

سنگ‌نگاری، شیمی کانی تورمالین، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین ترشیری منطقه شوراب (غرب خوسف)، خراسان جنوبی

علی اصغر غلامی، سید سعید محمدی*، محمدحسین زرین کوب

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

(دریافت مقاله: ۹۴/۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۴/۴/۱۵)

چکیده: سنگ‌های آذرین ترشیری منطقه شوراب در بخش شرقی بلوک لوت شامل پیروکسن‌آندزیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، کوارتزآندزیت، دیوریت، کوارتزادیوریت و کوارتزمونزدیوریت پورفیری هستند. پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن، بیوتیت و کوارتز کانی‌های رایج و فلدسپار قلیایی (سانیدین)، کانی کدر، اسفن، آپاتیت، تورمالین و زیرکن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. دگرسانی‌های رایج در این سنگ‌ها شامل پروپیلیتی، کلریتی، کربناتی، سیلیسی و تورمالینی شدن هستند. براساس نتایج تجزیه ریزکاوش الکترونی، تورمالین در کوارتزمونزدیوریت‌های منطقه شوراب دارای منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی، نسبت بالای Mg/Fe و از نوع دراویت با ماهیت قلیایی بوده و خاستگاه آن سنگ‌های متاپلیتی و شبه پسامیت‌های فقیر از کلسیم است. سنگ‌های مورد بررسی به سری ماگمایی آهکی-قلیایی پتاسیم پایین تا متوسط وابسته‌اند و در نمودارهای عنکبوتی از عناصر LIL نظیر Sr ، K/Rb ، Cs و $LREE$ غنی‌شدگی و از عناصر Ti ، Nb و $HREE$ تهی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر وابستگی آن‌ها به مناطق فروانش است. خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد بررسی مانند نسبت بالای La/Yb ، Sr/Y ، درصد بالای SiO_2 و نبود بی‌هنجاری Eu با ویژگی‌های عمومی آداکیت‌های سیلیسی بالا قابل مقایسه است. سنگ‌های آداکیتی منطقه شوراب احتمالاً حاصل ذوب بخشی پوسته طی فرایند لایه-لایه شدن هستند.

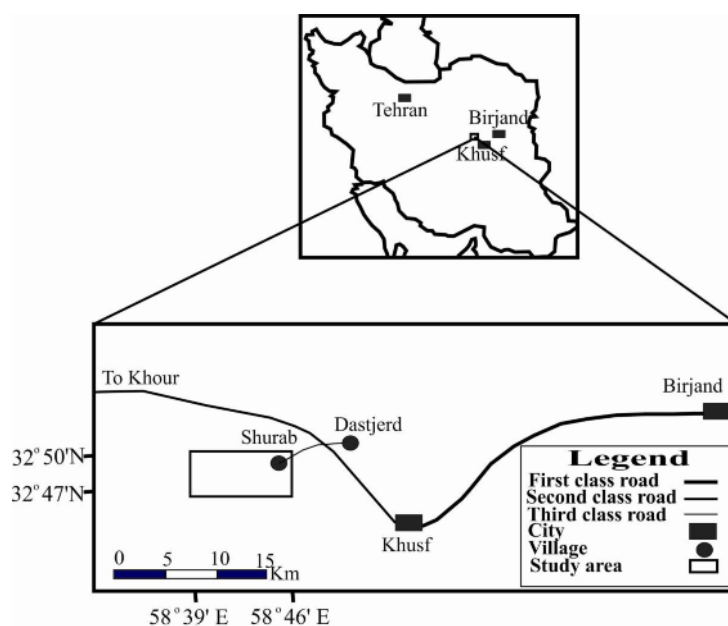
واژه‌های کلیدی: آندزیت؛ کوارتزمونزدیوریت؛ تورمالین؛ آداکیت؛ لوت.

مقدمه

به‌وسیله پژوهشگران متعددی مورد بررسی قرار گرفته و سنگ‌های آذرین آهکی-قلیایی با خاستگاه قوس قاره‌ای وابسته به فروانش از مناطق همجوار منطقه شوراب گزارش شده است [۳-۶]. در منطقه شوراب نیز سنگ‌های آتشفشانی به همراه سنگ‌های نیمه‌عمیق و عمیق وابسته به ترشیری رخمون دارد که در ارتباط با فعالیت‌های ماگماتیک ائوسن-الیگوسن بلوک لوت هستند. بررسی دقیق سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی و عمیق-نیمه‌عمیق منطقه شوراب، شیمی کانی تورمالین، شناخت ماهیت ماگماتیک منطقه و تعیین محیط تکتونوماگمایی آن‌ها از مهمترین اهداف این پژوهش به شمار می‌آید.

منطقه شوراب بین طول‌های جغرافیایی $39^{\circ} 58'$ تا $46'$ 58° شرقی و عرض‌های جغرافیایی $30^{\circ} 47'$ تا $32^{\circ} 50'$ شمالی در فاصله ۱۲ کیلومتری غرب خوسف در استان خراسان جنوبی قرار دارد. جاده اصلی بیرجند - خوسف - خور، راه دسترسی به این منطقه است (شکل ۱). منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف [۱] و از نظر تقسیم‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران در بلوک لوت واقع شده است [۲]. فعالیت ماگمایی در این بلوک در ژوراسیک میانی (۱۶۵-۱۶۲ میلیون سال) شروع شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است. ماگماتیک بلوک لوت

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۶۳۲۲۰۲۰۴۱ پست الکترونیکی: ssmohammadi@birjand.ac.ir



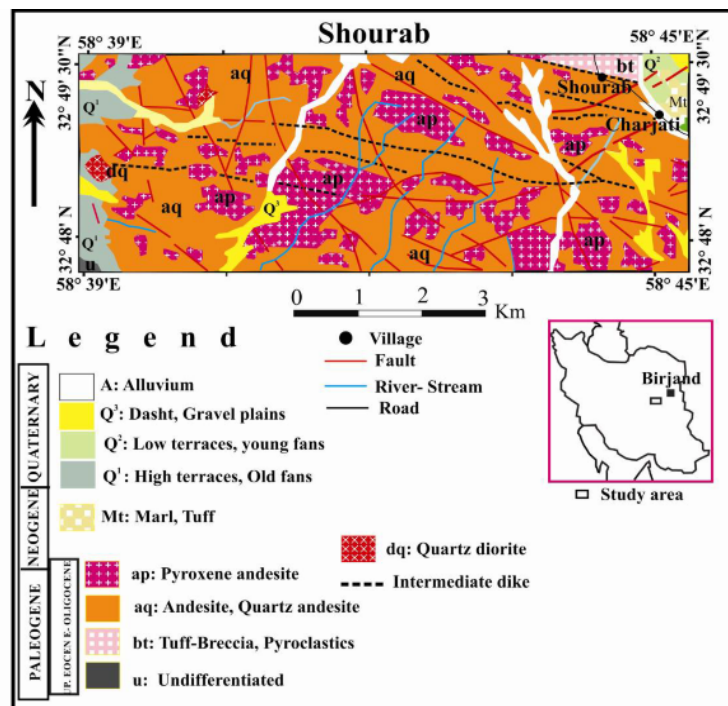
شکل ۱ راه‌های دسترسی به منطقه‌ی مورد بررسی (شوراب).

زمین شناسی

ماگماتیسیم ترشیری در منطقه‌ی شوراب به عنوان بخشی از بلوک لوت، به شکل فعال عمل کرده و سبب تشکیل سنگ‌های آذرآواری، گدازه‌ها و سنگ‌های عمیق- نیمه‌عمیق شده است. سنگ‌های آتشفشانی نسبت به توده‌های نفوذی و نیمه عمیق از گستردگی بیشتری برخوردارند. بخشی از ماگماتیسیم منطقه در قالب دایک‌هایی با ترکیب حدواسط و راستای کلی شرقی - غربی و شمال غربی - جنوب شرقی است که در نواحی شمالی و مرکزی منطقه‌ی شوراب رخنمون دارد (شکل ۲). در گستره-ی مورد بررسی، دو رشته گسل با راستای کلی شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی مشاهده می‌شوند که نقش مهمی در جایگیری دایک‌ها و نیز رخداد دگرسانی در واحدهای سنگی منطقه داشته است. براساس نقشه‌ی زمین-شناسی خوسف [۱]، واحدهای سنگی گستره‌ی مورد بررسی از نظر سنی به شش گروه تقسیم می‌شوند.

