

کانی‌شناسی و دما - فشارسنجی شیست‌های آبی مجموعه‌ی دگرگون سلطان‌آباد (شمال‌شرق سبزوار)

محسن نصرآبادی^{۱*}، فدریکو روزتی^۲، حسین معین‌وزیری^۳، سید محمدحسین رضوی^۴، محمد محجل^۴

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین

۲- گروه علوم زمین، دانشگاه علوم رم، ایتالیا

۳- گروه زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم تهران)

۴- گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس تهران

(دریافت مقاله: ۸۹/۸/۱۱، نسخه نهایی: ۹۰/۲/۱۴)

چکیده: مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد در شمال‌شرق افیولیت‌های سبزوار رخنمون دارد. در این مجموعه شیست‌های آبی به صورت آمیزه‌ی زمین‌ساختی در یک زمینه‌ی سرپانتینیته دارای برونزدهای گسترده‌ای هستند. بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و محاسبات دما - فشارسنجی نشان داد که این سنگ‌ها دستخوش دو فاز دگرگونی شده‌اند. پارائز فاز اول دگرگونی شامل آمفیبول سدیک (گلوکوفان و ریه‌بکیت)، اپیدوت، فنزیت‌های جهت‌یافته و گارنت‌های نسل اول است که طی تدفین و فرورانش حاصل شده و شرایط فشار و دمای آن به ترتیب ۱۱ تا ۱۴ کیلو بار و ۳۵۰ تا ۴۲۰ درجه‌ی سانتیگراد بوده است. دومین فاز دگرگونی که حاصل تزریق توده‌های ترونجمیتی است سبب تبلور پورفیروبلست‌های درشت‌آلبیت، گارنت و اپیدوت نسل دوم و نیز تبلور آمفیبول‌های کلسیک - سدیک در اطراف آمفیبول‌های سدیک شده است. شرایط دگرگونی در این مرحله فشار ۴ تا ۷ کیلو بار و دمای ۵۰۰ تا ۵۸۰ درجه سانتیگراد به‌دست آمده است. بنظر می‌رسد برخورد صفحه عربستان با خرده قاره‌ی ایران مرکزی و حرکت این خرده قاره به سمت شمال‌شرقی، منجر به فرورانش حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار و ذوب‌بخشی و نیز تشکیل توده‌های ترونجمیتی در پالئوسن میانی شده باشد. همچنین در نتیجه تزریق این توده‌ها، شیست‌های آبی موجود در منشورهای بهم‌افزوده، دستخوش دگرگونی برگشتی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شیست آبی؛ مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد؛ افیولیت‌های سبزوار؛ شمال شرق ایران.

مقدمه

یکی از آشکارترین شاخص‌های زون‌های فرورانش فانروزوئیک، شیست‌های آبی در آن‌هاست و تشکیل آن‌ها مستلزم اعمال فشارهایی است که بیش از ضخامت پوسته قاره‌ای معمولی می‌باشد [۲، ۱]. این سنگ‌ها معمولاً در اطراف اقیانوس آرام و نوارهای کوهزایی نوع آلپ قابل مشاهده‌اند.

بیرونزدگی رخساره‌های دگرگونی فشار بالا - دمای پائین و متوسط در ایران با سنین مختلف از چندین نقطه گزارش شده - اند که عبارتند از: اکلوتیت و شیست‌های آبی منطقه‌ی سیستان

و شرق ایران [۳-۶]، شیست‌های آبی ناحیه‌ی سبزوار [۷-۱۰]، شیست‌های آبی حاجی‌آباد [۱۱-۱۳]، شیست‌های آبی محدوده مکران [۳]، اکلوتیت‌های شهرکرد [۱۴]، شیست‌های آبی مجموعه‌ی دگرگونی انارک در ایران مرکزی [۱۵، ۱۶] و اکلوتیت‌های شاندرمن در شمال ایران [۱۷].

در این مقاله بر اساس شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، ترکیب کانی‌شناسی و محاسبات دما- فشار به تشریح فازهای دگرگونی اعمال شده بر شیست‌های آبی منطقه و تفسیر محیط زمین‌ساختی تشکیل آن‌ها اقدام شده است.

روش بررسی

روش بررسی شامل نمونه‌برداری سیستماتیک و هدفمند از رخنمون‌های شیست‌های آبی، تهیه‌ی مقاطع نازک از نمونه‌ها، بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری و تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای روی ۶۰۰ نقطه از کانی‌های گوناگون شیست‌های آبی در دانشگاه اشتوتگارت (آلمان) و رم (ایتالیا) است. دستگاه ریزپردازنده‌ی دانشگاه اشتوتگارت از نوع Cameca SX100 و دانشگاه لاسپینزای رم از نوع Cameca SX50 است. در طول آنالیز ریزپردازشی، ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی هر دو دستگاه 15 KV، شدت جریان 15 nA و زمان شمارش سی ثانیه بوده است.

در محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌ها از نرم‌افزار کالک‌مین (Calc Min) و به منظور برآورد شرایط دما و فشار مراحل مختلف دگرگونی از نرم‌افزار ترموکالک و شبکه‌های پتروژنتیک استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

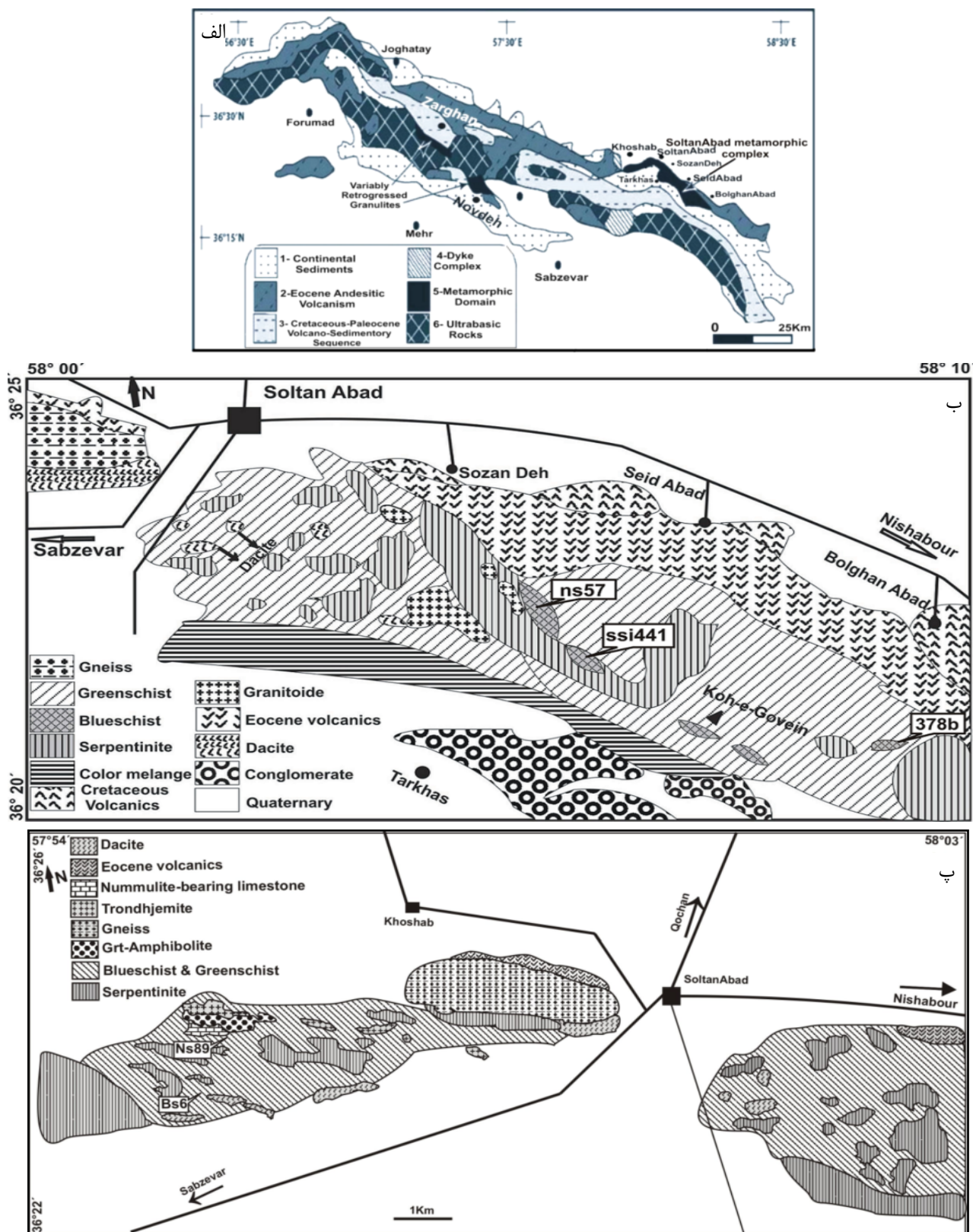
منطقه مورد بررسی در شمال‌شرق ایران، در استان خراسان رضوی واقع شده است. مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد با توپوگرافی مرتفع در شمال‌شرق سبزوار و وابسته به کمربند افیولیتی شمال سبزوار رخنمون دارند (شکل ۱ الف). گسل‌های میامی و درونه (گسل بزرگ کویر) به ترتیب از شمال و جنوب این منطقه می‌گذرند. بنابر بررسی‌های [۲۰] این منطقه به زون ایران مرکزی وابسته است، ولی [۲۱] در نقشه‌ی زمین‌ساختی خاورمیانه منطقه‌ی سبزوار را از ایران مرکزی جدا کرده است. در تقسیم‌بندی [۲۲] منطقه‌ی مورد بررسی که به زون سبزوار معروف است، در گستره‌ی ایران مرکزی قرار گرفته، و از شمال با کوه‌های البرز و بینالود و از جنوب با بلوک لوت محدود می‌شود.

مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد در جنوب با یک نوار باریک از آمیزه‌ی افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی کرتاسه بالایی روبروست و در شمال با کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن همجوار است. غرب و شرق این مجموعه به وسیله‌ی توده‌های بزرگ سرپانتینیت محدود می‌شود (شکل ۱ ب). در مرز جنوبی گسل‌های شیب لغز معکوس با زاویه‌ی ۵۰ تا ۸۰ درجه رو به جنوب دیده می‌شود و در مرز شمالی با کنگلومرای قاعده‌ای و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با شیب ۳۰ درجه رو به شمال هم مرز است. روند عمومی سنگ‌های دگرگونی و آتشفشانی واقع در شمال آن، شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شیب آن‌ها به سمت شمال‌شرقی است [۷-۱۰].

