتومورف تا ساب اتومورف در اندازه تا ۴ میلی متر می باشد و در امتداد شکستگیها به سرپانتین و کلریت و همچنین کربنات تجزیه شده است، مقدار الیوین در خمیره بسیار کم است.



شکل ۵-۱۰: A) بازالت با بافت پورفیری و کانی شکلدار و بزرگ پیروکسن در وسط B) بازالتی با بافت مشخص پورفیری و یک بلور درشت اولیوین و پر از حفره

۵-۷- نکاتی چند در زمینه دگرسانی کانیهای سنگهای منطقه مورد مطالعه

کانیهای موجود در سنگ در اثر عوامل مختلف دچار یکسری تغییرات بافتی و کانی شناسی می شوند، که از جمله آنها می توان به اورالتیزاسیون، سر پانتینیزاسیون، سرسیتیزاسیون اشاره کرد، در اینجا به شرح مختصری در این موارد می پردازیم که به وفور در سنگهای منطقه رخ داده اند.

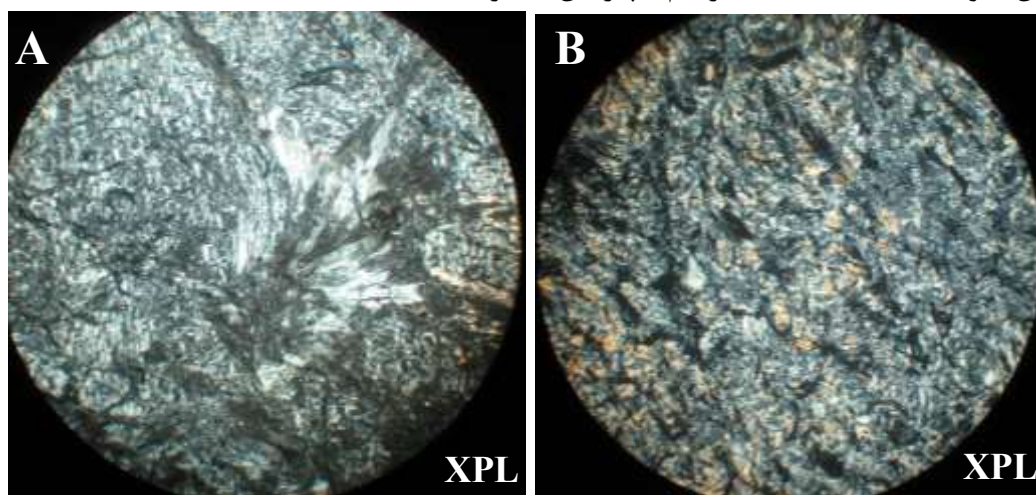
۵-۷-۱- اورالتیزاسیون پیروکسن ها

اورالتیزاسیون یک فرآیند ثانوی است که عبارتست از جایگزینی اکتینولیت - ترمولیت به جای پیروکسن و در واقع اورالیت یک محصول دگرسانی دوتریک است، (شلی، ۱۹۹۳). معمولا این دگرسانی از حاشیه بلور شروع شده و به متن بلور سرایت می کند. حاشیه برخی از بلورهای پیروکسن توسط هورنبلند پوشیده شده است. این آمفیبولها در حین تحولات ماگما در اثر بالا رفتن فشار بخار آب و پائین آمدن درجه حرارت تبلور تشکیل می گردند. البته در ماگما در حین تحولات ماگمایی آمفیبول اولیه و ثانویه می توانند با هم تشکیل شوند، یعنی هنگامی که پیروکسن به

اورالیت تبدیل می شود در همان لحظه آمفیبول نیز بصورت اولیه می تواند تشکیل شود (و شوقی، گفته های شفاهی). همچو حالتی در نمونه های منطقه وجود دارد، یعنی بعضی از آمفیبولها اولیه (خیلی کم) و قدری نیز بصورت ثانویه است، اورالیتیزاسیون اکثرا در نمونه های منطقه در کلینوپیروکسن ها (اوژیت) رخ داده است.

۵-۷-۲- سرپانتینیزاسیون

سرپانتین معمولی ترین محصول دگرسانی الیوین است. ممکن است کل توده سنگ پریدوتیت دگرسان شده و به سرپانتین تبدیل شود و حتی ممکن است پیروکسن مثل اولیوین تحت تأثیر قرار بگیرد. دمایی که در آن سرپانتینیزاسیون رخ می دهد در مورد لیزاردیت و کریزوتیل کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی گراد و در مورد آنتیگوریت حدود ۵۰۰ درجه سانتی گراد است. آهن موجود در الیوین غالبا "بصورت مانیتیت در می آید و بروسیت نیز با محصولات دگرسانی سرپانتین مخلوط می شود. الیوین نمونه های منطقه به مقدار کم دچار این تغییر شده اند.

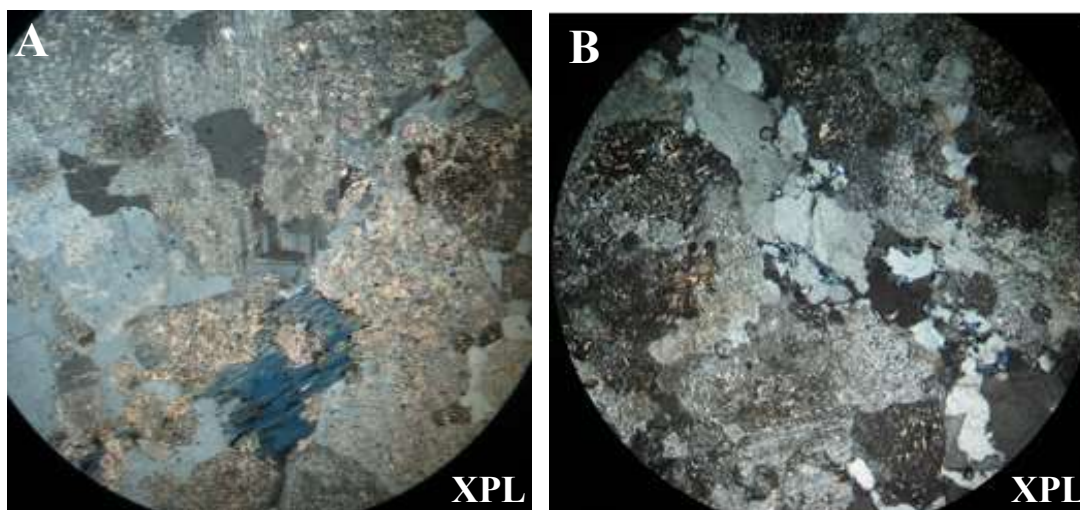


شکل ۵-۱۱: A, B) سرپانتینیتی شدن در سنگها

۵-۷-۳- سرسیتیزاسیون

در سنگهای رسوبی موسکوویت، کانیهای رسی و سیلیکاتهای صفحه ای دیگر فراوان هستند. این کانیها عموما از دگرسانی کانیهای سرشار از آلومینیم در سنگهای آذرین و دگرگونی حاصل شده اند. فلدسپاتها و اشکال مختلف Al_2SiO_5 (کردیوریت و استرولیت) معمولا توسط میکای سفید ریز دانه یا کانیهای مشابهی بنام سرسیت پوشیده می شوند، این پوشش یا بصورت لکه لکه و یا بصورت کامل انجام می شود.

رشد سرسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و سرسیتیزاسیون فقط در صورتی پیشرفت می کند که محلولهای سرشار از آب وجود داشته باشند. یک منبع K^+ همان فرآیند کلریتیزاسیون بیوتیت است که در نتیجه این عمل K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می شود و Ca^{2+} آزاد می کند. از این رو قسمتهای غنی از An در یک پلاژیوکلاز منطقه ای به راحتی سرسیتی می شوند و آلبیت آزاد می گردد (در پلاژیوکلازها مقداری پتاسیم موجود است که به این پدیده کمک می کند). در سیستم های هیدروترمالی ممکن است ته نشست یونها آنقدر زیاد باشد که علاوه بر سرسیتیزاسیون، متاسوماتیسم پتاسیک رخ دهد. به نظر می رسد بالا بودن نسبی K_2O سنگهای منطقه مورد مطالعه (مخصوصا اپی دیوریت ها) را بتوان به این پدیده نسبت داد. در سنگهای منطقه مورد مطالعه در اثر سرسیتیزاسیون بعضی از پلاژیوکلازها بطور کامل دگرسان شده، بطوری که گاهی فقط شبهی از کانی باقی مانده است. گاهی سرسیت ها رشد کرده و به مسکویت تبدیل شده اند.



شکل ۵-۱۲: A) سرسیتی شدن در گرانیت قوشچی به همراه یک کانی بیوتیت (B) سرپنتینیته شدن در گرانیت گنایسی شده که در آن بلورهای ریز اسفن، زیرکن و زوئزیت هم دیده می شود

۵-۷-۴- متاسوماتیسم در سنگهای منطقه

در اثر این پدیده برخی از سنگهای اسیدی در اثر تغییر تدریجی سنگهای رسوبی، آذرین یا دگرگونی قبلی حاصل می شوند. در اثر این فرآیند عناصری مانند H_2O , Si , Na , K وارد و

عناصری چون Ca, Mg, Fe از سنگ خارج می گردند. از جمله شواهد متاسوماتیسم می توان به موارد زیر اشاره کرد.

- وجود منطقه تغییر و تبدیل تدریجی بین دو سنگ
- غیر عادی بودن توالی تبلور کانیها
- وجود برخی از کانیهای دگرگونی

متاسوماتیسم در منطقه مورد مطالعه هم بر پایه شواهد صحرایی و هم آزمایشگاهی تأیید می شود. متاسوماتیسم در درجه حرارتی پائین تر از محدوده ذوب سنگ میزبان و در مقیاس بزرگ صورت گرفته است علت متاسوماتیسم را می توان چنین توجیه کرد که وقتی ماگمای داغ اسیدی در کنار سنگ گابرویی قرار می گیرد. هضم گابرو توی گرانیت باعث یکسری تبادلات عناصر اصلی و کمیاب می گردد. ماگمای اسیدی قادر به ذوب سنگ بازیکی نیست ولی تبادلات یونی قابل انجام است. در اثر ورود فاز بخار آب ناشی از گرانیت به داخل گابرو، پیروکسن ها به آمفیبول تبدیل شده اند. در واقع این حالت را می توان جزو تحولات ماگمایی نامید. شکل (۵-۱۲) این حالت تدریجی را نشان می دهد. نمونه بردای از قسمت اسیدی، و بازیکی و حد واسط انجام شده است. نمونه قسمت اسیدی گرانیت بوده است، نمونه قسمت بازیکی کوارتز دیوریت و قسمت حدواسط یک سنگ کنتاکی بنام کوارتز مونزونیت بوده است، سنگ سومی شواهد کاملاً مشخصی از آلودگی را نشان می دهد. این نمونه دارای دو نسل پلاژیوکلاز است، کانی ترمالین دارد که یک کانی ثانوی بوده و در فاز پنوماتولیتی دیده می شود، همینطور دارای بافت میرمیکیتی است. در این شکل میتوان گفت که یک زون انتقالی به عرض ۲۰ سانتیمتر بین دیوریت و گرانیت دیده می شود. در بعضی از قسمتها نیز مرز بین گرانیتهای گابروها شارپ است و حالت تدریجی یا متاسوماتیسم دیده نمی شود. کلاً می توان گفت که رابطه بین گرانیت ها و گابروها پیچیده است و نوعی درهم ریختگی را نشان می دهند. بطوریکه در جاهایی به نظر می رسد که گرانیت ها بصورت آپوفیز در سنگ گابرویی نفوذ کرده اند و در بخشهایی نیز بنظر می رسد که سنگهای گابرویی در درون گرانیت نفوذ کرده اند. در بعضی قسمتها نیز مثل حالت بالا تغییر تدریجی بین گرانیت و سنگ مافیکی دیده می شود. علت را اینطور می توان توضیح داد که فرایند تکتونیک موثر، در کل منطقه عمل نکرده است. سنگهای منطقه آبگرم- قره باغ بطور کلی تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی قرار گرفته اند و این فرآیند ظاهراً در چندین مرحله صورت گرفته است. در مقاطع صحرایی و میکروسکوپی این پدیده قابل مشاهده است، بطوریکه در برخی از مقاطع ما بافت کاتاکلاستیک را مشاهده می کنیم. ولی مسئله مهم در اینجا، متغیر بودن شدت خردشدگی است که در بخشهای مختلف منطقه و حتی قسمت‌های مختلف یک توده متفاوت است. لذا در بخشهایی که شدیداً تحت

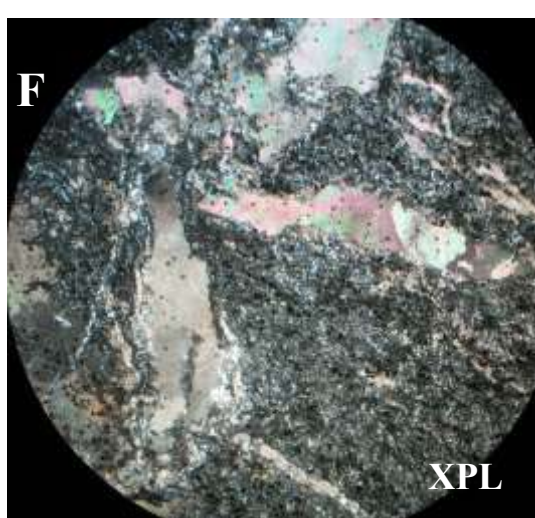
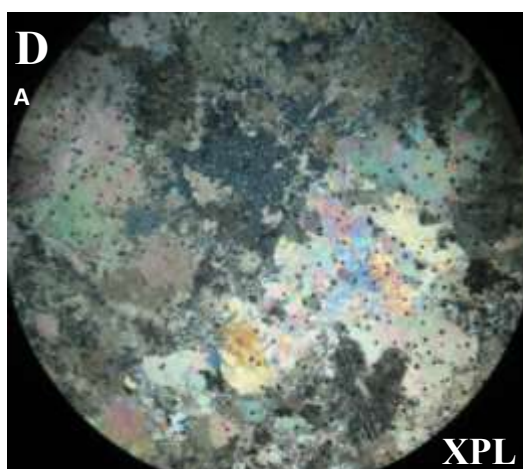
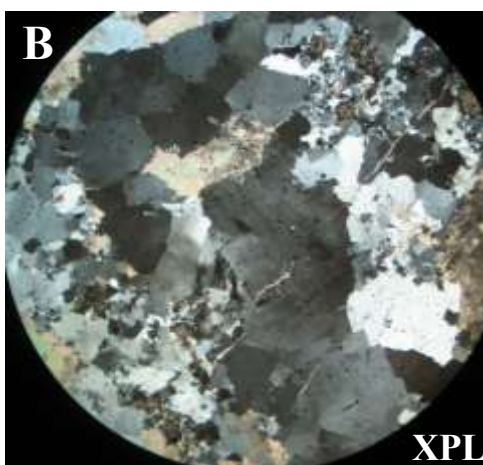
تأثیر کاتاکلاستیکی شدن قرار گرفته اند، سیالات براحتی توانسته اند نفوذ کنند و تغییراتی را در سنگ اولیه بوجود بیاورند ولی در بخشهایی که تکتونیک کمتر تأثیر داشته متاسوماتیسم نیز کمتر رخ داده است، پس جواب اینکه چرا در برخی مناطق حالت تدریجی بین گابرو و گرانیت را می بینیم و در برخی مناطق نه، بدلیل متفاوت بودن شدت تغییر شکل در بخشهای مختلف است.



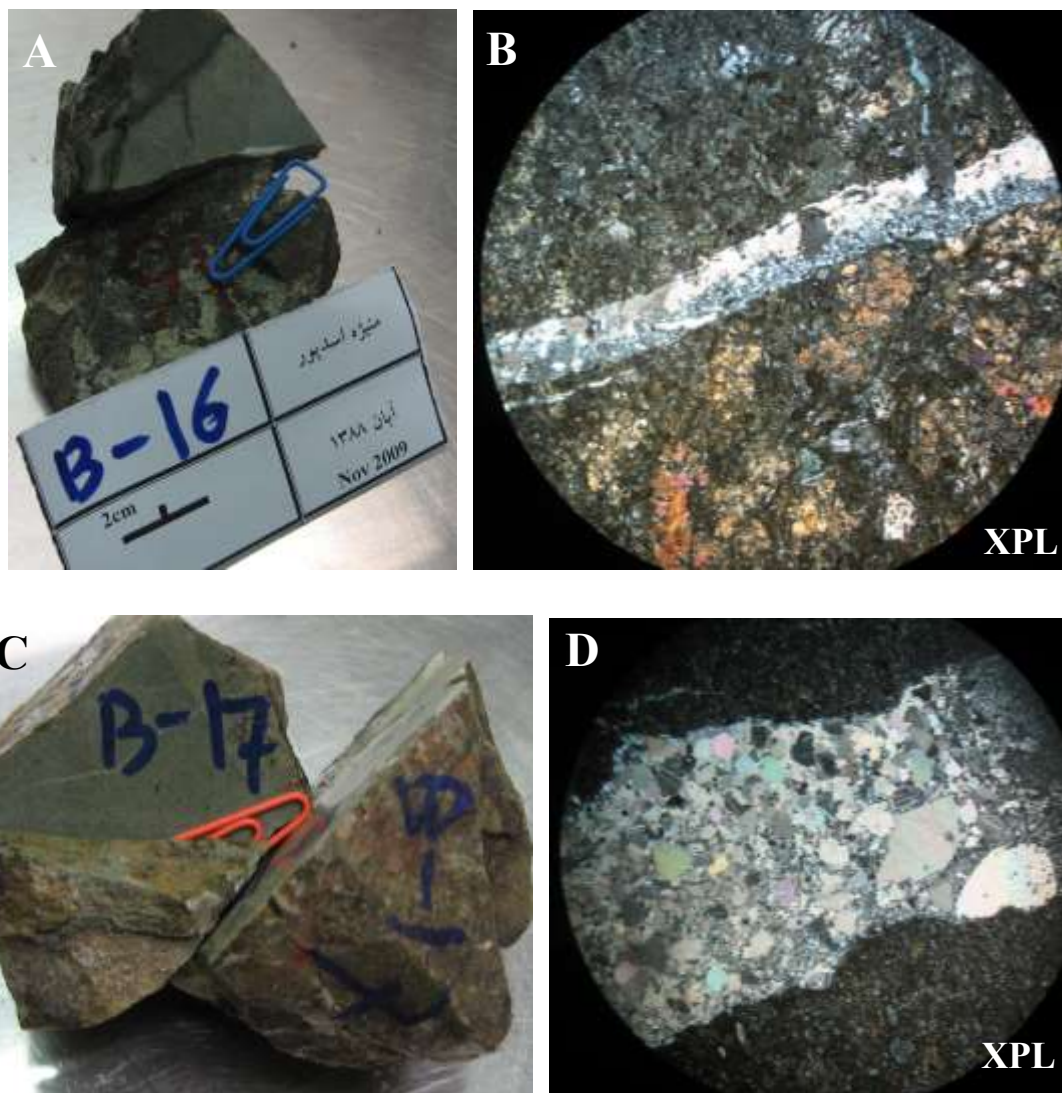
شکل ۵-۱۳: اثرات متاسوماتیسم در سنگهای منطقه

۵-۸- سنگهای رسوبی

در فصل ۲، در مورد تشکیلات رسوبی منطقه مورد مطالعه بحث شده است. در اینجا فقط تصاویر مربوطه آورده شده است.



شکل ۵-۱۴: تصاویر دستی و میکروسکوپی نمونه های رسوبی اطراف چشمه آبگرم (A, B) آهک سیاه با رگه های فراوان سیلیسی شده (C, D) سنگ آهک با رگه های سیلیسی فراوان (E, F) سنگ مافیکی با رگه های کربناتی.



شکل ۵-۱۵: تصاویر دستی و میکروسکوپی نمونه های رسوبی اطراف چشمه آبگرم ایسی سو (A, B) گابروی آلتره شده با رگه سیلیسی، (C, D) سنگ مافیکی با رگه گربناتی

فصل ششم

ژئوشیمی عناصر اصلی و

کمیاب و سن سنجی

فصل ششم

ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب و سن سنجی

۶-۱- مقدمه

ترکیب شیمیایی سنگها تابع ترکیب ماگمایی است که از آن متبلور شده است. در عین حال ترکیب ماگما هم تابع ترکیب منبع ماگمایی است که در اعماق زمین قرار دارد و با توجه به عمق مخزن ماگمایی، عمق جاگیری توده ها، نوع سنگ های مسیر، سیالات جوی و ماگمایی و عوامل مختلفی که در حین صعود و جایگیری بر آن تاثیر می گذارد، متفاوت است. از عواملی که در حین صعود و جایگیری توده ها موثر است می توان به تفریق بلوری، تبلور بخشی، ذوب بخشی، هضم، آلیش، و آهواززدگی و اختلاط ماگمایی اشاره کرد. مطالعه تغییرات و تحولات ایجاد شده و بررسی حوادث روی داده در ماگمای اولیه در سنگهای آذرین حاصل از آن بر پایه داده های ژئوشیمیایی صورت می گیرد. در این بخش با استفاده از نتایج داده های ژئوشیمی، علاوه بر نامگذاری سنگهای مورد مطالعه، رفتار ژئوشیمیایی انواع عناصر در توده های مختلف منطقه مورد مطالعه، بررسی خواهد شد. با توجه به وسعت زیاد منطقه و تنوع زیاد نمونه ها، از بین نمونه های انتخابی، مجموعاً ۱۰۰ نمونه برای عناصر اصلی و کمیاب به روش XRF در دانشگاه LMU کشور آلمان و ۳۶ نمونه به روش ICP-AES و ICP-MS در دانشگاه Stellenbosch آفریقای جنوبی مورد تجزیه قرار گرفت. جهت شناسایی کامل و دقیق کانی ها، از حدوداً ۱۰۰۰ نقطه از کانی های سازنده سنگهای مختلف منطقه مورد تجزیه کمی کانیایی میکروپروپ الکترونی (مدل CAMECA SX-100 با ولتاژ 12 Kv و شدت جریان 10 nA) در آزمایشگاه الکترون میکروپروپ دانشکده علوم زمین و محیط زیست دانشگاه LMU شهر مونیخ در کشور آلمان قرار گرفت.

با توجه به اینکه توده های مافیک و اسیدی مورد مطالعه، دارای وسعت و تنوع زیاد و اختصاصات صحرایی و پتروگرافی متفاوتی هستند، بررسی جداگانه آنها حجم زیادی را طلب می کند لذا سعی شد، تا حد امکان در اکثر نمودارها، هر منطقه را هم از نظر اختلافات موجود در خود توده و هم با توده های دیگر بررسی و مقایسه گردد. نتایج ژئوشیمیایی نمونه های انتخابی در جدول ۱-۶ آورده شده است.

۲-۶- نامگذاری با استفاده ترکیب شیمیایی

در اینجا سعی شده است از روش های متداول موجود بر اساس داده های ژئوشیمیایی، سنگها را نام گذاری و طبقه بندی کرد.

۱-۲-۶- نامگذاری با استفاده از مجموع آلکان در مقابل سیلیس کاکس و همکاران (۱۹۷۹) و میدلموست (۱۹۸۵)

طبق آنچه که در نمودارهای نامگذاری (شکل ۱-۶) دیده می شود، اکثر نمونه های مافیک و دیوریتی توده در محدوده گابرو و گابرو دیوریت قرار می گیرند.

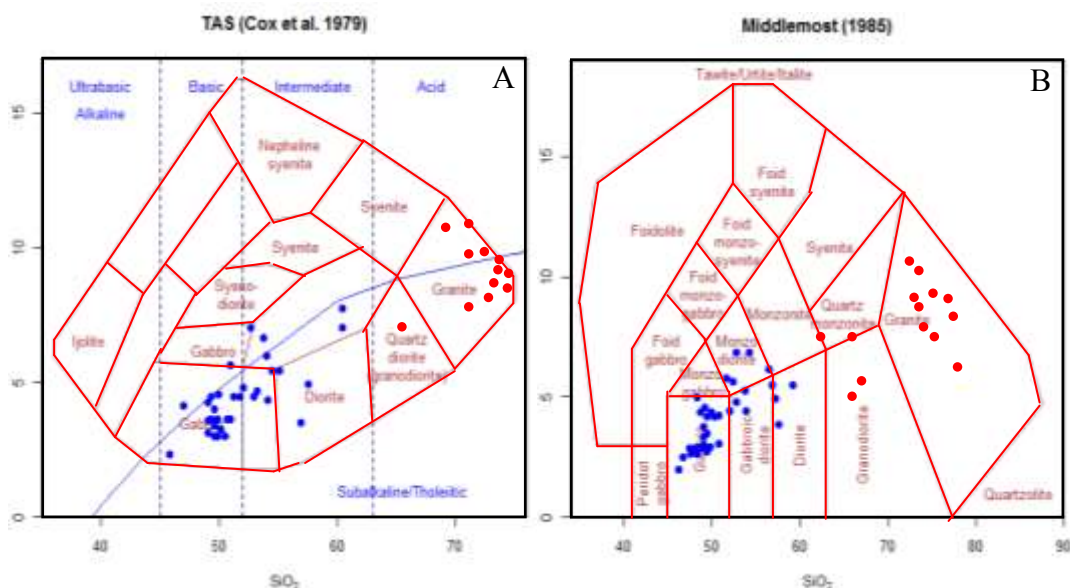
۲-۲-۶- نامگذاری با استفاده از نمودار $R_1 - R_2$ (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰)

محورهای این نمودار نشان دهنده دو پارامتر زیر است: $R_1 = 4i - 11(Na + K) + (Fe + Ti)$ و $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. برای بدست آوردن این فرمول ها بایستی مقادیر درصد وزنی اکسیدهای اصلی سنگ را به واحد میلی کاتیون در ۱۰۰ گرم تبدیل گردد. لذا لازم است که درصد وزنی هر اکسید را به وزن مولکولی آن تقسیم نموده و سپس در تعداد کاتیون در آن اکسید را به ۱۰۰۰ ضرب کرده و سپس آنها را در فرمول های فوق قرار داده و مقادیر R_1 و R_2 بدست می آیند. چنانکه در نمودارهای مربوطه (شکل ۲-۶) دیده می شود، اغلب نمونه های مافیکی و متوسط در محدوده گابرو، گابرو نوریت، گابرو دیوریت و مونزوگابرو قرار دارند.

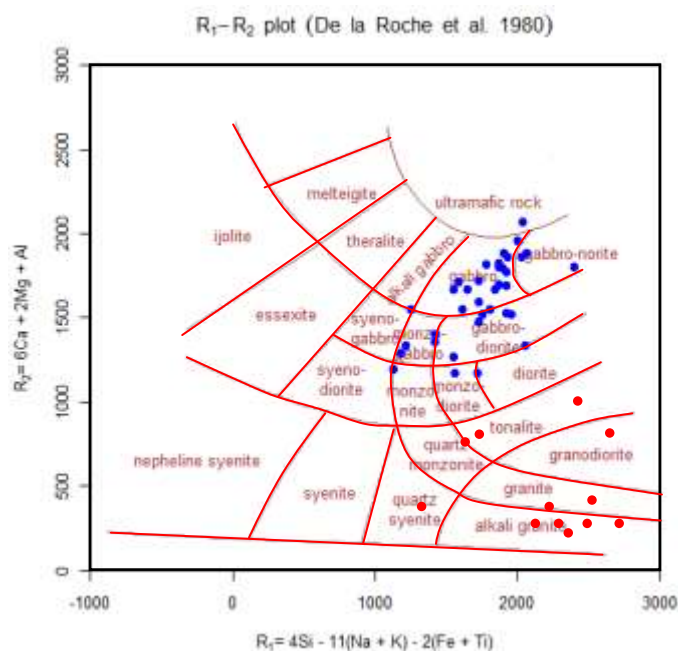
جدول ۶-۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی (بر حسب درصد) و کمیاب (بر حسب ppm) در سنگهای مافیک - دیوریت توده قره باغ

Sample no.	8	11	12	14	15	16	18	22	23	24	27	28.1	30	31	32
SiO ₂	50.29	49.48	49.38	57.6	44.77	49.93	49.2	49.87	46.54	50.57	49.32	50.61	49.99	49.59	48.1
Al ₂ O ₃	15.48	15.31	15.95	13.25	14.19	14.64	14.48	15.64	9.4	15.83	14.32	15.69	14.28	14.72	14.2
Fe ₂ O ₃ t	13.47	10.47	10.77	9.83	13.33	11.23	12.47	11.41	12.69	12.02	12.37	12.3	13	12.75	13.54
MnO	0.19	0.15	0.17	0.13	0.17	0.17	0.17	0.18	0.19	0.17	0.15	0.13	0.16	0.17	0.18
CaO	7.79	10.92	10.14	6.86	17.33	11.13	9.4	10.06	6.13	10.18	10.57	7.59	9.41	9.69	10.75
K ₂ O	1.31	0.59	0.66	2.09	0.12	0.64	0.85	0.66	0.82	0.71	0.94	1.89	1.09	1.3	0.62
Na ₂ O	3.33	2.34	2.13	2.9	0.82	2.35	2.52	2.8	1.74	2.82	2.78	3.74	3.07	3.04	2.55
TiO ₂	2.8	1.61	0.82	1.42	2.46	1.62	1.77	1.5	0.92	1.76	1.85	2.05	2.11	2.19	2.46
P ₂ O ₅	0.45	0.18	0.09	0.26	0.21	0.19	0.24	0.22	0.12	0.29	0.26	0.35	0.37	0.32	0.31
MgO	4.17	8.12	9.77	6.54	6.57	8.35	8.9	6.68	20.68	6.81	6.11	3.62	5.22	5.68	6.95
Ba	543	211	113	671	81	176	209	207	133	216	232	703	284	270	214
Co	39	52	67	59	50	52	63	42	88	54	44	39	38	43	52
Cr	30	159	349	264	109	402	169	76	1061	71	51	11	36	84	149
Pb	10	11	17	18	7	12	14	4	18	11	5	6	9	9	12
Sr	344	356	177	208	683	326	315	347	154	345	312	303	314	292	377
Th	0	0	11	26	0	2	12	0	10	3	11	0	26	0	0
Zr	204	102	99	251	67	114	150	230	93	150	168	487	269	364	179
V	285	175	154	161	411	224	218	152	142	222	267	226	248	248	286
La	7	0	25	35	0	4	21	0	11	7	0	19	2	7	0
Ce	50	26	31	114	0	65	48	41	1	25	42	69	50	61	31
Nd	43	19	11	41	7	4	0	15	0	8	19	32	31	37	21
Ni	31	124	223	167	77	190	172	57	894	62	36	75	22	37	89
Zn	141	76	85	82	92	85	97	95	156	86	100	126	110	111	110
Ga	25	19	15	20	25	19	20	19	14	18	18	22	22	20	21
Rb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0
Y	29	24	26	26	34	27	25	26	26	26	42	22	26	55	29
Nb	34	17	7	13	7	15	14	26	11	16	19	59	14	57	23
U	0	0	3	13	0	3	5	7	3	1	3	15	0	16	0

در نمودارهای مربوطه دیده می شود، اغلب نمونه های مافیکی و متوسط در محدوده گابرو، گابرو نوریت، گابرو دیوریت و مونزوگابرو قرار دارند. نمونه های اولترامافیک در این نمودارها، خارج از محدوده قرار می گیرند.



شکل ۶-۱: نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 جهت نامگذاری سنگهای مافیک- دیوریتی (دایره آبی) و اسیدی (دایره قرمز) (A) کاکس و همکاران (۱۹۸۵) و (B) میدل موس (۱۹۸۵)



شکل ۶-۲: نمودار R_1-R_2 جهت نامگذاری سنگها (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰)

۶-۳- ژئوشیمی سنگ ها

در این بخش به ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگ های منطقه مورد مطالعه با استفاده از داده های حاصل از آنالیز شیمیایی سنگ کل و استفاده از روشهای متداول پرداخته شده است. متداولترین روش، استفاده از نمودارهای دو متغیره مختلفی است که توسط پترولوژیست ها ارائه شده است. این نمودارها به زبان ساده عبارتند از نمایش ساده ای از تفاوت های شیمیایی و روند های مربوط به مجموعه های سنگی که تغییرات ترکیبی آنها حاصل فرآیندهای تفریق بلور - مذاب، ذوب بخشی یا تبلور بخشی می باشد. در این نمودارها از عناصر اصلی یا فرعی و یا ترکیبی از هر دو آنها استفاده شده که در واقع ابزارهای سودمندی برای بررسی تعداد زیادی از داده ها است. بطوریکه از این نمودارها در مباحث فرایندهای ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی یا آلیش می توان استفاده کرد که بررسی آنها بصورت جداول و اطلاعات خام مشکل است. بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی در سنگهای مورد مطالعه می تواند در مورد تحولات ماگمایی از جمله روند شیمیایی در تبلور ماگما اطلاعات و نتایج با ارزشی را فراهم سازد.

