

بررسی سنگ‌زایی، کانی‌شیمی و شرایط دما و فشار تبلور توده گرانیتوئیدی کوه میش جنوب ششتمد، استان خراسان رضوی

مجتبی رستمی حسوری^۱، سید احمد مظاهری^۲، محسن مباشری^{۳*}، شهروز بابازاده^۴، محمد شورگشتی^۵

۱- دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲- دانشیار پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران، تهران، ایران

۴- کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: mojtabarostami32@gmail.com

دریافت مقاله ۱۳۹۳/۲/۱۶؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۴/۱۲

چکیده

مجموعه پلوتونیک کوه میش در ۳۰ کیلومتری جنوب سبزوار واقع است و از نظر تقسیم‌بندی زمین‌ساختی، بخشی از زون سبزوار به‌شمار می‌رود. این مجموعه از دو گونه سنگ پلوتونیک تشکیل شده که عبارتند از (۱) مجموعه گرانیتوئیدهای واقع در شمال کوه میش که بیشتر از مونزوگرنایت، پیروکسن گرانودیوریت تشکیل شده‌اند. کانی‌های اولیه قابل تشخیص در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار قلیایی است، این واحدها از نظر ژئوشیمی کلسیمی-قلیایی، پرآلومین و از تیپ I هستند. (۲) مجموعه گابرو-دیوریت در جنوب کوه میش، که از سنگ‌های پلوتونیک مختلف مانند گابرو، دیوریت و گابرودیوریت تشکیل شده است. پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند از کانی‌های اولیه قابل تشخیص این واحدها هستند. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی، سری تولیتی متالومین، و از تیپ I هستند. این دو مجموعه در رژیم زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای به‌وجود آمده‌اند. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی، چنین به نظر می‌رسد که سنگ‌های نفوذی حدواسط و مافیک از ذوب‌بخشی پروتولیت‌های پوسته زیرین و سنگ‌های نفوذی اسیدی از ذوب‌بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای (متاگزیوک) به‌وجود آمده‌اند و تبلور جدایشی ماگمای ایجادشده، طیف انواع سنگ‌های توده گرانیتوئیدی را سبب شده است. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های منطقه در حد دیوپسید و اوژیت است. دمای تبلور این کانی‌ها در فشارهای ۱ تا ۸ کیلو بار از ۹۰۹ تا ۱۲۹۶ درجه سانتی‌گراد و بارومتري کلینوپیروکسن‌های منطقه نیز حاکی از تبلور آنها در فشار کمتر از ۱۰ کیلو بار است. ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه در محدوده بیتونیت تا آنورتیت است.

واژه‌های کلیدی: پلوتونیک، کانی‌شیمی، دما-فشار، کوه میش، سبزوار

موجود در مجموعه‌های پلوتونیک منطقه، همچون آمفیبول، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی از اهداف اصلی این پژوهش است. پس از چند نوبت نمونه‌برداری و تهیه مقاطع نازک از این نمونه‌ها برای تجزیه عناصر اصلی و فرعی ۱۷ نمونه از سنگ‌های مجموعه پلوتونیک به روش XRF و پس از آن ۳۲ تجزیه نقطه‌ای از کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیروکسن در آزمایشگاه کانسانار بینالود تهران توسط میکروپروپ پرتو ایکس (XPM) دستگاه Horiba-XGT-7200 با ولتاژ شتاب‌دهنده 50kV و جریان 1mA صورت پذیرفت. سپس با استفاده از نرم‌افزارهای GCDK، Minpet، Jgpet، Excel و GIS نمودارها و نقشه‌های لازم تهیه شدند. و با استفاده از داده‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی به تفسیر سنگ‌زایی و تعیین شیمی کانی و دما-فشارسنجی مجموعه‌های پلوتونیک پرداخته شده است.

۳- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در استان خراسان، در ۳۰ کیلومتری جنوب شهرستان سبزوار قرار گرفته و در شمال چارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشمر در محدوده بین عرض جغرافیایی ۳۵°، ۴۵° و ۳۶°، ۰۰' شمالی و همچنین طول جغرافیایی ۳۰°، ۵۷° و ۵۷°، ۴۵' شرقی واقع است، این ورقه بخشی از زون سبزوار است که خود

۱- مقدمه

مجموعه پلوتونیک کوه میش در زون سبزوار واقع است و بخشی از فعالیت‌های ماگمایی این پهنه در زمان کرتاسه و فاز لارامین به‌شمار می‌رود. جایگیری این توده را به کرتاسه پسین نسبت می‌دهند (جعفریان، ۱۳۷۷). بررسی توده‌های این پهنه به سبب اهمیتی که در آگاهی از ژئودینامیک پوسته ایران دارند مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است. در منطقه کوه میش تاکنون مطالعات زیادی صورت نگرفته است. از جمله مطالعات معدودی که در مناطق مجاور انجام شده است می‌توان به گوهرشاهی، (۱۳۸۰) اشاره کرد. نامبرده به بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی مجاور منطقه کوه میش پرداخته است. در این نوشتار سنگ‌زایی و تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌هایی همچون آمفیبول، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز موجود در توده‌های مورد مطالعه، و سپس دما-فشارسنجی توسط کانی‌های پیش گفته بررسی شده است.

۲- روش مطالعه

سنگ‌زایی و نیز تعیین شیمی کانی و دما-فشارسنجی، برخی کانی‌های

هستند. پلاژیوکلازها خوش‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار در حد الیگوکلاز تا آنورتیت تشکیل شده‌اند. در برخی مقاطع رشد همزمان آن با کوارتز سبب ایجاد بافت گرانوفیری در سنگ شده است. کانی‌های فرعی شامل پیروکسن، اسفن، کلسیت، کانی کدر است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سریسیت، آکتینولیت و اپیدوت اشاره کرد. رخنمون پیروکسن دیوریت‌ها در بخش جنوبی مونزوگرانیت قرار دارد. در نمونه دستی تمام‌بلورین با اندیس رنگی هولولوکوکرات و دارای رنگ روشن و بافت دانه‌ای است. از نظر میکروسکوپی بافت این سنگ‌ها دانه‌ای بوده و بافت فرعی خلیجی نیز دارند، مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها، کوارتز و فلدسپار قلیایی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازها دانه متوسط تا دانه درشت با دوقلوی آلبیتی و پلی‌سنتتیک و گاهی دارای زون‌بندی هستند. از کانی‌های فرعی می‌توان به کانی‌های کدر، آپاتیت و پیروکسن و از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سریسیت و بیوتیت اشاره کرد.

۴-۲- واحد گابرو دیوریت

این واحد در بخش جنوب، ارتفاعات منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد و ترکیب سنگی آن از گابرو تا دیوریت تغییر می‌کند. این سنگ‌ها در نمونه دستی تمام‌بلورین با اندیس رنگی مزوکرات و دارای رنگ سبز تا تیره‌اند، از نظر ماکروسکوپی نیز این سنگ‌ها بافت دانه‌ای دارند. بافت غالب این سنگ‌ها هیپایدیومورف گرانولار است. پلاژیوکلازها، پیروکسن و هورنبلند کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. بلورهای پلاژیوکلاز در مقطع خوش‌وجه و نیمه‌وجه‌دار مشاهده شده و از نظر ترکیب الیگوکلاز تا آنورتیت هستند. پیروکسن‌ها نیز عمدتاً به صورت یوهدرال و ساب‌هدرال از نوع دیوپسید و یا اوژیت هستند که گاهی یورالیتی شده، و از حاشیه‌ها به آمفیبول تبدیل شده‌اند که باعث ایجاد بافت کرونا شده است. هورنبلند بیشتر به صورت نیمه‌وجه‌دار و بدوجه و دارای چند رنگی سبز تا قهوه‌ای و به کلریت تبدیل شده‌اند. کانی‌های فرعی نیز شامل آپاتیت و کدر است.

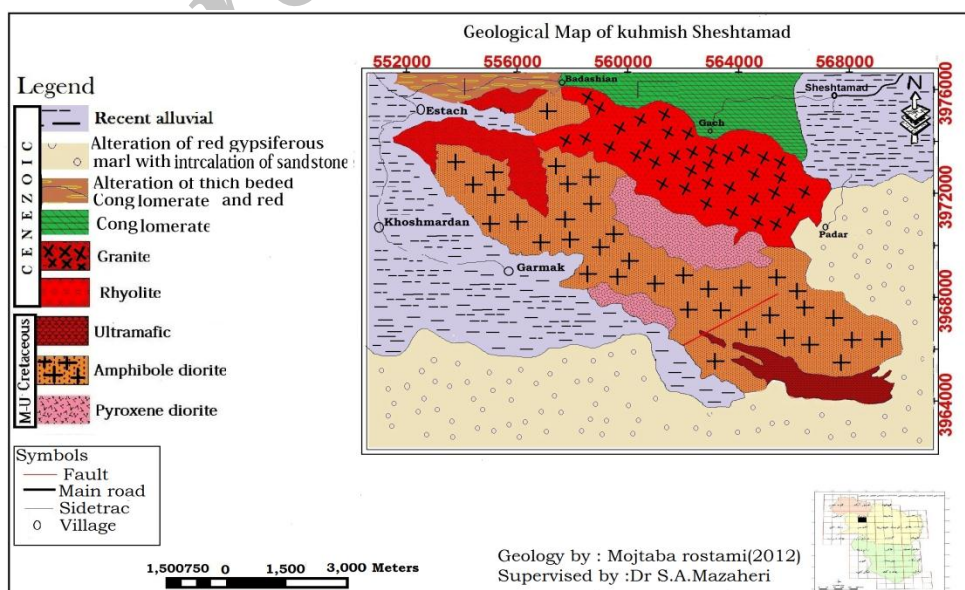
بخشی از خردقاره ایران مرکزی است (معین وزیری، ۱۳۷۵). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شامل زون فلیشی است که سن آن به کرتاسه پیشین می‌رسد. در اثر بسته‌شدن کافت‌هایی که خردقاره را در اواخر کرتاسه محدود می‌کرد (فاز کوهزایی لارامید) آمیزه‌های افیولیتی منطقه به‌وجود آمده است. همزمان با ماگماتیسم در اواخر کرتاسه، توده نفوذی جنوب منطقه با گستردگی زیاد با ترکیب دیوریت به وجود آمد. در دوره ائوسن، فعالیت‌های شدید آتشفشانی زبرداری رخ داد که ترکیب بیشتر آنها آندزیت، داسیت و توف بوده است (جعفریان، ۱۳۷۷). در ائوسن پایانی-الیگوسن مراحل آغازی، فاز کوهزایی پیرنه رخ داد که طی آن ارتفاعات فعلی منطقه شکل گرفت. منطقه مورد مطالعه به دلیل متأثر شدن از چند فاز کوهزایی و نزدیکی به گسل‌های بزرگی چون گسل درونه و بینالود دچار چین‌خوردگی و شکستگی حاصل از گسلش و ایجاد درز و شکاف شده است.

