



شیمی کانی و زمین دما-فشارسنگی سنگ‌های رسی دگرگون شده مجموعه دگرگونی گیسور، گناباد

عبدالصمد پورمحمد^۱، احمد احمدی خلجی^{*}، مسعود همام^۲، محمد ابراهیمی^۳، رسول اسماعیلی^۴، زهرا طهماسبی^۱

- ۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان
- ۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد
- ۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان
- ۴- انسٹیتو زمین شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم، پکن، چین

(دریافت مقاله: ۹۸/۶/۴، نسخه نهایی: ۹۸/۹/۶)

چکیده: منطقه گیسور در شرق شهرستان گناباد، بخشی از شمال قطعه لوت محسوب می‌شود. سنگ‌های این منطقه شامل سنگ‌های گرانیتوئیدی و مجموعه دگرگونی هستند. در سنگ‌های متاپلیتی (رسی دگرگونه) این منطقه وجود شیستوارگی S_1 و کانی کلریتوئید شاخص دگرگونی ناحیه‌ای است و به عنوان شواهد دگرگونی مجاورتی می‌توان به وجود بافت‌های تصادفی در کانی‌های آندالوزیت، استارولیت، مسکوویت، گارنت پس از زمین ساخت و رشد سیلیمانیت منشوری به درون لبه آندالوزیت اشاره کرد. گارنت دارای دو مرحله رشد بوده و بیشتر دارای اعضای پایانی آلماندین، گروسولار و اسپیسارتین است. کلریتوئید و استارولیت از نوع آهن دار هستند. مسکوویت کمی جایگزینی از نوع پاراگونیت دارد. کلریتی شدن بیوتیت و گارنت، سریسیتی شدن آندالوزیت و بروز ریزترک‌های شعاعی در گارنت همه نشان دهنده یک دگرگونی پسروند و بالاًمدگی هستند. براساس روش‌های زمین دما-فشارسنگی مرسوم، دما و فشار این مجموعه دگرگونی در گستره‌های $C = 60.8^{\circ}$ - 38° و $P = 4.5$ - 5.5 kbar برآورد شدند. وجود ریزترک‌های شعاعی پیرامون میانبارهای کوارتز در گارنت ناشی از یک مؤلفه بزرگ کاهش فشار همدماست.

واژه‌های کلیدی: گیسور؛ گناباد؛ دگرگونی ناحیه‌ای؛ دگرگونی مجاورتی؛ زمین دما-فشارسنگ؛ قطعه لوت.

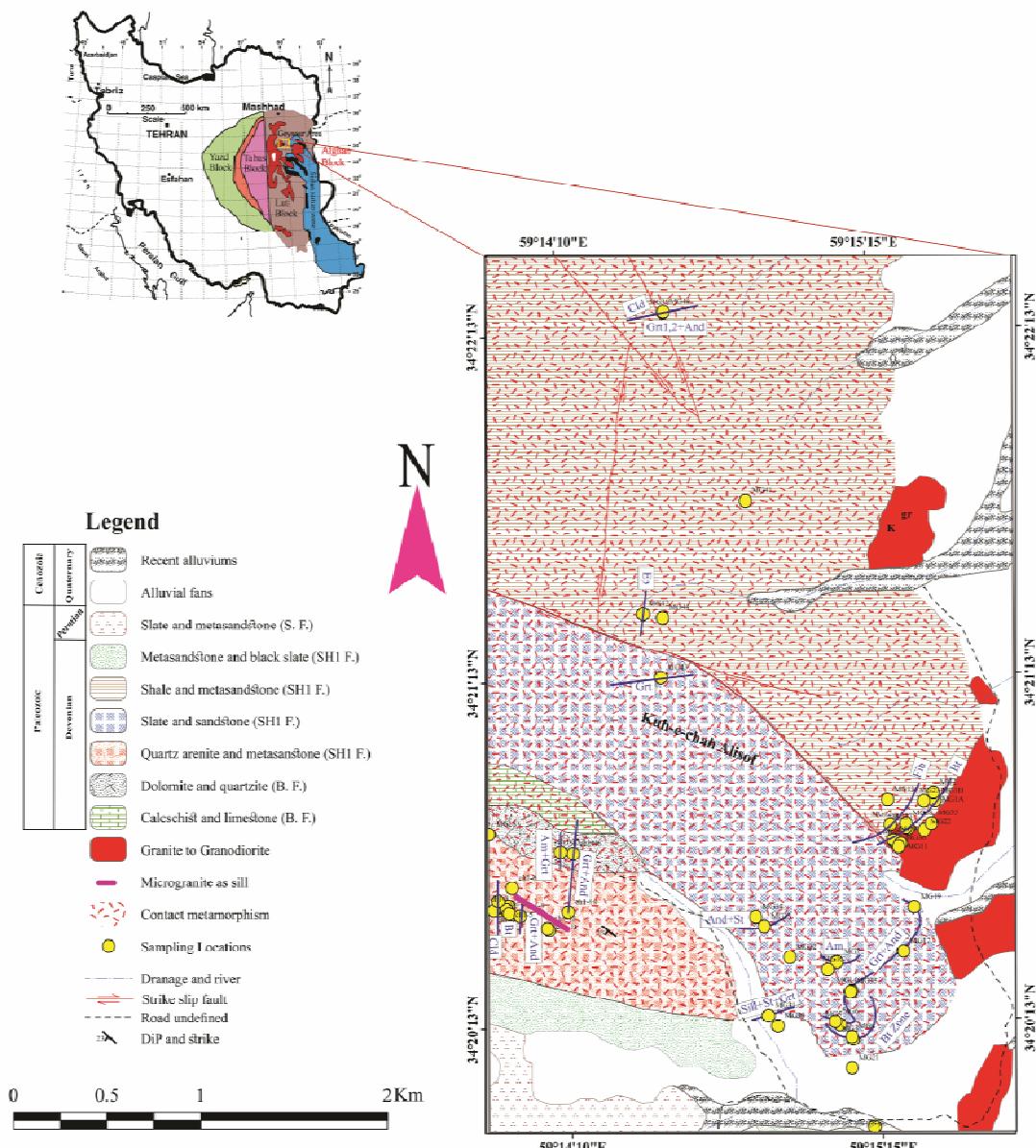
نظریه‌های مختلفی ارائه شده است؛ برخی آن را مربوط به پدیده‌های چون فروزانش [۴، ۵]، شرایط کششی [۶] و حتی فروزانش دوسویه [۷] نسبت داده‌اند. از جمله فعالیت‌های ماقمایی در قطعه لوت، توده گرانوودیوریتی گیسور است که بر سازندهای کنار خود اثر گذاشته و آن‌ها را دچار دگرگونی مجاورتی کرده است.

مجموعه دگرگونی گیسور در ۵۸ کیلومتری شرق شهرستان گناباد قرار دارد و بخشی از ناحیه شمالی پهنه ساختاری قطعه لوت به شمار می‌آید [۸]. این منطقه بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نوده [۹] و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گناباد [۱۰] به

مقدمه

قطعه لوت را نخستین بار اشتوكلين [۱] به عنوان یکی از ۹ پهنه ساختاری در شرق ایران معرفی کرد. او و همکارش مرز شرقی قطعه لوت را گسل نهیندان و حوضه فلیش شرق ایران و مرز غربی آن را گسل ناییند و قطعه طبس مشخص کردند [۲]. مرز شمالی این قطعه با فروافتادگی جنوب کاشمر و مرز جنوبی آن به فرونشست جازموریان بسته می‌شود. از ویژگی‌های بی مانند قطعه لوت، فعالیت ماقمایی آن بوده که از ژوراسیک آغاز شده و در ترشیاری به اوج خود رسیده است [۳]. در ارتباط با چگونگی فعالیت‌های زمین‌ساختی ماقمایی در این قطعه

کردند. جودای [۱۳] سنگ‌های دگرگونی منطقه گیسور را وابسته به دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی دانسته و هاله دگرگونی مجاورتی را با نوع ۲b همسان می‌داند. برای مجموعه دگرگونی گیسور بررسی‌های دقیق و منسجمی صورت نگرفته است. بررسی این مجموعه و ارتباط آن با توده گرانودیوریتی گیسور کمک شایانی به شناخت جایگاه زمین‌ساختی و فعالیت ماقمایی شمال قطعه لوت خواهد کرد. از این‌رو، در این پژوهش افزون بر آزمون روش‌های مختلف برای تعیین شرایط دگرگونی، ویژگی‌های صحرایی، سنگنگاری، شیمی کانی و مسیر تکاملی سنگ‌های دگرگونی گیسور بررسی شده است.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی نوده [۹] با کمی تغییرات. علائم استفاده شده در راهنمای نقشه عبارتند از: B.F.=سازند بهرام، SH1.F.=سازند شیشتتو ۱ و S.F.=سازند سردر. محل کانی‌های شاخص بر نقشه مشخص شده است.

مختصات طول جغرافیایی "۱۳°۵۲'۵۲" تا "۱۵°۴۲'۵۹" و عرض جغرافیایی "۳۴°۲۲'۲۴" تا "۳۴°۱۹'۵۴" شمالی است (شکل ۱).

از جمله پژوهش‌های انجام شده در این منطقه، بررسی‌های شرکت فرانسوی B.R.G.M. بوده است که در کنار بررسی‌های زمین شیمیایی عناصر، اقدام به سن‌سنجی بر زیرکن‌های موجود در گرانیت‌های گیسور با روش U-Pb کردند [۱۱]. کریم‌پور و مرادی [۱۲] با استفاده از روش U-Pb در زیرکن، در گستره نقشه‌های زمین‌شناسی نوده و گناباد [۱۰، ۹]، سن توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد (۳۹.۹ میلیون سال) را تعیین

سمت جنوب‌غرب است. شیستوارگی با آذرین لایه میکروگرانیتی هم راستاست [۲۱]. این منطقه در معرض گسل‌های راستا لغز بوده که حرکات آن‌ها بر سنگ‌های پیرامون اثر گذاشته‌اند (شکل ۱). در برخی موارد، سنگ‌های گرانیتی پیرامون گسل‌ها خرد شده و به سوی میلیونیتی‌شدن پیش رفته‌اند.

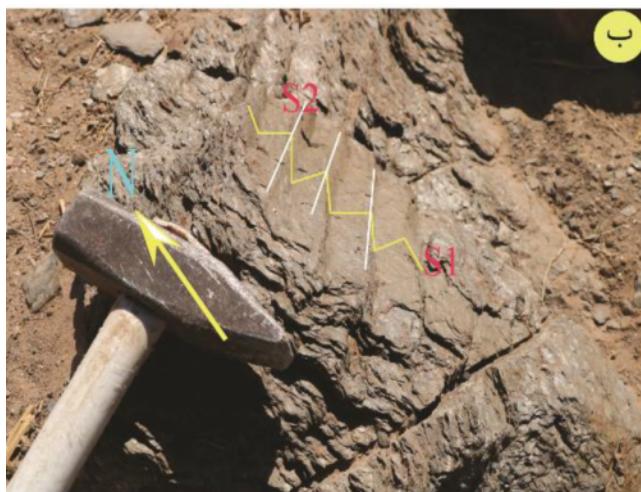
در شرق منطقه مورد بررسی و در کنار توده گرانیتوئیدی گیسور درون شکستگی‌های میکاشیست‌ها، رگچه‌هایی بسیار متراکم از تورمالین با پهنهای 10 cm دیده می‌شوند. در این مجموعه، رگه‌های پگماتیتی سرشار از مسکوویت‌های درشت و تورمالین قابل مشاهده‌اند که به احتمال بسیار در ارتباط با جریان سیال‌های بورداری است که از توده گرانیتوئیدی شکل گرفته‌اند. در لبه‌های توده، سنگ‌های دگرگونی دارای بیوتیت یا به عبارت دیگر بیوتیت شیست‌ها تشکیل شده‌اند. در ضلع شرقی، پس از بیوتیت شیست‌ها، بیوتیت-فیبرولیت شیست‌ها قرار دارند که به احتمال بسیار فیبرولیت در اثر سیال‌های اسیدی از بیوتیت شکل گرفته است [۲۲]. در انتهای ضلع غربی، کلریتوئید شیست‌ها رخ‌منون دارند. همچنین کلریتوئید شیست‌ها در ضلع شمالی دیده می‌شوند که با آندالوزیت همراهی می‌شوند. در این بخش، آندالوزیت - گارنت شیست نیز دیده می‌شود. در بخش مرکزی و شرقی، اپیدوت شیست‌ها به همراه آندالوزیت شیست‌ها به طور متناوب قرار گرفته‌اند که به احتمال بسیار در ارتباط با تغییر ترکیب محلی است. در ضلع جنوبی، گارنت بصورت گستره‌تر، استارولیت و سرانجام سیلیمانیت منشوری دیده می‌شوند (شکل ۱). بنابراین در بخش جنوبی، افزایش دما بیشتر بوده است و ضلع شرقی بیشتر در معرض سیال‌های بوردار و اسیدی بوده است. برخی از کانی‌ها مانند آندالوزیت، استارولیت و مسکوویت بطور تصادفی در سنگ‌ها رشد کرده‌اند که نشانگر افزایش دمای ناشی از نفوذ توده‌های آذرین گرانیتوئیدی است. اندازه بلورهای آندالوزیت و گارنت به ترتیب به ۸ و ۰.۶ cm می‌رسد. افزون بر این، در کنار آذرین لایه میکروگرانیتی، گارنت به رنگ قرمز آلبالویی رشد کرده است. آندالوزیت‌های موجود در بخش شمالی و غربی به شدت دگرسان و سریسيتی شده‌اند.

مواد و روش‌ها

در راستای بررسی واحدهای سنگی مجموعه دگرگونی گیسور در ۵۲ ایستگاه نمونه‌برداری شد که در کنار بررسی صحرایی و سنگ‌شناسی از آنها تعداد ۴۹ مقطع نازک به منظور سنگ‌نگاری تهیه شد. از میان نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۲ نمونه برای بررسی‌های زمین شیمیایی سنگ کل انتخاب و پس از خردایش برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ACME و نکور کانادا فرستاده شد عناصر اصلی به روش طیف سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت شده القای (ICP-AES) تجزیه شد. از بین مقاطع نازک، ۳ نمونه با بیشترین تعداد کانی برای تجزیه ۱۱۵ SX با ولتاژ شتاب دهنده 15 kV و جریان پرتو 20 nA (اندازه پرتو $5\text{ }\mu\text{m}$) در موسسه زمین‌شناسی و زمین فیزیک انجمن علوم کشور چین (IGG-CAS) بررسی شدند. در این بررسی در حد ممکن از داده‌های با اعتبار کافی استفاده شد. نتایج به کمک نرم افزارهای گوناگون از قبیل Thermocalc v.3.7 [۱۴] با بانک اطلاعاتی Gibbs.tcds55 [۱۵] با WinCcac v.2.1 [۱۶] و Theriak-Domino [۱۷] با tcdb55 پردازش شد و اساس تجزیه و تحلیل قرار گرفت. علائم بکار رفته در این نوشتار برگرفته از مراجع [۲۰، ۱۹] است.

