



آمفیبول، کلریت و زوئیزیت به‌عنوان فازهای حاصل از دگرگونی برگشتی در اکلوزیت‌های شاندرمن

هادی عمرانی^{۱*}، محسن مؤذن^۱، رولند ابرهنسلی^۲، رومین بوسکو^۳، تاتسوکی سوجیموری^۴

۱- دانشگاه تبریز، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، تبریز

۲- دانشگاه گلستان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، گرگان

۳- دانشگاه پتسدام، انستیتو علوم زمین، آلمان

۴- دانشگاه علوم اوکایاما، انستیتو تحقیقاتی علوم زمین، ژاپن

(دریافت مقاله: ۸۸/۹/۲۲، نسخه نهایی: ۸۹/۲/۲۲)

چکیده: اغلب نمونه‌های اکلوزیتی شاندرمن از آمفیبول، کانی‌های اپیدوت و کلریت به عنوان فازهای مرحله‌ی دگرگونی پسروده تشکیل شده‌اند. در برخی از آن‌ها، آمفیبول دارای منطقه‌بندی است که در حاشیه خود دارای Fe و Al بالا و در مرکز دارای Mg بالا هستند. ترکیب آمفیبول‌ها از مرکز به حاشیه از هورنبلند ترمولیتی به هورنبلند چرماکیتی و ادنیتی تغییر می‌کند. بخش مرکزی میانبارهای آمفیبول در اپیدوت‌ها ترکیب مشابه با مرکز آمفیبول‌های زمینه دارد و ترکیب کانی در حاشیه نیز مگنزیو-هورنبلند است. اپیدوت‌ها شامل زوئیزیت و کلینوزوئیزیت بوده و در اغلب نمونه‌ها هر دوی آن‌ها وجود دارند. این کانی‌ها نیز منطقه‌ای است و در مرکز از Al و در حاشیه از Fe غنی هستند. مقدار $\frac{Fe}{Fe+Mg}$ اپیدوت‌ها در بخش مرکزی ۰/۰۹ و در حاشیه‌ی آن ۰/۱۷، و پلاژیوکلاز از نوع آل بیت است. کلریت‌ها دارای Mg بالا و از نوع ریپیدولیت و برونزویژیت هستند، و در این کانی‌ها جانشینی چرماکیت و $FeMg_1$ رخ داده است. ضریب توزیع Fe^2/Mg بین آمفیبول و کلریت در بخش مرکزی آن‌ها در حدود ۰/۵ و در حاشیه در حدود ۱ است. دما و فشارسنجی آمفیبول منطقه‌ای نشان می‌دهد که درجه‌ی دگرگونی (دما و فشار) از مرکز به حاشیه آن افزایش یافته است.

واژه‌های کلیدی: البرز، شاندرمن، اکلوزیت، دگرگونی برگشتی.

مقدمه

پایداری یا عدم پایداری فازها باشند. با تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی، واکنش دهنده‌ها (فازها) به سمت جبران آن و رسیدن به شرایط پایدار پیش می‌روند. تغییر در ترکیب هر یک از فازها به تغییر در فازهای دیگر وابسته است. در سیستم بسته‌ی دگرگونی، کاهش تشکیل دهنده فازها (اکسیدها) با افزایش آن در دیگر فازها جبران می‌شود. فازهای دگرگونی شیبست سبز شامل کلریت، اکتینولیت، اپیدوت، آل بیت و کوارتز

یکی از هدف‌های سنگ‌شناسان دگرگونی، بازسازی تغییرات دما و فشار در طول زمان است که سنگ‌های مورد بررسی آنها را تجربه کرده‌اند [۱]. کانی‌های آمفیبول، اپیدوت، زوئیزیت، میکای سفید، کوارتز، پلاژیوکلاز از جمله کانی‌های معمول حاصل دگرگونی برگشتی اکلوزیت‌ها هستند. شیمی سنگ، شرایط دما و فشار و ترکیب فاز سیال می‌توانند تعیین کننده‌ی

در محیط فرورانشی تشکیل شده‌اند [۱۵]. بین این دو مجموعه، وجود شیبست‌های گرگان معمایی است که تاکنون پاسخ روشنی درباره‌ی آن نداشت. قویدل سیوکی [۱۶، ۱۷] به بررسی شیبست‌های گرگان پرداخت. از پژوهندگان بر اساس سنگواره-های موجود در آن‌ها، سن اواخر اردوئین را برای سنگ مادر آن‌ها در نظر می‌گیرند که در محیطی کم عمق رسوب کرده‌اند. همبافت شاندرمن در پنجره‌ی فرسایشی کوچکی زیر واحدهای مزوزوئیک بین رود ماسال (دره ی ماسال) و اسالم برنزد دارد (شکل ۱). کنگلومرا و ماسه سنگ‌های سازند شمشک به‌طور ناپیوسته همبافت شاندرمن را در اغلب این ناحیه می‌پوشاند. کنگلومرای قاعده‌ای سازند شمشک شامل سرپانتینیت، قلوه سنگ و سنگ‌های دگرگونی جدا شده از همبافت شاندرمن است که برنزد آن‌ها را در ژوراسیک پایینی پس از پایان کوهزایی ائو سیمیرین تأکید می‌کند [۱۲]. سال‌سنجی این اکلوزیت‌ها نشان می‌دهد سن اکلوزیت‌های شاندرمن در حدود ۳۱۵ میلیون سال است [۱۲]. این همبافت از رسوب‌های شمال ایران اغلب در اثر گسل‌های پر شیب راستا لغز جدا می‌شود. همبافت شاندرمن عموماً شامل متابازیت با مقدار کمتر شیبست آهکی، کوارتزیت، فیلیت و توده‌های نفوذی (نزدیک به روستای لچور) است. کومولاهای مافیک و اولترامافیک در تماس با الکوژیت و میکاشیبست‌ها شدیداً سرپانتینیتی هستند. برنزد کم سنگ‌ها و پوشش جنگلی انبوه، اجازه‌ی تعیین روابط بین مجموعه‌های سنگی را نمی‌دهد.