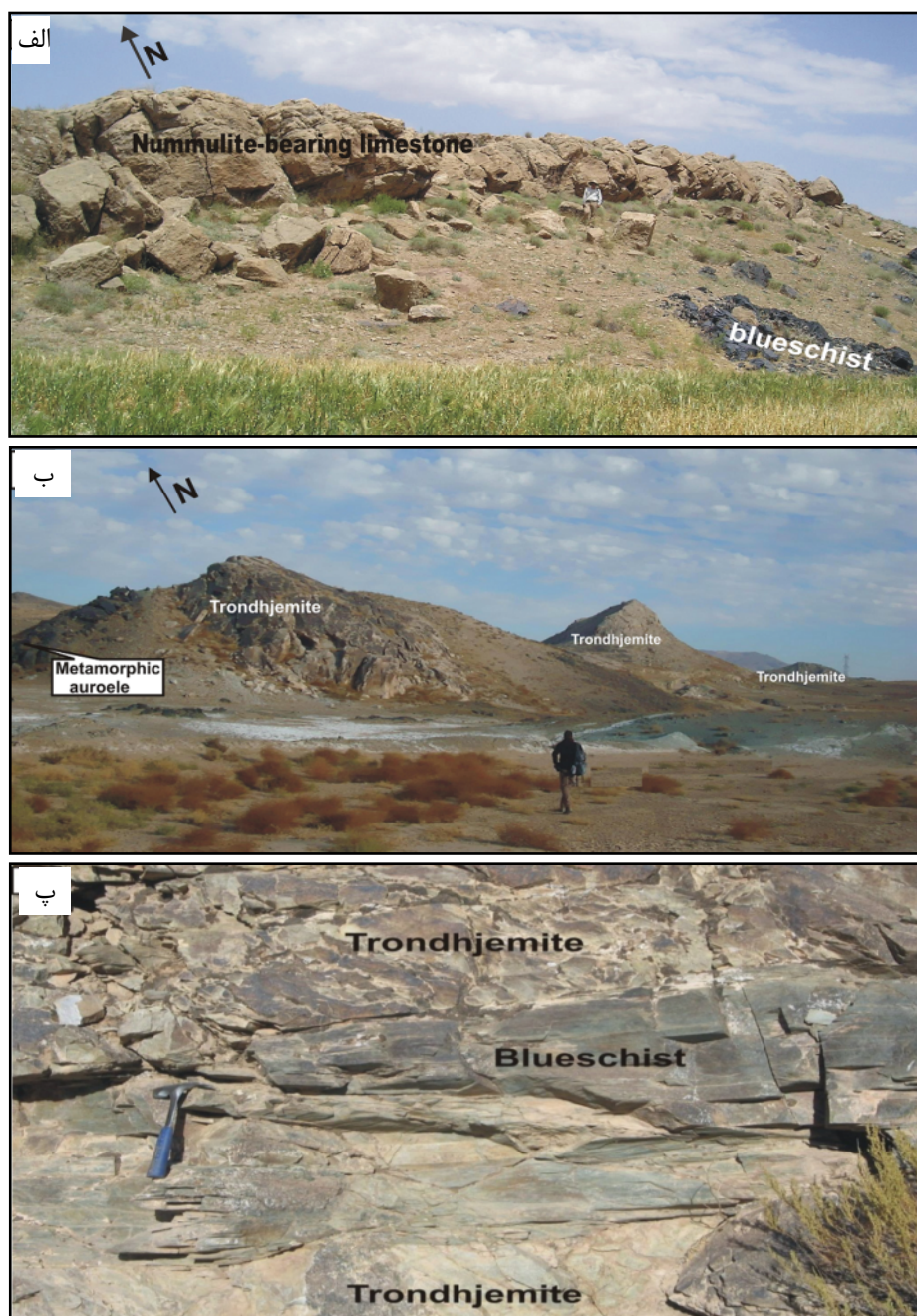
مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد شامل سنگ‌های رخساره‌ی شیست سبز، شیست آبی و گارنت-هورنبلندیت با شرایط فشار و دمای رخساره‌ی اکلوژیت (?) است و پروتولیت آن‌ها بیشتر بازیک، گاهی پلیتی و کربناته‌اند [۹،۱۰]. شیست سبز بیشتر در جنوب‌شرقی سلطان‌آباد (شکل ۱ ب) و گارنت-هورنبلندیت و گنیس در غرب و جنوب‌غربی سلطان‌آباد گسترش دارند (شکل ۱ پ). شیست آبی نیز به صورت پراکنده در سرتاسر منطقه برونزد دارد. در انتهای نوار دگرگونی جنوب‌غربی سلطان‌آباد (جنوب خوشاب) آهک‌های نومولیت‌دار به صورت دگرشیب روی شیست‌های آبی قرار گرفته‌اند (شکل ۲ ب) و حاوی خرده‌های آواری از ترونجمیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی منطقه-اند [۹،۱۰]. قرارگیری این آهک‌ها روی مجموعه‌ی دگرگونی از نکات اساسی رخدادهای زمین‌شناسی منطقه بوده و موید پایان فرایند دگرگونی پیش از ائوسن میانی است.

از نکات شایان یادآوری دیگر، تزیق توده‌های ترونجمیتی آداکیتی به درون مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد است (شکل ۲ ب). در انتهای غربی نوار دگرگونی و در مجاورت با توده‌های ترونجمیتی بخش غربی این مجموعه دگرگونی، بلوک‌های گارنت - هورنبلندیتی رخنمون یافته‌اند. کانی‌شناسی این بلوک‌ها شامل آمفیبول غنی از آلومینیوم (هاستینگسیت و چرماکیت)، گارنت غنی از آلماندن، اپیدوت، روتیل $\pm$ میکای سفید $\pm$ کوارتز $\pm$ آلبیت است. بعضی از پژوهشگران از جمله [۲۴،۲۳] اینگونه لیتولوژی‌های غنی از آمفیبول (یا پیروکسن) و گارنت و فقیر یا عاری از پلاژیوکلاز را رستیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی متابازیت در نظر گرفته و خاطرنشان کرده‌اند که در مواردی این گونه مجموعه‌های غنی از آمفیبول دارای خاستگاه ثانوی هستند زیرا در اثر عدم جدایش کامل فاز مذاب از رستیت غنی از پیروکسن، واکنش بین مذاب و رستیت صورت می‌گیرد و پیروکسن‌ها با آمفیبول ثانوی جایگزین می‌شوند.

شرایط فشار و دمای مرحله‌ی اوج دگرگونی گارنت-هورنبلندیت‌ها (دمای بیشتر از ۶۵۰ درجه‌ی سانتیگراد و فشار بالاتر از ۱۵ کیلوبار) فراتر از منحنی انجماد بازالت آبدار بوده و بیانگر فرایند ذوب بخشی در این مرحله است به‌طوری که می‌توان لوکوسوم‌هایی متشکل از کوارتز و آلبیت را که موفق به جدایش از فاز رستیت نشده‌اند شناسایی کرد. ترکیب شیمیایی لوکوسوم‌ها بسیار مشابه توده‌های ترونجمیتی همجوار بوده و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل گارنت - هورنبلندیت‌ها نیز موید خاستگاه تفاله‌ای آن‌ها است. بعلاوه سن تشکیل توده‌های



شکل ۱ الف- نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از نوار افیولیتی شمال سبزوار و مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد که در شمال‌شرقی سبزوار قرار دارد (با تغییرات از [۱۸]). ب- نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از نوار دگرگونی جنوب‌شرقی سلطان‌آباد (با تغییرات از [۱۹]). پ- نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از نوار دگرگونی غرب و جنوب‌غربی سلطان‌آباد. محل نمونه‌برداری شیست‌های آبی روی این نقشه‌ها مشخص شده است.



شکل ۲ الف- رسوب‌گذاری آهک‌های نومولیت‌دار به صورت دگرشیب روی شیست‌های آبی جنوب‌غربی خوشاب. ب- تزریق سیل مانند توده‌های ترونجمیتی به درون مجموعه‌ی دگرگونی که با تشکیل هاله‌ی دگرگونی محدود نیز همراه است. پ- زنولیت شیست آبی که به وسیله‌ی توده‌ی ترونجمیتی در بر گرفته شده است.

ترکیب ژئوشیمیایی لوکوسوم و توده‌های ترونجمیتی، نبودن پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و وجود ساختارهای رگه‌ای (مانند رگه‌های گارنتیت) در بلوک‌های گارنت - هورنبلندیت منطقه بیانگر آن است که مرحله‌ی اوج دگرگونی در شرایط اشباع از آب صورت گرفته و این شرایط منجر به فرایند ذوب‌بخشی شده است. معمولاً در شرایط فشار و دمای ذوب‌بخشی متبازیت‌ها،

ترونجمیتی منطقه (سال‌سنجی اورانیم - سرب زیرکن) همزمان با مرحله‌ی اوج دگرگونی (سال‌سنجی اورانیم - سرب زیرکن محصور در لوکوسوم گارنت- هورنبلندیت‌ها) بوده و در حدود ۵۷ تا ۶۱ میلیون سال پیش (پالتوسن میانی) است [۱۰]. فراوانی آمفیبول و دیگر کانی‌های آبدار، طرح‌های کاملاً خودشکل گارنت و منطقه‌بندی نوسانی عنصر منیزیم در آن،

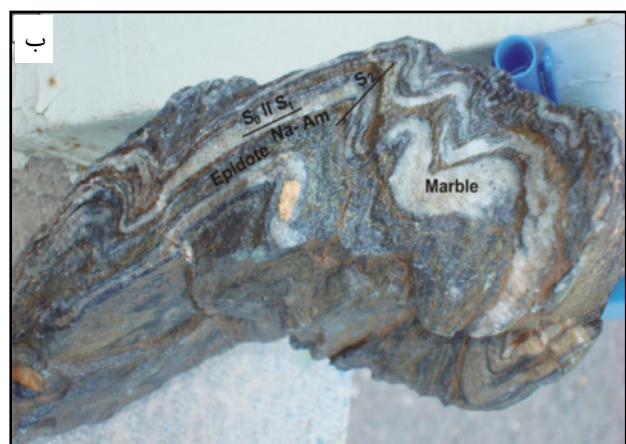
دگرگون اطراف در بعضی مناطق عادی بوده و منجر به تشکیل هاله‌ی دگرگونی با ضخامت حداکثر ۵۰ متر شده (شکل ۲ب) و در بعضی موارد نیز زمین ساختی است به‌طوری که توده‌های ترونجمیتی ساختارهای میلونیتی نشان می‌دهند. در مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد سنگ‌های رخساره‌ی شیست آبی دارای برونزدهای نسبتاً وسیع بوده و بهترین برونزد آن که دستخوس کمترین دگرگونی پسروده شده، در جنوب سیدآباد دیده می‌شود. چنان‌که خواهیم دید شواهد میکروسکوپی حاکی از آن است که بیشتر سنگ‌های رخساره‌ی شیست سبز منطقه، شیست‌های آبی بوده‌اند که تا حد شیست سبز دگرگونی برگشتی پیدا کرده‌اند. در این منطقه واحدهای دگرگونی (به خصوص شیست‌های آبی)، به‌صورت مگالیت‌های بزرگ و کوچک، با زمینه‌ای سرپانتینیتی در بر گرفته شده‌اند همچنین قطعاتی از شیست‌های آبی را می‌توان به‌صورت برونوم‌های تیغه‌ای تا حد چندین ده متر در ترونجمیت‌ها یافت (شکل ۲ پ). بیشتر شیست‌های آبی دارای شیستوزیته فراگیر بوده و چین خورده‌اند (شکل ۳ الف). در بعضی از نمونه‌ها نیز ناهمگنی ترکیبی به‌صورت تناوبی از لایه‌های غنی از کلسیت، آمفیبول سدی و اپیدوت دیده می‌شود که بیانگر خاستگاه آتشفشانی- رسوبی آن‌هاست (شکل ۳ ب). علی‌رغم بهم‌ریخته‌گی و حالت آمیزه‌ای سنگ‌های دگرگون منطقه، برگراری عمومی واحدهای دگرگون به سمت شمال‌غربی- جنوب‌شرقی با شیب تند بطرف شمال‌شرق قرار گرفته‌اند.

وجود آب باعث کاهش میدان پایداری پلاژیوکلاز و افزایش میدان پایداری آمفیبول شده (۲۵، ۲۶) و به عبارت دیگر آمفیبول در تشکیل فاز رستیت شرکت داشته و پلاژیوکلاز وارد فاز گدازه می‌شود.

با توجه به شواهد صحرایی (روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شیب رو به شمال، وجود لایه‌بندی ماگمای، همجواری با سرپانتینیت‌ها و شیست‌های آبی در مرز جنوبی، ناهمگنی ترکیبی، محاسبات دما- فشار (فشار ۱۰ کیلو بار و دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد)، ترکیب شیمیایی سنگ کل، داده‌های سال- سنجی و نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم زیرکن، گنیس‌های منطقه‌ی سلطان‌آباد بخشی از دنباله‌ی پوسته‌ی اقیانوسی هستند که پروتولیت آن‌ها دربرگیرنده‌ی ماگمای بازی (بخش گابرویی پوسته‌ی اقیانوسی) تا جدایش (پلاژیوگرانیت) پشته‌ی میان اقیانوسی بوده و در نتیجه حرکت رو به شمال خرده قاره- ی ایران مرکزی دستخوش دگرگونی زون فرورانس در زمان ائوسن بالایی شده‌اند [۱۰].