۶-۳-۱- بررسی تغییرات عناصر اصلی

متداولترین روش پی بردن به روند تغییرات عناصر اصلی، استفاده از نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) است. در این نمودارها که در آن از درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی استفاده شده است می توان نشانه هایی از عملکرد فرآیندهای ماگمایی مانند تبلور تفریقی، آلودگی پوسته ای، ذوب بخشی، هیدروترمال و اختلاط ماگمایی را پیدا و بررسی کرد (ویلسون، ۱۹۸۹). در ضمن با استفاده از این نمودارها و با توجه به روند تغییرات ترکیب شیمیایی در بین سنگهای مختلف و تغییرات تدریجی و یا ناپیوستگی ترکیبی، به وجود گروههای مختلف پی برد و وجود و یا عدم وجود خویشاوندی در بین آنها را بررسی نمود.

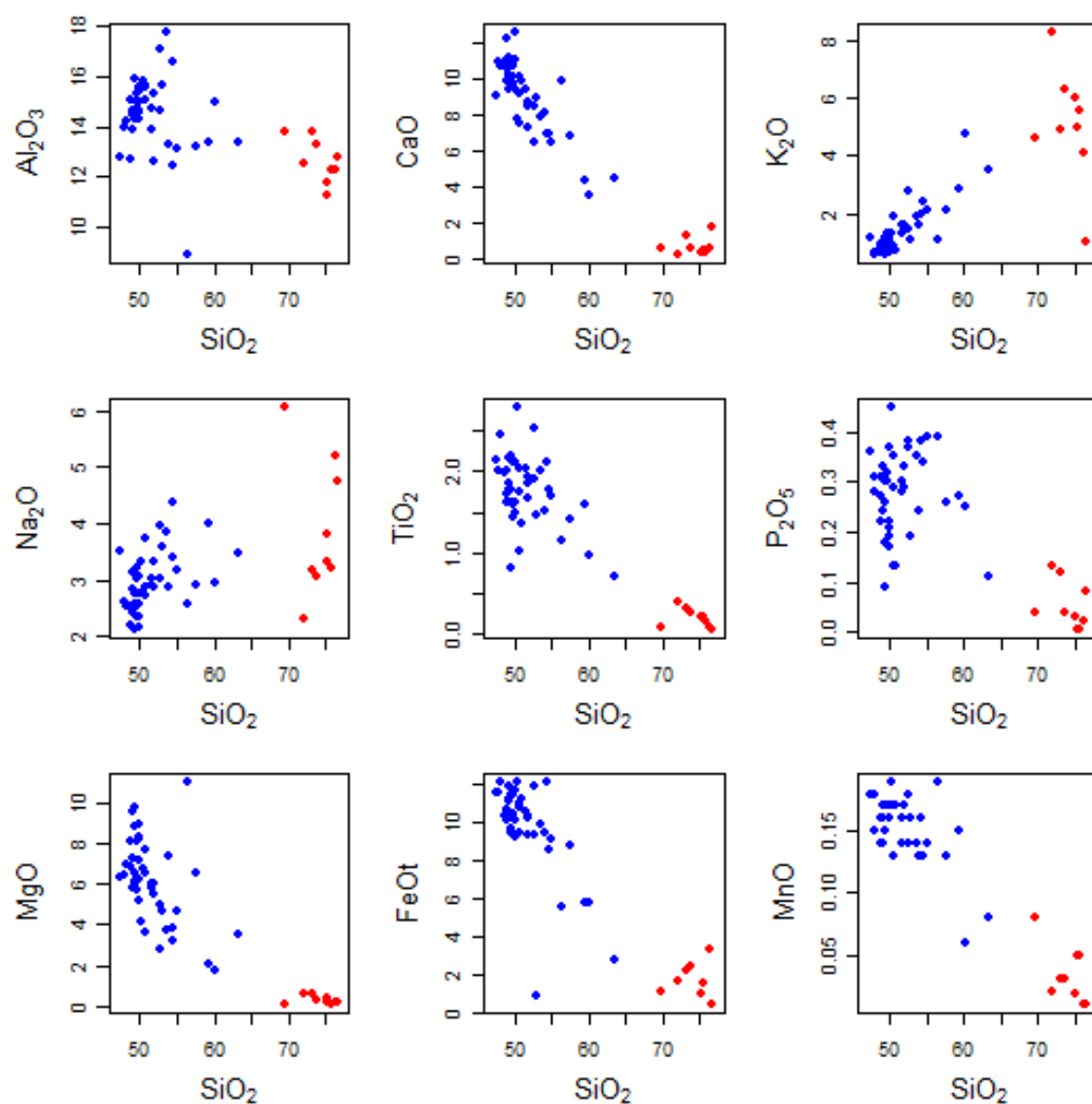
از آنجا که سری سنگ شناسی مورد پژوهش در این منطقه بیشتر سنگهای مافیک و دیوریت و اسیدی است علاوه بر نمودارهای هارکر، جهت بررسی فراوانی و تغییرات عناصر اصلی از نمودارهای فنر (تغییرات MgO به عنوان ضریب تفریق) نیز استفاده شده است. بسیاری از محققین از جمله Powers (۱۹۵۵)، MgO را به عنوان یک معیار شاخص در زمینه بررسی کمی عناصر در سنگهای بازیک پیشنهاد نموده اند، اما علت استفاده از MgO به عنوان اندیس تغییرات به این خاطر بوده که در طی تبلور ماگما، بخش جامد و در حال تبلور ماگما از بخش مایع و مذاب آن MgO بیشتری دارد و بالعکس در اثر ذوب مواد گوشته ای یا پوسته زیرین، MgO در بخش جامد و دیرگداز بیش از میزان MgO در بخش ذوب شده توده می باشد (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)، با

این وجود تحت شرایط خاصی ممکن است که تبلور همزمان کانیه‌های منیزیم دار مانند اولیوین و پیروکسن، با کانیه‌های عاری از منیزیم مانند مگنتیت و پلاژیوکلاز در حجمهای زیاد منجر به وارونه شدن پدیده تهی شدگی MgO گردد (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)، بر همین اساس از هر دو ضریب MgO و SiO_2 به عنوان اندیس تفریق استفاده کرده ایم. با بررسی تغییرات اکسیدهای مختلف در مقابل SiO_2 در این نمودارها، می توان اطلاعات سودمندی از تکامل ماگما در مجموعه های همزاد (Cogenetic) (ماگماهای مختلف با یک منشاء مشترک) بدست آورد، زیرا نمونه های اولیه این سریها معمولا دارای سیلیس کمتر از انواع تفریق یافته تر هستند (Blatt and Tracy, 1996).

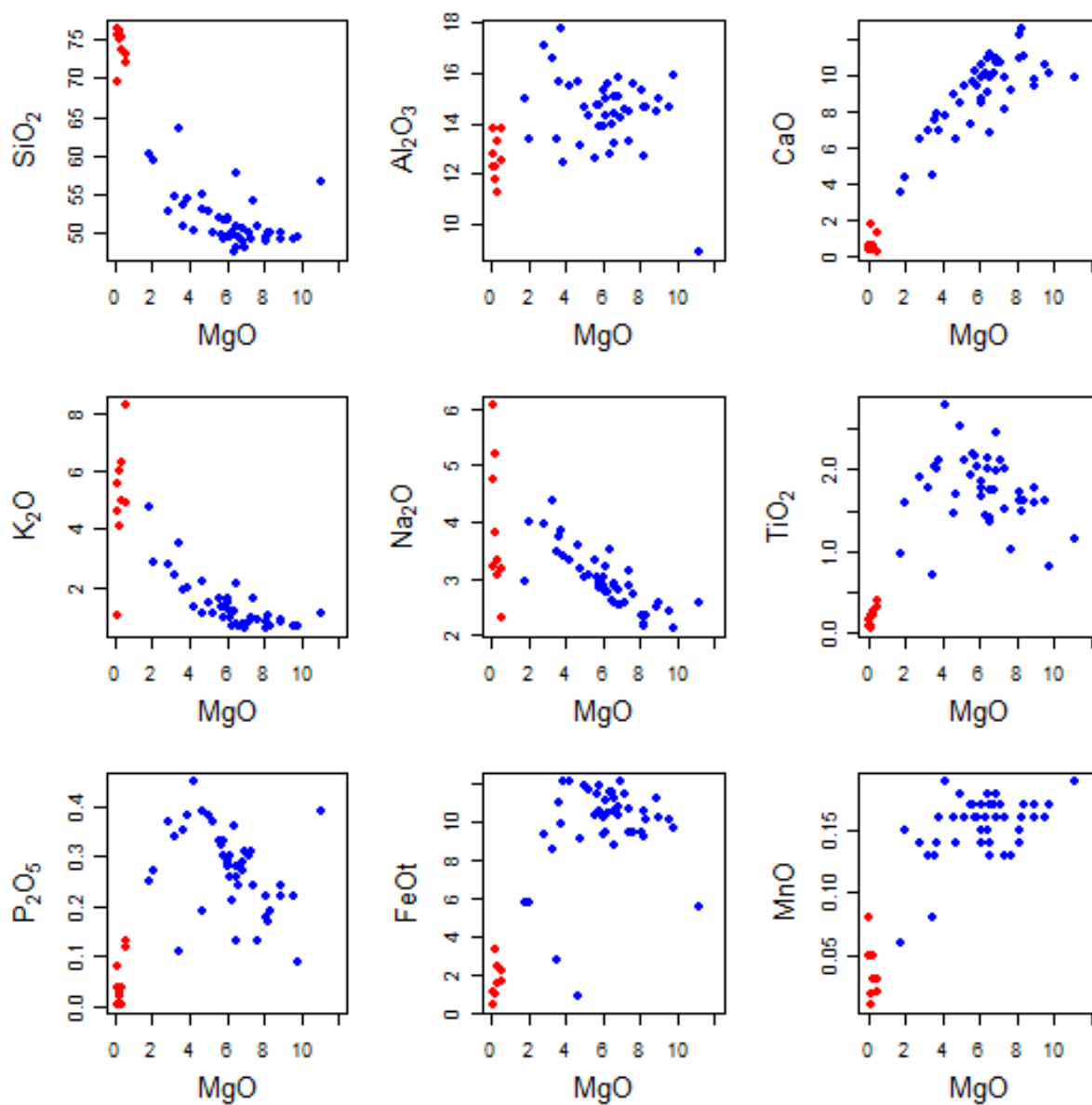
در شکل ۳-۶، تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 برای نمونه های مختلف منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. همانطوریکه مشاهده می گردد، در سنگ های مافیک - دیوریت اکسیدهای Al_2O_3 ، K_2O و Na_2O نسبت به SiO_2 روند افزایشی مثبت و اکسیدهای MgO ، MnO ، Fe_2O_3 و TiO_2 روند کاهشی آشکاری را نشان می دهد. در عین حال اکسیدهای CaO و P_2O_5 روند مشخصی را نشان نمی دهند و دارای دامنه تغییرات وسیعی هستند. در سنگهای اسیدی، حالت فوق تقریبا برعکس است، هر چند پراکندگی های متعددی دیده می شود. در بین سنگ های مافیک و دیوریت ناپیوستگی های مشخصی وجود دارد که علت آن می تواند عملکرد فرآیندهای ماگمایی متفاوت و یا نسبت های متفاوت آلاش باشد.

سنگهای مافیک و دیوریت منطقه قره باغ و اطراف چشمه های آبگرم در بیشتر نمودارها تقریبا در محدوده های نزدیک به هم قرار می گیرند، که نشان از منشاء مشترک آنها است. با توجه به ماهیت سنگهای مورد مطالعه، که دارای طیف گسترده ای از تغییرات MgO در روند تحول ماگما هستند، از نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل MgO (نمودارهای فتر)، بعنوان یکی از شاخص های اصلی در روند تفریق ماگمایی استفاده نمودیم. با استفاده از این نمودارها می توان یک روند تبلور بخشی و تفریق ماگمایی را در مجموعه سنگ های مافیک - دیوریت منطقه مورد مطالعه مشاهده کرد. همانطور که در شکل ۴-۶ مشخص است، در این نمودارها نیز بمانند نمودارهای هارکر، سنگ های مافیک - دیوریت با اسیدیک در مجموعه های جداگانه ای قرار گرفته اند. بطوریکه در مافیک - دیوریتها اکسیدهای Al_2O_3 ، K_2O ، Na_2O و SiO_2 دارای یک روند افزایشی منفی با افزایش MgO داشته، در صورتیکه MnO و Fe_2O_3 دارای روند افزایشی مثبت همزمان با افزایش MgO هستند. این روند ها در سنگهای اسیدی تقریبا برعکس است. روند خطی آشکاری در اغلب نمودارهای مذکور برای سنگ های مختلف در هر گروه دیده می شود، که این موضوع با تغییرات فازهای اصلی کانیه‌ای (پیروکسن و پلاژیوکلاز) ارتباط دارد. لذا بخوبی می توان روند تبلور و تفریق ماگمایی را در سنگهای منطقه مشاهده کرد. لذا تفاوت جزئی در بین سنگهای مافیک -

دیوریت قره باغ با سلماس و یا در بین سنگهای اسیدی این دو بخش اغلب مربوط به تفاوت در مقدار و نوع کانی های مدال و تا حدودی هم مربوط به تغییرات ترکیبی در فازهای کانیایی و همچنین فرآیندهای هیدروترمالی و آلتراسیون بعدی (که روی بخش های مختلف اثرات متفاوتی داشته است) می باشد. نمونه های دارای مقادیر بالای MgO مربوط به نمونه های کمتر تفکیک یافته بوده و به عبارت دیگر به ترکیب ماگمای اولیه نزدیکتر است و می تواند روند تفریق را بهتر نشان بدهند.

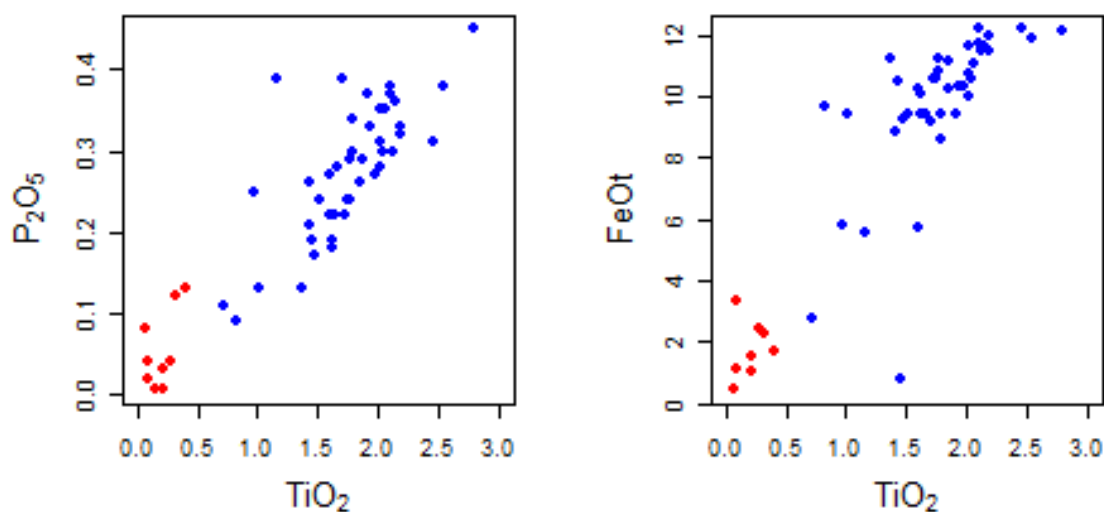


شکل ۶-۳: نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO₂، بر حسب درصد وزنی (نمودارهای هارکر)



شکل ۴-۶: نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO، بر حسب درصد وزنی (نمودارهای فنر).

از بررسی روند تغییرات عناصر اصلی در مقابل MgO و SiO₂ می توان نتیجه گرفت که سنگهای گابرو-دیوریت با هم و نیز سنگهای اسیدی با هم هر دو منطقه هم پوشانی نسبتاً خوبی دارند. البته برخی ناپیوستگی های موجود را می توان به تغییر ترکیب کانی شناسی، روندهای مختلف تفریق، آلودگی های پوسته ای و آلتراسیون نسبت داد.



شکل ۵-۶ نمودار دو تایی تغییرات (A) Fe_2O_3 و (B) P_2O_5 در برابر TiO_2 .

۶-۳-۲- بررسی روند تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی

در پترولوژی سنگهای آذرین، عناصر کمیاب آن دسته از عناصر غیراصلی موجود در کانیهای سنگهای آذرین است که مقدار آنها کمتر از ۰/۱ درصد وزنی یا ۱۰۰۰ ppm باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). هر عنصر کمیاب برحسب مقدار ضریب جدایش (D) عنصری سازگار یا ناسازگار است. هر عنصری که دارای $D \leq 1$ باشد عنصر ناسازگار به حساب می آید. این عناصر در فاز بلورین شرکت نکرده و شدیداً در فاز مایع ذوب بخشی یا تفریق بلوری تمرکز می یابند. آن دسته از عناصری که نسبت به کانیهای عادی گوشته (الیوین، پیروکسن، اسپینل و گارنت) ناسازگار می باشند، تحت عنوان لیتوفیل یا لیتوفیل بزرگ یون (LIL) نامیده می شود (مانند k، Rb، Sr، Ba، Zr، Th و عناصر نادر خاکی سبک). در مقابل آنهایی که دارای $D > 1$ هستند به عناصر سازگار معروفند (مثل Ni و Cr). این عناصر ترجیحاً در طول ذوب بخشی در بقایای جامد باقی می مانند و در طول تبلور تفریقی در ساختار بلورهای جامد شرکت می کنند (ویلسون، ۱۹۸۹).

گروه دیگری از عناصر کمیاب وجود دارند که به عناصر کمیاب خاکی معروفند، و در بخش های بعدی بیشتر در مورد آنها بحث خواهد شد. در حالت کلی می توان عناصر کمیاب و نادر خاکی را طبق تقسیم بندی رولینسون (۱۹۹۳) در گروههای زیر قرار داد:

۱- گروه عناصر نادر خاکی (REE): این گروه شامل ۱۵ عنصر (Lu, Yb, Tm, Er, Ho, Dy, Tb, Gd, Eu, Sm, Pm, Nd, Pr, Ce و La) با محدوده عدد اتمی از ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu) می باشند.

۲- عناصر کمیاب عبارتند از:

الف- گروه LFS (Low field strength): این گروه شامل، کاتیونهای بزرگ با بار کم که به کاتیونهای با پایداری میدان پائین معروفند

ب- گروه HFS (High field strength): Hf, Ta, U, Y, Zr, Nb, Sc, Th

پ- عناصر حدواسط (Transition Elements): این عناصر یا بصورت عنصری سازگار: V, Co, Ni و Cu, Cr و Zn یا عنصری ناسازگار (LFS یا LIL): Rb, Ba, Cs, تقسیم می شوند که به آنها Sr و Pb^{2+} و Eu^{2+} نیز اضافه می گردد.

در استفاده از نمودارهای عناصر کمیاب می بایست به قابلیت تحرک (Mobility) این عناصر توجه نمود، تحرک این عناصر توسط فرآیندهای دگرسانی گرمایی و ماهیت سیال موثر، کنترل می شود (رولینسون، ۱۹۹۳). عناصر متعلق به گروه LFS تحرک بالایی دارند، در حالی که عناصر HFS معمولاً غیرمتحرک هستند (پیرس، ۱۹۸۳). عناصر فلزات واسطه نظیر Mn, Zn, Cu، در دمای بالا قابلیت تحرک دارند ولی عناصر V, Ni, Co, Cr معمولاً غیر متحرک هستند (رولینسون، ۱۹۹۳). حال با توجه به مطالب فوق، روند تغییرات عناصر کمیاب را طی تکامل شیمیایی ماگما در منطقه مورد مطالعه، بررسی می کنیم.

در اینجا ابتدا روند تغییرات تعدادی از عناصر کمیاب حاصل از نتایج آنالیز XRF، سنگ های منطقه مورد مطالعه را در برابر MgO و SiO_2 (بر حسب درصد وزنی) بعنوان شاخص های تفریق ماگمایی مورد استفاده قرار داده ایم. در مرحله بعدی روند تغییرات تعدادی از عناصر کمیاب حاصل از نتایج ICP بررسی خواهیم نمود. زیرا بدینوسیله روند تغییرات بهتر قابل کنترل خواهد بود.

۶-۳-۱- روند تغییرات عناصر کمیاب براساس نمودارهای دو متغیره (تیپ هارکر)

از گروه LIL عناصر Ba و Sr و از گروه HFS عناصر Zr, Nb, Y, Pb و Th و عناصر نادر خاکی شامل Ce و از گروه عناصر حدواسط V, Ni, Zn و Cr را مورد بررسی و مطالعه قرار می دهیم. در نگاه اول به نمودارهای دو متغیره، متوجه جدایش مجموعه سنگ های گابرویی- دیوریتی با سنگهای اسیدی و حتی داخل هر گروه در اغلب نمودارها می شویم، که به صورت محدوده های جداگانه قابل مشاهده هستند. علت آن مربوط به محتوی متفاوت این سنگها از لحاظ MgO و SiO_2 می باشد. پیوستگی در ترسیم عناصر فرعی نشان می دهد که روندهای پیوسته ای که در

دیاگرام های هارکر و فئر برای عناصر اصلی وجود دارد، در این مجموعه ها نیز وجود دارد. فرآیندهای دیگر مثل آلودگی پوسته ای و اختلاط ماگمایی تمایل به تغییر این روند دارند.

Ba: در کانیهای بیوتیت و فلدسپات پتاسیم دار وارد می گردد. طبق شواهد باریم در کانیهای پتاسیم داری که زودتر تشکیل می شوند، بیشتر است. باریم ممکن است در ساختمان پلاژیوکلاز و مقداری نیز در هورنبلند جای گیرد. در مجموع با پیشرفت تبلور تفریقی بر مقدار این عنصر در ماگما افزوده می گردد. این موضوع درباره سنگهای منطقه مورد مطالعه صدق می کند، نمودار Ba نسبت به MgO یک روند خطی با شیب منفی نشان می دهد (شکل ۶-۷). طبق این نمودار در سنگهای مافیک مورد مطالعه، دیوریت ها و نمونه های گابرویی نزدیک توده های گرانیتی بیشتر از بقیه نمونه ها دارای Ba هستند. در بین سنگهای مافیک، یک روند افزایشی تقریباً منظمی در توده های منطقه می توان دید. با افزایش مقدار SiO_2 و به تبع از آنها K_2O ، مقدار Ba افزایش می یابد. لذا می توان گفت که در نمونه های منطقه مورد مطالعه، Ba توسط بیوتیت و پلاژیوکلاز و هورنبلند کنترل می شود. با این اوصاف مقدار Ba در یک فاز تفریق با افزایش تفریق افزایش می یابد و در سنگهای دارای مقادیر بالای پلاژیوکلاز کلسیک تر، به اوج خود می رسد. این مسئله در مورد گرانیت ها نیز صادق است.

Sr: در سنگهای آذرین در طی تبلور ماگما جانشین Ca در پلاژیوکلاز و K فلدسپار می شود. با توجه به اینکه در نمونه های مافیک و دیوریت منطقه مورد مطالعه K فلدسپات وجود ندارد (احتمالاً به مقدار جزئی در برخی مافیک های مجاور گرانیت ها)، پس می تواند جانشین Ca شود. بنابراین در سیکل تفریق ماگما مقدار Sr از سنگهای مافیک به طرف سنگهای حدواسط افزایش می یابد، بنابراین رفتاری شبیه به Ba از خود نشان می دهد. روند تغییرات Sr در انواع سنگهای منطقه با فراوانی مدال پلاژیوکلاز وابستگی مثبت و مستقیم دارد. در سنگهای اسیدی بر خلاف انتظار مقدار آن کم است شاید به خاطر این باشد که اکثر پلاژیوکلازها به خاطر آلتراسیون سدیتر هستند تا کلسیک تر.

Zr: زیرکون در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به وفور یافت می شود و ظاهراً دلیل این است که غلظت اولیه زیرکون در ماگما معمولاً کمتر از مقدار مورد نیاز برای اشباع شدن زیرکون است (میسون، ۱۹۸۲). Zr یک عنصر ناسازگار است و معمولاً وارد شبکه کانی های متداول سنگ نمی شود، از اینرو انتظار می رود با افزایش درجه تفریق مقدار آن در ماگمای باقی مانده افزایش یابد و به صورت کانی زیرکن از ماگما متبلور شود. بیشترین مقدار زیرکن در برخی از سنگهای گرانیتی است. زیرکون تا حدود زیادی وابستگی مثبت با TiO_2 و Fe_2O_3 در نمونه ها نشان می دهد. این عنصر ممکن است جانشین Ti در کانیهای فرعی از قبیل اسفن، روتیل، بیوتیت، تیتانومینتیت

(جانشین Fe) گردد. در نمودار تغییرات Zr/MgO و Zr/SiO_2 بطور چشمگیری سنگ های گابرویی-دیوریتی با سنگهای اسیدی در محدوده جداگانه قرار می گیرند (اشکال ۶-۸ و ۶-۹). Y: حضور فازهای فرعی از قبیل اسفن یا آپاتیت می تواند تأثیر زیادی بر روی فراوانی این عنصر داشته باشد، زیرا مقدار زیادی Y در این کانیها تمرکز می یابد. بیشترین مقدار این عنصر در یک سنگ گابرویی دانه متوسط از منطقه قره باغ است. این طبیعی است که هر چقدر مقدار آپاتیت و اسفن در نمونه ای بیشتر باشد مقدار Y نیز بیشتر خواهد شد، دیده می شود. در نمودار Y در مقابل MgO (شکل ۶-۷) دو محدوده جداگانه دیده می شود، محدوده مربوط به سنگهای گابرو-دیوریتی و محدوده مربوط به سنگهای اسیدی.

Th: در طی تبلور ماگما در فازهای اسیدی تجمع حاصل می کند. شکل (۶-۶)، تغییرات Th را در مقابل SiO_2 نشان می دهد. با افزایش مقدار پلاژیوکلاز، بر مقدار Th در سنگها افزوده می شود. بیشترین مقدار Th سنگهای مافیک در نمونه هایی است که در مجاورت با سنگهای اسیدی قرار دارند.

V: مقدار زیادی از وانادیم وارد منیتیت (یا تیتانومنیتیت) شده و جانشین Fe^{3+} می شود. وانادیم مافیک ها توسط پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت کنترل می شود. دامنه تغییرات این عنصر از سنگهای مافیک تا دیوریت و اسیدی کاهش می یابد. V می تواند بعنوان یک عنصر کمیاب متمایز کننده خوب بین انواع سنگ های مافیک تا اسیدی و حتی بین خود گروههای مافیک و دیوریت بر حسب تفاوت های مدال کانی شناسی بوده و آنها را به زیرگروههای متعددی تقسیم کند. تغییرات وانادیم در مقابل SiO_2 برای نمونه های منطقه مورد مطالعه، خطی با شیب منفی خیلی واضحی است (شکل ۶-۶). در نمودار V/MgO (شکل ۶-۷) برعکس حالت اول، روند تغییرات خطی ولی با شیب مثبت است. هر چه مقدار کانی های تیره در گابروها بیشتر باشد، بیشترین مقدار V را دارا می باشند و برعکس.

Ni و Cr: با توجه به فراوانی عناصر کمیاب در سنگهای مختلف منطقه مشخص است که مقدار عناصر سازگار تحولی مانند Cr و Ni در آنها پایین است. در این میان سنگهای گابرویی اولیوین دار قره باغ، دارای بیشترین مقدار Ni و Cr (به ترتیب ppm ۸۹۴ و ۱۰۶۱) می باشند. کمترین میزان Ni در نمونه هایی دیده می شود که مقدار اولیوین کمتری داشته و یا اولیوین آنها فقیر از MgO می باشد. سنگهای اسیدی کمترین مقدار این عناصر را دارند.

Cr: در ماگما در مراحل اولیه تبلور، به شکل کرومیت از ماگما جدا می شود. کروم همچنین در پیروکسنها به خصوص در پیروکسنها سنگهای اولترابازیک متمرکز می گردد. روند تغییرات این عنصر در مقابل SiO_2 و MgO (اشکال ۶-۸ و ۶-۹) مشابه با روند تغییرات Ni است. نمودار

تغییرات Cr/MgO و Ni/MgO مانند نمودار تغییرات Cr/SiO_2 و Ni/MgO دارای دو محدوده می باشد محدوده سنگهای اسیدی و محدوده سنگهای مافیک و دیوریت. نقش کانی کلینوپیروکسن بعنوان فاز اصلی کنترل کننده این عناصر در سنگهای منطقه بخوبی آشکار است. تغییرات کروم و نیکل نسبت به SiO_2 منطقه از سنگهای مافیک اولیوین دار به سمت گابروهای فلسیک تر و بدون الیوین و دیوریت ها ها یک روند تقریباً منفی است، علت آنرا می توان به تفریق کلینوپیروکسن و مگنتیت و احتمالاً اولیوین مرتبط دانست. مقدار Cr و Ni در سنگهای مافیک که دارای مقادیر زیادی اولیوین های با Mg بالا هستند.

Co: کبالت به راحتی جانشین آهن می شود ولی از آنجایی که شعاع یونی Co با شعاع یونی Mg تقریباً برابر است، لذا بیشترین مقدار کبالت به وسیله کانیهای منیزیم دار حرارت بالا به خصوص اولیوین، از ماگما خارج می گردد و با پیشرفت عمل تفریق مقدار کبالت نیز کاهش می یابد. در گابروها نیز بدلیل فراوانی بیشتر پیروکسن در مقایسه با دیوریت ها و گرانیت ها از این عنصر غنی تر می باشند. روند تغییرات آن نسبت به SiO_2 دارای روند کاملاً مشخص منفی است (شکل ۶-۶). ولی روند تغییرات آن نسبت به MgO دارای روند خطی با شیب مثبت است (شکل ۶-۷).

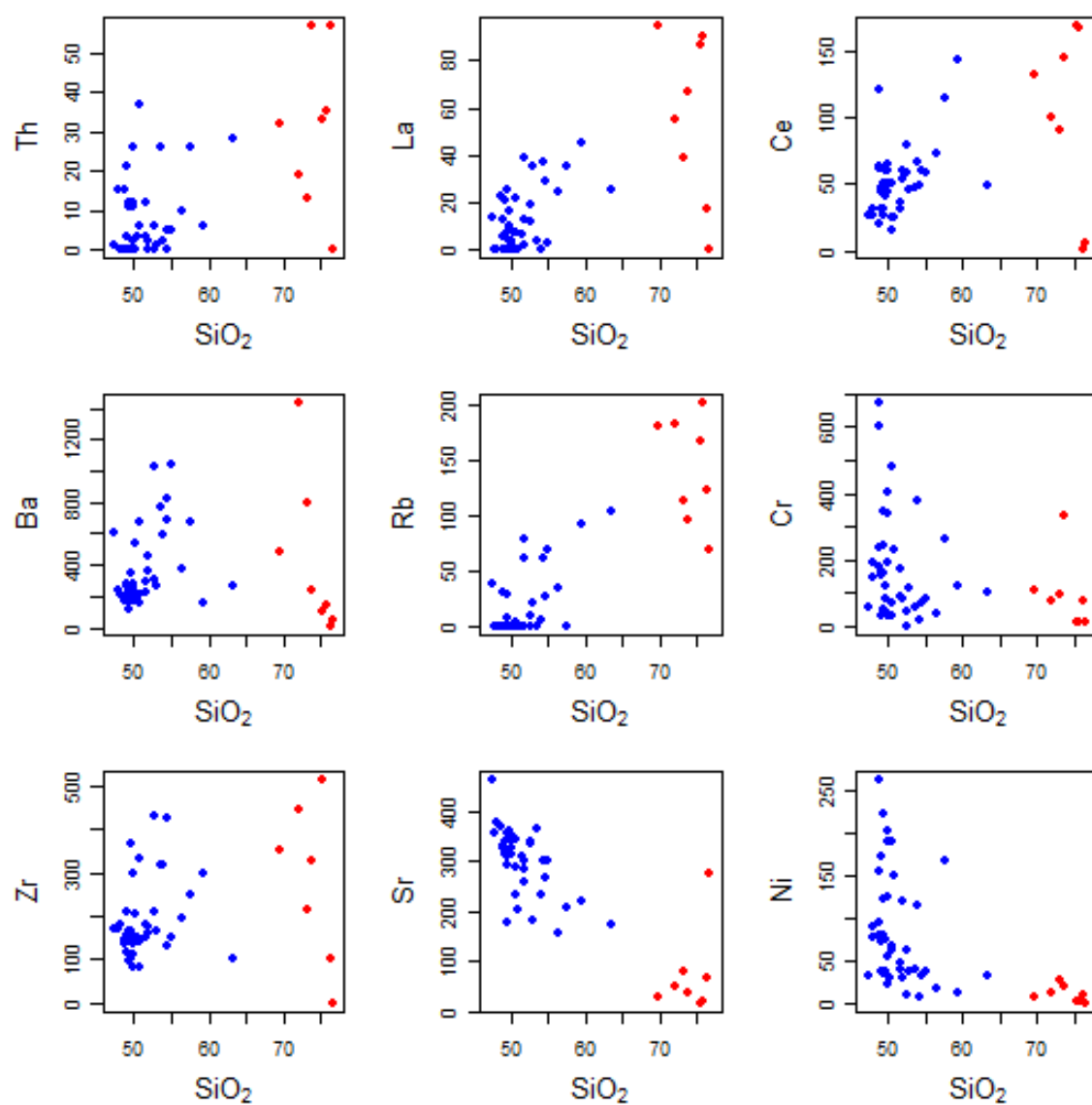
Pb: سرب فراوانترین عنصر سنگین است. به نظر می رسد که یون Pb جایگزین K^+ می شود. دامنه تغییرات معمولی Pb در سنگهای مافیک تا اسیدیک محدوده مورد مطالعه از صفر تا ۲۰ ppm متغیر است. روند تغییرات Pb نسبت به SiO_2 (شکل ۶-۶) در سنگهای مافیکی یک روند خطی مثبت با شیب خیلی زیاد است.

