

بررسی دما و فشار تشکیل شیبست‌ها و گنیس‌های مجموعه الهپارلو در شمال غرب ایران

زهره سلیمی^۱، محسن موذن^۲ و رباب حاجی علی اوغلی^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۱/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۲۳

چکیده

مجموعه افیولیتی - دگرگونی الهپارلو منسوب به قبل از کرتاسه در هسته تاقدیس الهپارلو در شمال غرب ایران و شمال شرق مشگین شهر رخنمون دارد. سنگ‌های دگرگونی از مهم ترین اجزای مجموعه الهپارلو هستند. این سنگ‌های دگرگونی شامل گارنت شیبست، گارنت گنیس، آمفیبولیت و مرمر به همراه بلوک‌هایی از سربانتینیت و برش‌های تکنونیک شامل گابرو، دونیت و دیاباز می‌باشند. کوارتز، گارنت، بیوتیت، مسکوویت و کلریت اولیه کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گارنت شیبست‌ها هستند و زیرکن، کلریت ثانویه، کانی‌های تیره و پلاژیوکلاز کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌سازند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گارنت گنیس‌ها فلدسپار پتاسیم، کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکوویت، بیوتیت و گارنت بوده و تورمالین، زیرکن و کلریت ثانویه کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها هستند. گارنت در گارنت شیبست‌ها و گارنت گنیس‌ها دارای ترکیب غنی از آلماندین و میکای سفید دارای ترکیب غنی از مسکوویت است. بر اساس تجزیه‌های ریزپردازش الکترونی برونسویگیت عضو نهایی اصلی در محلول جامد کلریت در گارنت شیبست‌هاست. میانگین دمای دگرگونی محاسبه شده برای گارنت شیبست‌ها و گنیس‌ها با استفاده از روش‌های مختلف، ۵۳۰ تا ۵۷۰ درجه سانتیگراد برای اوج دگرگونی است. استفاده از شبکه پترودنتیک فشار حدود ۴/۵ کیلو بار را برای تشکیل سنگ‌ها مشخص می‌کند. دما و فشار تخمینی برای این سنگ‌ها با گرادیان دگرگونی نوع باروین منطبق است که در محیط‌های تکنونیک ضعیف شدگی پوسته‌ای مانند جزایر قوسی و آتشفشانی و همچنین محل برخورد صفحات قاره‌ای حاصل می‌شود.

کلیدواژه‌ها: گارنت شیبست، گنیس، شیمی کانی، دما- فشار سنجی، مجموعه دگرگونی، الهپارلو، شمال غرب ایران.

E-mail: venussalimi@yahoo.com

*نویسنده مسئول: زهره سلیمی

۱- پیش‌نوشتار

پرمین پسین در نظر گرفته‌اند که در طول تریاس پسین با اوراسیا برخورد کرده و افیولیت‌های تیتیس جوان در شمال ایران را تشکیل داده است. در حالی که یافته‌های Topuz et al. (2010) نشان می‌دهد که قطعات قاره‌ای سیمیرین در امتداد زمین درز Izmir-Ankara-Erzincan در منطقه رفاهیه در شرق ترکیه وجود ندارد، که احتمالاً ادامه زمین درز در شمال غرب ایران است (Moazzen et al., 2012) که توسط افیولیت‌های تیتیس جوان مشخص شده است. در این صورت شاید بتوان مجموعه الهپارلو را ادامه افیولیت‌های شرق ترکیه در نظر گرفت. باباخانی و خان‌ناظر (۱۳۷۰) فاز کوهزایی سیمیرین پیشین را عامل دگرگونی در منطقه می‌دانند و چین خوردگی رسوبات کرتاسه و به دنبال آن ماگماتیسیم منطقه را به کوهزایی لارامید نسبت داده‌اند. برزگر و پورکرمانی (۱۳۸۹) چین خوردگی واحدهای ماسه‌سنگ و کنگلومرای پالئوسن و انوسن در منطقه را به عنوان نتیجه کوهزایی آلپین پسین در نظر می‌گیرند. با توجه به عدم دگرگونی سنگ‌های سربانتینیتی و گابروها و همچنین سنگ‌های جوانتر شامل سنگ‌ها آتشفشانی منطقه و از طرف دیگر دگرگونی سنگ‌های دگرگونی تا رخساره آمفیبولیت، به نظر می‌رسد که سنگ‌های دگرگونی قدیمی ترین واحدهای منطقه الهپارلو هستند، لیکن سن سنجی ایزوتوپی تاکنون بر روی این سنگ‌ها منتشر نشده است و سن دقیق دگرگونی مشخص نیست. سنگ‌های دگرگونی منطقه به طور عمده شامل گنیس، میکاشیست و آمفیبولیت هستند. هر چند مطالعات چندی بر روی شیمی سنگ کل این سنگ‌ها صورت گرفته است (زرعی بارنجی، ۱۳۹۵) و یادما و فشار دگرگونی بر اساس کانی‌های موجود در سنگ‌ها و صرفاً مشاهدات پتروگرافی تخمین زده شده است (اصغری شیوه، ۱۳۹۱) لیکن تاکنون تخمین دما و فشار با استفاده از ترکیب شیمی کانی‌ها و روش‌های دما- فشار سنجی متداول در سنگ‌شناسی دگرگونی بر روی این سنگ‌ها صورت نگرفته است. اصغری شیوه (۱۳۹۱) سنگ‌های دگرگونی منطقه را به رسوبات حاشیه فعال تیتیس کهن دوم نسبت داده است و فشار در مجموعه دگرگونی الهپارلو را حدود ۳/۵ کیلو بار و دما در اوج دگرگونی را کمتر از ۷۵۰ درجه سانتیگراد تعیین کرده است.

در منطقه الهپارلو در استان اردبیل و شمال غرب کشور سنگ‌های دگرگونی با ترکیب سنگ مادر اولیه رسی، نیمه رسی و مافیک به همراه گابرو، دیاباز و هارژبورژیت سربانتینیتی شده (احتمالاً مجموعه افیولیتی) در محور تاقدیسی با روند حدودی شرقی- غربی برونزد محدودی دارند. سنگ‌های دگرگونی بر روی مجموعه سنگی پریدونیت سربانتینیتی شده، گابرو و دیاباز رانده شده‌اند (برزگر و پورکرمانی، ۱۳۸۹). واحدهای آهکی کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سنگ‌های آذرین و دگرگونی را پوشانیده‌اند (باباخانی و خان‌ناظر، ۱۳۷۰). زمین‌شناسی شمال غرب ایران به ویژه نواحی مجاور در کشورهای آذربایجان، ارمنستان و شرق ترکیه با امتداد افیولیت‌های سوان-آکرا و امتداد احتمالی زمین درز تیتیس کهن که از مشهد در شمال شرق (Shafaii Moghadam and Stern, 2014) تا گشت و شاندرمن در شمال غرب (Rosseti et al., 2017; Omrani et al., 2013; Zanchetta et al., 2009) ادامه دارد، مشخص می‌گردد. بررسی زمین‌شناسی مجموعه الهپارلو علیرغم برونزد نسبتاً محدود آن در این بین بسیار مهم به نظر می‌رسد. برخی محققین مجموعه الهپارلو را به عنوان افیولیت معرفی می‌کنند. ایشان عمدتاً این سنگ‌ها را به عنوان ادامه جنوبی کمربند افیولیتی سوان -آکرا در قفقاز کوچک در نظر می‌گیرند (Stöcklin, 1977; Stampfli, 1978; Berberian and King, 1981; Boulin, 1988; Sengör, 1990; Galoyan et al., 2009). از طرف دیگر Eftekharnajad and Behrozi (1991) کمپلکس الهپارلو را به عنوان ادامه افیولیت مشهد (Shafaii Moghadam and Stern, 2014) و شاندرمن و کمپلکس ماسوله (Omari et al., 2103; Rossetti et al., 2107) در امتداد زمین درز تیتیس کهن در شمال ایران در نظر می‌گیرد. برخی اجزای افیولیتی (از قبیل بالزت‌های بالشتی و دایک‌های صفحه‌ای) در این مجموعه دیده نمی‌شوند. از این نظر سنگ‌های مجموعه الهپارلو مشابه بعضی افیولیت‌های Ligurian هستند که گابرو و بالزت خیلی کمی دارند (Nicolas, 1989).

Stampfli and Borel (2002) یک نوار شکافته شده سیمیرین از گنداونا در طول

15nA و زمان شمارش ۱۰ ثانیه برای اوج و ۵ ثانیه برای پس زمینه، به جز K و Na با زمان ۵ ثانیه برای اوج و ۲/۵ ثانیه برای پس زمینه، در انیستیتو تحقیقات زمین شناسی مانستر کشور آلمان صورت گرفت. قطر پرتو الکترون برابر ۵ میکرون انتخاب گردید. استانداردهای طبیعی و مصنوعی برای سنجه بندی دستگاه بکار گرفته شدند. داده‌های خام با نرم افزار ZAF پردازش شدند. علایم اختصاری به کار رفته برای اسامی کانی‌ها برگرفته از Whitney and Evans (2010) است. نسبت یونی عناصر Fe^{2+}/Fe^{3+} در ساختار کانی‌ها، با استفاده از روش استوکیومتری (Droop, 1987) محاسبه شده است. داده‌های معرف تجزیه ریزپردازش کانی‌های گارنت و مسکوویت در گارنت شیبست‌ها و گارنت گنیس‌ها و کلریت در گارنت شیبست‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ آمده است.

۳- زمین‌شناسی منطقه و توصیف واحدهای سنگی

منطقه آلهیارلو در شمال غرب ایران بین کمربند کوهزایی قفقاز در شمال و کمربند کوهزایی زاگرس در جنوب (مطالعات جدید سنگ‌های دگرگونی منطقه خوی در غرب و جنوب غرب منطقه مورد مطالعه را مربوط به زون سنندج-سیرجان و کوهزاد زاگرس می‌داند (Shafaii Moghadam et al., 2019) و البرز در شرق قرار دارد. به همین دلیل تکوین زمین‌شناسی پیچیده‌ای را می‌توان برای این منطقه در نظر گرفت. مجموعه آلهیارلو در شمال بلوک اهر قرار گرفته است. در مقاله‌ای مروری (Sudi Ajirlu and Moazzen, 2014) بیان نموده‌اند که این بلوک به علت فشار رو به شمال صفحه عربی، در حال فشردگی است. شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه آلهیارلو به همراه جهت محور تاقدیس و محل سنگ‌های منسوب به افولیت و سنگ‌های دگرگونی را نشان می‌دهد.