۱- واحدهای ائوسن میانی: شامل واحدهای تفکیک نشده مارن، توف و کنگلومرا در جنوب غربی منطقه‌ی مورد بررسی واقع شده و کوچکترین رخنمون سنگی را در این گستره نشان می‌دهند. ۲- واحدهای ائوسن بالایی: شامل آندزیت، کوارتز آندزیت و آذرآواری‌ها (توف - برش) ۳- واحدهای الیگوسن: پیروکسن آندزیت. ۴- واحدهای الیگو- میوسن: کوارتز دیوریت و دایک‌های کوارتز مونزودیوریتی ۵- واحدهای وابسته به

نئوژن: مارن و توف که در بخش شمال شرقی گستره مورد بررسی واقع شده‌اند. ۶- واحدهای وابسته به کواترنری: شامل پادگانه‌های بلند و مخروط‌های قدیمی. واحدهای آذرآواری با ترکیب کلی آندزیتی، شامل توف- برش و آگلومرا هستند که به صورت طبقات نازک و گاه توده‌ای در شمال و شمال شرق منطقه‌ی شوراب گسترش بیشتری دارند (شکل ۲). سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت، کوارتز آندزیت، پیروکسن آندزیت و تراکی آندزیت هستند (شکل ۲). گدازه‌های آندزیتی شوراب بیشتر به شکل گنبد و مخروط‌های منفرد (شکل ۳، الف) به رنگ خاکستری تا سبز تیره و دارای بافت پورفیری هستند. عوامل فیزیکی و شیمیایی، این گنبدها را تحت تاثیر قرار داده و ریخت‌شناسی تپه ماهور به رنگ‌های مختلف ایجاد کرده‌است. پیروکسن آندزیت‌ها رخنمون صخره‌ای دارند و مرز آن‌ها با آندزیت‌ها اغلب واضح هستند (شکل ۳، ب). کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت پورفیری و دیوریت نسبت به آندزیت‌ها رخنمون‌های کوچکتری دارند. این سنگ‌ها در بخش‌هایی از جنوب غربی منطقه به شکل توده‌ای و گاهی به صورت دایک در واحدهای آندزیتی رخنمون دارند (شکل ۲). دایک‌ها نسبت به سنگ‌های اطراف از مقاومت بیشتری برخوردار بوده و ریخت‌شناسی بالاتری را نشان می‌دهند (شکل ۳، پ و ت).



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی شوراب.



شکل ۳ الف، نمایی از یک مخروط آتشفشانی در جنوب منطقه‌ی شوراب، دید به سمت جنوب غربی، ب، رخنمون پیروکسن آندزیت در شمال منطقه، پ، دایک با ترکیب کوارتز مونزودیوریت پورفیری و امتداد کلی شمالی - جنوبی در مجاور سنگ‌های آندزیتی در غرب منطقه‌ی شوراب، نگاه عکس به سمت شمال شرق، ت، رخنمون کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت در غرب منطقه مورد بررسی، نگاه به شمال.

روش بررسی

پس از بازدیدهای صحرایی و نمونه‌برداری منظم، ۱۰۰ مقطع نازک تهیه و بررسی آن‌ها با میکروسکوب قطبشی مدل Leitz انجام شد. براساس تنوع واحدهای سنگی، پراکندگی جغرافیایی مناسب و داشتن کمترین دگرسانی، ۱۰ نمونه از سنگ‌های منطقه شوراب انتخاب و برای بررسی به آزمایشگاه ACME

تزریق توده‌های نیمه‌عمیق و دایک‌ها در واحدهای آندزیتی، سبب دگرسانی‌های اپیدوتی و کربناتی شده است. با نزدیک شدن به توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق در بخش‌های غربی و جنوب غربی منطقه، شدت دگرسانی بیشتر می‌شود. در اثر عملکرد گرماب‌ها، تورمالین‌های شعاعی در کوارتز مونزودیوریت پورفیری و آندزیت‌های منطقه تشکیل شده است.

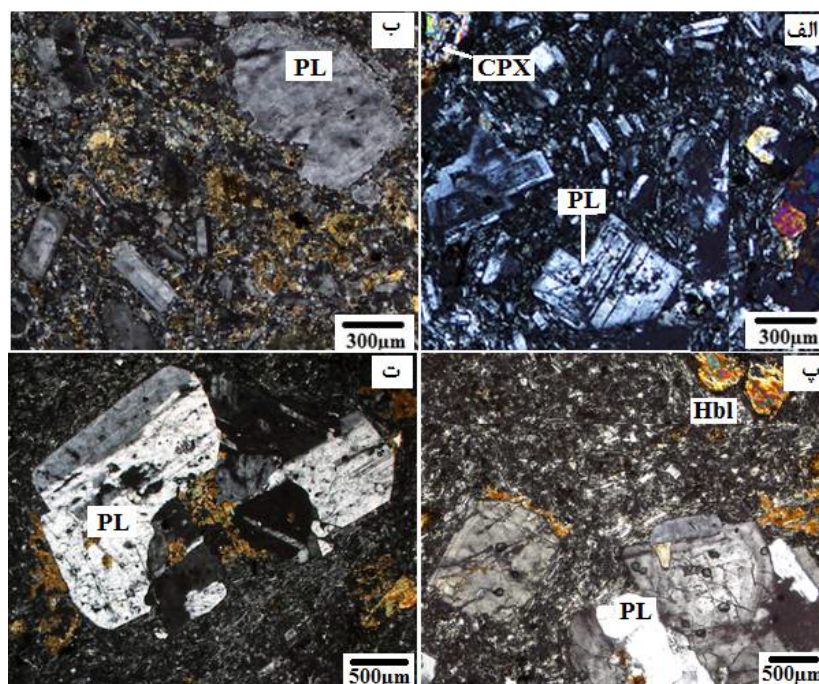
دارای بافت غربالی، منطقه‌بندی نوسانی و حاشیه واجذبی هستند (شکل ۴، الف و ب). انباشت درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز، هورنبلند، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر بافت گلوپرو پورفیری را پدید آورده‌اند (شکل ۴، پ). این بافت نشانه‌ای از برخورد بلورها ضمن صعود ماگماست [۷]. حضور آمفیبول درون پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های این منطقه (شکل ۴، ت) نشان می‌دهد که آمفیبول زودتر از پلاژیوکلاز متبلور شده و این ماگما آبدار بوده است. هورنبلند سبز تا قهوه‌ای، آمفیبول اصلی آندزیت‌های شوراب بوده و حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن نوع اوژیت به مقدار ۳ تا ۵ درصد حجمی به صورت درشت‌بلور و ریز بلور در خمیره‌ی سنگ وجود دارد. کوارتز به عنوان کانی فرعی در حدود ۳ تا ۴ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. ریزبلورهای پلاژیوکلاز، اکسیدهای آهن و کانی‌های ثانویه زمینه‌ی سنگ‌های آندزیتی منطقه‌ی مورد بررسی را تشکیل می‌دهند. از دگرسانی آندزیت‌ها؛ کربنات، سربیسیت و اپیدوت حاصل شده است. احتمالاً افزایش محلی گریزندگی اکسیژن نقش مهمی در شکل‌گیری اپیدوت داشته است [۸].

کانادا ارسال شدند. این نمونه‌ها بر اساس کد 4A02 برای عناصر اصلی به روش ICP-ES و کد 4B03 به روش ICP-MS، برای عناصر کمیاب و نادر خاکی (۴۵ عنصری) آنالیز شد. به منظور شناسایی نوع تورمالین در منطقه‌ی شوراب، یک مقطع نازک صیقلی تهیه شده از نمونه کوارتز مونزودیوریت، به آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال و ۹ نقطه از کانی تورمالین با یک ریز پردازنده‌ی الکترونی مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه، در شرایط (ولتاژ) ۱۵kV و (آمپراژ) ۲۰nA و زمان ۲۰ ثانیه برای هر عنصر، بررسی شدند. برای ترسیم نمودارهای سنگ شناسی و کانی‌شناسی از نرم افزارهای Excel و GCD Kite استفاده شد. نقشه زمین‌شناسی منطقه به مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ با نرم افزار ARC GIS ترسیم شد.

سنگ‌نگاری

آندزیت

در منطقه‌ی شوراب خوسف، آندزیت بیشترین فراوانی را داشته و به رنگ‌های خاکستری، سبزمایل به خاکستری و تیره دیده می‌شود و بافت پورفیری دارد. اندازه‌ی پلاژیوکلازها از ۰٫۲ تا ۰٫۶ میلیمتر و حدود ۷۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز تا آندزین بوده و اغلب



شکل ۴ الف: بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز، ب: حاشیه واجذبی در پلاژیوکلاز، پ: بافت گلوپرو پورفیری، ت: بافت پوئیکلیتیک در آندزیت‌های شوراب، نور در تمام شکل‌ها XPL، PL= پلاژیوکلاز، Hbl= هورنبلند، Cpx= کلینوپیروکسن، علائم اختصاری از [۹].

تراکی آندزیت

در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن و بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری با خمیره‌ی ریز بلوری است. در تراکی-آندزیت‌های این منطقه، پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین تا الیگوکلاز به صورت فنوکریست و ریزبلور ۸۵ تا ۹۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده است. بلورهای شکل‌دار هورنبلند حدود ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده‌اند. کوارتزهای بی‌شکل به همراه سانیدین، حدود ۵ تا ۱۰ درصد حجمی زمینه‌ی این سنگ‌ها را می‌سازند. کانی‌های دیگر شامل کانی-های تیره، کلسیت و اکسیدهای آهن است.

پیروکسن آندزیت

پیروکسن آندزیت‌های شوراب رنگ خاکستری روشن تا تیره و بافت پورفیری با زمینه‌ی ریز بلوری دارند. پلاژیوکلاز نوع آندزین تا لابرادوریت در حدود ۷۵ تا ۸۵ درصد حجمی این سنگ‌ها را به صورت فنوکریست و میکرولیت تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی بوده و ماکل‌های تکراری ناقص دیده می‌شوند. بافت غربالی در پلاژیوکلازها به دو شکل غربالی درشت (Coarse-sieve) و غربالی ریز (Fine-sieve) مشاهده می‌شود (شکل ۵، الف). بافت غربالی درشت به علت انحلال در اثر نرخ متفاوت کاهش فشار در شرایط بی در رویی و محتوای آب ماگما تشکیل می‌شود. غربالی ریز ناشی از واکنش بلور با گدازه‌های غنی از Ca است [۱۰]. کلینو پیروکسن اوزیت ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. کوارتز در حدود ۲ تا ۵ درصد حجمی سنگ است. کانی‌هایی مثل آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های تیره اجزای دیگر تشکیل دهنده-ی این سنگ بوده و حدود ۳ تا ۵ درصد حجمی سنگ هستند.

