

معرفی و تفکیک رخداد‌های دگرگونی منطقه دلب، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی

حبیب اله قاسمی* و عباس آسیابانها**

* گروه زمین شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود

** گروه زمین شناسی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)

چکیده

پیکره دگرگونی منطقه دلب در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود، نشانگر فازهای مختلف دگرگونی و دگرشکلی است که بر اساس روابط سنی و نوع دگرگونی، به دو بخش مجزا با ویژگی‌های کاملاً متفاوت تقسیم می‌شود. بخش قدیمی شامل توالی ضخیمی از دگرگونه‌های درجه بالا متشکل از شیست‌های تیره رنگ میگماتی، ارتو و پاراگنیس و ارتوآمفیبولیت به سن پرکامبرین و مشابه دیگر دگرگونه‌های پی سنگ پرکامبرین ایران مرکزی است که در محدوده رخساره آمفیبولیت میانی - فوقانی و در زون سیلیمانیت فوقانی دگرگون شده است. بخش جوانتر شامل تناوبی از متاکنگلومرا، میکاشیست و کالک شیست به سن ژوراسیک است که در محدوده رخساره شیست سبز و در زون گارنت دگرگون شده است.

مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نشان از تزریق دایکهای دیابازی به درون دگرگونه‌های درجه بالای قدیمی (شیست‌ها و گنیسها) در یک محیط کششی است. این تزریق وسیع که به صورت دایکهای موازی صورت گرفته باعث افزایش شار حرارتی پوسته و دگرگونی سنگ‌های میزبان در زون سیلیمانیت فوقانی و ایجاد میگماتیتهای و گرانیت‌های آناتکتیک شده است. این محیط، مشابه محیط کششی پی سنگ پرکامبرین فوقانی ایران مرکزی است که با نازک شدگی پوسته، بالا آمدگی و ذوب بخشی گوشته فوقانی، تولید ماگمای آلکالن و تزریق آن در پوسته و دگرگونی دمای بالا - فشار پایین پوسته همراه بوده است.

پروتولیت دگرگونه‌های ضعیف ژوراسیک با یک کنگلومرای قاعده‌ای حاوی قطعات دگرگونه‌ها و گرانیت‌های قدیمی شروع و با شیل‌های آهکی ادامه می‌یابد. دگرگونی ضعیف در رخساره شیست سبز آنها را به متاکنگلومرا و کالک شیست تبدیل کرده است. حرکات تکتونیکی برشی بعدی، کل پیکره دگرگونی را در یک پهنه وسیع برشی دچار دگرگونی‌های دینامیکی نسبتاً شدید و برگشتی کرده است. حضور فراوان برگواره‌های میلونیتی و خطوط‌های کششی نظیر ساختهای S-C، S-C' و دنباله‌های پورفیر و کلاست نوع δ، σ و میکافیش در مقیاس مزوسکپی در این سنگها از نشانه‌های بارز این دگرشکلی شکل پذیر هستند.

واژه‌های کلیدی: دگرگونی، پرکامبرین، ژوراسیک، ایران مرکزی، بیارجمند، دلب

مقدمه

این پیکره دگرگونی بخصوص در ارتباط با مسائل اساسی پی سنگ دگرگونی ایران و تفکیک و تمایز اجمالی رخدادهای دگرگونی و تکتونیکی منطقه است که غالباً تأثیرات مهمی بر یکدیگر داشته‌اند. مسلماً این هدف مهم دربرگیرنده نکات جزئی تری است که در جای خود روشن خواهند شد. اما همانند دیگر مجموعه‌های دگرگونی، مطالعه دقیق این مجموعه نیز نیازمند انجام مطالعات وسیع صحرایی و آزمایشگاهی بخصوص ژئوشیمی ایزوتوپی است که درحال پیگیری است و نتایج آن به تدریج منتشر خواهد شد. در راستای دستیابی به این اهداف و با استفاده از مطالعات و نمونه برداریهای صحرایی، نقشه‌های زمین شناسی، تصاویر هوایی و ماهواره‌ای و مطالعات آزمایشگاهی، انواع واحدهای سنگی به دقت مطالعه و از همدیگر تفکیک شده‌اند.

زمین شناسی منطقه

منطقه بیارجمند در حاشیه شمالی واحد ساختاری ایران مرکزی و در مجاورت مرز جنوبی زون البرز شرقی قرار دارد و حاوی پیکره‌های رسوبی (سنگ آهکهای کرتاسه و رسوبات آبرفتی کواترنر)، آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، گرانیتی ژوراسیک و دگرگونه‌های جدید ژوراسیک و قدیمی پرکامبرین می‌باشد (شکل ۱). نظر به اینکه این مطالعه اختصاصاً بر روی پیکره دگرگونی صورت گرفته است، لذا در ادامه به بررسی دقیق تر و تفصیلی این پیکره می‌پردازیم.

پیکره رسوبی

در محدوده مورد مطالعه، قدیمی‌ترین واحد رسوبی دگرگون نشده، سنگ آهکهای متبلور ضخیم لایه

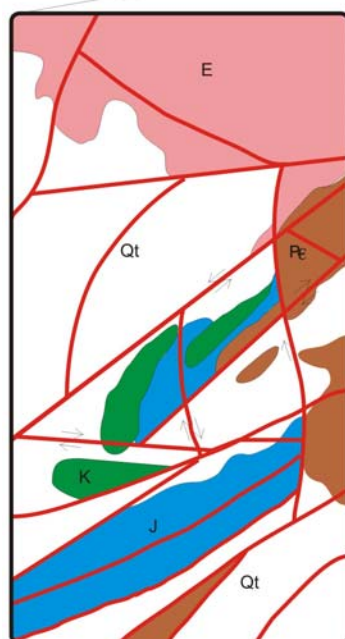
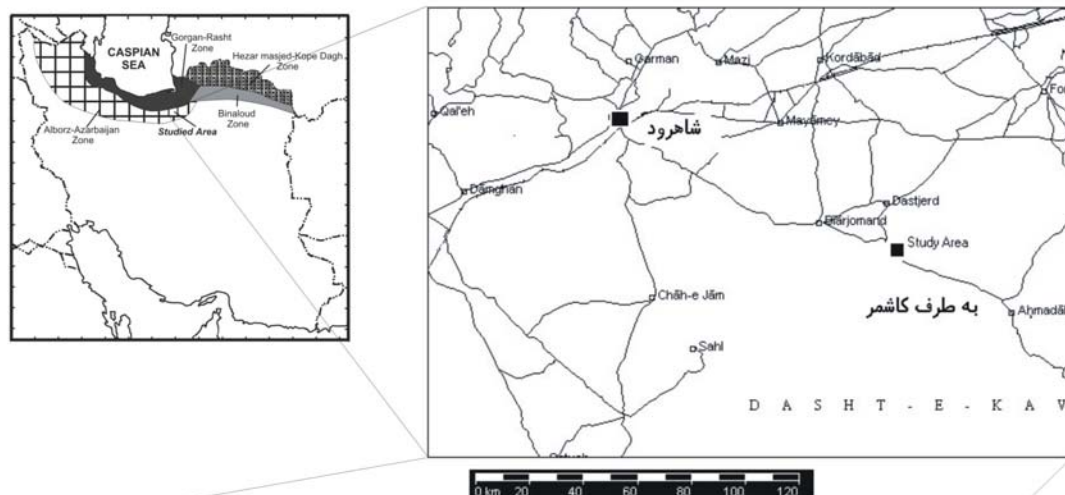
منطقه دلبدر در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود در جنوب شرق بیارجمند در مسیر جاده آسفالتی شاهرود - کاشمر قرار دارد (شکل ۱). این منطقه در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی و در مجاورت زون البرز شرقی قرار داشته و یک بوم دگرگونی متشکل از سنگهای دگرگونی متنوع و جالب برای مطالعه را تشکیل می‌دهد. این تنوع از یک طرف ناشی از تنوع پروتولیت و از طرف دیگر ناشی از غلبه شرایط متفاوت رخدادهای متعدد دگرگونی و دگرشکلی در زمانهای مختلف است. تشکیل انواع شیست، گنیس، آمفیبولیت و میلونیت و وقوع رخدادهایی چون میگماتیسی شدن، گرانیتی شدن، میلونیتی شدن و دگرگونی برگشتی از نتایج این رخدادهای به شمار می‌روند.