۴- سنگ‌شناسی

این مجموعه از دو گونه سنگ پلوتونیک تشکیل شده است: (۱) مجموعه گرانیتوئیدهای واقع در شمال کوه میش که بیشتر از مونزوگرانیت، پیروکسن گرانودیوریت تشکیل شده‌اند. (۲) مجموعه گابرو-دیوریت در جنوب کوه میش، که از سنگ‌های پلوتونیک مختلف مانند گابرو، دیوریت و گابرودیوریت تشکیل شده است. در اینجا به اختصار این تنوع سنگی را معرفی می‌کنیم (شکل ۱ و ۲).

۴-۱- واحد گرانیت

رخنمون این توده در جنوب غرب این منطقه قرار دارد. این سنگ‌ها تمام‌بلورین و لوکوکرات بوده است. ترکیب این واحد سنگی از پیروکسن گرانودیوریت تا مونزوگرانیت در تغییر است. مونزوگرانیت‌ها از نظر میکروسکوپی دارای بافت دانه‌ای، و کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه کوه میش

۵- ژئوشیمی

۵-۱- عناصر اصلی

فلسیک ارتباط زایشی برقرار است، در حالی که واحد دیوریت و گابروبی به نظر می‌رسد که از منشأ مختلفی سرچشمه گرفته و یا توسط فرایندهای ماگمایی متفاوت با آنچه که در تشکیل واحدهای فلسیک موثر بوده، تشکیل شده باشد (شکل ۳).

۵-۲- عناصر جزئی

تغییرات عناصر جزئی در برابر SiO_2 در شکل ۴ نشان داده شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود با افزایش SiO_2 مقادیر Sr و Zr افزایش می‌یابند. Sr در کانی‌های مافیک به صورت ناسازگار عمل می‌کند و با پیشرفت عمل تفریق در کانی‌های واحدهای سنگی مراحل انتهایی تفریق تمرکز می‌یابد. Zr به دلیل بار الکتریکی و شعاع یونی بالا وارد کانی‌های سنگ‌ساز رایج نمی‌شود و در محصولات نهایی تفریق کانی مخصوص به خود یعنی زیرکن را می‌سازد. در حالی‌که Ba, Rb, Ni, Ce، روندی نزولی نسبت به SiO_2 دارند. Ni به دلیل دارا بودن بار و شعاع یونی مشابه Mg جانشین این عنصر در کانی‌های منیزیم‌دار به شکل استتار شده است، بنابراین کانی‌هایی که در ابتدای تبلور ماگما تشکیل می‌شوند دارای نسبت بالای Ni:Mg هستند و با ادامه تفریق میزان آن کاهش خواهد یافت. Ba و Rb در کانی‌های مافیک ناسازگار هستند و می‌توانند جانشین K در کانی‌هایی از قبیل فلدسپار قلیایی و بیوتیت شود. برای تعیین رژیم زمین‌ساختی ناحیه از نمودار Nb/Y و Rb/Y+ Nb استفاده شده و مشاهده می‌شود که نمونه‌ها در قلمرو گرانیتهای کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار دارند (شکل ۵- الف).

گستره مقدار SiO_2 برای واحدهای گابرو، دیوریت گابروی تا دیوریت (۴۸-۵۵ درصد) و گرانیته (۷۸-۷۱ درصد) است (جدول ۱). در این مجموعه واحدهای حدواسط از نظر درجه اشباع از آلومین، در نمودار تغییرات A/CNK در برابر A/NK در قلمرو گرانیتهای متآلومین و واحدهای گرانیته در قلمرو پرآلومین قرار دارند (شکل ۲- پ). تصویر نمونه‌های واحدهای سنگی گابرو، دیوریت گابروبی و گابرو در نمودار AFM بیانگر ترکیب تولتیوی و نمونه‌های گرانیتهی بیانگر ترکیب کلسیمی قلیایی بودن آنهاست (شکل ۲- ب). بر اساس نمودارهای Na_2O نسبت به K_2O ، تغییرات SiO_2 در برابر Y سنگ‌های مورد بررسی در گستره گرانیتهای نوع I واقع شده‌اند (شکل ۲- ت). در نمودارهای هارکر واحدهای مجموعه مورد مطالعه نشان می‌دهد که نمونه‌ها فاقد همپوشانی هستند (شکل ۳). CaO , MgO , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 با افزایش محتوای سیلیس رو به کاهش می‌گذارند. که این تغییرات می‌تواند ناشی از جایگزینی آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزیم مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما باشد در حالی‌که K_2O و Na_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند افزایشی و Al_2O_3 روند کاهشی دارد که روند طبیعی تفریق را نشان می‌دهد. P_2O_5 با افزایش مقدار SiO_2 روند کاهشی دارد که احتمالاً به دلیل تغییر پلاژیوکلازها از آنورتیت بیشتر به سمت آلبیت بیشتر و تشکیل و تبلور تفریقی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور است. این نمودارها نشان می‌دهد که بین واحدهای

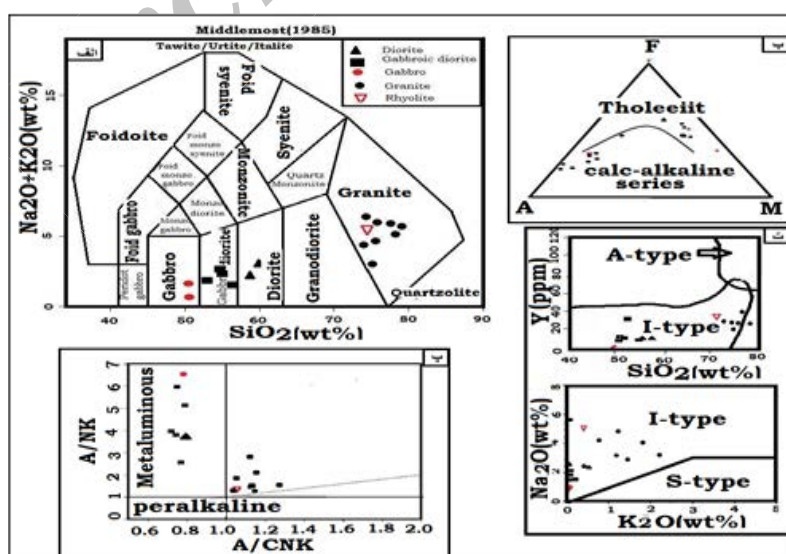
جدول ۱- نتایج تجزیه XRF نمونه‌های مورد مطالعه

شماره نمونه	۱۹Ba-	۲۰GA-	۲۷GA-	۳St-	۲۸Ba-	۱۷GA-	۲۴Kh-	۲۰TR-
نام سنگ	گابرو	گابرو	گابرو دیوریت	گابرو دیوریت	گابرو دیوریت	گابرو دیوریت	دیوریت	دیوریت
X	۵۶۱۸۸۹	۵۵۹۹۲۶	۵۵۹۸۴۴	۵۵۶۸۲۷	۵۶۲۵۷۴	۵۵۹۵۷۶	۵۵۷۶۱۶	۵۶۷۶۷۳
Y	۳۹۶۸۰۸۱	۳۹۷۰۰۵۷	۳۹۷۰۳۵۸	۳۹۷۲۱۹۰	۳۹۶۸۳۲۶	۳۹۶۸۹۷۶	۳۹۷۱۶۲۵	۳۹۶۴۹۵۴
SiO_2	۴۹/۸۵	۴۸/۳۲	۵۳/۹۸	۵۵/۸۸	۵۱/۸۶	۵۲/۳۲	۵۶/۱۲	۵۷/۳۶
TiO_2	۰/۹۹	۰/۶۷۷	۰/۵۱۶	۰/۴۰۵	۱/۰۱۵	۰/۷۴۱	۰/۳۶۲	۰/۶۶۵
Al_2O_3	۱۸/۸۲	۱۵/۹۴	۱۴/۸۷	۱۴/۶۵	۱۴/۸۲	۱۲/۹۳	۱۳/۳۴	۱۲/۱۴
Fe_2O_3	۶/۳	۱۱/۶۳	۹/۸	۱۰/۰۵	۱۲/۸	۱۰/۴۶	۹/۰۸	۱۱/۶۵
MnO	۰/۱۱۱	۰/۱۷۹	۰/۱۶۲	۰/۲۰۲	۰/۱۸۵	۰/۱۹۲	۰/۱۶۹	۰/۱۸۰
MgO	۹/۱	۷/۸۲	۷/۱۱	۶/۳۲	۷/۱۶	۸/۷۱	۶/۸۱	۴/۱۷
CaO	۱۲/۹۴	۹/۹	۹/۳۸	۹/۵۵	۸/۸۱	۷/۸۹	۷/۵۲	۶/۳۴
Na_2O	۱/۶۴	۱/۳	۲/۰۴	۱/۴۴	۱/۵۲	۱/۸۸	۲/۱۹	۲/۴۱
K_2O	۰/۰۴	۰/۲۷	۰/۳۸	۰/۰۹	۰/۳۶	۰/۲۴	۰	۰/۴۲
P_2O_5	۰/۰۱	۰/۰۲۳	۰/۰۲۸	۰/۰۵۹	۰/۰۴۲	۰/۰۶۱	۰/۰۴۷	۰/۰۸۸
LOI	۱/۷۹	۲/۹۳	۱/۳۵	۱/۰۵	۱/۰۸	۴/۲۹	۳/۸	۴/۳۳
Total	۱۰۰/۵۹	۹۸/۹۸	۹۹/۶۱۶	۹۹/۶۹۶	۹۹/۶۵۲	۹۹/۷۱۴	۹۹/۴۳۸	۹۹/۷۵
Rb	۱۸	۱۵	۱۶	۱۲	۱۷	۱۶	۱۶	۱۵
Ba	۱۸	۳۸	۴۸	۲	۶۸	۲۸	۱۸	۹۲
Th	۴	۵	۲	۳	۱	۱	۱۱	۴
Nb	۶	۲	۳	۴	۱	۱	۲	۱
Sr	۱۴۷	۱۷۸	۱۸۸	۲۲۹	۱۰۷	۱۶۵	۱۶۶	۲۰۴
Zr	۳۹	۳۷	۵۸	۶۰	۳۶	۶۰	۵۹	۶۶
Y	۳	۴	۱۷	۱۱	۱۰	۱۷	۱۱	۱۵
V	۷۹	۲۴۹	۱۵۷	۱۶۲	۴۰۷	۲۰۸	۱۵۶	۲۳۶
Cr	۳۶	۱۴۸	۸۷	۲۷	۱۷	۲۸۱	۶۳	۱
Co	۲	۵	۳	۱	۴	۴	۱	۵

