

کانی شناسی، دما- فشارسنجی و تفسیر جایگاه زمین ساختی گنیس های غرب سلطان آباد (شمال شرق سبزوار)

سید محمدحسین رضوی^۱، محسن نصرآبادی^{۲*}

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی، قزوین

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۱۱، نسخه نهایی: ۸۹/۵/۲۶)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در شمال شرق سبزوار (استان خراسان رضوی) و در غرب سلطان آباد واقع است. در این منطقه یک مجموعه دگرگونی شامل سنگ‌های رخساره‌ی شیست سبز، شیست آبی، آمفیبولیت و اکلوژیت (۴) برونزد دارند. توده‌ی گنیسی در بخش میانی این مجموعه (کوه چیلی) قرار دارد. تغییراتی از لحاظ پروتولیت و شدت برگوارگی در این توده وجود دارد. شواهد صحرایی، ژئوشیمی سنگ، داده‌های سال سنجی و شرایط فشار دگرگونی تقریباً مشابه گنیس‌ها با شیست‌های آبی (گنیس: ۱۰/۹ Kb و $P = 11 - 14$ Kb) بیانگر آن است که پروتولیت گنیس‌ها، سری‌های تفریق یافته از پوسته‌ی اقیانوسی هستند که با حرکت رو به شمال خرده قاره‌ی ایران مرکزی همراه با سری‌های مافیک حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار (شیست‌های آبی) دستخوش دگرگونی زون فرورانش در ائوسن بالایی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: دما- فشارسنجی؛ گنیس؛ شیست آبی؛ سلطان آباد؛ سبزوار.

مقدمه

ترکیب شیمیایی کانی‌ها و شرایط فشار و دمای دگرگونی و جایگاه زمین ساختی گنیس‌های مجموعه دگرگون سلطان آباد (شمال شرق سبزوار) مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

روش بررسی

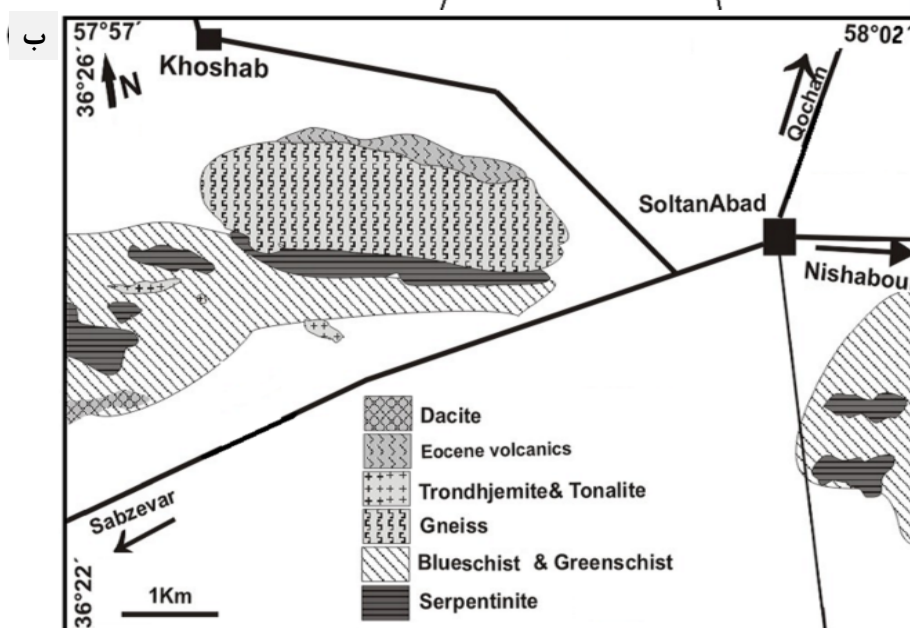
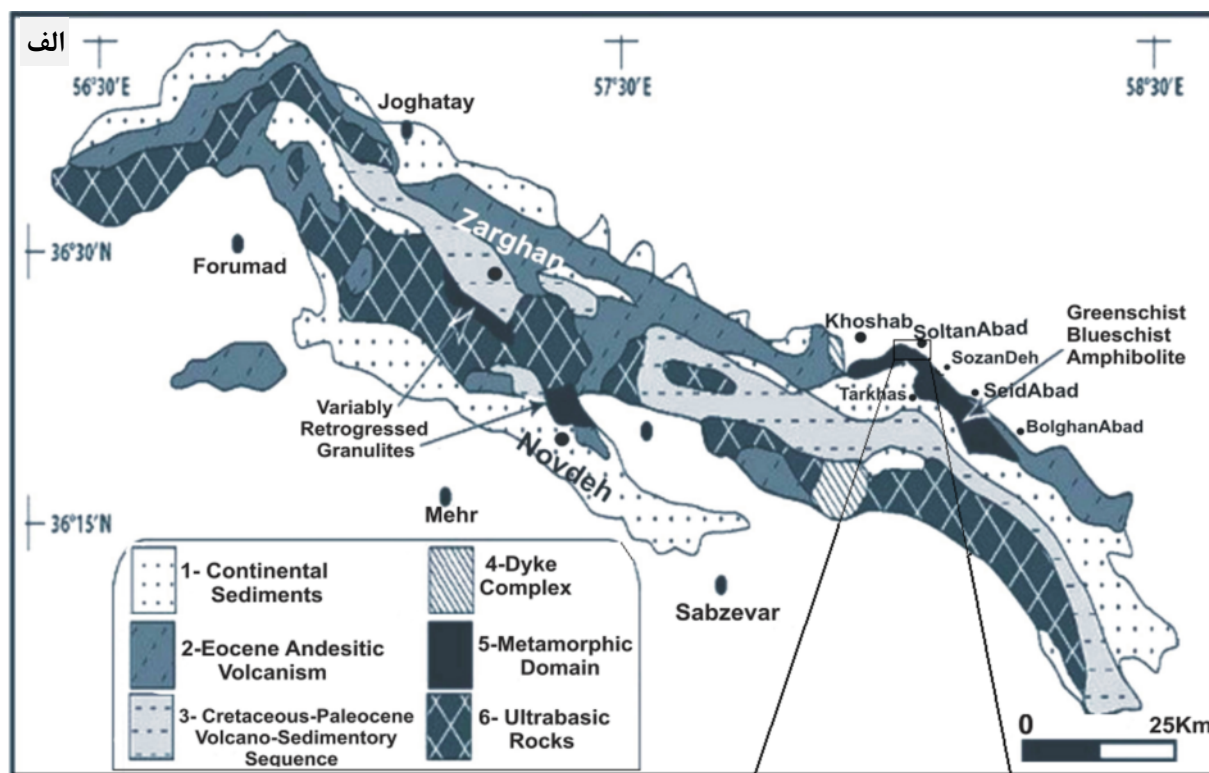
روش بررسی شامل نمونه‌برداری سیستماتیک از نقاط مختلف رخنمون گنیس‌ها، تهیه‌ی مقاطع نازک از نمونه‌ها، بررسی‌های دقیق پتروگرافی و تجزیه‌ی نقطه‌ای روی ۱۴۰ نقطه از کانی-های گوناگون گنیس‌ها در دانشگاه اشتوتگارت آلمان است. در محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌ها از نرم افزار کالک‌مین (Calc Min) و به منظور تخمین شرایط دما و فشار دگرگونی از نرم افزار ترموکالک، دما- فشارسنجی‌های مرسوم و نمودارهای گستره‌ی پایداری کانی‌ها استفاده شده است.