این منطقه و مناطق اطراف آن توسط مؤلفینی چون اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۴)، ریر و محافظ (۱۹۷۲)، علوی و هوشمند زاده (۱۹۷۶)، نوایی (۱۳۶۵)، حسینی (۱۳۷۶)، خان ناظر (۱۹۹۲)، خلعتبری (۱۳۸۱) و رحمتی (۱۳۸۱) از جنبه‌های مختلف ولی غالباً به منظور تهیه نقشه‌های زمین شناسی مورد مطالعه قرار گرفته است. ملک پور و همکاران (۱۳۸۴) نیز به بررسی اجمالی پتروفابریک این سنگها پرداخته‌اند. معهداً مسائل اصلی مربوط به پترولوژی دگرگونی این پیکره دگرگونی از قبیل سن، ماهیت پروتولیت، انواع رخدادهای دگرگونی و دگرشکلی، سبک و درجه دگرگونی آنها هنوز در هاله‌ای از ابهام مانده است.

هدف و روش مطالعه

هدف اصلی از این مطالعه، معرفی ویژگیهای مهم

معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلب...



نشانه‌ها

- کوآترنر
- ائوسن
- کرتاسه
- ژوراسیک
- پرکامیرین
- گسل

شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و ساختاری منطقه مورد مطالعه به همراه نقشه زمین شناسی ساده‌ای از آن که فقط حاوی گسلها و واحدهای اصلی برحسب سن آنهاست.

به رنگ خاکستری است که عمدتاً در کوه های یزدو و ملحدو دیده می شوند. به دلیل وجود میکروفونای *Cylindroporella sp.*، *Dictyoconus sp.*، *Orbitolina sp.*، *Lithocodium aggregatum*، *Textularids*، *Miliolides*، *Dasycladacea algae* و *Shell fragments* سن این سنگها، آپسین - آلبین تشخیص داده شده است (خلعتبری، ۱۳۸۱). به عقیده ملک پور و همکاران (۱۳۸۴) این واحد به صورت تکتونیک و بواسطه یک سیستم گسلی تقریباً افقی بر روی شیلهای آهکی متورق و سنگهای آذرآواری و گدازه های حدواسط کمی دگرگون شده منسوب به ژوراسیک قرار گرفته است. اما مشاهدات صحرایی این تحقیق نشان از ناپیوستگی زاویه دار این آهکها با واحدهای ژوراسیک و راندگی آنها بر روی دگرگونه های قدیمی پرکامبرین می باشد.

تراسها، پادگانه های آبرفتی و تپه های سنی - ماسه ای کواترنری، از دیگر واحدهای رسوبی منطقه هستند که غالباً از رسوبات درشت دانه با جور شدگی ضعیف تشکیل شده اند.

پیکره های آذرین

پیکره های آذرین منطقه مورد مطالعه که تنوع سنی و ترکیبی زیادی نشان می دهند، بر حسب قدمت سنی عبارتند از دایکهای دیابازی دگرگون شده به سن پرکامبرین فوقانی، توده های گرانیتی منسوب به ژوراسیک در جنوب غرب بیارجمند و خارج از محدوده مورد مطالعه، عدسیه های اولترامافیک مرتبط با افیولیت های کرتاسه منطقه و سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن.

۱) **دایکهای دیابازی دگرگون شده:** این دایکها به صورت یک مجموعه موازی و با روند عمومی تقریباً

شرقی - غربی که در عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای منطقه نیز کاملاً مشخص هستند به درون دگرگونه های قدیمی پرکامبرین نفوذ کرده اند ولی در دگرگونه های ژوراسیک دیده نمی شوند (شکل ۲- الف). البته در زونهای گسلی و بطور موضعی روند آنها کمی تغییر می کند و به N35-40E نیز می رسد. ضخامت آنها از چند ده سانتیمتر تا چند متر تغییر می کند. رنگ تیره، بقایای بافت دیابازی و گاه پورفیری و حاشیه انجماد سریع از دیگر مشخصات این دایکها به شمار می رود. از آنجا که قطعاتی از گنیسها و میکاشیتها را به صورت زینولیت در برگرفته اند (شکل ۲- ج)، بنابراین نفوذ آنها بعد از رخداد دگرگونی ناحیه ای و تشکیل مجموعه دگرگونی قدیمی و قبل از ژوراسیک زیرین بوده است. در محل تماس آنها با دگرگونه های قدیمی، ذوب بخشی به صورت تشکیل دایکهای آپلیتی و پگماتیتی (شکل ۲- ب) صورت گرفته است. از آنجا که این دایکهای دیابازی خود واجد پاراژنز دگرگونی برگشتی و برگوارگی چین خورده هستند، بنابراین متحمل حوادث دگرگونی و دگرشکلی جدیدتری (احتمالاً در کیمبرین پسین و لارامید) نیز شده اند. تشابه سبک چین خوردگی و روند محور ریز چینهای این دایکها با محور ریز چینهای موجود در گنیسها و شیستهای قبل از ژوراسیک و کالک شیستهای ژوراسیک، دخالت رخداد کیمبرین پسین در چین خوردگی و دگرگونی برگشتی آنها را تأیید می نماید.

۲) **توده های گرانیتی منسوب به ژوراسیک:** در جنوب غرب بیارجمند و خارج از محدوده مورد مطالعه یک سری توده های گرانیتی وجود دارند که در گذشته آنها را به پرکامبرین نسبت می دادند ولی حسینی (۱۳۷۶) آنها را متعلق به ژوراسیک دانسته است. این توده ها به شدت خردشده و میلوئیتی هستند.



(ب)



(الف)

شکل ۲ - الف) روند عمومی دایکهای دیابازی منطقه که حدوداً شرقی - غربی است. ب) نفوذ دایکهای دیابازی به داخل شیستها، ذوب آنها و ایجاد توده گرانیتی. ج) به دام افتادن قطعات گنیسی در دایکهای دیابازی.



(ج)

مشخصه پتروگرافیکی این سنگها به شمار می‌رود. به علاوه، آثار دگرسانی شامل الیوینهای ایدینگستی شده، بلورهای پراکنده زئولیت و آنالسیم نمایانگر اعمال فرآیندهای دگرسانی بر آنها می‌باشد. این سنگها طبیعت آلکالن داشته دارای ویژگیهای سنگهای آذرین محیطهای ریفتی درون قاره‌ای هستند (بادامه، ۱۳۸۲).

پیکره‌های دگرگونی

بخش اعظم منطقه دلبر در جنوب شرق بیارجمند را سنگهای دگرگونی با ترکیبات، درجات و سنهای دگرگونی متفاوت تشکیل می‌دهند. بر مبنای روابط صحرایی و سن نسبی، پیکره‌های دگرگونی منطقه به دو بخش قدیمی پرکامبرین^۱ یا قبل از ژوراسیک متشکل از

۳) **عدسیهای اولترامافیک:** در بخشهایی از منطقه مورد مطالعه (به ویژه قسمت‌های شمالی)، رخنمونهای محدودی با ترکیب پریدوتیتی (هارزبورژیت، پیروکسنیت) در ابعاد چند متر تا حدود چند ده متر و با مرزهای گسله مشاهده می‌شوند که غالب کانیهای آنها به سرپانتین، کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. احتمالاً این رخنمونها با واحدهای افیولیتی کرتاسه منطقه فرومد - سبزوار که در مجاورت این منطقه قرار دارند، در ارتباط هستند.