Zn: اکسیدهای Fe-Ti به ویژه منیتیت نقش کنترل کننده اصلی را در توزیع و فراوانی Zn دارند. از سنگهای مافیک به سمت سنگهای اسیدی از فراوانی Zn کاسته می شود. دامنه تغییرات این عنصر در سنگهای مافیک محدوده مورد بررسی از ۵ تا ۱۴۵ ppm متغیر است (جداول ۶-۱ تا ۶-۴). طبق شکل ۶-۷ روند تغییرات Zn نسبت به MgO سنگهای مافیک - دیوریت، یک روند خطی مثبت خوبی نشان می دهد، در صورتیکه روند تغییرات در نمودار Zn/SiO_2 (شکل ۶-۶) یک روند خطی نامنظم با شیب منفی می باشد، البته پراکندگی هایی در برخی نمونه ها دیده می شود.

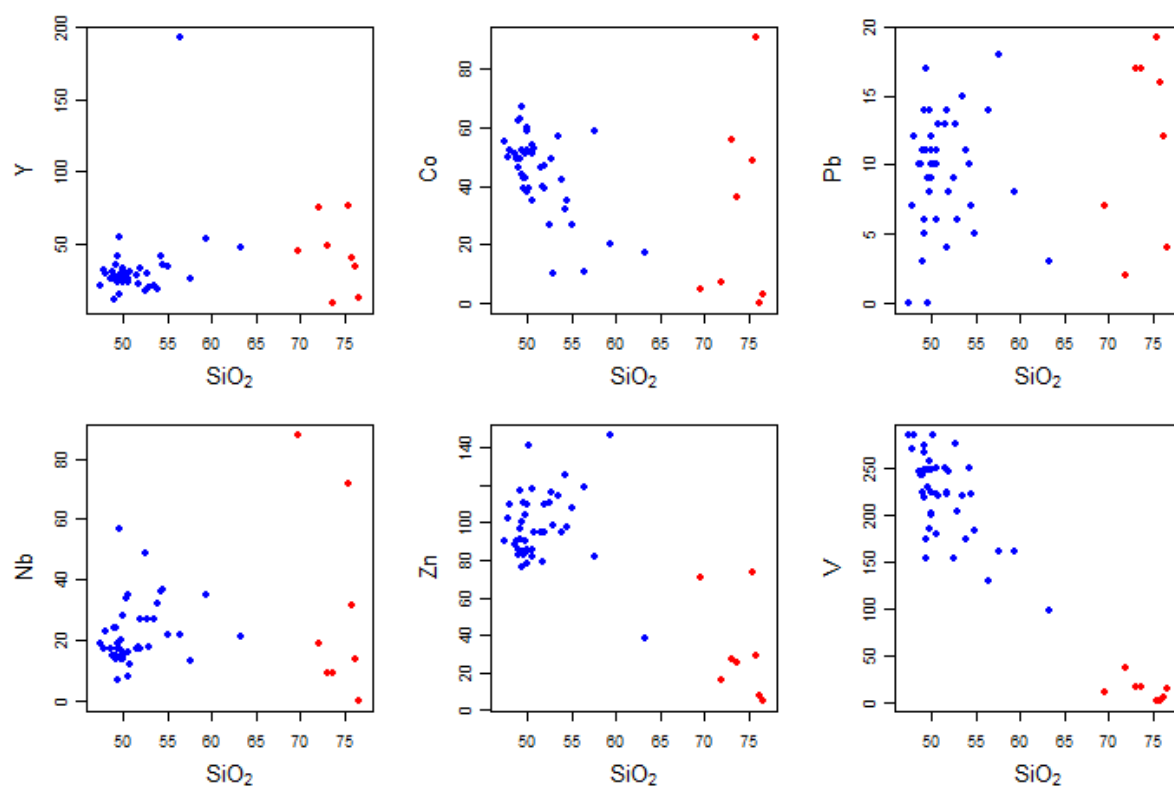
عناصر نادر خاکی Ce ، Nb : بار الکتریکی و شعاع یونی نسبتاً زیاد در عناصر نادر خاکی، توأم با غلظت پائین آنها در کانیها نشان دهنده این است که این عناصر میل کمی به جایگزین کردن عناصر اصلی طی تبلور ماگما دارند. با این وجود آپاتیت حمل کننده اصلی عناصر کمیاب خاکی در بیشتر سنگهای آذرین به شمار می رود. حامل اصلی این عناصر Ca^{2+} آپاتیتها می باشد. تیتانیت و اسفن و زیرکن نیز هنگامی که در سنگ موجود باشند حامل مهم عناصر کمیاب هستند. همچنین کانی کلینوپیروکسن نیز ممکن است به مقدار کمی موجب تفریق REE بشود.

بررسی روند تغییرات Ce، Nb (LREE) در سنگهای منطقه نسبت به MgO، نشان می دهند که گرچه پراکندگی های متعددی دیده می شود، ولی در مجموع یک روند افزایشی را در هر سری ماگمایی می توان مشاهده نمود. آپاتیت بصورت بلورهای سوزنی شکل، منشوری و انکلوزیون در سنگهای مافیک - دیوریت قره باغ حضور دارد. م البته پراکندگی هایی در آنها دیده می شود. در سنگ های منطقه مورد مطالعه، مقدار زیرکن و آپاتیت در فراوانی این عناصر دخالت دارند. نمودار تغییرات Nb/SiO_2 و Ce/SiO_2 (شکل ۶-۶) دارای روند خطی با شیب مثبت هستند، ولی پراکندگیهایی را نیز نشان می دهند. در نمونه ها هرچه مقدار آپاتیت و زیرکن افزایش می یابد، مقدار Ce و Nb هم به همان نسبت افزایش می یابد.

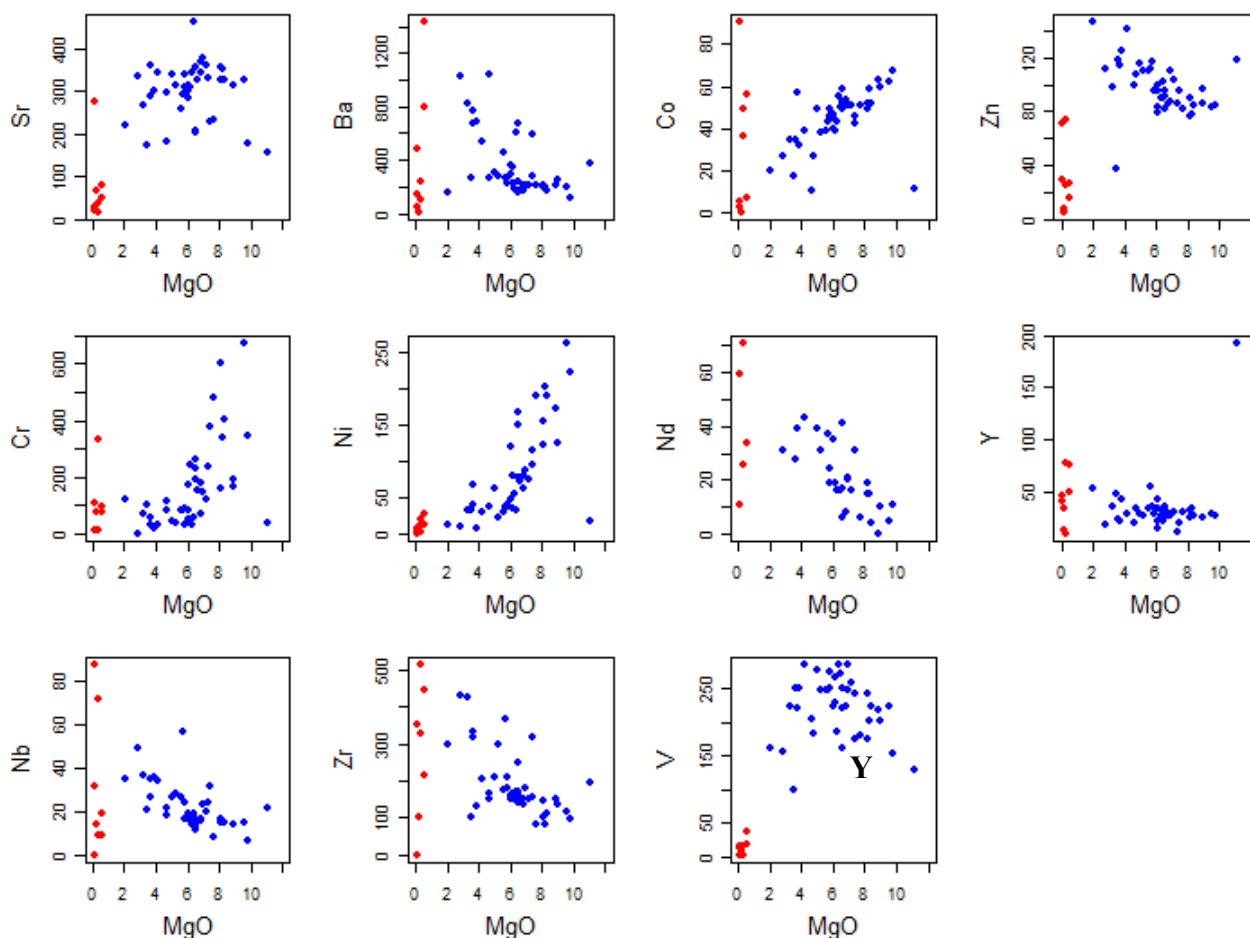
در حالت کلی می توان گفت که در بیشتر نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل MgO و SiO_2 (اشکال ۶-۸ و ۶-۹) سنگ های اسیدی محدوده جداگانه ای از بقیه سنگها داشته و یک ناپیوستگی آشکار بین آنها دیده می شود، که با توجه به تفاوت های کانی شناسی عمده ای که دارند، مسئله قابل توجهی می شود. البته لازم به یادآوری است که در بین سنگهای مافیک و دیوریت نیز ناپیوستگی هایی قابل رویت است. لذا می توان گفت که در کنار عامل اصلی تفریق، محتوی کانیایی هم یکی از عوامل اصلی غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در ΣREE است.



شکل ۶-۶: نمودارهای دو تایی تغییرات عناصر کمیاب انتخابی در برابر SiO_2 (نمودارهای هارکر).



ادامه شکل ۶-۶



شکل ۶-۷- نمودارهای دوتایی، تغییرات عناصر کمیاب انتخابی در برابر MgO (نمودارهای هارکر)،

۶-۳-۲- روند تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی براساس نمودارهای عنکبوتی

در این قسمت ما نتایج حاصل از آنالیزهای ICP ۳۶ نمونه از انواع سنگهای منطقه مورد مطالعه را انتخاب کرده ایم. نتایج این آنالیزها در جدول ۶-۲ آورده شده است. با استفاده از این عناصر می توان به پتروژنز توده های آذرین و فرآیندهای موثر در طی تکوین و تحولات ماگمایی پی برد. در زیر ابتدا ما روند تحولات عناصر کمیاب و سپس روند تحولات عناصر نادر خاکی را بررسی خواهیم نمود.

الف- روند تغییرات عناصر کمیاب (REE)

طبق جدول ۶-۵ از گروه REE، عناصر Yb, Tm, Er, Ho, Dy, Tb, Sm, Nd, Pr, Ce, La، عناصر Gd, Eu، انتخاب و اندازه گیری شده است. این عناصر به سه زیر گروه تقسیم می شوند: ۱- گروه عناصر نادر خاکی سبک (LREE) شامل La تا Sm، ۲- عناصر نادر خاکی متوسط (MREE) شامل

Sm تا Ho، ۳- عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، شامل Er تا Lu. همانطوریکه قبلاً اشاره گردید، این عناصر به دلیل تحرک بسیار کم در مقابل عواملی مثل دگرگونی و آلتراسیون و همینطور بدلیل تفکیک توسط فرآیندهای پترولوژیکی جهت بررسی تحولات ماگمایی و بررسی های پتروژنتیکی بطور گسترده ای مورد استفاده قرار می گیرند (رولینسون، ۱۹۹۳).

جهت فهم الگوی فراوانی عناصر REE در سنگ های آذرین، یک الگوی مرجع که بتوان فراوانی عناصر را نسبت به آن سنجید، مفید است. بدین منظور میزان فراوانی عناصر فرعی در سنگهای مورد نظر، با میزان فراوانی آن عناصر در یک سنگ مرجع که می تواند کندریت یا گوشته اولیه و یا بازالت های شکاف میان اقیانوسی و ... باشد، سنجیده می شود. الگوهای عنکبوتی که بر این اساس بنا شده اند بصورت نقاط بهنجار شده ای هستند که عناصر مربوط به نمونه را به نمونه مبنا می سنجد. در پژوهش حاضر نمونه های مورد بررسی نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough 1989) نورمالیزه شده اند. با استفاده از این الگو، می توان درجه تفریق و یا درجه ذوب بخشی از یک الگوی توزیع اولیه را مطرح نمود. چراکه سنگهای مافیک و اولترامافیک منطقه مورد مطالعه دارای منشاء گوشته ای بوده و در طول صعود دچار تحولات ماگمایی و آلتراسیون شده اند. در اینجا هر توده را بصورت جداگانه بررسی کرده و در هر توده سعی شده است که گروههای مهم مثل مافیک و اولترامافیک نیز بطور جداگانه بررسی گردد. سپس روند تغییرات عناصر REE توده ها با هم مقایسه و بحث شده اند.

جدول ۶-۲: نتایج تجزیه شیمیایی ICP سنگ کل نمونه های مافیک-اولترامافیک توده های نفوذی منطقه مورد مطالعه، درصد وزنی بر حسب ppm

Sample	T400	211	MA-338	MA-11	MA-8	MA-370	MA-372	MA-341	MA-374	MA-358	MA-363	MA-16(3)	MA-193
Sc	21.69	163.55	61.66	27.91	28.29	4.35	14.64	82.97	4.67	19.69	35.36	31.21	26.37
V	858.73	7915.05	410.87	168.28	279.31	8.99	452.13	305.63	14.07	181.01	268.76	220.63	77.77
Cr	16.82	142.31	127.2	179.1	33.8	8.33	15.57	368.33	14.62	58.82	487.77	450.78	85.6
Co	39.66	356.03	61.37	57.76	44.36	12.01	70.86	62.83	9.64	26.73	55.49	56.25	42.12
Ni	24.45	229.46	80.54	127.33	33.72	39.58	74.54	92.18	35.09	19.65	193.34	187.01	50.35
Cu	44.43	312.85	104.62	93.96	67.84	71.78	106.5	65.02	76.39	22.3	118.71	134.97	64.74
Zn	122.88	1106.95	48.06	82.96	142.94	20.68	116.64	46.56	15.38	57.8	105.08	88.46	29.38
Rb	0.04	0.36	1.48	13.15	23.08	24.31	0.46	6.29	28.38	2.39	2.45	11.77	0.86
Sr	7.83	75.02	273.71	347.77	346.71	760.06	84.99	124.5	779.89	540.22	162.2	303.94	361.3
Y	2.27	19.46	16.7	18.26	36.82	0.53	1.65	12.53	1.05	5.35	24.13	19.83	3.12
Zr	44.89	395.89	20.1	89.96	218.36	2.37	22.75	22.16	4.91	16.75	72.28	111.89	7.49
Nb	17.55	156.98	1.91	14.56	34.46	0.28	8.39	1.17	0.29	1.94	7.2	13.47	0.29
Mo	0.52	4.56	0.52	0.83	2.14	0.41	0.65	0.33	0.65	0.54	0.5	1.27	0.36
Sn	1.13	6.85	7.25	1.17	1.95	0.69	9.02	0.64	0.72	0.76	2.95	5.58	0.52
Cs	0.01	0.03	0.03	0.18	0.5	3.49	0.07	0.42	0.41	0.1	0.12	0.19	0.06
Ba	3.2	29.24	54.74	170.27	574.58	260.6	18.21	48.29	511.25	121.9	75.11	152.21	30.13
La	0.23	2.1	1.67	12.54	29.54	1.47	0.45	1.7	1.99	2.02	6.65	14.35	1.25
Ce	0.75	6.76	5.72	27.26	62.85	3.06	1.16	5.4	3.98	4.43	15.01	31.45	2.55
Pr	0.15	1.31	1.09	3.54	7.99	0.34	0.17	0.97	0.45	0.64	2.07	3.99	0.36
Nd	0.89	8.01	6.59	15.43	33.94	1.34	0.85	5.35	1.84	3.31	9.54	17.12	1.69
Sm	0.31	3.18	2.41	3.83	8	0.25	0.24	1.88	0.34	0.97	2.7	4.24	0.48
Eu	0.12	1.06	0.91	1.33	2.53	0.46	0.2	0.66	0.58	1.02	0.99	1.28	0.31
Gd	0.43	4.01	3.06	3.99	8.01	0.25	0.29	2.34	0.38	1.22	3.47	4.44	0.55
Tb	0.07	0.62	0.53	0.62	1.21	0.02	0.07	0.4	0.05	0.19	0.6	0.66	0.11
Dy	0.47	3.99	3.3	3.74	7.39	0.09	0.28	2.47	0.25	1.11	4.38	4.11	0.62
Ho	0.09	0.82	0.66	0.75	1.46	0.03	0.07	0.53	0.05	0.21	0.91	0.81	0.14
Er	0.25	2.35	1.8	1.94	3.86	0.08	0.18	1.38	0.09	0.56	2.78	2.21	0.38
Tm	0.04	0.31	0.24	0.24	0.49	0.01	0.04	0.19	0.02	0.08	0.39	0.29	0.04
Yb	0.24	2.17	1.48	1.7	3.44	0.05	0.21	1.18	0.11	0.5	2.48	1.93	0.3
Lu	0.03	0.32	0.21	0.24	0.5	0.01	0.03	0.16	0.01	0.06	0.38	0.27	0.04
Hf	1.26	11.53	0.83	2.44	5.36	0.04	0.66	0.89	0.09	0.61	1.84	3.12	0.25
Ta	1.4	12.13	0.23	1.01	2.01	0.08	0.66	0.15	0.1	0.14	0.42	0.97	0.14
Pb	0.1	0.68	1.2	1.96	6.23	1.43	0.2	0.44	1.72	0.98	1.65	2.27	0.87
Th	0.02	0.09	0.05	0.57	2.42	0.04	0.03	0.13	0.05	0.03	0.66	1.72	0.09
U	0.02	0.14	0.01	0.19	0.76	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02	0.2	0.42	0.03
La _n /Yb _n	0.748	0.704	0.867	5.675	6.345	15.961	1.913	1.122	17.037	3.370	1.894	5.704	3.131
La _n /Sm _n	0.470	0.426	0.448	2.119	2.386	3.777	1.195	0.587	3.824	1.345	1.591	2.187	1.688
Gd _n /Yb _n	1.487	1.529	1.711	1.942	1.929	4.577	1.154	1.637	2.907	2.005	1.157	1.902	1.502
Sm _n /Yb _n	1.452	1.627	1.806	2.503	2.586	6.193	1.280	1.761	3.418	2.137	1.209	2.441	1.745
Eu*	0.71	6.95	5.28	7.65	15.73	0.49	0.52	4.07	0.70	2.11	5.95	8.50	1.00
Eu/Eu*	1.03	0.91	1.03	1.03	0.96	5.51	2.34	0.96	4.92	2.87	0.99	0.90	1.84
Nb _n /La _n	74.823	72.196	1.104	1.118	1.124	0.183	18.065	0.662	0.141	1.104	1.044	0.904	0.222
Zr _n /Nb _n	0.163	0.161	0.670	0.393	0.403	0.543	0.173	1.205	1.077	0.670	0.639	0.529	1.663

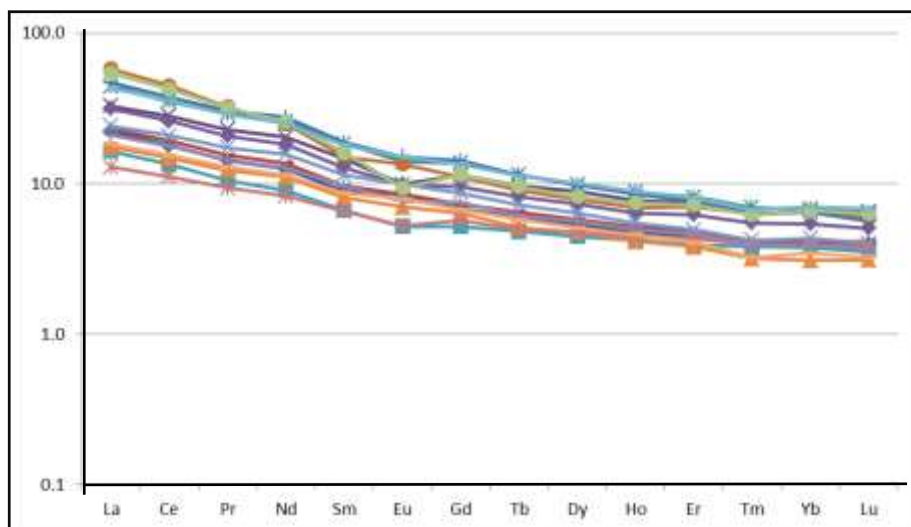
ادامه جدول ۶-۲

Sample	MA-14	MA-12	MA-190-2	MA-95(3)	MA-196	MA-90	MA-189	MA-83	MA-80	MA-55	MA-188	MA-226
Sc	26.33	28.32	72.11	31.68	71.61	28.68	33.29	23.65	31.58	8.5	73.72	4.46
V	172.29	163.95	231.6	253.38	231.09	200.47	96.58	147.75	253.64	24.25	213.12	22.12
Cr	300.54	446.9	343.35	207.47	272.01	695.33	116.76	1362.9	99.66	380.36	325.92	10.23
Co	58.74	65.08	76.41	48.59	89.86	79.86	45.39	87.87	48.52	36.34	61.58	4.59
Ni	164.69	176.02	121.73	87.72	122.29	368.45	50.23	641.5	44.52	23.97	64.94	37.19
Cu	200.75	107.06	34.87	108.18	121.17	99.67	81.47	51.65	83.43	53.81	79.85	24.35
Zn	91.33	74.89	48.91	91.25	59.55	99.59	25.87	89.43	96.38	36.56	44.18	22.83
Rb	35.69	17.19	1.67	12.84	1.67	10.03	0.66	22.91	36.83	106.64	2.44	2.38
Sr	203.82	163.01	87.57	369.44	63.96	254.61	303.33	142.3	298.58	34.54	48.25	768.36
Y	31.89	18.55	9.01	22.71	9.16	17.1	3.47	19.7	27.77	32.21	8.84	1.87
Zr	282.16	97.11	18.66	143.83	17.56	91.94	6.85	88.48	190.38	381.46	22.15	7.9
Nb	16.06	5.87	0.75	17.83	0.65	11.95	0.23	8.5	18.14	11.25	0.74	0.77
Mo	2.14	1	0.59	0.85	0.55	1.07	0.37	1.1	5.13	22.1	0.46	0.52
Sn	3.41	4.39	1.29	0.99	7.16	2.98	0.57	1.04	4.92	0.81	1.96	0.66
Cs	0.62	0.35	0.09	0.27	0.05	0.22	0.04	0.79	1.07	0.26	0.11	0.08
Ba	688.07	104.31	26.89	154.98	23.61	119.31	19.51	135.86	233.62	257.66	27.91	114.06
La	36.96	8.79	1.55	16.51	1.3	11.97	0.72	11.21	21.52	40.77	1.73	2.53
Ce	75	19.66	4.27	36.94	3.86	26.12	1.74	23.76	46.13	83.18	4.52	5.4
Pr	8.73	2.58	0.71	4.76	0.66	3.36	0.28	2.88	5.72	9.99	0.71	0.65
Nd	34.99	11.13	3.86	21.02	3.91	14.89	1.4	12.22	24.5	40.33	3.71	2.8
Sm	7.13	2.9	1.37	5.02	1.25	3.57	0.54	2.94	5.61	8.86	1.36	0.62
Eu	1.57	0.87	0.44	1.66	0.48	1.17	0.28	0.87	1.64	0.62	0.43	0.64
Gd	6.81	3.36	1.73	5.14	1.67	3.8	0.63	3.09	5.64	8.22	1.63	0.55
Tb	1.03	0.53	0.29	0.78	0.29	0.55	0.12	0.52	0.88	1.26	0.28	0.07
Dy	6.03	3.5	1.88	4.65	2	3.5	0.71	3.28	5.38	7.37	1.83	0.41
Ho	1.21	0.73	0.37	0.9	0.4	0.67	0.15	0.69	1.05	1.36	0.37	0.08
Er	3.46	2.07	1.06	2.37	0.97	1.81	0.41	1.87	2.98	3.65	1	0.2
Tm	0.46	0.29	0.13	0.31	0.14	0.23	0.05	0.28	0.4	0.47	0.14	0.02
Yb	3.26	1.93	0.87	2.13	0.89	1.51	0.33	1.86	2.66	2.78	0.85	0.16
Lu	0.46	0.28	0.12	0.3	0.14	0.23	0.04	0.26	0.37	0.36	0.12	0.03
Hf	7.45	2.6	0.81	3.65	0.7	2.47	0.26	2.48	5.14	11.75	0.83	0.2
Ta	1.14	0.51	0.14	1.17	0.15	0.84	0.18	0.59	1.24	0.89	0.09	0.05
Pb	9.89	2.29	0.56	1.23	0.74	1.59	0.27	3.02	3.71	10.46	0.86	1.48
Th	6.37	1.73	0.18	1.18	0.2	1.6	0.05	2.83	5.91	5.79	0.3	0.09
U	1.16	0.52	0.06	0.37	0.05	0.42	0.03	0.79	1.62	2.13	0.08	0.02
La _n /Yb _n	8.579	3.386	1.373	6.018	1.035	5.630	1.832	4.642	6.221	12.163	1.509	9.381
La _n /Sm _n	3.352	1.961	0.728	2.126	0.675	2.170	0.871	2.463	2.481	2.975	0.825	2.644
Gd _n /Yb _n	1.731	1.440	1.646	2.001	1.550	2.073	1.567	1.376	1.754	2.446	1.587	2.931
Sm _n /Yb _n	2.431	1.666	1.758	2.623	1.559	2.614	1.789	1.760	2.340	3.537	1.771	4.388
Eu*	13.74	6.08	2.99	9.97	2.80	7.20	1.13	5.90	11.04	16.87	2.89	1.16
Eu/Eu*	0.68	0.86	0.87	0.99	1.02	0.97	1.48	0.88	0.88	0.22	0.88	3.30
Nb _n /La _n	0.419	0.643	0.469	1.040	0.480	0.962	0.311	0.730	0.812	0.266	0.414	0.293
Zr _n /Nb _n	1.118	1.054	1.577	0.514	1.723	0.490	1.874	0.663	0.668	2.159	1.896	0.652

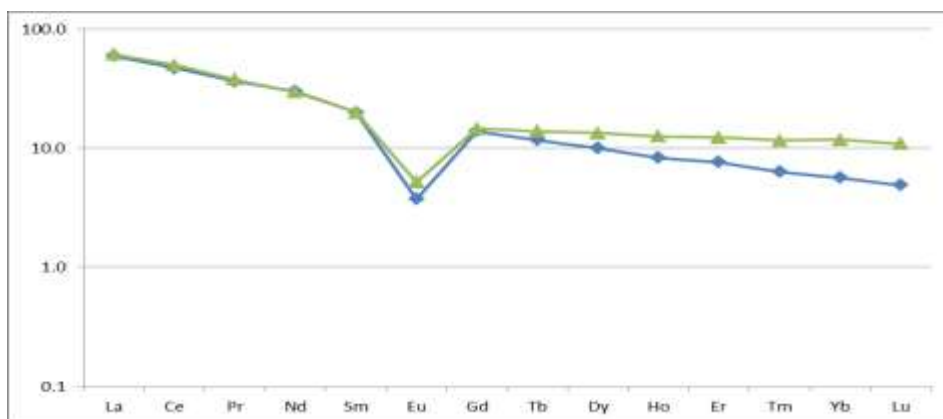
داشته و همپوشانی خوبی را نشان می‌دهند (شکل ۶-۸)، در تمام نمونه‌های این توده الگوی REE از LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد، این سنگها دارای مقداری آپاتیت می‌باشند که در واقع مخزن اصلی برای تمرکز REEs است. بطوریکه نمونه‌های دارای آپاتیت، نسبت به نمونه‌های فاقد آپاتیت یا با مقدار کم آپاتیت، غنی‌شدگی بیشتری از LREE دارند. الگوی پراکندگی REE نمونه‌های مافیک قره‌باغ، با توجه به فراوانی بیشتر ΣREE (۱۹۲-۱۰۳ ppm) عموماً دارای غنی‌شدگی بیشتری بوده و همپوشانی خوبی با یکدیگر نشان می‌دهند. در شکل ۶-۸ الگوی پراکندگی در این نمونه‌ها بطور ضعیفی تعقر به سمت بالا داشته و در عین حال آنومالی منفی ضعیفی از Eu در آن دیده می‌شود (مقادیر Eu/Eu^* بین ۰/۷۷ تا ۱/۱ می‌باشد). نمونه‌هایی که دارای مقادیر بیشتری از کانی‌های مافیک مثل اولیوین و پیروکسن بوده و در نتیجه مقدار کمی پلاژیوکلاز دارند (مثل نمونه‌های ملا گابرویی) یا نمونه‌هایی که بدلیل تفریق فلدسپاتها (مخصوصاً پلاژیوکلازهای کلسیک)، مذاب باقی‌مانده از Eu تهی شده، دارای آنومالی منفی بیشتری از بقیه نمونه‌ها هستند که مقدار پلاژیوکلاز بیشتری دارند. طبق این نمودار از La تا Eu نمونه‌ها دارای روندی با شیب منفی بوده و از Gd تا Er روند شیب منفی ملایم مشاهده می‌گردد. در حالیکه از Er تا Lu روندی خطی تقریباً افقی مشاهده می‌گردد. در این نمودارها مقدار LREE/MREE نسبتاً بالا بوده (-1.96 تا $\text{La}_n/\text{Sm}_n=3.35$) و درجه تفکیک شدگی خوبی از La تا Lu نشان می‌دهند. در حالیکه نسبت LREE/HREE این نمونه‌ها 3.38-8.6 (La_n/Yb_n) است. البته این نسبت‌ها در نمونه‌های مافیکی که در مجاورت گرانیت‌ها قرار داشته و تا حدودی با آنها آلودگی پیدا کرده‌اند بمراتب بیشتر است، بطوریکه در این نمونه‌ها نسبت LREE/MREE تا 3.85 و نسبت LREE/HREE تا 9.8 نیز می‌رسد (جدول ۶-۲).