کوارتز آندزیت

بافت اصلی آن‌ها پورفیری با خمیره‌ی ریز بلوری است. پلاژیوکلاز ۶۵ تا ۷۵ درصد، هورنبلند ۱۰ تا ۱۵ درصد، کوارتز ۱۰ تا ۱۵ درصد و کانی‌های کدر ۲ تا ۸ درصد حجمی اجزای تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازها دارای منطقه بندی بوده و ماکل پلی سنتتیک ظریف دارند. علت این بافت آشفته‌گی‌های فیزیکی - شیمیایی در سطح مشترک بین بلور و گدازه در یک مقیاس کوچک است [۱۰]. حاشیه‌ی سوخته در هورنبلندهای این سنگ‌ها فراوان است (شکل ۵، ب). کانی‌های دگرسان عبارتند از کربنات، کلریت، اپیدوت و سیلیس ثانویه.

دیوریت

بافت این سنگ دانه‌ای و کانی‌های سازنده شامل پلاژیوکلاز نوع آندزین در حدود ۹۰ درصد حجمی، پیروکسن در حدود ۳ تا ۵ درصد حجمی، هورنبلند سبز و بیوتیت ۳ تا ۵ درصد حجمی و کانی‌های کدر حدود ۳ درصد حجمی است. بافت پوئی کلیتیک نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های دگرسانی شامل سریسیت، کربنات و کانی‌های رسی هستند (شکل ۶، الف).

کوارتز دیوریت پورفیری

این سنگ‌ها حدود ۷۰ تا ۸۰ درصد پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۱۵ درصد کانی‌های مافیک شامل هورنبلندسبز، کلینوپیروکسن و بیوتیت، ۱۵ درصد کوارتز و ۵ درصد کانی‌های کدر دارند. بافت سنگ پورفیری با زمینه ریزدانه است (شکل ۶، ب).

بافت‌های غربالی، گلوپورفیری و پوئیکلیتیک نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، ماکل-های ظریف پلی سنتتیک دارند و اغلب آن‌ها دارای منطقه بندی هستند. منطقه‌بندی در این کانی‌ها نشانه‌ای از تفاوت ترکیب شیمیایی بخش مرکزی با حاشیه‌ی بلورهاست [۱۱]. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز به دما، فشار، و محتوای آب موجود در ماگما خیلی حساس است. انتشار آهسته‌ی Na, Ca, Si و Al اجازه می‌دهد تا منطقه‌بندی پلاژیوکلاز حفظ شود و این برای شناخت فرایندهای ماگمایی مورد استفاده قرار می‌گیرد [۱۲]. هورنبلند سبز در این سنگ‌ها به شکل فنوکریست و ریز بلور دیده می‌شود. حضور آمفیبول در این سنگ‌ها از آبدار بودن ماگما حکایت دارد [۱۳]. بلورهای هورنبلند نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و حاشیه‌ی سوخته دارند. کدر شدن هورنبلند نشانه‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل این کانی و از دست رفتن آب حین فوران ماگماست [۱۴].

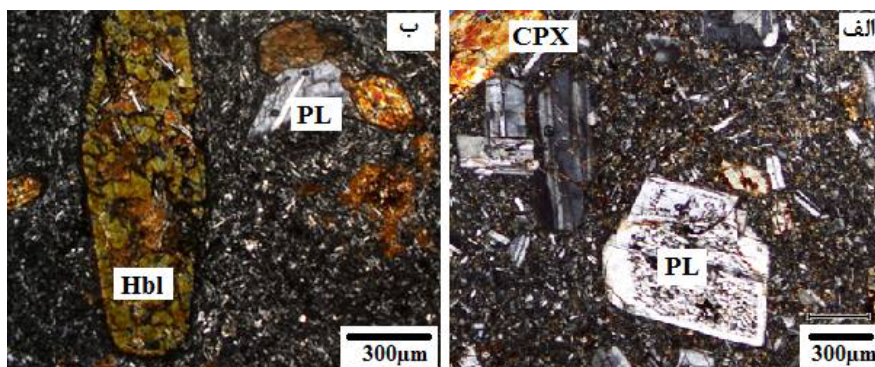
مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت پورفیری

این سنگ‌ها بافت دانه‌ای و پورفیری با زمینه دانه‌ریز دارند (شکل ۷، الف).

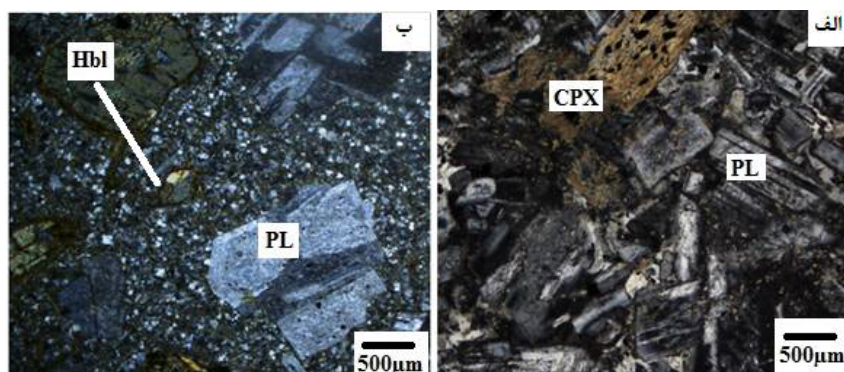
پلاژیوکلاز نوع آندزین تا الیگوکلاز حدود ۷۰ تا ۷۵ درصد، کوارتز ۵ تا ۱۰ درصد، هورنبلند و بیوتیت ۱۰ درصد، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز) ۱۲ تا ۱۵ درصد حجمی، کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. تورمالین‌های شعاعی، اسفن بی-شکل، زیرکن، آپاتیت، مگنتیت، کلریت و کلسیت در این

مورد بررسی دارای منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی بوده و چندرنگی واضح نشان می‌دهند.

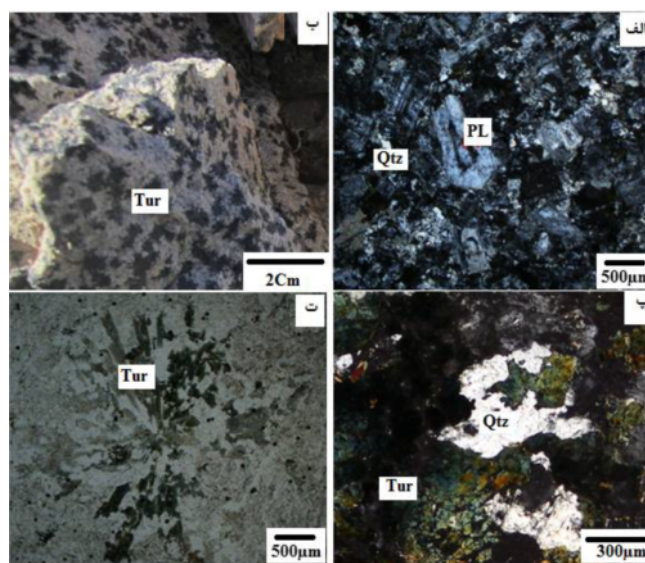
سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. در منطقه شوراب، تورمالین‌های شعاعی در کوارتز مونزودیوریت و آندزیت‌های همجوار با این سنگ‌ها تشکیل شده است (شکل ۷، ب، پ و ت). تورمالین‌های



شکل ۵ الف: پلاژیوکلاز با بافت غربالی ریز، ب: حاشیه سوخته در هورنبلند، نور هر دو شکل XPL، PL = پلاژیوکلاز، Hbl = هورنبلند، CPX = کلینوپیروکسن.



شکل ۶ الف: بافت گرانولار در دیوریت، ب: بافت پورفیری با زمینه میکرو گرانولار و حضور هورنبلند با حاشیه سوخته.



شکل ۷ الف: بافت دانه‌ای در مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت شوراب، تورمالین شعاعی در نمونه ماکروسکوپی کوارتز مونزودیوریت شوراب، پ: تورمالین در کوارتز مونزودیوریت منطقه شوراب در نور XPL، ت: حضور تورمالین شعاعی در کوارتز مونزودیوریت منطقه شوراب در نور PPL، PL = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز، Tur = تورمالین.