۴) **سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن:** در قسمت‌های شمالی منطقه (شکل ۱)، سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن شامل انواع تراکی بازالت، تراکی آندزیت، الیوین بازالت و انواع آذرآواریها مشاهده می‌شوند. بادامه (۱۳۸۲) این سنگها را مطالعه نموده است. بافت میکرولیتیک پورفیری (متشکل از فنوکریستهای غربالی پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن)

1. Old Metamorphics OMT.

انواع شیست، گنیس و آمفیبولیت و جدید^۱ یا ژوراسیک (YMT) حاوی متاکنگلومرا، میکاشیست و کالک شیست تقسیم می‌شوند.

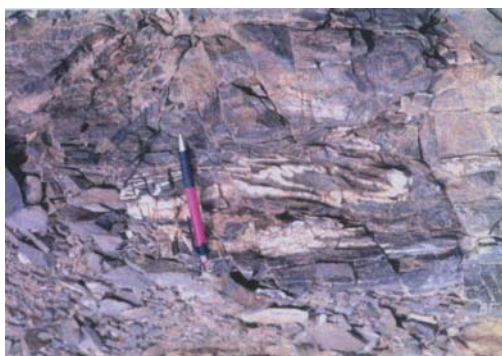
پیکره دگرگونی قدیمی پرکامبرین (OMT)

این گروه از سنگها که بخشهای زیادی از منطقه بیارجمند را دربرمی‌گیرند (شکل ۱) خود مشتمل بر سه نوع سنگ مختلف با سنگ مادرهای متفاوت هستند: شیستهای میگماتیته شده، گنیسها و آمفیبولیتها. البته میان لایه‌های مرمری و کوارتزیته نیز گاهی اوقات در میان آنها دیده می‌شوند. این پیکره دارای شباهتهای لیتولوژیکی نزدیکی با دیگر پیکره‌های دگرگونی پرکامبرین ایران است. سنگ مادر آنها را سنگهای آذرین، آذرآرایی و رسوبی پروتروزوئیک - پرکامبرین تشکیل داده‌اند که متحمل چند دگرگونی شده‌اند. سبک دگرگونی اولیه و اصلی آنها از نوع ناحیه‌ای دمای بالا (ابوکوما) و در شرایط رخساره آمفیبولیت میانی - فوقانی بوده است. سپس دگرگونیهای برگشتی و دینامیکی را متحمل شده‌اند.

(۱) **شیستهای میگماتیته شده:** این سنگها احتمالاً قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند. مرز آنها با واحدهای بالا و پایین به درستی مشخص نیست. دارای لایه بندی مشخص ناشی از تفکیک بخشهای کوارتز و فلدسپاتی و میکایی و برگواری بخوبی توسعه یافته ناشی از ردیف شدگی میکاها هستند. تناوبهای نامنظم لایه‌های شیستی (پلیتها و گریوکها)، کوارتزیته (چرتها)، مرمری (کربناتها) و آمفیبولیتی (دایکهای دیابازی) حاکی از تنوع سنگ شناختی سنگ مادر آنها به

سن پروتروزوئیک فوقانی - پرکامبرین می‌باشد. میکاشیستها دارای ساخت درشت دانه متشکل از پورفیروبلاستهای گارنت و دانه های کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت و گاهی اوقات فیبرولیت (سیلیمانیت رشته‌ای) و هورنبلند می‌باشند. ملک پور و همکاران (۱۳۸۴) به وجود استارولیت و کیانیت نیز در آنها اشاره می‌کنند که می‌تواند بیانگر رخداد دگرگونی باروین فشار بالا در آنها باشد. در اینصورت باید رخداد گرمایی را که منجر به افزایش شار حرارتی شده است، بعدی و به نفوذ ماگمای بازیک گوشته‌ای در این دگرگونه‌ها نسبت داد. فلدسپارزایی بخصوص در آنکلاوهای شیستی موجود در گنیسها و در شیستهای نزدیک دایکها دیده می‌شود. این سنگها نیز همانند دیگر واحدهای سنگی در زونهای برشی، میلونیتی شده‌اند. بطوری که بعضی از آنها و بخصوص بعضی از آنکلاوهای شیستی موجود در گنیسها در حقیقت فیلونیت هستند. ترکیب کانی شناسی این سنگها با ترکیب گنیسها و گرانیت‌های میلونیتی شده کاملاً مشابه است و بیانگر سنگ مادر مشترک آنهاست. همانند سایر بومهای میگماتیته (بست و کریستیانسن، ۲۰۰۱)، این میگماتیته‌ها حاوی دو بخش تیره یا شیستی (ملانوسم) و روشن یا گرانیتی (لوکوسم) هستند.

بخش شیستی (ملانوسم یا رستیت) دارای بافتهای پورفیروبلاستیک و لپیدوبلاستیک (شکل ۶- الف) متوسط تا درشت دانه متشکل از کانیهای کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و مقدار کمی موسکوویت، گارنت، فیبرولیت (سیلیمانیت رشته‌ای) و هورنبلند بوده، در آنها حداقل سه سری برگواری S_0 (لایه بندی رسوبی اولیه)، S_1 (ناشی از توازی میکاها) و S_2 (ناشی از توازی محور ریز چینها) دیده می‌شود. بخش روشن (لوکوسم) دارای ترکیب



(ب)



(الف)

شکل ۳ - مناظر مختلف میگماتیتهی در شیستهای تیره رنگ میگماتیتهی. الف) میگماتیتهی استروماتیک و رگه‌ای. ب) میگماتیتهی پتیگماتیک، رگه‌ای و استروماتیک.

هستند. دایکهای دیابازی بطور وسیعی در آنها نفوذ نموده‌اند و قطعات گنیسی را در برگرفته‌اند. به همین دلیل زمان نفوذ دایکها بعد از تشکیل گنیسها بوده است. در محل تماس دایکها با گنیسها، پدیده ذوب بخشی و تشکیل مذابهای گرانیتی صورت گرفته است. همانند شیستهای میگماتیتهی شده، در آنها نیز سه سری برگوارگی دیده می‌شود. به همین دلیل تأثیر دو دگرگونی ناحیه‌ای بر آنها محرز است. ردیف شدگی میکاها، ایجاد گنیسوسیتته (جدایش کانیهای تیره و روشن) و نهایتاً میگماتیتهی زایی، محصول اولین رخداد دگرگونی ناحیه‌ای دمای بالا در پرکامبرین است. دومین رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در اواخر ژوراسیک صورت گرفته و در نتیجه آن ریزچینهایی با روند محوری N35-40E در گنیسها (شکل ۴-الف) نیز ایجاد شده است. گنیسهای موجود در منطقه از هر دو نوع ارتو و پاراگنیس هستند.

الف) پاراگنیسها: این سنگها با داشتن لایه بندی ترکیبی مشخص از کانیهای تیره و روشن، پورفیروبلاستهای درشت گارنت و فلدسپار، انکلاوها و بخشهای شیستی باقیمانده و حضور مقادیر زیادی بیوتیت و گارنت و حضور میان لایه‌های نازک مرمز مشخص

گرانیتی و بافتهای دانه‌ای، آپلیتی و گاه میلونیتی متشکل از کانیهای کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز بوده که غالباً حاوی رستتهای گروناتیتهی به شکل غده‌ها و عدسیهای کوچک پهن و کشیده شده نیز هست. این میگماتیتهای بر اساس شکل به سه نوع میگماتیتهی استروماتیک، پتیگماتیک و رگه‌ای تقسیم می‌شوند (شکل ۳). با توجه به وقوع ذوب بخشی در این سنگها و ترکیب کانی شناسی موجود، شرایط دگرگونی آنها را باید شرایط زون سیلیمانیت فوقانی از رخساره آمفیبولیت میانی - فوقانی (یاردلی، ۱۹۸۹) دانست (دماهای ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد). واکنشهای نشان دهنده این زون به شرح ذیل هستند:

مذاب + فلدسپات پتاسیم + سیلیمانیت → کوارتز + مسکوویت
مذاب + سیلیمانیت → آب + کوارتز + مسکوویت
مذاب + سیلیمانیت → آب + کوارتز + مسکوویت + بیوتیت
در فشارهای بالاتر و در پلیتهای با نسبت Mg / Fe کمتر، واکنش زیر صورت می‌گیرد.