زمین‌شناسی

مجموعه دگرگونی گیسور در اثر توده‌های نفوذی دارای طیف گوناگونی از سنگ‌های اسلیت و فیلیت تا انواع شیست‌ها (کلریتوئید شیست، گارنت شیست، بیوتیت-استارولیت-گارنت شیست، آندالوزیت شیست، سیلیمانیت-آندالوزیت شیست، آندالوزیت-گارنت شیست و آندالوزیت-سیلیمانیت-استارولیت-گارنت شیست) است. این مجموعه با رنگ سبز در بین سایر سازندهای منطقه قابل تشخیص است و در آن، ساختار بودین و ریزچین‌ها دیده می‌شوند. بودین شدگی در راستای شمال شرقی - جنوب‌غربی و موازی با محور ریزچین‌ها رخ داده و خطواره‌های یکسانی ایجاد کرده است. عبارت دیگر، راستای کشش بودین موازی راستای خطواره ریزچین‌هاست (شکل ۲). راستای شیستوارگی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی با شیب به



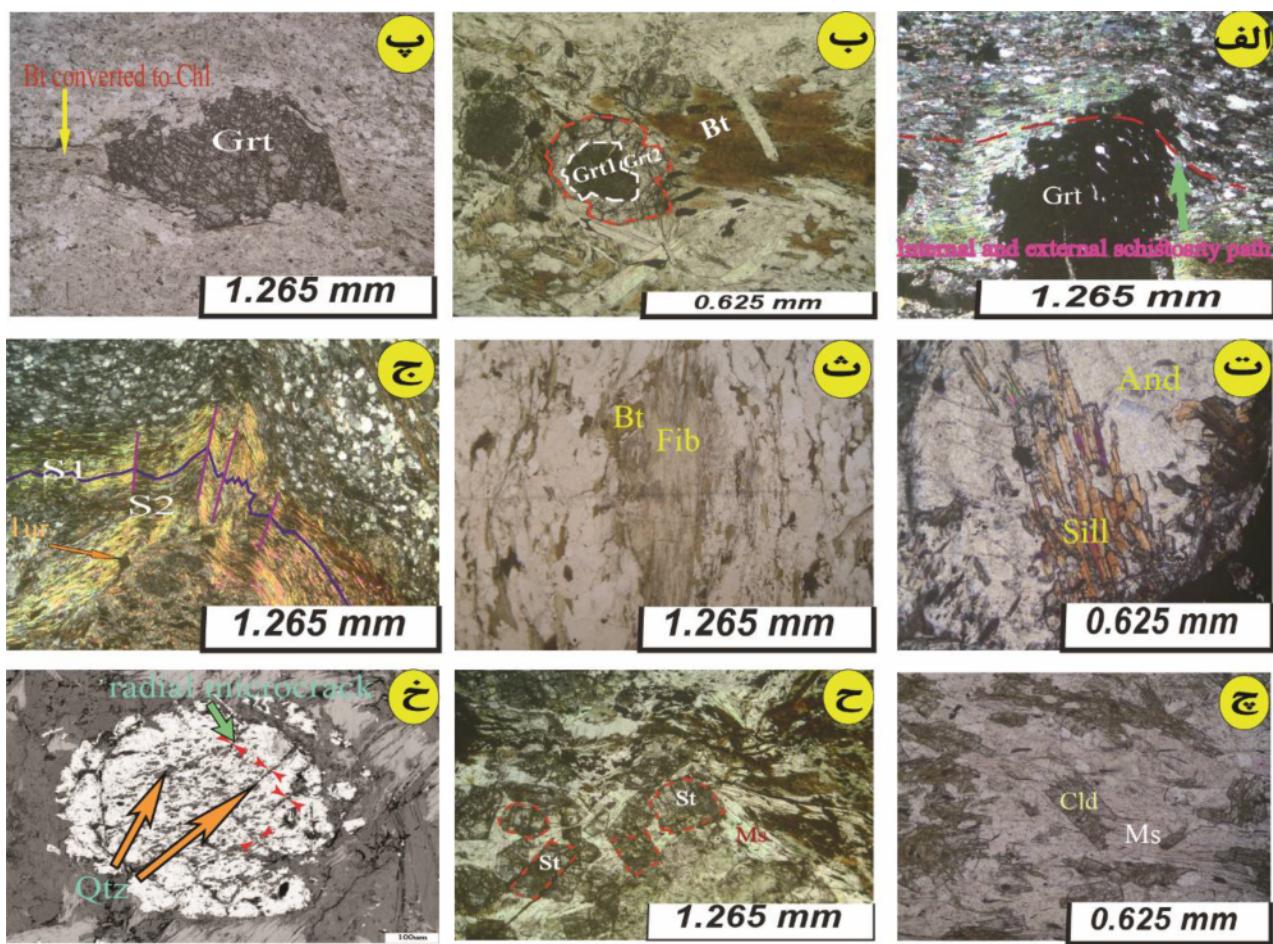
شکل ۲ (ب) بودین که راستای کشش در آن مشخص شده است و (ب) ریز چین‌ها که شیستوارگی‌های S_1 و S_2 در آن دیده می‌شوند.



آندالوزیت با شیستوارگی خارجی همراستا هستند، بعبارت دیگر، آن‌ها نیز پسا زمین‌ساخت هستند. سیلیمانیت به دو صورت الیافی و منشوری دیده می‌شود. سیلیمانیت الیافی (فیبرولیت) از بیوتیت ناشی شده و سیلیمانیت منشوری از تبدیل چندشکلی آندالوزیت بوجود آمده و از لبه آندالوزیت به درون آن رشد کرده است (شکل ۳ ت). استارولیت در نور معمولی با چند رنگی زرد تا بی‌رنگ و برجستگی بالا شناخته می‌شود. استارولیت نیز به صورت متقطع و دارای آرایش تصادفی است (شکل ۳ ح). کلریت بیشتر از بیوتیت بوجود آمده و یک کانی ثانوی است. کلریت به صورت کاذب جایگزین بیوتیت شده است. بلورهای مسکوویت اولیه موادی با شیستوارگی و بلورهای مسکوویت ثانوی دارای آرایش تصادفی هستند. کلریتوئید به موادی با شیستوارگی و در نور عادی دارای چند رنگی سبز مایل به آبی کم رنگ و دارای ماکل تکراری است. کوارتز دارای خاموشی موجی بوده و مرز بین دانه‌های آن خمیده و نامنظم است. بلورهای کوارتز در نقاط سه‌گانه زاویه 120° درجه تشکیل نمی‌دهند، بنابراین انرژی سطحی کل در آن‌ها بالاست [۲۳]. پلازیوکلازاها با ماکل تکراری در برخی از انواع شیست‌ها دیده می‌شوند. تورمالین نیز روی شیستوارگی رشد کرده و آن را قطع می‌کند. شیستوارگی اولیه در اثر عامل تنشی دیگری دوباره دچار چین‌خوردگی شده است (شکل‌های ۲ و ۳ ج). لایه‌بندی ترکیبی در شیست‌ها نشان می‌دهد که هر لایه در مقایسه با کوارتز از بیوتیت و مسکوویت غنی‌تر یا فقیرتر شده است (شکل ۳ ج).

سنگنگاری

کانی‌های اصلی مجموعه دگرگونی در متاپلیت‌ها همه که شامل استارولیت، گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کلریتوئید و همه به صورت شکفته بلور هستند. کانی‌های بیوتیت، کلریت و مسکوویت نیز شیستوارگی را می‌سازند. همچنین کوارتز و کانی‌های کدر به همراه آن‌ها وجود دارند. گارنت دارای میانبار-هایی از بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و کانی‌های کدر و گاهی شکستگی‌های شعاعی و محیطی (شکل ۳ خ) است. گارنت کنار این ترک‌ها کلریتی شده است. این کانی روی شیستوارگی رشد کرده و آنرا قطع نموده است. میانبارهای موجود در شیستوارگی داخلی با شیستوارگی زمینه (شیستوارگی خارجی) همراستا هستند (شکل ۳ الف)، همچنین بافتی چون سایه فشاری که از نشانه‌های گارنت‌های همزمان با زمین‌ساخت است، در آن‌ها دیده نمی‌شود. بنابراین، بلورهای گارنت پسا زمین‌ساخت هستند (شکل‌های ۳ الف و پ). گارنت در دو مرحله رشد کرده است در مرحله نخست، شکل بلور گارنت منظم نیست (شکل ۳ ب) و میانبارهای بسیاری از کانی‌های کوارتز بی‌شکل و در اندازه‌های مختلف دارد (شکل ۳ خ)، اما در مرحله دوم، بدون میانبار و دارای شکل بلوری منظم‌تر است (شکل ۳ ب). آندالوزیت اغلب در سراسر مجموعه دگرگونی وجود دارد و سریسیتی شده است. در بخش‌های سالم این کانی، میانبارهایی از بیوتیت، مسکوویت، استارولیت و سیلیمانیت منشوری و کانی‌های کدر دیده می‌شود. جهت میانبارهای بیوتیت در



شکل ۳ (الف) مسیرهای شیستوارگی درونی گارنت و زمینه که همراستا هستند. ب) گارنت با دو مرحله رشد. پ) گارنت با شکستگی لانه زنبوری که بر شیستوارگی رشد کرده و پسا زمین ساخت است. ت) سیلیمانیت منشوری که از لبه به درون آندالوزیت رشد کرده است. ث) فیبرولیت که از بیوتیت ناشی شده است. ج) ریزچین ها (شیستوارگی های S_1 و S_2) بر آنها نمایش داده شده‌اند. چ) کلریتوئید در زمینه‌ای از مسکوویت که شیستوارگی را ایجاد نموده است. ح) بلورهای استارولیت به طور متقطع و تصادفی قرار گرفته‌اند و کنار آنها مسکوویت دیده می‌شود. خ) ریزترک‌های شعاعی و بلورهای کوارتز که در پهنه گارنت (نمونه MG₃₉) با هم در ارتباط‌اند. علائم بکار رفته برگرفته از مراجع [۲۰، ۱۹] است.

می‌شود. مقدار TiO_2 در کلریتوئید کمتر از ۰,۷٪ wt% و مقدار CaO آن کمتر از ۰,۰۴٪ wt% ($Ti = 0-0.004 apfu$) است که نشانگر نبود میانبارهای آپاتیت، اسفن و یا کربنات-هاست. مقادیر Na_2O و K_2O ($Na_2O \leq 0.015 apfu$ و $K_2O \leq 0.003 apfu$) نیز بسیار کم بوده که نشانگر نبود میانبارهای میکای پتاسیم‌دار و یا پاراگونیت است [۲۴]. مقدار Mn به $0.0058 apfu$ می‌رسد. شکل ۴ ترکیب کلریتوئیدها را بر نمودار مثلثی Mn - Fe^{2+} - Mg نشان می‌دهد. که براساس آن جایگاه مکعبی کلریتوئید توسط Fe^{2+} پر شده است [۲۵]، بعارت دیگر، کلریتوئیدها از نوع آهن‌دار هستند.

شیمی کانی

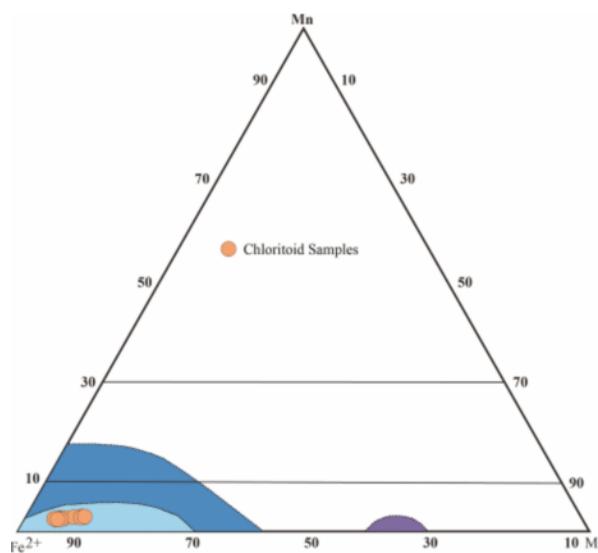
کانی‌های دگرگونی شامل کلریتوئید، گارنت، استارولیت، آندالوزیت، مسکوویت و بیوتیت در نمونه‌های انتخاب شده از شیسته‌ها با استفاده از ریز پردازشگر تجزیه شدند که نتایج به دست آمده در جدول‌های ۱ تا ۵ ارائه شده‌اند.

کلریتوئید

کلریتوئید یک کانی شاخص با درجه دگرگونی ناحیه‌ای پایین تا متوسط در سنگ‌های پلیتی است. نتایج تجزیه نقطه‌ای آن در جدول ۱ ارائه شده است. تعداد کاتیون‌ها براساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند. مقدار کل اکسیدها بین ۹۰,۱۴٪ و ۹۳,۰۱٪ درصد است که برای کلریتوئید مقدار خوبی محسوب

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای کلریتوئید. تعداد کاتیون‌ها براساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

شماره نمونه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
SiO ₂	۲۴.۷۹۴	۲۳.۴۶۶	۲۴.۰۷۳	۲۴.۰۵۳	۲۴.۰۱۶	۲۴.۳۶۵	۲۴.۲۲۶	۲۳.۶۷۲	۲۳.۷۲۳	۲۳.۸۱۰	۲۳.۹۵۹	۲۴.۰۰۸
TiO ₂	۰.۰۲۹	۰.۱۳۷	۰.۰۴۶	۰.۰۰۰	۰.۰۳۳	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
Al ₂ O ₃	۴.۰۷۶	۳.۹۵۲۳	۴.۰۰۲۳	۴.۰۷۴۵	۴.۰۱۶۵	۴.۰۱۶۶	۴.۰۹۳۳	۳.۹۸۵۸	۳.۹۶۰۷	۴.۰۰۷۰	۴.۰۳۶۱	۴.۰۴۹۵
FeO	۲۴.۴۹۰	۲۵.۴۴۹	۲۶.۲۴۴	۲۶.۰۰۴	۲۴.۵۰۵	۲۵.۲۲۳	۲۴.۰۷۴	۲۵.۲۸	۲۶.۱۵۶	۲۶.۳۸۱	۲۵.۰۵۷	۲۴.۷۲۷
MnO	۰.۸۲۵	۰.۶۶۶	۰.۶۹۹	۰.۷۱۲	۰.۷۶۶	۰.۸۰۵	۰.۷۹۸	۰.۷۷۶	۰.۷۰۴	۰.۶۶۳	۰.۷۳۵	۰.۸۷۷
MgO	۱.۶۱۸	۰.۸۹۱	۱.۰۱۹	۰.۹۵۷	۱.۵۱۷	۱.۳۴۰	۱.۶۱۳	۱.۰۸۰	۰.۸۰۹	۰.۸۹۶	۰.۹۳۹	۱.۰۴۵
CaO	۰.۰۰۰	۰.۰۲۹	۰.۰۰۷	۰.۰۱۶	۰.۰۴۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۱۷	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۱۷
Na ₂ O	۰.۰۴۲	۰.۰۳۴	۰.۰۱۳	۰.۰۱۸	۰.۰۹۳	۰.۰۵۴	۰.۰۰۶	۰.۰۰۵	۰.۰۰۸	۰.۰۳۷	۰.۰۴۴	۰.۰۱۱
K ₂ O	۰.۰۰۷	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۸	۰.۰۲۶	۰.۰۲۸	۰.۰۰۰	۰.۰۱۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۵	۰.۰۳۰	۰.۰۲۴
SrO	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۶۵	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
BaO	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۰۰	۰.۰۱۵	۰.۰۶۸	۰.۰۰۷	۰.۰۴۶	۰.۰۰۰	۰.۰۱۷
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۱۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۲۱	۰.۰۰۷	۰.۰۰۰
NiO	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۵	۰.۰۴۴	۰.۰۳۳	۰.۰۱۳
مجموع	۹۱.۷۸۱	۹۰.۰۹۶	۹۲.۱۲۷	۹۳.۰۱۳	۹۱.۱۹۷	۹۲.۰۱۴	۹۲.۱۷۷	۹۰.۷۲۸	۹۱.۰۴۹	۹۱.۹۸۷	۹۱.۶۱۷	۹۱.۶۹۴
Si	۲۰.۰۲۷	۲۰.۰۱۰	۲۰.۰۱۹	۲۰.۰۳۳	۲۰.۰۲۱	۲۰.۰۳۶	۲۰.۰۱۲	۲۰.۰۱۲	۲۰.۰۱۷	۲۰.۰۰۵	۲۰.۰۱۵	۲۰.۰۱۰
Al _(iv)	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰	۳.۰۰۰
Al _(vi)	۰.۹۸۰	۰.۹۹۰	۰.۹۵۷	۰.۹۷۵	۰.۹۸۴	۰.۹۵۵	۱.۰۰۸	۰.۹۹۲	۰.۹۶۸	۰.۹۷۸	۱.۰۰۰	۰.۹۹۶
Ti	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
Fe ³⁺	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
Mg	۰.۲۰۱	۰.۱۱۴	۰.۱۲۷	۰.۱۱۸	۰.۱۹۰	۰.۱۶۷	۰.۲۰۰	۰.۱۳۷	۰.۱۰۲	۰.۱۱۲	۰.۱۱۸	۰.۱۹۳
Fe ²⁺	۱.۷۰۹	۱.۸۲۳	۱.۸۴۱	۱.۸۰۰	۱.۷۲۵	۱.۷۶۲	۱.۷۰۷	۱.۷۹۷	۱.۸۵۹	۱.۸۵۱	۱.۷۹۴	۱.۷۳۱
Mn	۰.۰۵۸	۰.۰۴۸	۰.۰۵۰	۰.۰۵۰	۰.۰۵۵	۰.۰۵۷	۰.۰۵۶	۰.۰۵۳	۰.۰۵۱	۰.۰۴۷	۰.۰۵۲	۰.۰۵۹
Ca	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۴	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲
Na	۰.۰۰۷	۰.۰۰۶	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۱۵	۰.۰۰۹	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۶	۰.۰۰۷	۰.۰۰۲
K	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳

شکل ۴ نمودار مثلثی Mg-Fe²⁺-Mn که براساس ان، جایگاه مکعبی کلریتوئید توسط Fe²⁺ پر شده است.

بنابراین باید بین جایگاه‌های بلوری X و Y جانشینی‌های ساده وجود داشته باشد (جدول ۲). از آنجا که دو عضو پایانی اواروایت و آندرادیت با گروسوالار محلول جامد می‌سازند، این جانشینی‌ها به ترتیب به صورت AlCr^{3+} و AlFe^{3+} است. بنابراین گارنت در این نمونه‌ها غیر آرمانی است. با این وجود، مجموع کاتیون‌ها در هر دو جایگاه بلوری X و Y بسیار به مجموع کاتیون‌ها در فرمول عمومی نزدیک است، بعبارت دیگر، مقادیر اعضای پایانی اواروایت و آندرادیت ناچیز هستند.