شیمی کانی تورمالین

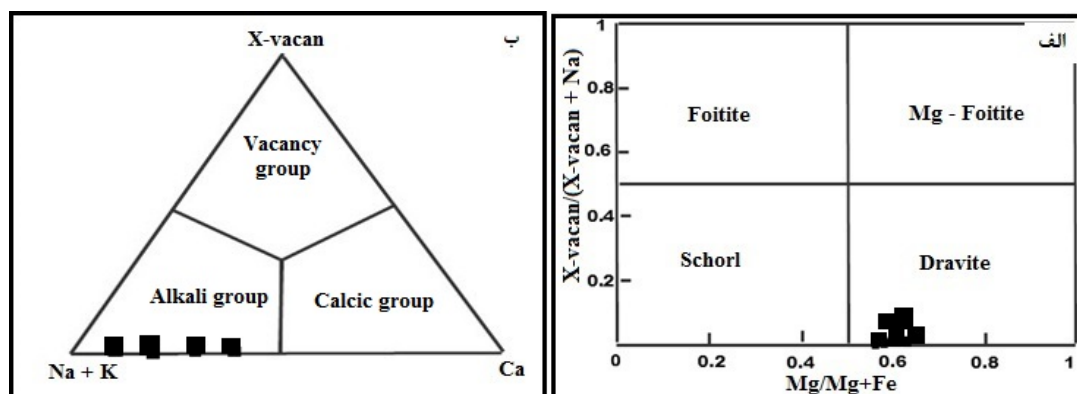
نتایج تجزیه‌ی ریز پردازشی کانی تورمالین منطقه‌ی شوراب در جدول ۱ آمده‌اند. براساس محاسبات عنصرسنجی، تورمالین‌های منطقه‌ی شوراب از نوع دراویت [۱۵] تعیین شد که بیشترین میزان عناصر گروه X را Na و K تشکیل می‌دهند (جدول ۱). بر این اساس، تورمالین‌های مورد بحث در گروه تورمالین‌های قلیایی [۱۵] قرار می‌گیرند (شکل ۸، الف و ب). میزان

$FeO^* = FeO / (FeO + MgO)$ تورمالین‌های این منطقه کمتر از ۰/۶ است. در تورمالین‌ها اگر FeO^* بیش از ۰/۸ باشد بیانگر بسته بودن سیستم ماگمایی و چنانچه کمتر از ۰/۶ باشد نشانه‌ای از یک خاستگاه خارجی همراه با تهنشست‌های غنی از Al دارد [۱۷، ۱۶]. تورمالین‌های شوراب در گستره‌ی سنگ‌های خاستگاه دگر پهنه‌ای و متاپسامیت‌های فقیر از کلسیم و سنگ‌های کوارتز تورمالین [۱۸] قرار می‌گیرند (شکل ۹).

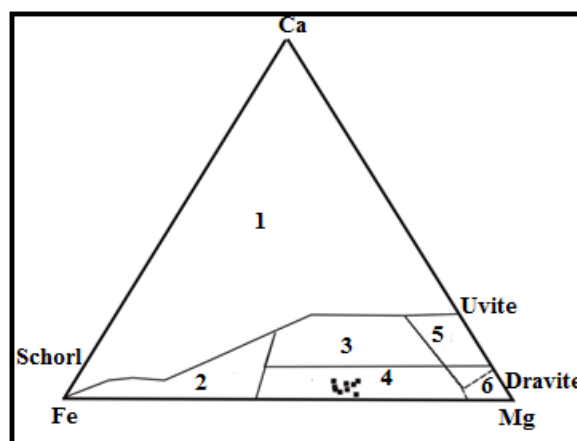
جدول ۱ بررسی ریز پردازشی تورمالین‌های منطقه‌ی شوراب.

Sample No.	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO ₂	۳۶،۵۷	۳۶،۵۱	۳۵،۰۸	۳۶،۸۷	۳۶،۱۰	۳۶،۴۶	۳۷،۸۲	۳۷،۶۳	۳۶،۸۱
TiO ₂	۰،۴۹	۰،۸۸	۱،۱۴	۰،۴۴	۰،۳۳	۰،۸۹	۰،۳۴	۰،۰۸	۰،۰۳
Al ₂ O ₃	۲۹،۶۸	۲۹،۹۳	۲۹،۶۲	۲۹،۵۳	۳۰،۴۳	۲۸،۸۲	۲۸،۹۲	۲۹،۷۰	۲۹،۷۷
V ₂ O ₃	۰،۰۳	۰،۰۰	۰،۰۴	۰،۰۴	۰،۰۴	۰،۰۴	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰
Cr ₂ O ₃	۰،۰۲	۰،۰۰	۰،۰۷	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۴	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰
FeO	۷،۶۳	۷،۹۸	۸،۶۶	۸،۲۹	۷،۵۴	۷،۹۶	۸،۵۹	۷،۸۲	۸،۶۵
MgO	۶،۷۰	۷،۸۳	۷،۶۱	۶،۳۹	۷،۳۲	۶،۹۴	۶،۸۷	۷،۲۰	۶،۵۷
CaO	۱،۳۱	۲،۰۰	۱،۷۸	۱،۳۸	۱،۱۴	۱،۷۱	۱،۳۲	۱،۶۸	۱،۷۴
MnO	۰،۰۳	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۳	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۱	۰،۰۱
ZnO	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۱۱	۰،۰۲	۰،۰۰	۰،۰۴	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۱
Na ₂ O	۲،۱۵	۱،۹۸	۲،۵۶	۲،۲۳	۲،۶۶	۱،۹۷	۲،۱۶	۲،۲۵	۲،۷۰
K ₂ O	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۴	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۳	۰،۰۳
F	۰،۷۸	۰،۶۱	۰،۴۶	۰،۶۰	۰،۳۶	۰،۹۱	۰،۶۴	۰،۰۰	۰،۰۳
H ₂ O	۲،۷۶	۲،۳۴	۲،۶۸	۲،۵۷	۲،۳۹	۲،۲۸	۱،۹۱	۲،۸۵	۲،۶۹
B ₂ O ₃ *	۱۰،۳۴	۱۰،۳۹	۱۰،۴۰	۱۰،۳۱	۱۰،۵۶	۱۰،۲۱	۱۰،۲۵	۱۰،۴۷	۱۰،۳۳
Li ₂ O*	۰،۴۳	.	.	۰،۴۳	۰،۱۲	۰،۲۸	۰،۳۲	۰،۴۶	۰،۳۴
Total	۹۸،۹۳	۱۰۰،۴۸	۱۰۰،۲۵	۹۹،۱۶	۹۹،۰۳	۹۸،۶۰	۹۹،۱۸	۱۰۰،۱۸	۹۹،۷۱
O = F	۰،۳۳	۰،۲۶	۰،۱۹	۰،۲۵	۰،۱۵	۰،۳۸	۰،۲۷	.	۰،۰۱
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)									
T	Si	۶،۱۴۹	۶،۱۰۶	۵،۸۶۰	۶،۲۱۵	۵،۹۴۰	۶،۲۰۵	۶،۴۱۴	۶،۲۴۸
	B	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Z	Al	۵،۸۸۲	۵،۸۹۹	۵،۶۹۲	۵،۸۶۷	۶	۵،۷۸۰	۵،۷۸۰	۵،۸۱۲
Y	Al	.	.	.	.	۰،۰۳۵	.	.	.
	Ti	۰،۰۶۲	۰،۱۱۱	۰،۲۶۹	۰،۰۵۶	۰،۰۴۱	۰،۱۱۴	۰،۰۴۳	۰،۰۱۰
	V	۰،۰۰۴	.	۰،۰۰۵	۰،۰۰۵	۰،۰۰۵	۰،۰۰۵	.	.
	Mg	۱،۵۶۱	۱،۸۵۲	۱،۵۸۸	۱،۴۷۳	۱،۷۹۶	۱،۵۴۱	۱،۵۱۷	۱،۵۹۴
	Mn	۰،۰۰۴	۰،۰۰۱	۰،۰۰۳	۰،۰۰۳	۰،۰۰۴	۰،۰۰۳	۰،۰۰۳	۰،۰۰۱
	Fe ²⁺	۱،۰۷۳	۱،۱۱۶	۱،۲۱۰	۱،۱۶۹	۱،۰۳۸	۱،۱۳۳	۱،۲۱۸	۱،۰۸۶
ΣY		۳	۳،۰۸۰	۳،۰۹۷	۳	۳	۳	۳	۳
X	Ca	۰،۲۳۶	۰،۳۵۸	۰،۳۱۹	۰،۲۴۹	۰،۲۰۱	۰،۳۱۲	۰،۲۴۰	۰،۲۹۹
	Na	۰،۷۰۱	۰،۶۴۲	۰،۸۲۹	۰،۷۲۹	۲،۸۰۶	۰،۶۵۰	۰،۷۱۰	۰،۷۲۴
	K	۰،۰۰۲	۰،۰۰۴	۰،۰۰۴	۰،۰۰۹	۰،۰۰۲	۰،۰۰۴	۰،۰۰۴	۰،۰۰۶
OH		۳،۰۹۶	۲،۶۱۰	۲،۹۸۶	۲،۸۹۰	۲،۶۲۳	۲،۵۸۸	۲،۱۶۱	۳،۱۵۶
F		۰،۴۱۵	۰،۳۲۳	۰،۲۴۳	۰،۳۲۰	۰،۱۸۷	۰،۴۹۰	۰،۳۴۳	.
Mineral Name		Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite
Mg/(Mg+Fe)		۰،۵۹	۰،۶۲	۰،۵۶	۰،۵۵	۰،۶۳	۰،۵۷	۰،۵۵	۰،۵۹
Fe/(Fe+ Mg)		۰،۴۰۷	۰،۳۷۶	۰،۴۳۲	۰،۴۴۲	۰،۳۶۶	۰،۴۲۳	۰،۴۴۵	۰،۴۰۵

* H_2O ، B_2O_3 و Li_2O به روش عنصرسنجی محاسبه شده است.



شکل ۸ الف، تورمالین‌های منطقه‌ی شوراب در نمودار $x\text{-vacan}/(x\text{-vacan} + Na)$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ ، ب، تورمالین‌های شوراب در نمودار سه تایی $(X\text{-vacan}) - (Na+K) - Ca$ ، [۱۵].