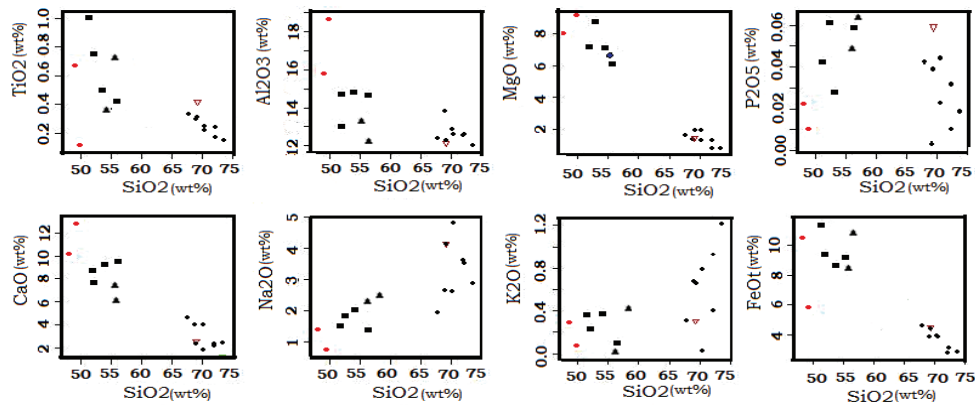
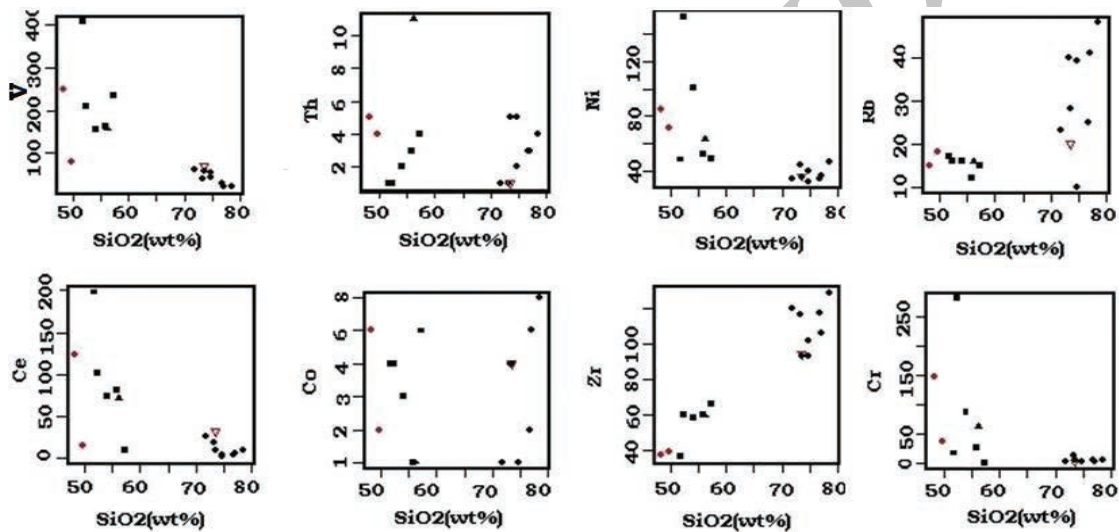
Ni	۷۱	۸۵	۱۰۱	۵۲	۴۸	۱۵۳	۶۳	۴۹
Pb	۲۷	۷۷	۱۲	۷	۵۵	۱۶	۸۸	۱۰
Ce	۱۵	۱۲۳	۷۴	۸۰	۱۹۸	۱۰۱	۷۱	۸
La	۶	۱	۲	۱۱	۱	۴۰	۷	۳
U	۴	۳	۱		۲	۲	۷	۲
Ga	۱۴	۱۵	۱۴	۱۲	۱۴	۱۵	۱۲	۱۵
Cl	۶۰	۱۴۰	۲۰۷	۱۵۲	۱۸۹	۱۰۲	۱۵۶	۱۰۰

ادامه جدول ۱

نام سنگ	۲BB-	۲ABC-	۲۹BC-	۱۲BK-	۱۸BK-	۲۹BK-	۱Ba-	۲۳BC-	۲E-
X	۵۵۵۰۳۷	۵۵۵۰۳۷	۵۵۵۰۳۷	۵۵۵۰۳۷	۵۵۵۰۳۷	۵۵۵۰۳۷	۵۶۱۸۴۴	۵۵۵۰۳۷	۵۵۵۰۳۷
Y	۳۹۷۳۹۶۲	۳۹۷۳۹۶۲	۳۹۷۳۹۶۲	۳۹۷۳۹۶۲	۳۹۷۳۹۶۲	۳۹۷۳۹۶۲	۳۹۶۸۰۱۰	۳۹۷۳۹۶۲	۳۹۷۳۹۶۲
SiO ₂	۷۶/۸۸	۷۴/۷۵	۷۷/۰۴	۷۸/۶۳	۷۳/۵۲	۷۴/۸۵	۷۱/۷۸	۷۳/۱۸	۷۳/۴۵
TiO ₂	۰/۲۱	۰/۲۲۹	۰/۱۵۳	۰/۱۲۸	۰/۲۲۸	۰/۲۰۲	۰/۳۱۲	۰/۲۷۷	۰/۳۹۶
Al ₂ O ₃	۱۲/۳۱	۱۲/۶۵	۱۲/۳۸	۱۱/۷۶	۱۲/۰۳	۱۲/۳۸	۱۲/۱۳	۱۳/۶۱	۱۱/۸۹
Fe ₂ O ₃	۱/۶۲	۳/۰۸	۲/۰۳	۱/۷۱	۳/۶۹	۳/۰۲	۳/۸۲	۳/۰۱	۳/۸
MnO	۰/۰۱۱	۰/۰۸۴	۰/۰۳۵	۰/۰۰۸	۰/۰۶۶	۰/۰۷۵	۰/۱۰۲	۰/۰۵۴	۰/۱۶
MgO	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۲۲	۰/۱۹	۱/۴۷	۱/۴۱	۱/۱	۰/۸۱	۰/۹۳
CaO	۱/۰۲	۳/۰۴	۱/۲۸	۱/۳۴	۱/۲۱	۰/۷۱	۳/۶۳	۲/۹۹	۱/۴۹
Na ₂ O	۴/۲۳	۲/۹۹	۴/۱۰	۳/۳۴	۴/۸۴	۵/۶۹	۲/۱۶	۳/۰۲	۴/۸۵
K ₂ O	۰/۷۵	۱/۴۴	۱/۷۰	۲/۲۲	۱/۲۰	۰/۰۵	۰/۵۸	۱/۳۳	۰/۵۷
P ₂ O ₅	۰/۰۳۳	۰/۰۴۷	۰/۰۰۹	۰/۰۱۸	۰/۰۴۱	۰/۰۲۳	۰/۰۴۵	۰/۰۰۱	۰/۰۶۴
LOI	۱/۶۹	۰/۶۶	۰/۸۶	۰/۴۰	۱/۱۵	۱/۴۱	۳/۹۱	۱/۴۲	۲/۰۳
Total	۹۹/۵	۹۹/۷۴	۹۹/۸۰	۹۹/۷۴	۹۹/۴۴	۹۹/۸۲	۹۹/۵۶۹	۹۹/۶۰۲	۹۹/۶۳
Rb	۲۵	۳۹	۴۱	۴۸	۲۸	۱۰	۲۳	۴۰	۲۰
Ba	۲۱	۱۰۰	۶۰	۶۹	۹۱	۴۵	۷۰	۶۲	۶۶
Th	۳	۲	۳	۴	۵	۵	۱	۱	۱
Nb	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۳
Sr	۸۹	۱۵۴	۱۱۳	۱۱۳	۱۱۳	۴۳	۳۸۹	۱۹۲	۶۴
Zr	۱۱۷	۱۰۲	۱۰۶	۱۲۹	۹۳	۹۳	۱۲۰	۱۱۶	۹۴
Y	۱۸	۲۹	۳۹	۲۷	۲۹	۱۹	۲۳	۲۴	۳۸
V	۳۰	۴۴	۲۴	۲۳	۶۰	۵۴	۶۱	۳۹	۷۱
Cr	۶	۳	۲	۵	۶	۲	۳	۱۴	۲
Co	۲	۱	۵	۶	۴	۱	۱	۴	۴
Ni	۳۴	۴۰	۳۶	۴۶	۳۵	۳۲	۳۴	۴۴	۳۶
Pb	۵	۱۳	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۶۵	۵۵	۶
Ce	۴	۱	۵	۸	۹	۳	۲۶	۱۸	۳۱
La	۱	۱	۲	۴	۵	۲	۱۱	۶	۳
Ga	۱۸	۱۶	۱۸	۱۴	۱۳	۱۶	۱۳	۱۴	۱۱
Cl	۷۴	۷۸	۶۳	۷۰	۸۵	۶۶	۹۰	۸۷	۶۸



شکل ۲- الف) نمودار رده‌بندی (Middlemost, 1985)، ب) نمونه‌های واحدهای سنگی حدواسط و مافیک مورد مطالعه در نمودار AFM (Irvine, 1971)، پ) تقسیم‌بندی سنگ‌های مجموعه مورد مطالعه توسط نمودار (Shand, 1947)، ت) نمودار تمایز گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر (Chappell, 1992) و نمودار تغییرات SiO₂ در برابر Y به منظور تفکیک گرانیت‌های نوع I و A (Furnes, 1996)

شکل ۳- تعیین عناصر اصلی در برابر SiO_2 (Harker, 1909). علائم مانند شکل ۲شکل ۴- نمودارهای تغییرات SiO_2 در برابر عناصر جزئی (Harker, 1909). علائم مانند شکل ۲

۵-۳- نمودار عناصر خاکی کمیاب و عنکبوتی

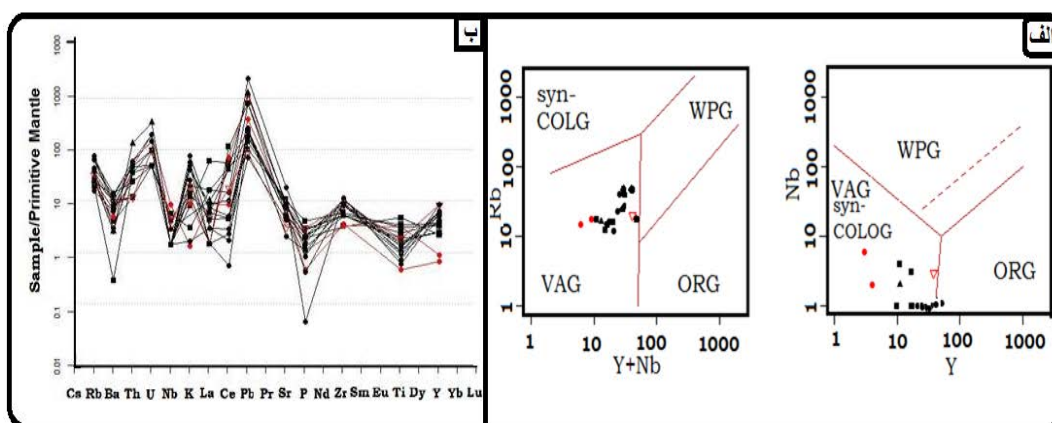
در نمودارهای عنکبوتی که بر اساس داده‌های (Sun & McDonough, 1989) نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (شکل ۵-ب) تهی‌شدگی عناصر HFS (Ti, Nb, Th) و غنی‌شدگی از عناصر LIL (k, Rb) دیده می‌شود که از مشخصات ماگماتیسم مربوط به زون‌های فرورانش است. همچنین غنی‌شدگی از LILE می‌تواند به دلیل دخالت صفحه فرورونده و آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای باشد. همچنین سنگ‌های منطقه، غنی‌شدگی از عناصری مانند Sr, K, U دارند. این غنی‌شدگی و تهی‌شدگی از مشخصات ماگمای مربوط به زون فرورانش است (گردیده، ۱۳۸۹ و آلیانی، ۱۳۹۰). همچنان که ملانی، (۱۳۹۰) نتیجه گرفته است بی‌هنجاری منفی Ti-Nb در سنگ‌های ماگمایی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط فرورانش است. به طور کلی الگوی تغییرات عناصر جزئی و کمیاب خاکی در واحدهای مختلف منطقه مشابه است و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. این امر می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط زایشی نمونه‌ها با هم و منشأ مشترک آنها باشد.