گارنت با فرمول کلی $\text{X}_3\text{Y}_2\text{Z}_{12}$ شناخته می‌شود که کاتیون‌های جایگاه X شامل Mn^{2+} ، Ca ، Mg ، Fe^{2+} ، Cr^{3+} ، Al^{3+} و Ti^{4+} هستند. جایگاه Y شامل Mg^{2+} ، Si^{4+} ، Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Mn^{2+} ، Ca^{2+} و Al^{3+} هستند. در نمونه‌های کاتیون‌های جایگاه Z دربردارنده Si^{4+} و Al^{3+} هستند. MG_{31B} و MG₃₉ متاپلیتی، مجموع کاتیون‌ها در جایگاه X کمتر از ۳ apfu ($X < 2.97 < 2.94$) و مجموع کاتیون‌ها در جایگاه Y بیشتر از ۲ apfu ($Y > 2.05 > 2.02$) است [۲۶].

آن از ۷۴/۰۲ تا ۷۴/۱۷ تغییر می‌کند، اما مقدار این عضو پایانی در لبه گارنت نوع ۲ به ۸۴/۰۴٪ می‌رسد. افزون بر این، مقدار آلماندین در گارنت نوع ۱ از مرکز به لبه افزایش می‌یابد. مقدار عضو پایانی اسپسارتین نیز در مرکز گارنت نوع ۱ از ۱۰/۶۷ تا ۱۰/۵۲٪ و در لبه از ۶/۶۵ تا ۱۲/۴۵٪ تغییر می‌کند، به هر حال این مقدار از مرکز به لبه کاهش می‌یابد. این مقدار در لبه گارنت نوع ۲ به ۵/۴۲٪ کاهش می‌یابد. مقدار عضو پایانی گروسوولار در مرکز گارنت نوع ۱ از ۲/۶۴ تا ۲/۶۱٪ و در لبه از ۰/۹۶ تا ۰/۶۷٪ متغیر است، در نتیجه مقدار آن از مرکز به لبه کاهش می‌یابد، و در لبه گارنت نوع ۲ به ۱/۴۳٪ می‌رسد.

بنابراین، گارنت در نمونه‌های جدول ۲ می‌تواند رفتاری شبیه به گارنت‌های آرمانی داشته باشد.

در جدول ۲ فرمول ساختاری گارنت براساس ۱۲ اکسیژن و ۸ کاتیون محاسبه شده است. ترکیب لبه به لبه برحی از گارنت‌ها در آن ارائه شده است. در گارنت نمونه MG_{31B}، از مرکز به سمت لبه، مقدار عضو پایانی آلماندین و گروسوولار به ترتیب از ۸۲/۰٪ تا ۸۴/۶۸٪ و از ۲/۷۷٪ تا ۳/۳٪ افزایش یافته، در حالی که مقدار عضو پایانی اسپسارتین از ۵/۷۳٪ به ۳/۵۸٪ افزایش یافته. اما در نمونه MG₃₉ با دو نوع گارنت ۱ و ۲، کاهش می‌یابد. است این مقادیر با تغییراتی همراه هستند. در مرکز گارنت نوع ۱، مقدار عضو پایانی آلماندین بین ۷۲/۱۹٪ تا ۷۲/۲۸٪ در لبه

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای گارنت و محاسبه فرمول ساختاری آن. محاسبات براساس ۸ کاتیون و ۱۲ آنیون (X₃Y₂Z₃O₁₂) بدون تهی‌جا در جایگاه‌های X یا Y انجام شده است. محاسبه نسبت‌های آهن سه ظرفیتی و دو ظرفیتی بر اساس موازنۀ بار است.

	MG31B						MG39																
	Grt ₁			Grt ₂			Grt ₁			Grt ₂			Grt ₁			Grt ₂							
	Rim	core	Rim	rim	core	rim	rim	core	rim	rim	core	rim	rim	core	rim	rim	core	rim					
شماره نمونه	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰	۲۱	۲۲	۲۴	۲۵	۲۶	۲۷	۲۸	۲۹	۳۰	۳۱	۳۲	۳۴	۳۵	۳۶		
SiO ₂	۳۶/۶۴۵	۳۶/۶۲۳	۳۶/۲۸۰	۳۶/۴۷۳	۳۶/۰۰۴	۳۶/۹۴۳	۳۶/۱۶۶	۳۶/۲۱۵	۳۶/۱۴	۳۶/۷۵۰	۳۶/۱۱۹	۳۶/۸۱۹	۳۶/۱۶۵	۳۶/۳۹۰	۳۶/۷۲۱	۳۶/۱۱	۳۶/۰۷۱	۳۶/۸۲۸	۳۵/۸۲۰	۳۵/۸۳۵			
TiO ₂	۰/۰۲۴	۰/۰۵۵	۰/۱۴۹	۰/۲۴۰	۰/۰۶۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۵۶	۰/۰۵۱	۰/۰۱۸	۰/۰۰۰	۰/۰۴۹	۰/۰۰۰	۰/۰۲۹	۰/۰۱۴	۰/۰۴۶	۰/۰۰۳۰	۰/۰۱۹	۰/۰۳۸		
Al ₂ O ₃	۲۰/۹۰۵	۲۰/۶۶۷	۲۰/۶۵۴	۲۰/۱۷۰	۲۰/۳۹۹	۲۱/۲۷۵	۲۰/۲۸۷	۲۰/۷۱۳	۲۰/۵۲۶	۲۰/۷۸۷	۲۰/۴۹۹	۲۰/۸۰۰	۲۰/۶۷۸	۲۱/۰۷۶	۲۰/۱۸۷	۲۰/۷۵۷	۲۰/۰۲۰	۲۰/۸۸۲	۲۱/۰۹	۲۰/۴۴۹	۲۰/۴۹۸		
Cr ₂ O ₃	۰/۰۶۳	۰/۰۷۷	۰/۰۰۰	۰/۰۹۲	۰/۱۲۵	۰/۰۴۳	۰/۰۱۸	۰/۰۱۴	۰/۰۵۱	۰/۰۰۲	۰/۰۴۰	۰/۰۱۶	۰/۰۱۲	۰/۰۰۰	۰/۰۲۲	۰/۰۰۷	۰/۰۴۱	۰/۰۰۰	۰/۰۱۱	۰/۰۱۹	۰/۰۰۷	۰/۰۱۲	
FeO	۲۸/۱۷۷	۲۷/۹۲۴	۲۷/۰۹۲	۲۷/۷۹۶	۲۷/۳۹۲	۲۷/۱۲۱	۳۵/۷۷۶	۳۵/۸۱۰	۳۲/۸۶۰	۳۶/۹۵۸	۳۷/۱۷۱	۳۶/۲۲۶	۳۵/۱۸۱	۳۴/۴۴۸	۳۴/۹۱۰	۴۲/۰۲۷	۲۷/۱۶۱	۲۷/۱۵۸	۲۳/۱۰۵	۳۴/۴۱۹	۲۷/۸۱۶	۲۷/۰۹۷	۲۷/۰۳۲
MnO	۱/۵۶۱	۱/۰۴۷	۲/۴۸۴	۱/۷۶۳	۲/۷۱۰	۲/۹۶۷	۴/۶۴۶	۵/۱۱۷	۵/۰۵۶	۲/۹۴۶	۳/۲۸۴	۴/۱۸۴	۵/۰۳۲	۴/۶۲۸	۲/۳۳۸	۲/۸۸۶	۵/۰۱۵	۲/۴۷۸	۲/۸۴۳	۲/۰۲۷	۲/۰۴۷	۲/۰۳۷	
MgO	۱/۵۹۸	۱/۶۰۲	۱/۶۹۷	۱/۷۰۰	۱/۵۹۰	۱/۷۳۴	۱/۵۴۳	۱/۵۶۵	۱/۵۶۵	۱/۲۷۷	۱/۶۵۲	۱/۷۲۲	۱/۵۹۳	۱/۵۱	۱/۲۳۰	۱/۷۲۲	۱/۷۷۹	۱/۷۰۲	۱/۵۹۵	۱/۶۰۰	۱/۶۳۰	۱/۰۹۱	
CaO	۱/۴۰۰	۱/۶۰۵	۱/۴۸۵	۱/۳۸۰	۱/۰۵۹	۱/۱۳۳	۱/۰۹۶	۱/۰۹۵	۱/۰۹۳	۱/۰۷۰	۱/۰۲۲	۱/۰۱۸	۱/۰۹۳	۱/۰۲۵	۱/۰۲۶	۱/۰۹۳	۱/۱۱۰	۱/۲۵۶	۱/۰۴۹	۱/۰۴۶	۱/۱۶۳	۱/۰۹۱	
Si	۲/۹۷۰	۲/۹۵۰	۲/۹۶۰	۲/۹۶۰	۲/۹۴۰	۲/۹۷۰	۲/۹۵۰	۲/۹۶۰	۲/۹۵۰	۰/۹۴۰	۲/۹۷۰	۲/۹۵۰	۲/۹۶	۲/۹۵۰	۲/۹۷۰	۲/۹۵۰	۲/۹۷۰	۲/۹۵۰	۲/۹۸۰	۲/۹۵۰	۲/۹۴۰	۲/۹۴۰	
Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	
Al(iv)	۰/۰۳۰	۰/۰۵۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	۰/۰۴۰	
Al(vi)	۱/۹۷۰	۱/۹۳۰	۱/۹۵۰	۱/۹۵۰	۱/۹۱۰	۱/۹۹۰	۱/۹۶۰	۱/۹۵۰	۱/۹۳۰	۱/۹۳۰	۱/۹۸۰	۱/۹۵۰	۱/۹۲۰	۱/۹۴۰	۱/۹۶۰	۱/۹۷۰	۱/۹۴۰	۱/۹۴۰	۱/۹۴۰	۱/۹۹۰	۱/۹۳۰	۱/۹۳۰	
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	
Fe ²⁺	۲/۵۴۰	۲/۴۸۰	۲/۴۶۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۴۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۱۲۰	۲/۴۳۰	۲/۵۰۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	۲/۴۳۰	
Fe ³⁺	۰/۰۵۰	۰/۰۱۰	۰/۰۷۰	۰/۰۵۰	۰/۰۱۰	۰/۰۳۰	۰/۰۹۰	۰/۰۹۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	
Mn ²⁺	۰/۱۱۰	۰/۱۴۰	۰/۱۷۰	۰/۱۲۰	۰/۱۹۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۰	
Mg	۰/۲۱۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۱۰	۰/۱۹۰	۰/۲۱۰	۰/۱۹۰	۰/۱۹۰	۰/۱۹۰	۰/۱۵۰	۰/۲۰۰	۰/۲۱۰	۰/۱۸۰	۰/۱۸۰	۰/۱۸۰	۰/۱۸۰	۰/۱۸۰	۰/۱۸۰	۰/۱۸۰	۰/۱۸۰	۰/۱۸۰	۰/۱۸۰	
Ca	۰/۱۲۰	۰/۱۴۰	۰/۱۳۰	۰/۱۲۰	۰/۱۴۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	
اورواریوت	۰/۰۲۰	۰/۰۳۱	--	۰/۰۳۰	۰/۰۴۰	۰/۰۱۳	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	
اسپسارتین	۰/۳۵۸	۰/۴۷۰	۰/۵۷۳	۰/۴۰۴	۰/۴۷۶	۰/۶۷۶	۰/۱۰۷	۰/۱۱۷	۰/۱۱۷	۰/۱۲۳	۰/۶۸۱	۰/۵۵۴	۰/۷۷	۰/۱۱۵۳	۰/۱۰۷۱	۰/۱۰۷۵	۰/۶۰۵	۰/۵۴۲	۰/۶۸۵	۰/۱۳۵۲	۰/۱۲۴۵	۰/۵۶۵	۰/۶۶۱
پیروپ	۰/۶۸۵	۰/۶۵۵	۰/۶۸۹	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۹۳	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰	
الماندین	۰/۸۴۸	۰/۸۲۵۰	۰/۸۲۰۰	۰/۸۴۲۱	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۷۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۷۸۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۰/۸۱۰۰	
گروسوولار	۰/۷۲۵	۰/۷۲۸	۰/۷۲۷	۰/۷۲۶	۰/۷۲۸	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	۰/۷۲۱	
أندرادیت	۰/۰۲۷	۰/۱۳۸	۰/۱۰	۰/۰۳۲	۰/۱۲۳	--	۰/۰۴۹	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	
الکورلومیت	۰/۰۰۷	۰/۰۱۷	۰/۰۴۶	۰/۰۲۲	۰/۰۰۰	--	--	--	--	۰/۰۱۷	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	--	--	--	--	۰/۰۱۵	--	--	۰/۰۱۵	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	
XPrp	۰/۰۶۹	۰/۰۶۷	۰/۰۷۰	۰/۰۶۹	۰/۰۶۶	۰/۰۷	۰/۰۶۴	۰/۰۵۱	۰/۰۶۹	۰/۰۶۷	۰/۰۶۹	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷		
XSpS	۰/۰۳۶	۰/۰۴۸	۰/۰۵۸	۰/۰۴۱	۰/۰۴۶	۰/۰۶۸	۰/۰۱۰	۰/۱۲۶	۰/۰۶۹	۰/۰۵۶	۰/۰۹۹	۰/۱۱۰	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۶۱	۰/۰۵	۰/۰۵۴	۰/۰۶۸	۰/۱۲۷	۰/۰۵۸	۰/۰۶۷	۰/۰۲۷	
XGrs	۰/۰۴۱	۰/۰۴۷</td																					

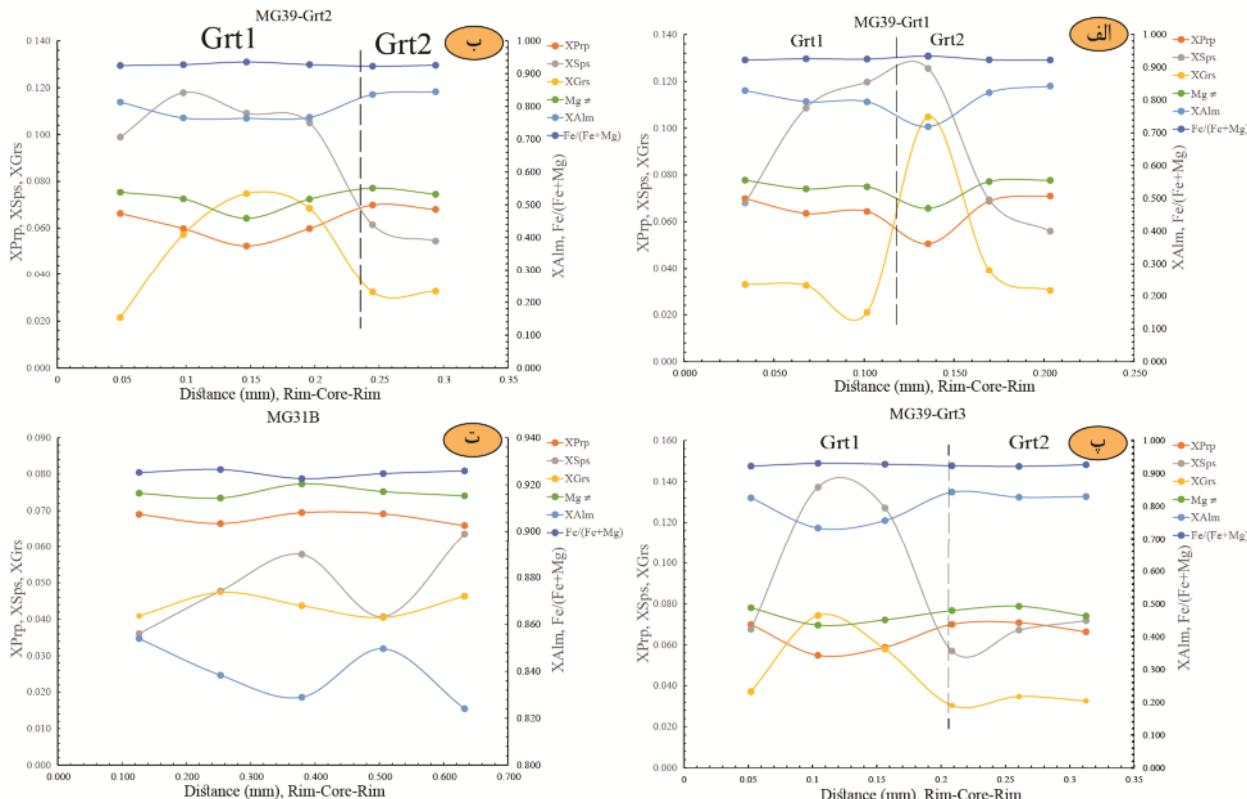
بیشکل است که نشان می‌دهند که این بخش از گارنت به احتمال بسیار برای رسیدن به تعادل سریع تر رشد کرده است. این موضوع با نیمرخ مسطح Ca و Mg در مرکز گارنت ۱ همچوئی دارد و نشان دهنده رشد در دما و فشار محدود است [۳۰]. شکل ۵ پ رشد گارنت ۲ را بهتر نشان می‌دهد، به طوری که مرکز گارنت ۲ با مقدار بسیار کم اسپسارتین Fe/(Fe+Mg) واقعیت که مرکز گارنت ۲ با مقدار بسیار کم اسپسارتین Fe/(Fe+Mg) می‌دهد که تغییرات دما طی رشد گارنت کم بوده است [۲۷، ۲۸]. منطقه‌بندی در این گارنت‌ها مانند منطقه‌بندی در

[۳۰]: جدول ۲ پشتیبانی می‌شود.