بررسی‌های مارکل (۲۰۰۱) نشان داده است که با توجه به تمایل و ترجیح بالای Eu^{2+} جهت ورود به شبکه فلدسپاتها، مقادیر Eu/Eu^* حاصل از آنالیز سنگ کل بسته به اینکه آن سنگ کومولا، تبلور یافته از مذاب و یا مذاب باقی‌مانده پس از تجمع فلدسپات باشد، متفاوت می‌باشد. بدین معنی که مقادیر منفی Eu بیانگر مذاب‌های باقی‌مانده (و در مواردی مذاب‌های قبلی) است. سنگهای با Eu/Eu^* بیشتر از یک (یا آنومالی مثبت Eu) بیانگر درصد قابل توجهی از فلدسپات کومولایی باشد. در حالیکه سنگی با نسبت Eu/Eu^* برابر یک ممکن است ترکیب مذاب پیشین (مادر) باشد. سنگ‌های مافیک-دیوریت منطقه در نمونه‌های کمتر آلاش یافته و سالمتر دارای آنومالی مثبت ضعیف و یا نزدیک به یک است ولی نمونه‌های آلاش یافته، دارای آنومالی منفی ضعیف می‌باشند، پس با توجه به آنومالی نمونه‌های سالمتر می‌توان ترکیب مافیک‌های این توده

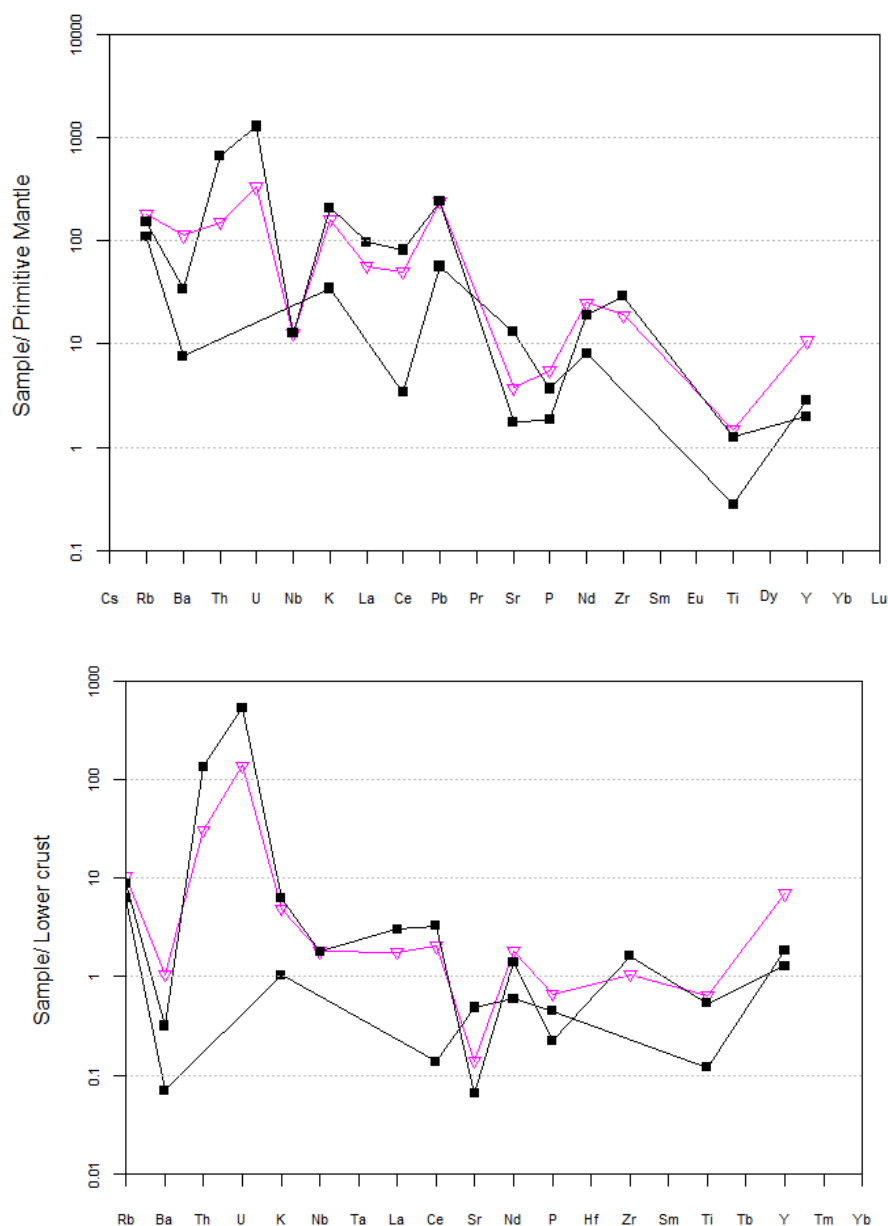
را مذاب متبلور شده بدون پلاژیوکلاز کومولایی دانست که در واقع ترکیب ماگمای مادر این سنگ ها را نشان می دهد. مقادیر محاسبه شده برای سنگ های گرانیتوئیدی نشان می دهد که آنها با آنومالی منفی Eu را نمی توان کومولای پلاژیوکلاز محسوب داشته و در واقع آنها نشان دهند مذاب های باقی مانده (و در مواردی مذاب های قبلی) هستند.



شکل ۶-۸: الگوهای REE سنگ های مافیک قره باغ، عادی شده با گوشته (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۶-۹: الگوهای REE سنگ های گرانیتوئیدی، عادی شده با گوشته (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۶-۱۰: الگوهای REE سنگ های اطراف چشمه آبگرم، عادی شده با گوشته (Sun and McDonough, 1989)

ب- روند تغییرات عناصر ناسازگار (چند عنصری)

برای بررسی این تغییرات از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) استفاده شده است. در این بررسی از عناصر HFS، LFS و برخی از عناصر REE استفاده شده است. در اینجا نیز هر توده، در نمودارهای جداگانه بررسی و سپس با همدیگر

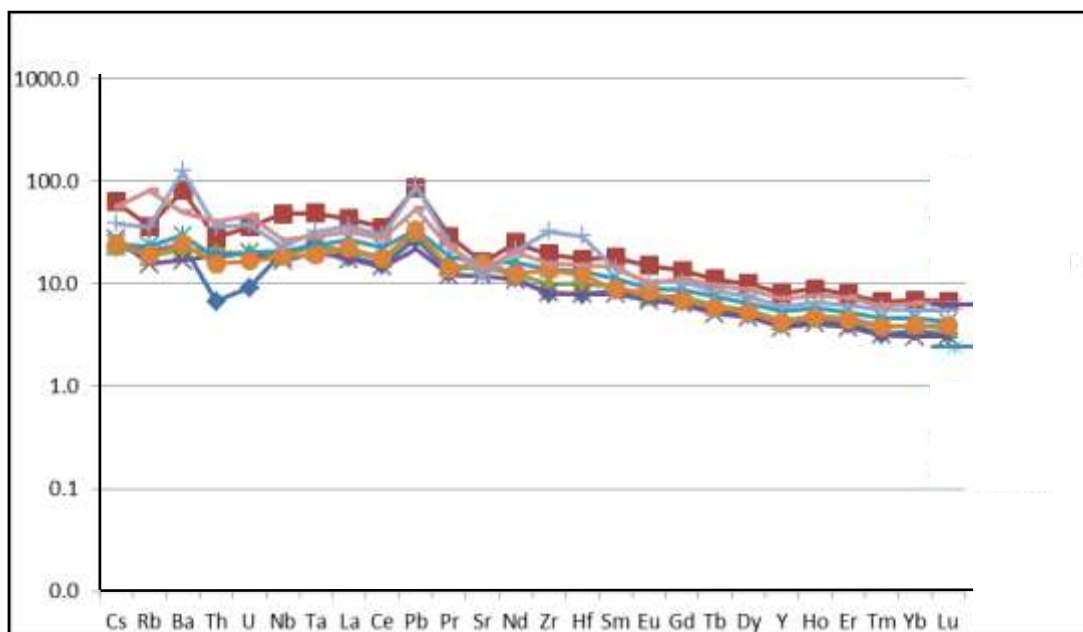
مقایسه شده اند. تمامی عناصر موجود در نمودارها در طول فرآیندهای ذوب و تبلور بخشی بعنوان عناصر ناسازگار رفتار می کنند. مهمترین استثناءها عناصر Rb, Y, Sr هستند که می توانند با پلاژیوکلاز سازگاری داشته باشند. به علاوه از نمودارهای عنکبوتی می توان برای بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر فرعی ماگماهای بازالتی محیط های تکتونیکی مختلف نیز استفاده نمود (ویلسون، ۱۹۸۹).

الگوی تغییرات عناصر ناسازگار نمونه های مافیک - دیوریت منطقه شباهت زیادی با یکدیگر داشته و از لحاظ طیف تغییرات همپوشانی خوبی دارند. تغییرات جزئی موجود در برخی نمونه ها مربوط به محتوای کانی های موجود در آن و احتمالا دوری و نزدیکی به توده های گرانیتی است. کل نمونه ها روند غنی شدگی نسبت به گوشته اولیه نشان می دهند. غنی شدگی از Cs تا Ce ناهماهنگی هایی جزئی نشان می دهد. در کل روند تغییرات دارای شیب منفی ضعیف است. این نمونه ها بدلیل داشتن مقادیری آپاتیت غنی شدگی بیشتری داشته و منحنی مربوطه در تراز بالاتری قرار دارد. از عناصر LFS، عنصر Rb و Sr تهی شدگی نسبی و Ba غنی شدگی نسبی نشان می دهد. در این نمودار عناصر Sr, Eu, Ce, Nb, Th آنومالی منفی نشان می دهند، در حالیکه عناصر Pb, Cs, Nd, La, Gd آنومالی مثبت دارند. آنومالی منفی Sr را اینطور می توان توجیه کرد که این عنصر در طی تفریق و تحول ماگمایی جانشین Ca و K (به ترتیب در پلاژیوکلاز و K فلدسپار) می گردد، ولی به دلیل عدم وجود آلکالی فلدسپات و یا کم بودن آن و همینطور محتوای کم پلاژیوکلاز غنی از Ca، مقدار آن نیز کم می شود. آنومالی منفی Nb در نمونه ها نشان دهنده نقش آلاینش پوخته ای است (رولینسون، ۱۹۹۳). البته اکثر نمونه ها در Nb-Ta یک آنومالی مثبت ضعیفی را نشان می دهند. در این سنگها آنومالی منفی واضحی برای عناصر Rb, Th, Sr, Ce, Y و آنومالی مثبت در مورد عناصر Ba, U, Nd دیده می شود. آنومالی مثبت Ba در سنگ های مافیک بیشتر ناشی از امکان ورود این عنصر به شبکه فلدسپاتها است، بطوریکه مقدار آن در ارتباط مستقیم با افزایش مقدار آن در سنگهای مافیک است. بهم ریختگی در فراوانی عناصر Cs تا Ce در نمونه های مختلف بوسیله فراوانی بلورهای پیروکسن و بیوتیت در نمونه ها و میزان آلاینش آنها مربوط است. در کل می توان اظهار داشت که آنومالی های منفی و مثبت مشاهده شده در نمودار مربوطه تا حدی با آغشتگی پوخته فوقانی قابل توجیه است.

در یک جمع بندی کلی می توان گفت که طبق نمودارهای رسم شده از عناصر ناسازگار، سنگ های مافیک و دیوریت منطقه، الگوی پراکندگی تقریبا مشابهی داشته و هم پوشانی نسبتا خوبی نشان می دهند. سنگهای مافیک غنی شدگی بیشتری داشته و روندی با شیب بیشتر نسبت به بقیه دارند. این سنگها آنومالی منفی در Rb, Th, Ce دارند. در همه سنگ های مافیک - دیوریت می

توان آنومالی مثبتی در عناصر Cs, Ba, U, Ta, Pb و تا حدی در Nb دید. آنومالی منفی از Sr و Eu دیده می شود. در نمونه های دارای مقادیر زیاده تر آپاتیت منحنی مربوطه در تراز بالاتری قرار دارد، زیرا آپاتیت، حامل اصلی برای این عناصر می باشد. البته آنومالی مثبت و منفی متفاوت در برخی نمونه ها، بیانگر درجه آلاینش متفاوت با سنگهای مسیر و پوسته بالایی و محلولهای هیدروترمالی نیز می باشد. همچنین مقادیر اندک عناصری مثل U, Th, Hf, Zr می تواند بیانگر آلاینش کمتر یا عدم آلاینش با پوسته فوقانی باشد. زیرا مقادیر این عناصر در پوسته فوقانی بیشتر بوده، غنی شدگی نسبی کم از Nb تا Ta نشان از آلاینش با پوسته فوقانی است. آنومالی مثبت Nb در کنار مقادیر ناچیز Th نشانه شاخص محسوب می شود، زیرا Nb در ماگماهای تشکیل شده در بالای مناطق فرورانش (ویلسون، ۱۹۸۹ و رولینسون، ۱۹۹۳) که پوسته نقش زیادی در فرآیندهای ماگمایی دارد، آنومالی منفی واضحی نشان داده و غنی شدگی شدید Th ناشی از رسوبات روی پوسته در حال فرورفتن دیده می شود. مقادیر Nb و Th در کلیه نمونه ها، با مناطق زون فرورانش همخوانی ندارند. شباهت الگوی تغییرات عناصر سازگار و عناصر کمیاب ناسازگار در اکثر نمونه های مورد مطالعه ناشی از یکسان بودن منشاء گواشته ای غنی شده این سنگها است.

وجود آنومالی مثبت هر چند ضعیف Nb و اغلب آنومالی منفی Zr و مقادیر ناچیز U, Th, Hf در اکثر سنگ های مافیک و دیوریت منطقه مورد مطالعه دلالت بر آلاینش کم و یا عدم آلاینش کم با پوسته فوقانی است، زیرا عناصر Zr, U, Th, Hf در پوسته فوقانی غنی شدگی و Nb تهی شدگی نشان می دهند (تایلور و مک لنن، ۱۹۸۵).



شکل ۶-۱۱: نمودارهای عنکبوتی مربوط به فراوانی عناصر کمیاب سنگهای مافیک - دیوریت قره باغ، نرمالیزه شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough 1989)



شکل ۶-۱۲: نمودارهای عنکبوتی مربوط به فراوانی عناصر کمیاب سنگهای مافیک اطراف چشمه آبگرم، نرمالیزه شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough 1989)

۴-۶- سن سنجی U-Pb

با توجه به بررسی های پتروگرافی انواع سنگهای مافیک منطقه مورد مطالعه، در گابروها و دیوریت ها و گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه بمقدار کافی زیرکن وجود داشت. لذا زیرکن ها از ۵ نمونه گابرویی، ۲ نمونه دیوریتی، یک نمونه گرانیتی، یک نمونه لویکوگرانیتی و یک نمونه مونزوگرانیتی جهت سن سنجی U-Pb بروش Laser-Ablation انتخاب شدند. سعی گردید تا دانه های زیرکن بدون انکلوزیون، شکلدار و سالم انتخاب شوند. در کل ۵۰ نقطه از دانه های زیرکن (هسته و حاشیه) در انواع نمونه ها آنالیز گردیدند. داده های تعدادی از نمونه ها در جدول شماره ۶-۳، تصاویر کاتدلومینسانس (CI) زیرکن ها در شکل ۶-۱۳ و نمودارهای کنکوردیا مربوطه در شکل ۶-۱۴، نشان داده شده است.

زیرکن های موجود در نمونه های گابرویی دارای ابعاد ۲۰ میکرون تا یک میلی متر می باشند. این زیرکن ها دارای اشکال چند وجهی منظم، رنگ صورتی، بدون زونینگ و یا با زونینگ کمتر می باشند. از نوع زیرکن های اولیه و ماگمایی می باشند. در این نمونه ها دانه زیرکن دگرگونی و یا بیگانه یافت نشد. سن های بدست آمده برای نمونه های گابرویی $301 \pm 1/3$ Ma، $300 \pm 1/3$ Ma، $300/6 \pm 1/3$ Ma و $300/7 \pm 1/7$ Ma است.

دانه های زیرکن سنگ های دیوریتی شبیه زیرکن گابروها بوده، عموماً شکلدار، کشیده، بزرگ، روشن و صورتی رنگ با مورفولوژی یکنواخت هستند. همه آنها تقریباً سن های مشابهی را نشان می دهند. اندازه دانه های زیرکن نمونه ۷۷ بین ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون است ولی دامنه تغییرات اندازه نمونه ۸۰ از ۵۰ میکرون تا یک میلی متر متغیر است. سن متوسط زیرکن ها برای این سنگها، $298/8 \pm 1/5$ Ma و $301 \pm 1/8$ Ma است.

نمونه مونزوگرانیت، با کانی های آلكالی فلدسپات، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، اسفن و کانی های اپک است. این نمونه از قسمتی برداشت شده که در مجاورت با قطعات مافیکی قرار دارد. نمونه دارای زیرکن های متنوع و هتروژنی است که اغلب دارای زون بندی نوسانی ماگمایی هستند. از نظر شکلی اکثراً شکلدار و بصورت بلورهای کشیده با رنگ روشن هستند (شکل ۶-۱۳). اندازه دانه های زیرکن این نمونه، بین ۲۰ تا ۶۰۰ میکرون است. مورفولوژی زیرکن ها بیانگر منشاء ماگمایی آنها است. سن متوسط اغلب دانه ها $300/3 \pm 1/5$ Ma است.

نمونه آلكالی گرانیت با کانی های کوارتز، آلكالی فلدسپات، بیوتیت، آمفیبول و کانی های اپک مشخص است. کانیهای مافیک آن بصورت بخش های تجمعی دیده می شود و چنین بنظر می رسد که این تجمعات مافیکی، انکلوزیونهایی از سنگهای مسیر باشند. این نمونه دارای زیرکن های متنوع، هتروژن، اکثراً شکلدار و اغلب با زون بندی نوسانی ماگمایی می باشد. تنوع دانه های زیرکن

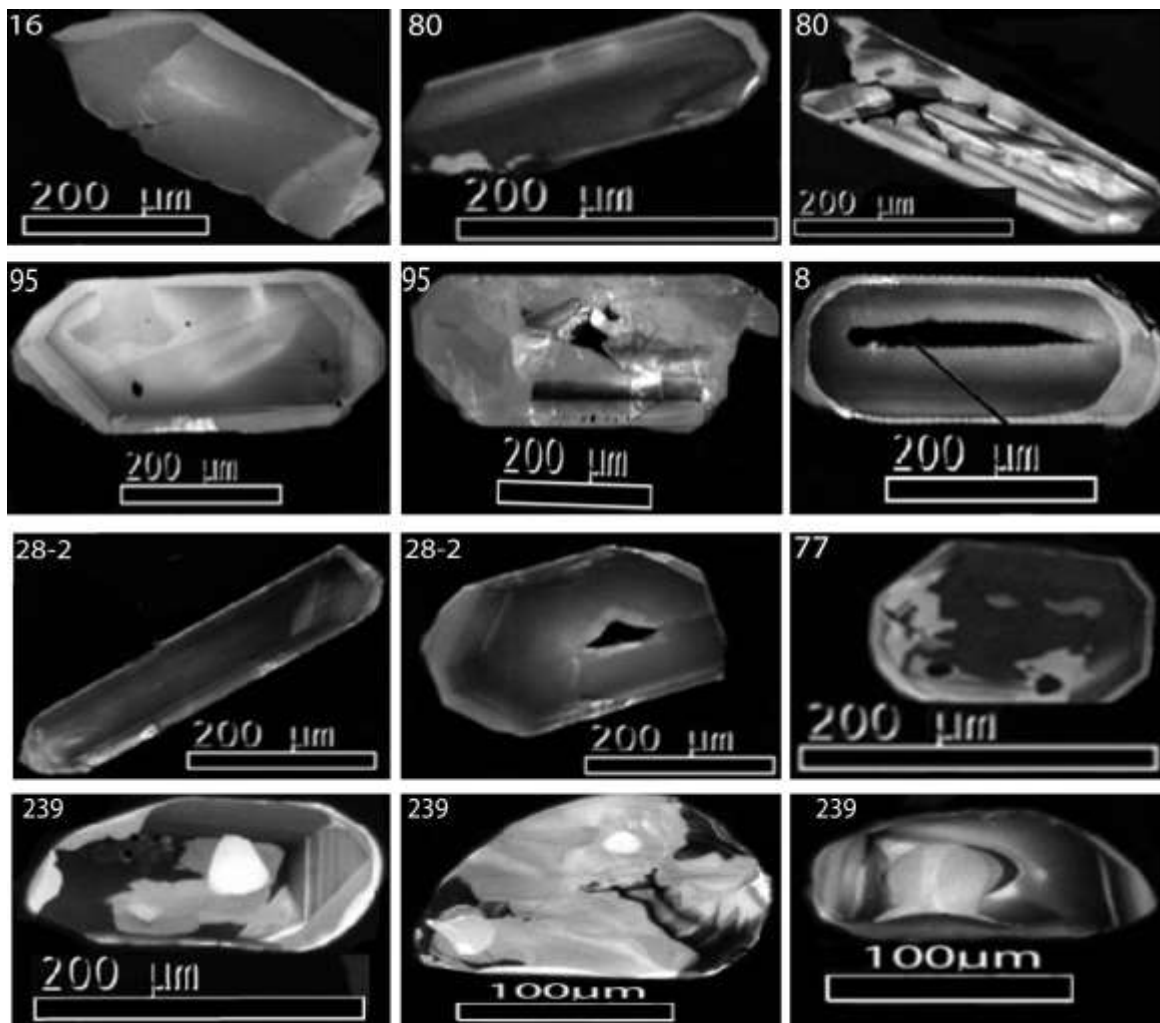
در این نمونه منحصر به فرد است. اندازه دانه های زیرکن بین ۲۰ تا ۵۰۰ میکرون بوده و اغلب دارای رنگ قهوه ای و تیره هستند که بیانگر تشعشع اورانیوم و خروج آن از دانه ها می باشد. زیرکن های مات، تیره و قهوه ای رنگ، احتمالاً قدیمی تر از زیرکن های رنگ روشن می باشند. در این نمونه سن ها از هسته به حاشیه کمتر می شود. سن متوسط بیشتر دانه ها $30.3/4 \pm 2/2$ Ma است، اما زیرکن هایی با هسته های تا سن ۶۰۰ میلیون سال هم در بین آنها مشاهده می گردد نمونه لویکوگرانیت بسیار سالم با کانی های کوارتز، آلکالی فلدسپات، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی های اپک است. نمونه دارای زیرکن های متنوع، اکثراً شکلدار و اغلب دارای زون بندی نوسانی ماگمایی است. اندازه دانه های زیرکن این نمونه بین ۵۰ تا ۳۵۰ میکرون است. سن ها از هسته به طرف حاشیه بطور قابل توجهی کاهش می یابد. سن متوسط اغلب دانه های زیرکن این نمونه $55.8/6 \pm 3/8$ Ma است.

لذا طبق این سن سنجی ها، ما در منطقه دو فعالیت ماگمایی در اواخر پرکامبرین و اواخر پالئوزوئیک داشته ایم:

۱- ماگماتیسم پرکامبرین: سن سنجی انجام شده، بر روی لویکوگرانیت های منطقه، سن $55.8/6 \pm 3/8$ Ma را نشان می دهد.

علاوه بر این، با توجه به اینکه لویکوگرانیت پرکامبرین (55.8 Ma) منطقه مورد مطالعه، در داخل پی سنگ دگرگونی نفوذ کرده است، می توان سن سنگهای دگرگونی پی سنگ را قدیمی تر از سن لویکوگرانیت فرض کرد. بطوریکه می توان پی سنگی مشابه پی سنگ پان آفریقا در ایران مرکزی برای این قسمت از زون سندنچ-سیرجان در نظر گرفت.

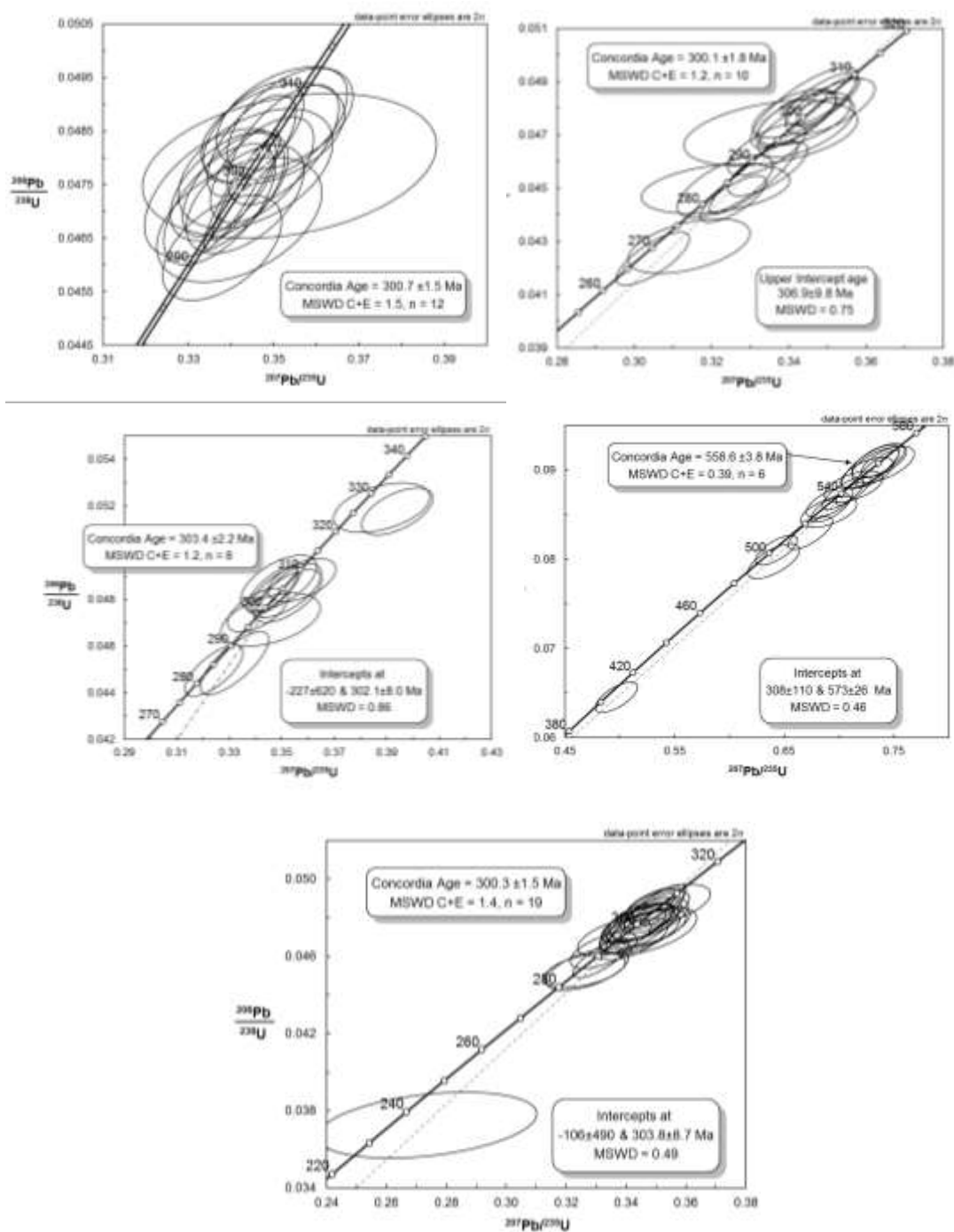
۲- ماگماتیسم پالئوزوئیک بالایی: با استفاده از سن سنجی های انجام شده بر روی انواع مختلف سنگهای آلکالی گرانیت، مونزوگرانیت و مافیک-دیوریت منطقه مورد مطالعه به ترتیب سنهای $30.3/4 \pm 2/2$ Ma، $30.3/3 \pm 1/5$ Ma و 30.0 Ma بدست آمده است. چند نقطه در اینجا حایز اهمیت است: ۱- تمام انواع سنگهای فوق در منطقه قره باغ بر خلاف تصورات قبلی کم و بیش هم سن هستند ۲- می توان استنباط کرد که همگی مربوط به یک حادثه ماگمایی می باشند که در اواخر پالئوزوئیک رخ داده است ۳- با سن های بدست آمده از مناطق دیگر زون سندنچ-سیرجان مطابقت دارد. ماگماتیسم اواخر پالئوزوئیک منطبق است با وقوع ریفتینگ و باز شدن نئوتتیس در کربونیفر بالایی نئوتتیس بین سندنچ-سیرجان و پلیت زاگرس-عربی.



شکل ۶-۱۳: تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن های سن سنجی شده انواع سنگهای منطقه مورد مطالعه

جدول ۶-۳: تعدادی از نقاط منتخب سن سنجی شده بروش U-Pb، انواع سنگهای منطقه مورد مطالعه

sampl	grain	$^{206}\text{Pb}^d$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}^d$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}^d$	$\pm 2\sigma$	^{206}Pb	$\pm 2\sigma$	^{207}Pb	$\pm 2\sigma$	^{207}Pb	$\pm 2\sigma$
		^{238}U	(%)	^{235}U	(%)	^{206}Pb	(%)	^{238}U	(Ma)	^{235}U	(Ma)	^{206}Pb	(Ma)
8	A06	0.04857	1.7	0.3451	2.9	0.05152	2.4	306	5	301	8	264	54
8	A12	0.04847	1.6	0.349	2.9	0.05221	2.3	305	5	304	8	295	53
8	A13	0.04813	1.9	0.3512	4.0	0.05291	3.6	303	6	306	11	325	81
8	A14	0.04835	1.9	0.3508	3.0	0.05262	2.4	304	6	305	8	312	55
8	A15	0.04794	2.3	0.3418	5.2	0.05172	4.7	302	7	299	14	273	107
8	A16	0.04636	1.6	0.3319	5.2	0.05193	5.0	292	5	291	13	282	113
8	A17	0.04819	1.9	0.3464	3.4	0.05214	2.8	303	6	302	9	291	65
8	A19	0.04781	1.8	0.3502	2.9	0.05313	2.3	301	5	305	8	334	52
8	A20	0.04776	1.7	0.3433	2.8	0.05213	2.2	301	5	300	7	291	51
8	A22	0.04781	2.0	0.3462	3.0	0.05251	2.2	301	6	302	8	307	51
8	A27	0.04816	1.6	0.3506	2.5	0.05279	1.9	303	5	305	7	320	43
16cg	A64	0.04734	2.1	0.3361	4.0	0.05148	3.4	298	6	294	10	262	78
16cg	A65	0.04713	2.0	0.3372	3.2	0.05189	2.5	297	6	295	8	281	57
16cg	A66	0.04780	1.9	0.3457	4.3	0.05246	3.8	301	6	302	11	305	88
16cg	A72	0.04686	2.0	0.342	4.6	0.05293	4.2	295	6	299	12	326	95
16cg	A73	0.04946	2.0	0.38	3.7	0.05572	3.1	311	6	327	10	441	69
16fg	A74	0.04733	2.0	0.3396	3.2	0.05205	2.5	298	6	297	8	287	58
16fg	A75	0.04923	2.2	0.3575	2.7	0.05266	1.6	310	7	310	7	314	37
16fg	A78	0.04830	1.6	0.3551	2.6	0.05331	2.1	304	5	309	7	342	47
16fg	A79	0.04888	1.8	0.3542	3.2	0.05256	2.6	308	5	308	9	310	60
16fg	A82	0.04851	2.0	0.3566	3.8	0.05331	3.3	305	6	310	10	342	74
16fg	A87	0.04877	1.8	0.3518	4.5	0.05231	4.1	307	5	306	12	299	93
16fg	A88	0.04808	1.6	0.3491	2.4	0.05267	1.8	303	5	304	6	314	41
16fg	A89	0.04835	1.7	0.3544	3.4	0.05317	2.9	304	5	308	9	336	65
24	A121	0.04901	2.5	0.3572	3.9	0.05285	3.0	308	7	310	10	322	67
24	A130	0.04752	2.0	0.341	3.6	0.05204	3.0	299	6	298	9	287	70
24	A131	0.04776	1.9	0.3485	4.5	0.05292	4.1	301	6	304	12	326	92
24	A132	0.04807	1.7	0.3444	4.0	0.05196	3.6	303	5	301	10	284	83
24	A133	0.04672	2.1	0.337	3.6	0.05233	2.9	294	6	295	9	300	67
24	A134	0.04723	1.9	0.3436	3.7	0.05276	3.2	298	5	300	10	318	73
24	A135	0.04838	2.1	0.3616	4.4	0.05421	3.9	305	6	313	12	380	88
24	A137	0.04767	1.7	0.3458	4.0	0.05261	3.6	300	5	302	10	312	81
24	A140	0.04798	2.7	0.348	4.1	0.05261	3.1	302	8	303	11	312	70
24	A141	0.04649	1.7	0.3335	3.2	0.05204	2.7	293	5	292	8	287	61
28-2	A159	0.04841	2.5	0.3485	3.3	0.05222	2.2	305	7	304	9	295	50
28-2	A164	0.04353	2.3	0.3142	3.3	0.05235	2.4	275	6	277	8	301	56
28-2	A165	0.04805	1.8	0.3497	2.4	0.05278	1.7	303	5	304	6	319	38
28-2	A170	0.04903	2.5	0.3516	3.3	0.05202	2.2	309	7	306	9	286	50
28-2	A171	0.04816	1.7	0.3495	3.4	0.05263	2.9	303	5	304	9	313	66
28-2	A172	0.04800	1.8	0.3444	3.4	0.05205	2.9	302	5	301	9	287	67
95cg	A173	0.04297	2.4	0.3097	3.7	0.05227	2.8	271	6	274	9	297	64
95cg	A174	0.04801	2.0	0.348	2.6	0.05256	1.7	302	6	303	7	310	40
95cg	A176	0.04879	1.9	0.3498	2.7	0.052	1.9	307	6	305	7	285	44
95cg	A180	0.04851	2.4	0.3486	3.3	0.05212	2.3	305	7	304	9	291	52
95cg	A181	0.04448	2.0	0.3202	3.4	0.05222	2.8	281	6	282	9	295	63
95cg	A182	0.04802	1.7	0.3461	2.4	0.05227	1.6	302	5	302	6	297	37
95fg	A187	0.04722	2.0	0.3394	3.2	0.05212	2.5	297	6	297	8	291	57
95fg	A191	0.04849	1.8	0.3508	3.4	0.05247	2.9	305	5	305	9	306	65
95fg	A192	0.04690	1.7	0.3452	3.4	0.05338	2.9	295	5	301	9	345	67
95fg	A193	0.04739	1.7	0.3436	2.8	0.05259	2.3	298	5	300	7	311	51
95fg	A199	0.04673	2.0	0.336	3.5	0.05215	2.9	294	6	294	9	292	67
77	A222	0.05050	1.7	0.3679	2.3	0.05284	1.6	318	5	318	6	322	36
77	A228	0.04762	1.8	0.342	2.5	0.05208	1.8	300	5	299	6	289	40
77	A230	0.04806	1.8	0.3507	2.7	0.05293	2.0	303	5	305	7	326	46
77	A231	0.04235	1.9	0.3048	2.5	0.05219	1.7	267	5	270	6	294	38
77	A244	0.04760	1.7	0.344	2.9	0.05243	2.3	300	5	300	7	304	53
80	A277	0.04862	1.8	0.351	2.3	0.05237	1.5	306	5	306	6	301	34
80	A280	0.04416	1.6	0.3171	2.4	0.05209	1.8	279	4	280	6	289	40
80	A298	0.04457	1.8	0.319	3.9	0.05191	3.4	281	5	281	10	281	78
80	A299	0.04796	1.6	0.348	2.2	0.05263	1.6	302	5	303	6	313	36
80	A300	0.04779	1.7	0.3483	2.5	0.05285	1.8	301	5	303	6	322	41
80	A303	0.04815	1.6	0.3463	2.2	0.05217	1.4	303	5	302	6	293	32
239	A203	0.06728	1.7	0.5203	2.8	0.05609	2.2	420	7	425	10	456	48
239	A205	0.04721	1.9	0.3428	4.1	0.05267	3.6	297	6	299	11	314	83
239	A204	0.05792	2.1	0.4456	3.9	0.0558	3.3	363	8	374	12	444	73
239	A206	0.06391	2.1	0.4905	3.0	0.05566	2.1	399	8	405	10	439	47
239	A207	0.07593	1.7	0.6167	3.9	0.0589	3.5	472	8	488	15	564	77



شکل ۶-۱۴: نمودارهای کنکوردیا از داده های بدست آمده از سن سنجی بروش U-Pb به ترتیب برای گابروها، دیوریتها، آلکالی گرانیت، لویکوگرانیت و مونزوگرانیت منطقه

۵-۶ - ژئوموبارومتري (بر آورد دما و فشار)

در این قسمت با استفاده از نتایج حاصل از شیمی کانی ها مخصوصا کانی های هم زیست و فازهای مختلف کانیایی، اطلاعاتی در باره دما و فشار حاکم در زمان تبلور کانی ها بدست خواهیم آورد. این اطلاعات بیشتر بر روی توده های همجوار منطقه مورد مطالعه بدست آمده است ولی بخاطر همجواری و نزدیکی به منطقه مورد مطالعه قابل استفاده می باشد. سنگهای توده های مجاور، طبق شواهد صحرایی و میکروسکوپی بررسی شده، دچار حوادث متعددی از جمله دگرشکلی پلاستیک دما بالا در زون های برشی محلی و دگرگونی ناحیه ای (تشکیل آمفیبولیتهای منطقه) و کنتاکتی (تشکیل مرمر و اسکارنها) شده اند. دماهای بدست آمده شرایط تبلور اولیه ماگمایی را نشان می دهد. برخی نتایج بدست آمده برای دمای تشکیل در برخی نمونه ها، نشان دهنده دمای کانی های همزیست در شرایط سابسولیدوس خواهد بود تا دمای تشکیل خود سنگ. خوشبختانه در منطقه کانی های مناسب برای تعیین دمای حاکم در شرایط تشکیل سنگها وجود دارد.