۶- منشأ ماگمای حدواسط

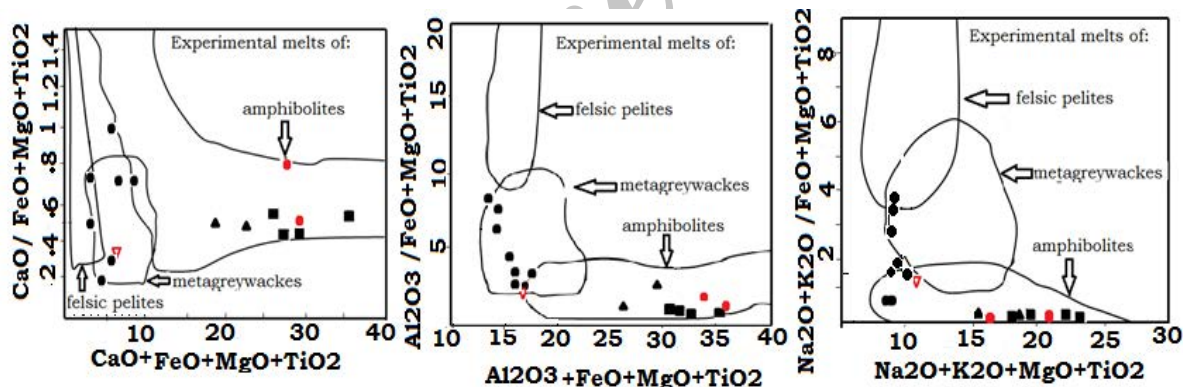
با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدهای منطقه از نوع I هستند و برای خاستگاه این سنگ‌ها از سوی Altherr, (2000) سه پیشنهاد ارائه شده است: (۱) ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده (۲) ذوب گوه گوشته‌ای دگرنهاده شده در بالای صفحه فرورانش (۳) ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین در اثر نفوذ ماگمایی بسیار گرم گوشته‌ای. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مجموعه پلوتونیک مورد بررسی، نظیر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار K, Th, Rb, Ce, Nd و بی‌هنجاری منفی Ti, Nb، نسبت Rb/Sr کمتر از ۰/۶ در این توده، وجود کانی‌های هورنبلند، AN/CK کمتر از یک و A/NK بیش از یک، با گدازه‌های حاصل از پوسته زیرین همخوانی بیشتری دارد (Chappell, 1974). بنابراین باید انتظار منابع ماگمایی با خاستگاه پوسته‌ای و یا حداقل با دخالت موثر منابع پوسته‌ای را داشته باشیم. گدازه‌های مشتق شده از سنگ‌های مافیک دارای نسبت‌های $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ و $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ پایین‌تری نسبت به مذاب‌های حاصل از ذوب متاپلیت‌ها هستند (شکل ۶). بنابراین گرانیتوئیدهای دارای

میش نیز به این صورت باشد. بدین ترتیب در منطقه مورد بررسی با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی، چنین به نظر می‌رسد که توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه در اثر ذوب‌بخشی پروتولیت‌های پوسته زیرین به وجود آمده است و تبلور جدایشی ماگمای به‌دست‌آمده، طیف انواع سنگ‌های توده گرانیتوئیدی را سبب شده است (شکل ۶).

نسبت $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ پایین می‌تواند از ذوب چنین سنگ‌های پوسته‌ای با یک طیف باریک و بالایی از نسبت $CaO/(FeO+MgO+TiO_2)$ حاصل شوند. ذوب‌بخشی سنگ‌های آذرین دگرگون‌شده (حدواسط) در پوسته زیرین، به واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت می‌تواند منجر به تشکیل ماگماهای تونالیتی (دیوریتی) شود (Johannes, 1996). به نظر می‌رسد خاستگاه گرانیتوئیدهای منطقه کوه



شکل ۵- الف) نمودار Rb/Y+Nb و نمودار Nb/Y (Pearce, 1996 and 1984). تمام نمونه‌ها در قلمرو سنگ‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت اولیه برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، علائم مانند شکل ۲



شکل ۶- ترکیب نمونه‌ها در محدوده‌های ترکیبی مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب‌بخشی پلایت‌های فلسیک، متاگرایوک‌ها و آمفیبولیت‌ها قرار می‌گیرد. علائم مانند شکل ۲

ماگمای فلسیک حجیم نمی‌توانند به وسیله تفریق ماگماهای بازی مشتق شده از گوشته به‌دست آیند. از سوی دیگر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (K, Th, Rb, Ce, La) و بی‌هنجاری منفی (Ti, P, Nb, Ba, Sr) در این توده، (شکل ۵-ب) بیشتر با مذاب‌های حاصل از پوسته زیرین سازگار است (Chappell, 1992). همچنین نسبت بالایی از عناصر Nb/La (Rogers, 1995) (حدود ۴) برای ماگمای مشتق شده از گوشته سنگ‌کراهی پیشنهاد شده است و این در حالی است که میانگین این نسبت در سنگ‌های گرانیتوئیدی ۰/۵۴ است که بیشتر با منشأ پوسته‌ای با نسبت حدود ۰/۴۶ (Weaver, 1984) سازگاری دارد، بنابراین با منشأ گوشته‌ای محض مغایرت دارد. در نتیجه، ماگماهای فلسیک باید از ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای به وجود آمده باشند. این پروتولیت‌ها ممکن است

۷- منشأ ماگمای اسیدی

الگوهای سنگ‌زایی ارائه‌شده برای منشأ ماگماهای فلسیک کمانی به دو گروه عمده تقسیم شده‌اند. در الگوی اول، ماگماهای فلسیک کمانی از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور تفریقی یا فرایندهای AFC حاصل می‌شوند (Bacon, 1998). در الگوی دوم، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند (Bullen, 1990). الگوی اول برای منطقه مورد مطالعه غیر محتمل است زیرا توده گرانیتوئیدی آستانه حجیم بوده و هیچ ترکیب بازالتی در طیف آن مشاهده نشده است (همه نمونه‌ها دارای SiO_2 بیشتر از ۵۲ درصد هستند) و

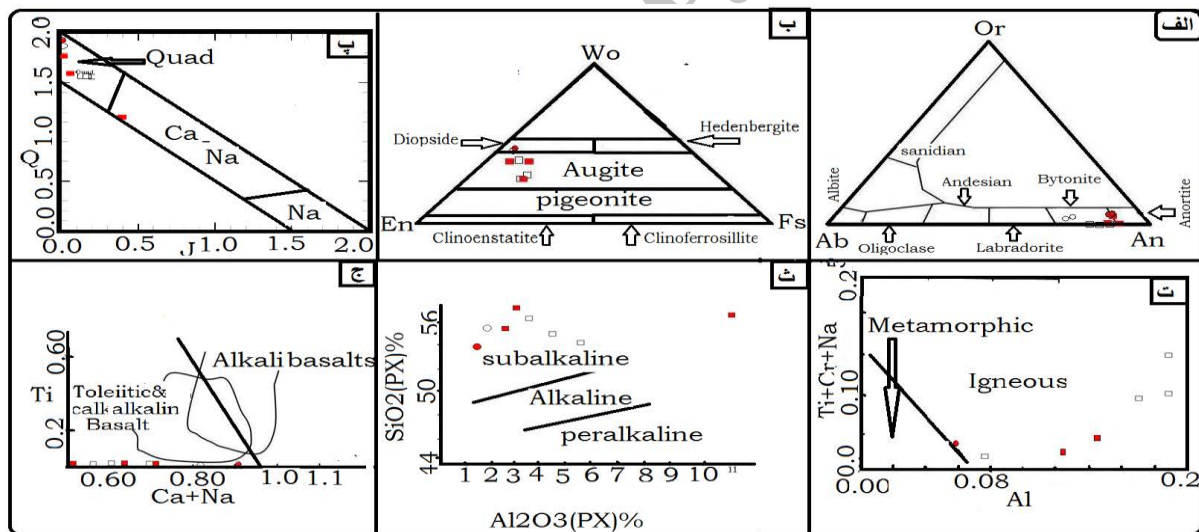
۷-ب) و در نمودار Q-J (Morimoto, 1988) در قلمرو Fe-Mg-Ca قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب) و به عبارت دیگر کلبیوپروکسن‌های ناحیه بیشتر از نوع کلسیک هستند و به دلیل کمبود Na، همگی در نزدیکی محور Y، بین نقاط $Q=1/5$ و $Q=2$ متمرکز شده‌اند. برای تفکیک کلبیوپروکسن‌های آذرین و دگرگونی از نمودار دوتایی Al در برابر $Ti+Cr+Na$ استفاده شد. برای تعیین سری ماگمایی، موقعیت زمین‌ساختی و دما- فشارسنجی پروکسن‌ها لازم است ابتدا سرشت ماگمایی پروکسن‌های مورد مطالعه تعیین شود. بر همین اساس با توجه به نمودار (شکل ۷-ت) پروکسن‌های مورد مطالعه همگی در محدوده ماگمایی قرار می‌گیرند. برای تعیین سری ماگمایی از نمودارهای (LeBas, 1962) استفاده شده است. از آنجا که ترکیب شیمیایی کلبیوپروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده آنهاست، بنابراین می‌تواند اطلاعاتی در رابطه با سری ماگمایی تشکیل‌دهنده سنگ‌ها ارائه دهد (LeBas, 1962). همان‌گونه که در (شکل ۷-ث) مشاهده می‌شود، کلبیوپروکسن‌های منطقه، بیشتر در محدوده تولیتی و کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند. این کلبیوپروکسن‌ها در مقایسه با انواع موجود در سنگ‌های قلیایی از Si غنی‌تر هستند. نمودار (Leterrier, 1982) نیز تأییدی بر این مطلب است (شکل ۷-ج).