گنیس‌ها از واحدهای سنگی رایج سرزمین‌های دگرگونی نوارهای کوهزایی محسوب می‌شوند. با وجود شرایط دگرگونی یکسان نسبت به طبقات سنگی همجوار، در بیشتر موارد مجموعه‌های کانی‌شناسی متفاوتی در این واحدهای سنگی دیده می‌شوند. این امر را می‌توان به ترکیب شیمی سنگ کل، شدت دگرشکلی حاکم در زمان دگرگونی پیشرونده و برگشتی و تاثیر عوامل دیگر نسبت داد. وجود پروتولیت‌های متنوع در سنگ‌های دگرگون نوارهای کوهزایی که از نظر زمانی و مکانی رابطه‌ی نزدیکی با یکدیگر دارند، این قابلیت را فراهم می‌آورد که با تعیین شرایط دگرگونی هر یک از آن‌ها شناخت بهتری از تاریخچه‌ی دگرگونی حاکم بر منطقه حاصل شود. در این مقاله

زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال‌شرق ایران، در استان خراسان رضوی واقع شده است. سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی سبزوار با

توپوگرافی بلند به‌صورت دو مجموعه‌ی دگرگونی در شمال‌غرب و شمال‌شرق سبزوار (مجموعه‌ی دگرگون سلطان‌آباد) مرتبط به کمر بند افیولیتی رخمون دارند (شکل ۱- الف) [۱].



شکل ۱ الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از نوار افیولیتی شمال سبزوار [۱]. ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از بخش میانی مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد. گنیس‌ها به صورت یک توده مجزا در غرب سلطان‌آباد قرار گرفته‌اند.

منطقه‌ی مورد بررسی از نظر جایگاه زمین‌شناسی به زون ایران مرکزی تعلق دارد [۲]، اما [۳] منطقه‌ی سبزوار را در نقشه‌ی زمین‌ساختی خاورمیانه از این زون متمایز کرده است. در تقسیم‌بندی [۴] منطقه‌ی مورد بررسی که به زون سبزوار معروف است، در گستره‌ی ایران مرکزی قرار گرفته و از شمال به ارتفاعات البرز و بینالود و از جنوب به بلوک لوت محدود می‌شود. در شمال و جنوب این منطقه به ترتیب گسل‌های میامی و درونه (گسل بزرگ کویر) قرار گرفته‌اند.

به‌طور کلی مجموعه دگرگونی شمال‌غربی سبزوار در شرایط رخساره‌ی گرانولیت فشار بالا دگرگون شده و سپس تحت تأثیر دگرگونی پس‌رونده قرار گرفته است [۵].

مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد که گنیس‌های مورد بررسی بخش میانی آن را می‌سازند، دارای ۲۵ کیلومتر طول و ۵ کیلومتر عرض است که در جنوب با یک نوار باریک از آمیزه‌ی افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی کرتاسه بالایی و در شمال با کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن هم‌جوارند. غرب و شرق این مجموعه با توده‌های عظیم سرپانتینیت محدود می‌شود (شکل ۱-ب). در مرز جنوبی این مجموعه‌ی دگرگونی گسل‌های شیب لغز معکوس با زاویه‌ی ۵۰ تا ۸۰ درجه رو به جنوب است. مرز شمالی آن با یک کنگلومرای قاعده‌ای با شیب ۳۰ درجه رو به شمال از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جدا می‌شود [۶]. روند عمومی سنگ‌های دگرگونی و آتشفشانی واقع در شمال آن، شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شیب آن‌ها به سمت شمال‌شرق است.

مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد شامل سنگ‌های رخساره‌ی شیبست سبز، شیبست آبی، اکلوزیت (۴) و آمفیبولیت است و پروتولیت آن‌ها بیشتر بازی، گاهی پلیتی و کربناتی است. سنگ‌های رخساره‌ی شیبست سبز بیشتر در جنوب‌شرقی سلطان‌آباد و آمفیبولیت و گنیس در غرب و جنوب‌غربی سلطان‌آباد گسترش دارند. شیبست آبی نیز به صورت پراکنده در سرتاسر منطقه برونزد دارد. این مجموعه‌ی دگرگونی نسبت به سنگ‌های اطراف ارتفاع بیشتری دارد و به داخل آن توده‌های نفوذی ترونجمیتی آهکی - قلیایی تزریق شده‌اند. از نکات قابل توجه در نوار افیولیتی سبزوار حضور گنبدهای داسیتی فراوان است که در مجموعه‌های افیولیتی و آتشفشانی - رسوبی

کرتاسه بالایی، سنگ‌های دگرگونی همراه با افیولیت‌ها و سنگ‌های آندزیتی ائوسن نفوذ کرده‌اند و سن الیگوسن تا پلیوسن برای آن‌ها در نظر گرفته شده است [۷]. در انتهای نوار دگرگونی جنوب‌غرب سلطان‌آباد (جنوب خوشاب) آهک‌های نومولیت‌دار به‌صورت دگرشیب روی شیبست‌های آبی قرار گرفته‌اند که حاوی خرده‌های آواری از ترونجمیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند [۶]. قرارگیری این آهک‌ها روی این مجموعه‌ی دگرگونی از نکات کلیدی رخداد‌های زمین‌شناسی منطقه بوده و موید پایان فرایند دگرگونی پیش از ائوسن میانی است.

نتیجه‌ی بررسی‌ها نشان داده [۶] که رخداد اصلی دگرگونی در سلطان‌آباد یک دگرگونی همزمان با تکتونیک بوده که در دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و فشار ۶ تا ۷ کیلو بار (مرز تبدیل شیبست سبز به شیبست آبی) رخ داده است. شدت دگرگونی در غرب منطقه (گنیس‌های غرب سلطان‌آباد)، تا دمای ۵۵۰ درجه‌ی سانتیگراد (رخساره‌ی اپیدوت - آمفیبولیت) پیش رفته است [۶].

گنیس‌های غرب سلطان‌آباد غالباً دارای ترکیب تونالیتی و گاهی گابرویی و از نوع ارتوگنیس بوده، بخشی از سنگ‌های پلوتونیک سری افیولیتی محسوب می‌شوند اما متابازیت‌ها سری‌های قلیایی و تحولی پیش از تشکیل افیولیت هستند [۶]. بعضی از پژوهشگران [۸] معتقدند که سنگ‌های دگرگونی سلطان‌آباد باقیمانده‌هایی از پوسته‌ی قاره‌ای دگرگون شده‌ی این منطقه‌اند که در طول شکل‌گیری پوسته‌ی اقیانوسی، بخش بزرگ این پوسته‌ی قاره‌ای قدیمی از بین رفته و تنها بخش‌هایی از آن برجا مانده است.

بررسی‌های اخیر [۹] نشان داده که گنیس‌های سلطان‌آباد بخشی از واحدهای سازنده پوسته‌ی اقیانوسی بوده به‌طوری‌که پروتولیت آن‌ها از ماگمای اولیه‌ی مافیک (بخش گابرویی پوسته‌ی اقیانوسی) تا ماگمای تفریق‌یافته اسیدی (پلاژیوگرانیت اقیانوسی) تغییر می‌کند و این بخش از صفحه‌ی اقیانوسی پس از فروورانش و دگرگونی در زون فروورانش و منشورهای بهم‌افزوده وابسته به آن، دوباره به سطح زمین آورده شده‌اند.

روابط صحرایی

رخنمون گنیس‌ها به طول ۵ کیلومتر و عرض ۲ کیلومتر به صورت توده‌ای مجزا (کوه چیلی)، در بخش میانی مجموعه‌ی دگرگونی و در غرب سلطان‌آباد دیده می‌شود (شکل ۲ - الف). این توده در بخش جنوبی با سرپانتینیت‌ها و در شمال با سنگ‌های آتشفشانی اتوسن هم مرز است و غرب و شرق آن به آبرفت‌های عهد حاضر محدود است. روند عمومی برگوارگی گنیس‌های شمال‌غربی - جنوب‌شرقی بوده و شیب آن‌ها به سمت شمال‌شرق است. رنگ نمونه‌ها با توجه به فراوانی مودال کانی‌های تیره (آمفیبول، اپیدوت، کلریت و گارنت) و روشن (پلاژیوکلاز، کوارتز و میکای سفید) متغیر است. در بعضی نقاط لایه‌های تیره و روشن را که بیانگر لایه‌بندی ماگمایی اولیه است می‌توان تشخیص داد (شکل ۲ - ب). به واسطه‌ی وجود این گونه ناهمگنی‌های ترکیبی اولیه، تاثیر ترکیب شیمیایی سنگ کل در ایجاد پاراژنهای متفاوت کانی‌شناسی در شرایط یکسان دگرگونی قابل بررسی است. به عنوان مثال در لایه‌ی تیره گنیس مقادیر فراوانی گارنت موجود است در صورتی که در نوار روشن، گارنت دیده نمی‌شود.