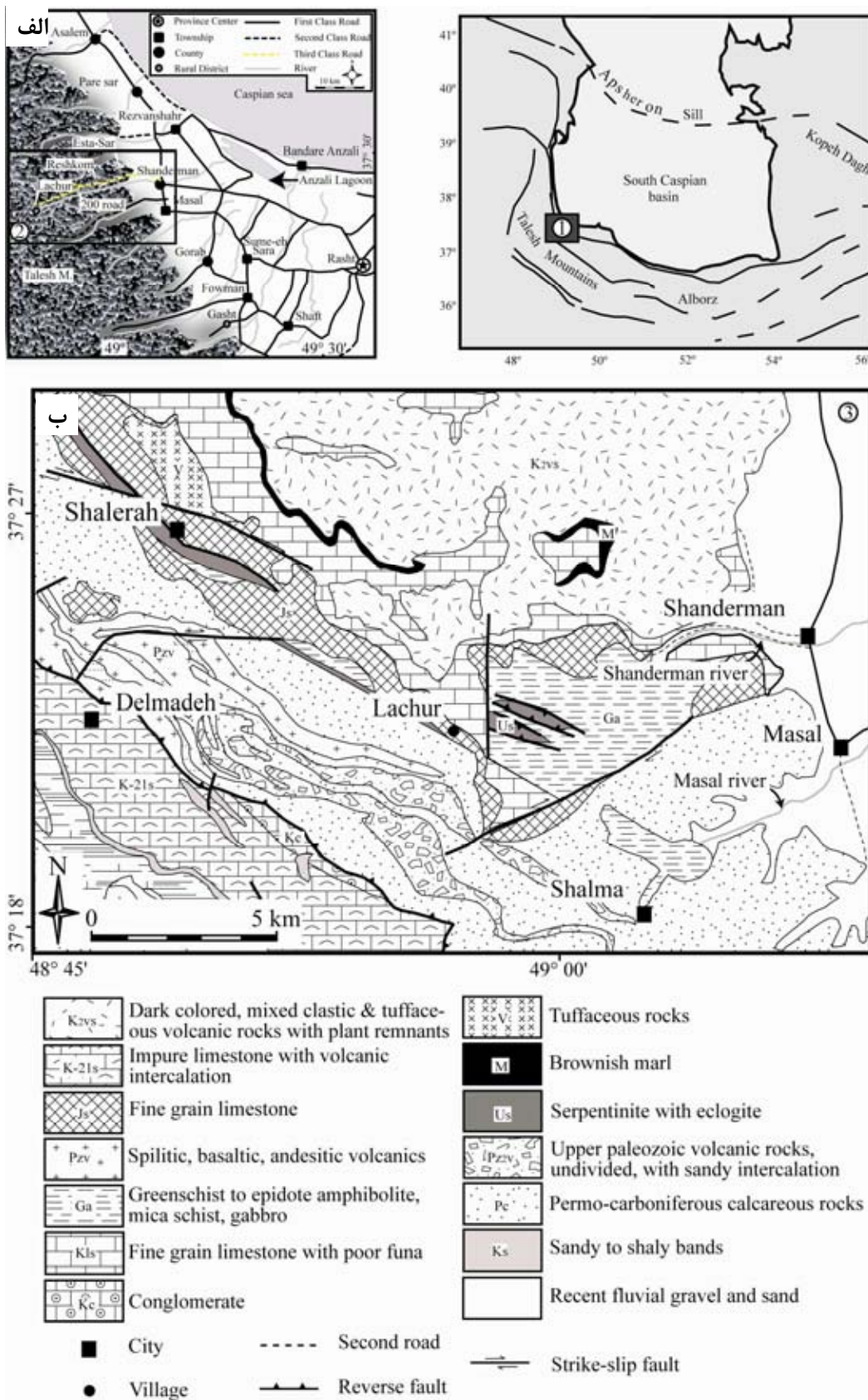
اکلوزیت‌های شاندرمن

اکلوزیت‌های شاندرمن از نظر کانی‌شناسی از گارنت، امفاسیت، روتیل، پاراگونیت، فنژیت، کلریت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، ایلمینیت، تیتانیت، آلبیت، آمفیبول (گلوکوفان، ترمولیت، پارگاسیت، هورنبلند، باروسیت)، کلسیت و کوارتز تشکیل شده‌اند. در این نمونه‌ها، بسته به شیمی کل سنگ، فراوانی فازها متفاوت‌اند. گارنت‌ها دارای منطقه‌بندی بوده و در بخش مرکزی حاوی میانبارهای فراوانی از کانی‌های آمفیبول، آلبیت، کوارتز، میکای سفید، روتیل و زوئیزیت هستند. در لبه‌های گارنت مقدار میانبار کم و غالباً شامل روتیل است. در این نمونه‌ها فراوانی گارنت‌ها در حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد است که در برخی نمونه‌ها حاشیه‌ی آن‌ها به آمفیبول و کلریت تبدیل شده است.

است. با افزایش درجه‌ی دگرگونی، این فازها جای خود را به فازهای پایدارتر می‌دهند. مثلاً با افزایش درجه‌ی دگرگونی، ترکیب آمفیبول‌ها از اکتینولیت به هورنبلند تغییر می‌کند. این تغییر با جانشینی‌های چرماکیتی، پارگاسیتی، ادنیتی و یا با جانشینی $FeMg_1$ آمفیبول‌ها، می‌تواند همراه باشد، و یا به عبارتی دیگر با افزایش درجه‌ی دگرگونی، سازنده‌های قلیایی و چرماکیتی (آلومینیم آمفیبول)، افزایش می‌یابد. متناسب با این تغییرات، تغییر ترکیب کلریت‌ها به سمت غنی شدن از Mg و نهایتاً حذف آن پیش می‌رود [۲]. کانی‌های گروه اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) مانند آمفیبول‌ها و کلریت‌ها، تغییرات شیمیایی نشان می‌دهند. این گروه از کانی‌ها با فرمول عمومی $Ca_2(Al,Fe^{3+})_3Si_3O_{12}(OH)$ دارای دو انحلال جامد زوئیزیت و کلینوزوئیزیت با پیوستاسیت‌اند. جانشینی $Al \leftrightarrow Fe^{3+}$ بین کانی‌های مختلف گروه اپیدوت که در سیستم-های راستگوشه و تک میل متبلور می‌شوند، رایج است [۳]. وجود کانی‌های گروه اپیدوت هنگام رشد گارنت می‌تواند به-عنوان میانگین محتوای کلسیم گارنت (گراسولار) عمل کند [۴]. تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از رخساره‌ی شیبست سبز به درجات بالاتر با تغییر در مقدار آنورتیت آن‌ها (با مصرف کانی-های اپیدوت) همراه است. در قسمت‌های پایینی رخساره‌ی آمفیبولیت، کلریت‌ها می‌توانند پایدار باشند [۵].

جایگاه زمین‌شناسی منطقه

زمین‌شناسان بسیاری تاکنون بخش‌های مختلف البرز را مورد بررسی قرار داده‌اند [۶-۱۲]. رشته کوه البرز در شمال ایران بین دو بلوک ایران و توران واقع شده است. این رشته کوه که از اروپای شرقی شروع و از آذربایجان، ارمنستان، ترکیه و ایران گذشته و به سمت شرق تا کوه‌های هندوکش، شمال افغانستان و هندوستان ادامه دارد، جدا کننده‌ی اوراسیا از سرزمین‌های گندوانایی است. [۱۳، ۱۴]. توده‌های نفوذی، سنگ‌های خروجی، سنگ‌های دگرگونی، رسوب‌های نادگرگون، سنگ‌های افیولیتی کمابیش در نقاط مختلف این زون دیده می‌شوند. در غرب البرز وجود سنگ‌های دگرگونی اسالم - شاندرمن و افیولیت‌های موجود در این بخش قابل مقایسه با افیولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی مشهد (شرق البرز) است. بررسی توده‌های افیولیتی در حوالی املش (شرق شهرستان رشت) نشان می‌دهد که سنگ‌های اولترامافیک آن در فشار بالا (بیش از ۱۰ کیلوبار) و



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی و راه‌های دسترسی به آن (شکل‌های ۱ و ۲) ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (شکل ۳)، اقتباس از [۱۸].

کانی‌ها در اندازه‌های متفاوت در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده‌اند. مقدار Al ، Na و Fe در مرکز کانی کم و در حاشیه بالاتر است. در مقابل، مقدار Mg و Si ، از مرکز کانی به حاشیه، کاهش نشان می‌دهند (جدول ۱، شماره‌های ۱ و ۹ حاشیه‌های کانی و بقیه اعداد بخش‌های داخلی‌تر کانی هستند). بخش مرکزی آمفیبول نامتقارن و از نوع هورنبلند ترمولیتی (شکل ۲) فرمول آن‌ها $(Na_{0.249}, K_{0.04})_{0.29}(Na_{0.321}, Ca_{1.679})_2(Mn_{0.003}, Fe^{2+}_{0.406}, Mg_{3.83}, Cr_{0.002}, Fe^{3+}_{0.288}, Ti_{0.015}, Al^{VI}_{0.454})_5(Si_{7.25}, Al^{IV}_{0.744})_8$ لحاظ ترکیب نامتقارن، هورنبلند چرماکیتی، هورنبلند ادنیتی (شکل ۲) و فرمول آن‌ها به ترتیب $(Na_{0.455}, K_{0.04})_{0.5}(Na_{0.28}, Ca_{1.72})_2(Mn_{0.026}, Fe^{2+}_{0.895}, Mg_{2.74}, Cr_{0.005}, Fe^{3+}_{0.57}, Ti_{0.02}, Al^{VI}_{0.73})_5(Si_{6.424}, Al^{IV}_{1.576})_8$ و $(Na_{0.46}, Ti_{0.02}, Al^{VI}_{0.73})_5(Si_{6.63}, Al^{IV}_{1.36})_8$ است. $K_{0.05}0.52(Na_{0.261}, Ca_{1.739})_2(Mn_{0.027}, Fe^{2+}_{1.34}, Mg_{2.55}, Cr_{0.002}, Fe^{3+}_{0.36}, Ti_{0.03}, Al^{VI}_{0.67})_5(Si_{6.63}, Al^{IV}_{1.36})_8$ است.