متاگرینولیت باشند (Patino Douce, 1996) (شکل ۶)، که به سبب حضور و جایگزینی مذاب‌های مشتق از گوشته در پوسته، در آنها ذوب‌بخشی رخ داده، در پی این ذوب، ماگمای فلسیک به وجود می‌آید که ضمن صعود به بخش‌های بالاتر و در راه رسیدن به سطح زمین، به تدریج متبلور شده، و واحدهای گرانیتی را می‌سازد و آرایش پوسته بالایی نقش مهمی در تشکیل این توده داشته است و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده‌اند احتمالاً منشأ گرمایی برای ذوب‌بخشی بوده‌اند.

۸- شیمی کانی‌ها

۸-۱- پروکسن

پروکسن‌های منطقه از نوع کلبیوپروکسن و شامل ولاستونیت-انستاتیت-فروسیلیت سه عضو پایانی کلبیوپروکسن‌ها هستند. میانگین عضو پایانی ولاستونیت کلبیوپروکسن‌ها در محدوده ۳۹/۵۸ تا ۴۲/۲۷، میانگین عضو پایانی انستاتیت در محدوده ۴۷/۰۶ تا ۵۳/۴۷ و عضو پایانی فروسیلیت در محدوده ۴/۲ تا ۱۵/۸۸ هستند (جدول ۳). ترکیب کلبیوپروکسن‌های منطقه براساس نمودار مثلثی En-Wo-Fs (Morimoto, 1988) بیشتر از نوع دیوپسید و اوژیت هستند (شکل

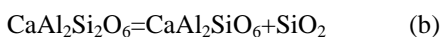
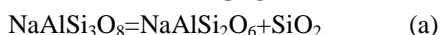


شکل ۷- الف) ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در نمونه‌های مورد مطالعه. دایره: گابرو، دایره: گابرو، مربع: نمادهای توپر مرکز و توخالی حاشیه. ب) ترکیب شیمیایی کلبیوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر روی نمودار مثلثی Wo-En-Fs. مربع: نمونه گابرو، دایره: نمونه پروکسن دیوریت، مربع توپر: حاشیه، مربع توخالی: مرکز، دایره توپر: مرکز، دایره توخالی: حاشیه. پ) ترکیب شیمیایی کلبیوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر روی نمودار Q-J. ت) تعیین سرشت پروکسن‌های مورد مطالعه نمادها مانند شکل ۷-ب، ث) تعیین سری ماگمایی با استفاده از نمودار Al_2O_3 در مقابل SiO_2 . ج) تعیین سری ماگمایی با استفاده از نمودار Ti-Ca+Na مانند شکل ۷-ب.

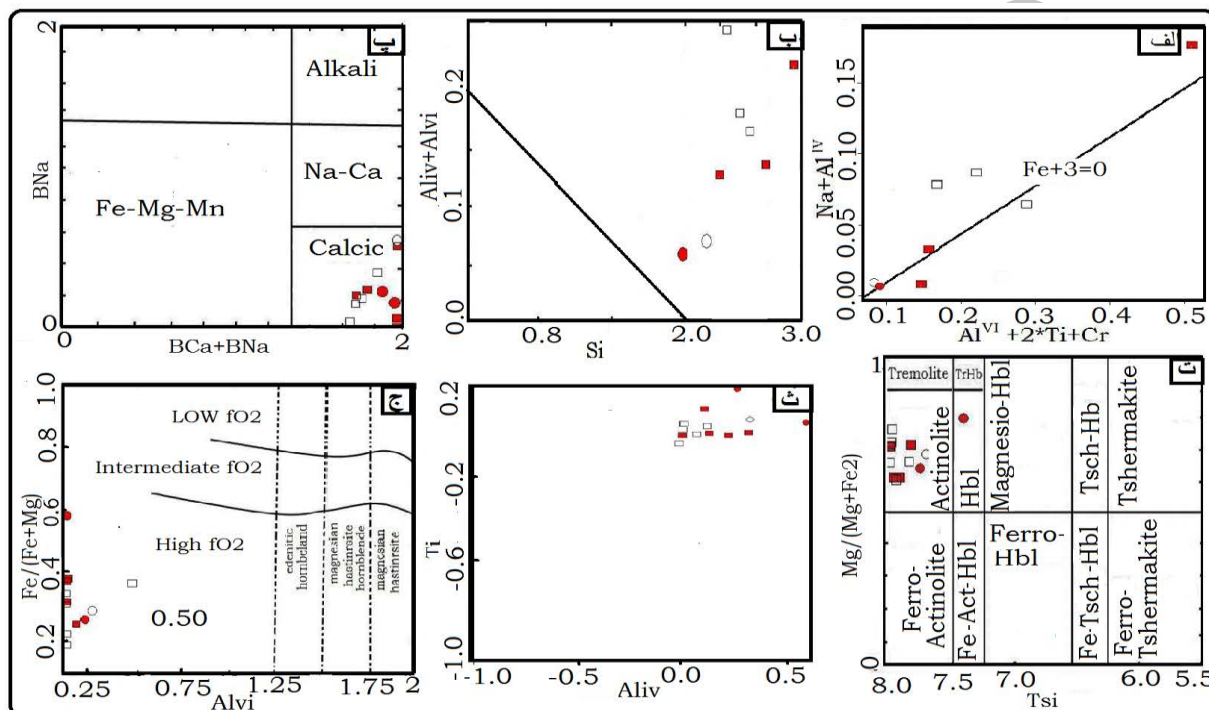
آنها بالا بوده است. همچنین با توجه به ترکیب کانی‌شناسی مشخص می‌شود که ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های مورد مطالعه در یک سامانه آب‌دار متبلور شده‌اند، زیرا درصد بالای کلسیم در پلاژیوکلازها (Arculus, 1980) و کلبیوپروکسن‌ها (Sisson, 1993) نشان‌دهنده بالا بودن مقدار

مقدار Fe^{3+} در پروکسن‌ها بستگی به میزان اکسیژن در محیط تشکیل آنها دارد و از روی نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{VI}+Cr+2Ti$ (شکل ۸-الف) قابل ارزیابی است (Schweitzer, 1979) با توجه به این نمودار می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور

تنها همه کاتیون‌های Si و Al وارد جایگاه هشت وجهی شده‌اند، بلکه به دلیل تکمیل نشدن این موقعیت، کاتیون‌های سه‌ظرفیتی دیگر از قبیل Ti، Cr و Fe^{3+} نیز وارد آن شده‌اند. لازم به یادآوری است که مقدار Al در کلینوپیروکسن‌ها در فشارهای زیاد ($> 3/5$ Gpa) به واسطه واکنش a و در فشارهای پایین ($0/5 - 12/5$ Gpa) با واکنش b کنترل می‌شود. واکنش a در اعماق بیش از ۱۲۰ کیلومتر رخ می‌دهد (Zhu, 2004).



آب در سامانه ماگمایی آنهاست. توزیع Si و Al در پیروکسن‌های مورد مطالعه به گونه‌ای است که تمام نمونه‌ها در نمودار Si در برابر مجموع Al چهاروجهی و هشت‌وجهی در بالای خط اشباع جایگاه چهاروجهی ($Al+Si=2$) قرار گرفته‌اند (شکل ۸-ب). حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع، معرف کلینوپیروکسن‌هایی است که موقعیت چهاروجهی ساختار آنها صرفاً توسط تمامی کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al موجود در ترکیب پیروکسن پر شده‌اند و به همین دلیل (پرسدن این موقعیت با Si و Al) دیگر نمی‌تواند پذیرای کاتیون‌های سه‌ظرفیتی دیگری چون Cr، Ti و Fe^{3+} باشد. قرارگیری نمونه‌ها در زیر خط یادشده حاکی از آن است که نه



شکل ۸-الف) موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر روی نمودار $Na+AlIV$ در برابر $Cr+2Ti+Alvi$ (ب) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر روی نمودار $Al-Si$. نمادها مانند شکل ۷-ب، ت) نمودار رده‌بندی و نامگذاری آمفیبول‌ها. دایره توپر: ترکیب مرکز آمفیبول در گابرودیوریت، دایره توخالی: ترکیب حاشیه آمفیبول در دیوریت ت) نمودار Ti نسبت به $AlIV$ در آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه. ج) نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها نمادهای مورد استفاده مانند شکل ۸-ت

این نمودار با کاهش میزان Al چهاروجهی میزان Ti در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد که این کاهش خود ناشی از افزایش Si در ساختار بلور بوده و معرف پیشرفت تفریق ماگما است (شکل ۸-ث). در مورد میزان فوگاسیته اکسیژن در زمان تشکیل آمفیبول‌ها (Anderson, 1995) (شکل ۸-ج) مؤید بالابودن نسبی فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور آنهاست از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبول‌ها که بیشتر بر پایه بررسی بیگانه سنگ‌های گوشته‌ای حاصل شده است، برای مقایسه ویژگی‌های دگرزهدادی محیط‌های زمین‌ساختی - ماگمایی مختلف (به‌ویژه محیط‌های فرورانش و میان صفحه-ای) استفاده شده است (Coltorti, 2007). آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph)، Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به انواع

۸-۲- آمفیبول

آمفیبول‌ها نیز از دیگر کانی‌های مورد مطالعه هستند که ترکیب شیمیایی آنها وابسته به ترکیب سنگ-دما و فوگاسیته اکسیژن است (نتایج تجزیه در جدول ۴). این آمفیبول‌ها با توجه به رده‌بندی (Leak, 1997)، در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۸-پ) ترکیب آمفیبول‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه بجز یک نمونه که هورنبلند آکتینولیت است، تماماً آکتینولیت هستند (شکل ۸-ت). در نمودار تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} تمامی آمفیبول‌ها کمتر از ۰/۲ اتم Ti در فرمول ساختاری دارند. در

میان‌صفحه‌ای (I-Amph) دارند. بر اساس نمودار رده‌بندی زمین‌ساختی - آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۹- الف). ماگمایی (Coltorti, 2007) آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه در گستره