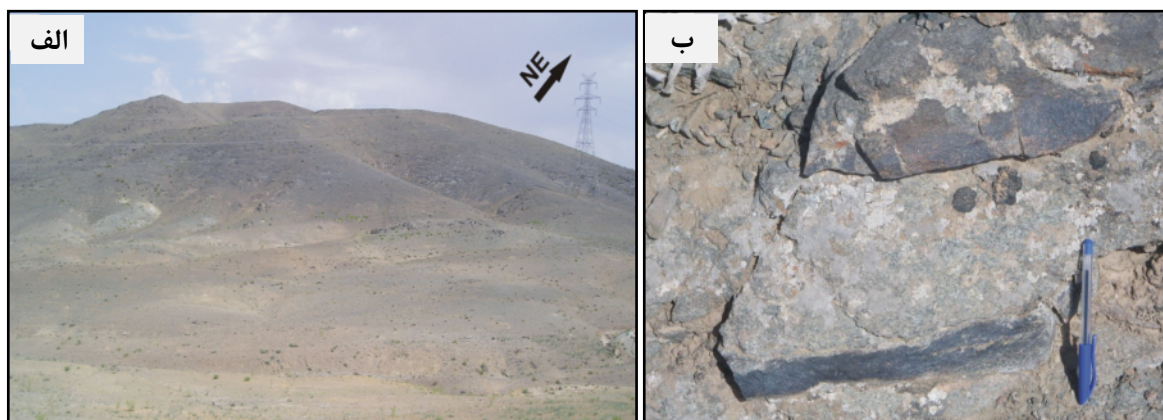
بخش جنوبی توده‌ی گنیسی درشت بلور، تیره‌رنگ با برگوارگی ضعیف است که حاکی از پروتولیت بازی و تاثیر کم دگرشکلی حین دگرگونی است اما با پیمایش به سمت شمال، به تدریج سنگ‌های روشن‌تر رخنمون دارند که بیانگر پروتولیت حدواسط و اسیدی آن‌هاست. بخش شمالی‌تر گنیس‌ها دارای برگوارگی نسبتاً فراگیر بوده و در آن‌ها بلورهای درشت‌تر گارنت تشکیل شده است.

سنگ‌شناسی

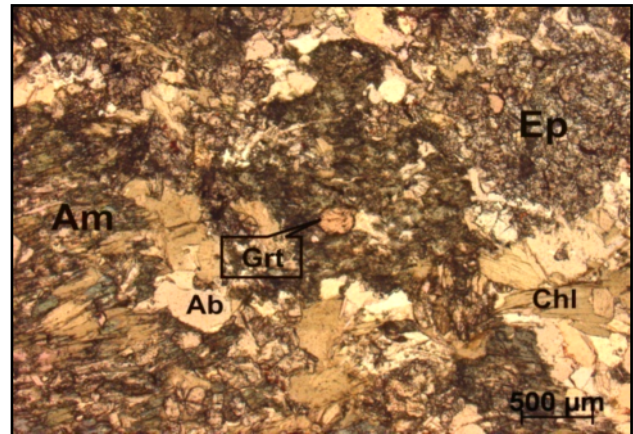
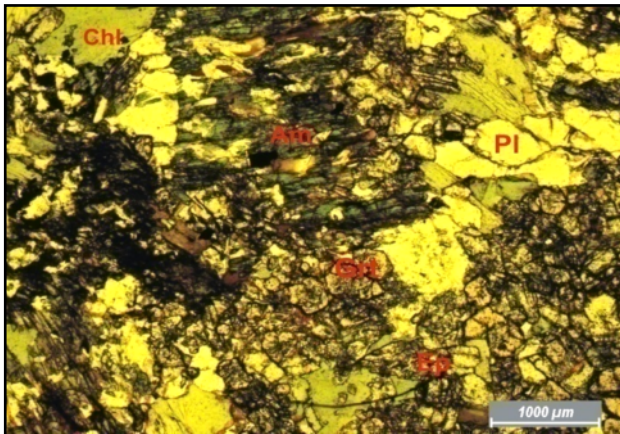
در مقطع نازک این سنگ‌ها، با توجه به موقعیت جغرافیایی و پروتولیت، کانی‌های سنگ‌ساز گنیس با فراوانی مودال و درجه‌ی جهت یافتگی ترجیحی متفاوت به شرح زیر دیده می‌شوند. در بخش جنوبی به صورت گنیس‌های مافیک است. در آن‌ها آمفیبول (باروئیزیت و چرماکیت)، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، آلبیت، کلریت و مقدار کمی گارنت، میکای سفید، روتیل و کوارتز وجود دارند (شکل ۳).

نمونه‌های بخش میانی توده‌ی گنیسی نسبت به نمونه‌های بخش جنوبی از کانی‌های مافیک کمتری برخوردارند. آمفیبول و میکای سفید نیز تا اندازه‌ای جهت‌یافتگی ترجیحی نشان می‌دهند که حاکی از اعمال دگرشکلی بیشتر بر سنگ‌های این بخش حین دگرگونی است. از نکات دیگر، حضور گارنت با هسته‌بندی متعدد و در نتیجه، فراوانی بلورهای ریز گارنت (کوچکتر از ۰/۳ میلیمتر) در این نمونه‌هاست (شکل ۴).

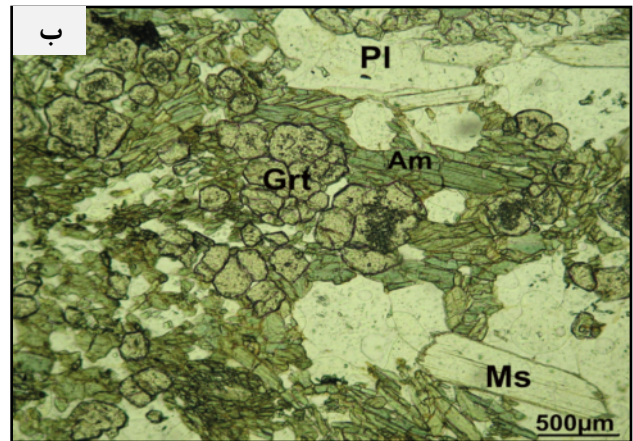
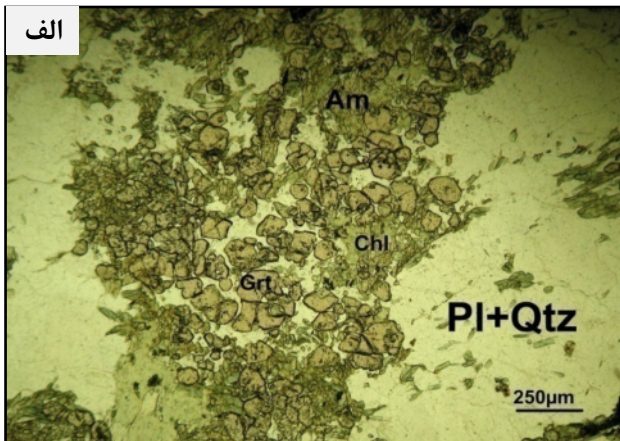
بیشتر گنیس‌های بخش شمالی دارای برگوارگی فراگیر بوده، کانی‌های مهم آن‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت و میکای سفید است. این نمونه‌ها آمفیبول، اپیدوت و کلریت کمتری نسبت به نمونه‌های جنوبی‌تر دارند. آمفیبول در این سنگ‌ها نسبت به آمفیبول نمونه‌های بخش‌های جنوبی‌تر از چندرنگی سبز تیره‌تری برخوردار است. گارنت به صورت پورفایرولاست و گاهی به شکل پوئی‌کیلوبلاستیک بوده و دارای اذخالی‌هایی از کانی‌های زمینه است (شکل ۵). این گونه تنوع بافتی در گارنت و تغییر چندرنگی آمفیبول از شمال به جنوب توده‌ی گنیس را می‌توان به تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ کل و یا شرایط دگرگونی نسبت داد.