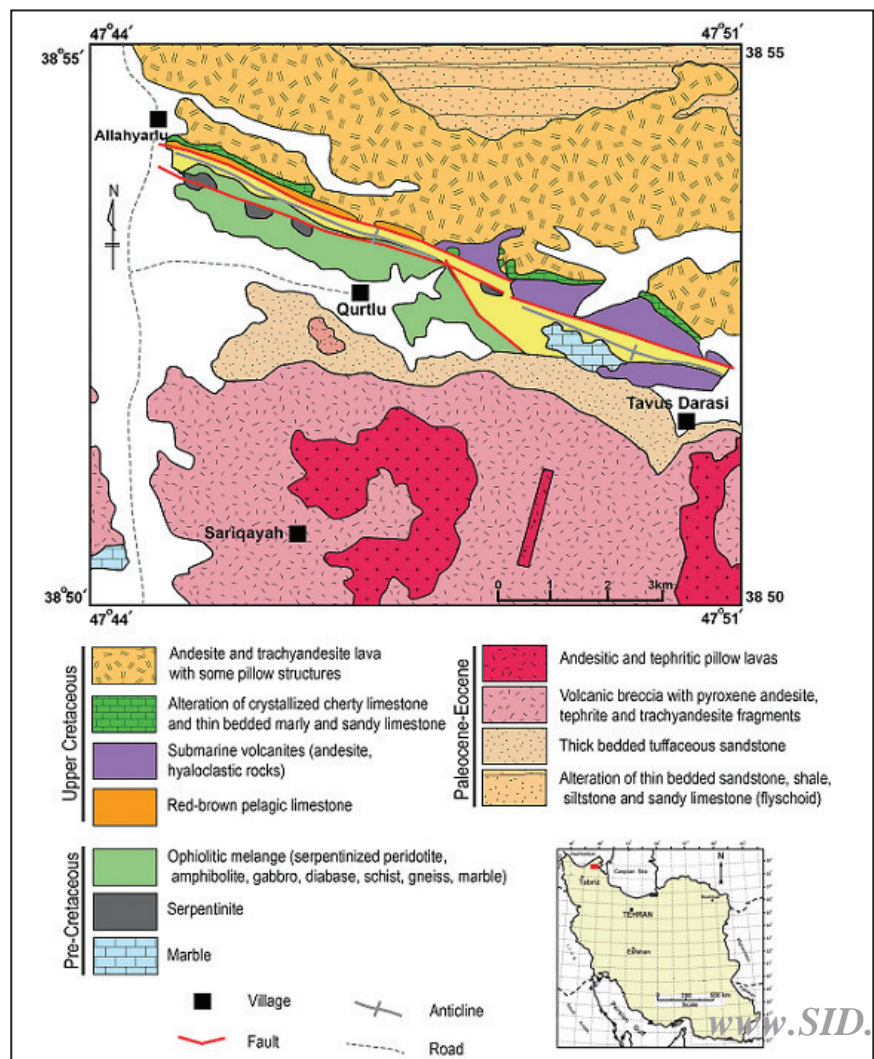
عدالت‌پور (۱۳۹۶) بر اساس داده‌های شیمیایی، ترکیب سرپانتینیت‌های منطقه آلهیارلو را از نوع تیتانیم کم بیان کرده و محیط تکتونیکی تشکیل سرپانتینیت‌ها را از نوع گوه گوشه‌ای و جلوی قوس (fore-arc peridotite) تعیین نموده است که بعداً تحت شرایط فرورانش (Subducted) واقع شده‌اند و ویژگی‌های سرپانتینیت‌های فرورانده شده را نشان می‌دهند.

مطالعه حاضر با تکمیل قسمتی از کمبود اطلاعات زمین‌شناسی این مجموعه و با هدف بررسی شرایط دما-فشاری حاکم بر دگرگونی سنگ‌های نیمه رسی و کوارتز-فلدسپاتی (شیبست‌ها و گنیس‌های) منطقه صورت گرفته است. در این پژوهش نشان خواهیم داد که سنگ‌های دگرگونی اوج در رخساره آمفیبولیت را تجربه کرده‌اند و نسبت دما به فشار محاسبه شده با گرادایان دگرگونی نوع بارو هماهنگی دارد. این یافته به همراه مطالعات دیگر بر روی ماهیت سنگ‌شناختی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سنگ‌های آذرین گابرو، دیوریت و دیاباز غیر دگرگون موجود در مجموعه آلهیارلو به فهم چگونگی تشکیل این سنگ‌ها کمک کرده و می‌تواند به محققین در بازسازی تحولات این قسمت از پوسته ایران زمین کمک نماید.

۲- روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی تعداد ۱۲۰ نمونه از انواع سنگ‌ها منطقه برداشت شد و پس از بررسی نمونه‌های دستی و سنگ نگاری زیر میکروسکوپ، نمونه‌های معرف از میکا شیبست‌ها، گارنت میکاشیبست‌ها و گنیس‌ها برای مطالعات تفصیلی بعدی انتخاب شدند. تجزیه‌های شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده متاپلیت‌ها توسط دستگاه ریزپردازنده الکترونی JEOL JXA-8530F با ولتاژ شتاب‌دهنده KV15، جریان پرتو

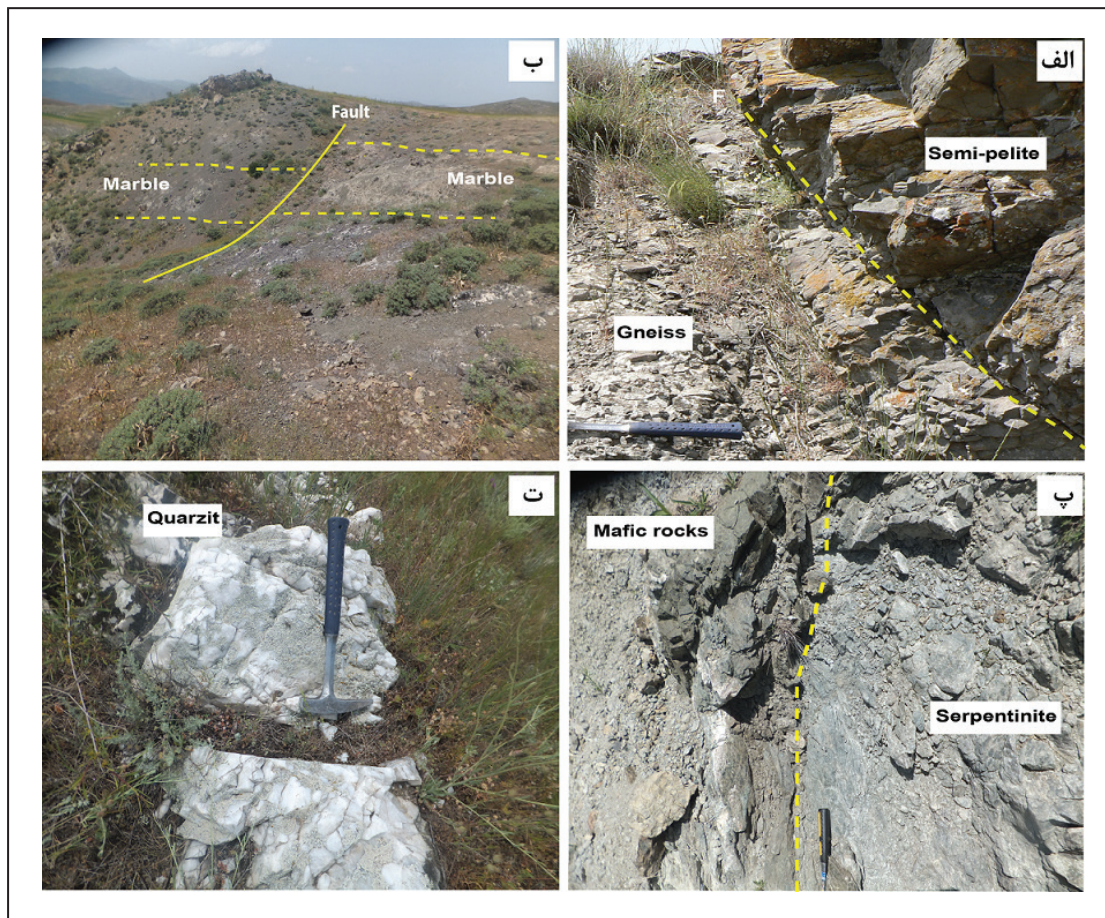
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه آلهیارلو
 اقتباس از نقشه لاهرود (باباخانی و خان‌ناظر، ۱۳۷۰).



در نمونه دستی در صحرا قابل مشاهده هستند و گارنت در سطح سنگ به رنگ تیره و تا قطر حدود ۲ میلی متر دیده می‌شود. سنگ‌های گنیسی به همراه شیست‌ها در صحرا مشاهده می‌شوند که با کوارتز زیاد و میکای کمتر و گارنت قابل مشاهده در نمونه‌های دستی مشخص هستند. با توجه به مقدار بسیار زیاد کوارتز به نظر می‌رسد این سنگ‌ها عمدتاً پاراگنیس هستند که ساخت مشخص گنیسوسیت‌ها نشان می‌دهند و گاهی چین خوردگی دارند. شواهد فاصله زمانی بین تشکیل ساخت گنیسوسیت‌ها و چین خوردگی در مطالعات صحرایی و مطالعه نمونه‌های دستی و میکروسکوپی پیدا نشد. به همین دلیل احتمالاً دگرگونی، تشکیل ساخت گنیسوسیت‌ها و چین خوردگی بعدی همه یک حادثه پیوسته هستند که بر دگرشکلی و یا دگرگونی چند مرحله‌ای دلالت ندارند. دایک‌های بازیک (اکنون آمفیبولیت) داخل این واحد نیز نفوذ کرده‌اند. آمفیبولیت‌های منطقه شامل آمفیبولیت فاقد گارنت و گارنت آمفیبولیت است. مطالعه این دسته سنگ‌ها در این نوشتار در نظر گرفته نشده است. مرمرها که به صورت لکه‌هایی در میان شیست و گنیس با مرز گسلی دیده می‌شوند خالص و تک کانیایی (mono-mineralic) هستند و تنها از کلسیت با تبلور مجدد تشکیل شده‌اند. بدلیل عدم وجود کانی‌های سیلیکاتی در داخل مرمرها (که گاهی در مرمهای ناخالص در دنیا مشاهده می‌شود) امکان استفاده از این سنگ‌ها برای تخمین دما و فشار دگرگونی نبود. همین موضوع در مورد کوارتزیت‌های منطقه نیز صادق است که تقریباً از کوارتز خالص تشکیل شده‌اند (شکل ۲-ت).