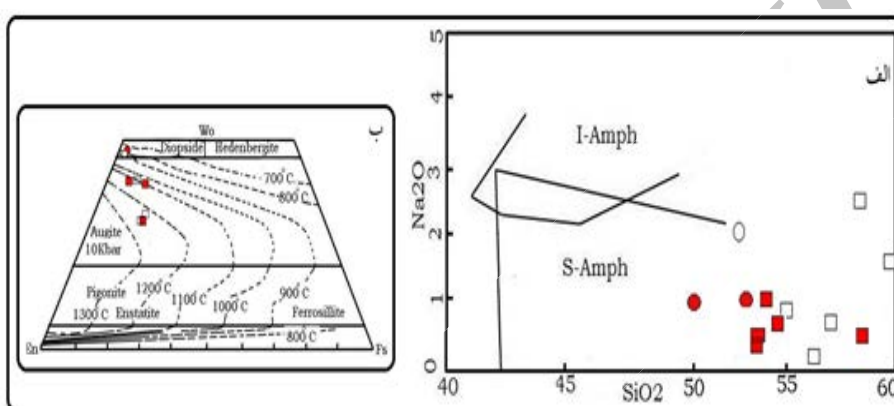
جدول ۲- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری کانی پلازیوکلاز موجود در سنگ‌های مورد مطالعه

Ba-38		Ba-19						Ga-30		Kh 20		شماره نمونه
گابرو دیوریت		گابرو						گابرو دیوریت		گابرو		نوع سنگ
حاشیه	مرکز	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	محل تجزیه	
۵۱/۵	۴۹/۰۱	۴۹/۵۹	۵۰/۲۵	۵۰/۲۴	۴۹/۶۵	۵۰/۲۷	۵۰/۰۱	۴۹/۸۴	۵۰/۰۵	۴۸/۶۱	۵۰/۳۲	SiO ₂
۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰۴	TiO ₂
۲۹/۶۲	۳۰/۳۳	۳۰/۵۵	۳۰/۵۹	۳۰/۵	۳۰/۳۲	۳۰/۳۹	۳۰/۵	۳۱/۱۹	۲۹/۷۳	۳۱/۰۵	۳۰/۰۳	Al ₂ O ₃
۰/۴۰۵	۰/۴۰۵	۰/۴۱۲	۰/۳۵۳	۰/۳۳	۰/۷۲۶	۰/۹۳	۰/۳۶	۰/۳۹۲	۰/۳۱۴	۰/۴۸۴	۰/۰۸	FeO*
۰/۲۷	۰/۰	۰/۰۴	۰/۰	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	MnO
۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۲۴	۰/۰۱	۱/۹	۰/۵۲	۱/۲۴	۰/۵۲	۰/۲۲	۰/۶۷	۱/۳۳	MgO
۱۴/۲۳	۱۷/۶۶	۱۷/۲۹	۱۷/۲۳	۱۶/۹۱	۱۵/۴۸	۱۶/۷۸	۱۶/۵۶	۱۴/۴۲	۱۷/۵۳	۱۶/۶۳	۱۶/۰۳	CaO
۲/۷۹	۱/۰۶	۱/۶۸	۰/۸۹	۱/۷۱	۱/۲۴	۱/۲۴	۰/۶۹	۲/۳۳	۱/۰۳	۱/۹۶	۰/۸	Na ₂ O
۰/۴۹	۱/۰۱	۰/۰	۰/۱۳	۰/۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰	۰/۹	۰/۸۹	۰/۱۱	۰/۰۷	K ₂ O
۲/۳۶	۲/۲۷	۲/۲۸	۲/۳	۲/۳	۲/۲۷	۲/۲۹	۲/۲۹	۲/۲۸	۲/۳۰	۲/۲۴	۲/۳۱	Si
۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۰۶	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۰۰۶	۰/۰	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۶	۰/۰	۰/۰۰۱	Ti
۱/۶۰	۱/۶۵	۱/۶۵	۱/۶۵	۱/۶۴۸	۱/۶۴	۱/۶۳	۱/۶۴	۱/۶۸	۱/۶۱	۱/۶۸	۱/۶۲	Al
۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	Cr
۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۱۳	۰/۰۱۲	۰/۰۲۷	۰/۰۳۵	۰/۰۳۷	۰/۰۱۵	۰/۰۱۲	۰/۰۱۸	۰/۰۰۳	Fe
۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰۰۰۷	۰/۰	۰/۰۰۱	۰/۰	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۱	Mn
۰/۰	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۱۶	۰/۰۰۰۶	۰/۱۳	۰/۰۳۵	۰/۰۸۴	۰/۰۳۵	۰/۰۱۵	۰/۰۴۶	۰/۰۹۱	Mg
۰/۷	۰/۸۷۶	۰/۸۵۲	۰/۸۴	۰/۸۳	۰/۷۶	۰/۸۲۱	۰/۸۱۳	۰/۷۰۹	۰/۸۶۵	۰/۸۲۲	۰/۷۹	Ca
۰/۲۴	۰/۰۹۵	۰/۱۴۹	۰/۰۷۹	۰/۱۵۲	۰/۱۱	۰/۱۰۹	۰/۰۶۱	۰/۲۰۶	۰/۰۹۲	۰/۱۷۵	۰/۰۷۱	Na
۰/۰۲	۰/۰۵۹	۰/۰	۰/۰۰۷	۰/۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰	۰/۰۵۲	۰/۰۵۲	۰/۰۰۶	۰/۰۰۴	K
۲۵/۴۱	۹/۲۳	۱۴/۹۵	۸/۴۷	۱۵/۴۶	۱۲/۵۹	۱۱/۷۴	۷/۰۲	۲۱/۳۲	۹/۱۱	۱۷/۴۶	۸/۲۴	Ab
۷۱/۶۴	۸۴/۹۸	۸۵/۰۴	۹۰/۷۰	۸۴/۵۳	۸۶/۸۷	۸۷/۸۱	۹۲/۹۸	۲۳	58/07	۸۱/۸۸	۹۱/۲۸	An
۲/۹۳	۵/۷۸	۰/۰	۰/۸۱	۰/۰	۰/۵۳	۰/۴۳	۰/۰	۵/۴۴	۵/۱۸	۰/۶۴	۰/۴۷	Or

جدول ۳- نتایج تجزیه میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه، محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۶ اکسیژن

TR-20		GA-22						شماره نمونه
دیوریت		گابرو دیوریت						نوع سنگ
حاشیه	مرکز	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	محل تجزیه
۵۵/۴۶	۵۳/۸۷	۵۶/۳۵	۵۷/۲۸	۵۴/۰۱	۵۵/۶۸	۵۵/۰۱	۵۶/۹	SiO ₂
۰/۱۰۰	۰/۰۶	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۲۳	۰/۲۱	TiO ₂
۱/۷۶	۱/۳۷	۳/۷	۳/۱۱	۵/۵۶	۲/۸۶	۴/۰۶	۱۱/۰۴	Al ₂ O ₃
۰/۳۶	۰/۷۲	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۶۴	۰/۳۶	۰/۵۹	۰/۰۷	Cr ₂ O ₃
۳/۰۶	۲/۶	۷/۳۶	۷/۷۷	۴/۷۹	۴/۱۷	۷/۴۳	۴/۷۹	FeO*
۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۱۲	MnO
۱۶/۴۴۰	۱۶/۸۷	۱۴/۷۷	۱۴/۶۸	۱۳/۴۶	۱۶/۸۲	۱۳/۷۴	۹/۴۶	MgO
۲۰/۹۳۰	۲۲/۸۶	۱۱/۷	۱۱/۷۱	۱۴/۹۴	۱۷/۲۱	۱۲/۴۴	۱۱/۰۷	CaO
۰/۰۳۰	۰/۰۷	۱/۰۱	۰/۳۶	۰/۸۳	۰/۰۷	۱/۱۲	۲/۴۳	Na ₂ O
۰/۰	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۳	۰/۰	۰/۱۵	۰/۲۹	K ₂ O
۲/۰۶۲	۱/۹۹۲	۲/۱۷۴	۲/۲۲۷	۲/۹۶	۲/۰۸۹	۲/۱۳	۲/۱۶۳	Si
۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	Ti

۰/۰۷۷	۰/۰۶	۰/۱۶۸	۰/۱۴۲	۰/۲۵۴	۰/۱۲۶	۰/۱۸۷	۰/۴۹۴	Al
۰/۰۱۱	۰/۰۲۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱۱	۰/۰۱۸	۰/۰۰۲	Cr
۰/۰۹۵	۰/۰۸	۰/۲۳۷	۰/۲۵۳	۰/۱۵۵	۰/۱۳۱	۰/۲۴۱	۰/۱۵۲	Fe
۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۶	۰/۰۰۴	Mn
۰/۹۱۱	۰/۹۳	۰/۸۵۰	۰/۸۵۱	۰/۷۷۹	۰/۹۴۱	۰/۷۹۶	۰/۵۳۶	Mg
۰/۸۳۴	۰/۹۰۶	۰/۴۸۴	۰/۴۸۸	۰/۶۲۱	۰/۶۹۲	۰/۵۱۸	۰/۴۵۱	Ca
۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۷۶	۰/۰۲۷	۰/۰۶۲	۰/۰۰۵	۰/۰۸۴	۰/۱۷۹	Na
۰/۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰	۰/۰۰۷	۰/۰۱۴	K
۴۵/۳۱	۴۷/۲۷	۳۰/۷۹	۳۰/۶۵	۳۹/۹۴	۳۹/۲۳	۳۳/۳	۳۹/۵۸	Wo
۴۹/۵۲	۴۸/۵۳	۵۴/۰۹	۵۳/۴۷	۵۰/۰۷	۵۳/۳۵	۵۱/۱۷	۴۷/۰۶	En
۵/۱۷	۴/۲	۱۵/۱۲	۱۵/۸۸	۱۰/۰۰	۷/۴۲	۱۵/۵۲	۱۳/۳۷	Fs



شکل ۹- الف- نمودار طبقه‌بندی زمین‌ساختی- ماگمایی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (ب) دمای تشکیل پیروکسن‌ها با استفاده از دماسنج پیروکسن نمادها مانند شکل ۸

سانتی‌گراد است. نکته قابل توجه از این محاسبات زمین‌دماسنجی کانی‌ها آن است که نتایج حاصل از روش‌های متفاوت، با یکدیگر همخوانی دارند و بر درستی داده‌ها می‌افزاید (شکل ۹- ب).