مذاب + گارنت + فلدسپات پتاسیم → کوارتز + سیلیمانیت + بیوتیت
تشکیل لوکوسمهای گارنت گرانیتی در منطقه با این واکنش کاملاً منطبق می‌باشد.

۲) گنیسها: گسترده‌ترین نوع سنگهای دگرگونی در منطقه

- شواهد مربوط به وقوع ذوب بخشی محدود شامل منطقه بندی پلاژیوکلازها، بافت میرمیکیتی در اطراف پتاسیم فلدسپاتها، اشکال mimetic یا pinch and swell که نشانه گذر به میگماتیتهاست.

در مجموع می توان ابراز داشت که پاراگنیسهای مزبور پس از تحمل دو رخداد دگرگونی ناحیه ای متحمل دگرشکلیهای بعدی در زونهای برشی شده اند. شواهدی چون چرخش کانیهای ورقه ای به دور چشمهای فلدسپاتی، میرمیکیتی شدن فلدسپارها، سایه های فشاری، دنباله ها و بطور کلی شاخصهای حالت بُرش حاکی از میلوئیتی شدن آنها در زونهای برشی است.

ب) ارتوگنیسها: این گروه شامل دو نوع گنیس آپلیتی - کوارتزیتی و آلکالی فلدسپات گنیس می باشد که با پاراگنیسها تفاوت های فابریکی و کانی شناسی نشان می دهند. در این سنگها، فلدسپات آلکان، کوارتز و موسکویت بیشتر است (کاهش ضریب رنگینی) و بافتهای گرانوبلاستیک، گنیسی و بلاستوپورفیری حاصل از بافتهای آذرین اولیه (دانه ای، پورفیروئید و آپلیتی) مشاهده می شود. با این حال شواهد حاصل از ذوب بخشی و تأثیر نیروهای تکتونیکی بعدی نیز مشاهده می شود (شکل ۶ - ه، و). به این ترتیب می توان این گروه از سنگها را حاصل دگرگونی گرانیت های آناتکتیک ایجاد شده در یک رژیم دگرگونی ناحیه ای منطبق با شرایط زون سیلیمانیت فوقانی و رخساره آمفیبولیت میانی - فوقانی دانست.

گنیسهای آپلیتی - کوارتزیتی با دارا بودن مقادیر زیادی کوارتز و موسکویت و حضور کمتر گارنت و بیوتیت مشخص می شوند. دو کانی اخیر بیشتر به صورت غلافهایی در زمینه کانیهای روشن دیده می شوند. به همین دلیل می توان این نوع از گنیسها را محصول ذوب

می شوند. بخشهای شیستی اخیرالذکر به صورت غلافهایی به موازات گنیسوسیتته قرار داشته و با شیستهای میگماتیته شده زیرین شباهت زیادی دارند. حضور کانیهای اصلی همچون کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، میکروکلین، بیوتیت و گارنت و کانیهای فرعی یا ثانویه چون آمفیبول، زیرکن، آپاتیت، مسکویت، اپیدوت و آلانیت از مشخصات بارز این گارنت بیوتیت گنیسهاست (شکل ۶-ج).

بعلاوه، شواهدی چون ذوب بخشی در حاشیه دایکهای تزریق شده، رگه های آپلیتی به موازات گنیسوسیتته (شکل ۴-ب)، رگه های کوارتز- تورمالینی یا کوارتزی متقاطع با گنیسوسیتته، رشد فلدسپاتها، تغییر جهت انکلاوها و لایه بندی گنیسی در زونهای بُرشی (شکل ۴-ج)، تفریق دگرگونی، ریزچینهایی با روند محوری مشابه با انواع موجود در آمفیبولیتها و کالک شیستها و ساختهای برشی و فلیزر از دیگر پدیده های قابل مشاهده در این واحد هستند. بعضی دیگر از پدیده های موجود در این سنگها به شرح ذیل می باشند:

- دگرشکلی شدید نظیر خاموشی موجی و بلورهای روبانی شده کوارتز، پورفیروکلاستهای تخم مرغی (بافت فلیزر) و ماکلهای ثانویه فلدسپارها (شکل ۶-د) که معرف میلوئیتی شدن آنها در زونهای برشی است.

- پرتیت شعله ای که به نظر پاشیه و همکاران (۱۹۹۸) مبین کاهش دما در حین دگرگونی است (دگرگونی برگشتی در خلال بالازدگی).

- وجود بافتهای میرمیکیتی در فلدسپاتهای آلکان که می تواند نوعی بافت سیمپلکتیتی ناشی از واکنشهای ثانویه و جایگزینی کانیها در طی کاهش فشار و یا اعمال تنش تلقی شود، معرف سرد شدن و یا اعمال تنش در خلال بالازدگی است (بارکر، ۱۹۹۰).

معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلب...

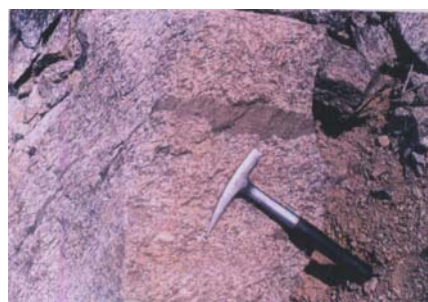


(ب)



(الف)

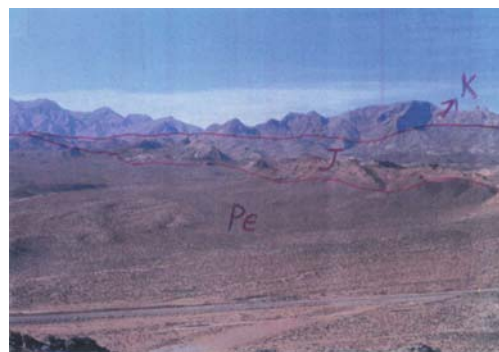
شکل ۴- الف) چین خوردگی گنیسها و آنکلاوهای گارنت شیستی درون آنها. ؛ ب) ایجاد دایکها ، رگه‌ها و لایه‌های آپلیتی در داخل گنیسها در اثر آناتکسی حاصل از نفوذ دایکها؛ ج) تغییر روند آنکلاوها در یک زونبرشی.