روابط صحرایی

مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد به‌صورت یک نوار دگرگونی به طول ۲۵ کیلومتر و عرض ۲ تا ۵ کیلومتر در بخش شمالی افیولیت‌های شمال‌شرق سبزوار رخنمون دارد. در داخل این مجموعه‌ی دگرگونی چند توده‌ی کوچک گرانیتوئیدی با ترکیب غالباً ترونجمیت دیده می‌شوند که به‌صورت سین‌تکتونیک و ورقه‌ای در راستای روند عمومی سنگ‌های دگرگون منطقه تزریق شده‌اند (شکل ۲ ب). مرز بین توده‌ها و سنگ‌های



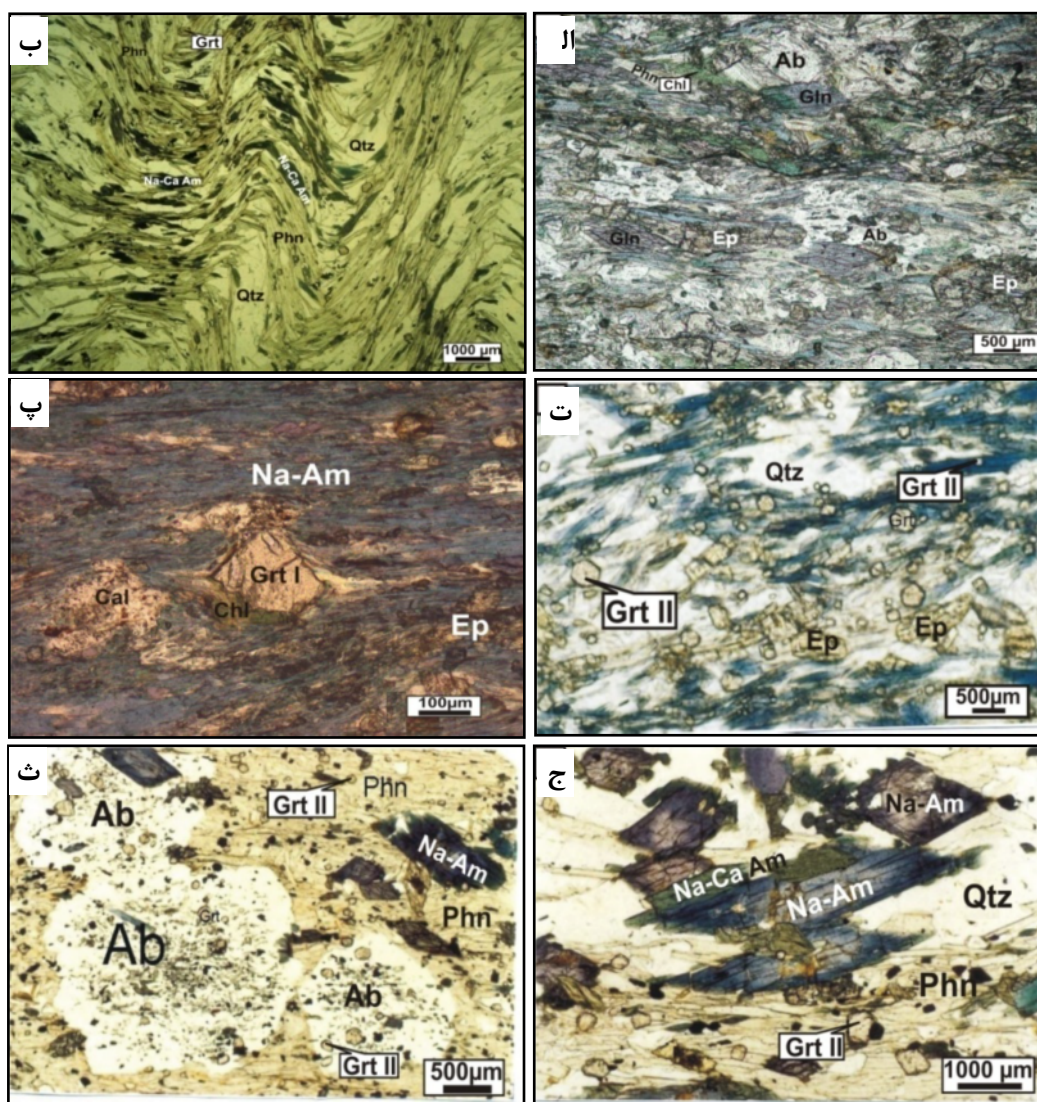
شکل ۳ الف- کلیواژ ثانویه (S2) نوع کرینولیشن در نمونه‌های دستی شیست آبی. ب- لایه‌بندی ترکیبی اولیه با تناوبی از کربنات (نوارهای روشن)، اپیدوت (نوارهای سبز) و آمفیبول سدیک (نوارهای آبی تیره) در نمونه‌های شیست آبی.

سنگ نگاری

با توجه به همگنی یا ناهمگنی پروتولیت، ترکیب کلی سنگ (اسیدی یا بازی)، شدت دگرشکلی، درجه ی دگرگونی برگشتی و نیز فاصله‌ی شیبست آبی از توده‌های ترونجمیتی، تنوع فراوانی در بافت، ترکیب کانی‌شناسی و مودی دیده می‌شود.

در مقطع نازک، کانی‌های سنگ‌ساز عبارتند از آمفیبول سدی (گلوکوفان - ریه‌بکیت)، فنزیت، اپیدوت، گارنت، کلریت، آلبیت، کوارتز و مقادیر کمی نیز کانی‌های فرعی نظیر ایلمنیت،

اسفن، بیوتیت و آپاتیت وجود دارند. در نمونه‌های دارای پروتولیت مافیک، آمفیبول سدی، آلبیت و اپیدوت از فراوانی بیشتری برخوردارند (شکل ۴ الف). در بعضی از نمونه‌ها آمفیبول سدی بیش از ۹۰ درصد حجم سنگ را می‌سازد به‌طوری که می‌توان آن‌ها را گلوکوفانیت نامید. در نمونه‌های دارای پروتولیت اسیدی، فنزیت و کوارتز فراوان‌ترین کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۴ ب).



شکل ۴ الف- شیبست آبی دارای پروتولیت بازی با داشتن مقادیر بیشتری آمفیبول، آلبیت و اپیدوت مشخص است. ب- شیبست‌های آبی دارای پروتولیت فلسیک دارای مقادیر زیادی فنزیت و کوارتزند. در این نمونه شیبستوزیته دوم در حال شکل‌گیری است. پ- گارنت نسل اول (Grt I) که تبلور آن قبل یا همزمان با زمین‌ساختی و در حال تجزیه به کلریت است. ت- گارنت‌های ریز نسل دوم (Grt II) که به‌صورت پراکنده به خرج کانی‌های دیگر (آمفیبول، اپیدوت و فنزیت) و روی آن‌ها به‌وجود آمده‌اند. ث- تبلور پورفایروبلست‌های درشت آلبیت که شامل ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه هستند. ج- بلورهای آمفیبول دارای منطقه‌بندی (هسته آبی و حاشیه سبز) طی دگرگونی برگشتی به‌وجود آمده‌اند (همه تصاویر در نور طبیعی گرفته شده‌اند).

پورفیروبل‌های آل‌بیت اذخال‌های گارنت، اپیدوت و آمفیبول وجود دارد (شکل ۴ ث). در نگاه اول و در زیر میکروسکوپ بسیاری از شیست‌ها نظر پژوهشگران را به سمت شیست سبز سوق می‌دهد ولی با بررسی میکروسکوپی دقیق‌تر می‌توان بقایایی از آمفیبول آبی را در مرکز آمفیبول‌های سبز و یا به صورت اذخال در پورفیروبل‌های آل‌بیت شناسایی کرد. در بعضی از نمونه‌ها پورفیروبل‌های درشت آمفیبول سبز حاشیه یا در راستای شکستگی‌های بلور به بیوتیت تجزیه شده‌اند. فنزیت در نمونه‌های دارای پروتولیت اسیدی سازنده‌ی اصلی برگوارگی بوده و فضای بین بلورهای آمفیبول و آل‌بیت را پر می‌کند (شکل‌های ۴ ث و ۴ ج). در محل تماس فنزیت با گارنت و آمفیبول، بیوتیت به صورت حاشیه واکنشی تشکیل شده است.

ترکیب کانی‌شناسی

به منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و نیز محاسبات دما- فشارسنجی، روی کانی‌های ۵ نمونه از شیست‌های آبی بیش از ۶۰۰ تجزیه ریزپردازشی نقطه‌ای صورت گرفت. در این بخش به تفصیل ترکیب کانی‌های سازنده‌ی شیست‌های آبی و تغییرات ترکیبی این کانی‌ها طی شکل‌گیری دگرگونی تشریح می‌شود.

آمفیبول

با توجه به مقادیر آلومینیوم هشت وجهی و آهن سه ظرفیتی، آمفیبول‌های آبی (اولیه) که برگوارگی و خط‌وارگی سنگ و یا هسته آمفیبول‌های سبز (ثانوی) را ساخته‌اند، از نوع گلوکوفان و ریه‌بکیت آهن و منیزیم‌دار هستند (جدول ۱ و شکل‌های ۵ الف و ۵ ب) در حالی که ترکیب نوارهای آمفیبول سبز (ثانوی) موجود در حاشیه‌ی عبارتند از آمفیبول‌های آبی باروئیزیت و به ندرت وینچیت (جدول ۲ و شکل ۵ پ).

تفاوت ترکیبی چندانی بین آمفیبول‌های سدی پروتولیت-های بازی و آمفیبول‌های سدی موجود در سنگ‌های دگرگون فلسیک دیده نمی‌شود، فقط آمفیبول موجود در شیست‌های آبی بازی نسبت به آمفیبول موجود در شیست‌های آبی فلسیک کمی غنی‌تر از Mg و فقیرتر از Fe هستند (جدول ۱). بین اذخال‌های آمفیبول موجود در پورفیروبل‌های آل‌بیت و آمفیبول‌های زمینه‌ی سنگ نیز تفاوت ترکیبی چندانی مشاهده نمی‌شود.

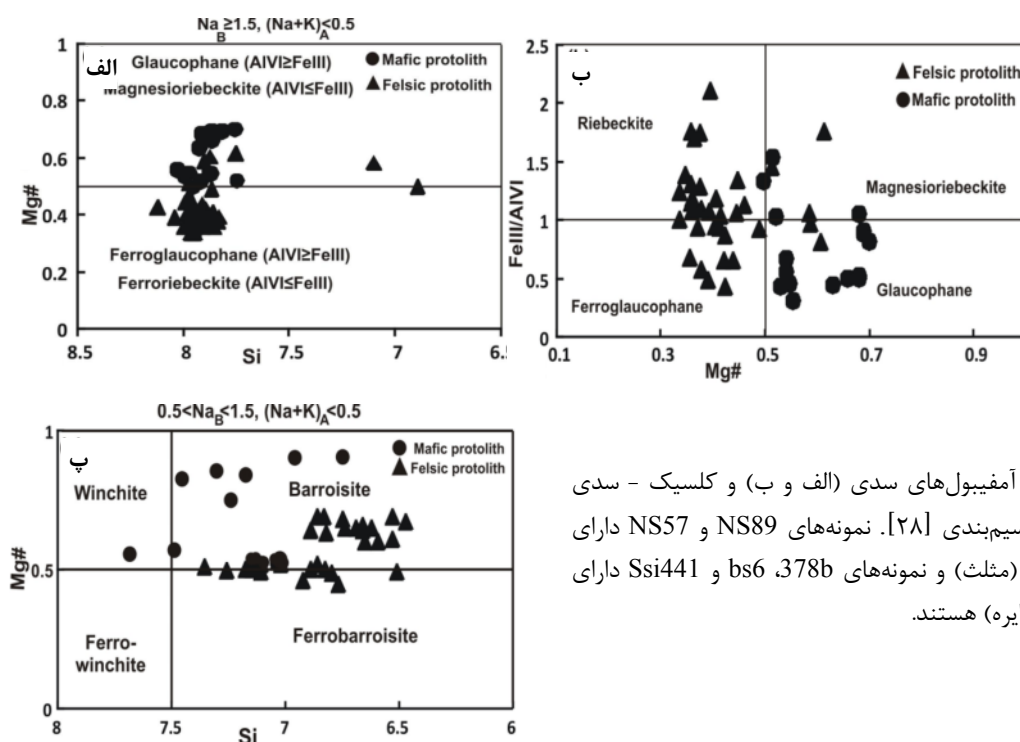
لایه‌بندی ترکیبی اولیه سنگ در مقطع نازک شامل نوارهای غنی از آمفیبول، اپیدوت و کربنات است که گاهی چین‌خوردگی فشرده‌ای را نیز نشان می‌دهند. در بعضی از نمونه‌ها نیز کلیواژ ثانویه از نوع کرینولیشن دیده می‌شود (شکل ۴ ب). در نمونه‌های با پروتولیت فلسیک، آمفیبول سدی دارای چندرنگی آبی متمایل به بنفش است اما در سنگ‌های با پروتولیت بازی پلی‌کروئیسیم آبی کم‌رنگ نشان می‌دهند. لازم به ذکر است که گلوکوفان خالص در زیر میکروسکوپ بی‌رنگ است و اگر آمفیبول سدیک پلی‌کروئیسیم آبی‌رنگ نشان دهد بدین معنی است که حاوی مقادیر قابل ملاحظه‌ای متشکله ریه‌بکیت و کروئیت است [۲۷]. در اکثر نمونه‌ها، آمفیبول علاوه بر اینکه در سنگ برگوارگی ایجاد می‌کند بلکه موجب ایجاد خط‌وارگی نیز می‌شود.