۹- زمین‌دماسنجی کلینوپروکسن

به منظور زمین‌دماسنجی این سنگ‌ها از دو روش پیشنهادی ارائه شده در زیر استفاده شده است (Nimis, 2000) از یک ترکیب تجربی برای کالیبره شدن این زمین‌دماسنج در دماهای ۸۵۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار صفر تا ۶۰ کیلوپار استفاده شده است. نتایج حاصل از دماسنجی کلینوپروکسن‌ها در جدول ۵ آورده شده است. دمای تشکیل کلینوپروکسن‌ها در فشارهای ۱ تا ۸ کیلوپار ۱۲۱۱/۷ تا ۱۲۸۸/۷ درجه سانتی‌گراد برای گابرو دیوریت‌ها بوده، و ۹۰۹/۳۳ تا ۱۱۰۳/۹ درجه سانتی‌گراد برای دیوریت‌ها بوده است. فرمول استفاده در این روش چنین است:

$$T(K) = 23166 + 39.28 \cdot P(Kbar) / 13.25 + 15.35.$$

$$Ti + 4.50 \cdot Fe - 1.55 \cdot (Al + Cr + Na + Ka) + (Ln a_{en}^{px})^2$$

$$Acp_{pxen} = (1 - Ca - Na - K) \cdot 1 - 1/2 (Al + Cr + Na + K)$$

Lindsley, (1983) بر اساس درصد مولکولی ولاستونیت -

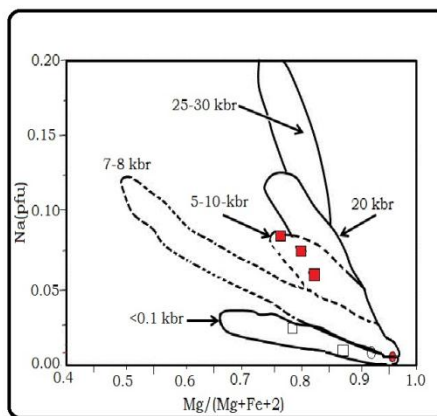
انستاتیت - فروسیلیت دماسنجی ترسیمی معرفی کرد که برای دماسنجی کلینوپروکسن‌ها کاربرد گسترده‌ای دارد. بر این اساس، دماسنجی سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که دمای شروع تبلور در گابروها حدود ۱۱۱۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و در دیوریت‌ها حدود ۸۰۰ تا ۹۱۰ درجه

۱۰- زمین فشارسنجی

با توجه به این‌که تمامی آمفیبول‌های مورد مطالعه دارای ترکیب اکتینولیتی هستند از محاسبات ژئوترموبارومتری آمفیبول در این بخش صرف‌نظر شده است.

۱۰-۱- زمین فشارسنجی کلینوپروکسن

برای فشارسنجی کلینوپروکسن‌ها، می‌توان از رابطه بین میزان Mg# و Na استفاده شود (Faruk Aydini, 2009). کلینوپروکسن‌های منطقه مورد مطالعه در مقایسه با کلینوپروکسن‌های با فشارهای مختلف از نقاط مختلف سراسر جهان (داده‌های کلینوپروکسن‌های فشار بالا برگرفته از Esin, 1993) و داده‌های فشار پایین برگرفته از (Righter, 1993) در محدوده کلینوپروکسن‌های فشار پایین قرار می‌گیرند (فشار کمتر از ۱۰ کیلوپار) (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- محدوده فشار برای کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه. نمادها مانند شکل ۷- ب

جدول ۴- نتایج ریزپردازش و محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه بر پایه ۲۳ اکسیژن

Ba-38		KH-1						شماره نمونه
گابرو دیوریت		هورنبلند دیوریت						نوع سنگ
حاشیه	مرکز	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	محل آنالیز
۵۲/۰۷	۵۰/۲۵	۵۴/۷۷	۵۴/۳۶	۵۶/۹۶	۵۸/۷۶	۵۴/۱۱	۵۵/۰۶	SiO ₂
۰/۹۷	۰/۸۲	۰/۷۵	۱/۴۸	۰/۴۸	۰/۴۱	۰/۷۱	۰/۴۱	TiO ₂
۶/۳۸	۳/۷۳	۴/۳۶	۶/۸۹	۴/۰۹	۱۱/۳۷	۷/۰۵	۷/۹۱	Al ₂ O ₃
۱۰/۱۹	۱۱/۹۳	۱۱/۱۱	۱۰/۴۸	۹/۳۳	۵/۷۹	۱۰/۸۴	۱۰/۲۹	FeO*
۰/۳۶	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۳۵	۰/۲۴	۰/۴۱	۰/۴۰	MnO
۱۲/۰۱	۱۵/۱۳	۱۱/۸۷	۹/۷۷	۱۲/۸۸	۷/۹۱	۱۰/۰۳	۹/۲۱	MgO
۹/۴۵	۱۰/۰۸	۹/۸۸	۹/۷۸	۱۰/۲۹	۹/۶۳	۹/۷۲	۱۰/۰۱	CaO
۲/۰۳	۰/۹۵	۰/۶۷	۰/۷۲	۰/۵۲	۲/۵۱	۰/۹۵	۰/۸۱	Na ₂ O
۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۲۰	۰/۳۷	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۲۲	K ₂ O
۷/۶۸۶	۷/۴۰۹	۸/۰۲۸	۷/۹۰۶	۸/۱۵	۸/۰۴۷	۷/۸۹	۷/۹۶۲	Si
۰/۱۰۸	۰/۰۹۲	۰/۰۸۳	۰/۱۶۲	۰/۰۵۲	۰/۰۴۲	۰/۰۷۸	۰/۰۴۵	Ti
۰/۳۱۴	۰/۵۹۱	۰/۰	۰/۰۹۴	۰/۰	۰/۰	۰/۱۰۵	۰/۰۳۸	Al _{iv}
۰/۷۹۵	۰/۰۵۷	۰/۷۳۶	۱/۰۸۷	۰/۶۹۰	۱/۸۳۵	۱/۱۰۸	۱/۳۱۱	Al _{vi}
۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	Cr
۱/۲۵۸	۰/۶۰۵	۱/۳۶۲	۱/۲۷۵	۱/۱۰۴	۰/۶۶۳	۱/۳۲	۱/۲۴۴	Fe
۰/۰۴۵	۰/۰۵۴	۰/۰۵۳	۰/۰۵۱	۰/۰۴۲	۰/۰۲۸	۰/۰۵۱	۰/۰۴۹	Mn
۲/۶۴۳	۳/۳۲۶	۲/۵۹۴	۲/۱۱۸	۲/۷۴۷	۱/۶۱۵	۲/۱۸۲	۱/۹۸۶	Mg
۱/۴۹۴	۱/۵۹۲	۱/۵۵۲	۱/۵۲۴	۱/۵۷۸	۱/۴۱۳	۱/۵۲	۱/۵۵۱	Ca
۰/۵۸۱	۰/۲۷۲	۰/۱۹۰	۰/۲۰۳	۰/۱۴۴	۰/۶۶۷	۰/۳۶۹	۰/۲۲۷	Na
۰/۰۳۶	۰/۰۲۶	۰/۰۳۷	۰/۰۵۰	۰/۰۳۵	۰/۰۳۱	۰/۰۵۲	۰/۰۴۱	K
۲/۰۰۰	۱/۸۶۴	۱/۷۴۲	۱/۷۲۷	۱/۷۲۲	۲/۰۰۰	۱/۷۸	۱/۷۷۸	(Ca+Na) B
۰/۵۰۶	۰/۲۷۲	۱/۹۰	۰/۲۰۳	۰/۱۴۴	۰/۵۸۷	۱/۲۶۹	۰/۲۲۷	Na (B)
۰/۱۱۱	۰/۰۲۶	۰/۰۲۷	۰/۰۵۰	۰/۰۳۵	۰/۱۱۱	۱/۰۵۲	۰/۰۴۱	(Na+K) A
۰/۶۷۷	۰/۸۴۶	۰/۶۵۶	۰/۶۲۴	۰/۷۱۳	۰/۷۰۹	۰/۶۲۳	۰/۶۱۵	Mg/(Mg+Fe2)
۰/۰	۰/۹۳۸	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	Fe3/(Fe3+Alvi)

ادامه جدول ۴

GA-22	Ba-60		KH-30		شماره نمونه
گابرو دیوریت	دیوریت		دیوریت		نوع سنگ
مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	محل آنالیز
۵۳/۳۰	۵۶/۱۰	۵۳/۹۲	۵۹/۳۹	۵۳/۳۵	SiO ₂
۲/۴۲	۰/۴۷	۰/۳۲	۰/۰	۰/۴۱	TiO ₂
۳/۷	۳/۸۱	۳/۲۴	۶/۷۹	۳/۶۵	Al ₂ O ₃
۸/۵۳	۷/۲۸	۸/۴۲	۶/۲۰	۹/۷۸	FeO*
۱۲۰	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۲۶	۰/۳۷	MnO
۱۴/۰۶	۱۶/۵۶	۱۵/۸۴	۱۱/۸۹	۱۲/۵۳	MgO

۱۱/۴۶	۱۱/۱۲	۱۲/۶۰	۱۰/۰۱	۱۳/۰۷	CaO
۰/۹۴	۰/۱۵	۰/۵۷	۱/۶۴	۰/۴۱	Na ₂ O
۰/۰۱	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۲۸	۰/۲۴	K ₂ O
۷/۷۴	۷/۹۲	۷/۷۹	۸/۲	۷/۸۸	Si
۰/۲۶۵	۰/۰۵	۰/۰۳۵	۰/۰	۰/۰۴۶	Ti
۰/۲۵۳	۰/۰۷۸	۰/۰۳۰۹	۰/۰	۰/۱۱۵	Al _{iv}
۰/۳۸۱	۰/۵۵۶	۰/۳۴۳	۱/۱۰۶	۰/۵۳۱	Al _{vi}
۰/۰	۰/۰۰۸	۰/۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۹	Cr
۱/۰۳۷	۰/۸۶	۱/۰۱۷	۰/۷۱۶	۱/۲۰۹	Fe
۰/۰۲۵	۰/۰۳۵	۰/۰۴۳	۰/۰۳	۰/۰۴۶	Mn
۳/۰۴۶	۳/۴۸۶	۳/۴۱۲	۲/۴۴۹	۲/۷۶۱	Mg
۱/۷۸۵	۱/۶۸۲	۱/۹۵۱	۱/۴۸۲	۲/۰۷	Ca
۰/۲۰۳	۰/۰۴۱	۰/۱۶	۰/۴۳۹	۰/۱۱۷	Na
۰/۰۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳۵	۰/۰۴۹	۰/۰۴۵	K
۲/۰۰	۱/۷۲۳	۲	۱/۹۲۱	۰/۲۰۰	(Ca+Na) B
۰/۲۱۵	۰/۰۴۱	۰/۰۴۹	۰/۴۳۹	۰/۰	Na (B)
۰/۰۵۲	۰/۰۲۰	۰/۱۴۵	۰/۰۴۹	۰/۱۶۳	(Na+K) A
۰/۷۴۶	۰/۸۰۲	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۶۹۵	Mg/(Mg+Fe ₂)

جدول ۵- میزان دمای محاسبه شده در فشارهای ۱ تا ۶ کیلو بار برای کلینوپیروکسن های موجود در سنگ های منطقه