شیمی اپیدوت

بررسی‌های میکروسکوپی زوئیزیت‌ها نشان می‌دهند که شکلی یکنواخت و بدون منطقه‌بندی دارند در حالی که بررسی‌های ترکیب شیمیایی منطقه‌بندی شیمیایی آن‌ها را برای Mg ، Fe و Al نشان می‌دهد (شکل ۳). کلینوزوئیزیت‌ها در هر دو حالت میکروسکوپی و بررسی‌های شیمیایی منطقه‌بندی را نشان می‌دهند. آنالیز ریزپردازشی زوئیزیت‌ها نشان می‌دهد که از مرکز به حاشیه‌ی کانی، دارای غنی‌شدگی از Fe و تهی‌شدگی از Mg است (جدول ۲). مقدار Al_2O_3 نسبت به Fe_2O_3 رابطه‌ی خطی و همبستگی منفی دارد (شکل ۳). زوئیزیت موجود در زمینه‌ی این نمونه‌ها (پس از اوج دگرگونی) دارای X_{Fe}^{Zr} بین ۰.۰۹ (در مرکز کانی) تا ۰.۱۷ (حاشیه آن) است. مقدار Al_2Fe (که از نسبت $[100 * Fe^I / (2-Al+Fe^I)]$ [۱۹] به دست می‌آید) برای مرکز زوئیزیت‌ها ۲۶.۷ و حاشیه کانی به طور متوسط در حدود ۵۲ درصد مولی است. در برخی از نمونه‌های اکلوزیتی شاندرمن، رشد تأخیری کلینوزوئیزیت در اطراف زوئیزیت قابل مشاهده است. فرمول آن در مرکز کانی به شکل $(Ca_{2.068}, Mn_{0.006}, Mg_{0.005})_{2.077}(Ti_{0.001}, Fe^{3+}_{0.252}, Al_{2.698})_{2.951}(Si)_{2.997}$ و در حاشیه $(Ca_{2.049}, Mn_{0.008}, Ti_{0.004}, Fe^{3+}_{0.467}, Al_{2.929})_{2.929}(Si)_{2.455}$ است.

در برخی دیگر (مثل ۷/۱)، زمینه اساساً از کانی‌های آمفیبول، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت و کلریت تشکیل شده است. در این نمونه‌ها، گارنت‌ها دارای شکستگی‌های موازی‌اند، در حالی که اغلب نمونه‌ها، دارای شکستگی شعاعی هستند. وجود گلوکوفان در گارنت و امفاسیت و نیز در زمینه‌ی سنگ، نشان می‌دهد که این نمونه‌ها از رخساره‌ی شیست آبی عبور کرده‌اند. تفاوت در شیمی گلوکوفان‌ها (گلوکوفان داخل گارنت با Mg کمتر و گلوکوفان زمینه با Mg بیشتر) نشان می‌دهد که آن‌ها از دو نسل متفاوتند. بررسی‌های میکروسکوپی و آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهد. که اکلوزیت‌های شاندرمن در مرحله‌ی پیشرفت دگرگونی رخساره شیست آبی را تجربه کرده و پس از اوج دگرگونی دوباره از رخساره‌ی اکلوزیت به آمفیبولیت و در نهایت به شیست سبز رسیده است. برخی از نمونه‌ها که نزدیک به زون‌های برشی (shear zone) قرار داشته‌اند، به طور جزئی افزایش دگرگونی دوباره را نشان می‌دهند. البته این رفتار برای تمام نمونه‌های اکلوزیتی صادق نیست.

شیمی کانی‌ها

برخی نمونه‌ها بیشترین مقدار فازهای برگشتی را نشان می‌دهند. زمینه‌ی این نمونه‌ها دارای کانی‌های آمفیبول، کلریت، اپیدوت، روتیل، تیتانیت و پلاژیوکلاز است. بررسی فازهای دگرگونی برگشتی در اکلوزیت‌های شاندرمن نشان می‌دهد که کانی‌های فرومنیزین از مرکز به حاشیه دارای منطقه‌بندی هستند. مرکز کانی‌های فرومنیزین در بخش بالایی رخساره‌ی شیست سبز تشکیل شده‌اند. افزایش درجه‌ی دگرگونی با تغییر ترکیب این کانی‌ها به سمت حاشیه، همراه بوده است. بررسی بخش‌های خارجی کانی‌های دارای منطقه‌بندی نشان می‌دهد که افزایش درجه‌ی دگرگونی تا رخساره‌ی اپیدوت آمفیبولیت پیش رفته است. آنالیز کانی‌های آمفیبول، کلریت و زوئیزیت در دانشگاه پتسدام با استفاده از ریزپردازنده‌ی مدل JEOLJXA-8900R انجام شده است. عناصر اصلی و فرعی در شتاب ولتاژ ۱۵KV بدست آمده‌اند.

شیمی آمفیبول

آمفیبول در برخی نمونه‌ها دارای منطقه‌بندی هستند. این آمفیبول در مرکز بی‌رنگ و در حاشیه به رنگ سبزند. این

جدول ۱ نتایج حاصل از آنالیز ریزپردازش کانی‌های آمفیبول، کلویت و پلاژیوکلاز آمفیبول دارای منطقه‌بندی