بررسی‌های سنگ‌نگاری حاکی از آن است که دو نسل گارنت در شیست‌های آبی موجود است. اولین نسل گارنت به صورت پورفیروبل‌های قبل یا همزمان با زمین‌ساختی دیده می‌شود که گاهی به صورت بخشی یا کلی بوسیله‌ی کلریت و اپیدوت جانشین شده است (شکل ۴ پ). بر خلاف گارنت‌های نسل اول، گارنت‌های موجود در بعضی از نمونه‌های شیست آبی (گارنت نسل دوم) از نوع پس از زمین‌ساختی بوده و هیچ‌گونه آثار تجزیه‌ای از خود نشان نمی‌دهند و به فراوانی به صورت بلورهای ریز در متن سنگ و در بلورهای آمفیبول، اپیدوت و فنزیت یافت می‌شوند (شکل ۴ ت). این امر بیانگر تبلور تاخیری آن‌ها بوده و به نظر می‌رسد تشکیل آن‌ها به علت بالا رفتن گرادیان زمین گرمایی منطقه و به دنبال تزریق توده‌های ترونجمیتی صورت گرفته باشد.

شواهد سنگ‌نگاری موید آن است که تبلور اپیدوت نیز در دو مرحله صورت گرفته است، به طوری که اپیدوت‌های نسل اول در شرایط رخساره‌ی شیست آبی به وجود آمده و در برگوارگی سنگ شرکت داشته‌اند در حالی که پورفیروبل‌های اپیدوت نسل دوم متقاطع با برگوارگی زمینه سنگ بوده و آنرا به صورت شیست‌زیتته داخلی (Si) در برگرفته‌اند. محصولات دگرگونی برگشتی شامل پورفیروبل‌های درشت آل‌بیت (شکل ۴ ث)، جانشینی حاشیه‌ای یا کامل آمفیبول سدی به وسیله‌ی آمفیبول سبز کلسیک - سدی (شکل ۴ ج) و تجزیه گارنت‌های نسل اول به کلریت و اپیدوت هستند. در

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی گلوکوفان و ریه‌بکیت. فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن است. آهن کل به‌صورت FeOt محاسبه شده است.

Sample	Ns57 (فلسیک)				Ns89 (فلسیک)			Ssi441 (مافیک)			378b (مافیک)		
SiO ₂	۵۵٫۶	۵۴٫۸۷	۵۵٫۱۸	۵۵٫۷۴	۵۴٫۶۴	۵۷٫۶۴	۵۶٫۰۷	۵۶٫۲۶	۵۵٫۳۶	۵۵٫۸۳	۵۵٫۵۸	۵۵٫۶۳	۵۶٫۱۳
TiO ₂	۰٫۵۰۰	۰٫۳۳۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Al ₂ O ₃	۶٫۷۰	۷٫۹۸	۵٫۴۷	۷٫۸۳	۵٫۸۵	۷٫۰۳	۷٫۰۶	۹٫۵۶	۷٫۶۳	۹٫۱۱	۵٫۱۳	۴٫۵۳	۵٫۳۷
FeO ^t	۲۲٫۲۸	۲۰٫۱۹	۲۲٫۷۹	۱۸٫۶۹	۲۱٫۰۵	۱۴٫۳۱	۱۹٫۳۲	۱۳٫۴۴	۱۶٫۲۲	۱۴٫۳۵	۱۸٫۷	۱۹٫۰۴	۱۸٫۰۶
MnO	۰٫۲۳۲	۰٫۲۲۵	۰٫۲۶۱	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۳۹۶	۰٫۲۷	۰٫۴۲۵	۰٫۳۹۴	۰٫۲۳۲	۰٫۲۸۵	۰٫۲۵۷	۰٫۳۶۴
MgO	۶٫۷۷	۶٫۵۳	۶٫۷۸	۷٫۸۵	۷٫۴۵	۱۱٫۹۵	۷٫۹	۹٫۱۴	۹٫۷۲	۹٫۳۶	۹٫۷۵	۱۰٫۰۲	۱۰٫۰۸
CaO	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۹	۰٫۴	۰٫۲۱	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۱٫۷	۰٫۱۵	۰٫۵۵	۰٫۷۲	۰٫۷
Na ₂ O	۷٫۲۱	۶٫۰۱	۶٫۸۷	۶٫۹۸	۷٫۳۵	۸٫۲۱	۷٫۰۴	۷٫۳۴	۶٫۵۵	۷٫۰۵	۶٫۷۶	۶٫۶۶	۶٫۸۴
K ₂ O	۰٫۰۱	۱٫۳۶	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۱
Total	۹۸٫۳۹	۹۷٫۳۱	۹۷٫۵۷	۹۷٫۶۶	۹۶٫۹۹	۹۹٫۷۸	۹۸٫۱۹	۹۶٫۵۸	۹۷٫۸۱	۹۵٫۸۵	۹۶٫۸	۹۶٫۹۱	۹۷٫۷
Si	۷٫۹۵	۷٫۸۸	۷٫۹۵	۷٫۸۸	۷٫۹۱	۷٫۸۵	۷٫۹۳	۷٫۹۱	۷٫۸	۷٫۸۸	۷٫۹۲	۷٫۹۳	۷٫۹۲
Ti	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ^{IV}	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۱۹	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۷
Al ^{VI}	۰٫۹۷	۱٫۲۳	۰٫۸۸	۱٫۱۹	۰٫۹۱	۰٫۹۸	۱٫۱	۱٫۵	۱٫۰۷	۱٫۳۹	۰٫۷۹	۰٫۷	۰٫۸۲
Fe ²⁺	۱٫۵۳	۱٫۴۴	۱٫۴۵	۱٫۲	۱٫۴۷	۰٫۶۲	۱٫۳	۱٫۰۶	۱٫۰۴	۰٫۸۷	۰٫۸۶	۰٫۸۵	۰٫۸۶
Fe ³⁺	۱٫۰۱	۰٫۰۰	۱٫۱۶	۰٫۹	۰٫۹۷	۰٫۹	۰٫۸۸	۰٫۴۶	۰٫۷۷	۰٫۷۳	۱٫۲۲	۱٫۲۷	۱٫۱۳
Mn	۰٫۰۲	۰٫۲۷	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴
Mg	۱٫۴۴	۱٫۳۹	۱٫۴۵	۱٫۶۵	۱٫۶	۲٫۴۳	۱٫۶۶	۱٫۹۱	۲٫۰۴	۱٫۹۶	۲٫۰۷	۲٫۱۳	۲٫۱۲
Ca	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۲۵	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱
Na	۲	۱٫۶۷	۱٫۹۲	۱٫۹۱	۲٫۰۶	۲٫۱۷	۱٫۹۳	۲	۱٫۷۹	۱٫۹۳	۱٫۸۷	۱٫۸۴	۱٫۸۷
K	۰٫۰۰	۰٫۲۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Sum Cat.	۱۴٫۹۸	۱۴٫۲۵	۱۴٫۹	۱۴٫۹۱	۱۵٫۰۹	۱۵٫۱۶	۱۴٫۹۵	۱۵٫۰۴	۱۴٫۹۹	۱۴٫۹۱	۱۴٫۸۴	۱۴٫۹۲	۱۴٫۹۴
Mg#	۴۸	۴۹	۵۰	۵۷	۵۲	۷۹	۵۶	۶۴	۶۶	۶۹	۷۰	۷۱	۷۰



شکل ۵ رده‌بندی آمفیبول‌های سدی (الف و ب) و کلسیک - سدی (پ) بر اساس تقسیم‌بندی [۲۸]. نمونه‌های NS57 و NS89 دارای پروتولیت اسیدی (مثلث) و نمونه‌های Ssi441 و bs6، 378b دارای پروتولیت بازی (دایره) هستند.

جدول ۲ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی آمفیبول‌های سدی - کلسیک (باروئیزیت و وینچیت). فرمول ساختاری این آمفیبول‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن است. آهن کل به‌صورت FeOt محاسبه شده است.

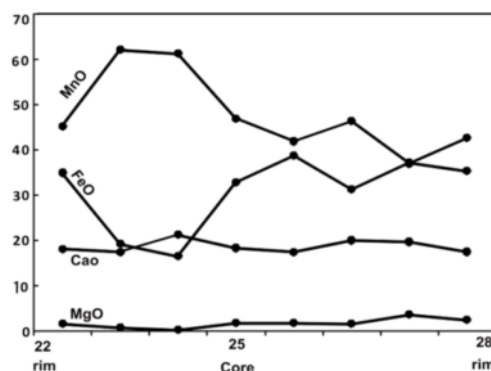
Sample	Ns57 (فلسیک)	Ns89 (فلسیک)				Ssi441 (مافیک)				BS6 (فلسیک)			378b (مافیک)	
SiO ₂	۵۱٫۹۶	۴۹٫۰۴	۴۹٫۱۴	۴۸٫۸۹	۵۰٫۳۴	۵۱٫۸۳	۵۰٫۰۱	۴۹٫۴۵	۴۸٫۳۵	۴۴٫۳۶	۴۷٫۸۸	۴۸٫۰	۵۳٫۷۱	۵۲٫۳۲
TiO ₂	۰٫۰۶	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۲۲	۰٫۰۸	۰٫۰۹
Al ₂ O ₃	۵٫۴	۵٫۱۷	۵٫۲۷	۴٫۹۴	۴٫۳۲	۷٫۶۳	۵٫۳۸	۷٫۰۴	۶٫۵۳	۹٫۴۲	۹٫۰۸	۸٫۲۷	۳٫۹۵	۴٫۲۸
FeO ^t	۲۰٫۰۹	۲۱٫۴۱	۲۰٫۸۳	۱۹٫۷۵	۱۹٫۹	۱۶٫۸۵	۱۷٫۶۲	۱۸٫۷۹	۱۸٫۳۷	۱۹٫۸۳	۱۹٫۱۸	۱۸٫۳۵	۱۸٫۴۲	۱۸٫۱
MnO	۰٫۶۸	۰٫۷۹	۰٫۸۷	۰٫۷۹	۰٫۹۵	۰٫۴۳	۰٫۶۱	۰٫۵۵	۰٫۶۲	۰٫۲۸	۰٫۳۷	۰٫۳۱	۰٫۲	۰٫۱۴
MgO	۱۰٫۰۷	۱۰٫۵۴	۱۰٫۶۵	۱۰٫۶۴	۱۰٫۸۸	۱۰٫۴۶	۱۲٫۱۲	۱۰٫۶۶	۱۱٫۲۶	۱۰٫۰۲	۱۰٫۰۱	۱۰٫۶۹	۱۱٫۹	۱۲٫۴
CaO	۶٫۵۱	۶٫۰۵	۵٫۷۴	۶٫۶۶	۶٫۶۹	۴٫۵۲	۷٫۷۱	۶٫۰۴	۶٫۹۷	۷٫۱۵	۵٫۹۲	۸٫۵۱	۳٫۴۳	۴٫۸۵
Na ₂ O	۳٫۵۳	۴٫۱۲	۴٫۳۴	۴٫۱۴	۳٫۵۲	۵٫۳۴	۳٫۱۸	۴٫۳۲	۳٫۷۴	۳٫۹۴	۴٫۶۸	۳٫۳۷	۵٫۳۴	۴٫۷
K ₂ O	۰٫۲۳	۰٫۳۴	۰٫۲۹	۰٫۳۴	۰٫۲۸	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳۶	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۱	۰٫۲۱
Total	۹۸٫۵۷	۹۷٫۶۵	۹۷٫۲۸	۹۶٫۲۹	۹۷٫۰۳	۹۷٫۴۲	۹۶٫۹۶	۹۷٫۳۹	۹۷٫۳۹	۹۵٫۷۲	۹۷٫۷	۹۸٫۰۶	۹۷٫۱۲	۹۷٫۰۹
Si	۷٫۵	۷٫۲۱	۷٫۲۲	۷٫۳	۷٫۴۱	۷٫۴۵	۷٫۳	۷٫۲۱	۷٫۱۴	۶٫۶۷	۶٫۹۷	۷٫۰۲	۷٫۶۹	۷٫۵۴
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۲۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al ^{IV}	۰٫۴۹	۰٫۷۸	۰٫۷۷	۰٫۶۹	۰٫۵۸	۰٫۵۴	۰٫۶۹	۰٫۷۸	۰٫۸۵	۱٫۳۲	۱٫۰۲	۰٫۹۷	۰٫۳	۰٫۴۵
Al ^{VI}	۰٫۴۲	۰٫۱	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۷۴	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۷	۰٫۳۴	۰٫۵۳	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۲۶
Fe ²⁺	۱٫۰۰	۰٫۹۶	۰٫۹	۱٫۲۴	۱٫۰۸	۱٫۱	۰٫۹۶	۱٫۰۲	۰٫۹۴	۰٫۹۴	۱٫۰۱	۱٫۳۵	۰٫۶۹	۰٫۷۲
Fe ³⁺	۰٫۰۸	۱٫۵	۱٫۴۹	۱٫۱	۱٫۲۲	۰٫۸۳	۱٫۰۷	۱٫۱۴	۱٫۱۹	۱٫۳۹	۱٫۱۸	۰٫۸	۱٫۳۵	۱٫۳۱
Mn	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Mg	۲٫۱۶	۲٫۳۱	۲٫۳۳	۲٫۳۶	۲٫۳۸	۲٫۲۴	۲٫۹۱	۲٫۳۱	۲٫۴۷	۲٫۲۴	۲٫۱۷	۲٫۳۳	۲٫۵۴	۲٫۶۶
Ca	۱٫۰۰	۰٫۹۵	۰٫۹	۱٫۰۶	۱٫۰۵	۰٫۶۹	۱٫۲	۰٫۹۴	۱٫۱	۱٫۱۵	۰٫۹۲	۱٫۳۳	۰٫۵۲	۰٫۷۴
Na	۰٫۹۸	۱٫۱۷	۱٫۱۳	۱٫۱۹	۱٫۰	۱٫۴۹	۰٫۹	۱٫۲۲	۱٫۰۷	۱٫۱۴	۱٫۳۲	۰٫۹۵	۱٫۴۸	۱٫۳۱
K	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۳
Sum Cat.	۱۳٫۷۵	۱۵٫۱۴	۱۵٫۰۴	۱۵٫۲۸	۱۵٫۰۵	۱۵٫۱۸	۱۴٫۳۸	۱۵٫۳۲	۱۵٫۱۷	۱۵٫۲	۱۵٫۲۴	۱۵٫۲۷	۱۴٫۹۶	۱۵٫۰۴
Mg#	۶۲	۷۰	۷۲	۶۵	۶۸	۶۷	۷۳	۶۹	۷۲	۷۰	۶۸	۶۳	۷۸	۷۸