شکل ۹ موقعیت تورمالین‌های شوراب در نمودار $Ca\text{-Fe-Mg}$ ، [۱۸] ۱- پگماتیت گرانیتوئیدهای غنی از لیتیم و آپلیت‌ها ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های همراه ۳- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های غنی از کلسیم و سنگ‌های کالک‌سیلیکاته ۴- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های فقیر از کلسیم و سنگ‌های کوارتز تورمالین ۵- شبه‌کربنات‌ها ۶- شبه‌اولترامافیک‌ها.

ژئوشیمی

مختصات جغرافیایی و نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی شوراب در جدول ۲ نشان داده شده‌اند.

در سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب، میزان SiO_2 از ۵۸/۹ تا ۶۶/۱۶ در تغییر بوده و بنابراین، ترکیب حدواسط تا اسیدی دارند. برای رده‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه‌عمیق شوراب از نمودار TAS استفاده شد [۱۹]. در این نمودار سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق شوراب از نوع نیمه‌قلیایی بوده و به گروه دیوریت و کوارتز دیوریت وابسته‌اند (شکل ۱۰، الف). برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی شوراب از نمودار (Zr/TiO_2) در مقابل (Nb/Y) استفاده شد [۲۰] که بر این اساس، نمونه‌ها در گروه‌های آندزیت و تراکی‌آندزیت رده‌بندی می‌شوند (شکل ۱۰، ب).

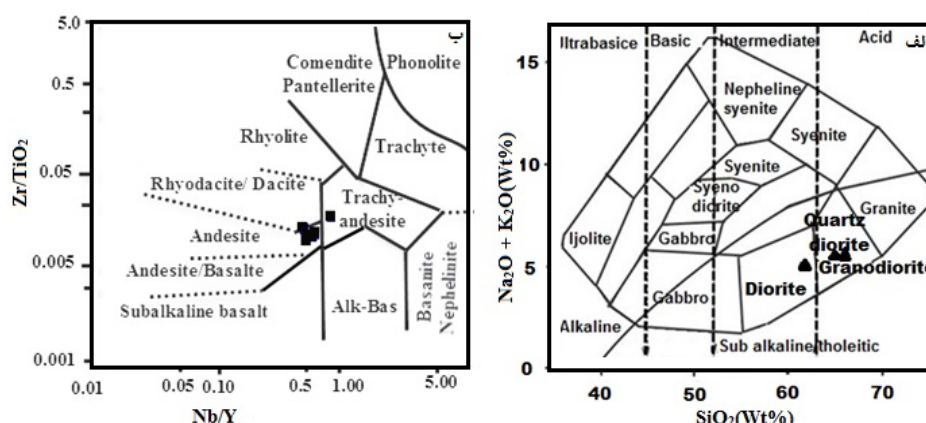
سنگ‌های آذرین شوراب در نمودار AFM [۲۱] در گستره‌ی کلسیمی - قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱- الف) و براساس نمودار K_2O در برابر SiO_2 به سری ماگمایی کلسیمی - قلیایی (پتاسیم متوسط) تعلق دارند [۲۲]. سه نمونه از این سنگ‌ها در مجاورت مرز جدا کننده‌ی گستره سری تولیتی با کلسیمی - قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱- ب). با توجه به شواهد سنگ‌شناسی، علت این فرایند به احتمال زیاد تاثیر دگرسانی بر این سنگ‌ها بوده است. در نمودار شاخص اشباع از آلومین [۲۳] هفت نمونه از سنگ‌ها در گستره متاآلومین و سه نمونه در گستره‌ی پرآلومین واقع شده‌اند (شکل ۱۱- پ). سنگ‌های نوع پرآلومین ممکن است ناشی از جدایش بلور هورنبلند [۲۴] یا ذوب بخشی سنگ‌های با خاستگاه مافیک [۲۴، ۲۵] باشد.

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه شوراب، عناصر اصلی برحسب درصد وزنی و عناصر کمیاب برحسب پی پی ام است.

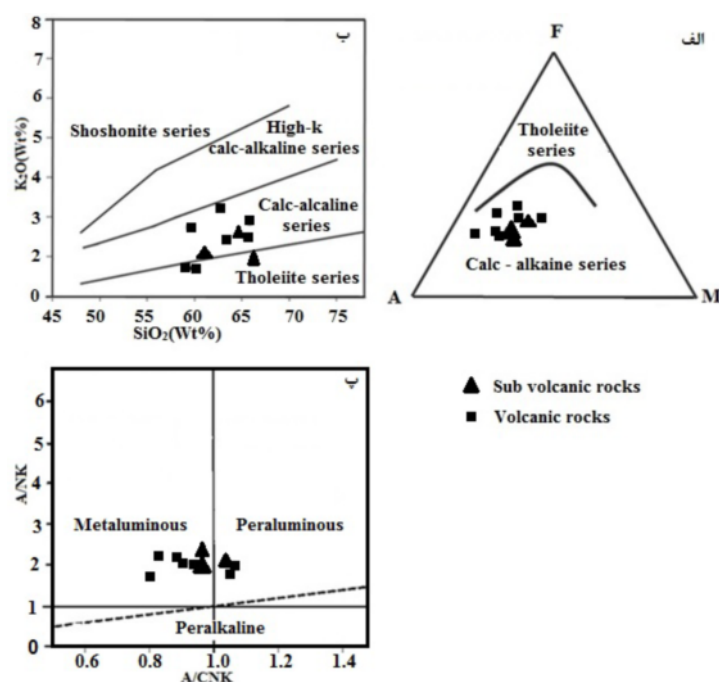
نام نمونه	GH0۷	GH0۱۱	GH0۱۴	GH0۱۷	GH0۲۵
نوع سنگ	تراکی آندزیت	آندزیت	آندزیت	تراکی آندزیت	آندزیت
موقعیت جغرافیایی	۵۸° ۴۳'۵۹.۵۶"E	۵۸° ۴۵'۳۱.۷۶"E	۵۸° ۴۵'۳۱.۷۶"E	۵۸° ۴۴'۱۹.۶۰"E	۵۸° ۴۲'۵۵.۷"E
SiO ₂	۵۹.۴۰	۶۲.۷۳	۶۵.۴۲	۶۵.۸۷	۶۳.۵۷
TiO ₂	۰.۸۳	۰.۷۰	۰.۴۴	۰.۳۸	۰.۵۰
Al ₂ O ₃	۶۳.۱۸	۱۶.۶۸	۱۶.۲۵	۱۶.۲۷	۱۶.۸۰
Fe ₂ O _{3T}	۴.۸۵	۲.۹۴	۲.۶۷	۳.۱۵	۴.۲۳
MnO	۰.۰۹	۰.۱۲	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۸
MgO	۱.۷۹	۱.۱۱	۱.۸۷	۲.۰۰	۲.۵۷
CaO	۴.۲۷	۶.۰۵	۵.۴۴	۳.۶۳	۵.۲۹
Na ₂ O	۴.۷۶	۴.۳۶	۳.۸۷	۴.۱۷	۴.۱۳
K ₂ O	۱.۷۲	۲.۲۷	۱.۴۴	۱.۸۴	۱.۳۷
P ₂ O ₅	۰.۲۰	۰.۲۱	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۱۴
LOI	۳.۳	۲.۷	۲.۳	۲.۴	۰.۲
Sum	۹۹.۸۶	۹۹.۸۵	۹۹.۸۷	۹۹.۸۷	۹۹.۸۴
Ni	<۲۰	<۲۰	<۲۰	۵۹	<۲۰
Sc	۶	۸	۸	۵	۸
Ba	۷۲۹	۳۵۳	۲۶۴	۲۹۸	۲۹۶
Co	۱۱.۹	۷.۰	۹.۱	۷.۴	۱۱.۸
Cs	۲.۲	۱.۲	۷.۳	۹.۲	۱۰.۳
Ga	۱۴.۵	۱۳.۴	۱۱.۸	۱۳.۱	۱۳.۵
Hf	۳.۹	۴.۴	۳.۰	۳.۵	۳.۳
Nb	۸.۲	۱۰.۲	۵.۷	۸.۷	۷.۲
Rb	۶۶.۵	۷۵.۳	۷۴.۶	۸۳.۰	۶۱.۸
Sn	۱	۱	۱	۱	<۱
Sr	۳۳۴.۹	۴۴۹.۲	۳۳۶.۴	۲۹۸.۵	۴۰۶.۹
Ta	۰.۶	۰.۷	۰.۵	۰.۷	۰.۵
Th	۶.۴	۴.۵	۷.۶	۸.۱	۷.۷
U	۱.۵	۱.۲	۲.۰	۱.۸	۱.۶
V	۵۹	۵۶	۶۱	۴۳	۶۸
W	۰.۸	<۰.۵	۱.۲	۰.۹	۰.۹
Zr	۱۷۷.۵	۲۱۰.۴	۱۲۹.۲	۱۳۸.۷	۱۵۰.۸
Y	۱۶.۴	۱۶.۳	۱۰.۲	۱۱.۴	۱۳.۵
La	۱۹.۸	۱۸.۵	۱۶.۵	۱۹.۲	۲۰.۰
Ce	۳۴.۶	۳۵.۰	۲۷.۰	۳۴.۰	۳۴.۶
Pr	۳.۹۱	۳.۸۲	۲.۷۳	۳.۵۵	۳.۵۸
Nd	۱۴.۷	۱۳.۵	۹.۹	۱۲.۲	۱۲.۶
Sm	۲.۸۰	۲.۸۴	۱.۸۶	۲.۴۱	۲.۳۳
Eu	۰.۹۸	۰.۹۵	۰.۵۹	۰.۶۴	۰.۷۳
Gd	۳.۰۷	۲.۹۱	۱.۸۷	۲.۱۶	۲.۳۶
Tb	۰.۴۹	۰.۴۶	۰.۳۰	۰.۳۳	۰.۳۷
Dy	۲.۹۶	۲.۷۹	۱.۹۴	۱.۸۶	۲.۲۴
Ho	۰.۶۲	۰.۵۸	۰.۳۷	۰.۳۹	۰.۴۷
Er	۱.۸۶	۱.۶۶	۱.۰۵	۱.۱۰	۱.۳۲
Tm	۰.۲۸	۰.۲۶	۰.۱۶	۰.۱۷	۰.۲۰
Yb	۱.۷۹	۱.۶۸	۱.۰۸	۱.۱۶	۱.۳۵
Lu	۰.۲۶	۰.۲۹	۰.۱۷	۰.۰۹	۰.۲۱
Sr/Y	۲۱.۰۳	۲۷.۵۵	۹.۳۲	۲۶.۱	۳۰.۱۴
La/Yb	۱۱.۰۶	۱۱.۰۱	۱۵.۲۷	۱۶.۵۵	۱۴.۸۱
(La/Yb) _N	۷.۵۳	۱۰.۰۸	۱۱.۲۶	۷.۴۰	۴۹.۷
Eu/Eu*	۱.۰۲	۱.۰۱	۰.۹۷	۰.۸۶	۰.۹۵