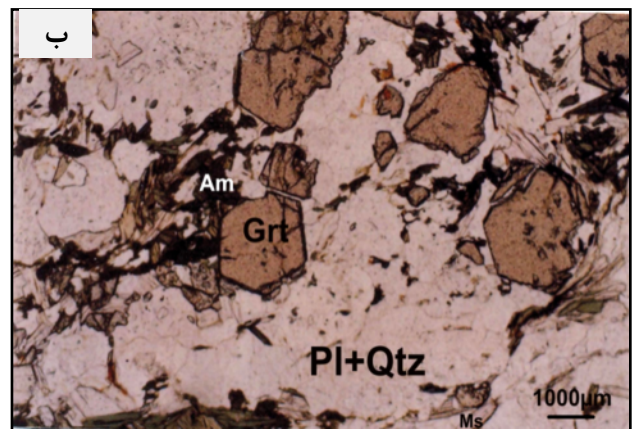
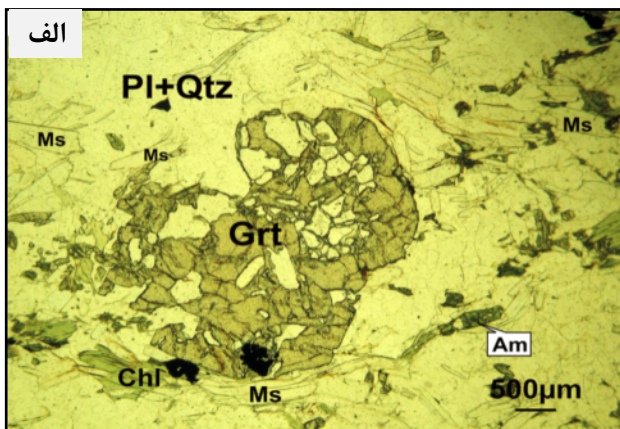
شکل ۲ الف) کوه‌چیلی که متشکل از توده گنیسی بوده و با توپوگرافی بلند در غرب سلطان‌آباد قرار دارد. ب) لایه‌بندی ماگمایی اولیه در گنیس‌ها.



شکل ۳ مقاطع میکروسکوپی گنیس‌های مافیک (XPL). کانی‌های سنگ شامل بلورهای درشت آمفیبول، پلاژیوکلاز، کلریت، اپیدوت، آلbite و گارنت است. وجود این پاراژنر حاکی از پروتولیت بازیگ آنهاست.



شکل ۴ مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های بخش مرکزی توده‌ی گنیسی (XPL). کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ عبارتند از: پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، گارنت، کلریت، اپیدوت و میکای سفید. در بیشتر این گنیس‌ها آمفیبول و میکای سفید به صورت سمت یافته و گارنت با هسته‌بندی فراوان مشاهده می‌شوند.



شکل ۵ مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های بخش شمالی توده‌ی گنیسی. کانی‌های مافیک در این گنیس‌ها از فراوانی کمی برخوردارند و گارنت‌های درشت با بافت پوئی کیلوبلاستیک (الف) و یا به صورت خودشکل (ب) در آنها قابل مشاهده است (XPL).

ترکیب شیمیایی کانی‌ها

به‌منظور شناخت ترکیب شیمیایی و تعیین دما و فشار حاکم بر منطقه، ۱۴۰ نقطه از کانی‌های آمفیبول، گارنت، میکای سفید، پلاژیوکلاز، اپیدوت و کلریت موجود در نمونه‌ای از گنیس‌های

مافیک تجزیه‌ی نقطه‌ای به عمل آمد. نتایج برخی از تجزیه‌ها همراه با فرمول ساختاری محاسبه شده‌ی آن‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ نمایش داده شده‌اند.

جدول ۱ نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول و گارنت.

مرکز گارنت	مرکز گارنت	حاشیه گارنت	حاشیه گارنت	آمفیبول	آمفیبول	آمفیبول	آمفیبول	آمفیبول	کانی
۲۲	۲۱	۴۱	۲	۱۳۳	۱۲۴	۱۲۳	۷۷	۷۵	شماره آنالیز
۳۷،۰۲۷	۳۷،۱۵	۳۷،۵۳	۳۷،۱۶	۴۶،۳۲	۴۷،۶۵	۴۹،۷۲	۴۵،۲	۴۷،۷۸	SiO ₂
۰،۱۱۶	۰،۰۶۱	۰،۰۹۵	۰،۲۷۳	۰،۲۹۷	۰،۳۳۷	۰،۲	۰،۴۱۵	۰،۲۷۸	TiO ₂
۲۰،۸۹۳	۲۰،۸۹۵	۲۰،۶۵	۲۰،۵۱۹	۱۲،۰۰	۱۰،۷	۸،۱۵	۱۳،۹۵	۱۱،۵۶	Al ₂ O ₃
۲۹،۱۹۵	۲۸،۱۱۲	۳۱،۰۱	۳۰،۹۷	۱۴،۴۶	۱۴،۷۸	۱۳،۵۸	۱۵،۶	۱۵،۳۳	FeO*
۲،۹۶۲	۴،۴۹۲	۰،۹۱۸	۱،۱۷	۰،۱۴	۰،۲۴۴	۰،۱۹۶	۰،۲۰۲	۰،۱۹۲	MnO
۰،۷۴۹	۱،۲۵۸	۱،۴۹۹	۰،۷۹۱	۱۱،۰۱۵	۱۱،۱۴	۱۳،۰۳	۱۰،۲۴۸	۱۱،۰۴	MgO
۹،۲۰	۸،۱۵	۸،۵۴۳	۹،۴۸۱	۹،۵۳	۹،۴	۹،۷۳	۹،۹۷۳	۹،۰۲	CaO
۰	۰	۰	۰	۲،۲۹۶	۲،۴۷	۱،۸۱	۲،۵۰۵	۲،۳۶	Na ₂ O
۰	۰	۰	۰	۰،۳۱۹	۰،۳۹۲	۰،۲۱۳	۰،۴۰۹	۰،۲۵۹	K ₂ O
۰	۰	۰	۰	۰،۰۲	۰	۰،۰۳۹	۰	۰،۱۰۱	F
۰	۰	۰	۰	۰،۰۱۱	۰،۱۵۵	۰،۱۶۷	۰،۰۰۷	۰،۰۲۵	Cl
۱۰۰،۱۲۳	۱۰۰،۱۹	۱۰۰،۲۹۲	۱۰۰،۳۷۶	۹۶،۴۴۳	۹۷،۲۸	۹۶،۸۳۵	۹۸،۵۳۳	۹۷،۹۴۵	Total
۲،۹۷۷	۲،۹۸۲	۳،۰۰	۲،۹۸۲	۶۶۵	۶۷۸۷	۷،۱	۶،۳۶۴	۶،۷۶۲	Si
۰،۰۰۷	۰،۰۰۳	۰،۰۰۵	۰،۰۱۶	۰،۰۳۶	۰،۰۲۶	۰،۰۲۱	۰،۰۰۵	۰،۰۳	Ti
۰،۰۲۲	۰،۰۱۷	۰	۰،۰۱۷	۱،۳۵	۱،۲۱۳	۰،۹	۱،۶۳۶	۱،۲۳۸	AlIV
۱،۹۸۳	۱،۹۵۸	۱،۹۴۶	۱،۹۲۲	۰،۶۸	۰،۶۹	۰،۴۷۲	۰،۶۷۹	۰،۶۹	AlVI
۱،۹۲۳	۱،۸۵	۲،۰۲۲	۲،۰۱۱	۰،۴۲۱	۰،۴۱۱	۰،۶۳۹	۰،۲۰۹	۰،۵۸۱	Fe ²⁺
۰،۰۳۴	۰،۰۷۴	۰،۰۴۸	۰،۰۶	۱،۳۱۵	۱،۳۴۹	۰،۹۸۲	۱،۶۲۸	۱،۲۳۴	Fe ³⁺
۰،۲۰۱	۰،۳۰۵	۰،۰۶۲	۰،۰۷۹	۰،۰۱۷	۰،۰۲۹	۰،۰۴۷	۰،۰۲۴	۰،۰۲۳	Mn
۰،۰۸۹	۰،۱۵	۰،۱۷۸	۰،۰۹۴	۲،۳۵۷	۲،۳۶۵	۲،۷۷۴	۲،۱۵۱	۲،۳۲۹	Mg
۰،۷۹۲	۰،۷	۰،۷۳۱	۰،۸۱۵	۱،۴۶۶	۱،۴۳۵	۱،۴۸۹	۱،۵۰۵	۱،۳۶۸	Ca
۰	۰	۰	۰	۰،۶۳۹	۰،۶۸۲	۰،۵۰۱	۰،۶۸۴	۰،۶۴۸	Na
۰	۰	۰	۰	۰،۰۵۸	۰،۰۷۱	۰،۰۳۹	۰،۰۷۳	۰،۰۴۷	K
۲۹	۲۸	۳۰	۳۰	۸۴	۸۵	۸۱	۹۱	۸۰	Mg#
۱	۱	۲	۳						Andr
۲۴	۲۱	۲۲	۲۴						Grs
۶	۱۰	۲	۲						Sps
۲	۵	۵	۳						Pyp
۶۳	۶۱	۶۷	۶۷						Alm

فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن و گارنت بر پایه ی ۱۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

جدول ۲ نتایج آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلاز، اپیدوت، میکای سفید و کلریت.

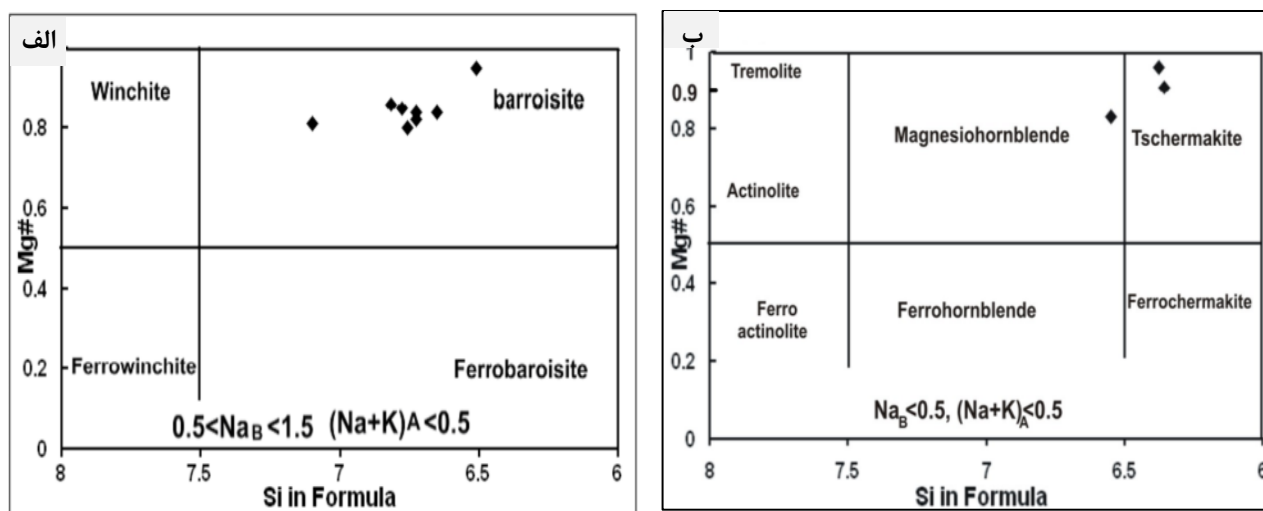
کلریت	میکای سفید		اپیدوت		پلاژیوکلاز		کانی
۳۲	۲۷	۱۰۱	۹۶	۱۹	۴۷	۵۶	شماره آنالیز
۲۵٫۹۸۴	۲۶٫۳۸۸	۴۷٫۸۲	۴۷٫۹۱۹	۳۹٫۰۸۱	۶۷٫۵۶	۶۶٫۶۴	SiO ₂
۰٫۰۵	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۸	۰٫۰۲۵	۰٫۲۰۶	۰	۰	TiO ₂
۲۰٫۷۷	۲۱٫۱۷۷	۳۲٫۷۵	۳۲٫۲۲	۲۹٫۵۸۹	۲۰٫۶۸	۲۰٫۴۳	Al ₂ O ₃
۲۴٫۸۵	۲۲٫۱۲۳	۲٫۱۹۲	۲٫۴۵	۵٫۴۲۳	۰٫۱۶۶	۰٫۰۸۴	FeO*
۰٫۴۲۶	۰٫۲۲۶	۰	۰٫۱۴	۰٫۲۴۸	۰	۰	MnO
۱۵٫۹۹۴	۱۸٫۵۱۶	۱٫۵۰۵	۱٫۹۰۷	۰	۰	۰	MgO
۰٫۲۶۱	۰٫۱۰۳	۰٫۰۲۸	۰٫۲۸۸	۲۳٫۴۰۴	۱٫۰۶۲	۱٫۸۰۵	CaO
۰٫۳۰۶	۰٫۱۴۵	۰٫۹۱۵	۰٫۹۰۹	۰	۱۱٫۴۹۴	۱۰٫۸۲۴	Na ₂ O
۰٫۲۸۰	۰٫۰۸۱	۱٫۰۲۹۹	۱٫۰۰۸۱	۰	۰٫۱۲۵	۰٫۱۱۹	K ₂ O
۷٫۹۸۳	۷٫۹۷	۴٫۴۳	۴٫۴۶	۱٫۹۴	۰	۰	H ₂ O
۱۰۰٫۵۰۱	۱۰۰٫۵۸	۱۰۰٫۱۲	۱۰۰٫۳۸	۹۹٫۸۹	۱۰۰٫۵۶	۹۹٫۹۲	Total
۲٫۷۰۴	۲٫۶۹	۳٫۱۸۷	۳٫۱۸۹	۳٫۰۱	۲٫۹۳	۲٫۹۲	Si
۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۱۲	۰	۰	Ti
۱٫۲۹۵	۱٫۳۰۱	۰٫۸۱۲	۰٫۸۱	۲٫۶۸۶	۱٫۰۵۸۶	۱٫۰۵۸۷	AlIV
۱٫۲۵۲	۱٫۲۵	۱٫۷۶۱	۱٫۷۱۷	۲٫۵۲۵	۰	۰	AlVI
۲٫۱۶۳	۱٫۸۹	۰٫۱۲۲	۰٫۱۳۶	۰٫۰۰۳	۰	۰	Fe ²⁺
۰	۰	۰	۰	۰٫۲۴۵	۰	۰	Fe ³⁺
۰٫۰۳۷	۰٫۰۱۹	۰	۰	۰٫۰۱۴	۰	۰	Mn
۲٫۴۸۱	۲٫۸۲۲	۰٫۱۴۹	۰٫۱۸۹	۰	۰	۰	Mg
۰٫۰۲۹	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۱٫۹۳۱	۰٫۰۴۹	۰٫۰۸۵	Ca
۰٫۰۶۱	۰٫۰۲۸	۰٫۱۱۷	۰٫۱۱۷	۰	۰٫۹۶۷	۰٫۹۲۲	Na
۰٫۰۳۷	۰٫۰۱	۰٫۸۷۵	۰٫۸۵۶	۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	K
					۹۳	۹۰	Ab
					۴	۸	An
					۱	۰	Or
۵۳	۵۹	۵۵	۵۸				Mg#
				۱۰			XP _s
		۶۶	۶۰				Ms
		۴	۴				Phl
		۱۷	۲۰				Cel
		۱۱	۱۲				Pg

فرمول شیمیایی پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اکسیژن، اپیدوت ۱۲٫۵ اکسیژن، میکای سفید ۱۱ اکسیژن و کلریت ۲۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

آمفیبول

تعداد اتم‌های سیلیسیم موجود در ترکیب شیمیایی این آمفیبول‌ها از ۶٫۳۸ تا ۷٫۱ متغیر است. آمفیبول‌های موجود در

گنیس‌های منطقه، بنابر پارامترها و نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول [۱۰]، از انواع باروئیزیت و چرماکیت و به ندرت مینزیوهورنبلند هستند (شکل ۶).