بیوپتیت‌های کلریتی شده

نتایج تجزیه نقطه‌ای ترکیب شیمیایی بیوپتیت‌های کلریتی شده در جدول ۳ ارائه شده‌اند. چنان که دیده می‌شود، مجموع کل اکسیدها (بدون درنظر گرفتن آب) کمتر از ۹۵-۹۶ درصد و مقدار K_2O نیز کمتر از ۸ درصد است. مجموع کل اکسیدها موجود در کلریت به جز آب حدود ۸۹ درصد است. پس، این داده‌ها نشان می‌دهند که بیوپتیت‌ها کلریتی شده‌اند. از این رو، شیمی کلریت با استفاده از نرم افزار WinCcac [۱۷] بر پایه ۱۴ اکسیژن رده‌بندی و تحلیل شد (جدول ۳).

منطقه‌بندی شیمیایی در نمونه‌های گارنت MG_{31B} و MG₃₉ در شکل ۵ نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، در نمونه MG_{31B} گارنت منطقه‌بندی بسیار شدیدی دیده نمی‌شود. از مرکز به سوی لبه، اسپسارتین کاهش می‌یابد، حال آنکه آلماندین افزایش می‌یابد، اما پیروپ، گروسولار و Fe/(Fe+Mg) منطقه‌بندی شدید ندارد نشان می‌دهد که تغییرات دما طی رشد گارنت کم بوده است [۲۷، ۲۸]. منطقه‌بندی در این گارنت‌ها مانند منطقه‌بندی در گارنت‌های نیوهامپشایر در ایالات متحده آمریکا است [۲۹]. منطقه‌بندی شیمیایی در MG₃₉ با تغییراتی همراه است به طوری که با وجود یک منطقه‌بندی شیمیایی عادی در گارنت نوع ۱، از مرکز به لبه کسرهای مولی اسپسارتین و گروسولار X_{Fe} کاهش و کسرهای مولی آلماندین و پیروپ افزایش یافته و بدون تغییر است البته این روند ادامه نیافته، بلکه در سطحی تقریباً ثابت معادل لبه گارنت نوع ۱ ادامه یافته است و اغلب روندی موازی هم دارند. گارنت ۱ سرشار از میانبارهای کوارتز



شکل ۵ الف تا پ) نیمرخ گارنت در نمونه MG₃₉. ت) نیمرخ گارنت در نمونه MG_{31B}

جدول ۳ نتایج داده‌های تجزیه نقطه‌ای بیوپتیت‌های کلریتی شده و تعیین فرمول واحد ساختاری به همراه طبقه‌بندی و تعیین شرایط دمایی آن‌ها.

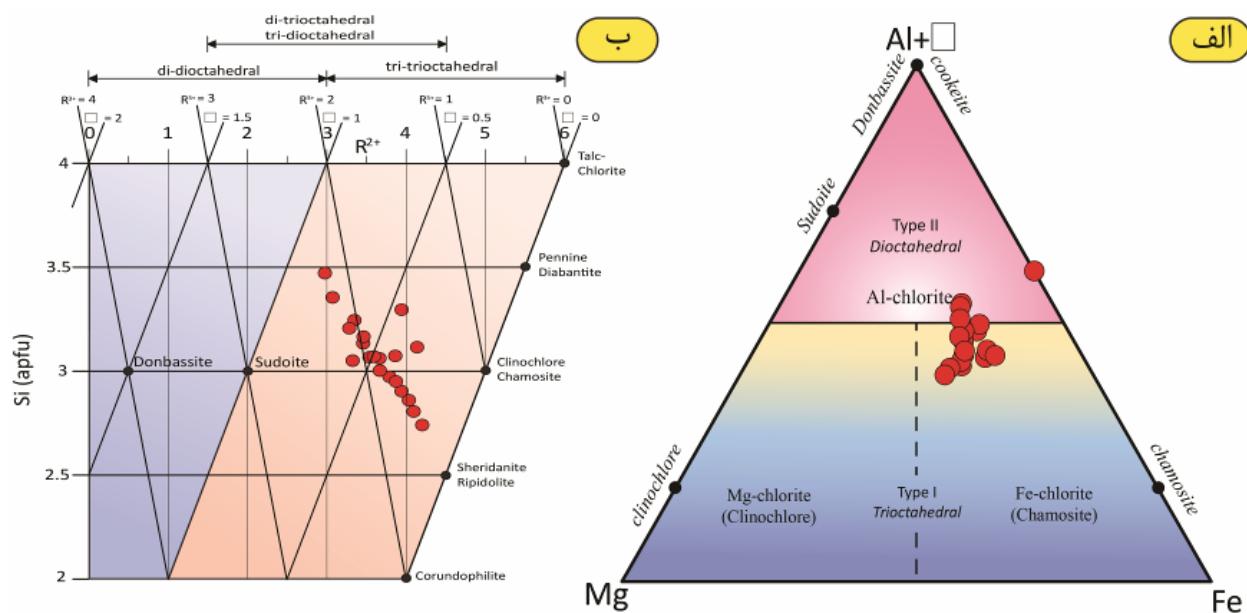
شماره نمونه	۲۸	۲۹	۳۰	۳۱	۳۲	۵۳	۵۵	۵۶	۵۷	۵۸	۵۹	۶۰	۶۲	۶۳
(%) SiO_2	۲۸۰۵۸۴	۲۵۰۹۶۱	۲۷۰۴۵۰	۲۷۷۲۱	۳۰۰۷۶	۳۰۰۷۸	۲۷۷۱۴	۲۸۸۲۰	۲۸۷۲۳	۳۰۰۳۹	۲۵۰۲۴۳	۲۵۰۷۰۰	۲۸۷۸۵	۲۷۲۰۵
TiO_2	۰.۹۱۸	۰.۳۳۵	۲.۱۵۴	۰.۷۸۹	۱.۳۰۴	۱.۰۸۴	۱.۰۳۹	۱.۱۳۴	۱.۷۷۷	۱.۵۷۱	۰.۸۷۸	۰.۸۹	۱.۴۱۳	۰.۹۲۷
Al_2O_3	۲۱.۰۹۱	۲۱.۲۸۰	۱۹.۰۱۸	۱۸.۶۰۰	۱۹.۲۲۶	۲۰.۷۶۱	۲۰.۷۷۱	۲۰.۰۹	۲۰.۰۴۳	۲۰.۳۴۵	۱۹.۹۱۲	۲۱.۰۵۷	۲۱.۰۵۷	۲۰.۴۴۲
FeO	۲۷.۴۳۷	۳۰.۷۶۶	۲۹.۹۴۸	۳۰.۵۹۷	۲۷.۹۵۰	۲۵.۸۰۰	۲۵.۲۴۶	۲۶.۸۹۹	۲۶.۸۷۷	۲۵.۹۹۷	۲۹.۰۸۰	۲۸.۲۴۹	۲۵.۰۵۴	۲۷.۵۰۸
MnO	۰.۰۳۸	۰.۱۰۶	۰.۱۲۸	۰.۰۵۷	۰.۱۰۸	۰.۱۲۰	۰.۱۱۱	۰.۰۸۳	۰.۱۰۳	۰.۰۸۸	۰.۱۲۰	۰.۱۲۲	۰.۱۲۶	۰.۱۶۳
NiO	۰.۰۱۷	۰.۰۳۸	۰.۰۳۵	۰.۰۳۴	۰.۰۴۲	۰.۰۰۷	۰.۰۳۵	۰.۰۶۴	۰.۰۴۲	۰.۰۴۱	۰.۰۴۸	۰.۰۰۴	۰.۰۵۳	۰.۰۷۰
MgO	۶.۶۶۴	۷.۲۲۹	۶.۶۰۵	۶.۱۵۴	۶.۱۶۹	۷.۶۷۶	۸.۸۱۷	۸.۱۱۶	۸.۹۹	۹.۰۵۴	۹.۲۶۳	۹.۱۳۹	۸.۴۲۲	۹.۰۷۶
CaO	۰.۰۴۷	۰.۰۷۴	۰.۰۳۲	۰.۰۲۶	۰.۰۵۷	۰.۰۴۰	۰.۰۱۸	۰.۰۶۲	۰.۰۲۱	۰.۰۶۸	۰.۰۶۱	۰.۱۰۴	۰.۰۶۱	۰.۰۶۶
Na_2O	۰.۰۷۶	۰.۰۸۸	۰.۰۷۶	۰.۱۷۱	۰.۰۸۴	۰.۲۱۳	۰.۰۹۷	۰.۱۴۴	۰.۱۰۵	۰.۱۶۱	۰.۱۱۷	۰.۱۹۴	۰.۱۸۲	۰.۱۸۲
K_2O	۲.۴۴۲	۰.۳۷۸	۲.۵۸۰	۲.۳۰۰	۰.۵۶۳۳	۳.۹۸۰	۲.۰۸۳	۳.۱۶۲	۲.۹۶۶	۴.۱۳۷	۰.۹۶۰	۱.۲۳۰	۲.۶۲۸	۱.۹۹۰
F	۰.۲۹۱	۰.۰۱۹	۰.۲۲۲	۰.۰۷۶	۰.۲۶۰	۰.۱۴۱	۰.۴۰۶	۰.۳۷۵	۰.۳۱۷	۰.۴۰۱	۰.۰۰۷	۰.۱۵۴	۰.۱۳۹	۰.۱۱۷
Cl	۰.۰۲۰	۰.۰۰۴	۰.۰۱۷	۰.۰۱۰	۰.۰۴۹	۰.۰۲۰	۰.۰۳۴	۰.۰۴۷	۰.۰۲۹	۰.۰۴۵	۰.۰۱۷	۰.۰۲۵	۰.۰۳۶	۰.۰۵۱
O=F	۰.۱۲۳	۰.۰۰۸	۰.۰۹۸	۰.۰۲۲	۰.۱۱۰	۰.۰۵۹	۰.۱۷۱	۰.۱۵۸	۰.۱۳۴	۰.۱۶۹	۰.۰۰۸	۰.۰۴۹	۰.۰۵۰	۰.۰۴۹
O=Cl	۰.۰۰۵	۰.۰۰۱	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲	۰.۰۱۱	۰.۰۰۶	۰.۰۰۸	۰.۰۱۱	۰.۰۰۷	۰.۰۱۰	۰.۰۰۴	۰.۰۰۸	۰.۰۱۲	۰.۰۱۲
(مجموع) (%)														
[H ₂ O(c)]	۱۱.۰۳۰	۱۰.۸۷۸	۱۰.۹۹۷	۱۰.۷۷۹	۱۱.۳۴۸	۱۱.۴۴۵	۱۱.۰۲۲	۱۱.۰۹۸	۱۱.۱۰۸	۱۱.۳۰۶	۱۱.۰۴۲	۱۰.۹۷۷	۱۱.۱۰۲	۱۱.۰۰۸
FeO(c)(%)	۲۷.۴۳۷	۳۰.۷۶۶	۲۹.۹۴۸	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
(apfu)/Si	۳.۰۵۷	۲.۸۶۰	۲.۹۷۳	۳.۰۷۳	۳.۲۴۰	۳.۱۳۴	۲.۹۰۴	۳.۰۶۲	۳.۰۰۳	۳.۱۶۶	۲.۷۴۱	۲.۸۰۶	۳.۷۰۰	۲.۹۰۱
Ti	۰.۰۷۴	۰.۰۲۸	۰.۱۷۰	۰.۰۶۶	۰.۱۰۷	۰.۱۲۴	۰.۰۸۷	۰.۱۰۷	۰.۱۲۴	۰.۰۶۸	۰.۱۳۴	۰.۰۵۶	۰.۱۱۹	۰.۰۷۶
Al	۲.۶۹۷	۲.۷۶۳	۲.۴۸۳	۲.۴۳۰	۲.۳۷۸	۲.۴۹۰	۲.۶۲۰	۲.۰۵۷	۲.۴۴۵	۲.۷۰۶	۲.۷۰۴	۲.۶۹۹	۲.۶۸۰	۲.۶۸۰
Fe(2+)	۲.۴۵۷	۲.۸۳۲	۲.۷۶۴	۲.۸۳۷	۲.۲۳۵	۲.۲۰۵	۲.۵۴۴	۲.۲۶۶	۲.۲۷۰	۲.۲۶۵	۲.۶۴۱	۲.۰۷۸	۲.۲۸۱	۲.۲۹۱
Mn	۰.۰۰۴	۰.۰۱۰	۰.۰۱۲	۰.۰۰۵	۰.۰۱۰	۰.۰۱۱	۰.۰۱۰	۰.۰۰۸	۰.۰۰۹	۰.۰۰۸	۰.۰۱۱	۰.۰۱۱	۰.۰۱۵	۰.۰۱۵
Ni	۰.۰۰۷	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۰۶	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	۰.۰۰۵	۰.۰۰۵	۰.۰۰۶
Mg	۱.۰۶۶	۱.۱۸۷	۱.۰۷۱	۱.۰۱۷	۰.۹۶	۱.۱۹۲	۱.۴۰۷	۱.۲۸۰	۱.۲۸۰	۱.۱۸۶	۱.۰۴۶	۱.۰۰۵	۱.۲۹۶	۱.۳۶۰
Ca	۰.۰۰۵	۰.۰۰۹	۰.۰۰۴	۰.۰۲۲	۰.۰۰۶	۰.۰۰۵	۰.۰۰۷	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۷	۰.۰۰۶	۰.۰۰۸	۰.۰۰۸
Na	۰.۰۱۵	۰.۰۱۹	۰.۰۱۶	۰.۰۱۸	۰.۰۱۷	۰.۰۱۳	۰.۰۱۳	۰.۰۲۰	۰.۰۲۰	۰.۰۲۲	۰.۰۳۳	۰.۰۲۴	۰.۰۲۰	۰.۰۲۸
K	۰.۳۳۲	۰.۰۵۳	۰.۳۰۰	۰.۳۲۶	۰.۷۵	۰.۰۳۰	۰.۲۸۷	۰.۴۰۳	۰.۴۰۳	۰.۰۵۰	۰.۱۳۴	۰.۱۷۱	۰.۳۰۸	۰.۲۷۵
F	۰.۱۲	۰.۰۰۷	۰.۰۸۱	۰.۰۲۷	۰.۰۸۷	۰.۰۴۸	۰.۱۳۹	۰.۱۲۹	۰.۱۰۹	۰.۱۳۵	۰.۰۰۴	۰.۰۴۸	۰.۰۴۱	۰.۰۴۱
Cl	۰.۰۰۴	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۹	۰.۰۰۵	۰.۰۰۶	۰.۰۰۵	۰.۰۰۵	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۷	۰.۰۰۷	۰.۰۱۰
OH(apfu)	۷.۸۱۴	۷.۹۹۳	۷.۹۱۶	۷.۹۷۱	۷.۹۷۴	۷.۹۷۴	۷.۸۰۰	۷.۸۶۳	۷.۸۰۷	۷.۸۰۷	۷.۹۹۷	۷.۹۹۷	۷.۹۹۷	۷.۹۹۰
[Si]	۳.۰۵۷	۲.۸۶۰	۲.۹۷۳	۳.۰۷۳	۳.۲۴۰	۳.۱۳۴	۲.۹۰۴	۳.۰۶۲	۳.۰۰۳	۳.۱۶۶	۲.۷۴۱	۲.۸۰۶	۳.۷۰۰	۲.۹۰۱
Al(IV)	۰.۹۳۳	۱.۱۴۰	۱.۰۲۷	۰.۹۲۷	۰.۷۵۰	۰.۸۶۶	۱.۰۹۶	۰.۹۳۸	۰.۹۹۷	۰.۸۳۴	۱.۲۵۹	۱.۱۹۴	۰.۹۳۰	۱.۰۰۰
مجموع چارچوبی														
[Al(VI)]	۱.۷۳۴	۱.۶۲۴	۱.۴۵۴	۱.۰۴۴	۱.۶۲۳	۱.۶۲۴	۱.۰۵۴	۱.۰۷۱	۱.۰۵۵	۱.۱۱۱	۱.۴۹۷	۱.۴۲۰	۱.۴۰۹	۱.۴۰۹
Ti	۰.۰۷۶	۰.۰۲۸	۰.۱۷۰	۰.۰۶۶	۰.۱۲۴	۰.۱۲۴	۰.۰۸۷	۰.۱۴۲	۰.۱۲۰	۰.۱۲۳	۰.۰۵۶	۰.۱۱۴	۰.۰۷۶	۰.۰۷۶
Fe2+	۲.۴۵۲	۲.۸۳۴	۲.۷۶۴	۲.۷۶۴	۲.۷۶۰	۲.۲۵۰	۲.۰۷۴	۲.۲۶۵	۲.۲۷۰	۲.۲۶۵	۲.۷۴۱	۲.۵۷۸	۲.۲۸۱	۲.۴۹۱
Mn	۰.۰۰۴	۰.۰۱۰	۰.۰۱۲	۰.۰۰۵	۰.۰۱۰	۰.۰۱۰	۰.۰۰۸	۰.۰۰۸	۰.۰۰۹	۰.۰۰۸	۰.۰۱۱	۰.۰۱۱	۰.۰۱۰	۰.۰۱۰
Ni	۰.۰۰۷	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۰۶	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۶
Mg	۱.۰۶۶	۱.۱۸۷	۱.۰۷۱	۱.۰۱۷	۰.۹۶	۱.۱۹۲	۱.۴۰۴	۱.۲۸۰	۱.۲۸۰	۱.۱۸۶	۱.۰۴۶	۱.۰۰۵	۱.۲۹۶	۱.۳۶۰
مجموع هشت و جهت														
تنه‌جای هشت	۰.۶۰۴	۰.۳۱۴	۰.۵۷۹	۰.۵۶۸	۰.۹۲۶	۰.۷۹۴	۰.۴۵۲	۰.۶۵۹	۰.۶۳۵	۰.۸۰۴	۰.۲۴۵	۰.۲۲۹	۰.۶۷۴	۰.۴۹۴
[Ca]	۰.۰۰۵	۰.۰۰۹	۰.۰۰۴	۰.۰۲۲	۰.۰۰۶	۰.۰۰۵	۰.۰۰۲	۰.۰۰۷	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۷	۰.۰۱۶	۰.۰۰۸	۰.۰۰۸
Na	۰.۱۵۰	۰.۰۱۹	۰.۰۱۸	۰.۰۳۸	۰.۰۱۷	۰.۰۴۳	۰.۰۲۰	۰.۰۳۰	۰.۰۲۲	۰.۰۳۳	۰.۰۴۴	۰.۰۴۰	۰.۰۳۸	۰.۰۳۸
K	۰.۳۳۲	۰.۰۰۳	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰	۰.۳۰۰
مجموع	۰.۳۵۲	۰.۰۱۸۱	۰.۳۷۵	۰.۳۹۶	۰.۷۷۴	۰.۵۷۷	۰.۰۷۷۷	۰.۰۷۷۷	۰.۰۷۷۷	۰.۰۷۷۷	۰.۰۷۷۷	۰.۰۷۷۷	۰.۰۷۷۷	۰.۰۷۷۷
[OH]	۷.۸۱۴	۷.۹۹۳	۷.۹۱۶	۷.۹۷۱	۷.۹۷۴	۷.۹۷۴	۷.۸۰۰	۷.۸۶۳	۷.۸۶۳	۷.۸۸۶	۷.۸۰۷	۷.۹۹۷	۷.۹۹۷	۷.۹۹۵
F	۰.۱۲	۰.۰۰۷	۰.۰۸۱	۰.۰۲۷	۰.۰۸۷	۰.۰۴۸	۰.۱۳۹	۰.۱۲۹	۰.۱۰۹	۰.۱۳۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۴	۰.۰۴۸	۰.۰۴۱
Cl	۰.۰۰۴	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۹	۰.۰۰۵	۰.۰۰۶	۰.۰۰۶	۰.۰۰۹	۰.۰۰۵	۰.۰۰۳	۰.۰۰۵	۰.۰۰۷	۰.۰۱۰
مجموع	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰	۱.۰۰۰
[Si(T1)]	۲.۱۳۴	۱.۷۲۱	۱.۹۹۷	۱.۱۴۷	۲.۴۹۰	۲.۲۶۸	۱.۸۰۰	۲.۱۲۳	۲.۰۰۰	۲.۲۳۲	۱.۴۸۲	۱.۸۱۳	۲.۱۴۱	۱.۹۰۱
Al(T1)	۰.۹۳۳	۱.۱۴۰	۱.۰۲۷	۰.۹۷۷	۰.۷۵									

