

بررسی کانی‌شناسی و ریزساختاری مجموعه‌های سنگی (ماگمایی، دگرگونی و رسوبی) بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان (منطقه دهبید-بوانات استان فارس) پیش از فاز کوهزایی پالئوسیمیرین

آزیتا ملکی‌زاده، غلامرضا قدمی*، محمد پوستی، اسماء نظری‌نیا

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۱۲/۲۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۴/۲۲)

چکیده: ویژگی‌های متفاوت مجموعه‌های سنگی، ارتباط آنها با هم و نیز فعالیت‌های آذرین و دگرگونی در بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان در ناحیه دهبید-بوانات منجر به شناسایی چند واحد زمین‌ساخت-چینه‌نگاری شده است. با در نظر گرفتن ارتباط‌های سنگ‌شناسی مجموعه‌های سنگی آذرین، دگرگونی و رسوبی، می‌توان آنها را از نظر مکانی در دو منطقه دهبید و بوانات و سنگ‌های ماگمایی آنها را به پیش و پس از کوهزایی پالئوسیمیرین تقسیم نمود. این مجموعه‌ها شامل مجموعه هنشک-گوشتی، مجموعه حسن-آباد و مجموعه کوه سفید هستند. سنگ‌های ماگمایی پیش از کوهزایی پالئوسیمیرین در این مجموعه‌ها شامل متانفوذی‌های به رنگ روشن منطقه‌های هنشک-گوشتی و حسن‌آباد (متاکوارتزگابروها، متاکوارتز دیوریت‌ها، متاگرانودیریت‌ها و متاگرانیت‌ها)، سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه مجموعه‌های هنشک-گوشتی، حسن‌آباد و کوه سفید (آتشفشانی‌های دگرگونه اسیدی و حواسط) و متانفوذی‌های بازیک مناطق هنشک-گوشتی، حسن‌آباد و کوه سفید (متابازیت‌های معمولی، متابازیت‌هایی با ساختار درشت، سنگ‌هایی با ساختار شکفته بلوری بی‌مانند و متابازیت‌های قدیمی) هستند. بررسی‌های سنگ‌شناسی و همبری کانی‌ها نشان می‌دهد که در متابازیت‌ها، دو فاز دگرگونی رخساره اپیدوت-آمفیبولیت و یا آمفیبولیت درجه پایین و همچنین تبدیل هورنبلند به اکتینولیت رخ داده که نشان-دهنده دگرگونی پسروده و تبدیل شدن به رخساره شیست سبز است. در متانفوذی‌های بازیک رنگ روشن مجموعه هنشک-گوشتی، ریزساختار (GBAR) در دانه‌های کوارتز بیانگر تغییر شکل برگشت‌ناپذیر بلورهای کوارتز در تنش و دمای بالا (۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد) در حالت جامد است. در متاگرانیت‌ها، از جمله ریزساختارهای بازتبلور پویا در کانی‌های کوارتز، مهاجرت مرز دانه (GBM) است که نشانگر دمای به نسبت بالا (حدود ۵۰۰ درجه) است. در سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه اسیدی، ساختار مهاجرت مرز دانه سنجاق شده و ریزساختار مهاجرت مرز دانه پنجره‌ای در کانی‌های کوچکی چون میکاها، از دیگر مشخصه‌های باز تبلور پویا در این سنگ‌هاست.

واژه‌های کلیدی: مجموعه‌های سنگی؛ پهنه سنندج-سیرجان؛ دهبید-بوانات؛ کوهزایی پالئوسیمیرین؛ ریزساختار.

مقدمه

برخورد بین صفحه‌های قاره‌ای عربستان و اوراسیاست [۳،۲] و سن آن پیش از میوسن پسین برآورد می‌شود [۴] تغییر شکل‌های اثر داشته بر ناحیه خردشده در منطقه دهبید پس از سنوماین تا پس از میوسن پسین تاریخ‌گذاری شده‌اند [۱]. این مناطق وابسته به کمربند چین‌خورده سنندج-سیرجان هستند

مناطق دهبید و بوانات، در بخش شمالی استان فارس، به دلیل قرارگیری در یک منطقه زمین‌ساختی بسیار خرد شده، در راستای کناره شمالی گسل اصلی زاگرس، اهمیت دارند [۱]. این منطقه به عنوان ساختاری در نظر گرفته می‌شود که نتیجه

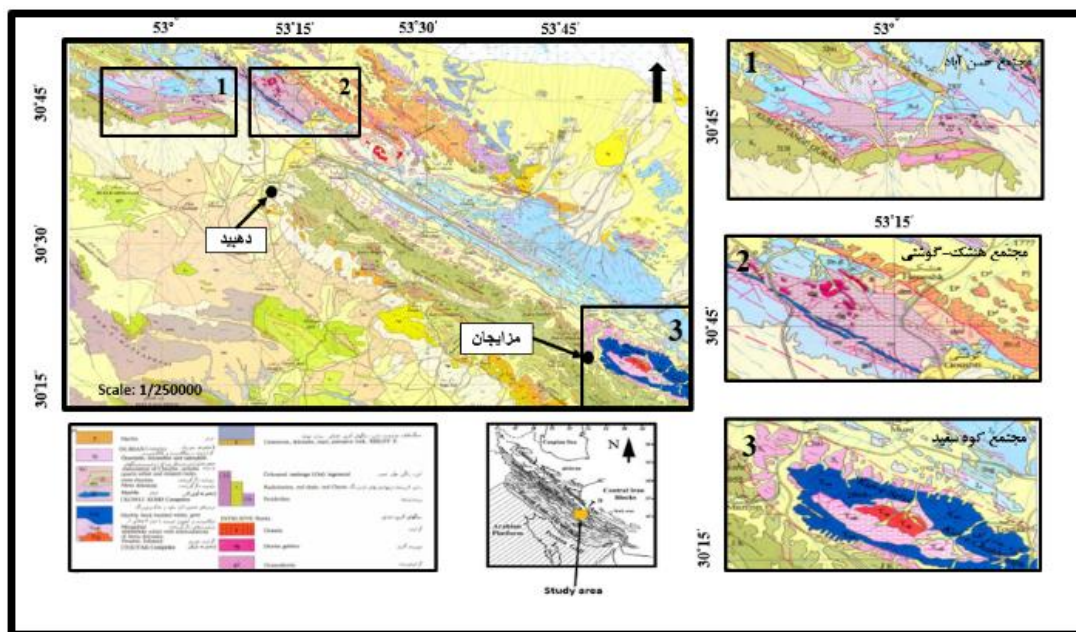
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۸۳۹۵۲۴۰، پست الکترونیکی: ghadami@hormozgan.ac.ir