مرز بین واحدهای سنگی عمدتاً گسلی است (شکل‌های ۲-الف و ب) و ارتباط چینه‌ای بین آنها به‌طور واضح مشخص نیست. مرز گسلی بین پریدوتیت‌های سربانیتینی شده با سنگ‌های دگرگونی با گسل (شکل ۲-پ) و همچنین گاه با زون برشی مشخص است. آمفیبولیت‌ها عمدتاً به‌صورت دایک‌های مافیک در داخل سنگ‌های رسوبی دگرگون (شیست و گنیس) دیده می‌شوند که همراه سنگ میزبان دگرگون شده‌اند. لکه‌هایی نسبتاً بزرگ (تا چند ده متر) از سنگ‌های آهنی دگرگون (مرمر) در داخل شیست‌ها و گنیس‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-ب) که فاقد اثرات فسیلی هستند و بافت دانه شکری نشان می‌دهند. هر چند بدلیل بهم ریختگی تکنونیک واحدهای سنگی و مرزهای گسلی نمی‌توان در خصوص ارتباط اولیه این سنگ‌ها با قاطعیت اظهار نظر کرد، لیکن به نظر می‌رسد که سنگ‌های نیمه رسی و ماسه‌ای به همراه سنگ‌های کربناتی در یک حوضه آشفته (توریدیتی) رسوب کرده‌اند که بعد توسط دایک‌های بازیک مورد نفوذ قرار گرفته‌اند. همه این سنگ‌ها سپس دگرگون شده و شیست، گنیس (شکل ۲-الف)، آمفیبولیت، کوارتزیت (شکل ۲-ت) و مرمر را تشکیل داده‌اند.

میکا شیست‌ها و گارنت-میکا شیست‌های اللهیارلو در نزدیکی روستای اسلام کندی (قورتلو) و در امتداد راه روستای اسلام کندی به طاووس دره سی شیستوزیته واضحی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها با تکنونیک بعدی جابجا شده‌اند و نمی‌توان امتداد اولیه شیستوزیته را مشخص کرد ولی در نقاطی که به نظر می‌رسد سنگ‌ها برجسته‌اند امتداد شیستوزیته تقریباً شرقی-غربی و موازی امتداد محور تاقدیس اللهیارلو است. کانی‌ها



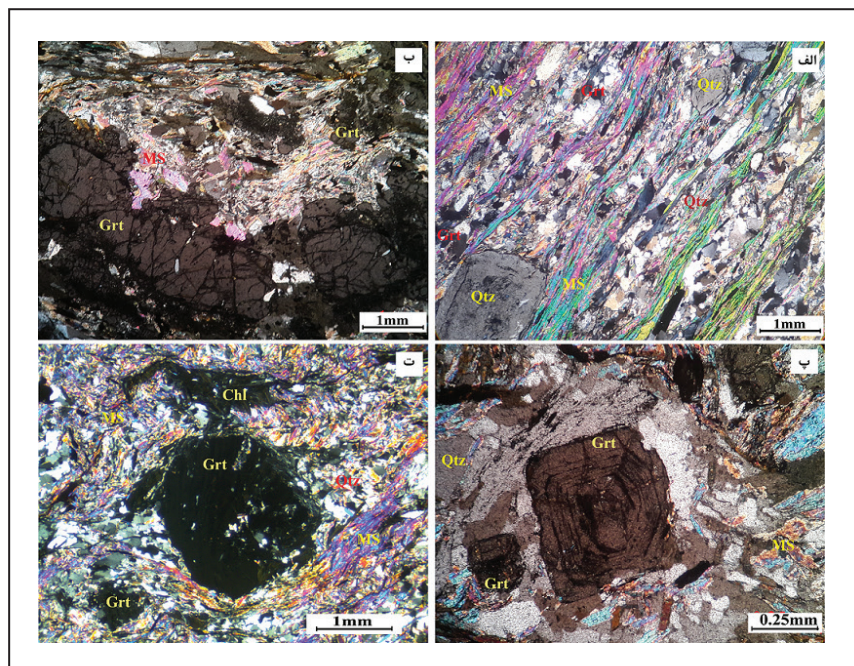
شکل ۲- الف و ب) مرز بین واحدهای سنگی منطقه که عمدتاً گسلی است؛ پ) مرز گسلی بین پریدوتیت‌های سربانیتینی شده با سنگ‌های دگرگونی مافیک؛ ت) کوارتزیت‌های منطقه که از کوارتز خالص تشکیل شده‌اند.

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. گارنت شیبست

جهت گیری آن عامل اصلی تشکیل برگوارگی در سنگ است. مسکوویت در محدوده برگوارگی (schistosity domain) متمرکز شده است هر چند فلس‌هایی از آن بین کوارتزها هم دیده می‌شود. در برخی نمونه‌های سرسیت ثانویه تشکیل شده است که در این پژوهش در نظر گرفته نشده است و مورد تجزیه میکروپروب هم قرار نگرفته است. کلریت اولیه با بلورهای بزرگ و در بین مسکوویت‌ها و همراه گارنت در سنگ دیده می‌شود (شکل ۳-ت). این کانی تعادل بافتی با کانی‌های دیگر دارد در حالیکه کلریت ثانویه تنها در محل تغییر و تبدیل گارنت و بیوتیت مشاهده می‌شود. تمام داده‌های کلریت ارائه شده و تخمین دما و فشار با استفاده از این کانی مربوط به کلریت اولیه است. بیوتیت در سنگ‌های مورد مطالعه به کلریت تبدیل شده است و تنها آثاری از آنها در نمونه‌ها دیده می‌شود. همین امر باعث گردید که تهیه داده‌های میکروپروب از بیوتیت ممکن نباشد. پلاژیوکلاز با بلورهای نسبتاً درشت (تا ۲ میلی متر) در محدوده میکرولیتون در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. این کانی زونینگ نشان می‌دهد لیکن ماکل پلی سنتتیک مشاهده نمی‌شود. از این رو تخمین اپتیکی ترکیب آن ساده نیست. به دلیل عدم شرکت این کانی در سیستم دگرگونی سنگ‌های رسی (سیستم KFMASH)، پلاژیوکلاز با میکروپروب تجزیه نشده است.

کانی‌های اصلی شامل کوارتز، گارنت، مسکوویت، کلریت اولیه و بیوتیت می‌باشند و پلاژیوکلاز، زیرکن، کانی‌های تیره و همچنین کلریت ثانویه حاصل از تجزیه بیوتیت و گارنت در این سنگ‌ها کانی‌های فرعی هستند. کوارتز در این سنگ‌ها فراوانی بالایی دارد. کوارتز هم به شکل کشیده و پهن شده (flattening) در محل میکرولیتون‌های (microlithon domain) بین محدوده‌های میکایی که شیستوزیته را مشخص می‌کنند (schistosity domsain; Passchier and Trouw, 2005) دیده می‌شود (شکل ۳-الف) و هم در برخی نقاط سنگ بافت گرانولاستی و موزائیکی دارد. این کانی عمدتاً خاموشی موجی نشان می‌دهد که نشانگر اثر فشار در اعوجاج محور C کانی است. مرز مضرس نیز به‌طور محدود در اثر انحلال فشاری در پی دگرگونی تشکیل شده است. گارنت‌ها در بعضی نمونه‌ها خودشکل و ریز بلور دیده می‌شوند. در حالیکه در نمونه‌های دیگر شکل بلوری نشان نداده و در امتداد برگوارگی سنگ و بین میکاها رشد کرده است (شکل ۳-ب). این کانی عمدتاً سالم است ولی تبدیل به کلریت ثانویه در امتداد شکستگی‌ها دیده می‌شود. در نمونه‌ای گارنت خود شکل زونینگ نوری نشان می‌دهد که با تجمع کانی‌های تیره در زون‌های مختلف کانی مشخص می‌شود مسکوویت مهمترین کانی میکایی در این سنگ‌هاست و

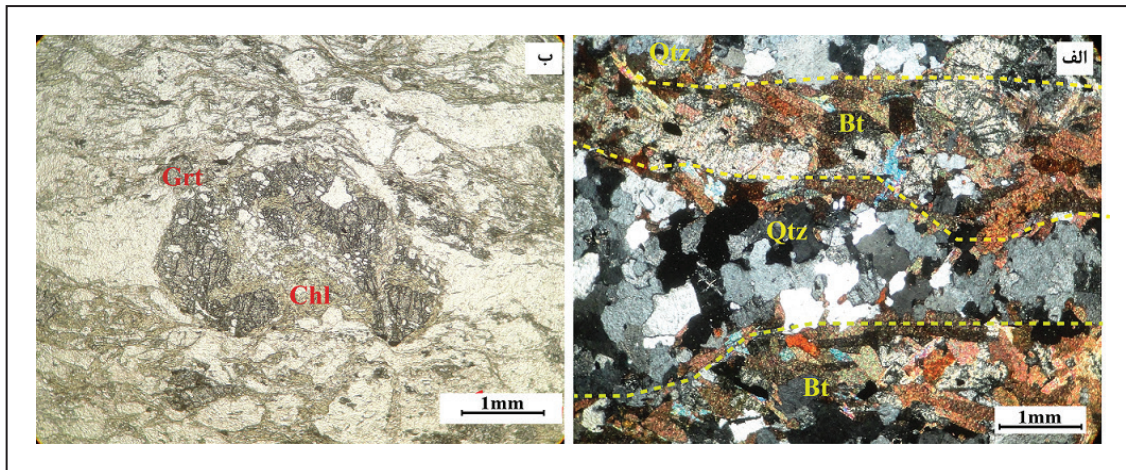


شکل ۳-الف) کوارتز کشیده و پهن شده (flattening) در محل میکرولیتون‌های (microlithon domain) محدوده‌های میکایی که شیستوزیته را مشخص می‌کنند؛ ب) گارنت‌ها در امتداد برگوارگی سنگ و بین میکاها رشد کرده‌اند؛ پ) گارنت خود شکل که زونینگ نوری نشان می‌دهد و با تجمع کانی‌های تیره در زون‌های مختلف کانی مشخص می‌شود؛ ت) کلریت اولیه با بلورهای بزرگ و در بین مسکوویت‌ها و همراه گارنت در سنگ دیده می‌شود (همه در نور XPPL).

۴-۲. گارنت گنیس

پتروفابریک سنگ زیر میکروسکوپ مشاهده می‌شود (شکل ۴-الف). گارنت‌ها دارای میانبارهایی از کوارتز و مسکوویت هستند. گارنت‌هایی که شکستگی زیادی دارند در امتداد شکستگی‌ها به کلریت تجزیه شده‌اند (شکل ۴-ب). در حالی که گارنت‌های فاقد شکستگی تجزیه کمتری به کلریت را نشان می‌دهند. مهمترین بافت‌ها موزایک یا گرانولاستی بین بلورهای کوارتز و فلدسپار، بافت مضرس بین کوارتزها، خاموشی دودی در کوارتزها و بافت پوئی کیلوبلاستی در گارنت‌های دارای دربرداری زیاد است.