۵-۶-۱ - ژئوموبارومتري (بر آورد فشار)

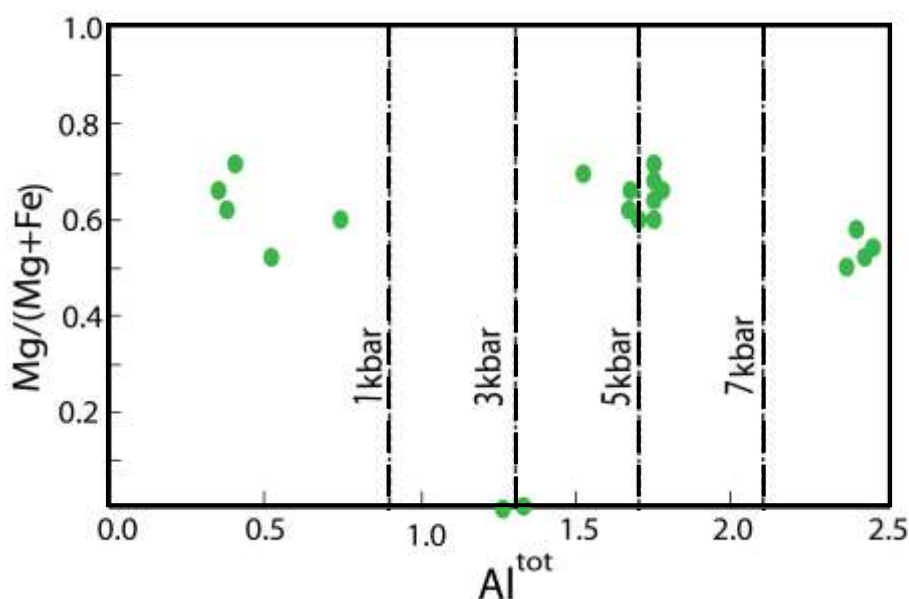
برای برآورد فشار تشکیل سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه از مقدار آلومینیوم موجود در هورنبلند استفاده شده است. آمفیبول به دو صورت اولیه و ثانویه در نمونه های منطقه دیده می شود. آمفیبولهای ثانویه در نتیجه فرآیندهای بعدی تشکیل شده و محدود به حواشی کانی ها (بصورت حاشیه واکنشی در اطراف کانی های سیلیکاتی مثل اولیوین و پیروکسن و یا در حفاصل اکسیدهای Fe-Ti) و یا در نتیجه تبدیل شدن کلینوپیروکسن ها به آمفیبول در نتیجه افزایش سیالات می باشد. برای ژئوموبارومتري تنها از پارامتر اشاره شده در بالا و شواهد بافتی (مانند بافت دانه ریز) و یا شواهد صحرایی (مانند اشکال سیل مانند و یا نفوذی اکسیدهای آهن و تیتان) استفاده شده است.

خلاصه نتایج محاسبه فشار توسط آمفیبول در انواع سنگهای منطقه در جدول ۶-۳ ارائه گردیده است. لازم به یاد آوری است که ترمولیت و اکتینولیت در همه نمونه های آنالیز شده، بصورت بلورهای ثانویه وجود دارد که در اندازه گیری ها منظور نشده است.

طبق محاسبات انجام شده توسط برنامه Mathematica و نرم افزار Pet در منطقه انواع مختلفی از آمفیبول ها وجود دارد که هر کدام فشارهای خاصی را نشان می دهند. در نمونه های آمفیبولیتی غرب چشمه آبگرم، حداکثر فشار تعیین شده، ۸ کیلوبار و حداقل فشار ۲ کیلوبار می باشد. برای نمونه های اولترامافیک این قسمت فشارهایی بین ۹-۲ کیلوبار و برای نمونه های پگماتیت

لویکوابرویی آن بین ۱۰/۷-۱/۵ کیلو بار بدست آمده است. باید دقت کرد که این فشارها بیشتر فشار تعادل بافتی انواع آمفیبولها را در سنگ ها نشان می دهد، زیرا هر نوع آمفیبولی در دامنه خاصی از فشار پایدار است.

با توجه به ترکیب نوع کانی ها، بخوبی آشکار است که برای سنگ های منطقه مورد مطالعه، متاسفانه ژئوبارومتر مناسب وجود ندارد و بیشتر با توجه به شواهد بافتی (مانند بافت دانه ریز و اشکال صحرایی مانند اشکال سیل مانند) می توان به تقریب فشار ۲ تا ۳ کیلو بار را برای سنگهای مافیک در نظر گرفت.



شکل ۶-۱۵: نمودار Al^{tot} در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ جهت تعیین محدوده فشار تشکیل آمفیبول در گابرو

۶-۵-۲- ژئوترمومتری (برآورد دما)

در اینجا با استفاده از نتایج بدست آمده از آنالیز های نقطه ای انواع کانی ها، دمای تشکیل انواع سنگها برآورد شده است. برای توده قره باغ با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی برآورد تخمینی بعمل خواهد آمد. خوشبختانه برای برآورد دما، بر خلاف فشار کانی های مناسب و لازم وجود دارد. روش کار بر اساس ترکیب شیمیایی کانی های همزیست و یا فازهای کانیایی اولیه به تنهایی و با استفاده از نرم افزارهای زمین شناسی می باشد. دماهای بدست آمده، دمای تشکیل سنگ های منطقه و گاهی دمای تعادل دوباره در شرایط سابسولیدوس می باشد.

با توجه به ترکیب کانیایی سنگ های منطقه، می توان از ترمومترهای کلینوپیروکسن-ارثوپیروکسن (Brey & Koehler, 1990)، کلینوپیروکسن-پیژونیت (کرتز، ۱۹۹۴) و هورنبلند-

پلاژیوکلاز (هلند و بلاندى، ۱۹۹۴) هم برای سنگهای مافیک استفاده کرد. در جدول ۶-۴ خلاصه این اندازه گیری ها برای سنگهای مافیک منطقه مورد مطالعه و مناطق همجوار آن آورده شده است. این نتایج با استفاده از داده های آنالیز نقطه ای EMPM منطقه در انواع سنگهای منطقه و استفاده از نرم افزارهای مختلف بدست آمده است که در اینجا مجال پرداختن به آنها نیست و ما فقط نتایج این بررسی حجیم را آورده ایم.

۶-۵-۳- جمع بندی ترومومتری

روش های استفاده شده برای این قسمت، به علت نقش و سهم قابل توجه فرآیندهای ماگمایی، بویژه تعادل دوباره در شرایط سابسولیدوس، تغییرات سیستماتیک دمایی در انواع سنگهای مافیک-اولترامافیک منطقه مورد مطالعه را بر اساس موقعیت آنها در ستون چینه شناسی نشان نمی دهد. با این حال یک دید کلی از دماهای تبلور انواع کانی ها و دماهای تبدیل شدگی بین آنها می دهد. خلاصه نتایج بدست آمده از انواع روشهای استفاده شده برای برآورد شرایط دمایی محدوده مورد مطالعه در جدول ۶-۴، خلاصه شده است.

با توجه به شباهت های کانی شناسی، ژئوشیمیایی و سنی بین سنگهای مافیکی توده قره باغ و اطراف چشمه آبگرم با بخش گابروهای مناطق اطراف، فشار و دماهای بدست آمده برای مناطق همجوار را برای منطقه مورد مطالعه هم می توان تعمیم داد.

در حالت خیلی خوش بینانه، اگر درستی داده های فوق را قبول داشته باشیم (که تا حد زیادی هم درست می باشد)، می توان چنین فرض کرد که، ماگما حداقل در چند مرحله، شرایط تبلور و تعادل سابسولیدوس پیدا کرده است.

۱- در دماهای بین ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد که ماگمای اولیه در اولین اتاق ماگمایی شروع به تبلور کرده است (هرچند تبلور اولیه برخی کانی ها مثل اسپینل و برخی اولیوین ها قبل از آن و در حین صعود در دماها و فشارهای بالاتر شروع شده است)

۲- در دماهای بین ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد شرایط تبلور و تعادل سابسولیدوس

۳- در دماهای بین ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد، تعادل سابسولیدوس بعدی

۴- و دماهای پائین تر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد، تعادل سابسولیدوس

۵- دماهای حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد، دمای لازم برای تشکیل محلولهای هیدروترمال با توجه به اینکه دمای تشکیل و تبلور گرانیات ها کمتر از سنگهای مافیکی است

البته مخزن هیدروترمالی در سطح بالاتری قرار داشته و دمای احتمالی آن ۱۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد حدس زده می شود. با توجه به ضخامت سنگ مخرن(سازند درود)، عمق مخزن هیدروترمالی حدودا ۸۰۰ متر تخمین زده می شود.

جدول ۴-۶: خلاصه برآورد دمای توده های نفوذی منطقه مورد مطالعه و مناطق اطراف

توضیحات	اولترامافیک		مافیک	توده		روش ترمومتری
-	-		-	ترشن(شمالغرب چشمه آبگرم)		ایلمنیت- مگنتیت
معرف دماهای تعادل در شرایط سابسولیدوس	450-700		-	قره آغاچ(جنوب چشمه آبگرم)		
معرف دماهای تعادل در شرایط سابسولیدوس	اولترامافیک	530-930	-	غازان(غرب چشمه آبگرم)		
	کانه	300-513				
در فشار های ۳/۵ تا ۹ کیلوبار	-		600-850	ترشن(غرب چشمه آبگرم)		هورنبلند- پلاژیوکلاز
در فشار های ۵ تا ۱۵ کیلوبار	(ارتوآمفیبولیت)600-750		-	قره آغاچ(جنوب چشمه آبگرم)		
در فشار های ۵/۵ تا ۷ کیلوبار	750-850		-	غازان(غرب چشمه آبگرم)		
	1199-1584		-	Cpx	ترشن	پیروکسن
	910-1028		942-948	Cpx	قره آغاچ	
	1067-1685		1090-1300	Cpx	غازان	
	543-966		1067-1826	Cpx-Opx		
	1184-1195		1062-1551	Plg.		
	700-1300		-	ترشن		Wo-Hd-En- Fs
	450-1000		قره آغاچ			
	600-1200		600-1200	غازان		
تا فشار ۷/۹ کیلوبار	985-1650			قره آغاچ و غازان		اسپینل هرسنیتی

فصل هفتم

میزان بور در کانی های

سنگ ساز

فصل هفتم

میزان بور در کانی های سنگ ساز

۷-۱- مقدمه

بور به شکل یکنواخت در میان انواع مختلف سنگ ها توزیع شده است، بخصوص در رگه های کوارتز، تورمالین گنایس، شایست، زونهای ایلیت- کلریت- فلدسپار و کوارتز - کلریت غنی شده است. ولی مقدار آن در مرمر و گابروها نسبتاً کم است. در ضمن توزیع بور با عمق یکنواخت نمی باشد و به شدت به نوع سنگ بستگی دارد.

بور براحتی از سنگها شسته شده و به شکل تبخیری درمی آید، حتی در دماهای پائین تر، نسبت به HCl که به NaCl تبدیل شده است کمتر فرار می باشد. انتظار می رود که سیالات سیستم های قدیمی تر نسبت به سیستم های جوانتر از بور تهی شده باشند (Gokgoz, 1998). با اینحال، مقدار کلی بور یک سیستم زمین گرمایی، می تواند توسط مقدار اولیه بور در سنگ و یا سیالات ماگمای اولیه کنترل شود، همچنین میران فعل و انفعال بین سنگ-سیال می تواند میزان بور سیستم گرمایی را کنترل کند.

بررسی های انجام شده در این تحقیق نشان می دهد که آبهای ترمال دارای بور منطقه مورد مطالعه از نوع غیردریایی هستند زیرا این آبها دارای نسبت $Na/Cl > 1$ هستند (فصل ۴)، در صورتیکه

آبهای ترمال با منشاء دریایی دارای نسبت $Na/Cl < 1$ می باشند. از نسبت Br/Cl فقط می توان برای تشخیص نفوذ مستقیم از آب دریا و یا چرخه نمک های دریایی در شکل محلولهای تبخیری استفاده کرد. آبهای غیر دریایی از نظر ترکیب شیمیایی ۳ نوع هستند، که بازتابی از انواع مختلف سنگ منشاء و عمق جریان هستند. ترکیبات $Na-HCO_3$ و $Na-SO_4$ با جریان عمیق و فعل و انفعال با سنگهای دگرگونی و گنیس در ارتباط هستند، در حالیکه ترکیبات نوع $Ca-Mg-SO_4$ HCO_3 مربوط به جریان کم عمق در سنگهای کربناته و اختلاط با آبهای سرد زیرزمینی هستند. تغییرات سیستماتیک در Na, K, Ca و Mg با درجه حرارت، نشان می دهد که غلظت این ترکیبات محلول تا حد زیادی وابسته به درجه حرارت و عمق جریان است. نتیجه فعل و انفعال بین سنگ-آب در مقادیر بالای ترکیب محلولهایی مانند Na, K و B دیده می شود. داده ها نشان می دهد که بور منطقه از فعل و انفعال بین سنگ و آب است تا از پرتوها(شار) مشتق شده از گواشته ای عمیق دارای گاز $B(OH)_3$ است.

۷-۲- مقدار بور در سنگهای آذرین معمولی

Goldschmidt و Peters (1932)، سهم اساسی در دانش ژئوشیمی بور داشته اند. بنظر می رسد که مقدار بور در انواع مختلف سنگها بسیار متغیر است. با این حال مقدار بور در سنگها نسبتا کم است. از آنجا که بور یک عنصر متحرک است، فرآیندهای بعد ماگمایی می تواند منجر به تجمع ثانویه بالای این عنصر باشد. سرپنتین در سنگ های مافیک و سرزیت در سنگ های سیلیسی، میزبان مهمی برای بور هستند در سنگهای ماگمایی هوازده کانی های مستقل بور نادر هستند. شیشه در سنگ های آتشفشانی حامل مهمی برای بور است. در زیر به بررسی پراکندگی بور در انواع سنگها پرداخته می شود که این سنگها در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند.

۷-۲-۱- سنگ های الترامافیک

مقدار بور سنگهای الترامافیک خیلی گسترده است (جدول ۷-۱). از مقادیر بسیار بالای بور(فاکتور غنی سازی تا ۱۰۰) تا مقادیر پائین در حد چندین ppm در سنگهای الترامافیک معمولی یافت شده اند، به شرط اینکه آنها سرپانتینیزه نشده باشند.

جدول ۷-۱- بور در سنگهای الترامافیک

Rock	Locality	Number of analyses	Abundance(PPm B)		Reference
			range	average	
Dunites, Peridotites	Siberia(U.S.S.R.)	300		1-10	VARLAKOV and ZUSZHCOVA (1964)
Serpentines	Siberia (U.S.S.R.)	150	40-130		VARLAKOV and ZUSZHCOVA (1964)
Ultramafic rock	Siberia (U.S.S.R.)			1	VINOGRADOV(1954)
Ultramafic rock	S. Lapland (Finland)		1	31	SAHAMA (1950)
Peridotite	Sweden	1	100		LUNDECARDH (1947)
Peridotites	Tianshan(U.S.S.R.)	8		64	ORTROSHCHENKO et al. (1969)
Ultramafic rock	Germany	1		10	HAHN-WEINHEIMER (1960)
Paleopicrite	Germany	8	36-365	210	HAHN-WEINHEIMER (1960)
Paleopicrite	Siberia (U.S.S.R.)		7-60		CHEREPANOW (1967)
Kimberlite	Siberia (U.S.S.R.)	260	9-590	120	CHEREJ'ANOW (1967)
Kimberlite (compilation)				150	HARRIS and MIDDLE MOST (1968)

Tentative average for ultramafic rocks (without serpentinization): 5 ppm B.

مقادیر بور مربوط به سرپانتینیتی شدن توسط Sahama (1945) و Faust و همکاران (۱۹۵۹) گزارش شده است. بور می تواند بصورت نامنظم در توده سنگ و حتی در یک نمونه واحد توزیع شود. فاکتور غنی شدگی تا ۱۰۰۰ در مقایسه با سنگهای مافیک در مناطق سرپانتینیزه شده مشاهده گردیده است. در برخی مناطق سبیری غلظت بالای بور در سنگ های مافیک مرتبط است با سرپانتینیزاسیون و تورمالینی شدن آنها که با جایگیری بعدی گرانیوئیدها در ارتباط است (Otroshchenko et al. 1969). دونیت ها معمولا نسبت به پریدوتیت ها از بور ضعیف هستند. Cherepanow (۱۹۶۷)، فرض کرده است که علت آنومالی بالای بور در کمبرلیت ها گاززدایی (خروج گاز) از گوشته است.

۷-۲-۲- سنگ های گابرویی و بازیکی

اطلاعات مربوط به بور در سنگهای مافیک در جدول ۷-۲ ارائه شده است، که دارای طیف وسیعی از تنوع است. بطور کلی در سنگهای مافیکی مقدار بور مشابه ولی مقدار بیشتر از سنگهای اولترامافیک می باشد. اگر ما نمونه های سرپانتینیتی را حذف کنیم، طیف مقدار بور در سنگهای

مافیکی کاهش می یابد. در سراسر جهان تنوع منطقه ای مقادیر بور در سنگهای بازالتی قابل مشاهده است. بطور متوسط برای سنگهای بازالتی 5 ppm ممکن باشد. برای سنگهای نفوذی مافیک مقدار متوسط احتمالا کمی بیشتر از 8 ppm است.

جدول ۷-۲- بور در سنگهای نفوذی و سنگهای آتشفشانی مافیک

Rock	Locality	Number of analyses	abundance(ppm)		Reference
			range	average	
Gabbro	Germany	7	3-20	6	Harder(1959a)
Gabbro(composite of 11)	Germany			6	Harder(1959a)
Gabbro	Laphland(Finland)			9	Sahama(1945)
Gabbro	Norway		0.3-1.7		Lundmark(1944)
Gabbro	Sweden			<5	Lundegardh(1947)
Gabbro		2	5-10		Shima(1963)
Gabbro	Urals(U.S.S.R)	4	30-30	30	Getling et al. (1958)
Gabbro	Urals(U.S.S.R)	4	0-30		Dunaev(1959)
		2	7-13		
Gabbro	Tianshan(U.S.S.R)				Otroshchenk et al. (1969)
Gabbro	Tianshan(U.S.S.R)	6		700	Otroshchenk et al. (1969)
Norite	Tianshan(U.S.S.R)	11		22	Otroshchenk et al. (1969)
Basalt	Hawaii	1		3.2	Shima(1963)
Basalt	Pacific Ocean	1		4.2	Shima(1963)
Basalt	New zealand	1		7.5	Ellis(1964)
Basalt and "Diabase"	Germany and world	20	2.2-26	5	Harder (1959a)
Basalt (composite of 9)	Deccan (India)			6	Harder (1959a)
Basalt, andesite-basalt	Tien Shan (U.S.S.R.)	25	3-6	4.3	Otroshchenko et al, (1969)
"Diabase"	Tien Shan (U.S.S.R.)	7	22		Otroshchenko et al, (1969)
Mafic lava	Tien Shan (U.S.S.R.)	41	6-8	7	Otroshchenko et al, (1969)
Basalt (Geo chern. Standard JB-1)	Klta-Matsuura (japan)	1		10	Eveda in Ando et al. (1971)

ترمالینی یا سرپانتینی شدن بنظر می رسد با جایگیری گرانیتوئیدها (Otroshchenko et al, 1969) مرتبط باشد. دونیت ها معمولا مقدار بور کمتری نسبت به پریدوتیت ها دارند.

مقدار بور مربوط به برخی سنگهای خروجی و نفوذی در جدول (۳-۷) آورده شده است، که محدوده بزرگی از تنوع را در این سنگها نشان می دهد. معمولا در سنگهای مافیک محتوای بور مشابه سنگهای اولترامافیک است اما کمی بیشتر. اگر ما نمونه های سرپانتینی شده را حذف کنیم، محدوده غلظت بور در سنگهای مافیکی کاهش خواهد یافت. مقدار بور سنگهای بازالتی تنوع منطقه ای زیادی در دنیا ندارد. بطور متوسط 5 ppm بور در سنگهای بازالتی موجود است. متوسط مقدار بور برای سنگهای پولوتونیک مافیکی کمی بیشتر (8 ppm) است.

جدول ۳-۷- بور در نفوذی های و آتشفشانی آکالی

Rock	Locality	Number of analyses	abundance(ppm)		Reference
			range	average	
Syenite	Dresden (D.D.R.)	1		20	Harder (1959a)
Syenite	U.S.S.R.	2	9-16	13	Stavrov and Khitrov(1966)
Syenite	Urals(U.S.S.R.)	4	53-2	53-2000	Lisrtsy and Khitrov(1962)
Syenite	Turkestan	26	<10-180	60	Dusmatov (1972)
Syenite	Lapland (Finland)	1		9	Sahama(1945)
Syenite	Urals(U.S.S.R.)	2	30-90	60	Dunaev(1959)
Nepheline syenite	World	2	8-34	21	Harder (1959a)
Nephelinesyenite (composite of 22)	World			8.5	Harder (1959a)
Nepheline Kyenite (composite of 19)	Kola (U.S.S.R.)	19	5-38		Gerasimovskit et al. (1956)
Nepheline syenite	Chibiria Tundra (U.S.S.R)	1		3	Voladcerko and Melentiev(1941)
Trachyte	Germany	2	3-10	6.5	Harder (1959)
Trachyte	Italy		16-240		Taddeucct(1964)
Phonolite (2 composites of 24)	Germany, Czechoslovakia			5	Harder(1959)

اطلاعات بور در این سنگها، فقط در چند نمونه که در جدول ۲-۷ ذکر شده است، در دسترس می باشد. بور به صورت یکنواختی در شکلهای مختلف کانیایی در نفیلین سینیت های نروژ توزیع شده

است (Harder, 1959). تعداد آنالیزها برای محاسبه میانگین و مشاهده اختلافات سیستماتیک در بور بین انواع سنگهای نفوذی و آتشفشانی خیلی کم است.

۷-۲-۴- دیوریت ها، آندزیت ها

بنظر می رسد که مقدار متوسط بور این سنگها کمی بیشتر از سنگهای مافیک و کمی کمتر از سنگهای گرانیتی است. محدوده تنوع مقدار بور زیاد گسترده نیست و در سنگهای متوسط کم و بیش یکنواخت توزیع شده اند (جدول ۷-۴). بخش های کانیاپی یک نمونه دیوریت محلی در آلمان اختلافات اندکی در مقدار بور دارند، کانی های مافیک، 6 ppm، و پلاژیوکلازها، ۱۰ تا ۱۵ ppm (Harder, 1959a). کانیهی دیوریت مرکز Tien-Shan شامل: کوارتز (11 ppm)، پلاژیوکلاز (23 ppm)، بیوتیت (13 ppm)، آمفیبول (13 ppm) (Levchenko, 1972 Yezhkovand). Otroshchenko (۱۹۶۷) گزارش داد که بخش های کانیاپی آندزیت دارای مقدار بور (11 ppm) و سنگ کل (9 ppm) است.

جدول ۷-۴- بور در سنگهای نفوذی و آتشفشانی متوسط

Rock	Locality	Number of analyses	abundance(ppm)		Refrence
			range	average	
Diorite	Europe	9	6-20	14	Harder(1959a)
Diorite	Sweden	1		20	Lundecardh (1947)
Diorite	Scotland		30-60		Nocxoccs and Mitchell (1948)
Diorite porphyry	Urals (U.S.S.R.)	12	<10-300		Gerling et al. (1958)
Andesite	Italy	5	3-30		Taddeucci (1964)
Andesite (2 composites of 20)	Greece			24	Harder (1959)
Intermediate volcanite	Norway			4.8	Landmark (1944)
Andesite	Siberia	86	7-88	20	Sukhorokov (1964)
Andesite tuff	Siberia	49	7-132	40	Sukhorokov (1964)
Andesite	New Zealand	1		22	Wagner Ellis (1964)
Porphyrite	Urals (U.S.S.R.)	10	20-60	35	Getting and Savinova (1959)
Andesite tuff	Urals (U.S.S.R.)	3	340-2, 100		Lisitsyn and Khitro (1962)
Intermediate volcanite	Siberia (U.S.S.R.)	105	1-60	28	Otroshchenko (1969)

۷-۲-۵- سنگهای گرانیتی و سنگهای خروجی معادل آن

غلظت بور انواع سنگهای گرانیتی بیش از یک طیف گسترده دارد (شکل ۷-۱ و جدول ۷-۵). بنظر می رسد حداقل مقدار بور در سنگهای گرانیتی معمولی 0.3 ppm باشد، حداکثر مقدار بور ممکن است 300 ppm باشد، اما مقدار آن در ترمالین گرانیت ها بیش از این نیز می تواند باشد. بور در برخی از پگماتیت ها بشدت غنی شده است (تا ۳۰٪ ترمالین، Stoicovici et al., 1957) و همینطور در گرانیت گنایس ها غنی شدگی بور زیاد است. گرانیت های گرایزنی های (Greisen granites) غنی از بور با وجود ترمالین زیاد مشخص شده اند (جدول ۷-۵). به عبارت دیگر، گرایزن های دارای توپاز، بریل، میکا و کوارتز ممکن است شامل مقدار خیلی کمی بور باشند. Harder (1959a) توزیع بور در بخش های کانیایی سنگهای گرانیتی را در جدول (۷-۵) گزارش داده است. این داده ها بیانگر این است که مقدار ناچیز بور کانی های تشکیل دهنده سنگ برای کل بور (total B) سنگ مهم است تا مقدار ترمالین. عامل اصلی انتقال بور کانی سرزیت هم رشد (intergrown) با پلاژیوکلازها است. کانی های سرزیت بعد از تثبیت مذاب ماگمایی وقتی که بور نسبتا فراوان است، در فاز بخار یا محلول تشکیل شده اند. تغییرات مقدار بور در سرزیت، یکی از دلایل پراکندگی قابل ملاحظه مقدار بور سنگهای گرانیتی است. سنگهای گرانیتی سقف توده های نفوذی (Harz and Oberpfalzer Wald, Germany) و نسبت های گرانیتی میگماتیت ها بطور کلی مقدار بیشتری بور دارند. مقدار بور سنگهای گرانیتی می تواند با سن و محل متفاوت باشد (Wasserstein, 1951; Okada, 1955). گرانیتوئیدهایی که بصورت ژنتیکی با نشسته های بورات مربوط هستند شامل ۸ تا ۱۵ برابر بور بیشتر از نشسته های بدون بورات هستند (Barsukov, 1961). پلاژیوکلاز در سنگهای مزوزوئیک و ترشیری ژاپن مقادیر بور مشابه نشان می دهند (Kuroda, 1955; Table 5-7). مقدار بور گرانیتوئیدهای در همان محدوده گرانیت ها پراکنده است. پلاژیوکلاز (شاید هم رشد با سرزیت) شامل حدود ۸۰٪ کل بور گرانیتوئیدها است. مقادیر بالای بور متغیر در سنگهای Elba در ایتالیا توسط Tonani (1957) گزارش گردیده است. مقدار متوسط تجربی (15 ppm) کمی بیشتر از گرانیت (12 ppm) است. از دست دادن بور در طی دگرگونی می تواند مقدار کم آنرا در گرانیت های آلپ و اسکاندیناوی توضیح دهد، با این حال، این با مشاهدات گرانیت گنایس های ژاپن که مقدار بور بیشتری از گرانیت های غیر دگرگونی دارند در تضاد است (Okada, 1956; Kuroda, 1955).