(ج)



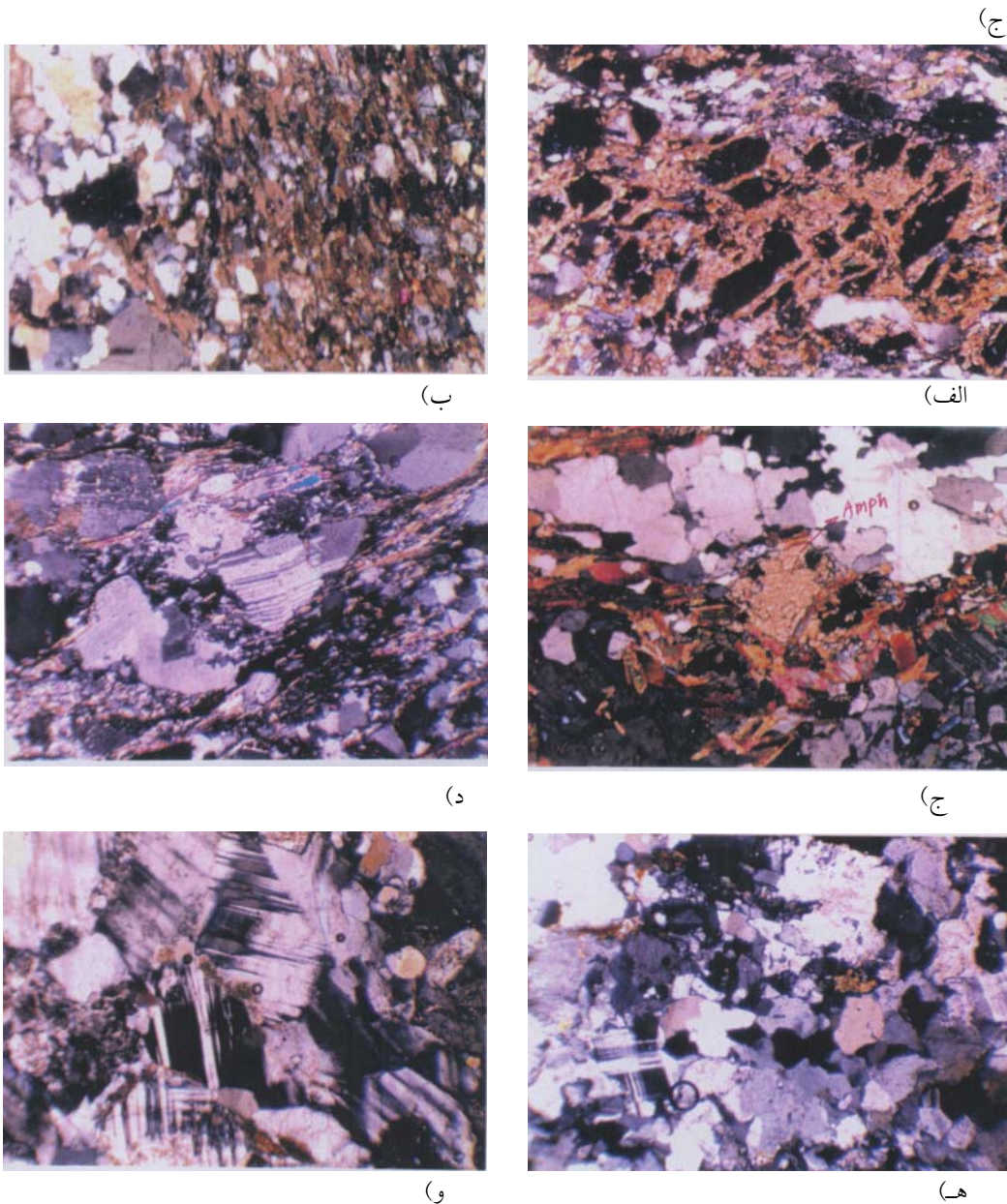
(ب)



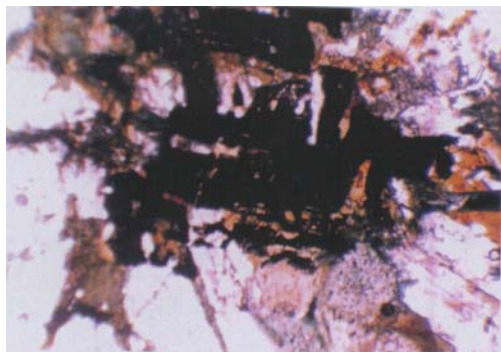
(الف)

شکل ۵- الف) ارتباط صحرایی واحدهای پرکامبرین (Pe)، ژوراسیک (J) و کرتاسه (K). ؛ ب) چین خوردگی در کالک شیستهای ژوراسیک با روند محوری N35-40E ؛ ج) کنگلومرای قاعده ژوراسیک حاوی قطعات دگرگونه‌های زیرین.

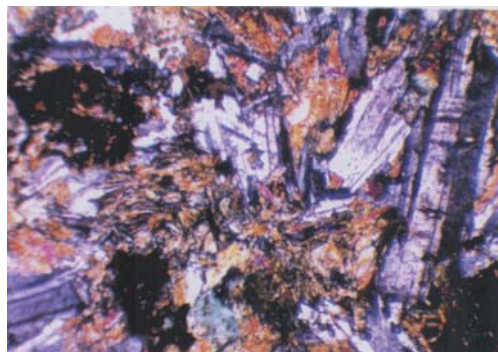




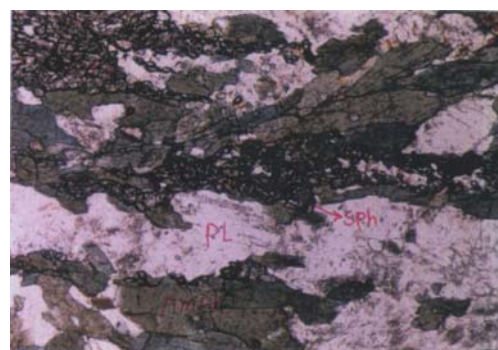
شکل ۶ - مقاطع میکروسکوپی: الف) شیستهای تیره رنگ میگماتیته که در آن بخشهای غنی از گارنت و بیوتیت دیده می‌شود؛ ب) لایه‌بندی ترکیبی در شیستها؛ ج) لایه بندی ترکیبی با لایه غنی از بیوتیت، آمفیبول و گارنت (در سمت راست) و لایه غنی از کوارتز و فلدسپات (در سمت چپ). د) بافت میلونیتی در گنیسها میلونیتی و کشیدگی ماکلهای پلی سنتتیک به موازات زون بُرشی. ه) تشکیل بافت گرانیته و آپلیتی با کوارتز و فلدسپات فراوان که می‌تواند معرف ترکیب نقطه اتکتیک باشد. و) بافت ناشی از دگرگونی برگشتی و دگرشکلی بخصوص انتهای پلکانی تیغه‌های ماکلی در پلاژیوکلازها و میکروکیلینها.



(ب)



(الف)



(ج)

شکل - ۷؛ الف) بافت آذرین دولریتی با کانیهای آذرین و شواهد دگرسانی؛ ب) ایجاد اکسیدهای آهن و تیتان ناشی از واپاشی پیروکسنها؛ ج) تشکیل آمفیبولیت متشکل از پلاژیوکلاز و هورنبلند همراه با مقادیر زیادی اسفن.

ریزتر نشان می دهند. وجود بافت میرمکیتی در فلدسپارهای آنها حاکی از اعمال تنش بر آنهاست. **۳) آمفیبولیتها:** چنانچه قبلاً اشاره شد این سنگها در صحرا به صورت دایکهای دیابازی دیده می شوند و منشأ آذرین آنها کاملاً محرز است (ارتوآمفیبولیت). بقایای بافتهای دلریتی و پورفیری، حاشیه انجماد سریع، آمفیبولهای نوع اورالیت (حاصل از تجزیه پیروکسنها) و اسفن فراوان (شکل ۷) نیز از دیگر دلایل تأیید کننده این منشأ هستند. آنها در واحدهای دگرگونه قبل از ژوراسیک دیده می شوند و بنا به دلایل ذکر شده پس از اولین

بخشی قلمداد کرد. کانیهای نظیر اپیدوت و سریسیت در اثر تجزیه و دگرگونی پسرونده و بافت ساروجی در اثر دگرگونی دینامیکی در زونهای بُرشی و میلونیتی در این سنگها دیده می شوند. در این زونهای بُرشی، کانیهای ورقه‌ای به صورت شکل پذیر و کانیهای چون کوارتز و فلدسپاتها به صورت شکننده و در شرایط پلاستیک و شکننده، تغییرشکل یافته و میلونیتها را بوجود آورده‌اند (سیسون، ۱۹۹۷؛ پاشیه و همکاران، ۱۹۹۸). آکالی فلدسپات گنیسها نیز بافت چشمی بسیار مشخص متشکل از ارتوکلازهای درشت صورتی رنگ در یک زمینه دانه

پدیده‌های جالب توجه در این سنگها هستند. همچنین، روند محوری ریزچینه‌های این سنگها با روند محوری ریزچینه‌های پیکره‌های دگرگونی قبل از ژوراسیک یکسان است (N35-40E). پس در زمان ژوراسیک یک رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی بطور همزمان صورت گرفته است. به غیر از واحد مورد اشاره، دیگر واحدهای سنگی این پیکره به قرار زیر است:

- متاکنگلومرا: این واحد حاوی قطعاتی از سنگهای دگرگونی و گرانیتی قبل از ژوراسیک در یک زمینه شیستی است (شکل ۵-ج).