گارنت

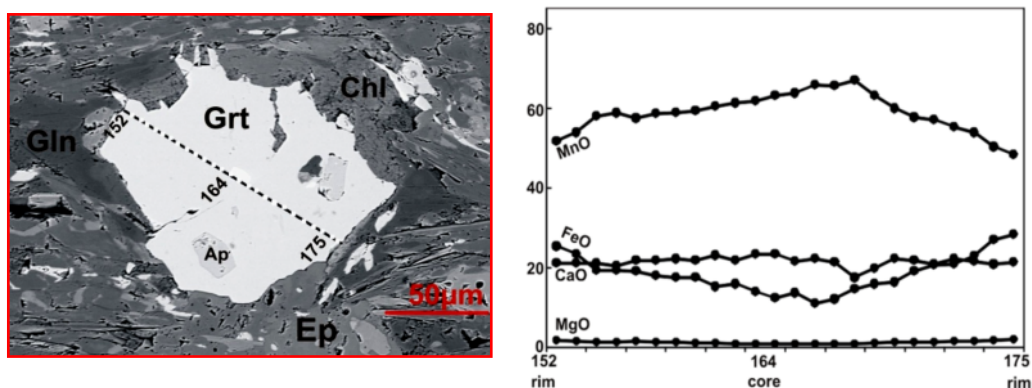
از آشکارترین ویژگی‌های ترکیب شیمیایی گارنت‌ها، فراوانی سازنده‌ی اسپسارتین در هر دو نوع گارنت نسل اول و دوم است (جدول ۳). سازه‌های گارنت شامل: اسپسارتین (۴۱ تا ۷۱ درصد)، آلماندن (۱۰ تا ۳۷ درصد)، گروسولار (۱۰ تا ۲۲ درصد) و پیروپ (۰ تا ۳ درصد) است. ترکیب شیمیایی گارنت-های نسل اول مشابه گارنت‌های نسل دوم بوده و تنها نسبت به آن‌ها کمی غنی‌تر از سازنده گروسولار هستند.

در هر دو نوع گارنت نسل اول و دوم، تغییرات ترکیب

شیمیایی شامل کاهش منگنز و افزایش آهن و منیزیم از مرکز به حاشیه است، ولی کلسیم تغییرات چندانی را نشان نمی‌دهد (شکل‌های ۶ و ۷). این گونه الگوهای منطقه‌بندی بیانگر تبلور و رشد گارنت طی دگرگونی پیش‌رونده است ([۳۰، ۲۹]). افزایش نسبت Fe/Mg و Mn و کاهش Fe در خارجی‌ترین بخش گارنت نیز موید توزیع و جذب دوباره‌ی این عناصر طی دگرگونی پسرونده است ([۳۱]).



شکل ۶ منطقه‌بندی در گارنت‌های نسل دوم بیانگر تمرکز منگنز و تا اندازه‌ای کلسیم در مرکز و غنی‌شدگی آهن در حاشیه است. کاهش آهن و افزایش منگنز در حاشیه‌ی خارجی ناشی از پدیده‌ی انتشار طی دگرگونی پسرونده است.



شکل ۷ تصویر BSE گارنت و الگوهای منطقه‌بندی آن در انواع نسل اول شامل کاهش Mn و افزایش Fe^{2+} و Mg از مرکز به حاشیه‌ی بلور است و بیانگر رشد گارنت در مرحله‌ی دگرگونی پیش‌رونده است. افزایش Mn، نسبت Fe^{2+}/Mg و کاهش Fe در خارجی‌ترین بخش گارنت نیز موید تبادلات یونی طی دگرگونی پسرونده است.

جدول ۳ نتایج تجزیه شیمیایی حاشیه و مرکز گارنت در سه نمونه از شیت‌های آبی. فرمول ساختاری گارنت بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده و جدایش آهن دو و سه ظرفیتی به روش تعادل بار صورت گرفته است. آهن کل به صورت FeO^t محاسبه شده است.

Sample	Ns57 (فلسیک)				Ns89 (فلسیک)				Ssi441 (مافیک)					
mineral	گارنت ثانویه (Grt II)				گارنت ثانویه (Grt II)				گارنت اولیه (Grt I)					
position	مرکز	مرکز	حاشیه	حاشیه	مرکز	مرکز	حاشیه	حاشیه	مرکز	مرکز	مرکز	حاشیه	حاشیه	حاشیه
SiO ₂	۳۶.۶۸	۳۶.۰۴	۴۰.۷۹	۳۸.۵۳	۳۶.۰	۳۵.۱۷	۳۵.۹۷	۳۵.۴۲	۳۵.۴۴	۳۶.۵۲	۳۸.۸۷	۳۶.۶	۳۶.۷۸	۳۶.۱۵
TiO ₂	۰.۲۶	۰.۳۲	۰.۲	۰.۰۷	۰.۱۶	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۸	۰.۲۳	۰.۱۴	۲.۱۵	۰.۱۸
Al ₂ O ₃	۱۹.۵۴	۱۹.۴۲	۱۸.۶۸	۱۸.۹۳	۱۹.۶۶	۱۹.۸	۱۹.۸۱	۲۰.۰۸	۲۰.۹۳	۲۰.۲	۲۰.۲۱	۲۱.۳۱	۲۰.۳۲	۲۰.۳۵
FeO ^t	۱۱.۱۶	۱۰.۰۴	۱۴.۹۶	۱۶.۶۷	۱۰.۴۷	۱۱.۰۷	۱۵.۳۶	۱۵.۱۸	۹.۵	۱۱.۹۲	۸.۹۷	۱۴.۱۳	۱۲.۰۸	۱۵.۳۲
MnO	۲۶.۹۸	۲۸.۰۷	۱۶.۳	۱۹.۰۱	۳۰.۴۳	۲۹.۰۶	۲۳.۹۸	۲۴.۶۹	۲۷.۶۱	۲۴.۹۴	۲۷.۸۲	۲۰.۹۸	۲۴.۱۱	۲۰.۶
MgO	۰.۱۹	۰.۱۴	۰.۷۹	۰.۶۲	۰.۴۷	۰.۶۱	۰.۷۱	۰.۶۹	۰.۲۳	۰.۳۴	۰.۲۱	۰.۴۲	۰.۳۱	۰.۴۸
CaO	۶.۰۲	۶.۴۷	۵.۱۱	۶.۱۹	۳.۴۲	۳.۳۳	۳.۵۹	۳.۰۶	۶.۴۱	۶.۴۹	۷.۴۴	۷.۰۴	۶.۹۸	۷.۱۹
Na ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۳۹	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۰
Total	۱۰۰.۸۹	۱۰۰.۵۷	۹۸.۶۹	۱۰۰.۴	۱۰۰.۶۸	۹۹.۲۱	۹۹.۷	۹۹.۳۴	۱۰۰.۲	۱۰۰.۶۵	۱۰۰.۸۲	۱۰۰.۱۵	۱۰۰.۸۲	۱۰۰.۳۲
Si	۲.۹۷	۲.۹۳	۳.۳۹	۳.۱	۲.۹۴	۲.۹۱	۲.۹۵	۲.۹۲	۲.۸۷	۲.۹۵	۲.۹	۲.۹۱	۲.۹۶	۲.۹۲
Ti	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
Al ^{IV}	۰.۰۲	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۴	۰.۰۷	۰.۱۲	۰.۰۴	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۰۳	۰.۰۷
Al ^{VI}	۱.۸۴	۱.۷۹	۱.۸۳	۱.۷۹	۱.۸۳	۱.۸۴	۱.۸۶	۱.۸۷	۱.۸۸	۱.۸۸	۱.۸۲	۱.۹۴	۱.۸۹	۱.۸۷
Fe ²⁺	۰.۵۹	۰.۴۲	۱.۰۴	۱.۰۷	۰.۴۸	۰.۵۱	۰.۸۵	۰.۸۴	۰.۴	۰.۶۴	۰.۳۳	۰.۸۲	۰.۶۷	۰.۸۴
Fe ³⁺	۰.۱۵	۰.۲۳	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۲	۰.۲۲	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۲۲	۰.۱۴	۰.۲۴	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۷
Mn	۱.۸۵	۱.۹۳	۱.۱۴	۱.۲۹	۲.۱	۲.۰۳	۱.۶۶	۱.۷۲	۱.۹	۱.۷	۱.۹	۱.۴۳	۱.۶۴	۱.۴۱
Mg	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۵	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۵
Ca	۰.۵۲	۰.۵۶	۰.۴۵	۰.۵۳	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۳۱	۰.۲۷	۰.۵۵	۰.۵۶	۰.۶۴	۰.۶۱	۰.۶	۰.۶۲
Na	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Sum Cat.	۷.۹۷	۷.۹۴	۷.۹۶	۷.۹۴	۸.۱	۷.۹۵	۸.۲۸	۷.۹۵	۷.۹۶	۷.۹۶	۷.۹۵	۷.۹۵	۷.۹۴	۷.۹۶
Mg#	۳	۳	۸	۶	۱۰	۷	۹	۹	۶	۶	۷	۵	۵	۶
Grs	۱۷	۱۹	۱۶	۱۷	۱۰	۱۰	۱۰	۹	۱۹	۱۹	۲۲	۲۰	۲۰	۲۱
Pyp	۰.۷	۰.۵۵	۳	۲	۱	۲	۲	۲	۰.۷۷	۱	۰.۷۶	۱	۱	۱
Alm	۱۹	۱۳	۳۷	۳۵	۱۶	۱۷	۲۸	۲۸	۱۳	۲۱	۱۰	۲۷	۲۲	۲۸
Sps	۶۱	۶۵	۴۱	۴۲	۷۱	۶۹	۵۶	۵۸	۶۵	۵۷	۶۵	۴۹	۵۵	۴۸

اپیدوت

چندانی مشاهده نشد. میزان سازنده‌ی پیستاسیت در اپیدوت از ۲۰ تا ۴۰ درصد متغیر است. اپیدوت منطقه‌بندی نامنظم و متفاوت از یک نمونه سنگ به نمونه‌ی دیگر و یا در مقاطع

از هر دو نوع اپیدوت اولیه و ثانویه تجزیه‌ی ریزپردازشی نقطه-ای بعمل آمد (جدول ۴) ولی در ترکیب شیمیایی آن‌ها تفاوت

مختلف یک نمونه نشان می‌دهد که به صورت کاهش تمرکز سازنده‌ی پیستاسیت از حاشیه به مرکز بلور است.

فنژیت

آنالیز شیمیایی فنژیت در جدول ۴ ارائه شده است. سازهای اصلی فنژیت عبارتند از موسکویت (۳۲ تا ۴۷ درصد)، سلادونیت (۲۱ تا ۵۶ درصد)، پاراگونیت (۰ تا ۱۱ درصد) و فلوگوپیت (۳ تا ۵ درصد) روشن‌ترین شاخص تغییرات ترکیب

جدول ۴ نتایج تجزیه‌ی ریزپردازشی کانی‌های فنژیت، اپیدوت، آلبیت، کلریت، اسفن. فرمول شیمیایی اسفن بر اساس ۴ اکسیژن، آلبیت ۸ اکسیژن، کلریت ۲۸ اکسیژن، فنژیت ۲۲ اکسیژن و اپیدوت ۱۲/۵ اکسیژن محاسبه شده‌اند. جدایش آهن دو و سه ظرفیتی به‌روش تعادل بار صورت گرفته و آهن کل به‌صورت FeO^t محاسبه شده است. Ti-Mn-Ca-WM سازای میکای سفید دارای تیتانیوم، منگنز و کلسیم است و X Ps درصد متشکله پیستاسیت کانی اپیدوت است.