جدول ۷-۵- بور در سنگهای گرانیتی

Rock	Locality	Number of analyses	abundance(ppm)		Refrence
			Range	Average	
Granite	Brocken, Harz (Germany)	3	11-18	13	Harder (1959)
Granite (roof area)	Bracken, Harz (Germany)	7	11-60		Harder (1959)
Granite	Brocken, Harz (Germany)	1		48	Harder (1959)
Granite	Oberphalzer, Wald, (Germany)	2	12-20	16	Harder(unpublished)
Granite (roof area)	Oberphalzer, Wald, (Germany)	6	7-9	8	Harder(unpublished)
Granite	Saxonia, Thuringia Vosges(Europe)	12	4-85		Harder(1959)
Granite	Alps etc, (Europe)	7	0.7-7	3	Harder(1959)
Granite (composite of 14)	Odenwald, Bayer. Wald. Fichrelgebirge, Schwarzwald, axonia, Vosges, Silesia (Europe)			14	Harder(1959)
Granite	France, Yugoslavia, Portugal, Norway	18	2.5-40		Harder(1959)
Granite	Lapland (Finland)	2	1-3	2	Sahama (1945)
Rapakivi Granite (composite)	Finland			6	Sahama (1945)
Granite	Sweden	2	3-50		Landergren (1945)
Granite	West Scotland	3	1-8		Nockolds and Mitchell (1948)
Granite	South Africa	40	<20-150	15	Wasserstein (1951)
Granite	Cape (South Africa)	34	20-240		Kolbe (1966)
Granite	Bitu-Dzhida, Siberia(U.S.S.R.)	22		39	Kosals and Mazurov (1968)
Leuco granite	Bitu-Dzhida, Siberia(U.S.S.R.)	14	30		Kosals and Mazurov (1968)
Aplite granite	Bitu-Dzhida, Siberia(U.S.S.R.)	23		22	Kosals and Mazurov (1968)
Tourmalinized granite	Turkestan (U.S.S.R.)	16	430-2,000900		Dusmatov et al.(1972)
Granitee	Turkestan (U.S.S.R.)	27	<10-245	80	Dusmatov et al. (1972)
Granite, gneisse (tourmaline free)	Shamakrskii Massif(U.S.S.R.)	8	0.3-7	1.4	Lyahovich (1965)
Granite (composite)	Siberia (U.S.S.R.)			40	Rub (1964)
Granite	U.S.S.R.	20	0-19	8	Stavrov and

					Khitrov (1960)
Granite	Hida Mountain (Japan)	135	0-32	7	Okada (1956)
Granite	Kitakami Mt. (Japan)	15	7-160	34	Okada (1956)
Granite	Palaeozoic, Japan	26	0-31	11	Kuroda (1955)
Granite	Mesozoic, Japan	21	0-25 (>300)	8(22)	Kuroda (1955)
Granite	Tertiary, Japan	7	0-31	15	Kuroda (1955)
Hybride granite	Japan	56	3-250	32	Kuroda (1955)
Gneiss granite	Japan	13	3-62	32	Kuroda (1955)
Granite	Canada			40-300	Boyle (1959)
Granire (G-1 standard)	Rhode Island (U.S.A.)			1.2 1.5 1.7	Harder (1959) Shima (1962) Flanagan (1973)
Greisens etc. Mica-topaz greisen	Europe	6	4-10		Harder (1959a)
Lithium greisen	Cornwall (England)	1		150	Harder (1959a)
Tin greisen	Siberia (U.S.S.R.)	30	1-470	200	Lyakhovich (1965)
Tin greisen	Siberia (U.S.S.R.)		up to 6,000		Rub (1964)
Greisen (composite of 24)			1,300		Harder (1959a)
Tourmaline greisen				up to 5%BP ₃	Harder (1959a)
Pegmatite granite	Canada		200-2000		Boyle (1959)
Granodiorite		7	7-87	9	Harder (1959)
Granodiorite	Monte -Capanne, Elba (Italy)	20	5-280	50	Tonani(1957)
Granodiorite	Giglio (Italy)	20	10-200	25	Tonani(1957)
Aplite	Giglio (Italy)	8	500-2,500	550	Tonani(1957)
Granodiorite	Canada	2	20-40	30	Boyle (1959)
Granodiorite, partly gneiss	Shamakorskii Massif, Siberia (U.S.S.R.)	5	0.3-15	3	Lyakhovich (1965)
Granodiorite	Urals (U.S.S.R.)	3	12-25	17	Dunaev (1959)
Granodiorite	U.S.S.R.	15	6-95	20	Stavrov and Khitrov (1960)
Granodiorite (standard JG-I)	Sori, Gumma-Ken (Japan)	1	5 and 7	6	Champ and Ikeda in Ando et al.(1971)

میانگین تجربی: گرانیات 12 ppm، گرانودیوریت 15 ppm

جدول ۶-۷- بور در قطعات کانیایی سنگهای گرانیتی، از کوههای Brocken, Harz در آلمان، a: گرانیت فقیر در ترمالین (17 ppm) و b: گرانیت غنی در ترمالین (46 ppm)

Mineral	Mineral content in %	ppm B in mineral	% of B as fraction of total rock boron in a given mineral	
			a	b
Plagioclase	14	100	63	37
Potassiumfeldspar	52	15	35	21
Biotite +chlorite	29	1	0.5	0.3
Quartz	a 0.00006	10% B ₂ O ₃	0.1	
Tourmaline	b 0.05			41

سنگهای آتشفشانی سیلیسی و شیشه های ولکانیکی دارای مقادیر بور بیشتری نسبت به انواع سنگهای گرانیتی هستند (Harder, 1959a). مهمترین میزبان برای بور، شیشه های آتشفشانی است (Tadeucct, 1964). مقدار بور در بخش های سنگی به ترتیب زیر از Monte Cimino ایتالیا گزارش شده است: شیشه ۴۲۰، پلاژیوکلاز ۲۹، سانیدین ۱۰، بیوتیت ۳۳ و پیروکسن ۴۶ پی پی ام. گدازه و توف حاصل از فعالیت های آتشفشانی سیلیسی دارای مقادیر بور مشابه هستند اما اغلب توفها کمی بور بیشتری دارند. (Bulkin 1965) بین جیوه و بور در انواع سنگهای آذرین به یک ارتباط اشاره کرده است.

۷-۳- فراوانی در انواع رسوبات و سنگ های رسوبی

تحقیقات بنیادی در مورد بور در رسوبات دریایی توسط گلداشمیت و پترز (۱۹۳۲) و Landergrén (1945) انجام شده است. با توجه به تحرک اسید بوریک در آب، بخار و نفوذ آتشفشانی، آب اقیانوس و مخصوصا رسوبات دریایی دارای انباشته های بور هستند. مقادیر متوسط بور در سنگهای رسوبی معمولی در جدول ۷-۷ آورده شده است. طبق این جدول رسها و شیل ها مقادیر بور بیشتری نسبت به ماسه سنگ ها و سنگ آهکها دارند، سنگ آهن ها، بویژه سنگهای گلوکونیتی، خیلی در بور غنی هستند.

جدول ۷-۷- مقدار متوسط بور در انواع سنگهای رسوبی

Sediment type	Number of analyses approx.	Range Ppm B	Average ppm B
Clay and shale	2000	25-800	130
Saline clay	20	230-2500	
Sandstone and sand	50	5-70	30
Graywacke	20	18-37	35
Siliceous sediment, radiolarite, chert etc.	20	5-100	
Limestone	200	2-95	20
Dolomite	30	10-400	60(?)
Ironstone	50	20-200	
Manganese nodules	60	70-600	290
Glauconite rock	10	350-2000	

۷-۳-۱- سنگ آهک و دولومیت ها

سنگ آهک ها از نظر مقدار بور تفاوت قابل توجهی با هم دارند. کمترین مقدار بور در برخی از سنگ آهکهای مربوط به آبهای تازه (تراورتن) و در گچ بسیار خالص پیدا شده است. سنگ آهکهای مارنی و دولومیت ها مقادیر بالایی دارند. متوسط مقدار بور در سنگهای کربناتی 27 ppm می باشد (Hasler, 1942; Heide and Thiele, 1958; Harder, 1959b; Weber, 1964). اکثر دولومیت ها دارای بور بیشتری نسبت به سنگ آهکها هستند.

جدول ۷-۸- بور در سنگ آهکها و دولومیت ها

Type, age	Locality	Number of analyses	abundance(ppm)		Refrence
			Range	Average	
Limestone	Germany, Switzerland	29	2-95	27	HARDER (1959b)
Limestone, Muschelkalk	Germany		3-43	15	HEIDE and THIELE (1958)
Limestone, Cretaceous (composite of 16)	Germany			35	HARDER (1959b)
Limestone, Jurassic (ecmposite of 45)	Germany			20	HARDER (1959b)
Limesrone, Devonian (composite of 32)	Germany			25	HARDER (1959b)
Limestone	Switzerland		2-(240)	13	HASLER (1942)

Limestone	Pennsylvanian, U.S.A.	90	1-200	18	OSTROM (1957)
Limestone	Scotland			10	MITCHELL (1944)
Limestone	U.S.S.R.		10--75		BULCIN (1965)
Limestone, travertine	U.S.S.R.		25-50		KRFSTOW (1966)
Dolomite	Germany	7	12-70	30	HARDER (1959b)
"Primary" dolostone	U.S.A etc.	93		68.1	WEBER (1964)
"Secondary" dolostone	U.S.A. etc.	30		66.8	WEBER (1964)
Argillaceous dolostone	U.S.A. etc.			337	WEBER (1964)
"Primacy" dolomite	U.S.A. etc.	9		148	WEBER (1964)
"Secondary" dolomite	U.S.A. etc.	3		133	WEBER (1964)

مقدار بور سنگهای آهکی ظاهرا به طور عمده در مقدار رس آنها وجود دارد. نسبت رس به تنوع خواص رسوبات محیطی بستگی دارد. مطالعه روی باقی مانده های اسیدهای نامحلول سنگ های آهکی و دلومیت ها نشان می دهد که مقدار بور رس و سنگ آهکها بطور قابل ملاحظه ای پائین تر (۱۵۰ تا ۳۰۰ ppm) است تا دلومیت ها (300-530 ppm B) (Harder, 1959; Reynolds, 1965). بیشترین مقدار در باقی مانده نامحلول دلومیت پرمین بالایی تشخیص داده شده است (1000 ppm B). بنابراین فرض بر این است که شوری آب دریا در طول تشکیل بسیاری از دلومیت ها بطور قابل ملاحظه ای بالاتر بوده است تا در طول تشکیل سنگ آهک ها. مقدار بور موجود در باقی مانده های نامحلول، شوری محیط های رسوبی سنگهای کربناته را نشان می دهد.

۷-۳-۲- ماسه، ماسه سنگ و رسوبات سیلیسی

محدوده تغییرات مقدار بور در انواع ماسه و ماسه سنگ ها گسترده است. مقادیر کم در ماسه های کوارتزی تک کانی و خالص یافت می شود (در حد چند ppm) و در ماسه ها بیشترین مقدار بور به تورمالین نسبت داده شده است. کوارتز خودش فقط در حدود 1 ppm یا حتی کمتر بور دارد. مقدار زیاد بور در ماسه و ماسه سنگ ها غالبا با مقدار بالای ترمالین قابل توضیح نمی باشد (Harder, 1959b) اما توسط میکا و گاهی یک بخش شیشه ای آتشفشانی قابل توضیح است (Ishizuka et al., 1970). کانیهای میکایی دانه درشت برخی ماسه سنگ ها دارای 75 ppm

بور می باشند، در حالیکه پلاژیوکلازهای هم‌رشد با سرزیت می تواند شامل حدودا 100 ppm بور باشد (Harder, 1959b). مقادیر بالای بور در ماسه سنگ هایی که مقدار زیادی رس دارند، می تواند به خاطر وجود رس باشد. Mosser و همکاران (1972) آزمایش هایی را بر روی بیش از ۱۰۰ نمونه ایلیتی از منطقه Buntsanstein در فرانسه انجام دادند، که محدوده بور آنها از ۱۲۰ تا ۳۶۰ ppm متغیر بوده است. این مقدار بور شوری محیط رسوبی را نشان می دهد. مقدار کم بور (18ppm) در گری واکهای دانه درشت (Tanner sysytem, Harz Mountains, Germany) کمتر از انواع دانه ریز (37 ppm) است که این بیانگر مقدار کم رس آنها است.

جدول ۷-۹- بور در ایلیت های رسوبی

Geological formation	Locality	abundance(ppm)		Refrence
		range	average	
Limestones				
Mesozoic	Switzerland and Germany	210-300	300	HARDER. (1959b)
Carboniferous	Britain	180-228	210	WALKER (1964)
Post Precambrian	U.S.A.	459± 10		REYNDLDS (1965)
Precambrian	U.S.A.	240-750	422±24	REYNOLDS (1965)
Dolomites				
Cretaceous, Muschelkalk	Germany		300	HARDER (1959b)
Permian (Saline)	Germany		700	HARDER (1959b)
Clays, shales				
Recent, marine	Ocean	>150		HARDER (1959b)
Cretaceous, marine	New Mexico,	300-480	390	FREDERICKS and REYNOLDS (1960)
brackish	Canada	170-230	200	
freshwater	Vosges (France)	100-130	120	MOSSER et al. (1972)
Lower Triassic	U.S.A.	120-360	120	REYNOLOS (1965)
Precambrian		250-4500		
Clqys of saline dtposils				
Permian	Germany	up to 3,000	1,000	HARDER(1959b)

جدول ۷-۱۰- بور در ماسه، ماسه سنگ و گری واک

Rock type	Locality	Number of analyses	abundance(ppm)		Refrence
			range	average	
Sandstone	Germany	10	3.5-73		HARDER (1959b)
Sandstone, Cretaceous (composite of 11)	Germany			25	HARDER (1959b)
Sandstone, Cretaceous	U.S.S.R.		22-33		GULJAEVA et al.(1966)
Sandstone etc., conglomerate	U.S.S.R.		10-400		BULKIN (1965)
Sandstone, arkoses, Buntsandstein (composite of 23)	Germany			40	HARDER (1959b)
Sandstone, greywacke Carboniferous (composite of 11)	Germany			35	HARDER (1959b)
Greywacke, Carboniferous, Devonian (composite of 17)	Germany			35	HAROER (1959b)
Greywacke, fine grained	Harz (Germany)	1		37	HARDER (1959b)
Greywacke, coarse grained	Harz (Germany)	1		18	HARDER (1959b)
Greywacke	New Zealand	1		35	ELLIS and MAHON (1964)
Molasse sandstone	Switzerland	1		10	HASLER (1942)
Sand, marine, Recent	U.S.S.R.	2	29-107		GULYAYEVA (1948)
Sand, Recent	Volga (U.S.S.R.)	1		6.5	GULYAYEVA (1948)
Sand, Recent (volcanogenic)	U.S.S.R.	2	60-120		KRESTOW (1966)

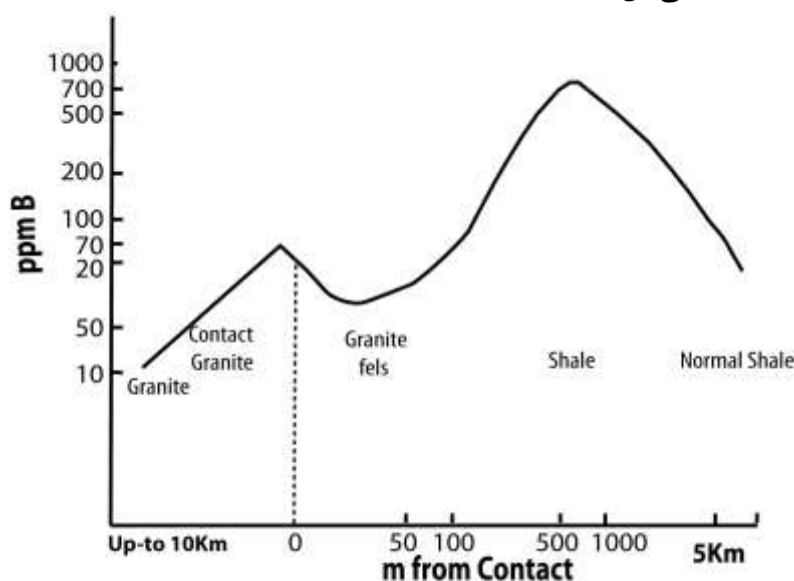
بور در رسوبات سیلیسی بطور قابل ملاحظه ای بیشتر از ماسه های خالص است. گل های رادیولاریت ها و سیلیسی اقیانوسی دارای ۵۰ تا ۲۰۰ ppm بور هستند. رادیولاریت و چرت دارای همان مقدار بور هستند. بور در این رسوبات ممکن است بخاطر مقدار بور اولیه ارگانیسم های سیلیسی اخیر باشد(تا حد 0.1%) (Goldschmidt and Peters, 1932). مقدار بور رسوبات سیلیسی در درجه اول به مقدار بور محلول اولیه مربوط است.

۴-۷- فراوانی بور در انواع سنگهای دگرگونی معمولی

در طول فرآیندهای دیاژنز و دگرگونی، مقدار بور اولیه در اکثر رسوبات و تعدادی از سنگ های ماگمایی کاهش می یابد. مقادیر بالای بور اولیه در سرپنتینیت ها و در نقاط تماسی سنگهای ماگمایی وجود دارد.

۴-۷-۱- دگرگونی تماسی

سنگهای گرانیتی هوازده در مناطق تماسی دارای مقدار بور بیشتری نسبت به گرانیت های هسته درونی توده هستند. بور در هم رشدی سرزیت با پلاژیوکلاز یا سرپنتین متمرکز شده است. در حالیکه رسوبات منطقه تماس، اغلب بور خود را از دست داده اند. بطور محلی غلظت های بالای بور گاهی بصورت کانی های بور نمود پیدا می کنند (شکل ۷-۱). توزیع ناهمگن پراکندگی در سنگ های حاصل از دگرگونی تماسی (مثل هورنفلس) می تواند توسط تحرک موضعی بور رسوبی توضیح داده شود تا منشاء ماگمایی آن.



شکل ۷-۱: پراکندگی بور در سنگهای دگرگونی مجاورتی در گرانیت و متاگرانیت، کوههای Harz آلمان (Harder, 1961a)

بسیاری از کانیهای دارای بور در پاراژنهای اسکارنی در کانه های مگنتیت و منگنز وجود دارند (kudwigite, suanite, kotoite, sinhalite, datolite, jimboite etc.). اگر بور در ذخایر اسکارنی در کانی های وابسته تشکیل نمی شد، بی شک در سرتاسر انواع کانیهای اسکارنی پراکنده می شد. گارنتهای اسکارنی شامل تا 400 ppm بور است (Lisitsey and Khttrov, 1962) و

ولاستونیت تا 200 ppm دارای بور است. سیلیکات منیزیم و بوراتهای موجود در اسکارنها می تواند رابطه عکس داشته باشند (Egorov, 1960). وزوویانیت (ایدوکراز)، آخرین کانی اسکارنی، میزان اصلی بور است (Muessing, 1959).

۷-۴-۲- دگرگونی ناحیه ای

فقط تعداد محدودی آزمایشات مرتبط با بور برای سنگهای دگرگونی ناحیه ای وجود دارد که در جدول ۷-۱۱ آورده شده است.

جدول ۷-۱۱- بور در سنگهای دگرگونی ناحیه ای

Rock type	Locality	Number of analyses	abundance(ppm)		Reference
			range	average	
Schist	Germany	20	35-155	80	HARDER (1959b)
Mica schist	Alps, Urals etc.	30	40-2,000	100	HARDER (1961a) DUNAEV (1959)
Paragonite schist	Alps, Yugoslavia	10	70-2,000		HARDER (1961a)
Andalusite cordierite schist	U.S.S.R.	4	110-170		STAVROV (1960)
Chlorite schist			10-40		DUNAEV (1959)
Glaukophane schist	Switzerland	10	3-30		HARDER (1961a)
Biotite amphibolite schist		10	3-30		HARDER (1961a)
Talc chlorite schist	Munchberg Mass, Bavaria(Germany)	3	0-11		HAHN-WEINHEIMER (1960)
Sericite graphite schist	Munchberg Mass, Bavaria(Germany)	4	68-1000		HAHN-WEINHEIMER (1960)
Orthogneiss	Germany	6	0.5-3.5		HARDER (1961a)
Paragneiss	Germany	4	8-50		HARDER (1961a)
Granite gneiss	U.S.S.R.	2		4	STAVROV and KHITROV (1960)
Gneiss	Norway	8	1-14	5	LANDMARK (1944)
Gneiss and schist (U.S.S.R.)	Yakutia	17	30-80	55	YEGOROV (1961)
Granitized rock	Yakutia (U.S.S.R.)	18	<20-20		YEGOROV (1961)
Charnokite	Sweden	5	<1-7		HARDER (1961a)
Serpentine	Urals	2	13-80		DUNAEV (1959)

۷-۵- پراکندگی جهانی بور

ژئوشیمی بور بوسیله محدوده بزرگی از آنومالی انواع سنگهای معمولی (بیش از ۳ برابر) مشخص می شود. این بر اساس نوسانات بور می باشد و باعث می شود که محاسبه میانگین بور به سختی صورت گیرد. مقدار بور گوشته را می توان با استفاده از یک مدل کندریتی معمولی (در حدود 1ppm) یا کندریت کربن دار (در حدود 7 ppm) تخمین زد. عدد دوم به میانگین آزمایشی در سنگهای الترامافیکی نزدیک است، اما برای عناصر فرار انتخاب یک مدل دشوار است. مقادیر بالای آنومالی بور در کیمبرلیت ممکن است یک شاخص برای خروج گاز گوشته باشد.

مقدار بور پوسته اقیانوسی (در حدود یک چهارم جرم کل پوسته) ممکن است مشابه متوسط مقدار سنگهای بازالتی 5 ppm باشد. متوسط مقدار بور در پوسته قاره ای بالایی در جدول ۷-۱۲ 13 ppm محاسبه شده است. پوسته پائینی اساسا ترکیبی است از سنگهای دگرگونی. گنایس ها و شیست ها عموما مقدار بور کمتری نسبت به معادل های ماگمایی یا رسوبی قابل مقایسه از نظر ترکیب شیمیایی دارند. 10 ppm ممکن است یک احتمال برای مقدار بور پوسته قاره ای باشد و مقدار بور در پوسته حدود یک برابر بیشتر از مقدار آن در گوشته است. بهرحال، فقط ۵٪ بور کل زمین احتمالا در پوسته باشد.

جدول ۷-۱۲- مقدار بور در سنگهای ماگمایی پوسته قاره ای بالایی

	Abundance of rock type (in percent)	Boron abundance in rock class ppm	Boron fraction relative to rock abundance
Granite etc.	44	12	5.3
Granodiorite etc.	42	15	6.3
Gabbro etc.	13	8	1.04
Abundance in magmatic rocks: 13 ppm			

۷-۶- رفتار بور در فرآیندهای ژنز ماگمایی

بور یک عنصر متراکم در مراحل تاخیری تبلور ماگمایی است. مقدار بور اولیه مذابهای ماگمایی معمولاً بقدر کافی جهت تشکیل کانی های مستقل بور زیاد نیست. محلولها و بخارات مربوط به ماگماتیسم گاهی کانیهای بور تشکیل می دهند. انتظار می رود درجه متوسط غنی شدگی در اجزاء باقی مانده در ابعاد کوچک یونی بور باشد (Goldschmidt, 1954).

بور در گازهای آتشفشانی در چندین منطقه بررسی شده است (White and Waring, 1963). بور در بخارات فومرولی (گازهای آتشفشانی) محدوده ای از صفر تا ۷۳۰ میلی گرم H_3BO_3/IH_8O دارند. بیشترین مقدار بور در نیوزلند یافت شده است. در ژاپن، مقدار آن در محدوده صفر تا 36 ppm است. نسبت H_3BO_3/HCl معمولا از ۰,۰۰۱ تا ۰,۰۵ متغیر است. در Lardarello، ایتالیا، غلظت H_3BO_3 ۰,۴۷٪ در گازهای فعال است. بور در گازهای آتشفشانی بصورت BF_3 (نقطه جوش $0^{\circ}C$ ۱۰۱)، B_3H_{10} (نقطه جوش $0^{\circ}C$ ۱۷,۶)، B_2H_6 (نقطه جوش $0^{\circ}C$ ۹۲,۵) و یا B_2O_3 (نقطه ذوب $0^{\circ}C$ ۲۹۴) می تواند باشد. همه این ترکیبات فرار از ترکیب اسیدبوریک با آب تشکیل شده اند. رفتار بور تحت شرایط طبیعی توسط تغییر آن از کووالانسی (BO_3^{3-}) به شکل پیوند یونی (B^{3+}) مشخص شده است (Lebedev, 1960). در فرآیندهای پنوماتولیتیک بور متحرک با عناصری مثل فلورین، لیتیوم، قلع و ژرمانیوم مرتبط است.

۷-۷- رفتار بور در طول هوازگی و آلتراسیون سنگها

سیلیکاتهای بور (برای مثال ترمالین) در طول هوازگی نسبتا پایدار هستند، کانیهای بورات قابلیت حل شدن دارند. در طی هوازگی سیلیکاتهای دارای بور، مثل آلکالی فلدسپار و میکا، تجزیه شده و بور آنها همراه با عناصر دیگر بداخل محلول وارد می شود. فاصله بور متحرک در یک پروفیل هوازگی بستگی به سنگ های محل و شرایط هوازگی دارد. رفتار بور در طول هوازگی در یک آب و هوای مرطوب توسط (Harder 1959b) در یک پروفیل گرانیات هوازده در کوههای Harz مورد بررسی قرار گرفته است، که در آن در طول هوازگی کانیهای اصلی و ایلیت تقریبا محفوظ مانده اند. گرایش عمومی بور به تمرکز در مواد باقی مانده همراه با ایلیت منجر به غنی سازی بور در خاکهای این پروفیل شده است (150 ppm B). همچنین (Harder 1959b) از نمونه های بوکسیتی (۱۰ نمونه: 0-79 ppm B، مقدار متوسط ۵۰) و از یک پروفایل لاتریتی در نمونه گرانیات از هندوستان (۴ تا ۵۳ ppm بور در افق های مختلف) داده های بور را منتشر کرده است. بوکسیتی که در سنگ های ماگمایی و یا رسوبی گسترش یافته است یا بور خود را از دست داده یا غالبا نسبت به سنگهای اولیه غنی تر شده است. انتظار می رود که بور توسط جذب بالا در رسوب تازه آهن و آلومینیوم هیدرواکسایدها ثابت شده باشد. روند فراوانی بور با عمق خیلی متغیر است و فقط اطلاعات محدودی در دسترس می باشد.

۷-۸- مقدار بور در آبهای سطحی قاره ها

مقدار بور آب سطح قاره ها در جدول ۷-۱۳ آورده شده است. بور در آب رودخانه ها از آب باران، هوازدگی طبیعی یا هیدروترمال ماگمایی، دگرگونی یا سنگهای رسوبی، از تشکیلات رسوبی، و گاهی محلولهای هیدروترمال حاصل می شود. مقدار بور آب رودخانه ها متغیر است اما عمدتاً بسیار کم است. یک متوسط 0.01 ppm را می توان برای آن تخمین زد. مقادیر بیشتر به دلیل شرایط خاص محلی مانند نشت از ذخایر بور و نقش آبهای گرم امکان دارد (مثل کالیفرنیا و ژاپن).

جدول ۷-۱۳- بور در آبهای طبیعی

	Number of analyses	Range ppm	Reference
Rain		0.01	Tentative estimate by HUTCHINSON ((1957) in: TUREKIAN (1969)
Rain, snow		0.02 – 0.085	HASLER (1944) in: GMELTN (1954)
Streams U.S.S.R.		0.013-0.01	KONOVALOV (1959) in: TUREKIIN (1969)
Streams U.S.A., Norway		0.0116	DURUM in: LIVINGSTONE (1963)
Streams, Japan	20	median 0.27	MUTO (1956)
Streams, California (U.S.A.)	95	0.02-5 median 0.5	SCOFIELD Et al. (1931) in: GMELIN (1954)
Formation waters	54	0.2-1.89 median 0.6	GMELIN (1954)
Oil field waters	133	0.6-2,150 median 81	GMELIN (1954)
Lakes (fresh water)	about 10	0.2-3	GMELIN (1954)
Salt lakes	about 100	0.5-1000	GMELIN (1954)
Hydrothermal waters		0.5-1000	GMELIN (1954)
Rivers, volcanic areas		100	GMELIN (1954)
Lakes, volcanic areas	about 100	3000	GMELIN (1954), EIGELSON (1939), LIVINGSTONE (1963)
Borax lakes		9000	GMELIN (1954)
Sea water (35‰ salinity)		4.45	GREENHALGH et al. (1955) in: TUREKIAN (1969)

آب رودخانه ها بیش از ۴۰۰ برابر نسبت به آب دریا دارای بور است، اما نسبت بور به کلرین در آب رودخانه ۴ برابر بیشتر از آب دریا است. این نشانگر تاثیر فرآیند شستشو در طول هوازدگی است. انحلال بور و کلر در طول هوازدگی بهم مربوط نیستند.

۷-۹- مقدار بور در آب‌های گرمابی

اغلب مقدار بور در چشمه‌های آبگرم و میعانات گازی بالا است. این احتمال وجود دارد که علت آن در ارتباط با فعالیت‌های ماگمایی باشد. درجه حرارت گازها و محلولهای آتشفشانی نسبتاً غنی در بور دارای: ۴ تا ۳۶ ppm بور در آب (Mizutani, 1962) هستند. به عبارت دیگر بعضی از چشمه‌های آبگرم در مناطق آتشفشانی و فرآورده‌های فومرولی شامل فقط کمی بور هستند، مثل ایسلند. بیشترین بور در چشمه‌های گرم از سنگهای محلی است نه از نفوذ ماگمایی. (Ellis and Sewell (1963 این اطلاعات را از چشمه‌های نیوزلند بدست آورده است. بیشترین بور در سنگهای آتشفشانی در بخش‌های شیشه‌های آتشفشانی وجود دارد، که به آسانی توسط آب داغ بیرون کشیده شده است. آب چشمه‌هایی که دارای آب آتشفشانی یا دگرگونی هستند دارای نسبت B/Cl بین 0.02 و 0.4 هستند (White and Waring, 1963). این نسبت خیلی بیشتر از آب دریا است (0.00023).

حال با شناخت از ماهیت کانی‌شناسی سنگهای منطقه (فصل ۵) و مقایسه به مباحث این فصل، کاملاً مشخص است که کانی‌های انواع سنگهای اطراف چشمه‌های آبگرم منطقه مورد مطالعه دارای پتانسیل خوبی برای مقادیر بالای بور بوده، که توسط آب‌های گرم مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی جوان (۱۲ تا ۱۸ میلیون سال) اخیر از کانیه‌های حامل بیرون کشیده شده‌اند. نسبت بالای B/Cl در آب چشمه‌های منطقه (فصل ۴)، بیانگر منشاء غیر دریایی آنها است.

فصل هشتم

بحث و نتیجه گیری

فصل هشتم

بحث و نتیجه گیری

۸-۱- مقدمه

در این بخش از پروژه، به نتایج حاصل از مطالعه در منطقه مورد مطالعه بر اساس مهمترین مشاهدات و نتایج بدست آمده از روابط صحرایی، و آزمایشگاهی مطابق با یافته های جدید علمی سالهای اخیر، پرداخته شده است. از مباحث ارائه شده در این بخش، به ارتباط بین واحدهای زمین شناسی و تاثیر آن بر کیفیت آبهای زیرزمینی و سطحی و همینطور ارائه ویژگیهای ژئوشیمیایی و هیدروژئوشیمی، برای توصیف مخزن یا مخازن در منطقه پرداخته می شود، و همینطور به مقایسه منطقه با نمونه های شناخته شده از آن در سایر نقاط جهان اشاره شده است. در نهایت بر اساس مجموعه شواهد و نتایج بدست آمده منشاء آلودگی به بور، مدل زمین شناسی و راهکارهای لازم ارائه خواهد شد.

۸-۲- بحث و بررسی زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال شهرستان ارومیه و شمال غرب زون سنندج- سیرجان واقع شده است، از نظر زمانی سنگهای پرکامبرین تا عهد حاضر در آن دیده می شود. این منطقه در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا واقع شده است، در یک منطقه تکتونیکی فعال از نظر لرزه خیزی همراه با

مناطق فشاری بالا. این بخش در واقع قسمتی از ایران است که بین صفحه‌های عربی و اوراسیا قرار گرفته است. حرکت صفحه عربی به سمت شمال حدود ۵ سانتی متر در سال باعث ایجاد یک فشار به سمت شمال می‌گردد. فعالیت‌های تکتونیکی باعث تشکیل گرابن‌های متعدد در شمال غرب ایران شده که این گرابن‌ها محل اصلی و مهمترین مکان‌های فعالیت‌های ژئوترمالی شده است. مناطق ژئوترمالی از الگوی تکتونیکی موجود کاملاً تبعیت می‌کنند. همه چشمه‌های آبگرم در شمال غرب ایران به وضوح با فعالیت‌های آتشفشانی جوان و بلوک‌های گسلی مربوط می‌باشد. فعالیت‌های آتشفشانی پس از برخوردی، بعد از میوسن بالایی تا عهد حاضر مسئول گرم کردن مناطق زمین گرمایی شمال غرب ایران است. فعالیت‌های حرارتی بالا با فعالیت‌های آتشفشانی اسیدی گسترده با دگرسانی گرمابی بالا، Fumaroles، همراه شده است، تعداد زیادی چشمه‌های آبگرم در محدوده سلماس تا ماکو وجود دارد. از زیادی ذخایر معدنی هیدروترمال و تعداد ذخایر آب‌های معدنی گرم حدس زده می‌شود که پتانسیل زمین گرمایی بزرگی در منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور وجود دارد.

جهت ارائه پاسخ به منشاء مقادیر بالای بور در آبهای ترمال منطقه، بررسی‌های متعددی از بررسی‌های صحرایی گرفته تا بررسی‌های آزمایشگاهی نمونه‌های سنگی و آبی طی این تحقیق در منطقه مورد مطالعه انجام شد. کارهای آزمایشگاهی و مطالعاتی این طرح تحقیقی از سال ۱۳۸۶ تا ۱۳۹۲ بطول کشیده شده است: (۱) تحقیقات زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی و نمونه‌های سنگی و (۲) تحقیقات گسترده در زمینه هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمی با نمونه برداری از آبهای زیرزمینی، آبهای گرم آبی و آبهای سطحی منطقه. بمنظور بررسی منشاء غلظت بور در آبهای حرارتی، ۲۰۰ نمونه سنگی در منطقه مورد مطالعه جمع‌آوری شد. مقدار بور آبهای زیرزمینی، آبهای حرارتی و آب‌های سطحی با استفاده از معرف‌های استاندارد کالیبره مورد بررسی قرار گرفت.