- میکاشیستها: حاوی پورفیروبلاستهای متوسط دانه گارنت و پولکهای میکا بوده که حکایت از رخساره شیست سبز و ماهیت پلیتی پروتولیت اولیه دارند.

- آهکهای دولومیتی متبلور: این سنگها جدیدترین واحد دگرگونه ژوراسیک محسوب می‌شوند و تجدید تبلور خفیف و ماکلهای ثانویه محدودی را در بلورهای کلسیت (اسپری، ۱۹۶۹) نشان می‌دهند.

شواهد شیمیایی

از آنجا که دگرگونی منطقه بیارجمند از نوع ناحیه‌ای است و با توجه به فرض کلی بسته بودن سیستم دگرگونی، می‌توان با در دست داشتن ترکیب شیمیایی سنگها اقدام به تعیین پروتولیت سنگهای دگرگونی و واکنشهای دگرگونی نمود.

چنانچه اشاره شد پیکره دگرگونی قبل از ژوراسیک منطقه مشتمل بر سه نوع سنگ شیستهای میگماتیته شده، گنیس و آمفیبولیت است. نظر به ناهمگنی لیتولوژیکی این پیکره باید اختصاصات ژئوشیمیایی آنها را بطور مجزا از هم مورد بررسی قرار داد و از این رو در بیان مقایسه با سایر واحدها و نیز پروتولیت اولیه، باید آنها را از منظر روابط

رخداد دگرگونی ناحیه‌ای (قبل از ژوراسیک) تزیق شده‌اند. این دایکها بعد از جایگزینی متحمل دگرگونی ناحیه‌ای دیگری شده و به ارتوآمفیبولیت تبدیل شده‌اند و سپس به دلیل قرار گیری در زونهای برشی گرم دچار دگرگونی دینامیکی و برگشتی شده، واجد پاراژنز شیست سبز شده‌اند. این سنگها غالباً دارای بافت نماتوبلاستیک متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز به همراه اسفن و اکسیدهای آهن فراوان و در برخی موارد گارنت و بیوتیت هستند.

پیکره دگرگونی ژوراسیک (YMT)

مجموعه دگرگونی ژوراسیک (YMT) با یک ناپوستگی آذرین پی بر روی دگرگونه‌های قبلی و در زیر آهکهای دگرگون نشده کرتاسه قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). از نظر درجه و زمان دگرگونی و نیز ماهیت پروتولیت، این مجموعه با مجموعه قبلی کاملاً متفاوت بوده و مشتمل بر متاکنگلومرا، میکاشیست، کالک شیست و آهکهای دولومیتی متبلور است.

کالک شیستها، گسترده‌ترین واحد دگرگونی در این پیکره محسوب می‌شوند و در واقع آهکهای مارنی نازک لایه‌ای بوده‌اند که متحمل دگرگونی درجه پایین (در رخساره شیست سبز) و دگرشکلی شدید شده‌اند. بطوریکه در آنها ریزچینه‌های ظریف و فراوانی بوجود آمده است (شکل ۵-ب). گاهی اوقات لایه‌های آهکی متبلور شده ضخیمتری نیز در بین آنها دیده می‌شود که به دلیل مقاومت بیشتر در قبال دگرشکلی، نقش لایه‌های مقاوم را ایفا کرده‌اند. گسترش فابریکهای S_0 ، S_1 و S_2 (اسپری، ۱۹۶۹ و پاشیه و همکاران، ۱۹۹۸)، ساختهای S-C و 'S-C، دنباله‌های پورفیروکلاست نوع δ و σ و میکافیش و تشکیل رگه‌های کلسیتی ناشی از تفریق دگرگونی، مهمترین

صحرایی و یا در مقیاس مگاسکوپی مورد بحث قرار داد. چنانچه از جدول ۱- برمی آید از سنگهای گنیسی و

جدول ۱ - نتایج آنالیز شیمیایی و کانی شناسی سنگهای منطقه مورد مطالعه

rock type sample no.	amphibolite		diabasic dyke		garnet-biotite gneiss	
	K10C1	K11D1	K10F1	K10G2	K10G1	K11H1
SiO ₂	50.25	50.65	50.85	51	68.58	69.25
TiO ₂	1.91	1.85	1.12	1.25	0.61	0.71
Al ₂ O ₃	14.77	14.95	15.72	15.93	12.75	13.25
Fe ₂ O ₃	3.75	3.55	3.44	3.65	2.43	2.12
FeO	7.97	8.2	7.29	7.35	2.16	2.13
MnO	0.26	0.23	0.17	0.19	0.17	0.15
MgO	5.84	5.92	5.48	5.55	0.49	0.35
CaO	9.62	9.72	9.48	9.52	3.31	2.9
Na ₂ O	3.06	2.99	2.97	3	3.92	4
K ₂ O	0.42	0.48	0.52	0.55	3.64	3.55
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.19	0.17	0.15	0.14
total	98.02	98.72	97.23	98.16	98.21	98.55
Rb	21	23	25	26	132	130
Sr	285	282	287	289	304	300
Ba	320	325	419	421	587	590
Sc	36	37	30	32	31	30
Cs	0.56	0.61	0.49	0.51	0.98	1
Co	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0
Y	23	22	18	19	17	18
Zr	148	142	108	105	129	130
Nb	3.6	3.4	4.3	4.1	5.8	6
La	24	26	31	30	23	25
Ce	27	28	33	32	59	60
Nd	19	20	22	21	28	27
Sm	8.6	7	6	6.5	5.9	5.5
Eu	0.58	0.61	0.92	0.95	0.81	0.8
Yb	2.2	2	2.5	2.6	1.3	1.2
Th	0	0	0	0	0	0
Hf	5.2	5	3.1	3	4.7	5
Tb	1.1	1	1.7	1.8	1.8	1.7
Ta	1.3	1.4	1.9	2	4.1	4
Cu	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0	0	0
U	0	0	0	0	0	0
A	21.137342	21.038511	23.20772	23.402517	27.68857022	31.54943057
C	30.945095	30.814999	31.256159	31.090078	40.09669606	37.30962796
F	47.917562	48.14649	45.536121	45.507405	32.21473372	31.14094147
A'	27.583556	27.349025	23.575893	22.080555	33.03301747	15.93169148
K	2.1550189	2.4090655	2.7802626	2.8679959	61.7417066	55.91916947