شمالی و طول جغرافیایی $48^{\circ} 52'$ تا $53^{\circ} 07'$ شرقی در شمال-غربی دهبید قرار دارند. در منطقه بوانات، مجموعه کوه سفید با عرض جغرافیایی $30^{\circ} 15'$ تا $30^{\circ} 18'$ شمالی و طول جغرافیایی $48^{\circ} 53'$ تا $53^{\circ} 54'$ شرقی، در شرق روستای مزایجان واقع است (شکل ۱). مجموعه‌های ماگمایی-دگرگونی دهبید-بوانات وابسته به کمربند بوانات در لبه شمال‌شرقی بخش جنوبی کمربند سنندج-سیرجان است [۹]. کمربند سنندج-سیرجان بیشتر از واحدهای رسوبی و آتشفشانی پالئوزوئیک و مزوزوئیک تشکیل شده است [۵]. از پرکامبرین پسین تا پالئوزوئیک پسین، صفحه ایران مرکزی که پهنه سنندج-سیرجان کرانه جنوبی آن است [۵، ۱۰] و صفحه عربی به هم متصل بوده‌اند [۵]. پهنه سنندج-سیرجان به عنوان یک کمربند باریک درون کراتونی طی پالئوزوئیک و یک کرانه فعال قاره‌ای طی مزوزوئیک است [۵]. می‌توان شواهدی از نازک شدگی پوسته‌ای را به صورت ظهور توده‌های گرانیتی و فعالیت‌های آتشفشانی بازی تا فرابازی در بخش‌هایی از سنندج-سیرجان در زمان پالئوزوئیک پیشین دید [۱۰-۱۲]. در نقاط مختلف پهنه سنندج-سیرجان، شواهدی از دگرشکلی به همراه فوران آتشفشان‌های بازی قلیایی درون صفحه‌ای در توالی‌های سنگی پرمین دیده می‌شود که بیانگر تشکیل کافت درون قاره-ای دیگری در پایان پالئوزوئیک است [۵، ۱۰، ۱۲].

که بخشی از منطقه ایران مرکزی بوده و بر کمربند زاگرس رانده شده است [۵]. در پایان دوره تریاس، در نتیجه کوهزایی پالئوسیمین، دگرگونی نوع باروین در دو بخش در سنگ‌های پالئوزوئیک این مناطق ایجاد می‌شود؛ مرحله نخست درجه متوسط (آغاز رخساره آمفیبولیت) با دمای 500 تا 550 درجه سانتیگراد و فشار 5 کیلو بار است. شرایط فاز دوم مشابه فاز اول است، ولی در سطوح پایینی کمی بیشتر است. دگرگونی پسروده در سطوح پسین و رخساره شیبست سبز در دمای 350 تا 450 درجه سانتیگراد و فشار کمی بیشتر از فاز یک و افزایش فشار CO_2 در این فاز وجود دارد [۵، ۶] نفوذ توده‌های گرانیتی و دیوریتی در پایان دوره تریاس و دوران سوم آن اهمیت بسیاری دارد، در حالی که چنین توده‌هایی در زاگرس وجود ندارند [۷].

موقعیت زمین‌شناسی

مناطق مورد بررسی در 175 کیلومتری شمال استان فارس، در قالب سه مجموعه سنگی، واقع در شهرستان دهبید (صفاشهر) هستند. دو مجموعه هنشک-گوشتی و حسن‌آباد در شمال و شمال‌غرب شهرستان دهبید و مجموعه کوه سفید در 30 کیلومتری شرق بوانات واقع هستند. مجموعه هنشک-گوشتی با عرض جغرافیایی $30^{\circ} 42'$ تا $30^{\circ} 58'$ شمالی و طول جغرافیایی $52^{\circ} 58'$ تا $53^{\circ} 18'$ شرقی در شمال دهبید و مجموعه حسن‌آباد، با عرض جغرافیایی $30^{\circ} 43'$ تا $30^{\circ} 52'$