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل فلدسپار پتاسیم، کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکوویت، بیوتیت و گارنت هستند و تورمالین و زیرکن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را می‌سازند. کلریت و سرسیت به‌طور ثانویه در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. کلریت حاصل تجزیه بیوتیت و گارنت و سرسیت حاصل تجزیه فلدسپار است. به دلیل حضور کوارتز و پلاژیوکلاز فراوان و میکای کم این سنگ‌ها پروتولیت کوارتز-فلدسپاتی دارند (شکل ۴-الف). ساخت گنیسی به‌صورت لایه‌های غنی از کوارتز و لایه‌های غنی از بیوتیت هم در صحرا و هم به‌صورت



شکل ۴- الف) پتروفابریک گنیوسیت در زیر میکروسکوپ با لایه‌های غنی از کواتز و فلدسپار و لایه‌های غنی از مسکوویت و بیوتیت در نور XPL؛ ب) کلریتی شدن گارنت‌ها در نور PPL.

۵- شیمی کانی‌ها

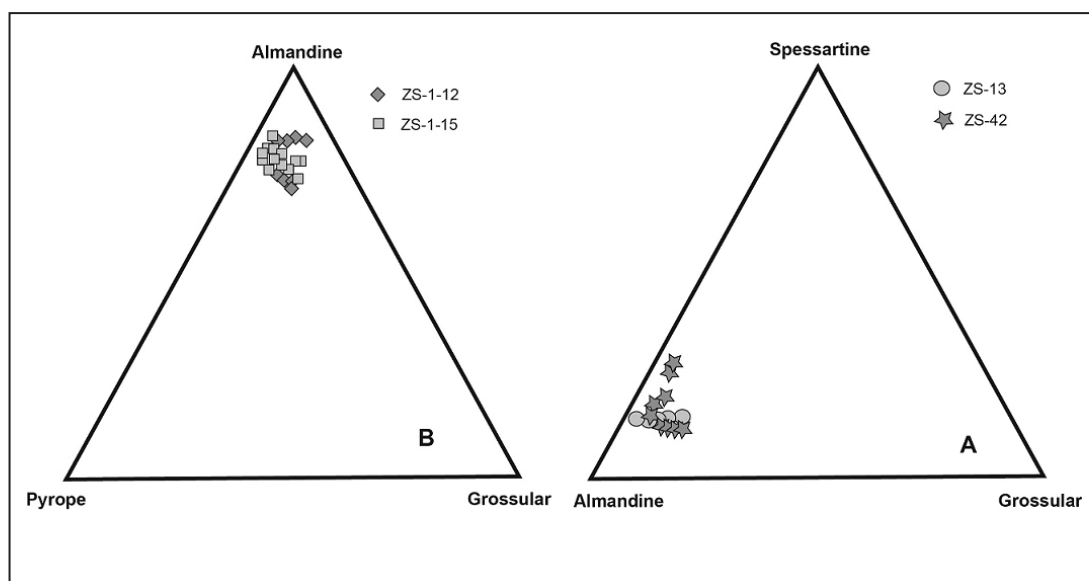
۵-۱. گارنت

فرمول گارنت بر پایه ۸ کاتیون و ۱۲ اتم اکسیژن به دست آمده است (Deer et al., 1992) (جدول ۱). ترکیب شیمیایی گارنت‌ها در گارنت شیست‌ها گنیس‌ها $\text{Prp}_{10.84-14.92} \text{Grs}_{0.74-11.33} \text{Alm}_{69.95-80.66} \text{Sps}_{1.76-15.80}$ و در گارنت گنیس‌ها $\text{Prp}_{5.84-14.86} \text{Grs}_{3.76-12.65} \text{Alm}_{84.22-68.70} \text{Sps}_{2.25-17.32}$ است. نمودار سه تایی طبقه بندی نشان می‌دهد گارنت‌ها در گارنت شیست‌ها (شکل ۵- الف) و گارنت گنیس‌ها (شکل ۵- ب) ترکیب غنی از آلماندین دارند. گارنت غنی از آلماندین در سنگ‌های دگرگونی با پروتولیت رسی و نیمه رسی معمول‌ترین نوع گارنت است (Yardley, 1989). غنی بودن از عضو نهایی گروسولار و آندرادیت در گارنت‌های اسکارنی بیشتر دیده می‌شود (Jamtveit et al., 1993) در حالی که گارنت‌های

غنی از پیروپ در سنگ‌های دگرگونی فشار بالا مانند اکلوزیت تشکیل می‌شوند (Carswell, 1990).

۵-۲. مسکوویت

فرمول ساختاری مسکوویت بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۲). بر اساس مقادیر اعضای نهایی مسکوویت-پاراگونیت-مارگاریت (Feenstra, 1996) ترکیب میکاهای سفید در گارنت شیست‌ها و گارنت گنیس‌ها تقریباً مسکوویت خالص است. عدم وجود کلسیم نشان می‌دهد که مقدار عضو نهایی مارگاریت در محلول جامد میکای سفید در سنگ‌های مطالعه شده بسیار کم است. این موضوع با ماهیت رسی و نیمه رسی پروتولیت که در آن کانی‌های رسی بیشتر حضور دارند و کانی‌های کربناتی غایب هستند (سیستم KFMASH) کاملاً سازگار است.



شکل ۵- موقعیت ترکیبی گارنت‌های تجزیه شده بر روی نمودار سه تایی مجموع اعضای نهایی؛ الف) Grs-Alm-Sps در گارنت شیست‌ها؛ ب) Grs-Alm-pyr در گارنت گنیس‌ها (Coleman et al., 1965).

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزپردازش و محاسبه فرمول ساختمانی گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن

ZS-13	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Grt-Schist										
SiO ₂	۳۶/۳۰	۳۶/۰۲	۳۶/۵۰	۳۶/۱۸	۳۶/۱۱	۳۶/۲۵	۳۶/۱۶	۳۶/۱۵	۳۶/۲۲	۳۶/۳۰
TiO ₂	۰/۱۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۲۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱
Al ₂ O ₃	۲۱/۱۸	۲۰/۹۱	۲۱/۱۳	۲۱/۰۰	۲۰/۹۵	۲۰/۹۶	۲۱/۰۴	۲۰/۹۶	۲۱/۰۵	۲۱/۱۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۳۳/۳۶	۳۴/۹۷	۳۴/۳۶	۳۵/۴۵	۳۵/۵۱	۳۶/۳۸	۳۳/۲۴	۳۴/۳۶	۳۴/۱۳	۳۳/۸۹
MnO	۱/۴۵	۱/۶۷	۱/۵۹	۱/۷۱	۱/۷۴	۱/۷۴	۱/۴۹	۱/۵۹	۱/۷۲	۱/۶۶
MgO	۳/۰۹	۲/۹۵	۳/۰۸	۳/۲۱	۳/۳۶	۳/۵۳	۲/۹۷	۳/۱۲	۲/۷۵	۲/۶۴
CaO	۳/۸۷	۲/۲۹	۲/۴۵	۱/۴۶	۱/۰۹	۰/۲۶	۳/۹۷	۲/۶۲	۳/۰۶	۳/۲۷
Total	۹۹/۴۲	۹۸/۸۴	۹۹/۲۱	۹۹/۲۳	۹۸/۸۲	۹۹/۱۶	۹۸/۹۲	۹۸/۸۲	۹۹/۱۶	۹۸/۸۸
Si	۲/۹۳	۲/۹۳	۲/۹۶	۲/۹۴	۲/۹۴	۲/۹۵	۲/۹۳	۲/۹۴	۲/۹۵	۲/۹۵
Ti	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۲
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۷
Fe ²⁺	۲/۱۳	۲/۲۶	۲/۲۷	۲/۳۲	۲/۳۲	۲/۳۸	۲/۱۳	۲/۲۲	۲/۲۴	۲/۲۳
Mn	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۱
Mg	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۴۳	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۳	۰/۳۲
Ca	۰/۳۳	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۳۴	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۸
Alm	۷۲/۵۹	۷۷/۰۷	۷۶/۵۶	۷۸/۵۴	۷۸/۸۴	۸۰/۶۶	۷۲/۵۲	۷۵/۶۵	۷۵/۷۶	۷۵/۶۴
Sps	۳/۳۷	۳/۹۲	۳/۶۹	۳/۹۹	۴/۰۸	۴/۰۶	۴/۴۹	۳/۷۲	۴/۰۰	۳/۸۷
Prp	۱۲/۶۵	۱۲/۲۰	۱۲/۵۷	۱۳/۱۷	۱۳/۸۶	۱۴/۵۱	۱۲/۲۴	۱۲/۸۶	۱۱/۲۵	۱۰/۸۴
Grs	۱۰/۷۵	۶/۴۲	۶/۹۶	۴/۱۲	۳/۰۷	۰/۷۴	۱۱/۰۶	۷/۳۵	۸/۶۷	۹/۳۲

ZS-42	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Grt-Schist										
SiO ₂	۳۷/۳۶	۳۷/۳۱	۳۷/۴۱	۳۷/۱۸	۳۶/۹۸	۳۷/۰۱	۳۷/۳۰	۳۷/۳۲	۳۷/۳۹	۳۷/۰۹
TiO ₂	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۲۱/۳۷	۲۱/۳۱	۲۱/۵۳	۲۱/۵۵	۲۱/۱۵	۲۱/۸۰	۲۱/۳۷	۲۱/۳۰	۲۱/۳۹	۲۱/۱۵
Cr ₂ O ₃	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۰
FeO	۳۳/۰۹	۳۳/۱۵	۳۲/۷۳	۳۳/۵۲	۳۳/۶۴	۳۳/۰۲	۳۲/۷۹	۳۲/۹۰	۳۲/۰۸	۳۱/۰۳
MnO	۰/۸۹	۱۰/۷۸	۰/۸۲	۰/۹۹	۱/۱۴	۰/۸۱	۰/۹۹	۰/۸۹	۰/۸۵	۶/۹۲
MgO	۳/۶۶	۳/۶۲	۳/۷۵	۳/۶۶	۳/۰۶	۳/۶۹	۳/۳۱	۳/۶۹	۳/۶۱	۲/۸۶
CaO	۳/۳۷	۳/۵۵	۳/۶۷	۳/۴۷	۳/۲۷	۳/۳۹	۳/۹۷	۳/۵۳	۴/۴۷	۰/۹۵
Total	۹۹/۸۸	۹۹/۸۵	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۴۱	۹۹/۲۷	۹۹/۷۶	۹۹/۸۱	۹۹/۷۶	۹۹/۹۰	۱۰۰/۰۰
Si	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۹۶	۲/۹۹	۲/۹۶	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۹۹
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Al	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۲	۲/۰۲	۲/۰۱	۲/۰۵	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۱	۲/۰۲
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰
Fe ²⁺	۲/۲۱	۲/۲۰	۲/۱۷	۲/۱۶	۲/۲۶	۲/۱۷	۲/۱۸	۲/۱۹	۲/۱۲	۲/۰۹
Mn	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۴۷
Mg	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۳۷	۰/۴۴	۰/۳۹	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۳۴
Ca	۰/۲۹	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۳۴	۰/۳۰	۰/۳۸	۰/۰۸
Alm	۷۳/۷۶	۷۳/۶۵	۷۲/۷۴	۷۳/۰۹	۷۵/۵۹	۷۳/۵۰	۷۳/۱۵	۷۳/۱۶	۷۰/۹۲	۶۹/۹۵
Sps	۲/۰۲	۱/۷۶	۱/۸۴	۲/۲۶	۲/۶۱	۱/۸۴	۲/۲۵	۲/۰۱	۱/۹۳	۱۵/۸۰
Pyp	۱۴/۵۷	۱۴/۴۳	۱۴/۹۲	۱۴/۶۶	۱۲/۳۳	۱۴/۸۵	۱۳/۲۲	۱۴/۷۱	۱۴/۳۷	۱۱/۵۰
Grs	۹/۶۱	۱۰/۱۰	۱۰/۴۴	۹/۶۷	۹/۴۱	۹/۶۶	۱۱/۳۳	۱۰/۰۴	۱۲/۶۵	۲/۷۵