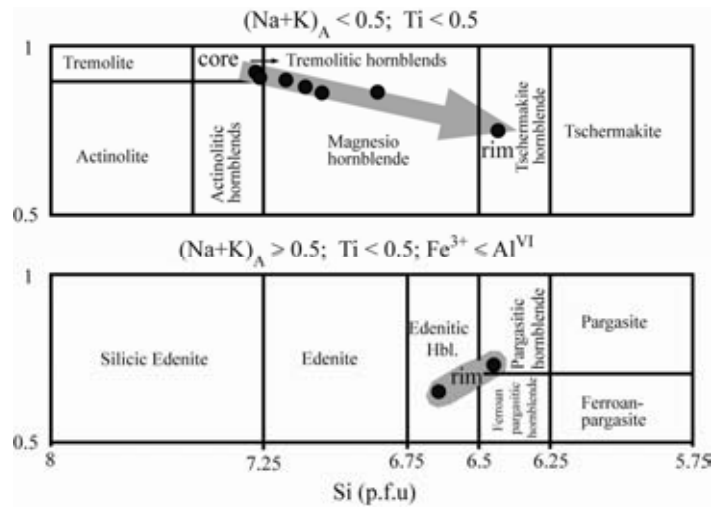
7.1	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO ₂	۴۴٫۷۹	۴۴٫۲۹	۴۹٫۶۵	۵۰٫۳۸	۵۰٫۶۹	۵۱٫۵۶	۵۱٫۷۸	۴۷٫۸۴	۴۴٫۱
TiO ₂	۰٫۲۹۴	۰٫۲۲۷	۰٫۱۹۲	۰٫۱۵۷	۰٫۱۵۵	۰٫۱۴۴	۰٫۰۹۷	۰٫۱۷۹	۰٫۲۴
Al ₂ O ₃	۱۱٫۶۹	۱۳٫۷۳	۸٫۶۸۴	۸٫۴۲۴	۷٫۶۷۲	۷٫۲۱۹	۶٫۷۱۲	۱۰٫۱	۱۳٫۴
FeO	۱۳٫۷۶	۱۱٫۶۵	۷٫۴۸۳	۶٫۶۰۷	۶٫۴۳۱	۵٫۸۹۵	۵٫۹۳۸	۷٫۸۹۶	۱۲
MnO	۰٫۲۱۲	۰٫۱۶۵	۰٫۰۴۴	۰٫۰۴۱	۰٫۰۳۳	۰٫۰۲۸	۰٫۰۴۴	۰٫۰۷۹	۰٫۲۱
MgO	۱۱٫۵۷	۱۲٫۶۵	۱۶٫۹۷۸	۱۷٫۴۸	۱۷٫۸۸	۱۸٫۲۷	۱۸٫۶۱	۱۶٫۲۷	۱۲٫۶
CaO	۱۰٫۹۶	۱۱٫۱۱	۱۱٫۳۵۷	۱۱٫۰۱	۱۱٫۰۷	۱۱٫۱۳	۱۱٫۱۷	۱۱٫۱۴	۱۱
Na ₂ O	۲٫۵۱۲	۲٫۷۲۹	۲٫۱۱۴	۲٫۲۹۷	۲٫۱۶۸	۲٫۰۸۹	۱٫۹۲۲	۲٫۵۲۲	۲٫۶
K ₂ O	۰٫۳۱	۰٫۲۴۱	۰٫۲۷۹	۰٫۲۷۱	۰٫۲۶۱	۰٫۲۳۴	۰٫۲۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۴
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۲	۰	۰	۰٫۰۵۳	۰٫۰۱۷	۰	۰٫۰۳۳	۰٫۰۴
Sum	۹۶٫۱۱	۹۶٫۷۹	۹۶٫۷۸۱	۹۶٫۶۶	۹۶٫۴۱	۹۶٫۵۸	۹۶٫۵۱	۹۶٫۳۳	۹۶٫۵
بر اساس ۲۸ اکسیژن									
Si	۶٫۶۳۶	۶٫۴۴۲	۷٫۰۴۴	۷٫۱۱۶	۷٫۱۶۷	۷٫۲۵۶	۷٫۲۷۶	۶٫۸۴۸	۶٫۴۲۴
Ti	۰٫۰۳۳	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۶
Al	۲٫۰۴۲	۲٫۳۵۴	۱٫۴۵۲	۱٫۴۰۳	۱٫۲۷۹	۱٫۱۹۸	۱٫۱۱۲	۱٫۷۰۴	۲٫۳۰۶
Fe	۱٫۷۰۵	۱٫۴۱۷	۰٫۸۸۸	۰٫۷۸۰	۰٫۷۶۰	۰٫۶۹۴	۰٫۶۹۸	۰٫۹۴۵	۱٫۴۶۵
Mn	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۰	۰٫۰۲۶
Mg	۲٫۵۵۵	۲٫۷۴۲	۳٫۵۹۰	۳٫۶۷۹	۳٫۷۶۸	۳٫۸۳۲	۳٫۸۹۹	۳٫۴۷۱	۲٫۷۴۸
Ca	۱٫۷۳۹	۱٫۷۳۰	۱٫۷۲۶	۱٫۶۶۶	۱٫۶۷۷	۱٫۶۷۹	۱٫۶۸۲	۱٫۷۰۸	۱٫۷۲۰
Na	۰٫۷۲۲	۰٫۷۶۹	۰٫۵۸۱	۰٫۶۲۹	۰٫۵۹۴	۰٫۵۷۰	۰٫۵۲۴	۰٫۷۰۰	۰٫۷۳۴
K	۰٫۰۵۹	۰٫۰۴۵	۰٫۰۵۰	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴۱	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۴
Cr	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵
Sum	۱۵٫۵۲	۱۵٫۵۴	۱۵٫۳۶	۱۵٫۳۴	۱۵٫۳۲	۱۵٫۲۹	۱۵٫۲۵	۱۵٫۴۶	۱۵٫۵۰
Na(M4)	۰٫۲۶۱	۰٫۲۷۰	۰٫۲۷۴	۰٫۲۳۴	۰٫۲۲۳	۰٫۲۲۱	۰٫۲۱۸	۰٫۲۹۲	۰٫۲۸۰
T (C°)	۵۲۷	۵۱۵	۵۰۳	۴۹۲	۴۹۱	۴۸۸	۴۷۴	۴۹۹	۵۱۸

کلویت

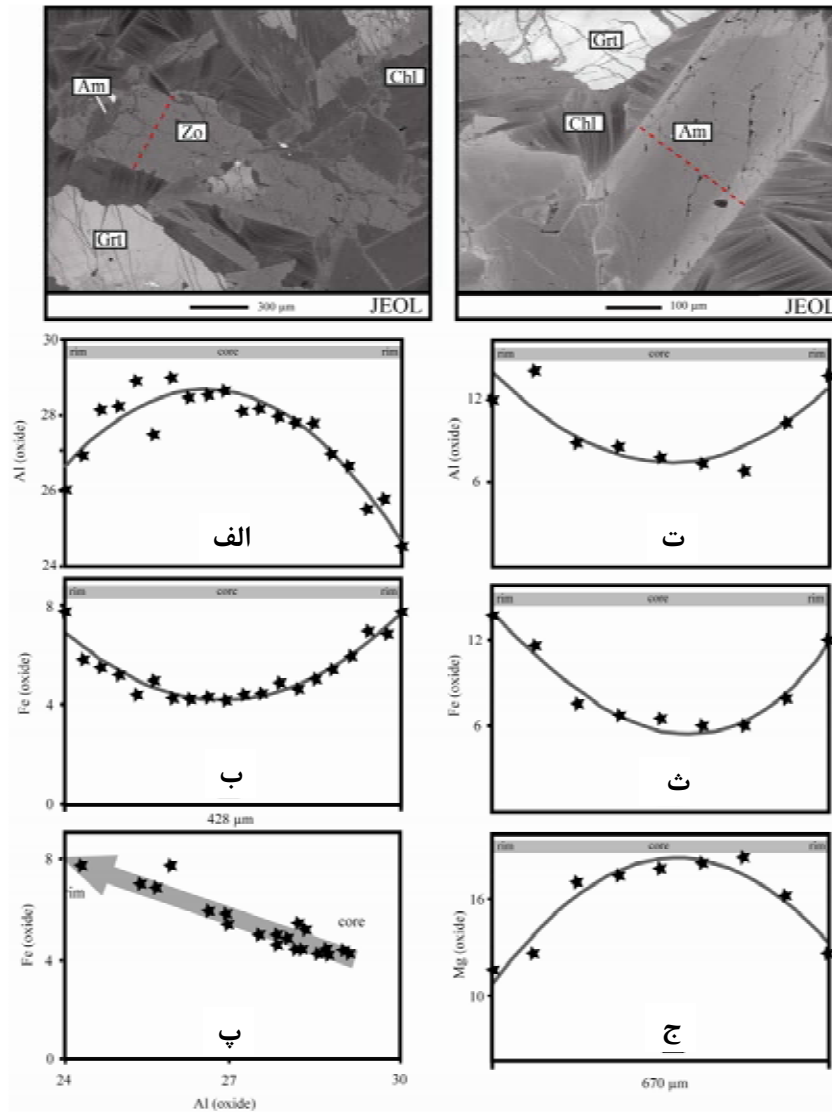
	۱	۲	۳	۴	۵	۶
SiO ₂	۲۸٫۰۵	۲۷٫۳۱	۲۷٫۶۷	۲۸٫۰۹	۲۸٫۰۲	۲۸٫۱۰
TiO ₂	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۳
Al ₂ O ₃	۲۰٫۱۲	۲۰٫۲۵	۲۰٫۲۴	۲۰٫۴۰	۱۹٫۵۷	۲۰٫۲۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
FeO	۱۷٫۸۴	۲۰٫۴۷	۱۸٫۹۱	۱۸٫۹۷	۱۹٫۱۹	۱۸٫۵۳
MnO	۰٫۱۷	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۱۸
MgO	۲۱٫۲۱	۱۹٫۸۵	۲۰٫۸۹	۲۱٫۰۵	۲۰٫۹۹	۲۱٫۴۳
CaO	۰٫۱۵	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Total	۸۷٫۵۹	۸۸٫۱۹	۸۷٫۹۶	۸۸٫۷۸	۸۸٫۰۱	۸۸٫۵۲
بر اساس ۱۴ اکسیژن						
Si	۲٫۸۳۳	۲٫۷۸۳	۲٫۸۰۱	۲٫۸۱۴	۲٫۸۳۹	۲٫۸۱۷
Ti	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲
Al	۲٫۳۹۶	۲٫۴۳۱	۲٫۴۱۴	۲٫۴۰۸	۲٫۳۳۷	۲٫۳۹۱
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰
Fe ²⁺	۱٫۵۰۷	۱٫۷۴۴	۱٫۶۰۱	۱٫۵۸۹	۱٫۶۲۶	۱٫۵۵۴
Mn	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۵
Mg	۳٫۱۹۵	۳٫۰۱۵	۳٫۱۵۳	۳٫۱۴۳	۳٫۱۷۰	۳٫۲۰۴
Ca	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲

پلاژیوکلاز

	۱	۲
SiO ₂	۷۰٫۱۸۹	۷۱٫۰۵
Al ₂ O ₃	۲۰٫۲۷	۲۰٫۵۹۸
FeO	۰٫۴۷۲	۰٫۳۰۷
MnO	۰	۰٫۰۰۲
MgO	۰٫۰۲	۰٫۰۲
CaO	۰٫۴۱۳	۰٫۵۸۴
Na ₂ O	۱۱٫۲۸	۱۱٫۲۸
K ₂ O	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۹
Total	۱۰۲٫۶	۱۰۳٫۷
بر اساس ۸ اکسیژن		
Si	۲٫۹۸۷	۲٫۹۸۸
Al	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۰
Fe ²⁺	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۱
Ca	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۶
Na	۰٫۹۳۱	۰٫۹۱۲
K	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲
An	۱٫۹۸	۲٫۸
Ab	۹۷٫۹۲	۹۷٫۰۴



شکل ۲ نامگذاری کانی آمفیبول با استفاده از نمودارهای [۲۲].



شکل ۳ تصاویر BSE و مقایسه‌ی نیمرخ‌های دارای منطقه‌بندی در زوئیزیت (الف، ب، پ) و آمفیبول (ت، ث، ج).

جدول ۲ نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب زوئیزیت.

زوئیزیت

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
SiO ₂	۳۷,۷۸	۳۸,۰۵	۳۷,۹۸	۳۷,۸۷	۳۷,۶۹	۳۷,۹۳	۳۸,۰۳	۳۷,۸۱	۳۷,۹۷	۳۷,۵۳	۳۷,۶۶	۳۷,۹۹	۳۸,۰۵	۳۸,۰۰	۳۸,۱۱	۳۷,۷۷	۳۷,۶۹	۳۶,۹۸	۳۷,۵۵	۳۵,۳۱
TiO ₂	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۱۲	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۲	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۱۰	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۲
Al ₂ O ₃	۲۶,۰۳	۲۶,۹۵	۲۸,۱۵	۲۸,۲۶	۲۸,۹۱	۲۷,۴۹	۲۸,۹۹	۲۸,۴۸	۲۸,۶۱	۲۸,۶۶	۲۸,۱۲	۲۸,۱۹	۲۷,۹۸	۲۷,۸۲	۲۷,۷۹	۲۶,۹۷	۲۶,۶۶	۲۵,۵۳	۲۵,۷۹	۲۴,۵۴
Fe ₂ O ₃	۷,۷۵	۵,۸۰	۵,۴۶	۵,۲۰	۴,۳۹	۴,۹۸	۴,۲۷	۴,۲۳	۴,۳۳	۴,۲۰	۴,۴۳	۴,۴۶	۴,۸۹	۴,۶۵	۵,۰۲	۵,۴۲	۵,۹۶	۷,۰۱	۶,۸۵	۷,۷۶
MnO	۰,۱۲	۰,۱۹	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۱۴	۰,۱۴	۰,۱۲	۰,۱۵	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۹
MgO	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۳,۲۵
CaO	۲۳,۹۱	۲۴,۰۱	۲۳,۹۸	۲۴,۱۸	۲۴,۲۶	۲۴,۲۵	۲۴,۳۶	۲۴,۲۹	۲۴,۲۳	۲۴,۱۷	۲۴,۱۷	۲۴,۲۳	۲۴,۲۴	۲۴,۲۸	۲۴,۱۴	۲۴,۱۰	۲۴,۱۸	۲۳,۹۸	۲۳,۹۷	۱۹,۹۸
Na ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱
K ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
Cr ₂ O ₃	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲
Total	۹۵,۷۳	۹۵,۱۰	۹۵,۸۵	۹۵,۸۰	۹۵,۴۹	۹۴,۹۵	۹۵,۹۱	۹۵,۰۶	۹۵,۴۰	۹۴,۷۰	۹۴,۶۱	۹۵,۰۸	۹۵,۴۶	۹۵,۰۱	۹۵,۲۸	۹۴,۵۹	۹۴,۷۳	۹۳,۷۰	۹۴,۳۵	۹۰,۹۸
بر اساس ۱۲,۵ اکسیژن																				
Si	۳,۰۲	۳,۰۴	۳,۰۰	۲,۹۹	۲,۹۸	۳,۰۲	۲,۹۹	۳,۰۰	۳,۰۰	۲,۹۹	۳,۰۱	۳,۰۲	۳,۰۱	۳,۰۲	۳,۰۳	۳,۰۳	۳,۰۲	۳,۰۱	۳,۰۴	۲,۹۳
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al	۲,۴۵	۲,۵۴	۲,۶۲	۲,۶۳	۲,۶۹	۲,۵۸	۲,۶۹	۲,۶۶	۲,۶۷	۲,۶۹	۲,۶۵	۲,۶۴	۲,۶۱	۲,۶۱	۲,۶۰	۲,۵۵	۲,۵۲	۲,۴۵	۲,۴۶	۲,۴۰
Fe ³⁺	۰,۴۷	۰,۳۵	۰,۳۲	۰,۳۱	۰,۲۶	۰,۳۰	۰,۲۵	۰,۲۵	۰,۲۶	۰,۲۵	۰,۲۷	۰,۲۷	۰,۲۹	۰,۲۸	۰,۳۰	۰,۳۳	۰,۳۶	۰,۴۳	۰,۴۲	۰,۴۸
Mn	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Mg	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۴۰
Ca	۲,۰۵	۲,۰۵	۲,۰۳	۲,۰۵	۲,۰۵	۲,۰۷	۲,۰۵	۲,۰۶	۲,۰۵	۲,۰۶	۲,۰۷	۲,۰۶	۲,۰۶	۲,۰۷	۲,۰۵	۲,۰۷	۲,۰۸	۲,۰۹	۲,۰۸	۱,۷۸
Na	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰

شیمی کلریت

با Mg و Fe²⁺ و R³⁺ با Al³⁺ و Fe³⁺ پر شده است. در کلریت-

ها سه نوع جانشینی چرماک، دی‌اکتاهدراک [هشت وجهی] و آهن - منیزیم دیده می‌شود. جانشینی چرماک شامل تغییرات ^{IV}Al₂Ti⁴⁺Si⁻ و ^{IV}AlCr³⁺Si-1Mg-1 ، ^{VI}Al^{VI}AlSi-1Mg-1

کلریت در دگرگونی‌های با درجه‌ی پایین و معمولاً در نمونه‌های دگرسان شده دیده می‌شوند. فرمول عمومی آن R²⁺_x R³⁺_y است. در این فرمول ^{VI}(□₂)^{IV}(Si_{8-x}Al_x)O₂₀(OH)₁₆

حاشیه در حدود ۱ درصد افزایش می‌یابد (جدول ۱). شکل (ب ۴) موقعیت کلریت‌ها و شیمی کل یک نمونه را در نمودار AFM نشان می‌دهد. شیمی کل سنگ با فاصله از موقعیت کلریت‌ها رسم شده است. این مسئله نشان می‌دهد که کلریت‌ها از فازهای غنی از منیزیم مثل حاشیه‌ی گارنت‌ها (پیروپ) حاصل شده‌اند. مقدار Mg, Fe و Al کلریت در این نمونه‌ها بالا و از نوع ریپدولیت و برونزویژیت‌اند (پ ۴) [۲۱]. در راستای شکستگی‌های گارنت‌ها نیز کلریت‌های با اندازه‌های ریز دیده می‌شوند. این کانی‌ها بیشتر از کانی‌های فرومنیزین دگرسان تشکیل شده و دارای Al کم هستند. با توجه به بالا بودن مقدار Fe و Mg در این کانی‌ها، از نوع ارتوکلریت‌اند. بررسی این کانی‌ها نشان می‌دهد که جانشینی $FeMg_1$ و چرماک در آن‌ها رخ داده است (۴ الف، ت).