ادامه جدول ۲

نام نمونه	GH091	GH096	GH034	GH068	GH099
نوع سنگ	آندزیت	آندزیت	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت	دیوریت
موقعیت جغرافیایی	۵۸° ۴۲' ۳۹.۰۴"E	۵۸° ۴۲' ۱۲.۱۱"E	۵۸° ۳۹' ۲۱.۱۶"E	۵۸° ۴۰' ۱۶.۸"E	۵۸° ۳۹' ۱۶.۲"E
SiO ₂	۵۸.۹۰	۵۹.۷۸	۶۶.۱	۶۴.۷۵	۶۱.۳۲
TiO ₂	۰.۷۴	۰.۶۸	۰.۴۱	۰.۴۱	۰.۶۵
Al ₂ O ₃	۱۷.۲۸	۱۶.۸۷	۱۵.۹۳	۱۶.۴۴	۱۷.۴۴
Fe ₂ O ₃ T	۴.۷۳	۴.۴۴	۲.۹۵	۳.۱۷	۴.۰۰
MnO	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۸
MgO	۴.۱۳	۲.۰۷	۲.۴۴	۲.۰۸	۲.۹۱
CaO	۶.۴۳	۶.۹۹	۴.۳۳	۴.۳۸	۵.۵۸
Na ₂ O	۴.۳۲	۴.۱۸	۴.۵۹	۳.۸۷	۳.۹۸
K ₂ O	۰.۷۰	۰.۶۹	۰.۹۵	۱.۵۵	۱.۰۶
P ₂ O ₅	۰.۱۷	۰.۱۶	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۳
LOI	۲.۳	۳.۹	۲.۰	۳.۰	۲.۷
Sum	۹۹.۸۱	۹۹.۸۴	۹۹.۸۹	۹۹.۸۷	۹۹.۸۳
Ni	۵۹	۲۸	۳۵	<۲۰	۲۲
Sc	۱۲	۱۰	۷	۶	۸
Ba	۲۰۰	۲۰۷	۱۱۰	۲۴۵	۲۹۱
Co	۱۹.۶	۱۴.۲	۵.۶	۵.۰	۱۲.۸
Cs	۴.۰	۱.۵	۶.۳	۷.۳	۵.۷
Ga	۱۳.۴	۱۳.۸	۱۳.۵	۱۳.۹	۱۳.۴
Hf	۳.۰	۳.۸	۳.۵	۳.۴	۳.۳
Nb	۷.۴	۷.۱	۶.۳	۶.۳	۶.۷
Rb	۲۲.۸	۲۱.۹	۵۵.۸	۸۳.۷	۳۸
Sn	۱	۱	۲	۲	۱
Sr	۵۱۳.۱	۵۳۴.۰	۲۷۳.۴	۳۲۷.۵	۴۵۹.۶
Ta	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۴
Th	۴.۷	۶.۰	۸.۷	۸.۴	۵.۶
U	۱.۱	۱.۴	۱.۵	۲.۲	۱.۳
V	۸۱	۶۴	۴۹	۵۳	۶۳
W	۰.۸	۰.۹	۱.۰	۲.۲	۰.۸
Zr	۱۳۸.۱	۱۶۶.۰	۱۵۵.۲	۱۴۳.۶	۱۴۱.۹
Y	۱۶.۱	۱۵.۳	۱۱.۴	۸.۱	۱۳.۹
La	۱۵.۶	۱۷.۰	۲۵.۶	۱۷.۵	۱۵.۵
Ce	۲۷.۷	۳۱.۳	۴۴.۱	۳۰.۹	۲۹.۳
Pr	۲.۹۹	۳.۳۵	۴.۳۸	۳.۱۲	۳.۱۱
Nd	۱۱.۴	۱۳.۱	۱۴.۳	۱۱.۵	۱۲.۲
Sm	۲.۳۶	۲.۵۴	۲.۴۹	۱.۹۷	۳.۳۵
Eu	۰.۸۷	۰.۸۳	۰.۶۵	۰.۶۲	۰.۷۶
Gd	۲.۶۹	۲.۷۳	۲.۴۱	۱.۷۲	۲.۶۵
Tb	۰.۴۵	۰.۴۵	۰.۳۷	۰.۲۵	۰.۴۲
Dy	۲.۷۳	۲.۵۳	۲.۰۵	۱.۴۹	۲.۵۰
Ho	۰.۵۵	۰.۵۳	۰.۴۳	۰.۲۸	۰.۵۲
Er	۱.۵۵	۱.۶۵	۱.۲۹	۰.۸۶	۱.۴۲
Tm	۰.۲۵	۰.۲۴	۰.۱۸	۰.۱۳	۰.۲۲
Yb	۱.۴۲	۱.۶۲	۱.۱۹	۰.۹۳	۱.۴۳
Lu	۰.۲۴	۰.۲۷	۰.۱۹	۰.۱۷	۰.۲۴
Sr/Y	۳۱.۹	۳۴.۲۴	۲۳.۹	۴۰.۴۳	۳۳.۰۶
La/Yb	۱۰.۹۸	۱۰.۴۹	۲۱.۵۱	۱۸.۸۱	۱۰.۸۳
(La/Yb)N	۷.۴۸	۱۰.۴۹	۱۴.۶۴	۱۲.۸۱	۷.۳۸
Eu/Eu*	۱.۰۵	۰.۹۶	۰.۸۱	۱.۰۳	۰.۹۳



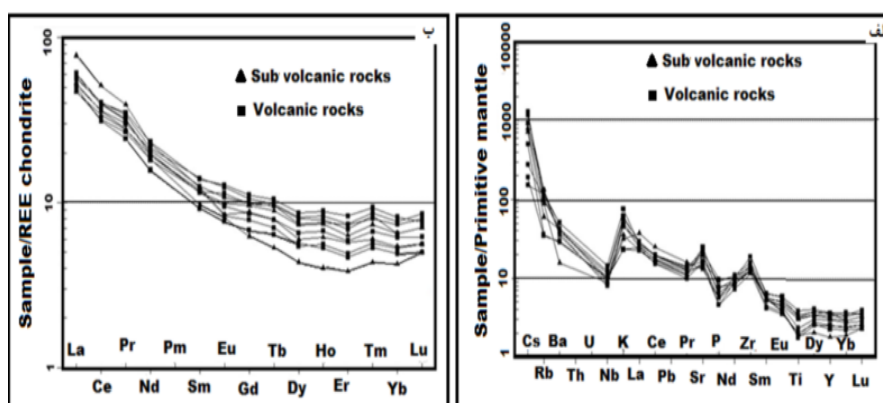
شکل ۱۰ الف موقعیت سنگ‌های عمیق و نیمه عمیق منطقه‌ی شوراب در نمودار TAS، خط خمیده ممتد سنگ‌های قلیایی را از نیمه قلیایی جدا می‌کند [۱۹]، ب، موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی شوراب در نمودار (Zr/TiO_2) در مقابل (Nb/Y) [۲۰].



شکل ۱۱ الف، موقعیت سنگ‌های آذرین شوراب در نمودارهای الف، AFM [۲۱]، ب، K_2O در برابر SiO_2 از [۲۲]، پ، نمودار شاخص اشباع آلومین [۲۳].

عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین شوراب هم روندی موازی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و مسطح بودن نسبی روند HREE ها در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. نسبت $LREE/HREE$ در این سنگ‌ها زیاد است و بهنجاری تقریباً منفی در Yb دیده می‌شود. با توجه به فراوانی PL در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی، انتظار می‌رود که بی-هنجاری مثبت در Eu دیده شود، ولی هیچ یک از نمونه‌ها بی-هنجاری مثبت نشان نمی‌دهند.

برای بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب از نمودار بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه استفاده شد [۲۶]. در این نمودار روند کلی تغییرات فراوانی عناصر، موازی، عناصر LIL مثل Cs, Rb, K و Sr بوده که غنی‌شدگی آشکار نشان می‌دهند و عناصر Nb و Ti بی‌هنجاری منفی دارند (شکل ۱۲ الف). برای بررسی الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های آذرین شوراب از نمودار بهنجار شده با کندریت [۲۷] استفاده شد (شکل ۱۲ ب). الگوی پراکندگی



شکل ۱۲ الف الگوی عناصر کمیاب بهنجارشده با گوشته اولیه [۲۶]، ب، الگوی عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های آذرین شوراب [۲۷].

مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب با آداکیت‌ها

واژه آداکیت برای گروهی از سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی پیشنهاد شده است که دارای سیلیس متوسط تا بالا و نسبت La/Yb و Sr/Y بالا باشند. این سنگ‌ها از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده به زیر کمان آتشفشانی ریشه می‌گیرند [۲۸، ۲۹]. سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب به‌طور متوسط ۶۲/۷۹۲ درصد وزنی SiO_2 دارند که از مقدار سیلیس موجود در آداکیت‌ها بیشتر است.

میانگین Y این سنگ‌ها حدود ۱۳/۳۶ ppm و مقدار متوسط Yb برابر ۱/۳۶۵ ppm است. میانگین عناصر Ta و Nb به ترتیب ۰/۵۴ و ۷/۳۸ ppm بوده و Eu در این سنگ‌ها بی‌هنجاری نشان نمی‌دهد. مقدار میانگین Yb_N در این سنگ‌ها ۳/۰۹، نسبت Sr/Y در حدود ۲۹/۶۶ و میانگین نسبت $(La/Yb)_N$ برابر ۱۲/۶۲ است. لذا، خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد بررسی با ویژگی‌های عمومی آداکیت‌ها

قابل مقایسه هستند (جدول ۳).

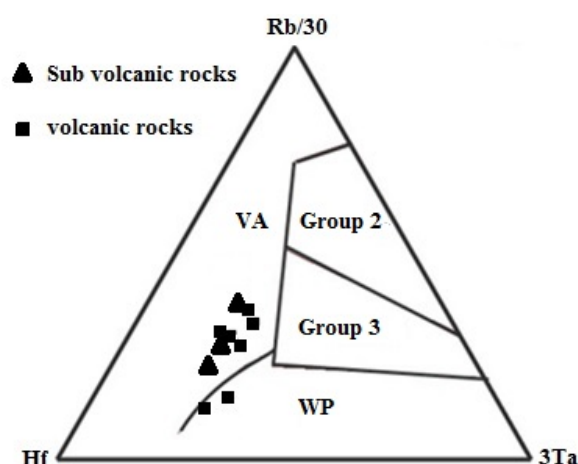
بحث و بررسی

براساس نمودار تمایزی $Hf - Rb/30-3Ta$ ، [۳۰]، سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق منطقه شوراب در جایگاه زمین‌ساختی کمان آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۱۳).

روند موازی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی در سنگ‌های آذرین منطقه شوراب نشان از خاستگاه یکسان ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها دارد. در مناطق فرورانش، عناصر با قدرت میدان بالا مثل Nb و Ti درون صفحه فرورانده باقی می‌مانند، در حالی که عناصر با قدرت میدان ضعیف مانند Rb ، Sr ، K و Ba به راحتی به درون گوه گوشته‌ای بالای صفحه‌ی فرورونده منتقل می‌شوند [۳۰]. عدم شرکت فازهای Nb و Ti در ذوب و جدایشگی فازهای حاوی Ti درجرات مختلف بی‌هنجاری این عناصر را ایجاد می‌کنند. حضور اکسیدهای Fe - Ti در تفاله، ممکن است باعث مقادیر اندک Nb و Ti در گدازه‌ی حاصله باشد و بی‌هنجاری منفی ایجاد کند [۳۱].

جدول ۳ مقایسه خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین شوراب با آداکیت‌ها [۲۹، ۲۸]

میانگین در سنگ‌های شوراب	خصوصیات ژئوشیمیایی آداکیت‌ها
۶۲/۷۹۲	High SiO_2 , $\geq 56\%Wt$
۱۶/۸۵۹	High Al_2O_3 , $\geq 15\%Wt$
۲/۲۹۷	Low MgO , $< 3\%Wt$
۴/۲۲۳	High Na_2O , $> 3\%Wt$
۳۹۳/۳۵	High Sr , > 300 ppm
۱۳/۳۶	Low Y , < 15 ppm
۲۹/۶۶	High Sr/Y , ≥ 20
۱/۳۶۵	Low Yb , < 1.9 ppm
۱۳/۶۱	High La/Yb , ≥ 20
$Ta = 0.54$ ، $Nb = 7.38$ پایین	Low HFSE(Nb , Ta)
فقدان آنومالی Eu	No Eu anomaly



شکل ۱۳ جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین منطقه شوراب در نمودار $(\text{Hf-Rb}/30-3\text{Ta})$ [۳۰]، VA گستره‌ی کمان آتشفشانی، WP محیط درون صفحه‌ای، گروه ۲ نفوذی‌های همزمان با برخورد و Group 3 نفوذی‌های پسین تا پسا برخوردی.

مانند عناصر کمیاب خاکی دیگر رفتار می‌کند. بنابراین به احتمال زیاد هنگام تبلور سنگ‌های منطقه‌ی شوراب، گریزندگی اکسیژن بالا بوده است. بی‌هنجاری Eu به روش اندازه‌گیری نسبت Eu/Eu^* نیز بررسی شده است [۲۶]. دامنه‌ی تغییرات این نسبت در سنگ‌های شوراب از ۰/۸۶ تا ۱/۰۵ و میانگین آن برابر است با ۰/۹۴۵ که بیانگر بی‌هنجاری ضعیف Eu است. نبود بی‌هنجاری مثبت Eu [۲۹-۳۶] نشانه‌ای از سرشت آداکیتی سنگ‌های آذرین شوراب است. غلظت بالای Sr، تمرکز پایین Y و متناظر با آن، نسبت بالای Sr/Y معرف سنگ‌های آداکیتی هستند که در شرایط فشار بالا از ذوب قطعه‌ی فروزانده تشکیل شده‌اند [۳۸، ۳۷]. در نمودار Sr/Y مقابل Y [۳۹] اکثر نمونه‌ها در گستره‌ی آداکیت‌ها قرار دارند (شکل ۱۴، الف) اما میانگین نسبت La/Yb در سنگ‌های شوراب ۱۳/۶ بود، بنابراین خصوصیات شبه‌آداکیتی نشان می‌دهند. غلظت Sr در سنگ‌های منطقه‌ی شوراب از ۲۷۳/۴ تا ۵۲۴ در میلیون متغیر است، بنابراین در گروه آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) [۴۰] رده بندی می‌شوند. غلظت Sr در گدازه‌ی سازنده‌ی این سنگ‌ها به محتوای Sr بازالت خاستگاه بستگی دارد و درجه‌ی غنی شدگی Sr در گدازه بیشتر به وسیله‌ی توسط پلاژیوکلازهای پسماند کنترل می‌شود [۳۲]. به اعتقاد پژوهشگران، خاستگاه اصلی و اولیه‌ی این آداکیت‌ها پوسته‌ی اقیانوسی فروزانده است که با پریدوتیت‌های گوه‌گوشته‌ای واکنش‌هایی داشته است [۴۱، ۴۰]. برای تشخیص محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آداکیتی از نمودار MgO

تهی‌شدگی نمونه‌های سنگی منطقه‌ی شوراب از این عناصر ممکن است نشانه‌ای از حضور روتیل و آمفیبول در تفاله‌ی خاستگاه باشد. Sr و Cs از عناصر متحرک ناسازگارند. غلظت این عناصر ممکن است تابعی از رفتار فاز سیال باشد. غلظت Sr ممکن است به وسیله‌ی Pl کنترل شود [۳۲]. غنی شدگی Sr نشان می‌دهد که کانی Pl در سنگ خاستگاه به‌عنوان کانی باقی مانده حضور نداشته است [۳۱]. Cs در پوسته‌ی قاره‌ای تمرکز بالایی دارد و بی‌هنجاری مثبت Cs می‌تواند نشانه‌ای از آلایش ماگما به وسیله‌ی مواد پوسته‌ای باشد. تمرکز بالای عناصر نادر خاکی سبک در ماگمای اسیدی و حدواسط، نشانه‌ای از تمرکز فاز سیال در ماگمای اسیدی، هنگام جدایش ماگما است [۳۳]. غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین، ویژگی شاخص سنگ‌های آهکی-قلیایی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است [۳۴]. نسبت بالای LREE/HREE در این سنگ‌ها می‌تواند نشانه‌ی وجود گارنت در سنگ خاستگاه باشد زیرا ضریب جدایش REE ها در گارنت متفاوت است [۳۲] و عناصری مانند Y و Yb در گارنت متمرکز می‌شوند [۳۵]. بی‌هنجاری تقریباً منفی Yb نشانه‌ای از خاستگاه عمیق ماگماست. در شرایط فعالیت کم اکسیژن، ضریب جدایش برای Eu بین PL و گدازه‌ی بازالتی بالاست (بیشتر بالاتر از ۱) و نسبت به REE های دیگر، یک بی‌هنجاری نشان می‌دهد [۳۲] ولی در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن، ضریب جدایش برای Eu پایین بوده و این عنصر