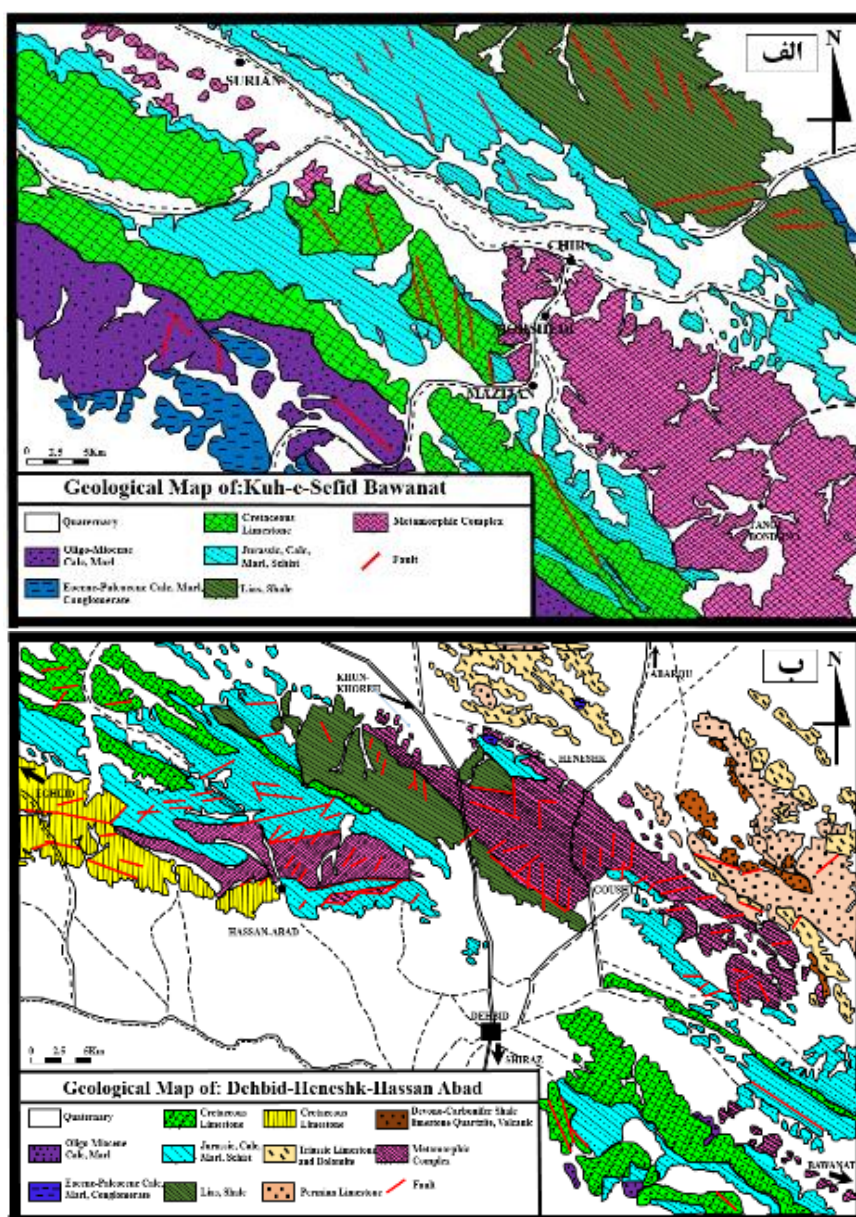
شکل ۱ موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از مرجع [۸].

می‌شوند [۱۹] این توده‌ها سرزمین‌هایی از سسندج-سیرجان هستند که در نئوپروتروزوئیک درون پوسته پالئوزوئیک جاگیر شده‌اند [۱۴].

زمین‌شناسی مناطق مورد بررسی

زمین‌شناسی منطقه دهبید-بوانات با ساختاری از سازندهای نواری، با راستای شمال غربی-جنوب شرقی ($N 120^{\circ}-130^{\circ}$) که همان راستای اصلی زاگرس است، مشخص می‌شود (شکل ۲).

فعالیت این کافت درون قاره‌ای، آغازی بر تشکیل و گسترش اقیانوس نئوتتیس بوده که تا تریاس میانی-تریاس پسین ادامه یافته است. پس از شروع فروورانش طی تریاس میانی تا اوایل ژوراسیک [۵، ۱۳]، فعالیت ماگمایی آهکی قلیایی، در ارتباط با قوس [۱۴-۱۶] یا مربوط به گسترش و شکاف قاره‌ای [۱۷]، تا اواسط و اواخر ژوراسیک ($165 \pm 5 Ma$) به طول انجامیده است و به سمت شمال پهنه سسندج-سیرجان جوانتر



شکل ۲ الف) ساختارهای نواری با راستای شمال غربی-جنوب شرقی در منطقه کوه سفید بوانات و ب) منطقه دهبید، مجموعه‌های هنشک-گوشتی و حسن‌آباد، برگرفته از مراجع [۶، ۸].

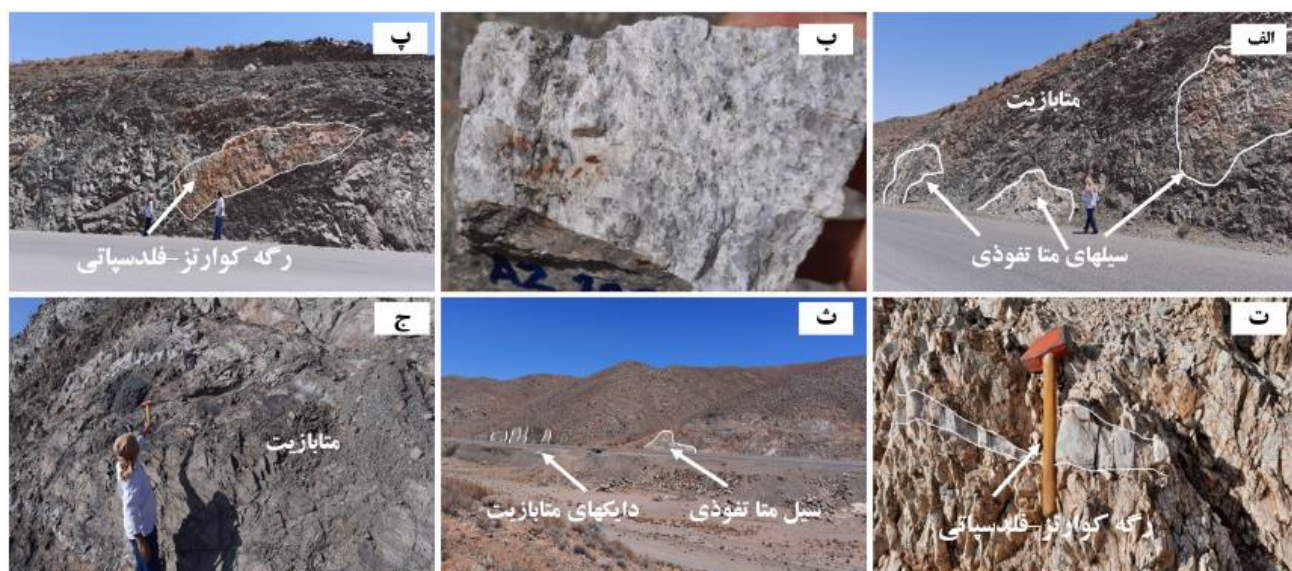
فازهای دگرگونی دستخوش تغییراتی شده است و به صورت آمفیبولیت، شلیست و ارتوگنایس دیده می‌شود [۶، ۲۳]. آمفیبولیت‌ها به احتمال بسیار از ذوب بخشی کم گوشته سنگ کره زیرقاره‌ای ناشی شده‌اند [۲۴]. سنگ‌های ارتوگنایس کوه سفید وابسته به کامبرین هستند [۲۵].