ادامه جدول ۳

No. Samples	۲۸	۲۹	۳۰	۳۱	۳۲	۵۳	۵۵	۵۶	۵۷	۵۸	۵۹	۶۰	۶۲	۶۳
XFe(M2M3)	-۰.۵۹۳	-۰.۶۲۲	-۰.۶۴۳	-۰.۶۷۳	-۰.۶۸۳	-۰.۵۸۳	-۰.۵۹۶	-۰.۵۸۵	-۰.۵۸۱	-۰.۵۸۴	-۰.۵۹۷	-۰.۵۹۱	-۰.۵۵۵	-۰.۵۹۱
XMg(M2M3)	-۰.۲۵۷	-۰.۲۶۱	-۰.۲۵۵	-۰.۲۴۱	-۰.۲۶۶	-۰.۳۰۸	-۰.۳۳۲	-۰.۳۱۸	-۰.۳۱۵	-۰.۳۰۶	-۰.۳۵۰	-۰.۳۴۵	-۰.۳۱۵	-۰.۲۲۳
XAl(M2M3)	-۰.۱۵۱	-۰.۱۱۷	-۰.۱۰۲	-۰.۰۸۶	-۰.۰۷۶	-۰.۱۰۸	-۰.۰۷۳	-۰.۰۹۷	-۰.۱۰۴	-۰.۱۱۰	-۰.۰۵۳	-۰.۰۶۶	-۰.۱۳۰	-۰.۰۸۷
XFe(M1)	-۰.۳۴۴	-۰.۴۱۱	-۰.۴۱۰	-۰.۴۴۴	-۰.۳۰۴	-۰.۳۰۷	-۰.۳۴۶	-۰.۳۳۵	-۰.۳۳۲	-۰.۳۱۹	-۰.۳۴۹	-۰.۳۳۸	-۰.۳۴۹	-۰.۳۴۹
XMg(M1)	-۰.۱۴۹	-۰.۱۷۲	-۰.۱۶۳	-۰.۱۵۹	-۰.۱۲۲	-۰.۱۶۲	-۰.۱۹۲	-۰.۱۸۲	-۰.۱۸۰	-۰.۱۶۷	-۰.۲۰۴	-۰.۲۰۳	-۰.۱۹۱	-۰.۱۹۰
XAl(M1)	-۰.۲۰۶	-۰.۱۸۴	-۰.۲۲۳	-۰.۲۲۵	-۰.۴۲۰	-۰.۳۱۴	-۰.۳۱۶	-۰.۲۹۰	-۰.۲۸۰	-۰.۲۹۳	-۰.۳۴۰	-۰.۳۲۲	-۰.۲۱۵	-۰.۲۸۷
XVacancy(M1)]	-۰.۳۰۱	-۰.۲۲۴	-۰.۲۰۴	-۰.۱۷۲	-۰.۱۵۳	-۰.۲۱۷	-۰.۱۴۶	-۰.۱۹۴	-۰.۲۰۹	-۰.۲۲۰	-۰.۱۰۶	-۰.۱۲۷	-۰.۲۵۹	-۰.۱۷۴
[Si]	۳.۰۶۷	۲.۸۶۰	۲.۹۷۳	۳.۰۷۳	۳.۲۴۵	۳.۱۲۴	۲.۹۰۴	۲.۶۶۲	۲.۰۰۳	۳.۱۶۶	۲.۷۴۱	۲.۸۰۶	۳.۰۷۰	۲.۹۵۱
Fe(Fe+Mg)	-۰.۶۹۸	-۰.۷۰۵	-۰.۷۱۶	-۰.۷۳۶	-۰.۷۱۲	-۰.۶۵۴	-۰.۶۴۳	-۰.۶۴۸	-۰.۶۴۸	-۰.۶۵۶	-۰.۶۳۱	-۰.۶۳۲	-۰.۶۳۸	-۰.۶۴۷
Fe(total)	۲.۴۶۲	۲.۸۳۴	۲.۷۰۴	۲.۸۳۷	۲.۳۷۵	۲.۲۵۵	۲.۵۲۴	۲.۳۶۶	۲.۳۷۰	۲.۲۶۵	۲.۶۴۱	۲.۵۷۸	۲.۲۸۱	۲.۴۹۱
جمعیت هشت وجهی	۵۳۴۷	۵۶۸۶	۵۴۲۱	۵۴۳۲	۵۰۷۴	۵۰۲۰	۵۰۴۸	۵۰۳۱	۵۰۳۶	۵۰۹۶	۵۷۵۶	۵۶۷۱	۵۳۲۶	۵۵۰۶
تپه‌جا	-۰.۶۵۴	-۰.۳۱۴	-۰.۵۷۹	-۰.۵۶۱	-۰.۹۲۶	-۰.۷۹۴	-۰.۴۵۲	-۰.۶۵۹	-۰.۶۳۵	-۰.۸۰۴	-۰.۲۴۵	-۰.۳۲۹	-۰.۶۷۴	-۰.۴۹۴
(XAl+XVacancy)	۳.۷۲۱	۳.۰۷۸	۳.۰۶۲	۲.۹۹۸	۳.۳۰۵	۳.۲۸۴	۳.۰۷۲	۳.۱۶۸	۳.۱۸۷	۳.۲۴۹	۳.۰۰۱	۳.۰۳۳	۳.۲۲۳	۳.۱۰۳
(Fe۲+ + Mg)	۳.۵۲۸	۴.۲۱	۲.۷۷۵	۳.۸۵۴	۳.۳۳۵	۳.۴۴۷	۳.۹۲۸	۳.۶۵۱	۲.۶۵۵	۳.۴۵۱	۴.۱۸۷	۴.۰۸۳	۳.۵۷۷	۳.۸۵۰
R2+	۳.۵۳۸	۴.۰۳۴	۳.۷۹۰	۳.۸۶۳	۳.۳۴۸	۳.۴۵۸	۳.۹۴۱	۳.۶۶۴	۳.۶۶۸	۳.۴۶۳	۴.۲۰۳	۴.۰۹۴	۳.۵۹۳	۳.۸۷۱
R3+]	۱.۰۸۰	۱.۶۵۱	۱.۶۳۱	۱.۵۷۰	۱.۷۲۶	۱.۷۴۸	۱.۶۰۸	۱.۶۷۷	۱.۶۹۷	۱.۷۳۴	۱.۵۵۳	۱.۵۷۷	۱.۷۲۳	۱.۶۳۴
[Al/(Al+Mg+Fe۲+)]	-۰.۴۳۱	-۰.۴۰۷	-۰.۳۹۷	-۰.۳۸۷	-۰.۴۱۶	-۰.۴۱۹	-۰.۴۰۰	-۰.۴۰۷	-۰.۴۱۱	-۰.۴۱۵	-۰.۳۹۷	-۰.۳۹۸	-۰.۴۱۶	-۰.۴۰۴
Mg(Mg+Fe۲+)	-۰.۳۰۲	-۰.۲۹۵	-۰.۲۸۵	-۰.۲۶۴	-۰.۲۸۸	-۰.۳۴۶	-۰.۳۵۸	-۰.۳۵۲	-۰.۳۵۲	-۰.۳۴۴	-۰.۳۶۹	-۰.۳۶۹	-۰.۳۶۲	-۰.۳۵۳
AlVI(Si+AlIV)]	-۰.۲۲۳	-۰.۲۸۵	-۰.۲۵۷	-۰.۲۳۲	-۰.۱۸۹	-۰.۲۱۶	-۰.۲۷۴	-۰.۲۲۵	-۰.۲۴۹	-۰.۲۰۹	-۰.۳۱۵	-۰.۲۹۸	-۰.۲۲۲	-۰.۲۶۲
%[Al-chl]	۲۵.۳۴۳	۲۴.۴۷۶	۲۲.۷۲۳	۲۲.۶۸۰	۲۲.۹۸۴	۲۴.۵۴۶	۲۴.-۰۲۹	۲۴.-۰۲۴	۲۴.۴۹۳	۲۴.۱۴۹	۲۴.۲۴۳	۲۴.۱۷۳	۲۴.۵۲۷	۲۴.۱۱۱
Fe-chl	۵۴.۳۹۹	۵۴.۴۹۴	۵۵.۷۸۷	۵۵.۳۳۱	۵۶.۶۴۹	۵۱.۹۴۶	۵۰.۲۱۵	۵۱.۳۶۶	۵۰.۸۴۱	۵۲.۴۱۵	۵۸.۵۵۲	۴۸.۹۲۶	۵۰.۵۴۲	۵۰.۷۵۴
Mg-chl]	۲۰.۲۵۷	۲۱.-۰۳۰	۲۰.۴۸۱	۱۸.۹۸۹	۱۹.۳۶۸	۲۲.۰۸	۲۵.۷۵۶	۲۴.۶۱۰	۲۴.۶۶۶	۲۲.۳۲۷	۲۷.۱۰۶	۲۶.۹۰۱	۲۴.۹۳۷	۲۵.۱۲۶
کلسنیوکلر	۳۰.۱۸۵	۲۹.۴۴۸	۲۸.۲۹۵	۲۶.۲۶۱	۲۸.۷۱۱	۳۴.۴۷۴	۳۵.۶۶۰	۳۵.۱۲۳	۳۵.۰۹۹	۳۴.۲۹۷	۳۶.۸۳۴	۳۶.۷۵۱	۳۶.۱۱۲	۳۵.۱۷۶
Chamosite	۶۹.۷۱۷	۷۰.-۰۳۰	۷۱.۳۹۶	۷۳.۵۰	۷۱.۰۰۳	۶۵.۲۲۰	۶۴.۰۸۵	۶۴.۶۷۳	۶۴.۶۷۸	۶۵.۴۷۸	۶۲.۹۰۴	۶۲.۹۷۴	۶۳.۵۷	۶۴.۴۳۷
Pennantite]	-۰.۰۹۸	-۰.۲۴۵	-۰.۳۰۹	-۰.۱۳۹	-۰.۲۸۶	-۰.۳۰۶	-۰.۲۵۵	-۰.۲۰۴	-۰.۲۵۳	-۰.۲۲۵	-۰.۲۶۲	-۰.۲۷۵	-۰.۳۱۸	-۰.۳۸۷
زیرگروه(R)	tri-tri													
Subgroup (Vacancy)	tri-tri													
نوع	Type-I													
[۳۱]	Al chlorite	Fe chlorite	Fe chlorite	Al chlorite										
[۳۲]	Chamosite													
[۳۴]	Chamosite													
TKML87-AlIV(°C)	۲۶۸	۳۱۲	۲۸۹	۲۶۹	۲۳۱	۲۵۰	۲۹۸	۲۶۵	۲۷۸	۲۴۴	۳۲۲	۳۱۸	۲۶۲	۲۸۸
TC88-AlIV(°C)	۲۳۸	۳۰۵	۲۶۹	۲۲۶	۱۸۱	۲۱۷	۲۹۱	۲۴۰	۲۵۹	۲۰۷	۲۴۳	۲۲۲	۲۲۷	۲۷۶

فرمول کلی کلریتها: $X_{Mg} + X_{Fe(tot)} < X_{Al} + X_{\square}$ هستند [۳۱] و براساس رده بندی مرجع [۳۲]، کلریتها گیسور در گستره آهن و آلومینیم دار قرار دارند (شکل ۶ الف). آنها بر اساس نمودار $X_{Mg}-^{VI}R^{3+}$ [۳۲] و نمودار سامانه متحده $R^{2+}-Si$ [۳۳] در زیرگروه سه-سه-دو و یا دو-سه هشت-وجهی (شکل ۶ ب) و در گستره شاموزیت تا سدؤیت [۳۳]، و چهار (شکل ۶) در گستره آهن ناشی می‌شوند. این دو گروه در سنگ‌های دیگر گونی با ترکیبات و شرایط دما-فشار مختلف ایجاد می‌شوند. کلریتها با متاپلیت‌های دما پایین فشار متوازن هستند و در نوع II از متاپلیت‌های دما پایین فشار متوازن هستند. این دو گروه در رخساره آمفیبولیت همزیست هستند [۳۱].

فرمول کلی کلریتها: $R_x^{2+} R_y^{3+} \square_{12-x-y}^{VII} (Si_z R_{8-z})_8^{IV} O_{20} (OH)_{16}^{R^{2+}}$ کاتیون‌های دوظرفیتی، $R^{3+} =$ کاتیون‌های سه‌ظرفیتی و $\square =$ تپه‌جا (جای) است. تنوع ترکیب کلریتها از چهار گروه جهانی هاست و تپه‌جا رده بندی می‌شوند. بر پایه جدول ۳، کلریتها از استفاده از R و تپه‌جا رده بندی می‌شوند. بر پایه جدول ۳، کلریتها در گروه II و بیشتر در گروه I قرار دارند. در کلریتها ایون‌های Al، Fe، Mg و Si اصلی هستند و افزایش Al اغلب با افزایش Fe می‌شوند. بر پایه جدول ۳، کلریتها از گروه I آنها دارند. بنابراین کلریتها ایون‌های Al و Fe می‌شوند. کلریتها ایون‌های Al و Fe می‌شوند. کلریتها ایون‌های Al و Fe می‌شوند.