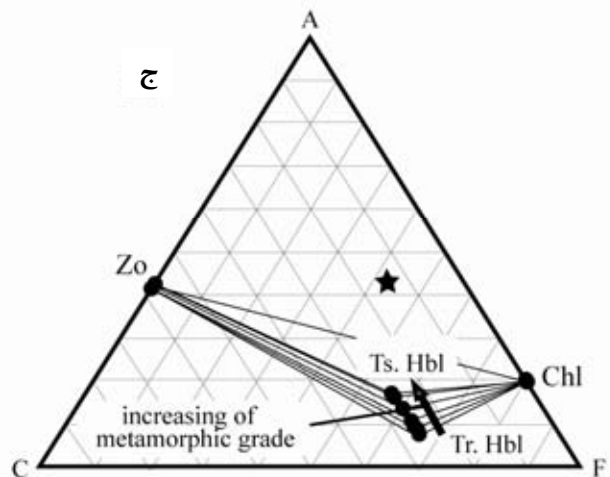
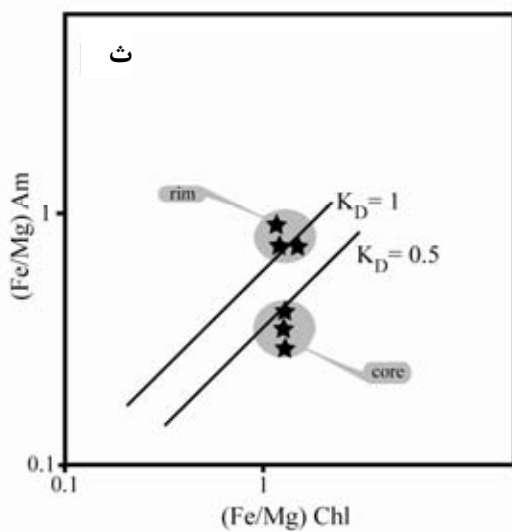
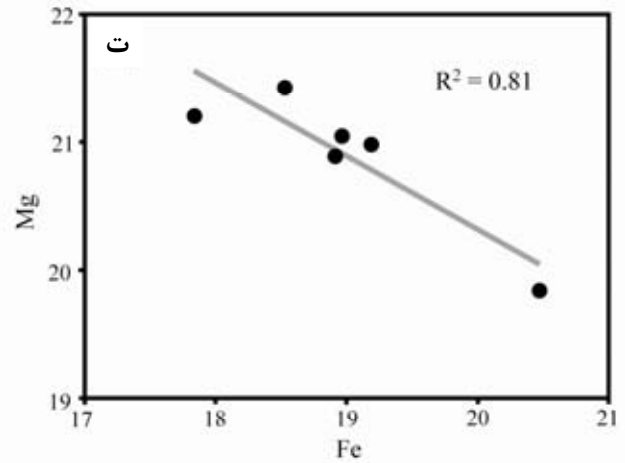
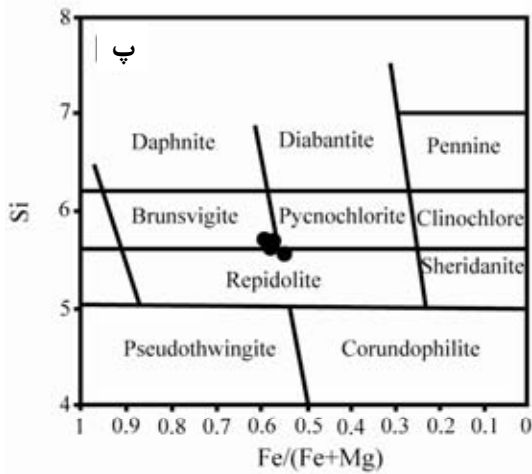
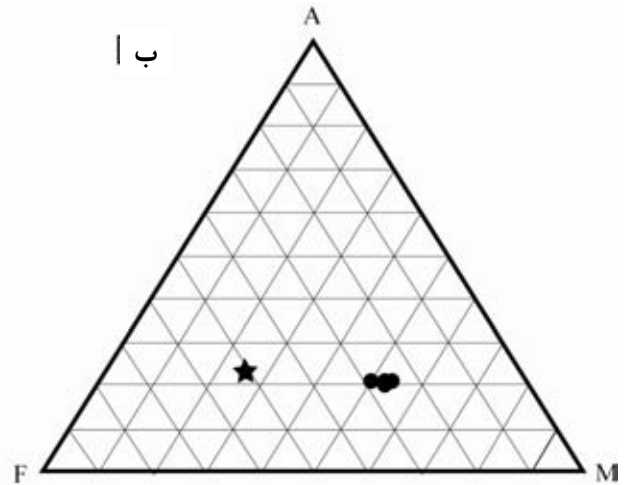
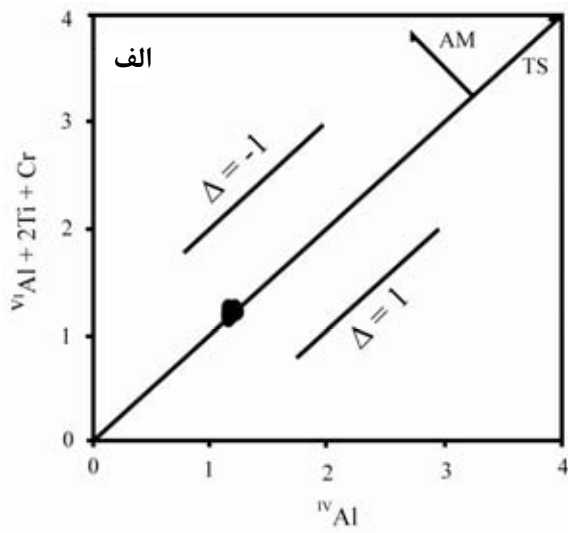
شیمی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز همراه با کلریت و اپیدوت‌ها، زمینه‌ی نمونه‌های بررسی شده را تشکیل می‌دهد. با افزایش درجه‌ی دگرگونی، کانی‌های گروه اپیدوت مصرف و باعث بالا رفتن محتوای آنورتیت پلاژیوکلازها می‌شود [۲۳]. افزایش مقدار آنورتیت، همراه با نبود پرپرستریتی (peristerite gap) (آنورتیت ۳ تا ۱۵-۱۰) است [۲]. پلاژیوکلازهای بررسی شده غنی از سدیم-اند و مقدار آنورتیت آن‌ها در حدود ۱/۹۸ است (جدول ۱).

بحث

مقایسه‌ی تغییرات Fe و Mg در این کانی‌ها نشان می‌دهد که مقدار Fe از مرکز کانی‌های آمفیبول و زوئیزیت به سمت حاشیه کانی افزایش، و در مقابل مقدار Al به سمت حاشیه کاهش یافته است. چنانکه قبلاً یادآوری شدیم مقدار Mg در آمفیبول به سمت حاشیه کاهش نشان می‌دهد. مقدار منیزیم در زوئیزیت‌ها کم و تغییرات آن‌ها چندان زیاد نیست. تغییر درجه‌ی دگرگونی همراه با غنی‌شدگی کلریت‌ها از منیزیم همرا بوده است. وجود آن در نمونه‌ای که غنی از آهن است نشان می‌دهد که از تبدیل فازهای غنی از منیزیم بوجود آمده-اند. وجود مرکز غنی از ترمولیت -هورنبلند و حاشیه‌های