شکل ۶. بنابر نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها [۱۰] آمفیبول‌های موجود از انواع باروئیزیت، چرماکیت و به ندرت منیزیوهورنبلند هستند.

گارنت

گارنت‌ها از انواع غنی از آلماندن بوده و درصد اعضای نهایی به شرح زیر اند: آلماندن (۵۷ تا ۷۲ درصد)، گروسولار (۱۵ تا ۳۲ درصد)، پیروپ (۲ تا ۱۰ درصد) و اسپسارتین (۱ تا ۱۲ درصد). در راستای مقطع عرضی چندین گارنت تجزیه‌های شیمیایی متعددی صورت گرفت و تصاویر کموگرافی (X Ray Maps) تهیه شدند. تغییرات ترکیبی و تصاویر کموگرافی یکی از این گارنت‌ها در شکل ۷ نشان داده شده است.

منطقه‌بندی نامتقارن عناصر کلسیم و منیزیم را می‌توان به رشد سریع گارنت یا تاثیر پدیده‌ی انتشار و جذب مجدد طی دگرگونی پسروده نسبت داد [۱۲، ۱۱]. در مقابل منگنز منطقه‌بندی پیوسته و متقارن به‌صورت کاهش از مرکز به حاشیه نشان می‌دهد که بیانگر تبلور و رشد گارنت طی دگرگونی پیش‌رونده است. مقدار آهن، به‌صورت ناپیوسته، از مرکز به حاشیه افزایش می‌یابد.

میکای سفید

میکای سفید غنی از پتاسیم بوده و اعضای نهایی آن عبارتند از موسکویت (۶۰ تا ۶۶ درصد)، سلادونیت (۱۷ تا ۲۰ درصد)، پاراگونیت (۱۱ تا ۱۲ درصد) و فلوگوپیت (۲ تا ۴ درصد). میزان کاتیون‌های سیلیسیم موجود در ساختار میکا نیز بین ۳/۱۲ تا ۳/۱۸ متغیر است.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز از نوع آلبیت است که در آن مقدار آنورتیت ۴ تا ۱۰ درصد است.

اپیدوت

اپیدوت‌ها فقیر از آهن هستند و میزان سازنده پیستاسیت موجود در آنها از ۱۴ تا ۲۱ درصد تغییر می‌کند.

کلریت

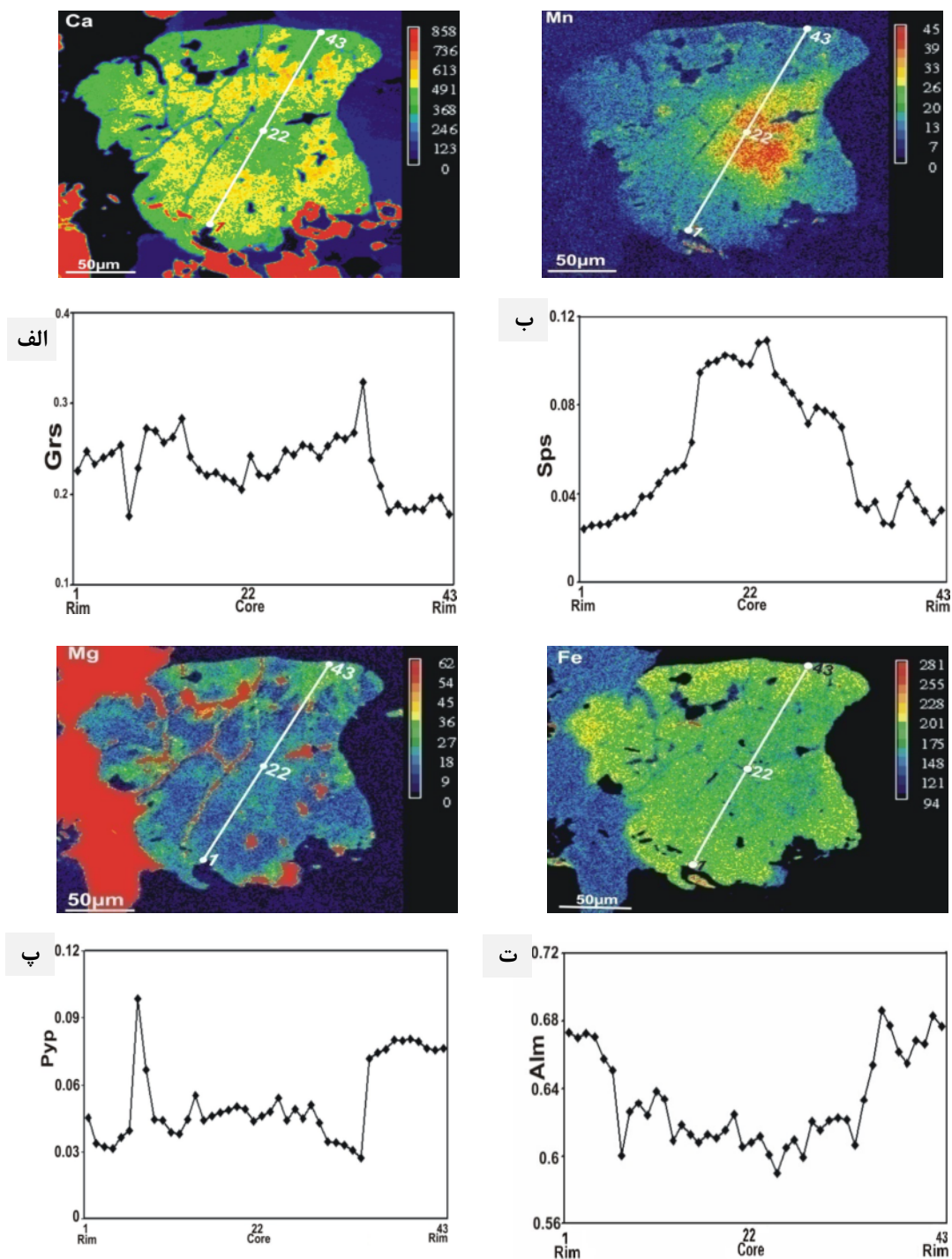
کلریت‌ها از انواع فقیر از منیزیم بوده و عدد منیزیم آنها بین ۳۶ تا ۴۵ است.

دما- فشارسنجی

تعیین مسیر فشار و دمای دگرگونی از اهمیت ویژه‌ای در شناخت جایگاه زمین‌ساختی و فرایندهای کوهزایی برخوردار است.

روش‌های برآورد شرایط فشار و دمای سنگ‌های مورد بررسی شامل استفاده از نرم افزار ترموکالک [۱۳]، دما- فشارسنج‌های قراردادی و نمودارهای حاصل از بررسی‌های آزمایشگاهی محدوده‌ی پایداری کانیهاست.

به‌طور کلی وجود آمفیبول‌های از نوع باروئیزیت و چرماکیت، اپیدوت، کلریت، آلبیت و گارنت در نمونه‌های مختلف مافیک بیانگر دگرگونی برگشتی گابرو در شرایط دگرگونی دمای متوسط و فشار نسبتاً بالاست.