Sample	Ns57 (فلسپیک)						Ssi441 (مافییک)							
mineral	فنژیت		اپیدوت		اسفن	آلبیت	اپیدوت		فنژیت		کلریت	اسفن	آلبیت	
position	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه			مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه				
SiO ₂	۵۱٫۵۲	۴۸٫۶۱	۳۷٫۴۴	۳۹٫۰۵	۳۰٫۲	۶۸٫۱۵	۳۷٫۶۹	۳۷٫۷۴	۵۰٫۱۸	۴۸٫۳۳	۲۶٫۶۶	۲۹٫۷۸	۶۷٫۲۸	
TiO ₂	۰٫۱	۰٫۲۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۳۸٫۶	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۲	۰٫۱۴	۰٫۳۵	۰٫۰۴	۳۹٫۱۳	۰٫۰۰	
Al ₂ O ₃	۲۲٫۷۵	۲۳٫۳۷	۲۰٫۹۳	۲۲٫۴۱	۰٫۶۱	۱۸٫۹۱	۲۵٫۲۸	۲۴٫۰۶	۲۲٫۸۱	۲۴٫۹۴	۱۸٫۱۲	۰٫۷۳	۲۰٫۳۱	
FeO ⁱ	۵۲٫۴	۳٫۱۴	۱۶٫۵۳	۱۵٫۰۲	۰٫۷۵	۰٫۲۲	۱۰٫۹۸	۱۲٫۷	۵٫۴۳	۷٫۲	۲۳٫۶۷	۰٫۵۸	۰٫۱۶	
MnO	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۴۳	۰٫۰۵	۱٫۱۷	۰٫۴۱	۰٫۱	۰٫۲۳	۱٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۱۲	
MgO	۳٫۶۷	۳٫۲	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۴٫۲۷	۳٫۳	۱۸٫۱۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۲۲٫۲	۲۰٫۹۸	۲۷٫۷	۰٫۰۴	۲۲٫۳۱	۲۲٫۸۸	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۲۷٫۶۷	۰٫۱۵	
Na ₂ O	۰٫۱۴	۰٫۸۴	۰۰٫۰	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۱۱٫۹۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۵	۰٫۳۱	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۱۱٫۷	
K ₂ O	۱۱٫۱۳	۱۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱۱٫۴۲	۱۰٫۸۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	
Total	۹۴٫۷۸	۹۵٫۱۳	۹۷٫۸۲	۹۸٫۳۱	۹۸٫۱	۹۹٫۳۵	۹۷٫۵۱	۹۷٫۵۱	۹۴٫۷۱	۹۵٫۸	۸۷٫۸	۹۸٫۰۴	۹۹٫۸۴	
Si	۷٫۰۵	۶٫۶۹	۳٫۰۱	۳٫۰۸	۱	۳٫۰	۲٫۹۸	۲٫۹۹	۶٫۹	۶٫۵۸	۵٫۶	۱	۲٫۹۵	
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰۰٫۰	۰٫۰۰	۰٫۹۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۹۸	۰٫۰۰	
Al ^{IV}	۰٫۹۴	۱٫۳	۲٫۱۶	۲٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۹۸	۲٫۳۵	۲٫۲۴	۰٫۹	۱٫۴۱	۲٫۳۹	۰٫۰۲	۱٫۰۵	
Al ^{VI}	۲٫۷۲	۲٫۴۸							۲٫۶	۲٫۵۸	۲٫۰۸			
Fe ²⁺	۰٫۶	۰٫۳۶							۰٫۳۵	۰٫۲۳	۴٫۱۶		۰٫۰۰	
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۵۶	۱	۰٫۸۹	۰٫۰۱		۰٫۶۵	۰٫۷۵	۰٫۲۳	۰٫۵۳		۰٫۰۱	۰٫۰۰	
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	
Mg	۰٫۷۴	۰٫۶۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۸۷	۰٫۶۷	۵٫۶۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۹۱	۱٫۷۷	۰٫۹۸	۰٫۰۰	۱٫۸۹	۱٫۹۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۹۹	۰٫۰۰	
Na	۰٫۰۳	۰٫۲۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۹۹	
K	۱٫۹۴	۱٫۷۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۲٫۰	۱٫۸۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	
Sum Cat.	۱۴٫۰۳	۱۴٫۰۳	۸٫۱۲	۷٫۸۶	۲٫۹۷	۴٫۹۹	۷٫۹۴	۷٫۹۵	۱۴٫۰	۱۴٫۲۸	۲۰٫۱۱	۳	۴٫۹۹	
X Ps			۳۳	۲۹			۲۱	۲۵						
Ms	۳۹٫۱	۳۲٫۵							۳۹٫۵	۴۴٫۷				
Cel	۵۳	۳۵٫۲							۴۵٫۹	۲۹٫۸				
Pg	۱٫۹	۱۱٫۲							۱٫۹	۴٫۲				
Phl	۴٫۸	۵							۵	۵				
Ti-Mn-Ca-Ms	۱٫۲	۱۶٫۱							۱۲٫۷	۱۴٫۹				
Ab						۹۹٫۶							۹۹٫۱	
An						۰٫۲							۰٫۷	
Or						۰٫۲							۰٫۲	

شیمیایی فنژیت از مرکز به حاشیه، کاهش سازای سلادونیت و در نتیجه کاهش تعداد اتم‌های سیلیسیوم از مرکز به حاشیه بلور است که احتمالاً ناشی از پدیده‌ی انتشار و توزیع دوباره و یا خروج سازای سلادونیت از فنژیت و تشکیل بیوتیت ثانویه طی دگرگونی پسرونده است ([۲۷]). از نظر ترکیبی، فنژیت موجود در پروتولیت‌های بازی و اسیدی مشابه هستند.

ادامه جدول ۴

Sample	Ns89 (فلسیک)						BS6 (مافیک)					
mineral	فنزیت		ایپدوت	اسفن	آلبیت	تیتانو مگنتیت	فنزیت		ایپدوت		کلریت	آلبیت
position	مرکز	حاشیه	داخل آلبیت				حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز		
SiO ₂	۵۰/۴۷	۴۹/۹	۳۶/۷۱	۲۹/۳	۶۷/۴۳	۰/۰۰	۴۶/۹۵	۵۲/۰۶	۳۶/۳۲	۱۷/۱۶	۲۵/۹۲	۶۷/۹
TiO ₂	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۰۲	۳۸/۱	۰/۰۱	۱۳/۴	۰/۵۸	۰/۱۸	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۱
Al ₂ O ₃	۲۲/۶۵	۲۳/۱۵	۲۱/۱۴	۱/۲	۱۹/۳۵	۰/۰۰	۲۷/۲۳	۲۲/۰۸	۲۳/۰۶	۲۳/۸۲	۱۸/۶۷	۱۹/۱۶
FeO ^I	۶/۵۴	۶/۵۶	۱۵/۷۱	۱	۰/۱۶	۸۹/۹۵	۲/۲۸	۴/۳۷	۱۴/۲۱	۱۳/۲	۲۵/۳۵	۰/۱۵
MnO	۰/۰۸	۰/۰۶	۱/۳۹	۰/۱	۰/۰۷	۱/۷۸	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۴۱	۰/۴۶	۰/۶۲	۰/۰۲
MgO	۳/۵۳	۳/۵۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۶۴	۴/۲۹	۰/۰۲	۰/۰۰	۱۶/۴۹	۰/۰۰
CaO	۰/۰۲	۰/۰۳	۲۱/۱۳	۲۷/۹	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۲۲/۴۳	۲۲/۸۵	۰/۰۰	۰/۰۸
Na ₂ O	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۶	۱۲/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۱/۷۳
K ₂ O	۱۱/۰۵	۱۰/۷۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۰	۱۰/۷۳	۱۰/۹۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳
Total	۹۴/۷۸	۹۴/۴۵	۹۸/۶۳	۹۷/۸	۹۹/۲۷	۱۰۱/۴	۹۵/۲۱	۹۴/۶	۹۹/۵۱	۹۹/۷۷	۸۷/۱۳	۹۹/۱۱
Si	۶/۹۴	۶/۸۶	۲/۹۳	۱	۲/۹۷	۰/۰۰	۶/۴۳	۷/۱۲	۲/۹۵	۲/۹۴	۵/۵۳	۲/۹۹
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۹۷	۰/۰۰	۰/۲۶	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ^{IV}	۱/۰۵	۱/۱۳	۱/۹۹	۰/۰۴	۱	۰/۰۰	۱/۵۶	۰/۸۷	۲/۱۵	۲/۲۲	۲/۴۶	۰/۹۹
A ^{IV}	۲/۶۱	۲/۶۲					۲/۸۲	۲/۶۸			۲/۲۲	
Fe ²⁺	۰/۵۳	۰/۴۶				۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۴۹	۰/۰۰		۴/۵۲	
Fe ³⁺	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۹۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۱/۴۷	۰/۴۱	۰/۰۰	۰/۸۴	۰/۷۸		۰/۰۰
Mn	۰/۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۰
Mg	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۴	۰/۸۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۵/۲۴	۰/۰۰
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۸	۱/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۹	۱/۹۴	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۰۳	۰/۰۰	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۰
K	۱/۹۴	۱/۸۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۸۷	۱/۹۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Sum Cat.	۱۴/۰۲	۱۳/۹۹	۷/۷۴	۳/۰۴	۵	۱/۹۸	۱۴/۱۱	۱۴	۷/۸۶	۷/۹	۱۹/۰۸	۴/۹۸
X Ps			۳۲						۲۸	۲۶		
Ms	۳۹/۲	۴۰/۱					۵۱/۲	۳۴/۹				
Cel	۴۷/۷	۴۳/۸					۲۲/۱	۵۵/۷				
Pg	۱/۷	۳					۷/۹	۳/۲				
Phl	۵	۵					۵	۴				
Ti-Mn-Ca-WM	۶/۴	۸/۱					۱۳/۸	۲/۲				
Ab					۹۹/۰۵							۹۹/۳۸
An					۰/۵۷							۰/۴۱
Or					۰/۳۸							۰/۲۱

ادامه جدول ۴

Sample	378b (مافیک)					
mineral	فنزیت			اپیدوت		آلبیت
position	مرکز	حاشیه	داخل اپیدوت	حاشیه	مرکز	
SiO ₂	۵۱٫۶۲	۴۸٫۹	۴۸٫۸۷	۳۶٫۱۷	۳۶٫۴۵	۶۷٫۳۵
TiO ₂	۰٫۲۵	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۱۲	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۲۲٫۲	۲۵٫۴۴	۲۶٫۱۸	۲۲٫۷۲	۲۲٫۱۵	۱۹٫۱۴
FeOt	۴٫۵	۲٫۹۶	۴٫۷۲	۱۳٫۷۲	۱۴٫۲۷	۰٫۱
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۲۶	۰٫۷۵	۰٫۰۰
MgO	۴٫۱۸	۳٫۴۶	۳٫۶۱	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۰
CaO	۰٫۰۵	۰٫۱	۰٫۱۱	۲۲٫۳۶	۲۲٫۳۶	۰٫۱۲
Na ₂ O	۰٫۱۳	۰٫۴۶	۰٫۴۱	۰٫۱۶	۰٫۰۰	۱۱٫۷۴
K ₂ O	۱۱٫۱۱	۱۰٫۷۱	۱۱٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶
Total	۹۴٫۳۳	۹۴٫۱۹	۹۵٫۲۶	۹۶٫۰۸	۹۸٫۳۳	۹۸٫۵۴
Si	۷٫۰۸	۶٫۷	۷٫۲۴	۲٫۹	۲٫۹۵	۲٫۹۸
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ^{IV}	۰٫۹۱	۱٫۲۷	۱٫۳۵	۲٫۱۹	۲٫۱۱	۱
Al ^{VI}	۲٫۶۷	۲٫۸۴	۲٫۸۳			
Fe ²⁺	۰٫۵۱	۰٫۳۴	۰٫۲۴			۰٫۰۰
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۸۴	۰٫۸۶	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۰
Mg	۰٫۸۵	۰٫۷۱	۰٫۷۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۱٫۹۵	۱٫۹۴	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۳	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۱٫۰۱
K	۱٫۹۴	۱٫۸۸	۱٫۹۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Sum Cat.	۱۴٫۲۸	۱۴٫۰۴	۱۴٫۶۸	۷٫۹۱	۷٫۹	۴٫۹۹
XP _s				۲۷	۲۹	
Ms	۳۶٫۵	۴۵٫۳	۴۷٫۹			
Cel	۵۵	۳۷٫۲	۳۳٫۲			
Phl	۴٫۵	۵	۵			
Pg	۱٫۸	۶	۵٫۵			
Ti-Mn-Ca-WM	۲٫۲	۶٫۵	۸٫۴			
Ab						۹۹٫۰۷
An						۰٫۶
Or						۰٫۳۳

دما- فشار سنجی

روش‌های برآورد شرایط فشار و دمای دگرگونی شیست‌های آبی عبارتند از استفاده از نرم‌افزار ترموکالک [۳۲] نسخه‌ی ۳٫۲۶ و منحنی گستره‌ی پایداری انواع آمفیبول [۳۳]. در بسیاری از موارد محاسبه‌ی شرایط فشار و دمای اوج دگرگونی در سنگ-های رخساره‌ی شیست آبی به علت اعمال دگرگونی پسروده و حساسیت ترکیب کانی‌های این رخساره به تغییرات فشار و دما نبود داده‌های ترمودینامیکی معتبر وابسته به فازهای تعادلی در دمای پایین، غیرممکن است و معمولاً فشار و دمای محاسبه

فلدسپات

فلدسپات این سنگ‌ها آلبیت خالص است (جدول ۴) و از محصولات دگرگونی برگشتی طی فاز دوم دگرگونی است. این کانی طی بالا رفتن گرادیان زمین گرمایی منطقه و به دنبال تزریق توده‌های ترونجمیتی به صورت پورفیروبلاست‌های درشت متبلور شده است.