2Mg-1 است [۲۰]. جانشینی نوع دوم بیشتر در سنگ‌های اولترامافیک و برخی سنگ‌های متابازیت قابل ملاحظه است. جانشینی نوع سوم در نمونه‌های بررسی شده، چندان قابل ملاحظه نیست. در نمودار (۴ الف) روند جانشینی چرماک نشان داده شده است. کلریت‌های برگشتی با درجه‌ی پایین در بخش-های آغازین این روند قرار می‌گیرند. جانشینی نوع دی-اکتاهدral [هشت وجهی] شامل تغییرات Al_2Mg-3 است که در صفحات اوکتاهدral [هشت وجهی] یک فضای خالی ایجاد می‌کند. در نمودار (۴ الف) دو ناحیه دیده می‌شوند که شامل دلتای منفی و مثبت است $(\Delta = {}^{IV}Al - ({}^{VI}Al + 2Ti + Cr))$. گستره‌ی دلتای منفی یا گستره‌ی فضای خالی (vacancy field)، در بخش R^{2+} کلریت جانشینی Ti, Cr و Al صورت گرفته، و در آن‌ها جانشینی ${}^{IV}Al$ به جای Si صورت نگرفته است. در این حالت جانشینی دی‌اکتاهدral [هشت وجهی] در کلریت‌ها رخ داده است [۲۰]. در حالی که دلتای مثبت نشان دهنده‌ی عدم جانشینی دی‌اکتاهدral [هشت وجهی] در کلریت‌هاست. جانشینی $FeMg_1$ در کانی‌های دگرگون نیز بسیار مهم است و گستره‌ی گسترده‌ای از فازهایی را که بین اعضای پایانی Fe و Mg قرار دارند، شامل می‌شوند. با افزایش درجه‌ی دگرگونی، مقدار Mg/Fe کلریت افزایش می‌یابد. بنابراین مقدار $100Fe/(Fe+Mg+(Al+\square))$ برای کلریت‌های شیست سبز بیشتر از کلریت‌های رخساره‌ی آمفیبولیت است. کاهش این مقدار با افزایش درجه‌ی دگرگونی، به $Al+\square$ وابسته است به طوری که با افزایش درجه‌ی دگرگونی مقدار $Al+\square$ کاهش می‌یابد. جانشینی‌های دی‌اکتاهدral [هشت وجهی] (Am) و چرماک (Tk) در گستره‌ی کوچکتر از جانشینی $FeMg_1$ رخ می‌دهند. کلریت در اکلوژیت‌های شاندرمن دارای فراوانی متفاوت در نمونه‌های مختلف‌اند. این کانی بی رنگ و در اندازه‌های متوسط تا بزرگ دیده می‌شود. تغییر سازهای آن از مرکز به حاشیه کانی چندان مشخص نیست. برای مثال مقدار Fe از مرکز کانی به حاشیه آن در حدود ۱ درصد کم می‌شود. مقدار Mg بر عکس Fe از مرکز به



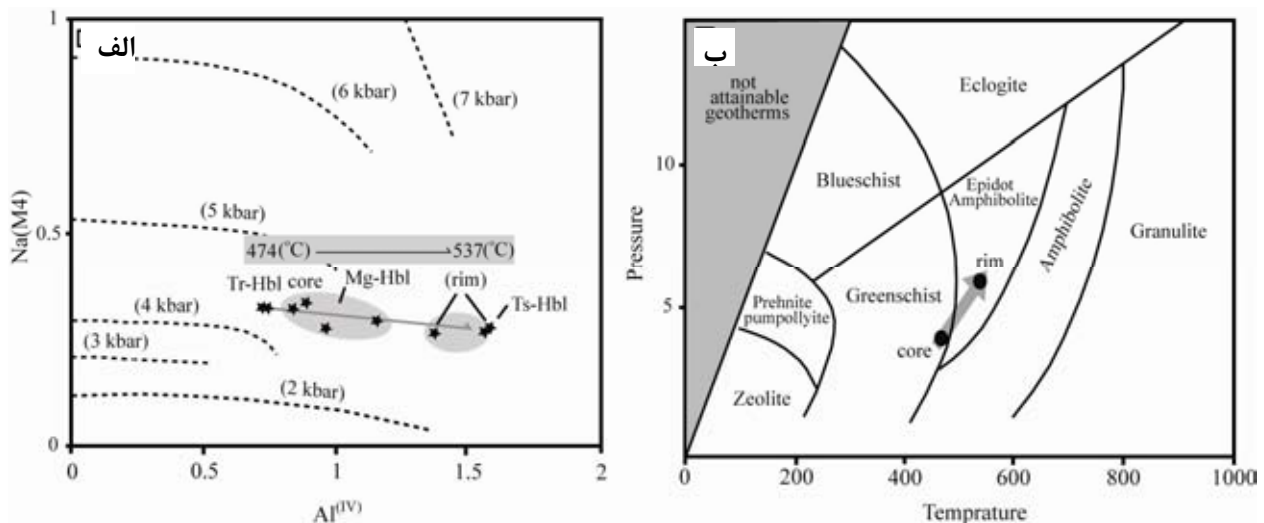
شکل ۴ الف) تعیین مقدار جانشینی‌های چرماک (Ts) و MgAl (AM) در کلریت‌ها (ب) موقعیت کلریت‌ها (دایره) و شیمی کل یک نمونه (ستاره) در نمودار AFM (پ) نمودار Si نسبت به Fe[#] برای نامگذاری کلریت‌ها [۲۱] (ت) نمایش جانشینی FeMg₁ در کلریت‌ها (ث) ضریب توزیع Fe/Mg بین کلریت و آمفیبول همزیست (ج) نمودار ACF، نمایش موقعیت کانی‌های آمفیبول، کلریت و زوئیزیت‌ها همراه با شیمی کل نمونه (ستاره).

اکسیژن پایین است کلریت و آمفیبول بیشتر از اپیدوت‌ها پایداریند [۲]. بر اساس مقدار Na(M4) نسبت به $\text{Al}^{(IV)}$ [۲۵] فشار در بخش مرکزی آمفیبول در حدود ۴ کیلوبار و در بخش خارجی آن در حدود ۶ کیلوبار است شکل ۵-الف. مقدار دما بر اساس مقدار Ti در بخش مرکزی آمفیبول [۲۶]، ۴۶۷ و در حاشیه آن ۵۳۷ درجه سانتی‌گراد است. (در این روش مقدار Ti اگر کمتر از ۰/۰۸ باشد، در این صورت در عدد ثابت ۲۸۱۶ ضرب شده و نتیجه آن با عدد ثابت ۴۴۵ جمع می‌شود. اگر مقدار Ti مساوی یا بیشتر از ۰/۰۸ باشد در این صورت در ۹۸۰ ضرب و نتیجه آن با ۶۰۰ جمع می‌شود). در شکل ۵ ب دما و فشارهای به دست آمده نشان می‌دهند که بخش مرکزی آمفیبول‌ها در گستره‌ی شیبست سبز و بخش خارجی آن در گستره‌ی اپیدوت آمفیبولیت تشکیل شده است.

برداشت

اکلوژیت‌های شاندرمن در مرحله‌ی دگرگونی برگشتی تا رخساره‌ی شیبست سبز رسیده و فازهای وابسته به آن به فراوانی در برخی نمونه‌ها دیده می‌شوند. بررسی برخی فازهای منطقه‌ای مثل آمفیبول، زونیزیت و کلریت نشان می‌دهد که در مراحل بعدی، این نمونه‌ها دوباره دگرگونی ناحیه‌ای با درجه‌ی ضعیف را تجربه کرده‌اند. این نمونه‌ها به زون‌های برشی و گسل‌های فعال وابسته‌اند. در این نمونه‌ها، گارنت‌ها دارای شکستگی‌های موازی هستند در حالی که در نمونه‌های دیگر شکستگی‌ها از نوع شعاعی بوده و افزایش دوباره‌ی درجه‌ی دگرگونی در آن‌ها دیده نمی‌شود. مقدار افزایش فشار از حدود ۴ کیلوبار تا ۶ کیلوبار و دمای ۴۶۷ تا ۵۳۷ درجه‌ی سانتی‌گراد است. این دما و فشار معرف حد بالایی رخساره‌ی شیبست سبز و بخش پایینی رخساره‌ی اپیدوت آمفیبولیت است. وجود آلبیت و عدم تغییر ترکیب آن به پایداری اپیدوت وابسته است. بررسی کانی‌های کلریت نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع رپیدولیت و برونزوژیت هستند که جانشینی FeMg_1 و چرمک در آن‌ها رخ داده است. وجود کلریت با منیزیم بالا در نمونه‌ای که دارای آهن بالاست، تحلیل رفتن حاشیه‌ی گارنت‌ها (با ترکیب پیروپ) و کانی‌های فرومنیزین دیگر به مرحله‌ی برگشت دگرگونی وابسته است.