ادامہ جدول ۱ -

Zs-1-12	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO ₂	۳۷/۱۳	۳۷/۱۷	۳۷/۲۲	۳۷/۲۹	۳۶/۰۴	۳۷/۰۱	۳۷/۵۵	۳۶/۹۵	۳۷/۵۴
TiO ₂	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱
Al ₂ O ₃	۲۱/۴۵	۲۱/۶۳	۲۱/۵۵	۲۱/۳۴	۲۱/۶۳	۲۱/۶۴	۲۱/۵۴	۲۱/۵۳	۲۱/۷۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۳۲/۹۱	۳۳/۴۳	۳۳/۱۷	۳۲/۹۶	۳۳/۹۸	۳۲/۹۸	۳۲/۴۱	۳۳/۶۹	۳۳/۳۲
MnO	۰/۹۹	۱/۵۸	۱/۶۲	۱/۰۱	۱/۷۴	۱/۳۵	۱/۴۳	۲/۰۴	۱/۱۹
MgO	۳/۵۴	۳/۳۸	۳/۳۵	۳/۵۵	۳/۱۷	۳/۶۹	۳/۳۸	۲/۶۴	۳/۷۱
CaO	۳/۵۴	۳/۰۳	۳/۱۰	۳/۸۲	۲/۳۲	۳/۱۳	۳/۹۸	۳/۲۰	۳/۰۱
Total	۹۹/۶۶	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۰۲	۹۹/۸۹	۹۹/۸۲	۱۰۰/۳۳	۱۰۰/۰۸	۱۰۰/۴۸
Si	۲/۹۸	۲/۹۷	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۹۷	۲/۹۶	۲/۹۹	۲/۹۷	۲/۹۸
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۲/۰۳	۲/۰۴	۲/۰۳	۲/۰۱	۲/۰۵	۲/۰۴	۲/۰۲	۲/۰۴	۲/۰۳
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ⁺⁺	۲/۲۱	۲/۲۳	۲/۲۲	۲/۲۰	۲/۲۸	۲/۲۱	۲/۱۶	۲/۲۶	۲/۲۱
Mn	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۰۸
Mg	۰/۴۲	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۴۴	۰/۴۰	۰/۳۲	۰/۴۴
Ca	۰/۳۰	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۳۳	۰/۲۰	۰/۲۷	۰/۳۴	۰/۲۸	۰/۲۶
Alm	۷۳/۳۵	۷۴/۱۱	۷۳/۹۸	۷۲/۷۷	۷۶/۵۵	۷۳/۰۰	۷۲/۰۲	۷۵/۴۱	۷۳/۹۹
Sps	۲/۲۵	۳/۶۰	۳/۶۹	۲/۳۰	۳/۹۸	۳/۰۹	۳/۲۲	۴/۶۷	۲/۶۹
Prp	۱۴/۱۹	۱۳/۵۵	۱۳/۴۱	۱۳/۹۷	۱۲/۷۶	۱۴/۸۶	۱۳/۴۱	۱۰/۶۴	۱۴/۷۳
Grs	۱۰/۰۹	۸/۶۰	۸/۸۵	۱۰/۷۸	۶/۶۹	۸/۸۷	۱۱/۳۳	۹/۱۷	۸/۵۶

Zs-1-15	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Grt-Gneiss										
SiO ₂	۳۷/۱۳	۳۷/۰۹	۳۶/۸۶	۳۷/۳۰	۳۷/۳۰	۳۷/۲۲	۳۹/۱۴	۳۷/۲۲	۳۷/۲۷	۳۷/۲۷
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۲۱/۲۶	۲۱/۳۴	۲۱/۲۰	۲۱/۵۱	۲۱/۲۸	۲۱/۶۵	۲۰/۹۶	۲۱/۵۶	۲۱/۴۸	۲۱/۶۱
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۰
FeO	۳۱/۸۶	۳۱/۸۲	۳۰/۹۲	۳۲/۳۳	۳۳/۱۹	۳۲/۸۰	۳۱/۳۷	۳۲/۷۸	۳۰/۸۷	۳۲/۲۵
MnO	۲/۱۴	۲/۰۳	۷/۵۴	۱/۳۹	۱/۶۵	۱/۴۷	۱/۷۷	۲/۶۱	۴/۷۵	۲/۱۳
MgO	۳/۱۱	۳/۱۶	۲/۵۰	۳/۴۰	۳/۳۰	۳/۴۸	۲/۶۳	۳/۷۱	۳/۶۲	۳/۶۶
CaO	۳/۷۷	۳/۷۸	۱/۳۲	۳/۵۸	۲/۸۹	۲/۸۲	۳/۹۳	۱/۸۱	۲/۱۰	۲/۴۹
Total	۹۹/۳۰	۹۹/۲۴	۱۰۰/۳۵	۹۹/۵۴	۹۹/۶۲	۹۹/۴۶	۹۹/۸۵	۹۹/۷۰	۱۰۰/۱۴	۹۹/۴۱
Si	۲/۹۹	۲/۹۹	۲/۹۸	۲/۹۹	۳/۰۰	۲/۹۹	۳/۱۰	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۹۹
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۲/۰۲	۲/۰۳	۲/۰۲	۲/۰۳	۲/۰۱	۲/۰۵	۱/۹۶	۲/۰۴	۲/۰۲	۲/۰۴
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ⁺⁺	۲/۱۵	۲/۱۴	۲/۰۹	۲/۱۷	۲/۲۳	۲/۲۰	۲/۰۸	۲/۲۰	۲/۰۶	۲/۱۶
Mn	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۵۲	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۳۲	۰/۱۴
Mg	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۳۰	۰/۴۱	۰/۴۰	۰/۴۲	۰/۳۱	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۴۴
Ca	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۱۱	۰/۳۱	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۳۳	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۱
Alm	۷۱/۷۶	۷۱/۷۵	۶۸/۷۳	۷۲/۹۹	۷۴/۷۷	۷۴/۶۱	۷۵/۴۲	۷۳/۹۹	۶۸/۷۰	۷۳/۳۶
Sps	۴/۸۸	۴/۶۴	۱۷/۳۲	۳/۱۵	۳/۷۵	۳/۳۴	۳/۸۳	۵/۹۴	۱۰/۷۹	۴/۸۴
Prp	۱۲/۴۸	۱۲/۷۰	۱۰/۱۱	۱۳/۵۸	۱۳/۱۹	۱۳/۹۳	۱۰/۰۱	۱۴/۸۶	۱۴/۴۸	۱۴/۶۴
Grs	۱۰/۸۸	۱۰/۹۲	۳/۷۶	۱۰/۳۶	۸/۳۵	۸/۲۳	۱۲/۴۱	۵/۲۴	۵/۹۸	۷/۲۶

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزپردازش و محاسبه فرمول ساختمانی مسکویت بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن.

ZS-13	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Grt-Schist										
SiO ₂	۴۷/۱۴	۴۶/۸۳	۴۶/۵۲	۴۷/۳۷	۴۶/۳۶	۴۶/۸۵	۴۶/۹۲	۴۷/۲۷	۴۶/۸۰	۴۷/۳۱
TiO ₂	۰/۶۲	۰/۵۲	۰/۱۷	۰/۳۷	۰/۱۸	۰/۳۵	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۹	۰/۴۰
Al ₂ O ₃	۳۵/۴۷	۳۵/۲۶	۳۶/۳۵	۳۵/۵۶	۳۶/۰۷	۳۵/۵۰	۳۵/۷۶	۳۵/۷۲	۳۵/۷۳	۳۶/۳۳
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۷
FeO	۱/۰۴	۰/۷۷	۰/۷۴	۰/۸۳	۰/۹۶	۰/۷۸	۰/۸۳	۰/۶۸	۰/۸۷	۰/۸۲
MnO	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵
MgO	۰/۵۹	۰/۶۵	۰/۵۵	۰/۵۹	۰/۵۸	۰/۶۹	۰/۴۷	۰/۶۴	۰/۶۲	۰/۷۲
CaO	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
Na ₂ O	۱/۹۶	۱/۸۱	۱/۹۸	۱/۹۹	۲/۱۶	۱/۹۵	۱/۸۴	۲/۰۵	۱/۹۱	۲/۰۹
K ₂ O	۸/۶۵	۸/۶۱	۸/۵۳	۸/۷۹	۸/۷۹	۹/۱۸	۸/۴۱	۸/۸۱	۸/۴۵	۸/۴۴
Total	۹۵/۵۶	۹۴/۴۷	۹۴/۹۵	۹۵/۶۸	۹۵/۲۰	۹۵/۴۲	۹۴/۴۷	۹۵/۵۲	۹۴/۷۲	۹۶/۲۸
Si	۳/۰۹	۳/۱۰	۳/۰۷	۳/۱۱	۳/۰۶	۳/۰۹	۳/۱۰	۳/۱۰	۳/۰۹	۳/۰۸
Ti	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
Al	۲/۷۴	۲/۷۵	۲/۸۳	۲/۷۵	۲/۸۱	۲/۷۶	۲/۷۹	۲/۷۶	۲/۷۸	۲/۷۹
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۶
K	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۷۴	۰/۷۱	۰/۷۰
Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	۰/۹۴	۱/۰۰	۰/۹۷	۰/۹۱	۱/۰۰	۰/۹۸	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۹۶
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na/(Na+K)	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۷