روابط صحرایی و سنگ‌شناسی

با در نظر گرفتن ارتباط‌های سنگ‌شناسی مجموعه‌های سنگی آذرین، دگرگونی و رسوبی، می‌توان آنها را از نظر مکانی در دو منطقه دهبید و بوانات و سنگ‌های ماگمایی آنها را به پیش و پس از کوهزایی پالئوسیمین تقسیم نمود.

مجموعه ماگمایی و دگرگونی منطقه دهبید: سنگ‌های ماگمایی مربوط به پیش از کوهزایی پالئوسیمین شامل سنگ‌های دگرگون شده رنگ روشن همراه با رگه‌های کوارتز-فلدسپاتی در مجموعه هنشک-گوشتی و سنگ‌های بازیک دگرگون شده در هر دو مجموعه هنشک-گوشتی و حسن‌آباد هستند. سنگ‌های دگرگون شده رنگ روشن تنها به صورت سیل در مجموعه هنشک-گوشتی بیرون‌زدگی دارند (شکل ۳ الف). این سنگ‌ها کوارتز-فلدسپاتی با رنگ سفید تا سبز و دارای ساختار چشمی هستند (شکل ۳ ب).

ویژگی اصلی، زمین‌ساخت پیچیده‌ای است که در آن سامانه‌های گسلی (عادی یا معکوس) و گسل‌های لغزشی، منطقه را به نوارهای متعدد تقسیم کرده‌اند [۱]. منطقه دهبید در بخشی از دوران پالئوزوئیک و پیش از فاز کوهزایی سیمین اولیه، به عنوان یک حوضه درون قاره‌ای گسلی کم‌تکامل با فعالیت ماگمایی قلیایی، در نظر گرفته می‌شود. این منطقه ادامه شکاف اسفندقه بوده که به احتمال بسیار تکامل یافته‌تر بوده است (فعالیت ماگمایی تولییتی و دگرگونی ایستا از نوع اقیانوسی) [۶]. مجموعه ماگمایی- دگرگونی توتک بعنوان بخشی از کمربند بوانات در کمربند دگرگونی فشار بالا - دما پایین پهنه سندانج سیرجان واقع است. مجموعه توتک از شلیست‌ها، مرمرها، گنیس گرانیته، متاگرانیتوئید، متاآپلیت، گرانیته، آمفیبولیت‌ها و متادولریت با سن‌ها و درجه‌های دگرگونی و دگرشکلی متفاوت تشکیل شده است [۲۰]. عمده-ترین فعالیت ماگمازایی در زمان تریاس، سنگ‌های آتشفشانی از نوع ریولیت و توف‌های وابسته هستند که به ویژه در نواحی دهبید برونزد دارند [۶، ۲۱، ۲۲]. مجموعه ماگمایی-دگرگونی کوه سفید در جنوب‌شرق شهرستان بوانات به صورت تاقدیسی دربردارنده انواع سنگ‌های رسوبی و ماگمایی بوده که طی



شکل ۳ الف) سیل‌های نفوذی دگرگونه رنگ روشن درون متابازیت‌های منطقه هنشک-گوشتی (دید به سمت شرق). ب) بافت پیدابلور برآمده از بلورهای کوارتز، فلدسپات و بیوتیت در نمونه نفوذی‌های دگرگونه. پ) رگه‌های کوارتز-فلدسپاتی در اندازه متری در سنگ‌های بازیک دگرگونه منطقه هنشک-گوشتی. ت) رگه کوارتز-فلدسپاتی در اندازه سانتیمتری در سنگ‌های فلسی. ث) رخنمون سیل فلسی و دایک‌های متابازیت در منطقه هنشک-گوشتی (دید به سمت شمال غرب). ج) سنگ‌های توده‌ای متابازیت در منطقه هنشک-گوشتی.

تنش‌آوار شدید مربوط به شکستگی‌های گسترده که به پایه مجموعه اثر گذاشته در برخی نقاط منجر به میلونیتی شدن این سنگ‌ها شده است. رگه‌های کوارتز-فلدسپاتی به صورت رگه‌های کوچک و بزرگ با ضخامت‌های سانتیمتری تا متری که دچار چین‌خوردگی شده‌اند (شکل‌های ۳ پ و ت)، در مجموعه هنشک-گوشتی و در سنگ‌های دگرگونی بازیک و فلسیک بیرون‌زدگی دارند. این رگه‌ها اغلب دارای همبری کوارتز-فلدسپات و به مقدار کم بیوتیت و کلریت هستند. سنگ‌های بازیک دگرگون شده در مجموعه حسن‌آباد گسترش کمی دارند و پراکنده هستند، در حالی که در مجموعه هنشک-گوشتی به طور گسترده‌ای وجود دارند این سنگ‌ها به صورت دایک یا سیل (شاخه‌های یک ژرف سنگ زیرین) شکل گرفته‌اند (شکل ۳ ث). آنها به صورت یکدست، بدون شیبستواری، و تا حدی شکسته شده به رنگ سبز تیره (شکل ۳ ج)، دارای رخساره نیمه آتشفشانی با ساختار دولریتی، به صورت دایک و سیل‌های فراوان، در میان نهشته‌های آتشفشانی-آواری قرار دارند. در منطقه دهبید دو مجموعه از سنگ‌های آتشفشانی وجود دارند که وابسته به زمان‌های پیش و پس از کوهزایی پالئوسیمین هستند. سنگ‌های بازیک و فلسیک که بعد طی فرایندهای دگرگونی تبدیل به شیبست، آمفیبولیت و گنیس شده‌اند، مربوط به پیش از فاز کوهزایی پالئوسیمین هستند.