کلریت

کلریت‌ها نیز مانند آلبیت دارای خاستگاه ثانوی بوده و نسبتاً غنی از منیزیم‌اند (جدول ۴).

اختصاری کانی‌ها از [۳۵] اقتباس و در جدول ۵ معرفی شده-
(اند).

- 1) $9Ts + 4Grs + 6Qtz = 3Tr + 4Prp + 12CzO$
 2) $42Fac + 95Ts = 57Tr + 70Alm$ 3) $78fact + 105Ts = 63Tr + 80Grs + 130Alm + 120Qtz + 120H_2O + 80CzO + 40H_2O$
 4) $15Tr + 12Prg + 22Prp + 72CzO = 57Ts + 6Gln + 28Grs$ 5) $8Fac + 19Ms = 19Fcel + 7Alm$ 6) $173Tr + 20Prg + 140Pg + 130Alm + 120CzO = 8CzO + 4H_2O$ 78Fac + 235Ts + 80Gln
 7) $10Prg + 235Cel + 70Pg + 65Alm + 60CzO = 31Tr + 39Fac + 40Gln + 235Ms$
 [۳۶] نیز خاطرنشان کرده‌اند که نبود لاوسونیت در شلیست آبی، بیانگر دمای بالاتر از ۳۳۰ درجه‌ی سانتیگراد است.

جدول ۵ علائم اختصاری کانی‌ها [۳۵].

نام کانی	علامت اختصاری
پلاژیوکلاز	Pl
آنورتیت	An
ارتوز	Or
آلبیت	Ab
گارت	Grt
گروسولار	Grs
پروپ	Prp
آلماند	Alm
آمفیبول	Am
ترمولیت	Tr
پارگازیت	Prg
چرماکیت	Ts
گلوکوفان	Gln
فروآکتینولیت	Fac
کوارتز	Qtz
موسکویت	Ms
پاراگونیت	Pg
فروسلاونیت	Fcel
سلادونیت	Cel
فلوگوپیت	Phl
کلریت	Chl
اپیدوت	Ep
پیستاسیت	Ps
کلینوزوئیزیت	CzO
زوئیزیت	ZO
ژادئیت	Jd
کیانیت	Ky
آندالوزیت	And
سیلیمانیت	Sil

شده، کمتر از فشار و دمای بیشینه‌ی حاکم در شرایط اوج دگرگونی است [۳۲].

زمانی که در محاسبات دما - فشار مجموعه کانی‌های آمفیبول سدی (مرکز آمفیبول)، اپیدوت، فنژیت و گارت نسل اول (مرکز بلور) را به‌صورت یک پاراژنز در مرحله‌ی اوج دگرگونی که طی فرورانش و تدفین بوجود آمده‌اند در نظر می-گیریم، به‌دلیل نبود واکنش‌های شیمیایی ممکن بین آن‌ها، میانگین فشار و دمای سنگ بوسیله ترموکالک قابل محاسبه نیست و موید این است که کانی‌های تعادلی اوج دگرگونی دستخوش تغییرات ناشی از دگرگونی پس‌رونده شده‌اند، و از این‌رو نمی‌توان آن‌ها را به‌صورت یک پاراژنز پایدار در این مرحله در نظر گرفت. در صورتی که با انتخاب حاشیه‌ی آمفیبول (باروئیزیت) به‌جای مرکز بلور در این محاسبات، فشار و دمای قابل قبولی برای رخساره‌ی شلیست آبی به دست می-آید. این شرایط فشار و دمای محاسبه شده معادل شرایط فاز دگرگونی اول است که نزدیک به شرایط مرحله‌ی اوج دگرگونی است.

آلبیت تنها به صورت پورفیروبل‌های درشت موجود بوده و آخرین محصول دومین فاز دگرگونی است که حاوی اداخل-هایی از آمفیبول سدی و کلسیک - سدی، فنژیت، گارت و اپیدوت هستند بنابراین در محاسبات دما-فشارسنجی با اضافه کردن پورفیروبل‌های آلبیت به مجموعه آمفیبول کلسیک - سدی (حاشیه‌ی بلور) + فنژیت (حاشیه‌ی بلور) + اپیدوت، دمای بیشتر و فشار کمتری نسبت به دگرگونی فاز اول (اوج دگرگونی) حاصل می‌شود. این فشار و دما معادل شرایط دومین فاز دگرگونی است که بدنبال افزایش گرادیان زمین‌گرایی منطقه در نتیجه تزریق توده‌های ترونجمیتی و حین بالآآمدگی واحدهای فشار بالا صورت گرفته است.

محاسبه‌ی دما و فشار دگرگونی با ترموکالک

میانگین فشار و دمای محاسبه شده با نرم افزار ترموکالک [۳۲] نسخه‌ی 3.26 بدست آمد، و در این محاسبات فعالیت اعضای نهایی کانی‌ها با نرم افزار AX [۳۴] محاسبه شدند. میانگین فشار و دمای مرحله اوج دگرگونی یا به احتمال زیاد در مراحل اولیه‌ی دگرگونی برگشتی پس از اوج دگرگونی، که با انتخاب مجموعه کانی‌های متعادل نمونه‌های مختلف سنگ‌های رخساره شلیست آبی به‌دست آمده، شامل ۱۱ تا ۱۴ کیلو بار فشار و ۳۵۰ تا ۴۲۰ درجه سانتیگراد است. محاسبه‌ی میانگین فشار و دما، بر اساس واکنش‌های زیر صورت گرفت (علامت‌های

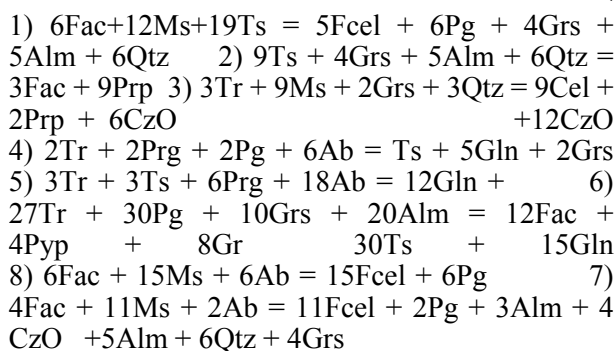
مناطق دیگر دنیا ([۳۸،۳۷،۲]) مسیر دگرگونی شیست‌های آبی سلطان‌آباد، ساعت گرد بوده است.

تفسیر زمین ساختی و برداشت

به عقیده تعداد زیادی از پژوهشگران در تریاس ([۵۲-۴۲، ۱۴]) یا ژوراسیک - کرتاسه زیرین ([۵۳،۵۴]) فرایند کافتن در حاشیه‌ی شمال شرقی گندوانا منجر به تشکیل اقیانوس نئوتتیس شد که در اوج تکامل از دریای عمان تا مدیترانه گسترش داشته است. همچنین در این دوره‌ها پیرامون خرده قاره‌ی ایران مرکزی نیز اقیانوس‌زایی صورت گرفته است. بقایای این اقیانوس‌ها در محل برخورد خرده قاره‌ها، به صورت عدسی-های افیولیتی و سنگ‌های وابسته به زون‌های فروانش مانند رخساره‌های دگرگونی فشار در بالا دیده می‌شوند.

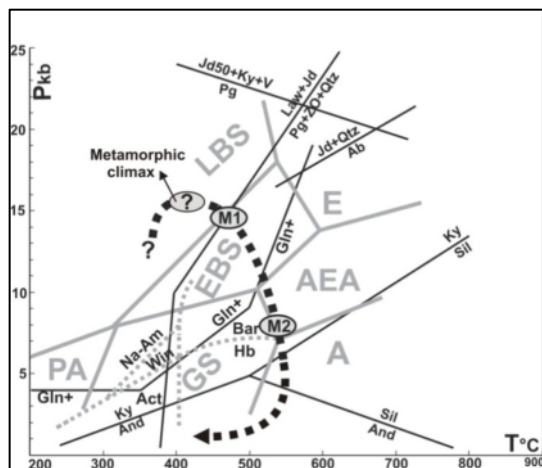
چنانکه در بخش زمین‌شناسی منطقه نیز گفته شد با توجه به شواهد متنوع صحرایی، میکروسکوپی، ژئوشیمیایی، محاسبات دما - فشار و سال‌سنجی ترونج‌میت‌ها و گارنت-آمفیبولیت‌ها، سناریوی ذوب‌بخشی پوسته‌ی اقیانوسی فرورو و تشکیل گدازه‌ی آداکیتی ترونج‌میتی و تفاله‌ی گارنت-آمفیبولیتی در منطقه‌ی سلطان‌آباد طی پالتوسن میانی استنباط شده است [۱۰] از طرفی وجود شیست‌های آبی عاری از لائوسونیت نیز بیانگر وجود این منطقه‌ی فروانش نسبتاً داغ در منطقه سبزوار است.

همچنین میانگین فشار و دمای محاسبه شده با ترموکالک برای دومین فاز دگرگونی به ترتیب عبارتند از ۴ تا ۷ کیلو بار و ۵۰۰ تا ۵۸۰ درجه‌ی سانتیگراد است که بر اساس واکنش‌های زیر به دست آمده‌اند:



با استفاده از قلمرو پایداری انواع آمفیبول [۳۳] نیز می‌توان شرایط دما و فشار مرحله‌ی دوم دگرگونی ارزیابی کرد. وجود بارونیزیت در حاشیه‌ی آمفیبول‌های سدی حاکی از آن است که فرایند این مرحله در دمای بیشتر از ۴۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و فشار بالاتر از ۵ کیلو بار صورت گرفته باشد، در حالی که حضور وینچیت موید دما و فشار کمتری است.

با استفاده از داده‌های حاصل از دما- فشار، مسیر فشار - دمای دگرگونی (P-T) شیست‌های آبی منطقه در شکل ۸ ترسیم شده است. همانند مسیر دگرگونی رایج در سنگ‌های دگرگونی با فشار بالا - دمای پایین، منشورهای بهم‌افزوده



شکل ۸: نمودار P-T-t دو فاز دگرگونی شیست‌های آبی منطقه‌ی سلطان‌آباد که با توجه به محاسبات دما- فشار ترسیم شده است. قلمرو رخساره‌ها (GS): شیست سبز، A: آمفیبولیت، E: اکلوزیت، زیررخساره‌ها (PA): پومپلایت - اکتینولیت، AEA: آلپیت - اپیدوت - آمفیبولیت، EBS: اپیدوت - شیست آبی، LBS: لائوسونیت - شیست آبی) و گستره‌ی پایداری انواع آمفیبول [۳۳] در شکل نمایش داده شده‌اند (Hb: هورنبلند، Bar: بارونیزیت، Act: اکتینولیت، Na-Am: آمفیبول سدی، Win: وینچیت). با توجه به نبود پیروکسن ژادیتی و لائوسونیت و حضور اپیدوت در سنگ‌های رخساره‌ی شیست آبی، گستره‌ی دما- فشار فاز اول دگرگونی (M1) در پایین‌تر از منحنی تبدیل آلپیت به ژادیت و در قلمرو زیررخساره‌ی اپیدوت - شیست آبی واقع است. وجود بارونیزیت و بلورهای درشت آلپیت در پارائز فاز دوم دگرگونی (M2) بیانگر آن است که این فاز دگرگونی در شرایط زیررخساره آلپیت - اپیدوت - آمفیبولیت و در قلمرو پایداری آمفیبول نوع بارونیزیت صورت گرفته است. قلمرو پایداری گلوکوفان ([۳۹])، آلپیت ([۴۰]) و آلومینوسیلیکات‌ها ([۴۱]) نیز در شکل دیده می‌شود.