مراجع

- [۱] وحدتی دانشمند ف.، خلقی م.ح.، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۶۷).
- [2] Berberian M., King. G. C. P., *Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran*, National research council of Canada (1981).
- [۳] زرین کوب م. ح.، چانگ، س.ل.، خطیب، م.م.، محمدی، س.س.، "سنجی زیرکن - اورانیوم، سنگ‌نگاشتی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی کم‌عمق در جنوب باختری بیرجند (کوه رچ)"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، پاییز، (۱۳۸۹) ص ۴۷۳ - ۴۸۴.
- [۴] سلیم ل.، زرین کوب م. ح.، محمدی، س.س.، "مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چشمه خوری (شمال غرب بیرجند)"، چهارمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند (۱۳۹۱).
- [۵] خواجه ع.، "پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین شمال غرب خوسف (شمال غرب بیرجند)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۹).
- [۶] خاکی خ.، "پترولوژی سنگ‌های آذرین ترشیری در منطقه رچ (جنوب غرب بیرجند)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان (۱۳۸۹) ۱۹۷ صفحه.
- [7] Shelly D., *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, Chapman and Hall (1993) 630p.
- [8] Berman .R.G., Brown .T.H., Green wood .H.J., *An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system Na₂O - K₂O- CaO- MgO-FeO-SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃-TiO₂-H₂O-CO₂*, Atomic Energy of Canada Technical report (1985) 337-362.
- [9] Kretz R. , *Symbols for rock-forming minerals* , American Mineralogist 68 (1983) 277-279.
- [10] Renjith M. L., *Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone*, Geoscience Frontiers 5(2014) P113-126.
- [11] Spilde M . N., Brearley . A.J., Papike .J.J., *Alteration of plagioclase and pyroxene phenocrysts in a fissure fumarole ,Valley of Ten*
- برابر SiO₂ استفاده شده است [۳۹]. سنگ‌های آذرین منطقه - ی شوراب در این نمودار در گستره‌ی سنگ‌های آداکیتی ناشی از ذوب بخشی پوسته‌ی ضخیم شده قرار می‌گیرند (شکل ۱۴، ب).
- ماگماتیسم ناشی از لایه‌لایه شدن (Delamination) در بررسی‌های اخیر زمین‌شناسی شرق ایران مورد توجه قرار گرفته است. برخورد دو قاره‌ی لوت و افغان در اواخر کرتاسه تا پالئوسن، باعث ضخیم شدن پوسته و افزایش فشار سنگ ایستابی شده است [۴۲]. دگرگونی بخش بازیک پوسته‌ی قاره - ای و افزایش چگالی آن باعث سنگینی این بخش شده و در نهایت بر اثر سنگینی از بخش بالایی جدا و در استنوسفر رها می‌شود. ذوب بخشی این بخش‌های رها شده باعث ماگماتیسم پس از برخورد در شرق ایران شده است [۴۳]. بنابراین سنگ - های آداکیتی منطقه شوراب احتمالاً حاصل ذوب بخشی پوسته طی فرایند لایه‌لایه شدن است.
- برداشت**
- براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی؛ سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب به سری ماگمایی آهکی - قلیایی وابسته است. سنگ - های گدازه‌ای در رده‌ی آندزیت و تراکی آندزیت و سنگ‌های آذرین عمیق و نیمه‌عمیق به گروه دیوریت و کوارتز دیوریت وابسته‌اند. عناصر Nb و Ti بی‌هنجاری منفی و عناصر LIL مثل Cs, Rb, K و Sr غنی‌شدگی آشکار نشان می‌دهند که بیانگر وابستگی آن‌ها به مناطق فروانش است. نبود بی‌هنجاری Eu نشانه‌ای از سرشته‌ی‌های آداکیتی این سنگ‌ها است. تورمالین‌های منطقه‌ی شوراب از نوع دراویت، دارای منطقه - بندی شیمیایی ضعیف بوده و میزان Mg این کانی بر مقدار Fe آن فزونی دارد. سنگ‌های کوارتز تورمالین، متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های فقیر از کلسیم به‌عنوان سنگ خاستگاه این تورمالین‌ها تعیین شدند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب با آداکیت‌های پرسیلیس همخوانی دارد. با توجه به بررسی سرگذشت حوضه‌ی اقیانوسی در شرق ایران توسط افراد مختلف مبنی بر رخداد برخورد لوت و افغان قبل از ائوسن، ماگماتیسم پس از ائوسن منطقه‌ی مورد بررسی را می‌توان یک رخداد پس برخوردی دانست که از ذوب پوسته‌ی زیرین ضخیم شده طی فرایند لایه‌لایه - شدگی (Delamination) به وجود آمده است.

- Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite* ", 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York(1943) p 1-444.
- [24] Huang X.L., Yu.Y., Li.J., Tong.L.L., *Geochronology and and petrogenesis Of the early Paleozoic I-type granite in the thiashan area, South china, middle-lower crustal melting during orogenic collapse* ", lithos, 177(2013)P268-284.
- [25] Chappell B. W., Bryant. C.J., Wyborn.D., *Peraluminous I-type granites*", Lithos153(2012)P 142-153.
- [26] Sun S. and McDonough.W.F., *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*", Geological Society, London, Special Publications 42(1989)P313-345.
- [27] Nakamura., *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*", Geochimica Cosmochimica Acta 38(1974)P757-775.
- [28] Castillo P. R., *An overview of adakite petrogenesis*", Chinese Science Bulletin 51(2006) p 257—268.
- [29] Castillo P. R., *Adakite petrogenesis*", Lithos 134-135(2012)P304-316.
- [30] Harris N.B.W., Pearce . J.A., Tindle . A.G., *Geochemical characteristics of collision – zone magmatism*", Geological society, London, Special Publication 19(1986) P 67-81.
- [31] Martin H., *The adakitic magmas: modern analogues of Archaeangranitoids*", Lithos 46(1999)P 411-429.
- [32] Rollinson H.R., *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation and Interpretation Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone*", Geoscience Frontiers 5 (1993)113-126, Longman Scientific and Technical, England, 352 P.
- [33] Kogiso T ., Tatsumi. Y., Nakano. S., *Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts*", Earth and Planetary Science Letters 48 (1997)P 193-205.
- Thousand Smokes* ", Alaska American Mineralogist, Volume 78(1993) P1066-1081.
- [12] Vasily D., Shcherbakov, Pavel.Yu., Plechov Pavel.E. Izbekov Jill S. Shipman, *Plagioclase zoning as an indicator of magma processes At Bezymianny Volcano* ,Kamchatka,Contrib Mineral Petrol.DOI 10.1007/s00410-010-0584-1(2010).
- [13]Middle most E.A.K., *magma and magmatic rock, an introduction to igneous petrology* ", (1988)469p.
- [14] Best M. G., *Igneous and metamorphic petrology* ", (2003) 729p.
- [15] London D., Manning D.A.C.,1995, *Chemical variation and significance of tourmaline from SW England*", Economic Geology, 495-519.
- [16] Truscott M.G., Shaw D.M., *Boron in chert and Precambrian siliceous iron formation*", Geochimca et Cosmochimca Acta 48(1948) 2220-2313.
- [17] Samson I.M., Sinclair W.D., *Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz tourmaline orbicules in the Seagull batholith, Yukon Territory*", Canadian Mineralogist 30(1992)937-954.
- [18] Henry D. J., Guidotti C. V., *"Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine"*. American Mineralogist 70(1985)P 1-15.
- [19] Cox K.G., Bell.G.D., & PanKhurst, *The interpretation of igneos rocks*", Allen and Unwin, London,(1979) 450 P.
- [20]Winchester, J.A., Floyd, P.A., *Geochemical discrimination of immobile elements*", Chemical Geology20(1977)P 325-343.
- [21]Irvine T.V., Baragar.W.R.A., *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*", Canadian Journal of Earth Science 8(1971) P 532-548.
- [22] Peccerillo A., Tylor.S.R., *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from The Kastamonu area, Northern Turkey*", Contributions to Mineralogy and Petrology 58(1976)P 63-81.
- [23] Shand S.J., *Eruptive Rocks:Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to*

- subducted oceanic slab origin?* International Geology Review 55, No16 (2013) 2083–2095.
- [40] Martin H., Smithies R.H., Rapp. R., Moyen. J.F., Champion. D., *An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid :relationships and some implications for crustal evolution* , Lithos 79(2005) 1 – 24.
- [41] Stern, C.R., Futa, K.,. *An Andean andesite derived directly from subducted MORB or from LIL depleted subcontinental mantle*. Trans. - Am. Geophys. Union 63(1982)1148.
- [42] Zarrinkoub M. H., Pang K.N, Chung .S.L, Khatib .M. M., Mohammadi .S. S., Chiu. H.Y., Lee H.Y., *Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran*, Lithos 154(2012) 392–405.
- [43] Pang K.N., Chung. S.L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H.Y., Chu C.H., Lee H.Y., Lo C.H., *Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications*, Lithos 180-181(2013) 23.
- [34] Dupuy C ., Micharad . A., Dastal.J., *Proterozoic flood basalt from the coppermine river area , north weste territories – isotope and trace element- geochemistry Canadian*, Journal of earth sciences 29 (1992) P1934-1943.
- [35] Winter, J. D., *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* , Prentice Hall (2001) 697 p.
- [36] Kay, R. W., *Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific Ocean crust* , Journal of Volcanology and Geothermal Research 4 (1978) P117-132.
- [37] Drummond, M.S., Defant, M.J., *A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slabmelting: Archaean to modern comparisons*, Journal of Geophysical Researches 95(1990) 21503– 21521.
- [38] Defant, M.J., Drummond, M.S., *Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere* Nature 347(1990) P 662–665.
- [39] Karsli O., Uysal.T , Dilek. Y , Aydin. F and Kandemir.R., *Geochemical modelling of early Eocene adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Anatolia: continental crust or*