ZS-42	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Grt-Schist										
SiO ₂	۴۶/۷۹	۴۷/۱۶	۴۶/۷۶	۴۶/۶۷	۴۶/۹۵	۴۶/۵۹	۴۷/۱۲	۴۶/۴۷	۴۷/۳۸	۴۶/۳۷
TiO ₂	۰/۴۹	۰/۴۷	۰/۴۴	۰/۲۵	۰/۳۶	۰/۵۴	۰/۴۶	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۲۷
Al ₂ O ₃	۳۶/۰۸	۳۵/۸۹	۳۵/۹۷	۳۶/۲۰	۳۵/۹۸	۳۵/۲۵	۳۵/۹۸	۳۵/۸۱	۳۵/۶۷	۱۰۳۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸
FeO	۰/۹۰	۰/۷۳	۰/۷۹	۰/۹۱	۰/۹۱	۱/۰۳	۰/۸۸	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۹۲
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۰/۶۰	۰/۵۳	۰/۶۳	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۷۴	۰/۶۶	۰/۵۷	۰/۵۴	۰/۶۵
CaO	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Na ₂ O	۱/۷۸	۱/۷۸	۱/۷۸	۲/۰۵	۱/۷۷	۱/۷۶	۲/۰۷	۲/۱۵	۲/۰۴	۲/۰۷
K ₂ O	۸/۵۵	۸/۷۲	۸/۷۱	۸/۷۲	۸/۸۲	۹/۱۲	۸/۶۴	۸/۶۷	۸/۴۹	۸/۸۵
Total	۹۵/۲۶	۹۵/۵۱	۹۵/۱۰	۹۵/۵۶	۹۵/۴۸	۹۵/۰۷	۹۵/۸۱	۹۴/۷۰	۹۵/۰۷	۹۵/۳۲
Si	۳/۰۸	۳/۰۹	۳/۰۸	۳/۰۷	۳/۰۸	۳/۰۸	۳/۰۸	۳/۰۸	۳/۱۲	۳/۰۶
Ti	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۲/۸۰	۲/۷۸	۲/۷۹	۲/۸۰	۲/۷۸	۲/۷۵	۲/۷۷	۲/۸۰	۲/۷۶	۲/۸۱
Cr	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰

ادامہ جدول ۲-

ZS-42	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Grt-Schist										
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۲۶
K	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۷۱	۰/۷۴
Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na/(Na+K)	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۶

ZS-1-12	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Grt-Gneiss										
SiO ₂	۴۵/۱۱	۴۳/۹۸	۴۵/۰۷	۴۵/۴۵	۴۶/۴۹	۴۶/۳۱	۴۵/۸۲	۴۵/۵۷	۴۶/۳۳	۴۵/۹۳
TiO ₂	۰/۴۴	۰/۴۲	۱/۱۷	۰/۳۹	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۶۳	۰/۲۲	۰/۶۱	۰/۴۶
Al ₂ O ₃	۳۵/۰۸	۳۳/۶۵	۳۴/۶۶	۳۵/۵۵	۳۵/۴۶	۳۴/۹۹	۳۵/۴۸	۳۵/۵۴	۳۵/۰۹	۳۵/۸۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۰/۹۶	۱/۹۳	۰/۷۱	۰/۹۱	۰/۸۱	۰/۹۴	۱/۰۹	۰/۹۸	۱/۰۸	۱/۲۳
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳
MgO	۰/۶۵	۰/۹۲	۰/۶۶	۰/۶۳	۰/۶۰	۰/۷۳	۰/۵۳	۰/۵۹	۰/۶۵	۰/۷۱
CaO	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na ₂ O	۱/۳۴	۱/۹۳	۱/۷۱	۱/۸۳	۱/۷۸	۲/۰۳	۱/۹۹	۱/۴۵	۱/۸۶	۱/۸۰
K ₂ O	۹/۷۴	۷/۹۴	۸/۵۴	۸/۶۷	۸/۶۶	۸/۸۸	۸/۹۴	۹/۵۶	۸/۸۶	۸/۸۲
Total	۹۳/۳۹	۹۰/۹۱	۹۲/۷۳	۹۳/۵۰	۹۴/۲۲	۹۴/۲۸	۹۴/۶۹	۹۴/۰۳	۹۴/۵۳	۹۴/۸۷
Si	۳/۰۵	۳/۰۵	۳/۰۵	۳/۰۵	۳/۰۹	۳/۰۹	۳/۰۵	۳/۰۶	۳/۰۸	۳/۰۴
Ti	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲
Al	۲/۸۰	۲/۷۵	۲/۷۷	۲/۸۱	۲/۷۸	۲/۷۵	۲/۷۸	۲/۸۱	۲/۷۵	۲/۸۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۱۸	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۲۳
K	۰/۸۴	۰/۷۰	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۸۲	۰/۷۵	۰/۷۵
Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۹۱	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۹۹	۰/۹۴	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۸
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na/(Na+K)	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۲۴

ادامه جدول ۲-

ZS-1-15	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Grt-Gneiss										
SiO ₂	۴۶/۱۷	۴۶/۳۲	۴۵/۱۳	۴۵/۹۰	۴۶/۰۷	۴۶/۴۵	۴۶/۱۸	۴۵/۸۳	۴۵/۷۶	۴۶/۴۰
TiO ₂	۰/۳۴	۰/۲۹	۰/۷۰	۰/۳۹	۰/۳۷	۰/۴۶	۰/۶۱	۰/۴۸	۰/۱۲	۰/۲۷
Al ₂ O ₃	۳۵/۷۸	۳۵/۱۳	۳۵/۳۰	۳۵/۶۵	۳۵/۲۳	۳۵/۵۹	۳۵/۴۹	۳۵/۷۳	۳۵/۹۳	۳۶/۱۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
FeO	۰/۷۴	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۷۹	۰/۹۲	۱/۰۰	۰/۸۲	۰/۷۶	۱/۰۳	۰/۷۹
MnO	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰
MgO	۰/۵۹	۰/۷۱	۰/۶۶	۰/۵۷	۰/۷۳	۰/۶۴	۰/۷۴	۰/۶۵	۰/۷۹	۰/۶۱
CaO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Na ₂ O	۱/۷۱	۱/۷۰	۱/۸۲	۱/۸۸	۱/۸۲	۱/۷۹	۱/۹۶	۱/۵۵	۱/۷۸	۱/۸۹
K ₂ O	۸/۷۲	۸/۷۸	۸/۸۴	۹/۰۰	۸/۹۴	۹/۰۷	۹/۳۰	۸/۵۲	۸/۹۶	۹/۰۹
Total	۹۴/۰۵	۹۳/۶۶	۹۳/۱۳	۹۴/۳۰	۹۴/۰۹	۹۵/۰۶	۹۵/۱۱	۹۳/۶۴	۹۴/۴۲	۹۵/۱۷
Si	۳/۰۸	۳/۱۰	۳/۰۵	۳/۰۶	۳/۰۸	۳/۰۷	۳/۰۶	۳/۰۷	۳/۰۵	۳/۰۶
Ti	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۲/۸۱	۲/۷۷	۲/۸۱	۲/۸۰	۲/۷۷	۲/۷۸	۲/۷۷	۲/۸۲	۲/۸۲	۲/۸۱
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۴
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۴
K	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۷۷
Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۰
Fe ³⁺ /(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na/(Na+K)	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۴

۵-۳. کلریت

کلریت در گارنت شیست‌های منطقه هم به صورت ثانویه حاصل تجزیه گارنت و بیوتیت و هم با تعادل بافتی با کانی‌های گارنت و مسکوویت دیده می‌شود. کلریت اولیه که در تعادل بافتی با گارنت و مسکوویت و موازی با فولیاسیون است مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. این نوع کلریت به احتمال زیاد بر اثر تبلور دوباره و حصول تعادل بافتی کلریت‌های ریز رسوبی اولیه تشکیل شده است و یا اینکه توسط واکنش‌های دگرگونی بین کانی‌های اولیه رسی و کانی‌های تیره دارای اکسید آهن در سنگ اولیه متبلور شده است (Arkai, 2002). محاسبه فرمول ساختاری کلریت و تعیین نوع آنها بر اساس نتایج تجزیه شیمی و تعداد ۱۴ اتم اکسیژن صورت گرفته است (جدول ۳). بر اساس تقسیم‌بندی Curtis et al. (1985) کلریت‌های مطالعه شده ترکیب برونسویگیت دارند و برخی ترکیب حدواسط برونسویگیت و پیکنوکلریت را نشان می‌دهند.

۶-۱. زمین دماسنج گارنت - مسکوویت

کلریت در گارنت شیست‌های منطقه هم به صورت ثانویه حاصل تجزیه گارنت و بیوتیت و هم با تعادل بافتی با کانی‌های گارنت و مسکوویت دیده می‌شود. کلریت اولیه که در تعادل بافتی با گارنت و مسکوویت و موازی با فولیاسیون است مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. این نوع کلریت به احتمال زیاد بر اثر تبلور دوباره و حصول تعادل بافتی کلریت‌های ریز رسوبی اولیه تشکیل شده است و یا اینکه توسط واکنش‌های دگرگونی بین کانی‌های اولیه رسی و کانی‌های تیره دارای اکسید آهن در سنگ اولیه متبلور شده است (Arkai, 2002). محاسبه فرمول ساختاری کلریت و تعیین نوع آنها بر اساس نتایج تجزیه شیمی و تعداد ۱۴ اتم اکسیژن صورت گرفته است (جدول ۳). بر اساس تقسیم‌بندی Curtis et al. (1985) کلریت‌های مطالعه شده ترکیب برونسویگیت دارند و برخی ترکیب حدواسط برونسویگیت و پیکنوکلریت را نشان می‌دهند.

زمین دماسنج گارنت- مسکوویت برای سنگ‌های دگرگونی که میزان منیزیم و آهن مسکوویت آنها به ترتیب کمتر از ۰/۱۳ و بیشتر از ۰/۰۴ با فرمول ساختاری بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن باشد، پیشنهاد می‌شود (Wu and Zhao, 2006) که این موارد با ترکیب مسکوویت و گارنت در نمونه‌های مورد مطالعه مطابقت دارد. برای محاسبه حرارت دگرگونی گارنت شیست‌های مورد مطالعه از روش Wu et al. (2002) استفاده شده است. با فرض حضور یا عدم حضور آهن فریک در مسکوویت مقدار دما توسط دو مدل A و B محاسبه می‌شود. (A محاسبه دما با فرض عدم وجود آهن سه ظرفیتی:

$$T(A) (^{\circ}K) = 969.9 + P(\text{kbar})(1.3 - 9.1Gb) - 0.0091Gc - 4393.8(XFemus - XMgmus) + 200.4XA \text{ mus}$$

$$1 + 0.0091(3RlnKd + Ga)$$

۶- زمین دماسنجی

کوارتز، گارنت، مسکوویت، پلاژیوکلاز و کلریت در سنگ‌های مورد مطالعه در تعادل بافتی قرار دارند. با توجه به عدم پارائز کانی مناسب برای تخمین فشار در این سنگ‌های نیمه رسی، فشارهای فرضی برای محاسبه دما استفاده شده است. در نمونه‌های مورد مطالعه بیوتیت به کلریت تجزیه شده و امکان تعیین ترکیب شیمیایی

(B) محاسبه دما در حالتی که ۵۰ درصد آهن کل، آهن سه ظرفیتی باشد.