جدول ۱- ادامه

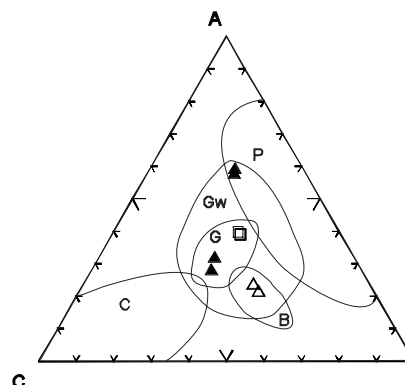
rock type	feldspatic gneiss					
sample no.	K10E1	K11E2	81No01	81No03	81No02	81No04
SiO2	71.98	72	64.88	65	65.33	64.98
TiO2	0.53	0.51	0.806	0.75	0.792	0.81
Al2O3	13.52	13.45	15.67	15.55	15.46	15.23
Fe2O3	0.98	0.96	3.25	3.16	3.22	3.15
FeO	1.2	1.19	4.49	4.42	4.45	4.25
MnO	0.13	0.12	0.11	0.12	0.108	0.11
MgO	0.45	0.42	1.67	1.71	1.65	1.57
CaO	1.61	1.52	4.92	4.88	4.87	4.82
Na2O	3.78	3.65	2.05	1.92	1.98	1.87
K2O	0.47	0.5	1.93	2.02	1.92	1.88
P2O5	0.19	0.18	0.217	0.21	0.218	0.22
total	94.84	94.5	99.993	99.74	99.998	98.89
Rb	247	245	0	0	0	0
Sr	357	355	204	201	207	210
Ba	614	610	0	0	0	0
Sc	26	25	0	0	0	0
Cs	0.87	0.9	0	0	0	0
Co	0	0	27	25	24	25
Ni	0	0	18	17	0	0
Y	19	18	0	0	0	0
Zr	116	114	402	400	377	380
Nb	6.1	5.9	11	12	14	15
La	19	18	0	0	0	0
Ce	71	70	0	0	0	0
Nd	32	33	0	0	0	0
Sm	8.1	8	0	0	0	0
Eu	0.59	0.6	0	0	0	0
Yb	1.7	1.6	0	0	0	0
Th	0	0	0	0	3	4
Hf	3.8	4	0	0	0	0
Tb	1.2	1.3	0	0	0	0
Ta	3.3	3	0	0	0	0
Cu	0	0	15	14	8	7
Pb	0	0	16	15	14	15
Zn	0	0	86	83	87	86
U	0	0	3	2	3	3
A	57.393431	58.820175	39.024146	38.955103	39.077215	39.717749
C	19.168693	18.292185	26.794403	26.701671	26.758736	26.99711
F	23.437876	22.88764	34.181451	34.343225	34.164049	33.285141
A'	55.926751	57.823502	20.60561	20.518864	20.700595	21.607728
K	6.3390227	6.5875047	12.913115	13.411373	12.952929	13.079387

دگرگونی و نیز زمان وقوع رخدادها را از یکدیگر تفکیک نمود. با تلفیق روابط صحرایی، اطلاعات فابریکی، پاراژنتیکی و ژئوشیمیایی سنگها می توان سلسله تحولات دگرگونی منطقه را به شرح زیر تفسیر کرد:

۱) پیکره دگرگونی بیارجمند شامل دو بخش مجزای OMT (قبل از ژوراسیک) و YMT (ژوراسیک) با ویژگیهای کاملاً متفاوت است. OMT مجموعه ای است متنوع متشکل از انواع شیستهای میگماتیته شده، گنیس و آمفیبولیت و YMT را تناوبی از متاکنگلومرا، کالک شیست و میکاشیست تشکیل می دهد. واحدهای لیتولوژیکی جدید و غیر دگرگونی منطقه را به ترتیب سنگ آهکهای کرتاسه، آتشفشانیهای ائوسن و رسوبات کواترنر تشکیل می دهند.

۲) مطالعات شیمیایی، کانی شناسی و روابط پاراژنتیکی حاکی از آن است که پروتولیت OMT گریوک تا نیمه پلیت و پروتولیت YMT از نوع رسوبات آواری (کنگلومرا، ماسه سنگ و سیلتستون) همراه با تناوبی از آهکهای مارنی بوده است.

۳) با توجه به شواهد صحرایی از قبیل برگوارگیها و خطوارگیها و نیز شواهد میکروسکوپی نظیر انواع شیستوزیته و خطواره ها و نیز روابط پاراژنتیکی چنین برمی آید که OMT متحمل دو مرحله دگرگونی ناحیه ای از نوع باروین معمولی و دمای بالا شده است. این دگرگونی در محیطهایی با شیب زمین گرمایی معمولی و بالا که ناشی از حضور توده های آذرین عمیق است (ورای ایزوگراد سیلیمانیت فوقانی) صورت می گیرد. ولی دگرگونی بخش جدیدتر (YMT) از نوع باروین دمای پایین بوده است. چنانچه می دانیم این دگرگونی در



شکل ۸ - ترکیب شیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه در نمودار ACF (وینکلر، ۱۹۷۶). C = سنگهای آهکی ؛ B = سنگهای بازالتی ؛ G = گرانیتوئیدها ؛ Gw = گریوکها ؛ P = سنگهای پلیتی . △ : آمفیبولیتها ، ▲ : گارنت بیوتیت گنیسها ، □ : آلکالی فلدسپات گنیسها.

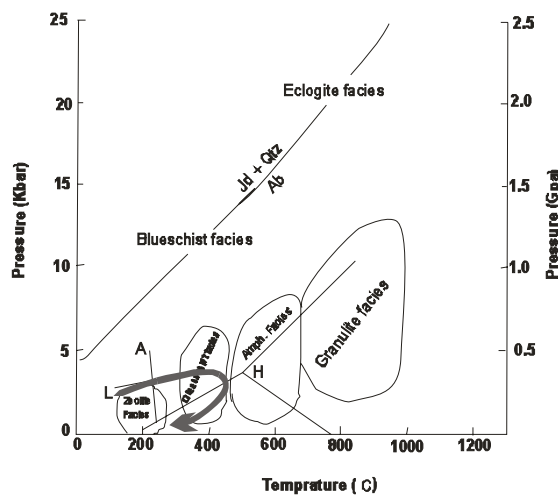
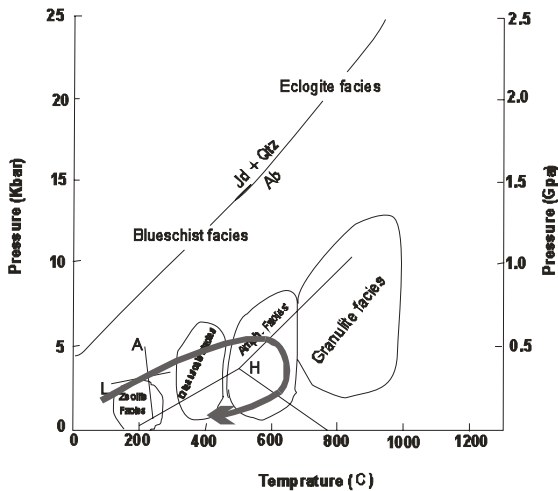
آمفیبولیتی منطقه تعداد ۱۲ عدد تجزیه شیمیایی به روش XRF به عمل آمد که پس از تعیین و محاسبه پارامترهای A , C , F، محل آنها بر روی نمودار ACF (وینکلر، ۱۹۷۶) تصویر گردید (شکل ۸). با توجه به نتایج بدست آمده از مطالعات پتروگرافی و نیز موقعیت نمونه ها در این نمودار به خوبی معلوم می شود که پروتولیت آمفیبولیتها از نوع سنگهای بازیکی، پروتولیت ارتوگنیسها از نوع گرانیتی و بالاخره پروتولیت پاراگنیسها از نوع گریوکی تا نیمه پلیتی است.

بحث و نتیجه گیری

بوم دگرگونی بیارجمند به واسطه تحمل فرآیندهای متعدد دگرگونی و دگرشکلی در زمانهای مختلف زمین شناسی، اثرات متعددی از چند دگرگونی را نشان می دهد. در هر یک از این رخدادها آثاری برجای مانده است که با کمک آنها می توان درجه و سبک

احتمالاً پرکامبرین دانست. البته مطالعات ایزوتوپی برای تعیین سن این دگرگونه‌ها در حال انجام است.