در اینجا جهت درک بهتر خلاصه‌ای از زمین‌شناسی منطقه و بررسی‌های کانی‌شناسی نمونه‌ها را یادآوری می‌کنیم، تا به ارتباط بین نوع تشکیلات زمین‌شناسی و نوع کانی‌های با مقدار بور پی ببریم (فصل ۲). قدیمی‌ترین برونزدها منسوب به پرکامبرین و متشکل از آمفیبولیت، گنایس و شیست می‌باشد، که پی سنگ منطقه را تشکیل داده است. توده‌های مورد مطالعه به داخل آنها و رسوبات پالئوزوئیک نفوذ کرده‌اند. سرهای چینه‌شناسی منطقه شامل سنگهای دگرگونی منسوب به پرکامبرین و سنگهای رسوبی پالئوزوئیک زیرین، پالئوزوئیک بالایی، کرتاسه همراه با سنگهای اسیدی و بازیک پرمین است. این سنگها معمولاً در حد رخساره شیست سبز و گاهی تا حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. سنگهای منسوب به پرکامبرین شامل انواع

گنایس، شیست، آمفیبولیت، متاولکانیک و مرمر است. در جنوب غرب و همینطور در اطراف روستای قباخ تپه از ورقه سلماس در چند منطقه رخنمون هایی از سنگ های کم دگرگونه وجود دارد که بیشتر از جنس اسلیت و شیل های فیلیتی است و در لایه لایه هایی از سنگ های آتشفشانی بیشتر اسیدی و کمتر بازیک و نیز لایه های کم ضخامت دولومیت و آهک های با تبلور دوباره دیده می شود. در جنوب روستای قباخ تپه (کوه قره داغ) ستمبرای آن بیش از ۱۵۰ متر است که با همبری گسله بر روی واحد ولکانیکی (ریولیت و ریوداسیت و توف) جای گرفته است. این واحد را می توان با سازند کهر مقایسه نمود.

برونزدی به نسبت کوچکی از سازند زایگون در ارتفاعات قره داغ در باختر روستای تمر دیده می شود که پدید آمده از شیل های قرمز و کمتر خاکستری رنگ میکاسه است. درون آن به ندرت لایه هایی از دولومیت های چرتدار نیز دیده می شود که مقدار آنها بسیار کم است.

گسترش سازند لالون در چند نقطه در منطقه دیده می شود که در برگیرنده ستمبرایی بیش از ۲۰۰ متر از ماسه سنگ های قرمز رنگ آركوزی همراه با کمی از شیل های ارغوانی رنگ میکاسه است. سازند میلا با ضخامتی حدود یکصد متر شامل دولومیت های سیاه رنگ، ضخیم لایه، چرتدار است که در چند نقطه در منطقه گسترش دارد. چرتها به اشکال گوناگون نواری و گرهکی به رنگ سیاه در سطح سنگها نمایانند. در قاعده این واحد ضخامتی بیش از ۵۰ متر کوارتزیت سفیدرنگ (Eq) دیده می شود. در جنوب شرق ورقه سلماس، در شمال غرب ایسی سو اطراف روستای قباخ تپه) رخنمون خوبی از سازند کهر تا میلا دیده می شود.

رسوبات مربوط به اردوئین، سیلورین، دونین، کربونفر و پرمین زیرین در منطقه رخنمونی ندارند. در اطراف چشمه آبگرم سنگ های زمان پرمین گسترش و ضخامت قابل توجهی دارند که بیشتر توسط گسله های رانده کم شیب بر روی دگرگونه ها جای گرفته اند و بیشتر آنها به حالت بی ریشه اند و قاعده آنها بجز در چند نقطه نمایان نشده است و بخش قاعده ای به یقین توسط گسل های یاد شده از میان رفته و نمایان نشده اند. تنها در چند تپه منفرد در اطراف چشمه آبگرم دیده می شود که توسط نهشته های دشت سلماس پوشیده شده است. سازند درود، دربرگیرنده ضخامتی نزدیک به ۵۰ متر از ماسه سنگ، ماسه سنگ های کوارتزی قرمز و سفیدرنگ همراه با میان لایه هایی از شیل است. سازند روته شامل ضخامتی بیش از چند صد متر دولومیت، آهکهای دولومیتی، دولومیت های آهکی و سنگ آهک است که اغلب توسط گسله های تراستی کم شیب بر روی واحدهای قدیمی تر رانده شده است. این واحد بطور عمده دارای لایه بندی ضخیم تا توده ای است. درون لایه های آهکی و دولومیتی، رگچه های کلیست و گرهکهای چرت دیده می شود.

مجموعه Cm دربرگیرنده مجموعه ای از سنگ های اولترابازیک تا بازیک سرپانتینیزه، سرپانتینیت، متاگابرو، متادیوریت، متادیاباز، متابازالت، شیست سبز (کلریت، سرسیست، بیوتیت) شیست، آمفیبولیت، رادیولاریت و لایه های آهکی پلاژیک، بلورین است که در محدوده اطراف چشمه آبگرم دیده می شود. دیوریت گابرو ها سنگهایی به رنگ خاکستری گراییده به سبز با کانی های جهت یافته و با ترکیبی، بطور عمده، دیوریت و کمتر گابرویی هستند. بافت آنها از نگاه ماکروسکوپی، میکروگرانولار با کانی های بیشتر بیوتیت و فلدسپات است. کنگلومرای قاعده، کنگلومرای است ضخیم لایه با میان لایه هایی از شیل و ماسه سنگ، سیمان آن ماسه ای و به نسبت محکم است و قاعده نهشته های میوسن را در جنوب چشمه آبگرم به شمار می آید. ستبرای آن از چند متر تا چند ده متر متغیر است. رسوبات کواترنری در اطراف چشمه آبگرم از تنوع و گستردگی زیادی برخوردار هستند که می توان به موارد زیر اشاره کرد:

تروارتن از سنگ آهک های متراکم، دانه ریز، بوجود آمده اند، که بیشتر، به رنگ های مختلف، زرد قهوه ای و کرم دیده می شوند. برونزد این سنگها را در پیرامون روستاهای صوفی آباد، قباخ تپه و شورگل در اطراف چشمه آبگرم گسترش زیادی دارد. پادگانه های قدیمی از نظر لیتولوژی از کنگلومرای نیمه سخت تشکیل شده که ضخامت آن گاه به بیش از ۵۰ متر می رسد، این پادگانه ها گسترش خوبی در اطراف چشمه آبگرم دارد. پادگانه ها و نهشته های جوان که در ارتفاعی پائین تر نسبت به پادگانه های کهن جای دارد. از دیدگاه لیتولوژی دربرگیرنده قلوه سنگ، شن و ماسه ریز، سیلت، رس سخت نشده است.

بخش گسترده ای از محدوده مورد مطالعه را سنگ های دگرگونی شامل گنایس، آمفیبولیت، فیلونیت، شیست و مرمر تشکیل می دهد. دگرگونی در این منطقه در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت است، بخصوص در حد رخساره اپیدوت - آمفیبولیت که تا شرایط دگرگونی پائین تداوم داشته است. شدت دگرگونی در سنگهای مختلف فرق می کند از نمونه های بدون آثار دگرگونی تا نمونه هایی با دگرگونی تا حد رخساره پائین آمفیبولیت. دگرریختی نیز در منطقه دارای گستردگی وسیعی بوده و از نمونه های بدون آثا دگرریختی تا نمونه های شدیداً دگرریخت شده مشاهده می شود.

یک مجموعه ای از سنگ های آتشفشانی - رسوبی و توده های نفوذی با ترکیب گرانیات و دیوریت، دگرگونه در نیمه جنوبی ورقه سلماس گسترش دارد، نهشته های کربناته پرمین با همبری گسله تراستی، بخش بالایی آنها را پوشانده است این مجموعه از چندین واحد تشکیل شده است. Mt^{mt} : این واحد در برگیرنده مجموعه ای از سنگ های متامورف، متارولیت، متاولکانیک، متابازیت، شیست، آمفیبولیت، گنیس و مرمر است که با ضخامت چند صد متر در جنوب شرقی

سلماس گسترش دارد که توسط توده های نفوذی با اشکال گوناگون قطع شده اند. رخنمون بزرگی از این واحد در غرب و شمال ابگرم وجود دارد. در مطالعات میکروسکوپی، شیست ها در بردارنده کانی های کوارتز، فلدسپات با رشد توام، سریست، موسکویت و بیوتیت بصورت تیغک های ظریف و گاه پهن، اپیدوت بصورت بلورهای شکلدار می باشد.

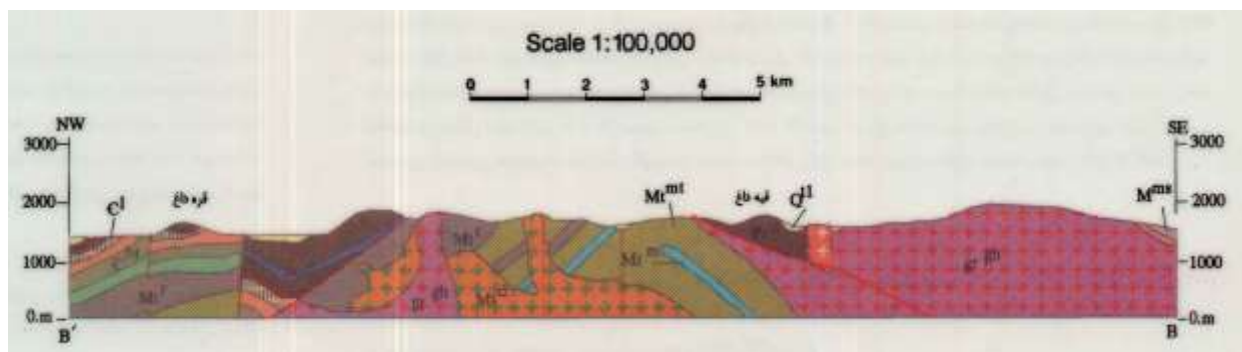
Mt^f : مجموعه ای از سنگ های ریولیت، ریوداسیت، توف های اسیدی و کوارتز، پورفیرهای دگرگون شده است که درون آن لایه هایی از سنگ آهک های کریستالین و شیست نیز دیده می شود. برونزد خوبی از آنها در اطراف روستای ابگرم (ایسی سو) دیده می شود. به دلیل نفوذ رگه های گوناگون به درون آن این واحد در سطح وسیعی آلتزه گشته است. کانی های عمده آنها کوارتز با خاموشی موجی و تبلور مجدد، فلدسپات آلکالن با بافت پرتیتی، پلاژیوکلاز سریستیزه و آرژیلیزه، موسکویت، بیوتیت در زمینه ای از بلورهای میکروکریستالین و کریپتوکریستالین از کوارتز-فلدسپات و تیغکهای ظریف سریست، موسکویت بصورت جهت یافته، اکسید آهن و اپیدوت می باشد. کانی های ثانویه شامل اکسیدهای آهن، کانی های رسی، سریست و کانی های فرعی عمدتاً کانی های اپاک است.

Mt^{gn} : بطور عمده شامل گنیس به همراه سنگ های دگرگونی شیست و آمفیبولیت است. در شرق جاده ارومیه - سلماس تقریباً روبروی ایسی سو دیده می شود. بررسی های روی زمین و نمونه های میکروسکوپی نشان می دهد که بیشترین بخش این سنگها به احتمال از دگرگونی سنگهای آرکوزی و آذرآواری نوع اسیدی و در برخی موارد از سنگ های آذرین درونی متوسط پدیدار شده اند. در این سنگ ها اکثراً لیتاژ لیناسیون خوبی که فرآورده تفریق و جهت یابی کانی ها است دیده می شود، که در بردارنده کانی های کوارتز، بیوتیت، موسکویت، سریست، اسفن و به ندرت آمفیبول است.

Mt^{am} : حجم بزرگی از این واحد در جنوب شرق ایسی سو دیده می شود، که بیشتر شامل آمفیبولیت به همراه کمی شیست های گوناگون، گنیس و متاولکانیک است. توده های نفوذی به اشکال گوناگون رگه ای، پچ و گاه سیل، همچنین رگه های سیلیسی فراوان به درون این سنگها نفوذ کرده اند. کانی های عمده آنها آمفیبول (هورنبلند، ترمولیت، آکتینولیت) اپیدوت، کوارتز، موسکویت، بیوتیت، فلدسپات و اسفن می باشد.

در محدوده مورد مطالعه نفوذی های متنوعی شامل گابرو و دیوریت که به داخل مجموعه دگرگونی نفوذ کرده و همراه با سنگ های دربرگیرنده اش دگرگون شده است. برونزدهایی از این سنگها در اطراف چشمه ابگرم و در سطح بسیار گسترده دیده می شود. این سنگها اغلب توسط رگه های آپلیتی و سیلیسی سفیدرنگ قطع گردیده است. نفوذ این رگه ها در سطحی گسترده به

داخل توده مزبور باعث شده که اغلب این سنگها تجزیه شوند. کانی های عمده آنها: فلدسپات بیشتر شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، بیوتیت، پیروکسن و اپیدوت است. کانی های ثانویه شامل اپیدوت، سریسیت، کلریت، کانی های رسی و کمتر کربنات، کانی های فرعی نیز بیشتر کانی های کدر، آپاتیت، زیرکن و لوکوکسن است.



شکل ۸-۱: نیمرخ زمین شناسی از منطقه آبگرم

سنگهای آذرین اسیدی در ابعاد زیادی در منطقه دیده می شوند. دو برونزد عمده این مجموعه عبارت است از : ۱- توده گرانیتوئیدی قوشچی در شرق و جنوب شرقی آبگرم ۲- برونزد اصلی دیگر، در جنوب غرب چشمه آبگرم رخنمون دارد و با ترکیب گرانیتی، که مجموعه دگرگونی را قطع کرده است. رگه های سیلیسی و آپلیتی فراوانی که شیره خود ماگما هستند در فازهای بعدی در سطحی گسترده این توده را قطع کرده اند. افزون بر آن یکسری دایک های دیابازیک نیز درون این توده دیده می شود. نفوذ رگه های فوق و عوامل مختلف زمین شناسی باعث شده که این سنگ ها در سطح وسیعی تجزیه گردند. کانی های اصلی آنها کوارتز، فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز، مسکویت، بیوتیت و کمتر آمفیبول، اسفن، سریسیت و اپیدوت می باشد. کانی های ثانویه سریسیت، اپیدوت، کلریت و کانی های فرعی شامل کانی های کدر، آپاتیت، اسفن، ترمالین، لوکوکسن و زیرکن است و بطور عمده با نام سنگ شناسی متاگرانیت معرفی شده اند.

دگرگونی ناحیه ای و مجاورتی در کل توده های منطقه با درجات متفاوت دیده می شود. دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیبست سبز تا رخساره پائین آمفیبولیت است. گاهی درجه دگرگونی ضعیف بوده و سنگها را تا حد متا دگرگون کرده است، مانند متاگابرو و متا دیوریت ها. دگرگونی مجاورتی در حد تشکیل مرمر و اسکارن در بخش های شمالی منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور رخنمون گسترده تری دارند. دگرگونی مکانیکی یا همان دگرشکلی و میلونیتی شدن در کل منطقه و عمدتاً در زونهای برشی شده دیده می شود. بخش گسترده ای از این سنگها به

خاطر قرار گرفتن در امتداد زونهای برشی متحمل دگرشکلی پلاستیک دما بالا و گاه فشار بالا شده بطوریکه با حفظ پاراژنز ماگمایی، تا حد زیادی دگرریخت شده و خطوارگی و برگوارگی در امتداد زون برشی پیدا کرده اند. این زونهای برشی معبر خوبی برای حرکات سیالات فراهم کرده است.

همانطوریکه در فصل ۶، مطرح شد، نمودارهای رسم شده از عناصر کمیاب نشان می دهد که سنگهای مافیک منطقه مورد مطالعه غنی شدگی زیادی داشته و روند تفریق زیادی در آنها دیده می شود. نمونه ها الگوی پراکندگی تقریباً مشابهی داشته و هم پوشانی نسبتاً خوبی دارند. بررسی سنگهای نفوذی مافیک و گرانیته اطراف چشمه آبگرم نشان می دهد که این نفوذی ها بصورت یک توده منفرد از ماگما متبلور نشده اند. این احتمال وجود دارد که ماگمای تازه، طی چند مرحله هنگام تبلور توده وارد اتاق یا اتاقهای ماگمایی شده باشد. آثار بافتی قدیمی و ترکیبات کانی های موجود حاکی از آن است که تبلور اولیه در اعماق متوسط گوشته زیر پوسته قاره ای رخ داده و ماگمای اولیه تولید شده بصورت یک دیاپیر عظیم از میان گوشته فوقانی صعود کرده است. مواد موجود در دیاپیر در حین صعود از میان گوشته، دچار تبلور مجدد و تغییر شکل پلاستیک شده و دچار ذوب بخشی شده است. در حین صعود با سنگهای مسیر خود آغستگی پیدا کرده است.

لذا بر اساس مطالعات انجام شده طی این تحقیق، می توان گفت که، ماگمای بازیک مادر باعث تشکیل سنگهای گابرونوریت و گابرو در منطقه شده است. شواهد پترولوژیکی و ژئوشیمیایی حاکی از این است که ماگمای بازیک، از یک ماگمایی با غنی شدگی بیشتر از عناصر ناسازگار و فراوانی بیشتر در تیتان و عناصر خاکهای نادر نسبت به گوشته می باشد. با توجه به مجموعه کانیایی و نتایج ژئوشیمیایی (فصول ۵ و ۶)، می توان چنین گفت که احتمالاً عمده سنگهای نفوذی با سن پرمین منطقه مورد مطالعه از یک ماگمای بازالت آکالن تا ساب آکالن بطور بخشی تفریق یافته و از عناصر REE، کمیاب، Ti و p غنی شده تر از ماگمای پیکریت تولئی ایتی است، بوجود آمده اند. ماهیت توده های نفوذی منطقه مورد مطالعه و خصوصیات بافتی و ژئوشیمیایی آنها نشان می دهد که محیط تشکیل بایستی ریفتم داخل صفحات قاره ای باشد. این محیط با مشخصات چشمه های آبگرم منطقه هم خوانی دارد.

با توجه به سن های جدید بدست آمده از این سنگها (فصل ۶)، حداقل سه زمان برای ماگماتیسیم منطقه قابل فرض است: ۱- ماگماتیسیم پرکامبرین که با نفوذ ماگمایی لوکوگرانیته همراه است، ۲- ماگماتیسیم اواخر پالئوزوئیک که با نفوذیه های گابرویی و آکالی گرانیته همراه بوده است و ۳- ولکانسیم جوان (میوسن)، که عمدتاً بصورت آذرین های خروجی بوده است. زمان سوم با

فعالیت های ولکانیسم شمال غرب زون سنندج-سیرجان و فعالیت های چشمه های هیدروترمالی مطابقت دارد. زمان دوم با باز شدن نئوتتیس که یک زون کششی داخل قاره ای بوده، مشخص می شود. لذا فرض محیط ریفتی داخل صفحات قاره ای برای تشکیل غالب توده های مافیک و اسیدی منطقه با توجه به نتایج کسب شده در این تحقیق درست ترین فرض ممکن خواهد بود. سن سنجی های جدید از منطقه طی این تحقیق و همینطور استفاده از یافته های جدید سایر محققین، نشان می دهد که سنگهای گابرویی، دیوریتی و آلكالی گرانیتی سنی مشابه داشته، بطوریکه همگی در اواخر پالئوزوئیک در اثر حادثه یکسانی تشکیل شده اند. در نتیجه حرارت ناشی از این توده های بازیک، پوسته قاره ای زیرین ذوب شده و ماگماهای اسیدی (آلكالی گرانیت ها) همزمان با آنها در منطقه مورد مطالعه و مناطق همجوار تشکیل شده است. لذا همه سنگهای فوق در اواخر پالئوزوئیک را می توان یک کمپلکس واحد فرض کرد که محصول پدیده ماگمایی حاصل از یک تهاجم بزرگ ماگمای بازیک با سنگ میزبان پرکامبرین بوده اند.

کشور ایران دارای پتانسیل بالایی از انرژی ژئوترمال است. از بررسی های زمین شناسی، می توان متوجه شد که منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور (از جمله روستای حماملر)، دارای پتانسیل انرژی ژئوترمال است. موقعیت تکتونیکی منطقه مورد مطالعه بین صفحات اوراسیا و گندوانا توسط میکروپلیت آذربایجان و میکروپلیت آناطولی کنترل می شود. بررسی های تکتونیکی بیانگر یک بالا آمدگی گسترده در منطقه است که بصورت یک ساختار گنبدی شکل با ویژگی های فشاری زمین ساختی در منطقه است که احتمالاً قبل از پرمین شروع شده است. از اواخر کربونیفر تا اوایل پرمین، مناطق ریفت قاره ای در شمال غرب ایران و زون سنندج-سیرجان توسط تکتونیک کششی تشکیل شده، که عموماً روند شمال غرب - جنوب شرقی داشته و توسط آب های گرمابی، کانی زایی های اپی ترمال و سنگهای ولکانیکی تا عهد حاضر همراهی می شوند. آبهای گرم آبی و کانی سازی اپی ترمال با گسلهایی که ترجیحاً روند NW-SE و NE-SW دارند مرتبط هستند، که با روند مورب در مناطق ریفتی قرار گرفته اند. این گسلها احتمالاً توسط نیروهای تکتونیکی فشارشی، ناشی از تغییر شکل Uplift بین دو منطقه ریفت کششی تشکیل شده اند. همانطوریکه در فوق نیز اشاره گردید، مطالعات این تحقیق نیز بیانگر وجود زون ریفتی در منطقه مورد مطالعه است.

محدوده اطراف آبگرم متشکل است از سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک و رسوبات ترشیری تا کواترنری است. چشمه های آبگرم منطقه از داخل آنها بیرون زده است. مقدار ترمالین در گنایس ها قابل توجه است و همراه با بیوتیت یک نقش مهمی برای محتوای بالای بور در آب گرم منطقه بازی می کند. شایست ها بر روی گنایس ها قرار گرفته اند و در واقع مسکویت بیوتیت شایست می باشد. گنایس ها شامل فازهای کانایی کوارتز، فلدسپار، میکای سیاه و سفید، تورمالین و کانیه های فرعی

است. در مقایسه با میکاشیست که علاوه بر کانیهای فوق دارای گارنت نیز می باشد. محدوده آبگرم توسط گسل هایی با روند شمال غرب - جنوب شرق کنترل می شود. مشخص شده است که در منطقه، سنگ های دگرگونی و رسوبی تحت تاثیر آلتراسیون هیدروترمالی قرار گرفته و توسط زونهای آلتراسیون فیلیتی، آرژیلیتی، سیلیسی شدگی و هماتیتی شدگی مشخص شده اند. علاوه بر این کربناتی شدگی نیز در منطقه دیده می شود. سنگهای دگرگونی پرکامبرین تا کامبرین بخاطر محتوای کانیایی خود دارای مقادیر بور بالا بوده و از این جهت با سنگهای رسوبی پلیوسن تفاوت دارند. مقادیر بور با مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 سنگها یک رابطه همبستگی مثبت است. بنابراین هر چقدر مقادیر کوارتز، فلدسپار و میکاها در سنگها زیاد باشد، مقدار بور آن سنگها نیز زیاد خواهد بود. بور ممکن است در شبکه بلوری به جای Si و Al گنجانده شود (Christ, 1965).

ساختارهای دگرگونی توسط ترکها و شکافها موجود در این سنگها مخزنی را تشکیل می دهد که احتمالا دارای درجه حرارت تا 100°C (فصل ۶، ژئوبارومتری) را دارد. رسوبات جوانتر مربوط به دریاچه های قاره ای در بالای پی سنگ دگرگونی قرار گرفته اند.

با توجه به درجه بالای تثبیت و با توجه به محتوای رس سازندهای رسوبی اطراف چشمه آبگرم، این سازندها می توانند پوششی از یک لایه عایق (لایه اکیفر) را تشکیل دهند. سازندهایی با محتوای بالای کربناتها (مثل سازند درود و روته) که دارای سیلیس زایی هیدروترمال بوده، با درز و شکاف فراوان و با حفره های به هم مرتبط، در نتیجه می توانند یک آبخوان بسیار عالی را تشکیل دهند که احتمالا و با توجه به نقشه برش زمین شناسی (شکل ۸-۱)، و ژئوتروموبارومتری که انجام شد (فصل ۶)، احتمال می رود که دارای درجه حرارت 100°C تا 200°C درجه سانتیگراد باشد. با توجه به ویژگیهای خاص برخی از این سازندها (مثل ضخامت)، آنها می توانند بمانند یک مخزن ترمالی احتمالا در عمق حدود ۸۰۰ متر عمل کنند. هوازدگی هیدروترمالی محلی + سیلیسی شدگی + هماتیتی شدن + سولفیدی شدگی در مجاری خروجی آب و بخارات گرم آبی دیده می شود.

۸-۳- ویژگی های هیدروژئولوژیکی

منطقه مورد مطالعه یک منطقه کوهستانی بوده و چشمه های آبگرم در ارتفاع ۱۷۷۰ متری از سطح تراز دریا قرار گرفته اند. آب گرم آلوده به بور از چندین دهنه چشمه خارج می شود. آبهای زیرزمینی بعد از خروج در محل چشمه از طریق آبراهه های موجود جریان یافته و در پائین دست با آبراهه های دیگر ادغام شده و به طرف دریاچه ارومیه سرازیر می گردد. میزان بارش متوسط سالانه 371 میلیمتر بوده و دمای حداقل در آن 20°C و دمای حداکثر نیز در آن 40°C است. لذا منطقه مورد مطالعه دارای شرایط آب و هوایی نیمه خشک است. قسمت اعظم بارش ها در ماههای

زمستان و اوایل بهار بوده، در بقیه ماهها خشکی غالب است. زمان خشکی که عمدتاً در فصل تابستان است با کمبود آبهای زیرزمینی همراه است، بنابراین آبهای سطحی فقط نقش ثانویه در تغذیه آبهای ترمال دارد.

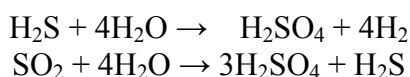
طبق مشاهدات صحرایی، خروج آبگرم از دهانه های متعددی صورت می گیرد، ولی در یک راستای مشخص، در مرز بین سنگهای رسوبی و در امتداد بخش های شکسته شده. درجه حرارت همه آنها یکسان نیست، شاید علت آن در میزان آب خروجی از مجاری باشد. شواهد صحرایی نشان می دهد که برخی مجراها قبلاً دبی خوبی داشتند، ولی در حال حاضر آنها یا بسته شده اند و یا دبی کمی دارند. این می تواند بیانگر افت فشار آب زیرزمینی ناشی از خشکسالی های اخیر باشد.

آبهای ترمال منطقه، با مقادیر بور بالا تا ۴۵۰ میلی گرم در لیتر مشخص می شود، گسترش آلودگی از محل چشمه های آبگرم به آبهای سطحی و زیرزمینی منطقه از طریق گسلها موجود در منطقه صورت می گیرد. میزان بور در آبراهه ۳، ۴۵۱ میلی گرم در لیتر است، در حالیکه بعد از تلاقی با آبراهه های ۲ و ۳ به ۴۱۰ و در محل تلاقی آبراهه های ۱، ۲ و ۳ به ۲۱۵ میلی گرم در لیتر می رسد. در چاههای عمیق محدوده روستای آبگرم مقدار بور ۱۶،۶۸ میلی گرم در لیتر اندازه گیری شده است. هر چه از محدوده های چشمه ها دورتر می شویم مقدار بور هم کمتر می شود. بطوریکه در چاه های عمیق روستا قره باغ به ۶،۶۵ میلی گرم در لیتر می رسد (فصل ۴). همه این مقادیر بالاتر از حد استاندارد طبیعی بور در آبها است. این مقادیر برای گیاهها و درختان میوه و همینطور آب شرب و بهداشتی مضر می باشد. لذا با توجه به اثرات سمی بور، استفاده اقتصادی از آب های گرم آبی در منطقه مقرون به صرفه نبوده که هیچ بلکه ضررهای اقتصادی و بهداشتی نیز به همراه دارد.

در طول دو دوره زمانی با اختلاف ۳ سال، دو بار بازدید از چشمه، مسیر و حوضه مربوطه بعمل آمد. آب گرم منطقه از نوع $\text{Na}-(\text{SO}_4)-\text{HCO}_3$ است. منشاء یون سدیم در آبهای ترمال مربوط به سنگهای دگرگونی مسیر حرکت آبهای گرم است، در حالیکه سنگهای کربناتی در مخزن منشاء یونهای Ca^{2+} و Mg^{2+} هستند.

درجه حرارت آب چشمه ها از 38°C تا ۴۵ متغیر است، با مقدار بور ۴۳۸ تا ۴۵۰ میلی گرم در لیتر (که خیلی بیشتر از مقادیر شناخته شده دنیا است)، مقدار TDS mg/l ۹۹۰۰ تا ۱۰۹۶۰، EC $\mu\text{S/cm}$ ۱۵۷۳۰ تا ۱۶۸۷۰ و نسبت کانی زایی پائین.

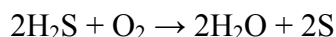
برای سیستم سولفور در این محیطها، واکنش های زیر قابل پیش بینی است:



این بدین معنی است که منشاء گوگرد ماگمایی بصورت H_2S , H_2 and SO_2 ⁻⁴ است. این ترکیب گوگردی به سطحی که می تواند در دیواره های تزریق شود انتقال می یابد، جهت بررسی عمق تزریق گوگرد باید گمانه زده شود:



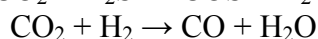
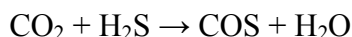
یونهای HS^- یا H_2S در آبهای ترمال، یا دارای منشاء ماگمایی بوده و یا می توانند از حل شدن سولفیدها توسط هوازدگی حاصل شده باشند، در ضمن می توانند اکسیده شده و به سطح صعود کنند و در نهایت مقدار گوگرد آزاد را تنظیم کنند:



در رسوبات کربنات دار همراه چشمه های ترمال منطقه، اثرات (شوره) گچ را می توان مشاهده کرد. تشکیل گچ در تقابل است با کربناتیزاسیون (carbonization).



بنابراین واکنش بالا نشان می دهد که سیستم سولفور مسئول اصلی حمل و در نتیجه وجود آب است. وجود آثاری از CO و COS را می توان به شرح زیر توضیح داد:



از نظر هیدروژئوشیمیایی، آبهای ترمال چشمه آبگرم منطقه دارای غنی شدگی از F^- ، Si^{4+} ، B^3 هستند. مقدار B^{3+} در آبهای ترمال منطقه تا 450 mg/l است. منشاء غنی شدگی B^{3+} طبق شواهد می تواند مرتبط باشد با محصول حاصل از انحلال واکنش بین سنگ - مایع در مخزن، با اینحال منشاء ماگمایی نمی تواند بطور کامل رد شود. با توجه به اجزای فراری مانند CO_2 ، HS^- ، NH_3 ، منشاء ماگمایی، می تواند توسط آنالیزهای ایزوتوپی $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ تأیید شود. در ارتباط با واکنش بین سنگ- مایع، مقدار بور آبهای ترمال می تواند از شسته شدن فازهای کانیایی همانند ترمالین و بیوتیت در سنگهای دگرگونی و کانی های بور در سنگهای رسوبی نتیجه شده باشد. در منطقه اطراف چشمه آبگرم، گنایس و میکاشیست ها نقش مهمی را بعنوان منبع بور بازی می کنند.

آبهای ترمال منطقه دارای مقدار زیادی Si هستند (سیلیس زایی در اطراف دهنه چشمه ها و رگه ها و شکافها) که از شسته شدن سیلیکاتها در درجه حرارت حدود 200°C درجه سانتیگراد در مخزن و توسط فعل و انفعالات بین سیال-سنگ بوجود آمده است. در جاهایی که آبهای ترمال به

عنوان دو فاز بخار و مایع جداگانه هستند، جدایش سبب افزایش ۲۵ درصدی آب نسبت به بخار آب می شود، یعنی خروج CO_2 و غنی شدگی Si در مایع تا ۱۵۰ میلی گرم در لیتر. بدین وسیله، خروج CO_2 سبب افزایش PH به بیش از ۷ (در درجه حرارت حدود ۱۰۰ درجه سانتیگراد) خواهد شد. در درجه حرارت ۴۵ درجه سانتیگراد، آبهای ترمال در حوضه های زهکشی مقدار Si را تا حد ۱۵۰ میلی گرم در لیتر و با PH ۹ ارائه می دهند.

آبهای ترمال منطقه را می توان به آبهای جوی و آبهای ماگمایی یا مخلوطی از آنها تقسیم کرد. آبهای ترمال منطقه احتمالاً اختلاطی هستند از آبهای جوی و ماگمایی. برای پی بردن به این مسئله باید ایزوتوپی عناصر H_2O و C صورت گیرد. منشاء CO_2 می تواند مربوط باشد به فعالیت های ماگمایی نیمه آتشفشانی در پی سنگ و واکنش با سنگهای کربناته. محدوده مورد مطالعه دارای یک جریان آب زیرزمینی است که از ارتفاعات بالادست حوضه تا قسمت های پائین تر حوضه زهکشی می شوند. طبق مدل ارائه شده در شکل ۸-۲ آبهای جوی در منطقه در زونهای گسلی و از طریق درز و شکاف ها، به اعماق نفوذ می کند. این آبها دارای مقادیری رسوبات آواری سطحی هستند که با خود به عمق می برند. در اعماق یک مخزن حرارتی وجود دارد. احتمالاً در عمق ۵ کیلومتری سیالات جوی نفوذ یافته، توسط حرارت حاصل از منبع حرارتی ماگمایی در حال سرد شدن گرم شده و با توجه به جریان حرارتی ناشی از سلولهای کنوکسیون به بالا صعود می کند. ترکیبات فرار CO_2 , SO_2 , HCl , H_2S , HF, HB و He خارج شده از ماگما به آبهای ژئوترمال مخزن می رسند، جائیکه در آن بین سنگهای آتیره شده، ترکیبات گازی و مایعات تعادل وجود دارد. بنابراین، آبهای ژئوترمال در زونهای تکتونیکی ضعیف موجود در مناطق ریف ت قاره ای در محل چشمه های گرم، گازها و بخارات را با خود بالا می برند. این سیالات دارای مقادیر بالا تا متوسطی از گازهای CO_2 , H_2S NaCl هستند.