شکل ۶ الف) نمونه‌های کلریت گیسور که در هر دو گروه I و II قرار دارند [۳۱]. ب) نمونه‌های کلریت گیسور که زیرگروه سه- سه / سه - دو و یا دو- سه هشت وجهی هستند [۳۳].

تا ۹۰/۷۷ درصد تغییر می‌کند، بنابراین استارولیت آهن‌دار است [۲۴]. این داده‌ها نشان می‌دهند که استارولیت آهن‌دار می‌تواند در محیط دگرگونی که آندالوزیت تشکیل می‌شود به وجود آید [۲۴].

استارولیت

فرمول ساختاری استارولیت بر اساس ۴۶ اکسیژن محاسبه شد (جدول ۴). بر پایه نتایج تجزیه نقطه‌ای مقدار ZnO کمتر از ۷/۴ Wt% است. بنابراین آن‌ها در رده استارولیت‌های روی‌دار قرار ندارند [۳۵]. مقدار $Fe^{*}100/(Fe+Mg+Mn)$ بین ۸۸/۴۹ و ۲۷/۷۲۳ قرار ندارند [۳۵].

جدول ۴ نتایج تجزیه نقطه‌ای استارولیت و محاسبه فرمول ساختاری آن.

شماره نمونه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
SiO ₂	۲۷,۷۰	۲۷,۰۳۳	۲۷,۶۷۷	۲۷,۲۴۷	۲۷,۳۵۵	۲۷,۱۶۷	۲۸,۵۵۸	۲۷,۷۲۳
TiO ₂	۰,۲۵	۰,۵۰۸	۰,۲۱۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۵۴	۰,۳۶۸
Al ₂ O ₃	۵۶,۰۰	۵۶,۲۲	۵۶,۲۳۱	۵۶,۴۴۳	۵۶,۷۱۹	۵۶,۶۸۴	۵۶,۸۹	۵۶,۳۰۱
FeO	۱۲,۱۹	۱۲,۶۱۴	۱۲,۴۵۵	۱۲,۴۲۵	۱۲,۵۹	۱۲,۵۰۲	۱۱,۸۷۶	۱۲,۰۳۸
ZnO	۱,۰۳	۰,۹۸۵	۱,۰۳۷	۱,۰۶۲	۰,۷۹۷	۰,۹۲۸	۰,۹۰۲	۰,۸۳۶
MnO	۰,۱۴	۰,۱۳۸	۰,۱۲۶	۰,۱۵۲	۰,۱۸۴	۰,۱۰۶	۰,۱۴۵	۰,۱۵۹
MgO	۰,۶۶	۰,۶۵۳	۰,۶۷۹	۰,۷۵۴	۰,۸۱۴	۰,۷۷۱	۰,۶۷۵	۰,۷
CaO	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰۴	۰,۰۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱۱	۰,۰۱۸
مجموع	۹۷,۹۷	۹۸,۱۵۱	۹۸,۳۸۷	۹۸,۰۹۴	۹۸,۴۵۹	۹۸,۱۵۸	۹۹,۱۱۱	۹۸,۱۵۳
Si	۷,۶۴	۷,۴۶	۷,۶۱	۷,۵۲	۷,۵۱	۷,۴۹	۷,۷۵	۷,۶۲
Al ^{IV}	۰,۳۶	۰,۵۴	۰,۳۹	۰,۴۸	۰,۴۹	۰,۵۱	۰,۲۵	۰,۳۸
Al ^{VII}	۱۷,۸۳	۱۷,۷۶	۱۷,۸۳	۱۷,۷۸	۱۷,۸۸	۱۷,۹۰	۱۷,۹۵	۱۷,۸۵
Ti	۰,۰۵	۰,۱۱	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۸
Mg	۰,۲۷	۰,۲۷	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۳۳	۰,۲۲	۰,۲۷	۰,۲۹
Fe ²⁺	۲,۸۱	۲,۹۱	۲,۸۶	۲,۸۷	۲,۸۹	۲,۸۸	۲,۷۰	۲,۷۷
Mn	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۴
Zn	۰,۲۱	۰,۲۰	۰,۲۱	۰,۲۲	۰,۱۶	۰,۱۹	۰,۱۸	۰,۱۷
Ca	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱
XFe	۰,۸۹	۰,۹۰	۰,۹۰	۰,۸۸	۰,۸۷	۰,۸۸	۰,۸۹	۰,۸۹
XMg	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱۱
Fe*100/(Fe+Mg+Mn)	۹۰,۲۷	۹۰,۶۳	۹۰,۷۷	۸۹,۲۵	۸۸,۴۹	۸۹,۴۱	۸۹,۷۹	۸۹,۵۲
Ferroan/Zincian	Ferroan							

کوارتز [۳۸] با استفاده از برنامه GTB [۱۶] محاسبه گردید و سپس از روش مقدار تیتان در مسکوویت [۴۰، ۳۹] مقدار دما ارزیابی شد. مقدار فشار و دما به ترتیب در گستره $4\text{--}4$ kbar - $4\text{--}3$ و $0\text{--}10^{\circ}\text{C}$ و $558\text{--}550^{\circ}\text{C}$ بدست آمد و تعادلات فازی برای نمونه‌ی متاپلیتی با ترمومکالک [۱۴] بررسی شد (جدول ۶). شرایط دما-فشار متوسط برای ترکیب‌های مرکز کانی‌های متاپلیتی در نمونه MG_{31B} با این فرض که پلاژیوکلاز حدواسط و بیوتیت‌ها سالم و از نوع آنیت و فلوگوپیت باشند 10°C و 42 kbar بدست آمد (جدول ۷).

مدل‌سازی ترمودینامیکی

بر پایه ترکیب شیمیایی سنگ کل دو نمونه MG₃₉ و MG_{31B} (جدول ۸) و کانی‌های موجود در این نمونه سنگ، تعادلات فازی از متاپلیت‌های گیسور در سامانه MnNCKFMASH ($\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$) بررسی شد. نمودارهای فشار-دما (P-T) شبه مقاطع (یا نمودارهای مجموعه کانی، MADS) برای این متاپلیت‌ها با استفاده از برنامه فورترن Gibbs [۱۵] رسم شد. در این برنامه از بانک‌های اطلاعاتی HP98 [۳۶] و SPaC 2014 [۴۱] استفاده گردید.

میکائی سفید

نتایج تجزیه نقطه‌ای ترکیب شیمیایی میکائی سفید در جدول ۵ آمده است. فرمول ساختاری میکا بر پایه ۱۱ اکسیژن محاسبه شد. مجموع کل اکسیدها بین ۹۴,۶۵ و ۹۸,۰۵ درصد است. Fe^{2+} بین ۰,۰۱۶ و ۰,۰۶۱ و Fe^{3+} بین ۰,۰۳۸ و ۰,۰۲۶ و Na بین ۰,۰۲۶ و ۰,۰۳۸ و Mg بین ۰,۰۷۵ و ۰,۱۸۳ درصد تغییر می‌کند. درصد در تغییر است که نشان دهنده جایگزینی قابل ملاحظه عضو پایانی پاراگونیت است، بنابراین جانشینی KNa_{1-x} در جایگاه A فرمول ساختاری آن رخ می‌دهد [۲۸]. سازندهای سلادونیت و فروسلادونیت در آن ناچیز است. مقدار فعالیت اعضای پایانی میکائی سفید که براساس مرجع [۳۶] محاسبه شده‌اند در جدول ۵ آمده‌اند.

برآورد شرایط P-T دگرگونی

زمین دما-فشارسنجی

شرایط فشار-دما دگرگونی بوسیله زمین دما-فشارسنج های مرسوم محاسبه شده‌اند. در اینجا از آنجا که داده‌های مربوط به بیوتیت جایگزینی آن را با کلریت تأیید می‌کند نمی‌توان از روش بیوتیت-گارنت [۳۷] استفاده کرد. بنابراین نخست مقدار فشار از روش گارنت-مسکوویت-سیلیمانیت-

جدول ۵ نتایج تجزیه نقطه‌ای میکائی سفید و محاسبه فرمول ساختاری آن.

شماره نمونه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
SiO_2	۴۷,۱۶	۴۶,۰۷	۴۶,۰۰	۴۶,۴۸	۴۶,۷۵	۴۶,۹۲	۴۶,۹۱	۴۸,۳۳	۴۸,۴۷	۴۷,۸۹	۴۸,۵۸	۴۷,۸۴
TiO_2	۰,۵۳	۰,۵۶	۰,۳۸	۰,۴۹	۰,۳۴	۰,۳۲	۰,۳۴	۰,۲۲	۰,۲۶	۰,۲۳	۰,۱۶	۰,۲۲
Al_2O_3	۳۷,۰۴	۳۷,۰۲	۳۷,۱۴	۳۷,۰۳	۳۷,۳	۳۷,۱۹	۳۷,۰۲	۳۸,۴۱	۳۸,۵	۳۸,۲۹	۳۸,۲۲	۳۷,۹۱
Fe_2O_3	۰,۷۶	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
FeO	۰,۲۹	۱,۰۳	۱,۰۱	۰,۹۸	۰,۸۹	۱,۰۳	۱,۱۱	۰,۷۲	۰,۶۳	۰,۶۹	۰,۶۷	۰,۶۴
MnO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱
MgO	۰,۳۴	۰,۳۱	۰,۳۲	۰,۲۸	۰,۲۷	۰,۳۳	۰,۳۹	۰,۳۶	۰,۲۹	۰,۳۵	۰,۳۸	۰,۳۴
CaO	۰,۰۵	۰,۰۱	۰,۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۱۳	۰,۰۲	۰,۰۰
Na_2O	۰,۵۹	۱,۱۱	۰,۹۹	۰,۹۷	۱,۰۷	۰,۹۶	۰,۹	۱,۲۹	۱,۴۹	۱,۴۲	۱,۲	۱,۴۳
K_2O	۷,۸۹	۹,۴	۹,۴۱	۹,۴۱	۹,۲۷	۹,۱۶	۹,۴۹	۸,۵۷	۸,۳۸	۸,۱	۸,۴۸	۸,۶۴
مجموع	۹۴,۶۵	۹۵,۵۲	۹۵,۲۵	۹۵,۶۴	۹۵,۹۱	۹۵,۹۲	۹۶,۲۲	۹۷,۹۴	۹۸,۰۵	۹۶,۹۸	۹۷,۷۱	۹۷,۰۲
Si	۳,۰۹	۲,۰۳۷	۳,۰۳۹	۳,۰۵۵	۳,۰۵۹	۳,۰۶۸	۳,۰۶۶	۳,۰۷۶	۳,۰۷۸	۳,۰۷۷	۳,۰۹۴	۳,۰۷۸
Ti	۰,۰۲۶	۰,۰۲۸	۰,۰۱۹	۰,۰۲۴	۰,۰۱۷	۰,۰۱۶	۰,۰۱۷	۰,۰۱۱	۰,۰۱۳	۰,۰۱۱	۰,۰۰۸	۰,۰۱
Al	۲,۸۶۱	۲,۸۷۷	۲,۸۹۲	۲,۸۷	۲,۸۷۸	۲,۸۶۷	۲,۸۵۳	۲,۸۸۲	۲,۸۸۳	۲,۸۹۶	۲,۸۷	۲,۸۷۵
Fe^{+3}	۰,۰۳۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe^{+2}	۰,۰۱۶	۰,۰۵۷	۰,۰۵۶	۰,۰۵۴	۰,۰۴۸	۰,۰۵۷	۰,۰۶۱	۰,۰۳۸	۰,۰۲۳	۰,۰۳۷	۰,۰۳۶	۰,۰۳۴
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۰,۰۳۳	۰,۰۳۱	۰,۰۳۱	۰,۰۲۷	۰,۰۲۶	۰,۰۳۲	۰,۰۳۸	۰,۰۳۴	۰,۰۲۸	۰,۰۳۴	۰,۰۳۶	۰,۰۲۲
Ca	۰,۰۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰
Na	۰,۰۷۵	۰,۱۴۲	۰,۱۲۷	۰,۱۲۳	۰,۱۳۶	۰,۱۲۲	۰,۱۱۵	۰,۱۵۹	۰,۱۸۳	۰,۱۷۶	۰,۱۴۸	۰,۱۷۹
K	۰,۶۶	۰,۷۹۱	۰,۷۹۳	۰,۷۸۹	۰,۷۷۴	۰,۷۶۴	۰,۷۹۲	۰,۶۹۶	۰,۶۷۹	۰,۶۶۳	۰,۶۸۹	۰,۷۰۹
مجموع کاتیون‌ها	۶۸,۰۲	۶,۹۶۳	۶,۹۵۷	۶,۹۴۳	۶,۹۴۱	۶,۹۲۶	۶,۹۴۵	۶,۹۰۰	۶,۸۹۹	۶,۸۸۹	۶,۸۸۲	۶,۹۱۸
Ms	۰,۸۶	۰,۷۴	۰,۷۶	۰,۷۵	۰,۷۶	۰,۷۵	۰,۷۵	۰,۷۶	۰,۷۵	۰,۷۷	۰,۷۶	۰,۷۴
Pa	۰,۱۲۱	۰,۴۲	۰,۳۶	۰,۳۷	۰,۴	۰,۳۳	۰,۳۵	۰,۳۷	۰,۴۳	۰,۳۶	۰,۳۵	۰,۴۶
cel	--	۰,۰۰۴۵	--	--	--	--	۰,۰۰۴۸	--	--	--	--	--
fcel	--	۰,۰۰۸۳	--	--	--	--	۰,۰۰۷۷	--	--	--	--	--

جدول ۶ مجموعه واکنش‌های مستقل استفاده شده در برآورد شرایط متوسط دما - فشار برای بیشترین دگرگونی در متاپلیت MG31B با استفاده از برنامه ترمومکالک (نمادهای استفاده شده، از برنامه ترمومکالک است).

- 1) $gr + 2sill + q = 3an$
- 2) $23gr + 6mst + 48q = 8py + 69an + 12H_2O$
- 3) $23gr + 6fst + 48q = 8alm + 69an + 12H_2O$
- 4) $phl + 2sill + q = py + mu$
- 5) $ann + 2sill + q = alm + mu$

جدول ٧ نتایج محاسبات تعادلات فازی با ترمومکالک.

نحوه	$T(^{\circ} C)$	$P(kbar)$	$SD(T)$	$SD(P)$	Correl.	Fit
MG _{31B}	٤٠١	٤٢	٤٨	٢٧٠	-٠.٨٩٣	٢٠٦

جدول ۸ نتایج تجزیه سنگ کل دو نمونه از متاپلیت‌ها.

نمونه	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	L.O.I.)	مواد فرار (مجموع
MG _{31B}	٤١,٨٢	٣٦,٣١	٩,٧٥	١,٧٩	٠,٦٥	٠,٤٨	٢,٧٢	١,٧١	٠,٢	٠,١١	٠,٢٩	٤,١	٩٩,٦٧	
MG ₃₉	٥٤,٩٦	٢٢,٥٩	٩,١٣	٢,٢٨	١,١٤	٢,٥٤	٢,٦١	٠,٩٩	٠,١٢	٠,١٣	٠,٢١	٣,٢	٩٩,٧١	

گارنت استفاده شد، زیرا توزیع Ca در گارنت حساسیت کمی به پخش دارد، اما به فشار حساس بوده و به دما به نسبت غیر حساس است [۲۸]. و مؤلفه‌های X_{Alm} و X_{SpS} گارنت که در محاسبات استفاده شد به ترتیب $X_{\text{Alm}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$ و $X_{\text{SpS}} = \text{Mn}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$ است. مؤلفه‌های کسر مولی آلماندن و اسپسارتین نیز بعلت ارتباط زمین شیمیایی آنها انتخاب شدند [۲۴]. این دو مؤلفه به دما حساس بوده و غیر حساس به فشار هستند. X_{Grs} در مسیر کاهش فشار، کاهش می‌یابد [۲۸]. سیلیمانیت مشاهده شده در مقطع نازک نمونه MG_{31B}، دمایی بیش از حدود ۵۵۰°C و فشاری کمتر از حدود ۵/۵ kbar را نشان می‌دهد.

زمین دماسنجری کلریت‌ها بر پایه کارهای تجربی تغییرات ترکیبی بدون تناسب عنصری کلریت‌ها، اطلاعات مفیدی را درباره شرایط فیزیکوشیمیایی بویژه برای تعیین دما فراهم می‌سازد [۴۳]. دو نوع زمین دماسنجری کلریت وجود دارد: واسنجی تجربی (مثل زمین دماسنچ های کلریت بر پایه تهی جای آلومینیم چهاروجهی/ یا تهی جای هشتوجهی) و واسنجی نیمه-تجربی و برپایه محاسبات ترمودینامیکی (مانند زمین دماسنچ های کلریت برپایه فعالیت اعضای پایانی).