مجموعه ماگمایی و دگرگونی منطقه بوانات (کوه سفید): مجموعه کوه‌سفید به شکل تاق‌دیس بوده و چهار واحد زمین‌شناسی در آن قابل تشخیص است: (۱) یک مجموعه با ترکیب بیشتر کربناتی شامل سه بخش اصلی الف- بخشی که بیشتر از مرمرهای سفید (آهک‌های پرمین) تشکیل شده است، ب- بخشی شامل مرمر، شیبست و آمفیبولیت و پ- بخشی شامل مرمر و شیبست سبز است، (۲) میکاشیست‌های سیاه، (۳) اُرتوگنیس بُن‌دونو و (۴) گرانیت بُن‌دونو مربوط به زمان پس از کوهزایی پالئوسیمین (شکل‌های ۴ الف و ب). لایه اصلی، مرمرهای سفید توده‌ای بسیار خالص با رنگ کرم تا زرد روشن با دانه‌های بسیار ریز و درهم‌تنیده است. به طور فرعی، بلورهای ترمولیت، لکه‌های بیوتیت و کلریت نیز دیده می‌شود (شکل ۴ ب). لایه مرمر، میکاشیست و آمفیبولیت پایه مجموعه کربناتی در دامنه شمالی چین‌خوردگی را تشکیل می‌دهد. میکاشیست-ها در این لایه غالب و همراه با لایه‌های مرمر و آمفیبولیت هستند (شکل ۴ ت). تماس این لایه با مرمر تدریجی و همراه با لایه‌های نازک آمفیبولیت و مرمر با نواربندی خاکستری و سفید

است. میکاشیست‌های دربردارنده بیوتیت، به صورت لایه‌های نازک دیده می‌شوند و شیبستواری در آنها ضعیف است. آمفیبولیت‌های سبز تیره غنی از بیوتیت یک لایه شاخص هستند که در دامنه جنوبی در تماس با مرمرها (حدود ۱۰ متر) یافت می‌شوند. بر خلاف دامنه شمالی، در اینجا لایه‌های متناوب مرمر و میکاشیست وجود ندارد. میکاشیست‌های سیاه که پایه مجموعه را تشکیل می‌دهند، در قلب کوه سفید یافت می‌شود. این مجموعه از توالی میکاشیست‌هایی تشکیل شده است که همگنی قابل توجه و حتی یکنواختی کامل را نشان می‌دهند. در برخی رخنمون‌ها (در مسیر غرب چشمه دوچنار)، شیبستواری وجود دارد که باعث ایجاد ورقه‌های بزرگ و مسطح شده است و نتیجه برهمکنش دو شیبستواری است (شکل ۴ ث). در قلب کوه سفید (تنگه بُن‌دونو)، توده‌ای از گرانیت گنیسی دیده می‌شود. تماس توده با میکاشیست‌ها، بسیار آشکار و هم‌ساز است. نبود هرگونه منطقه‌گذار، نبود میگماتیت‌ها و بخش‌های روشن و وجود رگه‌های آپلیتی که سنگ‌های پیرامونی را قطع می‌کنند، نشان می‌دهد که این توده گرچه دچار دگرگونی‌های بعدی شده اما یک توده نفوذی است. به احتمال بسیار شکل کلی توده و رخساره‌های جهت‌دار (به ویژه کناره‌ها) تا حدی خاستگاه هم‌زمان با زمین‌ساخت را نشان می‌دهد. از سوی دیگر، هیچ نشانه‌ای از هاله دگرگونی تماسی که دچار دگرگونی‌های بعدی شده باشد، دیده نمی‌شود. درون گنیس، درون‌بوم‌های میکاشیستی (شکل ۴ ج) و لایه‌های ضخیم کوارتز و فلدسپاتی (شکل ۴ چ)، که توسط یک برگواری ناپیوسته بیوتیت، به صورت بادامی شکل و گاهی به صورت رخساره‌های چشمی (چشم‌های فلدسپات قلیایی سانتی‌متری) جدا شده‌اند، دیده می‌شود (شکل ۴ ح). پدیده جالبی که در بعضی از رگه‌های پگماتیتی به چشم می‌خورد، وجود کوارتزهای درشت زرد مایل به قهوه‌ای بوده که نشان دهنده وجود آهن همراه با تبلور کوارتزها است (شکل ۴ خ).

روش بررسی

به منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی، مناطق یاد شده طی پیمایش‌های صحرایی و با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، برای دسترسی به واحدهای سنگی رخنمون یافته، از نظر روابط و شواهد صحرایی، بررسی شدند و تعداد ۲۵۰ نمونه از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی از هر سه مجموعه سنگی برداشت شد. سپس، تعداد ۹۰ مقطع نازک از نمونه‌هایی با کمترین میزان هوازدگی، برای بررسی دقیق‌تر تهیه گردید.



شکل ۴ (الف و ب) موقعیت توده‌های سنگی در تنگه بُن‌دونو کوه سفید بوانات (دید به سمت شمال). (پ) نمونه دستی مرمر همراه با نوارهای متا بازیت کوه سفید. (ت) موقعیت مرمرها همراه با لایه‌های آمفیبولیت و توده‌های آمفیبولیت و شیست سبز در تنگه بن‌دونو. (دید به سمت شمال-غرب) (ث) میکاشیست‌های سیاه در کنار کوارتزهای زرد پگماتیته در چشمه دوچنار تنگه بن‌دونو. (ج) درون‌بوم‌های شیستی درون ارتوگنیس کوه سفید. (چ) رگه کوارتز-فلدسپاتی درون ارتوگنیس‌های بن‌دونو کوه سفید بوانات. (ح) ساختار چشمی از چشم‌های فلسی و زمینه مافیک در ارتوگنیس بن‌دونو. (خ) کوارتز زرد پگماتیته در ارتوگنیس کوه سفید.