شکل ۷ تصاویر کموگرافی و نمایش شماتیک منطقه‌بندی عناصر کلسیم، منگنز، منیزیم و آهن در گارنت که با آنالیز ۴۳ نقطه ای از مقطع عرضی گارنت تهیه شده‌اند. توضیحات تکمیلی در متن آمده‌اند.

$$T = 509 \pm 32^{\circ}\text{C}$$

واکنش‌های دگرگونی که بر مبنای آن‌ها شرایط دما و فشار دگرگونی محاسبه شدند، به قرار زیرند (علامت اختصاری کانی-ها از [۱۴] اقتباس شده و در جدول ۳ معرفی شده‌اند):

با در نظر گرفتن گارنت، آمفیبول، پلاژیوکلاز، میکای سفید و اپیدوت به‌عنوان یک پاراژنز در گنیس‌های منطقه، مقدار دما و فشار که با ترموکالک به‌دست آمده عبارت است از:

$$P = 10.9 \pm 1.2 \text{ Kb}$$

با توجه به حضور روتیل در گنیس‌ها و به استناد نمودار گستره پایداری فازهای تیتانیم‌دار (روتیل-ایلمنیت-تیتانیت) [۱۸] احتمالاً فشار دگرگونی بیشتر از ۱۲ کیلو بار بوده است.

با توجه به شبکه‌ی پتروژنتیکی تبدیل رخساره‌ی آمفیبولیت به رخساره اکلوزیت [۱۹] وجود گارنت در گنیس‌های منطقه بیانگر حداقل فشار ۸ کیلو بار است.

با توجه به نمودار گستره‌ی پایداری آمفیبول [۲۰] و حضور آمفیبول‌های نوع باروئیزیت، فشار حاکم طی فرایند دگرگونی بیشتر از ۵ کیلو بار بوده است، اما دما-فشارسنجی با استفاده از مقدار Ti و Al موجود در آمفیبول [۲۱] فشار ۱۰ تا ۱۷ کیلو بار و دمای ۴۵۰ تا ۵۲۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد.

خلاصه‌ی نتایج حاصل از محاسبات دما-فشارسنجی در جدول ۴ نمایش داده شده است.

- 1) $12An + 15Ts + 4Gr = 24Czo + 3Tr + 10Pyp$
- 2) $2Czo + Pyp + Qtz = 2An + Ts$
- 3) $19Ts = 16Czo + 3Tr + 14Pyp + 8H_2O$
- 4) $6Czo + 4Gr + 5Alm + 15Qtz = 18An + 3Fact$
- 5) $12Czo + 15Fcel + 5Alm = 6An + 6Fact + 15Ms + 2Gr$
- 6) $6An + 6Tr + 15Ms + 2Gr = 12Czo + 15Cel + 5Pyp$

امروزه دماسنجی روتیل با استفاده از میزان زیرکنیم موجود در آن، ابزار مناسبی برای تعیین دمای سنگ‌های دگرگونی است [۱۷-۱۵]. از روتیل‌های موجود در گنیس‌ها نیز به‌منظور دماسنجی تجزیه‌ی نقطه‌ای به‌عمل آمد، اما مقادیر کم زیرکنیم موجود در روتیل کمتر از آن بود که توسط دستگاه ریزپردازش اندازه‌گیری شود. محتوای کم زیرکنیم روتیل بیانگر آنست که دما کمتر از ۶۰۰ درجه‌ی سانتیگراد بوده است [۱۷-۱۵].

جدول ۳ علائم اختصاری کانی‌ها [۱۴].

نام کانی	علامت اختصاری
پلاژیوکلاز	Pl
آنورتیت	An
آلبیت	Ab
گارنت	Grt
گروسولار	Gr
پیروپ	Pyp
آلماندن	Alm
آمفیبول	Am
ترمولیت	Tr
چرماکیت	Ts
فرواکتینولیت	Fact
کوارتز	Qtz
موسکویت	Ms
پاراگونیت	Pg
فروسلادونیت	Fcel
سلادونیت	Cel
فلوگوپیت	Phl
کلریت	Chl
اپیدوت	Ep
کلینوزوئیزیت	Czo

جدول ۴ نتایج محاسبات دما- فشارسنجی گنیس‌های منطقه‌ی سلطان‌آباد

دما (درجه سانتیگراد)	فشار (کیلو بار)	
	10.9 ± 1.2	ترموکالک [۱۳]
	$12 <$	گستره‌ی پایداری فازهای تیتانیم‌دار [۱۸]
	$8 <$	شبکه پتروژنتیکی تبدیل رخساره آمفیبولیت به رخساره اکلوزیت [۱۹]
	$5 <$	گستره‌ی پایداری آمفیبول [۲۰]
	$10-17$	فشارسنجی آمفیبول [۲۱]
دماسنجی		ترموکالک [۱۳]
		دماسنجی روتیل [۱۵، ۱۶ و ۱۷]
		دماسنجی آمفیبول [۲۱]
	50.9 ± 3.2	
	$600 >$	
	$450-520$	

برداشت

به‌طور کلی در مناطق افیولیتی مشابه منطقه‌ی افیولیتی سبزوار ساز و کارها و عوامل موثر در دگرگونی از تنوع زیادی برخوردارند و تمایز انواع مختلف دگرگونی و فاکتورهای موثر در آن‌ها دارای پیچیدگی زیادی است بنابراین آگاهی از تاریخچه‌ی دگرگونی و زمین‌ساختی منطقه مستلزم بررسی‌های دقیق سنگ‌شناختی و پتروفابریکی است. در مناطق افیولیتی تا حد امکان باید به کمک بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی، دما- فشارسنجی و ژئوشیمیایی بین دگرگونی گرمایی کف اقیانوس، دگرگونی وابسته به فرورانش، دگرگونی ناشی از برخورد دو صفحه، دگرگونی قاعده‌ای و دگرگونی‌های مجاورتی و دینامیکی حاصل از نفوذ توده‌ها و زون‌های برشی تمایز لازم صورت گیرد. در اواسط نیمه دوم قرن گذشته میلادی، چگونگی فرایند تشکیل و جایگزینی افیولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی وابسته به آن‌ها دارای نکات مبهم زیادی بود و سنگ‌های دگرگونی واقع در مناطق افیولیتی را قدیمی‌تر از افیولیت‌ها و باقیمانده‌هایی از پی‌سنگ قاره‌ای قدیمی در نظر می‌گرفتند [۲۲]. از این‌رو در ایران نیز خاستگاه سنگ‌های دگرگونی مناطق افیولیتی نقاطی مانند نائین [۲۳] و سبزوار [۸] قطعات نابرجا با خاستگاه پی-

سنگ قاره‌ای قدیمی قلمداد شده‌اند. ولی در سال‌های اخیر با توجه به پیشرفت‌های حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای کانی‌ها و نیز پیشرفت روش‌های دما- فشارسنجی، تعیین ترکیب شیمیایی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی و انجام مطالعات سن‌سنجی و ایزوتوپی، ارتباط پتروژنتیکی و زمانی تنگاتنگ بین مجموعه-های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی همراه آن‌ها روشن شده است. بنابراین امروزه ساز و کار دگرگونی مناطق افیولیتی را به فرایندهای فرورانش و فرارانش لیتوسفر اقیانوسی و برخورد دو صفحه‌ی قاره‌ای وابسته می‌دانند.

با توجه به نتایج حاصل از دما- فشارسنجی، شرایط فشار و دمای محاسبه شده برای دگرگونی، مستلزم وجود یک گرادیان زمین گرمایی نسبتاً بالا (۱۵ درجه سانتیگراد در کیلومتر) در محیط تشکیل گنیس‌هاست. شرایط فشار حاکم بر گنیس‌ها ($P = 11 \text{ Kb}$) تقریباً مشابه شیب‌های آبی ($P = 11-14 \text{ Kb}$) همجوار است. حضور شیب‌های آبی اپیدوت‌دار عاری از لائوسونیت و ترونجمیت‌های آداکیتی هم‌سن با سنگ‌های دگرگونی منطقه که حاصل از ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی داغ و جوان فرورو هستند [۹] نیز موید گرادیان زمین گرمایی بالا و دلیل وجود یک زون فرورانش داغ در منطقه است [۹].