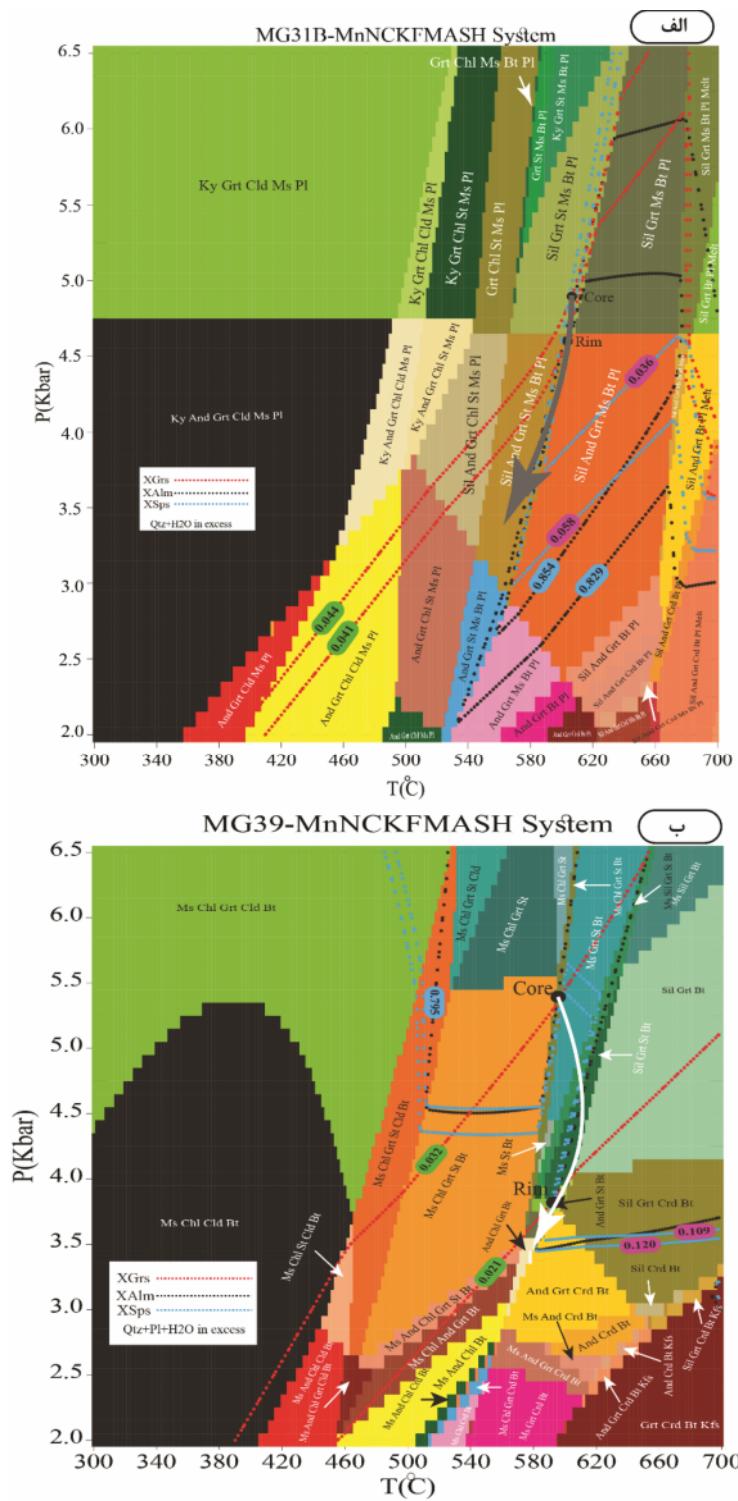
برای محاسبه دمای بیوتیت‌های کلریتی شده در مجموعه دگگونی، گیسسور از توابع ارائه شده در مراجع [۴۴، ۴۵] که در

P-T شبه مقاطعه برای هر دو نمونه سنگ کل در گستره فشار kbar ۶/۵ و دمای $300-700^{\circ}\text{C}$ در سامانه مدل MnNCKFMASH (شکل ۷) رسم شد. ترکیب سنگ کل نمونه MG31B از متاپلیت‌های پهنه سیلیمانیت و نمونه ICP-AES MG39 از پهنه گارنت توسط تجزیه سنگ کل تعیین شد. در این ترکیب‌ها، همه Fe به صورت FeO فرض شد. شبیه مقاطعه رسم شده برای هر دو نمونه با ترکیب‌های همنما-های XGrs و XAlm, XSps گارنت تراز شدند (شکل ۷).

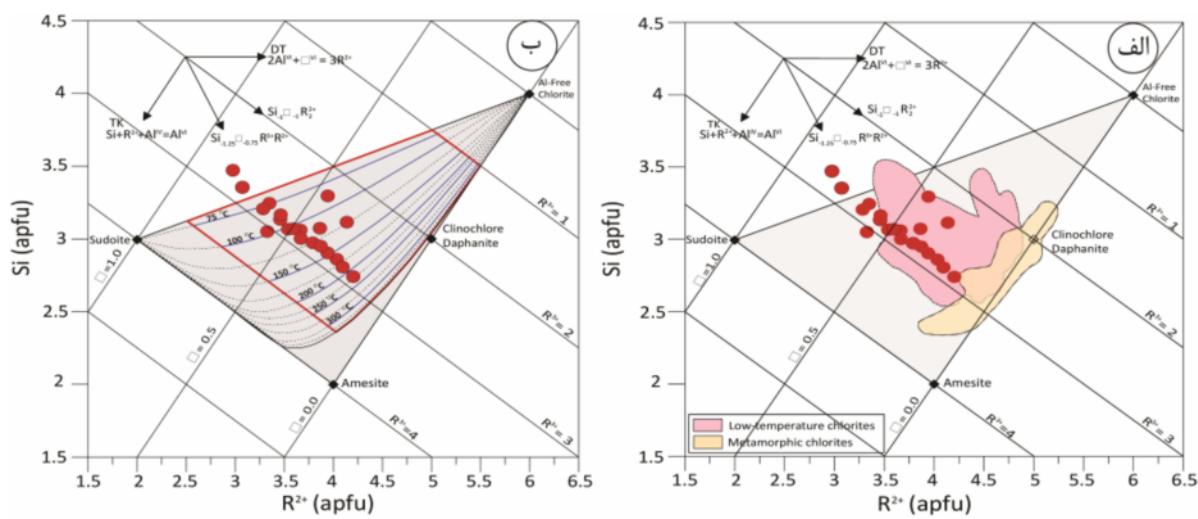
شرایط P-T برآمده از مرکز گارنت در نمونه MG_{31B} فشار kbar و دمای °C ۴۹ و برای لبه آن مقادیر °C ۶۰۸ را نشان می‌دهد در حالی که شرایط P-T برای مرکز گارنت Grt₁ در نمونه MG₃₉ مقدار فشار kbar ۵/۴ و دمای °C ۵۹۶ است که به نظر بیشینه فشار دگرگونی را نشان می‌دهد و برای لبه Grt₁ این نمونه، فشار kbar ۳/۸ و دما °C ۵۹۳ بدست آمد. این شرایط دمایی چنان که پیشتر بر پایه Fe/(Fe+Mg) نسبت (برای تغییرات دمای بین مرکز و لبه پیش‌بینی شده بود، برای هر دو نمونه نزدیک به هم است. اما ترکیب‌های همنمای گارنت Grt₂ بر این شبه مقاطع هم‌دیگر را قطع نمی‌کنند. این ناشی از عدم تعادل ترکیب‌های گارنت Grt₂ است، زیرا شبه مقاطع نمودارهای تعادلی به حساب می‌آید [۴۲]. چنان که در شکل ۷ دیده می‌شود، تغییرات ترکیب شیمیایی از مرکز به سوی لبه‌های گارنت، مرحله کاهش فشار نشان می‌دهند. گارنت X_{Grts} مولفه

از طرفی، نمونه‌های بیوتیت کلریتی شده بر نمودار R^{2+} -Si قرار دارند [۴۶]. نمونه‌ها در شکل ۸ الف در گستره کلریت‌های دما پایین قرار گرفته‌اند و شکل ۸ ب دماهای پایین‌تر از 250°C را نشان می‌دهد.

محیط‌های گوناگون کاربرد دارند، استفاده شد (جدول ۳).
-۳۳۲ °C دمای تشکیل این کلریت‌ها بر پایه تابع مرجع [۴۴، ۴۵] و از تابع مرجع [۴۶] محاسبه شد.



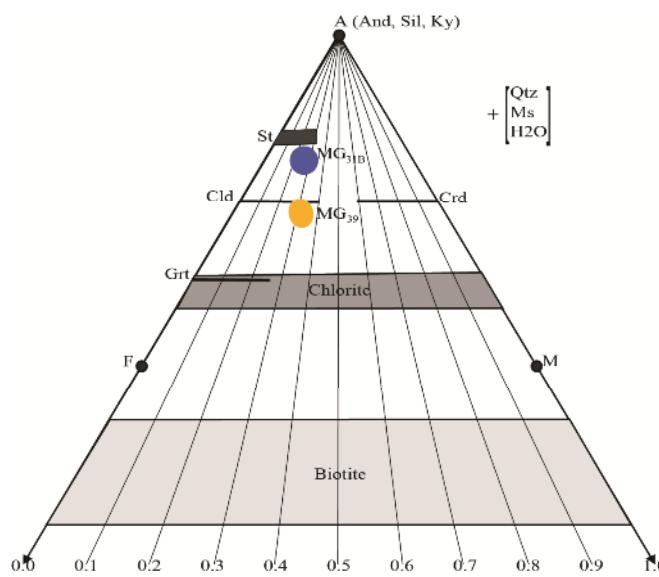
شکل ۷ نمودارهای فشار-دما شبه مقاطع برای دو نمونه متاپلیتی (الف) MG_{31B} و (ب) MG₃₉.

شکل ۸ الف و ب) نمونه‌های بیوپیت کلریتی شده بر نمودار R^{2+} -Si R^{2+} [۴۶].

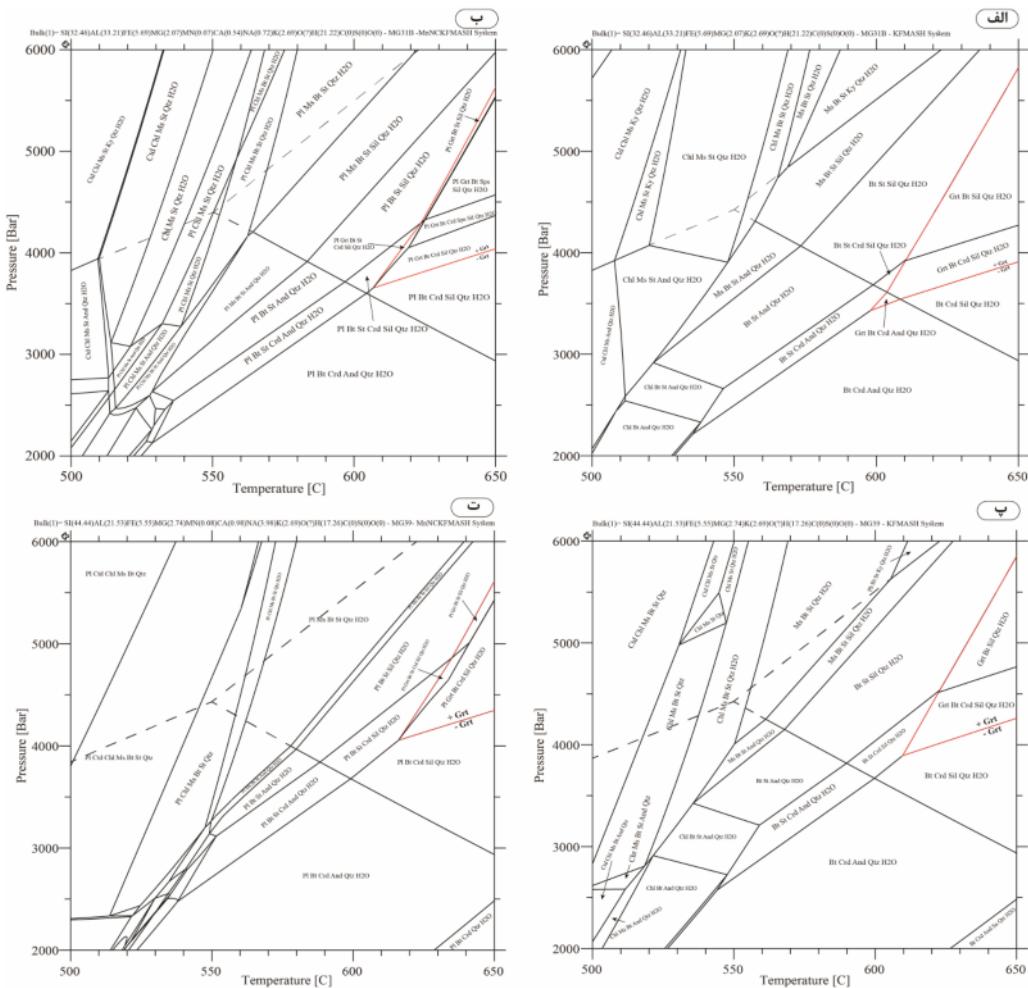
بحث ۹ نمودار AFM سامانه KFMASH برای ترکیب سنگ كل دو نمونه MG_{31B} و MG_{39} را نشان می‌دهد که آنها بالای خط گارنت - کلریت و نزدیک به قطب A قرار دارند و بنابراین هر دو غنی از آلومینیوم هستند آنها همچنین به قطب آهن نزدیک هستند [۴۷]، بنابراین پیش‌بینی می‌شود که سنگ‌های دگرگونی گیسور در بردارنده کانی‌های آلومینیوم‌دار و غنی از آهن مانند آندالوزیت، سیلیمانیت، استارولیت، گارنت و کلریتوئید ولی بدون کانی‌های منیزیم‌دار مانند کردیریت باشد. نسبت مولی $MgO/(FeO+MgO)$ ترکیب سنگ کل برای هر دو نمونه، کمتر از ۰/۴ است (شکل ۹).

فشار محاسبه شده بر پایه روش‌های فشارسنگی بیان شده بیش از ۴ kbar است. بسیاری از سنگ‌شناسان نقطه سه‌گانه آلومینوسیلیکات‌ها را $550^{\circ}C$ در 45 kbar در نظر می‌گیرند [۴۸، ۴۹]. بنابراین می‌توان گفت که فشارهای زیر 45 kbar در گستره دگرگونی مجاورتی قرار دارند. مقایسه خط گارنت در نمودارهای شکل ۱۰ نشان می‌دهد که دلیل افزایش فشار در مدل‌سازهای ترمودینامیکی با استفاده از شبه مقاطع در ارتباط با ترکیب سنگ کل و به احتمال بسیار داده‌های ترمودینامیکی است [۵۰]. در این نمودارها، فشار برای خط گارنت در سامانه $MnNCKFMASH$ نسبت به سامانه $KFMASH$ که برای دو نمونه MG_{31B} و MG_{39} محاسبه شده است، بالاتر است. این نمودارها با استفاده از بانک اطلاعاتی $tcdb55$ و توسط نرم افزار





شکل ۹ نمودار AFM در سامانه KFMASH برای ترکیب سنگ کل دو نمونه MG_{31B} و MG₃₉. که هر دو نمونه در بالای خط کلریت-گارنت و نزدیک به قطب A واقع بوده و به قطب F نزدیک هستند.



شکل ۱۰ نمودارهای P-T شبیه مقاطع برای نمونه‌های ترکیب سنگ کل MG₃₉ و MG_{31B} تهیه شده‌اند: (الف) و (ب) برای ترکیب سنگ کل MG_{31B}، به ترتیب برای سامانه‌های KFMASH و MnNCKFMASH. (پ و ت) برای ترکیب سنگ کل MG₃₉، به ترتیب برای سامانه‌های KFMASH و MnNCKFMASH. برای هر دو نمونه، خط گارنت (خط قمز رنگ) تابعی از ترکیب سنگ کل است.

دگرگونی گیسور شده و توده نفوذی توانسته است، که جایگیری کند.