فشار	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
نمونه ها								
دما (درجه سانتی گراد)								
GA-22	۱۲۱۱/۷	۱۲۱۴/۳	۱۲۱۶/۷	۱۲۱۹/۲	۱۲۲۱/۷	۱۲۲۴/۲	۱۲۲۶/۷	۱۲۲۹/۳
GA-22	۱۲۲۴/۹	۱۲۲۷/۴	۱۲۲۹/۹	۱۲۳۲/۵	۱۲۳۵	۱۲۳۷/۵	۱۲۴۰/۱	۱۲۴۲/۶
GA-22	۱۲۳۶/۱	۱۲۳۸/۶	۱۲۴۱/۲	۱۲۴۳/۷	۱۲۴۶/۳	۱۲۴۸/۹	۱۲۵۱/۴	۱۲۵۴
GA-22	۱۲۱۶/۹	۱۲۱۹/۴	۱۲۲۲	۱۲۲۴/۵	۱۲۲۷	۱۲۲۹/۵	۱۲۳۲	۱۲۳۴/۶
GA-22	۱۲۷۸/۲	۱۲۸۰/۸	۱۲۸۳/۵	۱۲۸۶/۱	۱۲۸۸/۷	۱۲۹۱/۳	۱۲۹۴	۱۲۹۶
GA-22	۱۲۵۸	۱۲۶۰/۶	۱۲۶۳/۲	۱۲۶۵/۸	۱۲۶۸/۴	۱۲۷۱	۱۲۷۳/۶	۱۲۷۶/۲
TR-20	۹۰۹/۳۳	۹۱۱/۳۳	۹۱۳/۳۳	۹۱۵/۳۳	۹۱۷/۳۳	۹۱۹/۳۳	۹۲۱/۳۳	۹۲۳/۳۳
TR-20	۱۰۸۷/۸	۱۰۹۰/۱	۱۰۹۲/۴	۱۰۹۴/۷	۱۰۹۷	۱۰۹۹/۳	۱۱۰۱/۶	۱۱۰۳/۹

نتیجه گیری

ای (متاگرینوک) به وجود آمده اند. (۴) کلینوپیروکسن های مورد مطالعه به طور غالب از نوع دیوپسید و اوژیت بوده و بررسی ها نشان می دهد که از نوع کلسیک و بیشتر در محدوده نیمه قلیایی (تولیتی) قرار می گیرند. با توجه به محاسبات دماسنجی کلینوپیروکسن معلوم شد که دمای تشکیل این کانی ها در فشارهای ۱ تا ۸ کیلو بار برابر ۹۰۹ تا ۱۲۹۶ درجه سانتی گراد بوده است. بر اساس نمودار Mg# برای Na، کلینوپیروکسن ها در فشار کمتر از ۱۰ کیلو بار متبلور شده اند. (۵) ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه در گستره ای بین An_{71.64} تا An_{92.98} و در محدوده بیتویت تا آنورتیت قرار می گیرد. به این ترتیب که ترکیب این کانی ها در گابروها An_{81.88} تا An_{92.98} و در گابرو دیوریت ها An_{71.64} تا An_{85.70} است. (۶) آمفیبول های منطقه در گروه آمفیبول های کلسیک قرار می گیرند و ترکیب آمفیبول ها در نمونه های مورد مطالعه بجز یک نمونه که هورنبلند آکتینولیت است، تماما آکتینولیت هستند. بررسی های انجام شده بر روی آمفیبول های منطقه نشان دهنده بالابودن فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول هاست. و در گستره آمفیبول های وابسته به مناطق فرورانش (S-Amph) قرار می گیرند.

مراجع

آلیانی، ف.، صبوری، ز.، معانی جو، م.، سپاهی، ع.، ۱۳۹۰، "سنگ شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای هولولوکرات توده های گرانیتوئیدی الوند (همدان)"

بر اساس جمع بندی اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرایی، و نتایج تجزیه زمین شیمیایی و تجزیه نقطه ای نمونه های منطقه مورد مطالعه، نتایج زیر قابل ذکر است: (۱) مجموعه پلوتونیک منطقه کوه میش از دو گونه سنگ های پلوتونیک تشکیل شده اند. که عبارتند از الف) مجموعه گرانیتوئیدهای واقع در شمال کوه میش که بیشتر از مونزوگرانیت، پیروکسن گرانودیوریت تشکیل شده اند. این سنگ ها از نظر زمین شیمی کلسیمی قلیایی، پرآلومین و از تیپ I هستند. ب) مجموعه گابرو- دیوریت در جنوب کوه میش، از سنگ های پلوتونیک مختلف مانند گابرو، دیوریت و گابرو دیوریت تشکیل شده است. این سنگ ها از نظر زمین شیمی سری تولیتی متآلومین، و از تیپ I هستند. (۲) نمودارهای تفکیک کننده محیط زمین ساختی بیانگر محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره ای است سنگ های توده نفوذی مورد مطالعه از عناصر HFSE تهی بوده و نسبت عناصر Nb/Y در آنها پایین است. نسبت های پایین Nb/Y از ویژگی سنگ های است که در کمان های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می شوند که تأیید کننده این مطلب است. (۳) مطالعات صورت گرفته بر روی سنگ های نفوذی نشان می دهد که سنگ های نفوذی حد واسط از ذوب بخشی پروتولیت های پوسته زیرین (آمفیبولیت) و سنگ های نفوذی اسیدی از ذوب بخشی پروتولیت های پوسته -

- "Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey", *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, Vol. 18, 2009, P. 163-186
- Furnes, H., El-Sayed, M., Khalil, S. O., 1996**, "Pan African magmatism in the Wadi-Elimra district, Central Desert, Egept: geochemistry & tectonic environment", *Journal of the Geological Society*, Vol.153, P. 705-718.
- Harker A., 1909**, "The natural history of igneous rocks", *Methven, London*:P.309.
- Irvine T. W., Bargar W. R. A., 1971**, "Aguide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth sciences*, vol.8, P.523-548.
- Johannes, W., Holtz F., 1996**, "Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks", *Berlin, Springer-Verlag*: P. 335.
- Leak, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. C., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthone, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovicher, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., 1997**, "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new mineral and mineral names", *Mineralogical Magazine*. No.61, P.295-321.
- LeBas, N. J., 1962**, "the role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *Am.J.Sci.* No.260, P. 267-288.
- Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., 1982**, "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth. Planet. Sci. Lett* 59, P. 139-154.
- Lindsley, D. H., 1983**, "Pyroxene thermometry", *Am.Mine*,68. P. 477-493.
- Morimoto, n., Fabrices, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifer, F. A., Zussman, J., Akoi, K., Gottardi, G. 1988**, "Nomenclature of pyroxenes", *M ineralogical Magazine*, No.52, P. 535-550.
- Nimis, P., 2000**, "Single clinopyroxene thermobarometry for garnetperidotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*139: P.541-554.
- Patino~ o Douce A.E.,1996**, "Effects of pressure and H₂O content on the composition of melts primary crustal", *Trans. R.Soc. Edinburgh: Earth Science* 879, P. 11-21.
- Pearce J., 1996**, "Sources and setting granitic rocks", *Episodes*, 19 (4), P. 120-125.
- Pearce, J., Harris, B. W. H., Tindie, A. G., 1984**, "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology*, vol.25, P. 956-983.
- Righter, K., Carmichael, I. S. E., 1993**, "Maga-xenocrysts in alkali olivine basalts: fragments of disrupted mantle assemblage", *American Mineralogist* 78, P. 1230-1245.
- Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J., Ormerod, D. S., 1995**, "Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada", *J. Geophys. Res.* 100, P. 1028-1030.
- مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران شماره ۱: صفحه ۱۳۱-۱۳۴.
- جعفریان، م.، جلالی، ع.، ۱۳۷۷، "نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ششتمد" سازمان زمین‌شناسی کشور.
- گوهرشاهی، ر.، ص.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۰، "تفسیر وجود آنکلاو و زینولیت در توده گرانیتوئیدی مجاور توده ساب‌ولکانیک کوه میش" هشتمین گردهمایی علوم زمین- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷ صفحه.
- گردیده، س.، سپاهی، ع.، آلیانی، ف.، ۱۳۸۹، "سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی مشیرآباد (جنوب قروه- کردستان)" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران شماره ۴: صفحه ۵۸۰-۵۶۳.
- معین‌وزیری، ح.، ۱۳۷۵، "دبیاچه‌ای بر ماگماتیسیم ایران" انتشارات دانشگاه تربیت‌معلم تهران: ۴۴۰ صفحه.
- ملائی، م.، ۱۳۹۰، "ژئوشیمی و سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی مزرعه، شمال اهر آذربایجان شرقی و مقایسه‌ی آن با توده‌های دیگر گرانیتوئیدی ایران و جهان" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران شماره ۱: صفحه ۱۹۸-۱۸۳.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer C., 2000**, "High potassium,calc-alkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosgos (France) northern Schwarzwald (Germany)", *Lithos* 50: P. 51-37.
- Anderson, J. L., Smite, D. R., 1995**, "The effect of temperature and fo₂ on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist*, No.80, P. 549-559.
- Arculus, R. J., Wills, K. J. A., 1980**, "The Petrology of Plutonic blocks and inclusions from the lesser Antilles island arc", *J. Petrol*, No.21, P.743-799.
- Aydini, F., karsli, O., Sadiklar, M. B., 2009**, "Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey", *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, Vol. 18, P. 163-186.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H., 1998**, "Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama, Crater Lake, Oregon", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, P. 224-256.
- Bullen, T. D. and Clyne, M. A., 1990**, "Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center", *Journal of Geophysical Research* 95, P. 1967-1969.
- Chappell, B. W., White, A. J. R, 1974**, "Twocontrasting granite types", *Pac. Geol*: P. 173-174.
- Chappell B. W., White A. J. R. 1992**, "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Trans R Soc Edinburgh Earth Sciences*, V.83, P. 1-26.
- Coltorti, M., Bonandiman, C., Faccini, B., Gregoire, M., O'Reilly, S. Y., Powell, W., 2007**, "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos*, No .99, P. 68-84.
- Esin, S. V., 1993**, "Injection Magmatism in Upper Mantle Test of Empirical Clinopyroxene Geothermobarometer, Siberian Branch of RAS", *United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Novosibirsk*.
- Faruk Aydini, orhan karsli & M. Burhan Sadiklar3; 2009**,

- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., Bence, A. E., 1979**, "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", *American Mineralogist*, No.64, P. 501-513.
- Sisson, T. W., Grove, T. L., 1993**, "Experimental investigation of the role of H₂O in calc-alkaline differentional subduction zone magmatism", *Contrib. Mineral. Petrol*, No. 113, P. 143-166.
- Shand S. J., 1947**, "Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to the Ore-Deposits", 3rd edition, J. Wiley & Sons, New York, P. 488.
- Sun, S., McDonough, W. f., 1989**, "chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for processes. In: Magmatism in the ocean basins", *Geol. soc. London specpub*, 42: P. 313-345.
- Weaver, B. L., Tarney J., 1984**, "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust", *Nature*, 310, P. 575-577.
- Zhu, Y., Ogasawara, Y., 2004**, "Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan", *Journal Of Asian Earth Sciences*, No.22, P. 517-527.

Archive of SID