سنگ‌نگاری

متا نفوذی‌های رنگ روشن مجموعه‌های هُنشک-گوشتی گروه کوچکی از سنگ‌های درشت دانه با رنگ روشن (سبز تا سفید) را که در دو سیل بزرگ در مجموعه هُنشک-گوشتی رخنمون دارند را دربرمی‌گیرند و شامل: سنگ‌هایی هستند که در ادامه توصیف می‌شوند.

متاکوارتزگابروها و متاکوارتز دیوریت‌ها (کوارتز ۵ تا ۱۰ درصد): ساختار دانه شکفتی آنها با فنوبلاست‌های اپیدوت و پلاژیوکلاز مشخص می‌شود (شکل ۵ الف). بین این فنوبلاست‌ها، زمینه با یک موزائیک کوارتز و آلبیتی با کلریت، سریسیت، کلینوزوئزیت، اپیدوت و همتایت به صورت دانه‌های کوچک دیده می‌شود (شکل‌های ۵ ت و ث). آمفیبول از نوع هورنبلند سبز بوده که به کلریت منیزین یا فرومنیزین همراه با

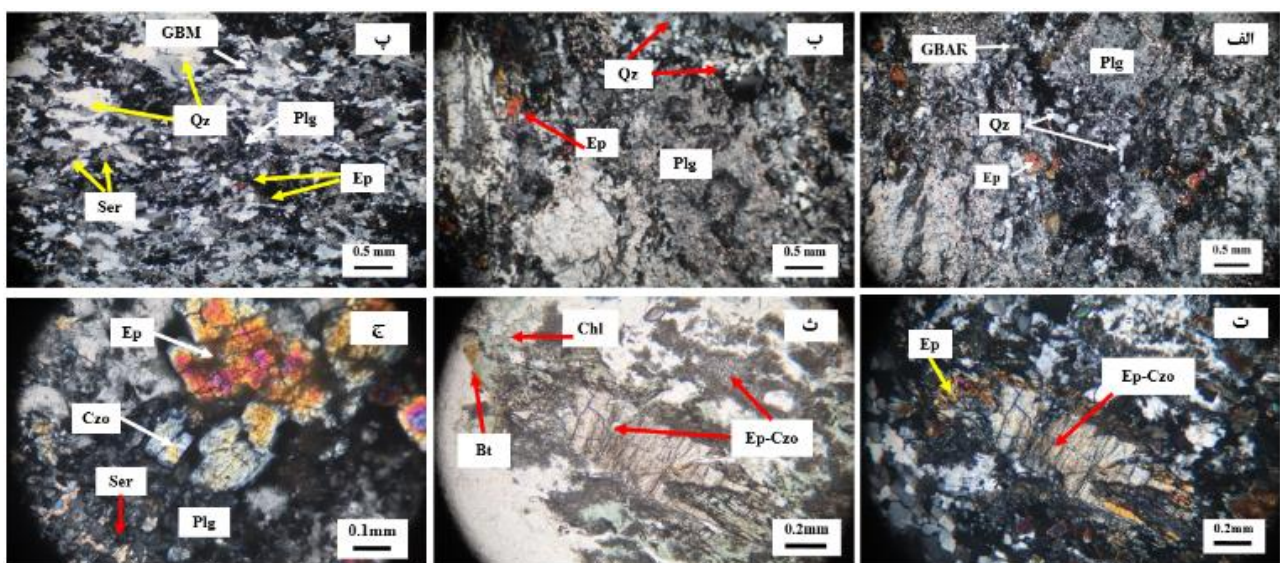
کلینوزوئزیت، کمی کلسیت و اسفن و گاهی اکتینولیت تغییر یافته است. فنوبلاست‌های بزرگ اپیدوت با هورنبلند در ارتباط هستند (شکل‌های ۵ ت و ث). آلبیت، همراه با کلینوزوئزیت (گاهی در مقادیر زیاد) برآمده از تجزیه پلاژیوکلاز اولیه کاملاً کلسیمی و دارای تکه‌های ریز سریسیت (شکل ۵ ج)، پلاژیوکلازهای کلسیمی به مرور به پلاژیوکلاز با کلسیم کم ± کلینوزوئزیت ± آلبیت تبدیل می‌شوند. تغییر پس از دگرگونی منجر به سریسیتی شدن قابل توجه و تبلور کوارتز، کلینوزوئزیت و کلسیت می‌شود. کوارتز در زمینه دارای اتصال-های سه‌گانه با زاویه ۱۲۰ درجه (ریز ساختار GBAR) است و حدود ۵ تا ۱۰ درصد از کل کانی‌ها را تشکیل می‌دهد (شکل ۵ الف).

زمینه، بیشتر کوارتز-آلبیتی با کلریت، هماتیت و میکای سفید است (شکل ۵ ب).

متاگرانیت‌ها (مقدار کوارتز ۴۵٪): این نوع سنگ تشابه زیادی با متاکوارتز گابروهای پیشین دارد، اما مقدار سیلیس آنها بسیار زیاد است و کوارتز غالب می‌شود. بر خلاف متاکوارتز گابروها و متاکوارتز دیوریت‌ها، متاگرانودیوریت‌ها و متاگرانیت‌ها یک توالی کانی‌شناسی یکسان دارند: فلدسپار به صورت پلاژیوکلاز ← آلبیت (± کلسیت) ± سریسیت، فلدسپار به صورت فلدسپار قلیایی ← سریسیت ± کوارتز و کانی‌های فرومنیزین ← کلریت + میکای سفید + هماتیت + اپیدوت.

کانی کوارتز به صورت آمیبی و بی‌شکل دارای خاموشی موجی (undulose extinction) به صورت کشیده که بیان‌کننده تنش جهت‌دار است حدود ۴۵ درصد از حجم کانی‌ها را تشکیل می‌دهد (شکل ۵ پ). از جمله ریزساختارهای باز تبلور پویا در کانی‌های کوارتز، مهاجرت مرزدانه (GBM) است (شکل ۵ پ).