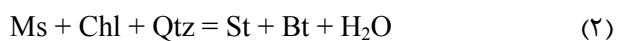
اما شواهدی چون کلریتی شدن بیوتیت، سریسیتی شدن آندالوزیت و کلریتی شدن گارنت در محل شکستگی‌ها همه بیانگر وجود یک دگرگونی پسروند و بالاًمدگی است. براساس شکل ۸، بیوتیت‌های کلریتی شده همراستا با خط R^{3+} و در گستره $1/5 < R^{3+} < 3/5$ قرار دارند که دارای جانشینی‌های چرماتک هستند. بنابراین چنان که بوردل و همکارش [۴۶] اشاره کرده‌اند، آنها در فرآیند دگرگونی به وجود می‌آیند. حال آنکه کلریت‌های برآمده از محیط درونزایی از نوع پیروفیلیت و گیبسیت / کلریت بدون Al بوده و افزون بر جانشینی چرماتک، دارای تبادل دو-سه هشت وجهی هستند [۴۶]. البته براساس شکل ۸ ب قابل پیش‌بینی است که برخی از کلریت‌ها بالای خط سدوفیت - کلریت بدون Al قرار بگیرند که چنین کلریت-هایی ناشی از محیط‌های درونزایی و دگرسانی هستند [۴۶]. همچنین انباست بلورهای یک کانی که جانشین کانی اولیه شده و شکل کاذب آن را به خود گرفته باشند، به علت کاهش شرایط دما-فشار طی بالاًمدگی تفسیر می‌شود [۲۳]، بنابراین وجود چنین بافتی در بیوتیت‌های کلریتی شده نشانه‌ای از بالاًمدگی و یک دگرگونی پسروند است. نبود منطقه‌بندی مشخص در گارنت ۲ از این نمونه و عدم تعادل ترکیب شیمیایی آن بر نمودارهای P-T شبه مقاطع (شکل ۷) نشان از رشد آن‌ها طی دگرگونی پسروند است.

همچنین وجود ریزترک‌های شعاعی پیرامون میانبارهای کوارتز در گارنت (شکل ۳ خ) از سنگ‌هایی که دچار دگرگونی فشارهای بسیار بالا نشده‌اند، گزارش شده است [۵۳، ۵۴] که آن‌ها را ناشی از یک مؤلفه بزرگ کاهش فشار هم‌دما می‌دانند [۵۵، ۵۳]. این شکستگی‌ها تابعی از شکل و اندازه میانبارهای کوارتز هستند [۵۶].

مسیر P-T در شکل ۷ نشان می‌دهد که سنگ‌ها در یک مسیر ساعت گرد بالاًمداند که در بردارنده کاهش فشار است و در ابتدای مسیر به طور هم‌دما دچار بالاًمدگی شده‌اند. این مسیر نیز با شواهدی بالا همخوانی خوبی دارد.

بر اساس شکل ۱، پهنه سیلیمانیت در ضلع جنوبی واقع است. چنان که پور محمد و همکاران [۲۱] اشاره کرده‌اند، برونومهای ریزدانه‌ای مافیک توده گرانودیبوریتی بیشتر در بخش جنوبی آن گسترش دارند. بنابراین فراوانی برونومهای نوع ریزدانه‌ای مافیک به احتمال بسیار در ارتباط با افزایش دما

اگر چه استارولیت یک کانی شاخص در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای است، اما گزارش‌های بسیاری از هاله‌های دگرگونی در نقاط مختلف جهان منتشر شده است [۵۲، ۵۱، ۴۰] شواهد بافتی استارولیت در شکل ۳ ح نشان می‌دهد که بلورهای آن به صورت متقطع و تصادفی قرار گرفته‌اند و در صحراء نیز گسترش چندانی ندارد (شکل ۱). بنابراین استارولیت در هاله دگرگونی ایجاد شده است و به علت نبود شواهدی برای مشارکت گارنت در تشکیل استارولیت، واکنش دو متغیره احتمالی زیر در سامانه KFMASH پیشنهاد می‌گردد:



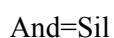
شواهد صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهد که آندالوزیت نیز دارای ساخت و بافتی تصادفی و متقطع است و چنان که در بالا اشاره شده پسا زمین ساخت بوده و بنابراین در هاله دگرگونی مجاورتی به وجود آمده است. برای تشکیل آندالوزیت، به علت وجود مجموعه‌های And+Bt±Chl همچنین انباست بلورهای Grt+And+Bt و St+And+Bt±Chl زیر در سامانه KFMASH پیشنهاد می‌شود:



همچنین می‌توان واکنش تک متغیره زیر را در سامانه KFMASH برای مجموعه St+Grt+And+Bt در نظر داشت:



شواهد میکروسکوپی رشد سیلیمانیت را درون لبه آندالوزیت نشان می‌دهد، بنابراین افزوده شدن سیلیمانیت به مجموعه And + St + Bt + Grt نشان دهنده واکنش زیر است:



شیستوارگی S_1 و حضور کانی کلریت‌وید شاخص دگرگونی ناحیه‌ای است [۲۴] که در اثر نفوذ توده گرانودیبوریتی گیسور که از نوع I دما پایین است [۲۱] دستخوش دگرگونی مجاورتی شده است. بنابراین با توجه به مطالب بالا از جمله شواهد دگرگونی مجاورتی، می‌توان به وجود بافت‌های تصادفی و متقطع آندالوزیت، استارولیت، مسکوویت، گارنت پسا زمین ساخت و رشد سیلیمانیت منشوری به درون لبه آندالوزیت اشاره کرد که نشانگر یک دگرگونی پیشروند و در اثر نفوذ توده آذرین بوده است.

شیستوارگی S_2 و محور کشش بودین (شکل‌های ۲ و ۳) و آذرین لایه میکروگرانیتی (شکل ۱) پیشنهاد می‌کند که فشارهای زمین ساختی سبب بروز کشش در مجموعه سنگ‌های

- [3] Aghanabati S. A. *Geology of Iran*, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian) 2004.
- [4] Camp V., Griffis R., *Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the sistan suture zone, eastern Iran*, Lithos, 15 (1982), 221-239.
- [5] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J. Camp V. E., *The Sistan suture zone of eastern Iran* Geological Society of America Bulletin, 94 (1983), 134-156.
- [6] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks C., Baumann A. Horn P., *Petrology of the Tertiary magmatic activity in the north Lut area, East of Iran*, Ministry of mines and metals. Geological Survey of Iran, Geodynamic Project (Geotraverse), 51(1983), 285-336.
- [7] Arjmandzadeh R., Karimpour M. H., Mazaheri S. A., Santos J. F., Medina J. M. Homam S. M., *Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran)*, Journal of Asian Earth Sciences, 41(2011), 283-296.
- [8] Nabavi M. H., *An introduction to the geology of Iran*, Geological Survey of Iran. (1976) 109 p.
- [9] Ghaemi F., *Geological Map 1: 100,000 Nodeh*, Geological Survey of Iran(in Persian) (2010).
- [10] Foley A., *Geological Map of 1: 250000 Gonabad*, Geological Survey of Iran (2004).
- [11] B.R.G.M., *Explanatory text of the Gonabad Quadrangle map 1:250000*, Geological Survey of Iran. (1992) p.166.
- [12] Karimpour M. H., Moradi M., *Petrology of Granodiorite and Monzonites of eastern Najmabad (Gonabad)*, 17th Iranian Society of Crystallography and Mineralogy, Bo Ali Sina University, Hamedan. (in persian) (2009)
- [13] Javadi S., *Petrological investigation of metamorphic rocks of Chah Yousef mountains area north of Geysour village*, Mashhad Ferdowsi University. Master thesis. (in persian) (2013).
- [14] Powell P., Holland T. J. B., *An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program*, Journal of metamorphic Geology, 6(2)(1988), 173-204.

در این قسمت بوده و بنابراین سیلیمانیت در اثر افزایش دمای ناشی از آن بوجود آمده است.

برداشت

مجموعه دگرگونی گیسور که در معرض نفوذ توده گرانودیوریتی است، دارای طیف سنگی گوناگونی از اسلیت و فیلیت تا انواع شیستها (کلریتویید شیست، گارنت شیست، بیوتیت-استارولیت-گارنت شیست، آندالوزیت شیست، سیلیمانیت-آندالوزیت شیست، آندالوزیت-گارنت شیست و آندالوزیت-سیلیمانیت-استارولیت-گارنت شیست) است. کانی-های اصلی موجود در این مجموعه دگرگونی شامل کلریتوئید، گارنت، استارولیت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند. ترکیب داده‌های صحرایی، سنگ نگاری و ترمودینامیکی مسیر دما - فشار ویژه‌ای را برای این مجموعه نشان می‌دهد. در این مسیر بر پایه وجود ساختارهای صحرایی و سنگ نگاری (چون شیستوارگی S_1)، کانی کلریتوئید دگرگونی ناحیه‌ای را نشان می‌دهد که بوسیله دگرگونی مجاورتی پیگیری می‌شود. از جمله شواهد این دگرگونی می‌توان به وجود بافت‌های تصادفی: آندالوزیت، استارولیت، مسکوویت؛ گارنت پسا زمین ساخت و رشد سیلیمانیت منشوری به درون لبه آندالوزیت اشاره کرد که نشان دهنده یک دگرگونی پیشرونده و در اثر نفوذ توده آذرین است. از طرفی، شواهدی چون کلریتی شدن بیوتیت، سریسیتی شدن آندالوزیت و کلریتی شدن گارنت در محل شکستگی‌ها و ایجاد ریزترک‌های شعاعی گارنت همه بیانگر وجود یک دگرگونی پسروند و بالاًمدگی است که در راستای حرکت عقربه‌های ساعت رخ داده است.

قدرتدازی

در اینجا لازم است از آقایان پروفسور اسپییر و پروفسور هولند برای راهنمایی‌های موثر علمی‌شان تشکر کنیم. از آقای مجید آروین نژاد برای همراهی در کارهای صحرایی قدردانی می‌شود. از معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه لرستان برای حمایت-هایشان سپاسگزاریم.

مراجع

- [1] Stocklin J., *Structural history and tectonics of Iran, A review*, Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 52 (1968) 1229-1258.
- [2] Stocklin J., Nabavi M. H., *Tectonic map of Iran 1:2,500,000*, Geological Survey of Iran (1973).

- silicate garnets*,” Computers and Geosciences, 34 (2008), 1769-1780.
- [27] Kohn M. J., Spear F. S., Dalziel I. W. D., “*Metamorphic P-T Path from Cordillera Darwin, a core complex in Tierra del Fuego, Chile*,” Journal of Petrology, 34, part 3,(1993) 519-542.
- [28] Spear F. S., “*Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*”, Mineralogical Society of America, Washington, D. C.,(1995) 823 p.
- [29] Kohn M. J., Orange D. L., Spear F. S., Rumble D., III. Harrison T. M., *Pressure, temperature, and structural evolution of west-central New Hampshire: Hot thrusts over cold basement*”, Journal of Petrology, 33(3)(1992), 521-556.
- [30] Vance D., Holland T., “*A detailed isotopic and petrological study of a single garnet from the Gassetts Schist, Vermont*”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 114(1993), 101-118.
- [31] Zane A., Weiss Z., “*A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data*”, Rend. Lincei Sci. Fis. Nat. Ser., 9,(1998) 51-56.
- [32] Plissart G., Féménias O., Măruntiu M., Diot H., Demaiffe D., “*Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived list venites in the Tisovita-Iutiophiolite south western Romania*”, Can. Mineral. 47(2009), 81-105.
- [33] Wiewióra A., Weiss Z., “*Crystalliochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group*”, Clay Minerals, 25(1990), 83-92.
- [34] Bayliss P., “*Nomenclature of the trioctahedral chlorites*”, Canadian Mineralogist, 13(1975), 178-180.
- [35] Juurinen A., “*Composition and properties of staurolite*”, Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III (Geol. Geogr.), 47(1956), 1-53.
- [36] Holland T.J.B., Powell R., “*An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest*”, J. Metamorph. Geol., 16(1998), 309-344.
- [15] Spear F. S., Menard T., *Program GIBBS: A generalized Gibbs method algorithm*”, American Mineralogist, 74 (1989), 942-943.
- [16] Spear F. S., Kohn M. J., “*Program Thermobarometry, version 2.1*”, GTB program manual,(1999) 1-42.
- [17] Yavuz F., Kumral M., Karakaya N., Karakaya M. Ç., Yıldırım D. K., “*A Windows program for chlorite calculation and classification*”, Computers and Geosciences, 81(2015), 101-113.
- [18] De Capitani, C., Brown, T. H., “*The computation of chemical equilibria in complex systems containing non-ideal solutions*”, Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(1987), 2639-2652.
- [19] Kertz R., *Symbols for rock-forming minerals*”, American Mineralogist, 68 (1983), 277-279.
- [20] Whitney D.L., Evans B.W., “*Abbreviations for names of rock-forming minerals*”, Am. Mineral. 95,(2010) 185-187.
- [21] Pourmohammad A. S., Ahmadi Khalaji A., Homam M., Tahmasebi Z., Ebrahimi M., “*Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Geysour granitoid, East Gonabad*”, Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 29(2020), 137-150. (in Persian)
- [22] Homam S. M., Ghaemi F., “*The mechanism of fibrolite formation in the contact aureole of Mashhad*”, Iranian Society of Crystallography and Mineralogy.Vol. 16, No. 1(2008).
- [23] Barker A. J., “*Introduction to metamorphic textures and microstructures*”, Springer US.(1998) 275.
- [24] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., “*Rock-forming minerals: Orthosilicates*”, Geological Society, Vol. 1A,(1997) 917.
- [25] Moazzen M., “*Chlorite-Chloritoid-Garnet Equilibria and Geothermometry in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, southern Iran*”, Iranian Journal of Science & Technology, Transaction A, 28, No. A1(2004).
- [26] Locock A. J., “*An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural*

- metapelites", *Doklady Earth Sciences*, Vol. 448, No. 2, (2013)pp. 193–196.
- [48] Holdaway M. J., Mukhopadhyay B., A reevaluation of the stability relations of andalusite: Thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates", *American Mineralogist* (1993) 78 (3-4): 298-315.
- [49] Bucher K., Grapes R., *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*", Springer, 2011.
- [50] Likhanov I. I., Reverdatto A. V.V., Kozlov P. S., Vershinin A. E., *The Teya Polymetamorphic Complex in the Transangarian Yenisei Ridge: An Example of Metamorphic Superimposed Zoning of Low_ and Medium_Pressure Facies Series*", *Doklady Earth Sciences*, 2011, Vol. 436, No. 4, pp.509–514.
- [51] Pattison D.R.M., Tinkham D.K., *Interplay between equilibrium and kinetics in prograde metamorphism of pelites: an example from the Nelson aureole, British Columbia*", *Journal metamorphic Geol.*, 2009 27 249-279.
- [52] Kennan P.S., "the Occurrence of cordierite and staurolite in a part of the Leinster granite aureole; a textural study", *Sci. Proc. Roy. Soc. Dublin, Ser. A*, 5 (1974), 131-136.
- [53] Wendt A.S., D'Arco P., Goffé B., Oberhansli R., "Radial cracks around α -quartz inclusions in almandine: constraints on the metamorphic history of the Oman Mountains", *Earth and Planetary Science Letters*, 114(1993), 449-461.
- [54] Whitney D. L., *Garnets at open systems during regional metamorphism*", *Geology*, 24(1991), 147-150.
- [55] Whitney D. L., *Calcium depletion halos and Fe-Mn-Mg zoning around faceted plagioclase inclusions in garnet from a high-grade pelitic gneiss*", *Am. Mineral.*, 76(1996), 493-501.
- [56] Whitney D. L., Cooke M. L., Du Frane S. A., "Modeling of radial microcracks at corners of inclusions in garnet using fracture mechanics", *Journal of Geophysical Research*, 105(2000), 2843-2853.
- [37] Ferry J. M., Spear F. S., *Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet*", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(1978), 113-117.
- [38] Hodges K.V., Crowley P.D., "Error estimation and empirical geothermobarometry for politic systems", *Am. Mineral.* 70 (1985), 702-709.
- [39] Foster G., Vance D., Argles T., Harris N., *The Tertiary collision-related thermal history of the NW Himalaya*", *Journal of Metamorphic Geology*, 20(2002), 827-843.
- [40] Pattison D. R. M., Vogl J. J. "Contrasting sequences of metapelitic mineral-assemblages in the aureole of the tilted Nelson Batholith, British Columbia: implications for phase equilibria and pressure determination in andalusite-sillimanite-type settings", *Canadian Mineralogist*, 43(2005), 51-88.
- [41] Spear, F. S., Pyle, J. M., *Theoretical modeling of monazite growth in a low-Ca metapelite*", *Chemical Geology*, 273(2010), 111-119.
- [42] Wolfe, O. M. Spear, F. S., "Determining the amount of overstepping required to nucleate garnet during Barrovian regional metamorphism, Connecticut Valley synclinorium", *Journal of Metamorphic Geology*, 36(2018), 79-94.
- [43] Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Viellard, P., "Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites", *Clays and Clay Minerals*, 57(2009), 371-382.
- [44] Kranidiotis, P., and MacLean, W., "Systematic of chlorite alteration the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec", *Econ. Geol.* 82(1987), 1898-1911.
- [45] Cathelineau, M., *Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature*", *Clay Miner.*, 23(1988), 471-485.
- [46] Bourdelle, F. Cathelineau, M., *Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a $T-R^{2+}-Si$ diagram*", *Eur. J. Mineral.*, 27(2015), 617-626.
- [47] Likhanov, I. I., Reverdatto A. V.V., Mineral assemblages of the Al_2SiO_5 "triple point" in