قدردانی

از آقایان پروفیسور فدریکو روزتی، جیانلوکا ویگنارولی و دومنیکو کوتسوپولی از دانشگاه سوم رم و دکتر توماس تی که زمینه سازی‌های لازم برای انجام تجزیه‌های ریزپردازش را در دانشگاه‌های لاسپینزای رم و اشتوتگارت فراهم کرده‌اند و با ارائه پیشنهادات ارزنده و انجام بررسی‌های صحرایی مشترک سهم به سزایی در به ثمر رساندن این پژوهش کرده‌اند کمال تشکر را داریم. نویسندگان مقاله از نظرها و پیشنهادهای سازنده‌ی داوران محترم مجله نیز تشکر می‌کنند.

مراجع

- [1] Miyashiro A., "Metamorphism and Metamorphic belts", Wiley, New York (1973) p. 492.
- [2] Maruyama S., Liou J.G., Terbayashi M., "Blueschists and eclogites of world and their exhumation", International Geology Review 38 (1998) 485-594.
- [3] Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and mélange terranes in Iran, A geochronological study and paleotectonic implications", Tectonophysics 68 (1980) 83-111.
- [4] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E., "The Sistan Suture Zone of Eastern Iran", Geological Society of American Bulletin 94 (1983) 134-150.
- [5] Fotoohi Rad G.R., Droop G.T.R., Amini S., Moazzen M., "Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, Eastern Iran: A comparison of P-T histories from a subduction mélange", Lithos 84 (2005) 1-24.
- [6] Fotoohi Rad G.R., Droop G.T.R., Burges R., "Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran", Geological Journal 44 (2009) 104-116.
- [7] Baroze J., Macaudiere J., Montigny R., Noghrean 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) Geological Society of Iran, Rep. No.: 51.
- [8] Macaudière J., "Etude structurale du domaine métamorphique de Soltanabad (chainon ophiolitique de Sabzevar, NE Iran)", Phd theses (1982).

سال‌سنجی آرگون - آرگون فنزیت و آمفیبول‌های سدی و کلسیک - سدی موجود در شیست‌های آبی مبین رخداد مرحله‌ی دوم دگرگونی (تاثیر گرمایی توده‌های ترونجمیتی منطقه) در زمان ائوسن بالایی تا پالتوسن میانی است (داده‌های منتشر نشده).

بنابراین طی پالتوسن - ائوسن، حرکت رو به شمال صفحه - ی عربستان و حرکت خرده قاره‌ی ایران مرکزی به سمت شمال شرقی منجر به فروورانش و سپس بسته شدن حوضه‌ی اقیانوسی باریک و جوان سبزوار شده است. راستای شرقی - غربی ساختارهای واقع در منطقه و رانش رو به جنوب آن‌ها موید وجود رژیم فروورانشی رو به شمال است. این پوسته‌ی اقیانوسی همزمان با تدفین در منشورهای بهم افزوده‌ی منطقه فروورانشی، دستخوش دگرگونی رخساره شیست آبی شده و در نتیجه ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورو در اعماق بیشتر منطقه فروورانش توده‌های ترونجمیتی و نیز بلوک‌های گارنت - آمفیبولیت (فاز دیرگاز) به وجود آمده‌اند. بنابراین سناریوی شکل‌گیری دگرگونی به قرار زیر خلاصه می‌شود:

با تشکیل شیست‌های آبی در اعماق ۴۰ تا ۵۰ کیلومتری، در اعماق بیشتر ذوب‌بخشی پوسته‌ی اقیانوسی فرورو منجر به تشکیل گدازه‌ی ترونجمیتی و نیز تشکیل تفاله‌ی گارنت - آمفیبولیت در پالتوسن میانی شده است. تزریق ماگماهای ترونجمیتی به قلمرو شیست‌های آبی واقع در منشورهای بهم - افزوده، طی فاز دوم دگرگونی، باعث بالا رفتن گرادیان زمین - گرمایی منطقه شده و در نتیجه، پورفایروبلاست‌های آلبیت و آمفیبول کلسیک - سدی رشد کرده و بلورهای گلوکوفان دستخوش دگرگونی برگشتی شده‌اند.

با وجود مدل ژئودینامیکی ارائه شده در بالا، نظر به حضور ورقه‌های بزرگ شیست آبی به صورت زنولیت در توده‌های ترونجمیتی منطقه، دما و فشار دگرگونی بیشینه‌ی ورقه‌ی اقیانوسی فرورو و ذوب بخشی آن در منطقه کانال فروورانش پس از پذیرش دگرگونی فشار بالا - دمای پایین (رخساره‌ی شیست آبی) صورت گرفته است. لذا در این مدل ژئودینامیکی گسیختگی ورقه‌ی اقیانوسی فرورو و نفوذ دیاپیر آستنسفری از آن (Slab break-off) و به دنبال آن ذوب بخشی لبه‌های محل گسیختگی و تشکیل گدازه‌ی آداکیتی و یا مدل فروورانش پشته‌ی میان اقیانوسی در حال ارزیابی و بررسی است.

- [۱۹] کره‌ای م.ت.، سعیدی ع.، "نقشه زمین‌شناسی جنوب سلطان‌آباد"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۲) ۱۵۵ص.
- [۱۰] نصرآبادی م.، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار"، رساله دکتری دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۸) ۲۵۰ص.
- [11] Sabzehi M., "Les mélanges ophiolitiques de la region de Esfandaghe (Iran meridional). Etude petrologique et structural Interpretation dans les carde Iranien", Theses universite de Granoble (1974).
- [12] Oberhansli R., Moinzade H., Moazzen M., Arvin M., "Blue jadeitite from Shogan, SE Iran", Mitt.Östter.Miner.Ges. 150 (2005).
- [13] Agard P., Monie P., Gerber W., Omrani J., Molinaro M., Labrousse L., Vrielynck B., Meyer B., Jolivet L., Yamato P., "Transient synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from pressure, temperature, deformation, time and kinematic constraints: Implications for Neotethys wedge dynamics", Journal of Geophysical Researches 111 (2006): Art. No. B 11401, Nov. 2.
- [14] Davoudian A.R., Genser J., Dachs E., Shabanian N., "Petrology of eclogites from north of Shahr-e- Kord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Mineralogy and Petrology 92 (2008) 393-413.
- [15] Bagheri S., Stampfli G.M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451 (2008), 123-155.
- [16] Zanchi A., Zanchetta S., Garzanti E., Balini M., Berra F., Mattei M., Muttoni G., "The Cimmerian evolution of the Nakhla-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin", Geological Society of London, Special Publications 312 (2009) 261-286.
- [17] Zanchetta S., Zanchi A., Villa I., Poli S., Muttoni G., "The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran)", Geological Society of London, Special Publications 312 (2009) 57-79.
- [18] Lensch G., Mihm A., Alavi Tehrani N., "Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/ Khorasan (Iran)", Neues Jahrbuch Fur Geologie un Palaontologie Monatshefte, 131 (1977), 156-178.
- [20] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran, a review", American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 7 (1968) 1229-1258.
- [21] Alavi M., "Tectonic map of the middle east", Geological Survey of Iran, scale 1/500000.1sheet, (1991).
- [22] Pilger A., "Die zeitlich-tectonische Entwicklung der Iranischen Gebirge," Clausthaler Geologische Abhandlungen., 8 (1971) 27-41.
- [23] Storkey A.C., Hermann J., Hand M., Buick I. S., "Using In Situ Trace-Element Determinations to Monitor Partial-Melting Processes in Metabasites", Journal of Petrology 6 (2005) 1283-1308.
- [24] García-Casco A., Lázaro C., Torres-Roldán R. L., Núñez Cambra K., Rojas Agramonte Y., Kröner A., Neubauer F., Millán G., Blanco Quintero I., "Partial melting and counterclockwise P-T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento mélange, Cuba)", Journal of Petrology 49 (1) (2008) 129-161.
- [25] Beard J.S., Lofgren G.E., "Dehydration melting and water saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 Kb", Journal of Petrology 32 (1991) 365-401.
- [26] Winter K.T., Newton R.C., "Experimental melting of hydrous low-K tholeiite: evidence on the origin of Archaean cratons", Bulletin of the Geological Society of Denmark 39 (1991) 213-228.
- [27] Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", 7th edn Springer-Verlag Berlin (2002).
- [28] 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.
- [29] Tracy R.J., "Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry JM (ed) Characterization of Metamorphic Mineral Equilibria", Mineral Soc Am, Rev Mineral 10 (1982) 355-397.

- [42] Mattaur M., "Les déformations der materiaux de l'écorce terrestre", Hermann, Paris (1973).
- [43] Stöcklin J., "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia", Mémoires hors série de la société Géologique de France 8 (1977) 333-353.
- [44] Wensink H., Varecamp J.C., "Paleomagnetism of basalts from Alborz (Iran), part of Asia in the Cretaceous", Tectonophysics 68 (1980) 113-129.
- [45] Majidi B., "The ultrabasic lava flows of Mashhad, North East Iran", Combridge University. Geological Magazine 118(1981) 49-58.
- [46] Stampfli G.M., "Etude geologique generale de l' Elbourz oriental au sud de Gondbad-e-Qabus, Iran NE", Thesis Geneve, (1978) 329.
- [47] Boulou J., "Hercinian and Eocimerian events in Afghanistan and adjoining regions", Tectonophysics 148 (1988) 253-275.
- [48] Eftekhari Nezhad J., Behrouzi A., "Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late Paleozoic rocks in NE – Iran (including Kope Dag)", Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 38 (1991) 89-100.
- [49] Stampfli G.M., "Tethyan oceans. In: Bozkurt E., Winchester G. A., Piper G. D. A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", Geological Society of London, Special Publication 173 (2000) 1-23.
- [50] Golonka A.J., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", Tectonophysics 381 (2004) 235-273.
- [51] Stampfli G.M., Borel G.D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons", Earth and Planetary Science Letters 196 (2002), 17-33.
- [52] Stampfli G.M., Kozur H., "Europe from the Variscan to the Alpine cycles", In: Gee, D.G., Stephenson, R. (Eds.), European Lithosphere Dynamics. Memoir of the Geological Society (London), (2007) 57-82.
- [53] Haynes S.J., Renolds P.H., "Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement", Nature 283 (1980) 561-563.
- [54] Spies O., Lensch G., Mihm A., "Geochemistry of the post- ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran). Geodynamic project (Geotraverse) in Iran", Geological Society of Iran, Rep No. 51 (1983).
- [30] Spear F.S., "Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets", Contribution to Mineralogy and Petrology 99 (1988) 507-517.
- [31] Florence F.P., Spear F.S., "Intergranular diffusion kinetics of Fe and Mg during retrograde metamorphism of a pelitic gneiss from the Adirondack Mountains", Earth and Planetary Science Letters 134 (1995) 329-340.
- [32] Powell R., Holland T.J.B., "On thermobarometry", Journal of Metamorphic Geology 26 (2008) 155-179.
- [33] 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.
- [34] Holland T.J.B., Powell R., "The AX computer program", unpublished data; <http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/index.htm>
- [35] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogists 68 (1983) 277-279.
- [36] Frey M., De Capitani C., Liou J.G., "A new petrogenetic grid for low-grade metabasites", Journal of Metamorphic Geology 9 (1991) 479-509.
- [37] Massonne H.J., "Rhenohercynian Foldbelt, C. Metamorphic units (Northern phyllite zone), metamorphic evolution. In: Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K. (Eds.), Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe", Springer Verlag, Berlin- Heidelberg, (1995a) 132-137.
- [38] Massonne H.J., "Experimental and petrogenetic study of UHPM. In: Coleman, R.G., Wang, X. (Eds.), Ultrahigh Pressure Metamorphism", Cambridge Univ. Press, (1995b) 33-95.
- [39] Okrusch M., Seidel E., Davis E.N., "The assemblage jadeite-quartz in the glaucophane rocks of Sifnos Cyclades Archipelago, Greece", N. Jb. Miner. Abh. 132 (1978) 284-308.
- [40] Holland T.J.B., "The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes", Contributions to Mineralogy and Petrology 82 (1983) 214-220.
- [41] Holdaway M.J., "Significance of chloritoid-bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico", Geological Society of America Bulletin 89 (1978) 1404-1414.