متقابلاً تعادل ترمودینامیکی، تغییرات انرژی گیبس برابر صفر در نظر گرفته شده است):

$$0 = 0.05 P (\text{bars}) - 19.02 T (\text{K}) + 4607 \ln KD + 24.156$$

خطای این کالیبراسیون در حدود $8 \pm 1^\circ \text{C}$ است. با توجه به وابستگی کم فشار در این روش (Grambling, 1990)، محاسبات دما برای فشارهای مختلف تقریباً یکنواخت است (جدول ۴). محدوده دمای بدست آمده توسط این دماسنج برای سنگ‌های مورد مطالعه ۵۲۵-۵۸۶ درجه سانتی گراد است.

۷- تخمین فشار دگرگونی

کانی‌های مناسب فشار سنجی در سنگ‌های مورد مطالعه وجود ندارند. برای تخمین فشار از شبکه پتروژنتیکی محاسبه شده (شکل ۶) با برنامه ترموکالک برای سیستم KFMASH ($\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$) با فرض اعضای نهایی خالص برای کانی‌ها استفاده شده است (Holland and Powell, 1998). اصغری شیوه (۱۳۹۱) حضور کانی سیلیمانیت را در سنگ‌های رسی و نیمه رسی دگرگون شده الهیالارو گزارش کرده‌اند. بدین ترتیب پایداری کانی‌های گارنت، مسکویت، بیوتیت به همراه کوارتز در محدوده پایداری سیلیمانیت فشار حدود ۴/۵ کیلو بار را نشان می‌دهد (شکل ۶).

$$T(\text{B})(\text{K}) = 1167.3 P (\text{kbar}) (0.2 + 8.8 \text{Gb}) 0.0088 \text{Gc} 6878.1 (\text{XFemus} \text{XMg mus}) + 2469.0 \text{XAl mus} \\ + 0.0088(3 \text{RlnKd} + \text{Ga})$$

که در آنها پارامترهای Mgc ، Mgb ، Mga ، Fec ، Feb ، Fea بیانگر ضرایب فعالیت گارنت و پلاژیوکلاز هستند. به منظور دستیابی برای محاسبه کسر مولی عناصر در ترکیب کانی‌های تجزیه شده و محاسبه اکتیویته اعضای نهایی از روش Wu et al. (2002) استفاده شد. با بکار گرفتن این دماسنج، در گارنت شست‌ها محدوده دمایی ۵۰۶ تا ۵۵۸ درجه سانتی گراد با میانگین ۵۳۲ درجه سانتی گراد برآورد شد (جدول ۴).

۶-۲. ترمومتری با استفاده از گارنت-کلریت (Grambling, 1990)

این دماسنج بر مبنای مبادله $\text{Fe}-\text{Mg}$ بین کلریت و گارنت در حال تعادل بافتی در حضور کوارتز است (Ghent et al., 1987; Grambling, 1990). بر اساس مطالعات Grambling (1990)، دما و اکتیویته H_2O را می‌توان با استفاده از این مجموعه کانی‌های دگرگونی با دقت بالایی به دست آورد. معادله ارائه شده توسط Grambling (1990) به صورت زیر است (با در نظر گرفتن تعادل بافتی و

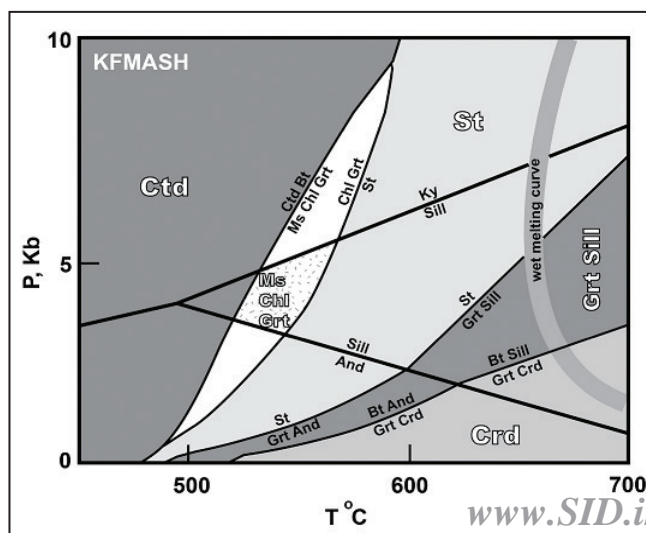
جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزپردازش و محاسبه فرمول ساختمانی کلریت بر اساس ۱۴ اتم اکسیژن.

ZS-42	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Gtr-Schist										
SiO ₂	۲۳/۷۳	۲۳/۶۴	۲۳/۶۵	۲۳/۶۸	۲۳/۷۶	۲۸/۱۸	۲۴/۶۱	۳۰/۳۵	۲۵/۵۱	۲۵/۳۴
TiO ₂	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۶۶	۰/۱۱	۰/۲۵	۰/۰۰	۰/۱۳
Al ₂ O ₃	۲۲/۹۳	۲۲/۸۹	۲۳/۲۱	۲۳/۰۶	۲۰/۰۹	۱۸/۷۶	۲۱/۸۷	۱۸/۲۹	۱۸/۸۳	۲۲/۴۲
Cr ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۸
FeO	۲۴/۹۳	۲۴/۰۳	۲۴/۷۳	۲۵/۱۲	۳۲/۱۷	۲۷/۲۸	۲۵/۰۷	۳۵/۳۶	۳۰/۴۱	۲۵/۳۴
MnO	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۲۸	۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۰۹
MgO	۱۴/۱۴	۱۴/۳۲	۱۴/۱۳	۱۲/۹۳	۹/۳۷	۱۰/۵۷	۱۴/۳۷	۱۰/۳۱	۹/۳۶	۱۳/۷۲
CaO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۳۵	۰/۱۵	۰/۰۰
Total	۸۵/۸۳	۸۵/۰۸	۸۵/۹۰	۸۶/۰۰	۸۵/۷۱	۸۶/۷۹	۸۶/۲۲	۸۶/۳۲	۸۴/۸۸	۸۷/۲۹
Si	۲/۵۵	۲/۵۶	۲/۵۴	۲/۵۵	۲/۶۸	۳/۰۵	۲/۶۴	۳/۲۶	۲/۸۸	۲/۶۸
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱
Al	۲/۹۱	۲/۹۲	۲/۹۴	۲/۹۲	۲/۶۷	۲/۳۹	۲/۷۶	۲/۳۱	۲/۵۱	۲/۸۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Fe ²⁺	۲/۲۴	۲/۱۷	۲/۲۲	۲/۲۶	۳/۰۳	۲/۴۷	۲/۲۵	۲/۲۷	۲/۸۷	۲/۲۴
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱
Mg	۲/۲۷	۲/۳۱	۲/۲۶	۲/۲۳	۱/۵۷	۱/۷۱	۲/۳۰	۱/۶۵	۱/۵۸	۲/۱۶
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۰
Total	۸/۹۸	۹/۹۷	۹/۹۸	۹/۹۸	۹/۹۸	۹/۷۰	۹/۹۷	۹/۵۷	۹/۸۷	۹/۹۱
Mg/(Mg+Fe)	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۳۴	۰/۴۱	۰/۵۱	۰/۴۲	۰/۳۵	۰/۴۹
Fe/(FeMnMg)	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۴۷	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۴۷
Mg/(FeMnMg)	۰/۵۲	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۵۳	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۵۳

جدول ۴- ژئوترموبارومتری‌های مختلف در گارنت شیست‌ها و گارنت گنیس‌های منطقه الهیارلو.

ZS-X13	ZS-X42	ZS-1-15	ZS-1-12
Grt-Schist		Grt-Geniss	
Geothermometr Grt-MS			
P=3kbar Korgh & Raheim (1978) T=409.72 °C Green & Hellman (1982) T=552.48 °C Hynes & forest (1988) T=477.99 °C	P=3kbar Korgh & Raheim (1978) T=468.55 °C Green & Hellman (1982) T=654.39 °C Hynes & forest (1988) T=546.46 °C	P=3kbar Korgh & Raheim(1978) T=415.71 °C Green & Hellman (1982) T=558.52 Hynes & forest (1988) T=484.93 °C	P=3kbar Korgh & Raheim(1978) T=439.67 °C Green & Hellman (1982) T=623.65 °C Hynes & forest (1988) T=512.77 °C
P=5kbar Korgh & Raheim (1978) T=436.60 °C Green & Hellman (1982) T=562.97 °C Hynes & forest (1988) T=477.99 °C	P=5kbar Korgh & Raheim (1978) T=497.76 °C Green & Hellman (1982) T=665.93 °C Hynes & forest (1988) T=546.46 °C	P=5kbar Korgh & Raheim(1978) T=442.83 °C Green & Hellman (1982) T=569.09 °C Hynes & forest (1988) T=484.93 °C	P=5kbar Korgh & Raheim(1978) T=464.74 °C Green & Hellman (1982) T=634.80 °C Hynes & forest (1988) T=512.77 °C
Geothermometr with formula			
Grt-MS Wu et al. , (2002)			
$T_{(A)} (K) = 969.9 + P(\text{ kbar}) (1.3 - 9.1Gb) - 0.0091Gc - 4393.8(X_{Fe}^{ms} - X_{Mg}^{ms}) + 200.4X_{Al}^{ms} + 1 + 0.0091(3R \ln K_d + Ga)$			
P=2 T=505.75 °C P=3 T=524.80 °C P=4 T=515.27 °C P=5 T=520.04 °C P=6 T=553.37 °C P=9 T=539.09 °C		P=2 T=551.720 °C P=3 T=552.550 °C P=4 T=553.544 °C P=5 T=554.45 °C P=6 T=555.368 °C P=9 T=558.104 °C	
Garnet-Chlorite-Quartz Grambling, 1990			
$0.05P(\text{bars}) - 19.02T(\text{k}) + 4607 \ln k_D + 24.156 = 0$			
P=3 T=524.9309 °C P=4 T=524.9335 °C P=6 T=524.9388 °C P=8 T=524.9440 °C		P=3 T=586.527 °C P=4 T=586.529 °C P=6 T=586.535 °C P=8 T=586.540 °C	

شکل ۶- تخمین فشار با استفاده از شبکه پتروژنتیکی (Holland and Powell, 1998).