ترکیب آمفیبول‌های ثانوی موجود در شیست‌های آبی و آمفیبول موجود در گنیس‌ها یکسان بوده و از نوع باروئیزیت هستند. لذا گنیس‌ها همانند شیست‌های آبی در یک جایگاه تکتونوماورفیک یکسان قرار داشته و دستخوش دگرگونی زون فرورانش و سپس دگرگونی برگشتی ناشی از تزریق توده‌های نفوذی ترونجمیتی شده‌اند.

شواهد صحرایی (شکل ۲ - ب) و ژئوشیمیایی سنگ کل بیانگر آن است که سنگ‌های مورد بررسی دارای خاستگاه ماگمایی بوده و به عبارتی ارتوگنیس هستند [۹].

ترکیب تونالیتی، کوارتز دیوریتی و ترونجمیتی، مقادیر کم پتاسیم، متآلومین بودن و سری ماگمایی توله‌ایتی گنیس‌های منطقه مشابه پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی است [۹، ۶].

یکی از راههای تشکیل پلاژیوگرانیت اقیانوسی تفریق ماگمای توله‌ایتی موجود در اتاق ماگمایی پشته‌های اقیانوسی است و وجود سری ماگمایی مافیک تا اسیدی در گنیس‌های منطقه می‌تواند مبین این امر باشد.

از طرفی نسبت ایزوتوپی $^{177}\text{Hf} / ^{176}\text{Hf}$ زیرکن‌های یک نمونه از گنیس‌ها اندازه‌گیری شده است [۹]. مقادیر بالای این نسبت ($\epsilon_{\text{Hf}} = 10.8 - 12.2$) خاستگاه قاره‌ای پروتولیت گنیس‌ها را رد می‌کند [۲۵، ۲۴].

زمان انجام دگرگونی گنیس‌های منطقه ۵۰ تا ۵۳ میلیون سال قبل (تعیین سن میکای سفید به روش پتاسیم - آرگون) بدست آمده [۶] که تقریباً هم‌زمان با دگرگونی شیست‌های آبی (روش آرگون - آرگون فنزیت و گلوکوفان) و گارنت - آمفیبولیت‌های (روش آرگون - آرگون آمفیبول و اورانیم - سرب زیرکن) همجوار است [۹].

لذا با توجه به شواهد صحرایی (روند شمال غربی - جنوب شرقی و شیب رو به شمال، وجود لایه‌بندی ماگمایی، همجواری با سرپانتینیت‌ها و شیست‌های آبی در مرز جنوبی و ناهمگنی ترکیبی، دما- فشارسنجی، ترکیب شیمیایی سنگ کل، داده‌های سن‌سنجی و نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم زیرکن، گنیس -

های منطقه‌ای سلطان‌آباد را بخشی از سکانس پوسته‌ای اقیانوسی در نظر می‌گیریم که پروتولیت آن‌ها دربرگیرنده‌ی ماگمای بازی (بخش گابرویی پوسته‌ای اقیانوسی) تا ماگمایی تفریق یافته (پلاژیوگرانیت) است که در نتیجه‌ی حرکت رو به شمال خرده قاره‌ی ایران مرکزی و فرورانش لیتوسفر حوضه‌ی - اقیانوسی سبزوار (شیست‌های آبی) دستخوش دگرگونی زون فرورانش در زمان ائوسن بالایی شده‌اند.

قدردانی

این پژوهش در غالب طرح پژوهشی صورت گرفته و هزینه‌ی آن از سوی حوزه‌ی معاونت پژوهشی دانشگاه تربیت معلم تهران تامین اعتبار شده است لذا از آن معاونت محترم تشکر و قدردانی می‌کنیم. از جناب آقای دکتر معین‌وزیری که با ارائه نظرها و پیشنهادهای علمی، در راستای هر چه پر بارتر شدن این پژوهش نقش ارزنده‌ای را ایفا کردند سپاسگزاریم. از آقای دکتر فدریکو روزتی و دکتر توماس تی که با انجام آنالیزهای ریز پردازشی سهم به سزایی در به ثمر رسیدن این پژوهش داشتند کمال تشکر را داریم. نویسندگان مقاله از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله نیز تشکر می‌کنند.

مراجع

- [1] Lensch G., Mihm A., Alavi Tehrani N., "Major element geochemistry of the ophiolites north of Sabzevar (Iran) ", J. P. Geol. Planet. Mh . 7(1979) 415-447.
- [2] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran", a review. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 7(1968a) 1229-1258.
- [3] Alavi M., "Tectonic map of the middle east. Geological Survey of Iran", scale 1/500000 . 1sheet, 1991.
- [4] Pilger A., "Die zeitlich-tectonische Entwicklung der Iranischen Gebirge, Clauthaler" Geo. Abh., 8(1971) 27P.
- [5] Rossetti F., Nasrabady M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S.M.H., Moin Vaziri H.,

- [13] Powell R., Holland T.J.B., "On thermobarometry", *Journal of Metamorphic Geology* 26(2008) 155–179.
- [14] Siivola J., Schmid R., "A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks" (2007) (www.bgs.ac.uk/SCMRH/home.html).
- [15] Watson E.B., Wark D., Thomas J.B., "Crystallization thermometers for zircon and rutile", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151(2006) 413–433.
- [16] Ferry J., Watson E.B., "New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154(2007) 429–437.
- [17] Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J., "The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer", *Journal of Metamorphic Geology* 25(2007) 703–713.
- [18] Liu J., Bohlen S.R., Ernest W.G., "Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust", *Earth and Planetary Science Letters* 143(1996) 161–171.
- [19] Liu J., "High pressure phase equilibria involving the amphibolites – eclogite transformation", unpublished doctoral dissertation, Stanford University (1997).
- [20] Otsuki M., Banno S., "Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku", *Journal of Metamorphic Geology* 8(1990) 425–439.
- [21] Ernest W. G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer", *American Mineralogist* 83 (1998) 952–969.
- [22] Kazmin V. G., Kulakov v. v., "The geological map of Syria", Scale 1:500000 (sheet Al-Latheqiyeh), Explanatory note, Technoexport, Nedra, Moscow, (1968) 124 pp.
- "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran", *Terra Nova* 22(2010) 26–34.
- [6] Baroze J., Macaudiere J., Montigny R., Noghreya M., Ohnenstetter M., Rocci G. A., "Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions", *Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, 1983, GSI, Rep. No.: 51*.
- [7] Spies O., Lensch G., Mihm A., "Geochemistry of the post- ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran)", *Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. GSI, Rep (1983)No.: 51*.
- [۸] مجیدی ج، "نقشه و گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوار"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۸).
- [۹] نصرآبادی م. "پترولوژی سنگهای دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار"، رساله دکتری دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۸) ۲۵۰ص.
- [10] Leake B.E., Alan R.W., William D.B., Ernst A.J.B., Giovanni F., Jeol D.J., Frank C.H., Hanan J.K., Vladimir G.K., John C.S., Nicholas C.N.S., Eric J.W.W., "Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations amphibole nomenclature", *American Mineralogist* 89(2004) 883–887.
- [11] Florence F.P., Spear F.S., "Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P–T path calculations", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107(1991) 487–500.
- [12] Rollinson H.R., "The metamorphic history of the Isua Greenstone Belt, West Greenland", In: Fowler C.M.R., Ebinger C.J., Hawkesworth C.J. (Eds.). *The Early Earth. Special Publication*, Geological Society of London 199(2002) 329–350.

[25] Vervoort J. D., Blichert-Toft J., "*Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time*", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(1999) 533–556.

[23] Davoudzadeh M., "*Geology and petrography of the area north of Nain, central Iran*", Geological Survey of Iran. Rep. (1972) No.: 39.

[24] Taylor S. R., McLennan S. M., "*The Continental Crust: its Composition and Evolution*" Oxford: Blackwell Scientific (1985) 312 pp.