متاگرانودیوریت‌ها (مقدار کوارتز بیش از ۲۰ درصد): ساختار آنها دانه شکفتی است، بافت گنیسی آنها تا حدی مشخص است، فنوبلاست‌ها در معرض کشش قابل‌توجهی هستند و کلسیت می‌تواند در پایان مراحل به سنگ حمله کند. فنوبلاست‌ها از بلورهای بزرگ باز تبلور از آلبیت با ماکل دوقلویی همراه با کمی کلسیت و سریسیت تشکیل شده‌اند، اما برخی از بلورها گاهی به دلیل سریسیتی‌شدن همراه با کمی کوارتز به طور کامل ناپدید می‌شوند. این ارتباط می‌تواند با تغییر یک فلدسپات پتاسیم همخوانی داشته یا سریسیتی‌شدن بر نواحی ویژه‌ای از پلاژیوکلازها بیشتر از بقیه اثر داشته باشد. کلریت و میکای سفید در ارتباط با لامل‌های بزرگ به صورت دسته‌هایی انعطاف‌پذیر (بیوتیت شبه ریخت) بین فنوبلاست‌های پیشین و در زمینه، مرتب شده‌اند. کلریت می‌تواند اکسید شود و دانه‌های متعددی از کانی‌های کدر را در شکاف‌های خود بر جای گذارد.



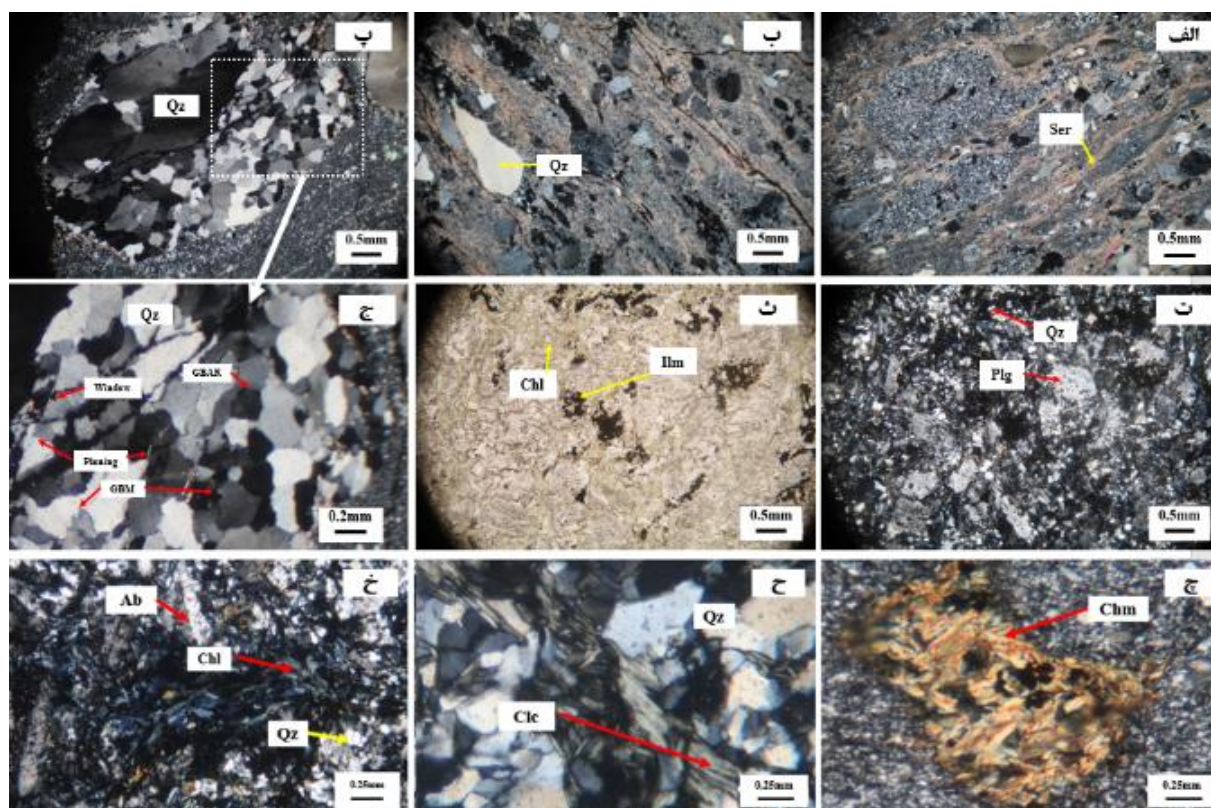
شکل ۵ الف) بافت دانه شکفتی و کانی‌های اپیدوت، پلاژیوکلاز، کوارتز و آمفیبول و ریز ساختار اتصال سه گانه با زاویه ۱۲۰ درجه (GBAR) در نمونه‌ای از متا گابرو منطقه هنشک-گوشتی (در نور قطبیده متقاطع، XPL). **ب)** بافت دانه شکفتی و کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و اپیدوت در نمونه‌ای از متاگرانودیوریت منطقه هنشک-گوشتی (XPL). **پ)** بافت گنیسی و کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، اپیدوت و سریسیت و ریز ساختار مهاجرت مرزدانه در کانی کوارتز در متاگرانیت منطقه هنشک-گوشتی (XPL). **ت و ث)** کانی اپیدوت-کلینوزوئیت، کلریت و بیوتیت در متا گابرو منطقه هنشک-گوشتی در نور XPL و در نور قطبیده صفحه ای (PPL). **ج)** کانی اپیدوت و کلینوزوئیت در متا کوارتز گابرو منطقه هنشک-گوشتی (XPL). نشانه‌های اختصاری (Bt=بیوتیت، Chl=کلریت، Czo=کلینوزوئیت، Ep=اپیدوت، OpX=ارتوپیروکسن، Plg=پلاژیوکلاز، Qz=کوارتز، Ser=سریسیت). بر گرفته از مرجع [۲۶] هستند.