۸- نتیجه گیری

کانی‌های مشخص کننده فشار بالا (مانند کیانیت) فشار دگرگونی بیش از ۶ کیلو بار نبوده است. همچنین با توجه به عدم ظهور کانی‌های فشار پایین مانند کربنیت در این سنگ‌ها فشار پائین تر از ۴ کیلو بار نیز برای این سنگ‌ها متصور نیست. بدین ترتیب می‌توان فشار حدود ۴ تا ۴/۵ کیلو بار را برای دگرگونی سنگ‌ها در نظر گرفت که با فشار تخمینی با استفاده از شبکه پترورژنتیکی مطابقت دارد. دما و فشار تخمینی نشان دهنده گرادیان دگرگونی نوع بارو است. گرادیان باروین در دو محیط تکنیکی حاصل می‌شود یا در جزایر قوسی و یا در محل برخورد قاره ای. هر دو این محیط‌ها محیط‌های ضخیم شدگی پوسته‌ای هستند و هر دو وجود یک زون فرورانشی را نشان می‌دهند. سنگ‌های دگرگونی الیپارلو ارتباط با یک سامانه فرورانشی را نشان می‌دهند که پروتولیت آنها به صورت رسوبی در یک حوضه توریدیتی (احتمالاً حوضه کم عمق که می‌تواند یک حوضه پشت قوس و یا پشت قوس سیالیک باشد) تشکیل شده‌اند. با توجه به اینکه با قاطعیت نمی‌توان افیولیتی بودن مجموعه سنگی سرپانتینیت، گابرو، دیوریت و دیاباز الیپارلو را بیان نمود و از سوی دیگر سن آن معلوم نیست مطالعات بیشتر ارتباط سنگ‌های منسوب به افیولیت و سنگ‌های دگرگونی مطالعه شده در این پژوهش را مشخص خواهند نمود.

سنگ‌های دگرگونی مجموعه الیپارلو که در محل هسته تاقدیس الیپارلو در شمال شرق مشکین شهر در استان اردبیل پروتولیت دارند. سنگ‌های دگرگونی انواع شیست‌های رسی، نیمه رسی، گنیس، آمفیبولیت، مرمر و متاکوارتزیت را شامل می‌شوند. سنگ‌های منتسب به افیولیت الیپارلو و سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم تا این حد دگرگون نشده‌اند. بدین ترتیب به نظر می‌رسد که سنگ‌های دگرگونی قدیمی ترین واحد زمین شناسی در منطقه باشند که پی سنگ منطقه را تشکیل می‌دهند. بدلیل جابجایی با گسل‌ها و به هم ریختگی بعدی ارتباط چینه‌ای بین انواع سنگ‌های دگرگونی روشن نیست لیکن با توجه به نوع لیتولوژی‌ها، رسوبات اولیه تشکیل دهنده سنگ‌ها در یک حوضه رسوبی آشفته یا توریدیتی رسوب کرده‌اند و تنوعی از ماسه سنگ، سنگ رسی و سنگ‌های کربناتی به وجود آمده است. دایک‌های مافیک سپس در درون این مجموعه نفوذ کرده‌اند. در اثر یک حادثه دگرگونی همه این سنگ‌ها دگرگون شده و سنگ‌های دگرگونی تشکیل یافته‌اند. مطالعه سنگ نگاری و تجزیه شیمیایی کانی‌ها در شیست‌ها، گارنت شیست‌ها و گنیس‌ها و دما سنجی بر اساس ترکیب کانی‌ها نشان می‌دهد که دما برای اوج دگرگونی ۵۳۰ تا ۵۷۰ درجه سانتیگراد بوده است. با توجه به ترکیب غنی از آلماندن برای گارنت و عدم وجود

کتابنگاری

- اصغری شیوه، م.، ۱۳۹۱- پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه الیپارلو- لاهرود، آذربایجان شرقی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه.
 باباخانی، ع. و خان‌ناظر، ن. ح.، ۱۳۷۰- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 برزگر، ا. و پورکرمانی، م.، ۱۳۸۹- تکوین ساختاری زون چین خورده الیپارلو در پهنه البرز غربی، دانشگاه ارومیه، بیست و هشتمین همایش علوم زمین و چهاردهمین همایش زمین شناسی ایران.
 زرعی بارنجی، آ.، ۱۳۹۵- مطالعه آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی الیپارلو، استان اردبیل، دانشگاه تبریز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوژی، ۹۲ ص.
 عدالت‌پور، و.، ۱۳۹۶- مطالعه سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی سرپانتینیت‌های هوای در شمال شرق هوراند (شمال غرب ایران)، دانشگاه تبریز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوژی، ۱۲۷ ص.

References

- Arkai, P., 2002- Phyllosilicates in very low grade metamorphism: Transformations to micas. In: Micas, crystal chemistry and metamorphic petrology. Edited by: Mottana et al. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America. Volume 46. Doi.org/10.2138/rmg.2002.46.11.
- Berberian, M. and King, G., 1981 -Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canad. J. Earth Sci.* 18, 210-265. Doi.org/10.1139/e81-019.
- Boulin J., 1988- Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148: 253-278. Doi.org/10.1016/0040-1951(88)90134-5.
- Carswell, D. A., 1990- *Eclogite Facies Rocks*. Springer Verlag.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B. and Brannock, W. W., 1965- Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin* 76, 483-508.
- Curtis, C. D., Hughes, C. R., Whiteman, J. A. and Whittle, C. K., 1985- Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin: *Mineralogical Magazine*. 49, 375-386.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992- *An Introduction to the Rock-forming Minerals*, 2nd edition. Longman Scientific and Technical, Harlow, 696 p.
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51 431– 435.
- Eftekharijad, J. and Behrozi, A., 1991- Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and Late Palaeozoic rocks in NE-Iran (including Kopet Dagh). *Abh. Geol. A.B. Wien*, 89-100.
- Feenstra, A., 1996- An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations: *Journal of Petrology*, 37, 201–233. Doi:10.1093/petrology/37.2.201.

- Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R., 2009- Geology, geochemistry and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating of Sevan Ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia): Evidences for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. – *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, pp. 135–153. Doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.04.002.
- Ghent, E. D., Stout, M. V., Black, P. M., Brothers, R. N., 1987- Chloritoidbearing rocks associated with blueschists and eclogites, northern New Caledonia. *J Metamorphic Geol* 5:239-254.
- Grambling J., 1990- Internally-consistent geothermometry and H₂O barometry in metamorphic rocks: the example garnet-chloritequartz", *Contrib Mineral Petrol* 105, 617- 628.
- Holland, T. J. B. and Powell, R., 1998- An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. metamorphic Geol.*, 1998, 16, 309–343.
- Jamtveit, B., Wogelius, R. A. and Fraser, D. G., 1993- Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. *Geology*, 1993; 21; 113-116.
- Moazzen, M., Alchalan, S., Hajjialioghli, R., Morishita, T. and Rezaei, M., 2012- Ophiolitic peridotites from the Western Khoy phiolitic complex, NW Iran; Petrological and geochemical characteristics and application for connecting the Baft-Khoy and Izmir-Ankara-Erzincan sutures, *Proceedings of International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, p9.
- Nicolas, A., 1989- Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Pub. 367 p.
- Omrani, H., Moazzen, M., Oberhansli, R., Tsujimori, T., Bousouet, R. and Moayyed, M., 2013- Metamorphic history of glaucophane – paragonite – zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran. *J. Met. Geol.* 31, 91- 812.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 2005- *Mircotectonics*. Springer, ISBN 978-3-540-29359
- Rossetti, F., Monić, P., Nasrabad, M., Theye, T., Lucci, F. and Saadat, M., 2017- Early Carboniferous subduction-zone metamorphism preserved within the Palaeo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). *J. Geol. Soc. Lond.* Doi.org/10.1144/jgs2016-130.
- Sengör, A. M. C., 1990- A new model for the late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A. H., Searle, M. P., Ries, A. C. (Eds.), *The Geology and tectonics of the Oman region*", Geological Society Special Publication, 49: 797–831.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R., 2014- Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites, 20P. Doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.008.
- Shafaii Moghadam, H., Corfu, F., Stern, R. and Lotfi Bakhsh, A., 2019- The Eastern Khoy metamorphic complex of NW Iran: a Jurassic ophiolite or continuation of the Sanandaj–Sirjan Zone? *Journal of the Geological Society*, 176(3):517. Doi.org/10.1144/jgs2018-081.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17–33.
- Stampfli, G. M., 1978- *Etude géologique générale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus (Iran NE)* [Ph.D. thesis]: Université de Genève, 329 p.
- Stöcklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Memoire Hors-Serve* 8, 333-353.
- Sudi Ajirlu, M. and Moazzen, M., 2014- Role of the Allahyarlu ophiolite in the tectonic evolution of NW Iran and adjacent areas (Late Carboniferous – Recent). *Central European Geology*, 57(4): 363- 383.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Haso'zbek, A., Barth, M., Satir, M. and Sen, C., 2010- Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gu'mu'shane pluton (NE Turkey): *Lithos* v. 116, n. 1–2, p. 92–110. Doi.org /10.1016/j.lithos.2010.01.003.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95 185–187. Doi.org/10.2138/am.2010.3371.
- Wu, C. M., Wang, X. S., Yang, C. H., Geng, Y. S. and Liu, F. L., 2002- Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites. *Lithos* 62:1–13. Doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00096-8.
- Wu, C. M. and Zhao, G. C., 2006- Recalibration of the garnet-muscovite (GM) geothermometer and the garnet-muscovite-plagioclase-quartz (GMPQ) geobarometer for metapelitic assemblages. *Journal of Petrology*, 47: 2357-2368. Doi.org/10.1007/s12583-018-0851-z.
- Yardley, B. W. D., 1989- *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Scientific & Technical, 248 pp.
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S. and Muttoni, G., 2009- The Shanderman eclogites: A Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). – *Geological Society, London, Special Publications*, 312: 57-78. Doi.org/10.1144/SP312.4 .

Investigations on temperature and pressure of formation of schists and gneisses of the Allahyarlu complex, NW Iran

Z. Salimi^{1*}, M. Moazzen² and R. Hajialioghli³

¹Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Science, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Science, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Science, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2019 March 28

Accepted: 2019 July 14

Abstract

The ophiolitic-metamorphic complex of Allahyarlu, attributed to pre-Cretaceous, is exposed at the core of Allahyarlu anticline in NW Iran and NE of Meshginshahr. The metamorphic rocks are important constituents of this complex. These rocks include garnet schist, garnet gneiss, amphibolite, marble, associated with blocks of serpentinite and tectonic slices of gabbro, dunite and diabase. Quartz, garnet, biotite, muscovite and chlorite are the primary minerals in the garnet schists, while zircon, secondary chlorite, opaque minerals and plagioclase make the minor phases. The main minerals in the garnet gneiss samples are K-feldspar, quartz, plagioclase, muscovite, biotite and garnet and tourmaline, zircon and secondary chlorite are the minor phases. Garnet in garnet schists and garnet gneisses is almandine-rich and white mica is muscovite – rich. According to microprobe analyses, brunvigite is the main constituent in chlorite solid-solution. The average temperature estimated for metamorphism of garnet schists and garnet gneisses, using different methods is 530 to 570° C. Using a petrogenetic grid indicates pressure of ca. 4.5 kbar for the peak of metamorphism. The estimated pressure and temperature are in accordance of Barrovian metamorphic gradient for these rocks, which occurs in crustal thickening zones such as island arcs, volcanic arcs and collision zones.

Keywords: Garnet schist, Gneiss, Mineral chemistry, Thermobarometry, Metamorphic complex, Allahyarlu, NW Iran.

For Persian Version see pages 35 to 48

*Corresponding author: Z. Salimi; E-mail: venussalimi@yahoo.com