هورنبلند چرماکیتی، هورنبلند ادنیته نشان می‌دهد که این آمفیبول از نظر ترکیب همگن نیست. تغییرات آن از مرکز کانی به حاشیه با افزایش فشار و دما همراه است. کاهش مقدار Mg آمفیبول از مرکز کانی به حاشیه با افزایش Mg کلریت از مرکز به حاشیه آن و پایداری آن قابل توجه است. هر چند که تغییرات Fe و Mg در کلریت چندان قابل توجه نیست ولی فراوانی بالای کلریت در مقایسه با آمفیبول و کانی‌های زونیزیت، کاهش Fe و Mg در کانی‌های دیگر و مصرف آن به وسیله‌ی کلریت را توجیه می‌کند. از طرف دیگر در کانی‌های زونیزیت میانبرهای آمفیبول وجود دارند که مقایسه‌ی تغییر اکسیدهای اصلی آن‌ها با آمفیبول‌های زمینه نشان دهنده‌ی تغییرات یکسان Fe ، Mg و Al است. زونیزیت میزبان و آمفیبول درون آن هر دو افزایش Fe به سمت حاشیه را نشان می‌دهند. اپیدوت میزبان، از مرکز به حاشیه کاهش Al و آمفیبول‌ها افزایش Al نشان می‌دهند (۴ الف، ب). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که رشد آمفیبول‌ها و افزایش Al آن‌ها، از کاهش Al اپیدوت‌ها حاصل شده است. ضریب توزیع Fe و Mg بین حواشی آمفیبول و کلریت $(K_{D,Am-Ch})^{Fe-Mg}$ [۲۳] نشان می‌دهد که K_d آن‌ها در حدود ۱ است (۴ ث). این بدان معناست که توزیع مقدار Fe/Mg بین کلریت و آمفیبول (بخش خارجی) در فشار بالاتر، یکسان است. در بخش مرکزی کانی‌ها ضریب توزیع کمتر از ۰/۵ است (۴ ث). پس در فشارهای پایین مقدار Fe کلریت بیشتر از آمفیبول بوده است. در نمودار (۴ ج) هر سه کانی آمفیبول، کلریت و زونیزیت نشان داده شده‌اند. در نمونه‌هایی که نسبت Fe/Mg بالاست ممکن است تغییر از رخساره‌ی شیبست سبز به آمفیبولیت با غیاب کلریت همراه باشد ولی اگر این نسبت پایین باشد این تغییر با عدم حضور آمفیبول در بخش‌های پایینی رخساره‌ی آمفیبولیت همراه است [۲۴]. از طرف دیگر پایداری فازها در تغییر از رخساره‌ی شیبست سبز به آمفیبولیت به گریزندگی اکسیژن وابستگی بسیار می‌دارد، به‌طوری که با افزایش گریزندگی اکسیژن کانی‌های دارای Fe^{3+} (مثل اپیدوت‌ها) تا دماهای بالاتر پایدار می‌مانند. در این شرایط کانی‌های دارای Fe^{2+} (مثل کلریت و آمفیبول‌ها) پایداری کمتری دارند. در شرایطی که گریزندگی



شکل ۵ الف) نمودار $Al^{(IV)}$ نسبت به $Na(M4)$ برای تعیین فشار در آمفیبول‌ها و ب) تعیین نوع رخساره بر اساس دما و فشار به دست آمده از آمفیبول‌های منطقه‌ای

[5] Bucher, K., Frey, M., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks". Springer-Verlag, Berlin, (1994) pp 1-318.

[6] Berberian, M., "Contribution to the Seismotectonics of Iran (Part II)". Geological Survey of Iran, Rep. No. 39 (1976) 518.

[7] Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, R.M., Sabouri, J. "Inversion tectonics in central Alborz, Iran". Journal of Structural Geology. 28 (2006) 2023-2037.

[8] Seyed-Emami, K., Fürsich F.T, Wilmsen M., Cecca F., Majidifard M.R., Schairer G., Shekarifard A. "Stratigraphy and ammonite fauna of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran". Journal of Asian Earth Sciences 28 (2006) 259-275.

[9] Allen M.B., Ghassemi M.R., Shahrabi M., and Qorashi M. "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran". Journal of Structural Geology 25 (2003) 659-672.

[10] Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F. "Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data". Earth and Planetary Science Letters. 223 (2004) 177-185.

قدردانی

از اساتید محترم گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز و دانشگاه پتسدام بخاطر حمایت‌ها و امکاناتی که در اختیار بنده گذاشتند، صمیمانه تشکر می‌کنیم.

مراجع

[1] O'Brien P.J., "Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European Variscides: A record of their thermal history during exhumation". Lithos 41 (1997) 119-133.

[2] Spear F.S. "Metamorphic phase equilibria and Pressure-Temperature-Time paths". Mineralogical Society of America, Second printing. (1995) p: 799.

[3] Franz G. and selverstone J., "An empirical phase diagram for the clinzoisite-zoisite transformation in the system $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)-Ca_2Al_2Fe^{3+}Si_3O_{12}(OH)$ ", American Mineralogist. 77 (1992) 631-642.

[4] Liebscher A., Franz G., Dulski P., "High-Pressure Melting of Eclogite and the P-T-X History of Tonalitic to Trondhjemitic Zoisite-Pegmatites, Münchberg Massif, Germany". Journal of Petrology, 48 (2007) 1001-1019.

- [18] Clark, G.C., Davies, R.G., Hamzepour, G., Jones, C.R., 1977. Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map, 1:250,000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, 198.
- [19] Faryad S.W., and Hoinkes G. "Two contrasting mineral assemblages in the Meliata blueschists, Western Carpathians, Slovakia". Mineralogical Magazine. 63(4) (1999) 489-501.
- [20] Zane A., Sassi R., Guidotti C.V. "New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist -facies rocks". The Canadian Mineralogist. 36 (1998) 713-726.
- [21] Hey, M.H. "A new review of the chlorites". Mineralogical Magazine. 30 (1954) 277-292.
- [22] Leake, B.E. "Nomenclature of amphiboles. American mineralogist". 63 (1978) 1023-1052.
- [23] Maruyama S., Suzuki K. and Liou J.G. "Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures". Journal of Petrology. 24(4) (1983) 583-604.
- [24] Abbott, R.N., "The greenschist-amphibolite transition in the CFM projection". American Mineralogist. 69 (1984) 250-251.
- [25] Brown, E.H., "The crosstie content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism". Journal of Petrology, 18 (1977) 53-72.
- [26] Colombi, A., "Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes Oues-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno) ". Mém. Géol., Lausanne, 4 (1989) 1-216.
- [11] Mehdizadeh shahri, H. "Pre-rifting evidence of paleotethys in the southwest of Shahrood, Northeastern Iran". Word applied sciences Journal, 3 (1) (2008) 154-161.
- [12] 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, London, Special Publications. 312 (2009) 57-78.
- [13] Stampfli G.M., Borel G.D. "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones". Earth and Planetary Science Letters, 196 (2002) 17-33.
- [14] Alavi, M. "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran". Geological Society of America Bulletin, 103 (1991) 983-992.
- [۱۵] صلواتی م، کنعانیان ع، صوفی ع.ص، زعیمنیاف، "شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر (خاور گیلان): شواهدی از تفریق بلور در فشار بالا". مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. شماره ۱ (۱۳۸۸) ۱۴۹ تا ۱۶۶.
- [16] Ghavidel-Syooki, M. "Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran." Comunicações Geológicas, 95 (2008) 123-155.
- [17] Ghavidel-Syooki, M. " Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Ordovician strata (Abastu Abarsaj Formations) from the southeastern Caspian sea, northern Iran". CIMP Faro (2009) Abstracts 31.