۶) در مورد سیر تحولات فشار و دما در طول زمان



شکل ۹ - سیر P-T-t (الف) در شیستها و گنیسهای قبل از ژوراسیک. و (ب) در شیستها و کالک شیستهای ژوراسیک.

(منحنیهای P-T-t) در دو مجموعه دگرگونی مورد اشاره (شکل ۹) باید اظهار داشت که OMT با پروتولیت آرکوز تا گریوک پس از گذر از درجات ضعیف دگرگونی ناحیه‌ای به شرایط رخساره شیست سبز (زون گارنت) رسیده است (دمای حدود $325-475^{\circ}\text{C}$ و فشار 6 Kb -

محیط‌هایی با شیب زمین‌گرایی پایین‌تر و دگرشکلی بالا صورت می‌گیرد. بعلاوه از شواهد چنین برمی‌آید که بعد از وقوع این رخداد، شرایط تکتونیکی بسیار فعالی (نظیر زونهای بُرشی) در منطقه حاکم شده و باعث دگرشکلی بالا و دگرگونی ضعیف در زونهای میلونیتی شده است. ساختارهای این دگرگونی و دگرشکلی میلونیتی در کل پیکره دگرگونی (قدیم و جدید) دیده می‌شود.

۴) پیکره دگرگونی قدیمی (OMT) در قلمرو رخساره آمفیبولیت میانی - فوقانی (یاردلی، ۱۹۸۹) و منطبق با شروع ذوب بخشی سنگهای پلیتی است و در تقسیم بندی زونهای دگرگونی در زون سیلیمانیت (شکسته شدن موسکوویت، بیوتیت و سیلیمانیت و تشکیل پتاسیم فلدسپات و مذاب) قرار دارد. معهذاً پیکره دگرگونی جدیدتر (YMT) در قلمرو رخساره شیست سبز و در تقسیم بندی زونهای دگرگونی در زون گارنت قرار می‌گیرد. در واقع به دلیل پایین‌تر بودن درجه دگرگونی رخداد جدیدتر، شواهدی از تحولات برگشتی در دگرگونه‌های قدیمی به وفور دیده می‌شود.

۵) در مورد زمان وقوع دگرگونی باید گفت از آنجا که YMT در زیر آهکهای دگرشکل نیافته و دگرگون نشده کرتاسه قرار گرفته‌اند و با توجه به شباهت‌های سنگ‌شناسی و دگرگونی با سایر دگرگونه‌های ایران در مناطقی چون ساغند، انارک و جندق و خصوصاً نواحی مجاور نظیر میامی و تروند، می‌توان سن ژوراسیک را برای وقوع دگرگونی در آنها مسلم دانست. از سوی دیگر نظر به وجود قطعاتی از دگرگونه‌های قدیمی‌تر در متاکنگلومرای قاعده ژوراسیک YMT، شباهت‌های لیتولوژیکی با دیگر دگرگونه‌های پرکامبرین و توالی رخدادهای زمین‌شناسی ایران، می‌توان زمان وقوع اولین رخداد دگرگونی را قبل از ژوراسیک و

(دمای حدود 700°C – 650°C). کاهش دما و فشار در مراحل بعدی موجب تجزیه نسبی کانیهای دمای بالا (دگرگونی پسروده) شده است. به این ترتیب می توان سیر تحولات دگرگونی در OMT و YMT را در نمودار P-T نشان داد (شکل ۹).

۲) و در طی پیشرفت درجات دگرگونی که خود ناشی از افزایش شار حرارتی پوسته (نفوذ توده های آذرین عمیق در پوسته) بوده است، سنگها به دلیل قرار گرفتن در شرایط رخساره آمفیبولیت فوقانی (زون سیلیمانیت فوقانی) متحمل ذوب بخشی (تشکیل میگماتیتها) شده اند

منابع

۷. نوایی، ا. نقشه زمین شناسی چهارگوش $1/25000$ خارتوران؛ سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۶۵.
۸. هوشمندزاده، ع.؛ علوی نائینی، م.؛ حقی پور، ع. تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه تروود از پرکامبرین تا عهد حاضر، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۸، صفحه، ۱۳۵۷.

۱. بادامه، ع. پتروژنز سنگهای آتشفشانی منطقه میانداشت، شرق شاهرود. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۸۲.
۲. حسینی، ح. پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند. پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی. دانشگاه تهران، ۱۳۷۶.

9. Barker, A.J. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. 170p. (1990)
10. Berberian, M.; King, G. C. P. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canad. J. Earth Sci.* 18:210-265. (1981).
11. Best, M. G. Christiansen, E. H. *Igneous Petrology.* Blackwell Science. Ltd. 458 pp. (2001).
12. houshmandzadeh, A. Precambrian metamorphic episodes in Iran: Short review: *Geol. Survey of Iran, Geol. Note.* 62.(1973)
13. Paschier C.W.; Myers J.S.; Kroner A. *Field geology of high grade gneiss terrains.* Springer- Verlag. (1990).
14. Paschier C.W.; Trouw R.A.J. *Microtectonics.* Springer- Verlag. 289p. (1998).
15. Passchier, C.W.; Myers, J.S. and Kroner, A. *Field geology of high grade gneiss terrains,* Springer-Verlag Publ. 150p. (1998).
16. Reyer, D. and Mohafez, S. A First contribution of the NIOC-ERAP agreements to the knowledge of Iranian geology. *Edition Techniqs Paris,* 58 p. (1972).
17. Rollinson, H.R. *Using geochemical data.* Longman Publ. (1993).
18. Sederholm, J.J. On migmatites and associated Precambrian rocks of southwestern finland. I,II, *Bull. Comm. Gel. Finland,* No 58 & 77. (1923, 1926).
19. Sibson, R.H. *Fault rocks and fault mechanisms.* J. Geol. Soc. Pp.133, 191-213. (1977).
20. Spry, A. *metamorphic Textures.* Pergamon Press. Oxford. 350p. (1960).

۳. خان ناظر، ن. نقشه زمین شناسی ورقه $1/2500000$ جاجرم. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۹۹۲.
۴. خلعتبری، م. نقشه زمین شناسی ورقه $1/1000000$ عباس آباد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۱.
۵. رحمتی ایلخچی، م. نگرشی دوباره بر مجموعه سنگهای دگرگونه شمال خاوری تروود. بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین. تهران. صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲، ۱۳۸۱.
۶. ملک پور، ا.؛ حسن زاده، ج.؛ محجل، م.؛ بابایی، ح. پتروفابریک سنگهای دگرگونی بیارجمند، نشانه های از پهنه برشی تکتونیک کششی در پوسته قاره ای ایران مرکزی. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. تهران. صفحات ۴۸۴ تا ۴۹۳، ۱۳۸۴.

24. Stocklin, J.; Ruttner, A.; Nabavi, M.H. New data on the lower Paleozoic and Precambrian Of north Iran. G.S.Iran, rep. no. 1, 29p. (1964).
25. Winkler, H. G. F. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 5th ed. Springer- Verlag, New York. 348 p. (1979).
26. Yardley, B. W. D. An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman, Harlow, England, 248 pp. (1989).
21. Stocklin, J. Structural history and tectonics of Iran. A review. Amer. Assoc. petrol. Geol. , 52:1229-1258. (1968).
22. Stocklin, J. Possible ancient continental margins in Iran. In: C. A. Burk ; C. D. Drake (Editors) Geology of continental margins , Springer: 873-887. (1974)
23. Stocklin, J.; Eftekharnjad, J.; Huchmandzadeh, A. Central Lut reconnaissance. Geol. Surv. Iran. rept. 22.62p. (1972).