در اینجا ما می توانیم دو نوع مخزن برای چشمه آبگرم در نظر بگیریم:

۱- مخزنی که در داخل سازند ها و تشکیلات رسوبی مخصوصاً سازند درود ایجاد شده است: این سازند بخصوص در مقایسه با دیگر تشکیلات رسوبی دارای محتوای بالای کربنات است، که بیشتر از نوع آهکی است، به مقدار کمتر مارن و ماسه سنگ نیز در آن حضور دارند. ضخامت کلی سازند درود در منطقه حدود ۵۰ متر است. از نظر تکتونیکی، این سازند به علت سیلیسی شدگی هیدروترمالی، سختی بالایی دارد و بدلیل وجود درزه ها و شکاف های فراوان در اثر گسل ها و زونهای گسلی براحتی بصورت بلوک ها و قطعات درشت شکسته می شوند که شاهد آن وجود قطعات خیلی درشتی از آن در دره منتهی به چشمه آبگرم است. لذا آن می تواند نقش یک آبخوان

عالی را بازی کند. با توجه به ضخامت این سازند، عمق احتمالی این مخزن حداکثر ۸۰۰ متر بوده و حدس زده می شود در این عمق آب بایستی حدود ۱۰۰ درجه سانتیگراد حرارت داشته باشد. ۲- در محدوده چشمه آبگرم و اطراف آن، سنگهای آذرین نفوذی (شامل گرانیت قوشچی، متا گرانیت و متادیوریت و متاگابرو) و سنگهای دگرگونی (مانند گنایس، میکاشیست، آمفیبولیت، کوارتزیت و مرمر) رخنمون گسترده ای دارند. مقدار تورمالین در گنایس ها قابل توجه است و همراه با بیوتیت نقش مهمی در تامین بور آب گرم دارند. این سنگها به مقدار کم تا زیاد دگرگون شده و توسط شکستگی ها و شکافهای متعددی قطع شده اند. لذا این سنگها نیز می توانند بعنوان مخزن آبگرم باشند، با این تفاوت که عمق این مخزن و درجه حرارت آب در آن بیشتر از مخزن اول خواهد بود.

مشخص است که درجه حرارت بالا و تاثیر بافرها نقش زیادی در مقدار شستشوی بور از سنگهای مسیر دارد. میزان حلالیت بور فازهای کانیاپی دارای بور در اثر تاثیر متقابل سنگ- مایع احتمالاً منجر به افزایش بور آبهای گرم در منطقه مورد مطالعه باشد. فازهای کانیاپی بیوتیت، مسکویت، تورمالین، فلدسپار و هورنبلند به عنوان حامل بور بالقوه در نظر گرفته می شود. آزمایش های تجربی شستشوی انواع سنگ ها نشان می دهد که گنایس و میکاشیست به عنوان منبع بور نقش مهمی بازی می کنند. علاوه بر این، بور حاصل از نفوذ ماگمایی، غلظت بور را در آبهای ترمال افزایش می دهد. باید اضافه گردد که ذخایر احتمالی بور موجود در اعماق منطقه، که در ارتباط با آتشفشانهای جوان در منطقه است، می تواند بعنوان یکی از عوامل افزایش بور باشد تا زمانیکه خلاف آن ثابت شود. در نهایت می توان نتیجه گرفت که عامل اصلی غلظت بالای بور در منطقه، شستشوی فازهای کانیاپی است، اما عوامل طبیعی دیگر نیز در این امر تاثیر گذار هستند. می توان تصور کرد در این امر چندین عامل می تواند دخیل باشد نه یک دلیل واحد.

لذا مقادیر بالای بور در آبهای ترمال می تواند نتیجه شده باشد از (۱) فازهای کانیاپی ناپایدار حامل بور (مثلاً فلدسپاتها، مسکویت، ترمالین، هورنبلند و بیوتیت) در سنگهای دگرگونی، در نتیجه شستشوی این سنگها توسط آبهای گرم و (۲) نفوذ ماگما (که بایستی توسط آزمایش های ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{11}\text{B}$ و $\delta^{34}\text{S}$ آبهای گرم آبی اثبات گردد). (۳) حاصل از شسته شدن ذخایر بور مرتبط با فعالیت آتشفشانهای جوان منطقه از اعماق و یا (۴) هر دو و یا سه مورد به نسبت های مختلف دخیل باشد. مقدار ایزوتوپیهای بور منطقه آزمایش نشده اند ولی با توجه به موارد مشابه در ترکیه و نزدیکی به منطقه مورد مطالعه، می توان میزان مشابه را برای اینجا نیز در نظر گرفت ($\delta^{11}\text{B}=2.3\% \text{ to } 18.7\%$; $n=6$) که می تواند نشان دهنده شستگی بور از سنگها، یا خروج گاز B(OH)_3 از منشاء عمیق باشد. نفوذ بور شهاب سنگی به داخل مخازن بور منتفی است زیرا مقدار

بور آبهای زیرزمینی مناطق مجاور مثل سرشاخه ۴ در حدود ۰,۴۸ میلی گرم در لیتر است که در حد نرمال می باشد. در ضمن نقش دریاچه ارومیه نیز طبق آنچه در زیر گفته خواهد شد، منتفی است. از طرف دیگر موضوع اختلاط آب دریاچه با آبخوان آغ زیارت فقط در مناطق ساحلی می تواند مطرح باشد در صورتیکه چاه های برداشت آب حداقل ۴ کیلومتر با ساحل دریاچه فاصله دارند. بنابراین می توان نتیجه گرفت که آب دریاچه ارومیه نمی تواند در رابطه با منشاء بور مؤثر باشد.

بر حسب نسبت های مختلفی از یونهای Cl^- ، HCO_3^- و SO_4^{2-} چهار تیپ مختلف از آبهای معدنی وجود دارد:

- ۱- تیپ Na-Cl از منشاء دریایی
- ۲- تیپ Na-HCO_3 با مقادیر بالای CO_2 که با سنگهای دگرگونی منطقه همراه است
- ۳- تیپ Na-SO_4 که از فعل و انفعال بین سنگهای دگرگونی با H_2S اضافی نتیجه شده است
- ۴- تیپ $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$ که از فعل و انفعال با سنگهای کربناتی در اعماق کم نتیجه شده است

آبهای تیپ اول بیشتر بر اساس نسبت Br/Cl طبقه بندی می شوند. همبستگی خوب بین نمک های مختلف حل شده با درجه حرارت نشان می دهد که ترکیب شیمیایی آبهای ترمال از سیستم زمین گرمایی غیر دریایی است و توسط عوامل ذیل کنترل می شود: (۱) درجه حرارت واکنش متقابل سنگ-آب، (۲) تشدید واکنش ناشی از انحلال بالای CO_2 و احتمالاً گازهای هیدروکلوئید و (۳) مخلوط شدن با آبهای زیرزمینی سرد بالایی.

گاهی ممکن است که سیستم مخلوطی از دو تیپ باشد، مثلاً Na-Cl-HCO_3 . از نسبت بین یونهای محلول (مثل Cl^- , Br^- , B) و عناصر سنگ ساز (مثل Na , Ca , HCO_3^-) به منظور بررسی منشاء آبهای ترمال می توان استفاده کرد. از شوری بالا (ترکیب Na-Cl آب) و پائین بودن نسبت $\text{Na/Cl} < 1$ برخی از آبهای گرمایی حدس زده می شود که بیشترین نمک های محلول، بویژه Cl^- و Na ، از یک منشاء دریایی مشتق شده اند. به عبارت دیگر، آبهای گرمایی که دارای مقدار کمتری Cl^- داشته و بویژه نسبت $\text{Na/Cl} > 1$ زیاد باشد، منشاء غیردریایی دارند، و به این ترتیب بسیاری از ترکیبات محلول از فعل و انفعال بین سنگ-آب مشتق شده است. بهر حال ساختارهای ژئوشیمی دیگر (مثل نسبت های SO_4/Cl ، Mg/Cl ، F/Cl ، Li/Cl ، Ca/Cl) در آب دریا مختلف هستند و حدس زده می شود که ترکیب آبهای با منشاء دریایی توسط فعل و انفعالات فشرده بین آب - سنگ در طول زمان تغییر یافته است، از جمله می توان تهی شدگی Mg و غنی شدگی Ca ، B ، Li و F تغییراتی از آب هیدروترمال اقیانوسی هستند. با این حال در آبهای ژئوترمال با درجه حرارت بالا، بخش

بزرگی از بور بصورت محلول است که از شسته شدن سنگ ها تولید شده است. بنابراین، آبهای ترمال بیش از حد شور (Hypersaline) از انحلال نشسته های نمک مشتق شده اند. غلظت های بالای سدیم (20000 mg/l)، کلسیم (3000 mg/l)، پتاسیم (2000 mg/l) و بور (29 mg/l)، نشان دهنده ترکیب کانی شناسی این ذخایر با یک مجموعه کانیایی احتمالی از گچ و بوراتهای Ca و Na است. این ترکیب کانیایی برای بسیاری از نهشته های نمکی نئوژن معمولی است.

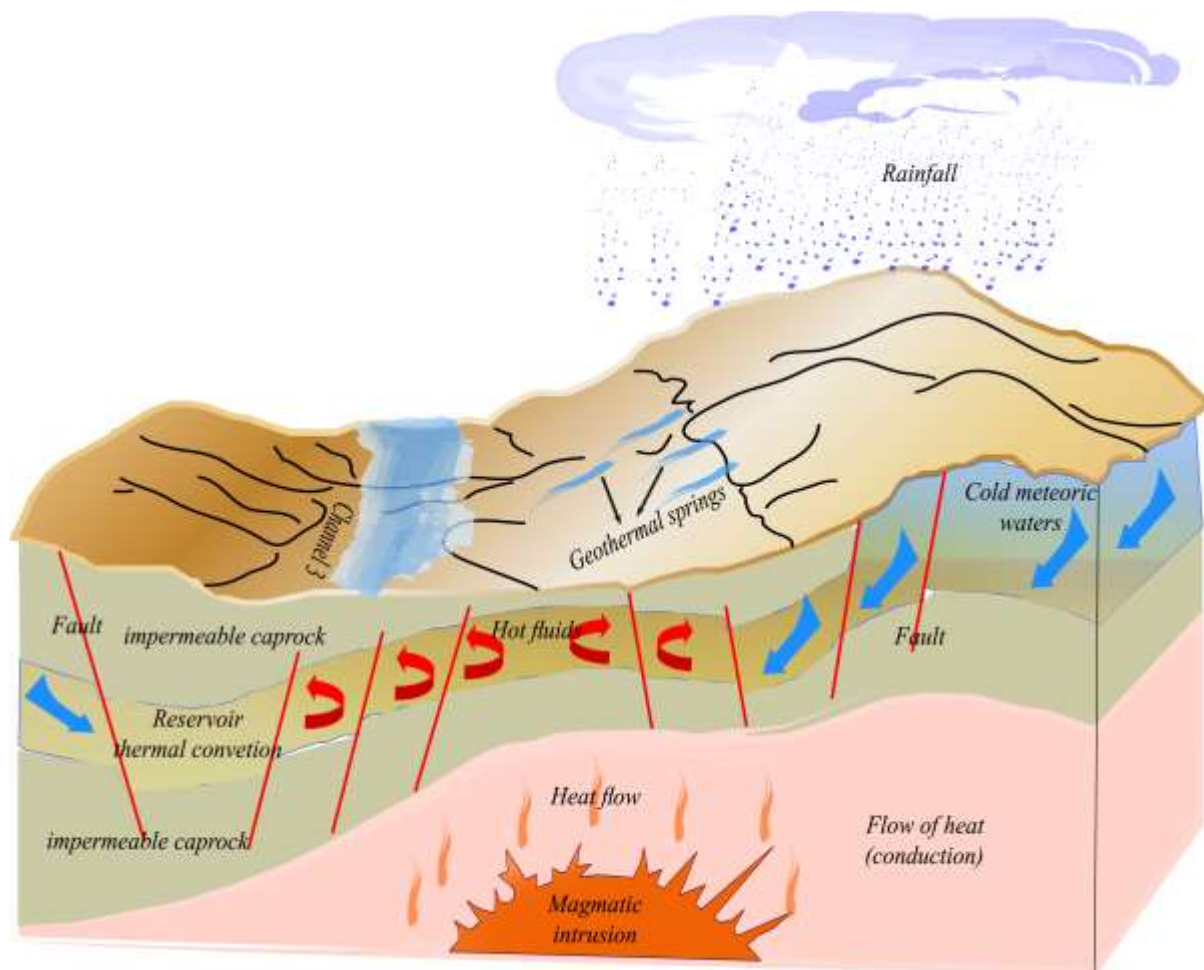
۸-۴- واکنش متقابل سنگ - آب در رابطه با منشاء بور

طبق تقسیم بندی Ellis و Mahon (1977)، آبهای تیپ HCO_3^- به مناطق آتشفشانی ژئوترمالی (جائیکه در آن بخار CO_2 متراکم با فاز مایع در تعادل است) مربوط می شود. آب نوع بی کربنات می تواند همچنین منعکس کننده اثر متقابل مایعات حاوی CO_2 در دماهای پائین، مسیر مهاجرت و همچنین مخلوط شدن با آبهای زیرزمینی محلی باشد (Giggenbach, 1991). آبهای تیپ Na-HCO_3 در سیستم های ژئوترمال متداولتر هستند و معمولاً با سنگهای دگرگونی که با سنگ شناسی کلی منطقه مورد مطالعه سازگار است، همراه می باشند. منشاء CO_2 محلول ممکن است ماگمایی باشد. بنابراین ترکیب شیمیایی Na-HCO_3 ترکیبی است از زبانه های CO_2 به بالا صعود کننده و فعل و انفعالات گسترده بین سنگ-آب با سنگهای دگرگونی. بطور مشابه آبهای تیپ Na-SO_4 می تواند از تراکم H_2S در داخل فاز سیال و همچنین از فعل و انفعال با کانی های سولفاتی مشتق شده باشد. بین غلظت یونهای مختلف و درجه حرارت یک همبستگی در ژئوترمالها وجود دارد، بویژه برای Na, K, Mg (همبستگی معکوس)، B و F . همبستگی مثبت بوضوح نشان می دهد که بیشتر نمک های محلول در آبهای گرم غیر دریایی از واکنش متقابل بین سنگ - آب مشتق شده اند. احتمالاً ارتباط کلر با دما می توانند منعکس کننده جذب گاز HCl توسط فاز سیال و همچنین خروج Cl از سنگها باشد. باید متذکر شد که اختلاط با آب های زیرزمینی نیز می تواند ترکیب شیمیایی آب های هیدروترمال را کنترل کند. بنابراین، همبستگی خطی بیشتر یونهای محلول با کلراید، نشان دهنده هر دو منبع اصلی سیستم های گرمابی و اختلاط با آبهای زیر زمینی سرد محلی است. در عین حال که یون HCO_3^- همچنین می تواند از اختلاط با آبهای سرد زیرزمینی کم عمق بدست آمده باشد، بطور مشابه، همبستگی بین کلر و سایر نمک های محلول نیز ممکن است از نفوذ گاز هیدروکلراید ایجاد شده باشد.

آبهای گرمابی منطقه، دارای مقدار خیلی بالایی بور بیشتر از مناطق شناخته شده دنیا است. از همراهی مقادیر بالای بور و CO_2 می توان حدس زد که آن احتمالاً از یک منشاء گوشته ای عمیق نیز مشتق شده است. علاوه بر این غلظت های بالای NH_4 و CO_2 در آبهای گرمابی منطقه

بیانگر صعود زبانه های ماگمایی از عمق است، که با فعالیت های آتشفشانی جدید در این منطقه مربوط می شود. لذا دو مدل برای منشاء بور در آبهای گرمابی منطقه قابل تصور است: (۱) یونهای Cl , HCO_3 و B از سیالهای گوشته ای عمیق دارای گازهای HCL , CO_2 و B(OH)_3 مشتق شده اند و یا (۲) شستشوی بور حاصل از فعل و انفعال بین سنگ - آب به داخل فاز سیال. برای حالت دوم نیز دو نوع حالت قابل تصور است: (۱) فعل و انفعال در عمق کم در داخل رسوبات پلئوسن، (۲) و در عمق زیاد در داخل سنگهای دگرگونی. با توجه به صحبت های قبلی و مقدار بسیار بالای بور منطقه، حالت دوم بیشترین تاثیر را دارد. زیرا سنگهای دگرگونی قابلیت بور بالایی دارند. البته حالت اول برای آبهای گرم آبی مناطق مجاور تا ماکو که مقادیر بور بالایی ندارد می تواند عامل اصلی باشد.

پراکندگی سیستم هیدروترمالی از الگوی تکتونیکی منطقه پیروی می کند. حضور سیستم های ساختاری فعال با فعالیت های آتشفشانی اسیدی جوان، گسلها، دگرسانی گرمابی، Fumaroles و وجود چشمه های آب گرم در منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور همراه است. هر چند میزان دما و حجم آب خروجی این چشمه ها به اندازه مناطق شناخته شده دنیا مثل غرب ترکیه زیاد نیست و توجه اقتصادی برای استفاده از آن جهت تولید برق و امکانات توریستی وسیع ندارد، با اینحال، غلظت بالای برخی ترکیبات محلول، بویژه بور موجود در این چشمه ها و آلوده کردن آبهای سطحی و زیرزمینی منطقه، یک مشکل جدی زیست محیطی در بعد منطقه ای می باشد. مقدار بور در چشمه های آبگرم منطقه خیلی بیشتر از چشمه های آبگرم مناطق شناخته شده در نقاط دیگر دنیا است (مثلا در چشمه های آبگرم غرب ترکیه مقدار بور حداکثر 20 mg/l است).



شکل ۸-۲: مدل ساده شده برای آبهای گرم منطقه مورد مطالعه

۸-۵- جمع بندی کلی

با توجه به بررسی های انجام شده تا این مرحله و با کمک مدل ارائه شده (شکل ۸-۲)، می توان نتیجه گیری کرد که: عمده آلودگی بور در محدوده وسیعی از آبهای زیرزمینی منطقه جنوب شرقی شهرستان سلماس وجود دارد. شروع آلودگی منطقه از چشمه های آبگرم اطراف روستای ایسی سو است، که مقداری از آن بصورت چشمه در سطح زمین جاری می گردد و مقداری از آن نیز از طریق گسل آبگرم-قباخ تپه و گسل تمر وارد آبهای زیرزمینی دره خرخره شده و باعث آلودگی آن می گردد. انتشار آلودگی بور که از دو دره آبگرم و خرخره در جهت جنوب به شمال می باشد در اثر جریان آب زیرزمینی دشت سلماس که از سمت غرب به شرق است، متوقف گردیده و با آن هم جهت می گردد و از نفوذ آن به اعماق دشت سلماس جلوگیری می گردد. بررسی اثرات آلودگی بور در اراضی که با آب آلوده آبیاری می گردند کاملاً در منطقه مشهود می باشد.

بررسی نشان می دهد که منشاء آلودگی در منطقه، منابع زمین شناسی منطقه است، نه منشاء انسانی، صنعتی یا نفوذ آب شور دریاچه ارومیه به سفره های آب زیرزمینی منطقه. چشمه های آبگرم منطقه مورد مطالعه از نوع Na-Cl-HCO_3 بوده و دارای نسبت $\text{Na/Cl} > 1$ زیاد است، این شواهد نشان می دهد که آن منشاء غیردریایی داشته، و بیشتر در نتیجه فعل و انفعال بین سنگ-آب است. از مقدار بسیار بالای بور در آبهای گرم آبی منطقه، حدس زده می شود که سنگهای دگرگونی، سنگ مورد نظر می باشد.

آبهای گرم هیدروترمال ممکن است خود منشاء ماگمایی داشته و یا آبهای جوی نفوذ یافته باشند که در اثر حرارت ناشی از توده های نفوذی اعماق زمین گرم شده و به سطح زمین حرکت می کنند. این آبهای گرم عناصر مختلف را چه بصورت گازی و چه بصورت محلول و ذرات معلق با خود به بالا حمل می کنند که اثرات آنرا بصورت چشمه تراورتن ساز، آهک ساز و یا رسوب کانی های دیگر و همینطور آلودگی های ناشی از مواد اضافه شده به منابع آبی دیده می شود. گسل های موجود در منطقه، همینطور شیب توپوگرافی و مورفولوژی منطقه از عوامل مهم گسترش آلودگی به مناطق همجوار است. این سیالات ممکن است در مسیر خود با سیالات ماگمایی حامل بور مخلوط شده و مخلوط آنها به بالا صعود کند. این سیالات در سطوح بالا در مخازنی که ممکن است سنگ مخزن آنها دگرگونی (با عمق زیاد) و یا رسوبی (با عمق کم، مثل سازند درود) باشد، جمع شده و باعث شستشوی فازهای کانیایی آنها گردند. مشخص است که درجه حرارت بالا و تاثیر بافرها نقش زیادی در مقدار شستشوی بور از سنگهای مسیر دارد. میزان حلالیت بور فازهای کانیایی دارای بور در اثر واکنش متقابل سنگ-مایع احتمالا منجر به افزایش بور آبهای گرم در منطقه باشد. فازهای کانیایی بیوتیت، مسکویت، تورمالین، فلدسپار و هورنبلند به عنوان حامل بور بالقوه در نظر گرفته می شود. این کانیها در سنگهایی مثل گنیس و میکاشیست به عنوان بوفور یافت می شوند. علاوه بر این، بور حاصل از نفوذ ماگمایی، غلظت بور را در آبهای ترمال افزایش می دهد. ذخایر احتمالی بور موجود در اعماق منطقه، که در ارتباط با آتشفشانهای جوان در منطقه است، نیز می تواند بعنوان یکی از عوامل افزایش بور باشد. می توان تصور کرد در مورد منشاء بور چندین عامل می تواند دخیل باشد نه یک دلیل واحد. با اینحال دو عامل بیشترین تاثیر را دارند: (۱) واکنش متقابل سنگ - آب در شستشوی فازهای کانیایی ناپایدار حامل بور (مثلا فلدسپاتها، مسکویت، ترمالین، هورنبلند و بیوتیت) در سنگهای دگرگونی و رسوبی، و (۲) نفوذ زبانه های ماگمایی حامل بور.

بین غلظت یونهای مختلف و درجه حرارت یک همبستگی در ژئوترمالها وجود دارد، بویژه برای عناصر Na , K , Mg این همبستگی معکوس، و برای B و F همبستگی مثبت است. با توجه به این مسئله و اینکه مقدار بور در محل چشمه های آبگرم منطقه خیلی زیاد است، پس می توان حدس

زد که منبع غنی از سیالات با درجه حرارت زیاد در اعماق منطقه موجود باشد، که بعنوان انرژی ژئوترمال قابل مطالعه می باشد.

روش حذف شیمیایی بور برای منطقه پیشنهاد نمی گردد، زیرا دبی چشمه های آبگرم کم بوده و مساحت حوضه آن محدود می باشد، لذا امکان خارج نمودن آبهای آلوده از گردونه آبهای زیرزمینی وجود دارد. بهترین روش ایزوله کردن و خارج نمودن آب آلوده از طریق ایجاد سدهای زیرزمینی و ذخیره ای می باشد.

۸-۶- راهکارها و پیشنهادات

با توجه به نتایج بدست آمده از این پژوهش، می توان استنباط کرد که با توجه به محدود و کوچک بودن منطقه مورد مطالعه (بر خلاف مناطق شناخته شده دنیا) هیچکدام از روشهای شیمیایی و بیولوژیکی نمی تواند موثر باشد. چون منبع اصلی آلودگی چشمه های آبگرم است و از طریق شیب توپوگرافی و گسل های به مناطق مجاور سرایت کرده و آب آنها را نیز آلوده می کند. لذا اگر بتوان محدوده اطراف چشمه ها را ایزوله کرد، گسترش آلودگی از طریق گسل ها و جریان آب زیرزمینی متوقف خواهد شد، و بدین ترتیب مشکل آلودگی بور منطقه برطرف خواهد شد.

موارد زیر به عنوان راه حل های کنترل آلودگی آبهای زیرزمینی منطقه و بطبع آن آلودگی خاک های کشاورزی و تأمین آب شرب و کشاورزی سالم در محدوده مطالعاتی پیشنهاد می گردد:

۱- با اطلاع رسانی به روستاهایی که آب شرب آنها از چاه های آلوده به بور تأمین می گردد، از مصرف آب این چاه ها به عنوان آب شرب و پخت و پز جلوگیری شود و سعی شود از منابع غیر آلوده برای این امر استفاده شود. البته در بعضی از روستاها مانند گورچین قلعه، قره باغ و شورگل مشاهده گردید که این امر توسط مردم صورت می پذیرد.

۲- تحقیقات بیشتر جهت بررسی اثرات آب آلوده به بور در خاک های منطقه و تعیین اثرات دراز مدت آن و همچنین نحوه آیشویی و از بین بردن اثر بور بر خاک صورت گیرد.

۳- پیشنهاد یک طرح تحقیقاتی جهت بررسی اثرات توجیه اقتصادی بور به عنوان یک ذخیره معدنی جهت استفاده در صنعت، استفاده از انرژی ژئوترمال و توریست درمانی انجام گردد.

۴- به ارگانهای مرتبط مثل سازمان آب پیشنهاد می گردد تا در مرحله مطالعات، آزمایش کیفی از آبهای سطحی و زیرزمینی که هزینه چندان نیز ندارد صورت بگیرد.

۴- تزریق دوباره آبهای اضافی حرارتی منطقه بطور مداوم، جهت تغذیه مخزن آب گرم، بالا بردن دبی آن و حذف خطرات سمی آن برای کشاورزی و مرکبات.

۵- اقدامات لازم برای جلوگیری از ورود آب آلوده چشمه آبگرم به چرخه آب زیرزمینی :

الف- پس از تعیین دقیق محدوده آلوده، در انتهای حوضه مربوطه، سد زیرزمینی برای جلوگیری از انتقال آب زیرسطحی به پایین دست احداث و برروی آن، سد ذخیره‌ای کوچک برای جمع آوری آبهای سطحی احداث گردد. آب جمع شده در پشت سد بوسیله خط انتقال به بیرون انتقال داده شود.

ب- برای انتقال آب آلوده:

۱- احداث خط انتقال بطول تقریبی ۱۴ کیلومتر تا دریاچه ارومیه و تخلیه در آن
 ۲- در انتهای خط انتقال استخرهای باسطح وسیع و عمق کم برای تبخیر نمودن آب احداث گردد، که در این صورت از باقی‌مانده خشک آب که حاوی بور و برخی عناصر دیگر است می‌توان استفاده کرد.

پ- بعد از احداث خط انتقال، احداث تأسیسات استخر و حمام آبگرم در پایین دست و کنار جاده صورت گیرد. این پیشنهاد ۲ مزیت دارد: اول اینکه دسترسی مردم به آبگرم راحتتر خواهد شد، دوم اینکه امکان قرق نمودن حوضه آبگرم و ایزوله کردن برای کاهش فرسایش و رسوب و همچنین سیل حوضه وجود خواهد داشت و از نشت آبهای آلوده به خارج از آن جلوگیری خواهد شد. پس در حالت کلی با انجام تدابیر فوق، دیگر آب انتقالی از دشت سلماس به قره باغ آلوده به بور نبود و قابل استفاده خواهد بود. در ضمن از ثروت خدادادی منطقه، یعنی انرژی ژئوترمال و عنصر بور می‌توان استفاده بهییه کرد. یعنی یک معضل را به یک فرصت خوب تبدیل کرد.

منابع

- ۱- آقاناتی، آ.، و حقی پور آ.، ۱۹۷۳، نقشه زمین شناسی چهار گوش سرو ۱:۱۰۰۰۰، ایران. سازمان زمین شناسی کشور
- ۲- اسدپور، م.، ۱۳۷۹، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای الترامافیک تا متوسط منطقه قوشچی (ارومیه)، پایان نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۴۳ صفحه
- ۳- اسدپور، م.، هویس، ث.، و پورمعافی، س. م.، ۱۳۹۲، شواهدی جدید از ماگماتیسم پرکامبرین و پالئوزوئیک در شمال غرب ایران، فصلنامه علوم زمین، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (زیر چاپ)
- ۴- جعفری باری، م.، ۱۳۸۸، بررسی منشأ آلودگی آبهای زیرزمینی منطقه آغ زیارت سلماس و نحوه کنترل آن، شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی
- ۵- حیدری، ن.، ۱۳۹۱، شناسایی کمی و کیفی آبهای گرم معدنی استان و ارزیابی سرمایه گذاری بر روی آنها، شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی
- ۶- خدابنده، آ. آ.، و امینی فضل، آ.، ۱۹۹۳، نقشه زمین شناسی چهارگوش تسوج ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور
- ۷- رضوی، سید حسین. ۱۳۸۵. گزارش مطالعات زمین شناسی و آبهای زیرزمینی و نحوه تأمین آب شرب مجتمع خان تختی. شرکت آب و فاضلاب روستایی آذربایجان غربی.
- ۸- سازمان برنامه و بودجه. ۱۳۷۱. استاندارد کیفیت آب آشامیدنی، سازمان برنامه و بودجه-وزارت نیرو. تهران.
- ۹- مرکز تحقیقات آب وزارت نیرو. ۱۳۷۱. گزارش نهایی مدل ریاضی آبهای زیرزمینی دشت سلماس.
- ۱۰- مهندسان مشاور آب نیرو. ۱۳۸۶. طرح دشت سلماس، خلاصه نتایج بررسی‌های تغییرات آب زیرزمینی دشت از سال ۱۳۷۰ تا ۱۳۸۵. شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی.
- ۱۱- ضیائی موحد، مجتبی؛ رضا یزدی زاده و سعید دادرش، ۱۳۹۲، اثرات عنصر بور بر محیط زیست، چالشها و روشهای حذف آن از منابع آب، پنجمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تهران، انجمن علوم و مهندسی منابع آب ایران، دانشگاه شهید بهشتی،

12- Dotsika E., Poutoukis, D., Kloppmann W., Guerrot, C., Voutsas, D., and Kouimtzis, T.H., 2010. The use of O, H, B, Sr and S isotopes for tracing the origin of dissolved boron in groundwater in Central Macedonia, Greece, Elsevier, 1783-1796

13- Giggenbach, W. F., (1992), Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries, Econ. Geol. 87, 1927-1944

- 14- Harder, H. Abundances in Common Igneous Rock Types, Sediment petrogr. Institut der Universitar Gottingen, Germany, Nachdr. Akad. Wiss. Gottingen, II. Math.-Phys. Kl., I, 5,67 (1959a), II, 6, 123 (1959b), ill 1, 1 (1961a).
- 15- Harder, H., 1970. Boron content of sediments as a tool in facies analysis. In: Walker CT (ed.) Geochemistry of boron. Halsted, Stroudsburg, pp 105-127
- 16- Harder, H., 1973. Boron. In: Wedepohl KH (ed.) Handbook of geochemistry II-1. Springer, Berlin
- 17- Hem, JD., 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, 3rd edn. U.S. Geological Survey Water-Super paper 2254, pp 263.
- 18- Kloppmann, W., 2005. Boron contamination of Mediterranean groundwater resources: Extent, sources and pathways elucidated by environmental isotopes. Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 10162, 2005, SRef-ID: 1607- 7962/gra/EGU05-A-10162
- 19- ÖZGÜR, N., and Çalışkan, T.A., 2014. Reservoirs and Reinjection of the Thermal Waters of Kızıldere, Western Anatolia, Turkey, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 24-26, 2014, SGP-TR-202
- 20- ÖZGÜR, N., 2001. Origin of High Boron Contents of the Thermal Waters of Kizildere and Vicinity, Western Anatolia, Turkey. International Geology Review. Vol.43. V. H. Winston & Son. Inc
- 21- Sranraraxrs, M . G., 1989. A boron-bearing potassium feldspar in volcanic ash and tuffaceous rocks from Miocene lake deposits, Samos Islando Greece, American Mineralogist, Volume 74, pages 230-235, 1989
- 22- Ravenscroft, P., McArthur, J.M., 2004. Mechanism of regional pollution of groundwater by boron: the examples of Bangladesh and Michigan, USA. Appl.Geochem. 19, 1255–1291.
- 23- Vengosh, A., Heumann, K.G., Juraske, S., Kasher, R., 1994. Boron isotope application for tracing sources of contamination in groundwater. Environ. Sci. Technol. 28,1968–1974.



Islamic Republic Of Iran
Ministry Of Energy
West Azarbaijan Regional Water Company
Research Company

Final Report of on:
Research in and determine Genesis for boron
contamination in grandwaters of Gharebagh eara and
Salmas plain and choose necessary plans

Cod No. AGE-88008

Organization:
WEST AZARBAIJAN REGIONAL WATER COMPANY

Researcher:
Manijeh Asadpour E Gharegheshlagh
December: 2014