نظر می‌رسد که دگرنهادی ویژه‌ای در مقیاس کانی، طی ناپایداری آن صورت گرفته باشد. کوارتز، هم در زمینه، به صورت باز تبلور و ریز بلور، گاهی برگوارگی کمی را نشان می‌دهد و هم به صورت درشت بلور و واکوئلی با مرزهای آمیبی دیده می‌شود (شکل ۶ پ). در دانه‌های کوارتز خاموشی موجی، اتصال‌های سه‌گانه (GBAR) و همچنین ریزساختار مهاجرت مرز دانه‌ها (GBM) دیده می‌شود. ساختار مهاجرت مرز دانه سنجاق شده (Pinning) و ریزساختار مهاجرت مرز دانه پنجره‌ای در کانی‌های کوچکی چون میکاها، یکی دیگر از مشخصه‌های باز تبلور پویا در سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه است (شکل ۶ ج).

آتشفشانی‌های دگرگونه (مجموعه‌های هنشک-گوشتی، حسن آباد و کوه سفید)

آتشفشانی‌های دگرگونه اسیدی: کانی‌شناسی آتشفشانی‌های دگرگونه اسیدی منطقه هنشک-گوشتی و حسن آباد متنوع نیست (شکل‌های ۶ الف و ب) ترکیب کانی‌شناسی شامل کوارتز+آلبیت+میکای سفید±کلیت ±کلسیت±اسفن±انواع کانی‌های کدر±زیرکن±آپاتیت است.

آتشفشانی‌های دگرگونه اسیدی کوه سفید رخساره‌های تا حدی متفاوت از آتشفشانی‌های دگرگونه مجموعه‌های هنشک-گوشتی و حسن آباد نشان می‌دهند (شکل ۶ پ). شبه ریخت‌های پلاژیوکلازها ممکن است تا حدی یا به طور کامل از لامل‌های بزرگ میکای سفید تشکیل شده باشند. از این رو به



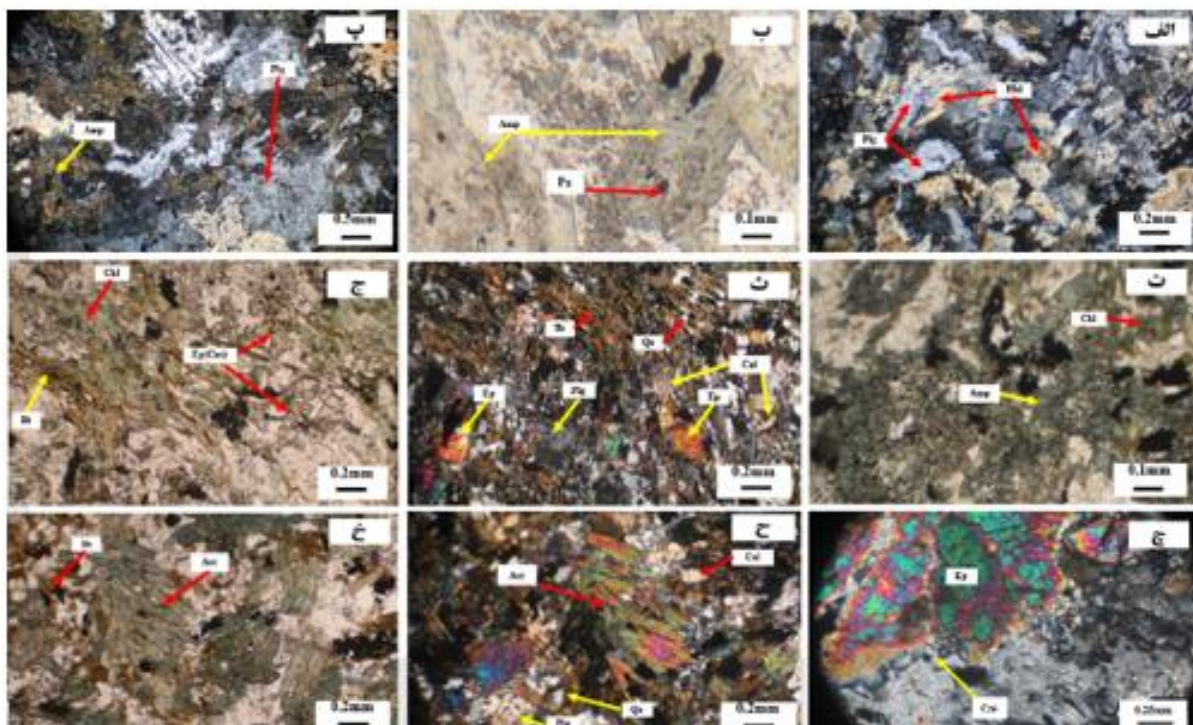
شکل ۶ الف) بافت شکفته بلوری و باز تبلور و رشد نوارهای سریسیت و جهت یافتگی آنها در نمونه‌ای از متاریولیت منطقه هنشک-گوشتی (XPL). ب) بافت نوارهای کانی‌های فلسیک کوارتز و سریسیت در نمونه متاریولیت منطقه حسن آباد (XPL). پ) واکوئل‌های کوارتزهای باز تبلور پویا در نمونه متاریولیت منطقه کوه سفید. ت و ث) کانی‌های کلیت و کوارتزهای ریز دانه در زمینه و شبه ریخت‌های پلاژیوکلاز با لبه‌های گرد شده در کنار کانی ایلمنیت‌های اسکلتی و مگنتیت در نمونه‌ای از آتشفشانی‌های دگرگونه حدواسط منطقه هنشک-گوشتی (XPL). ج) ریزساختار مهاجرت مرز دانه (GBM) و اتصال‌های سه‌گانه (GBAR)، ریزساختار مهاجرت مرز سنجاق شده، ریز ساختار پنجره در متاریولیت کوه سفید (XPL). چ) کانی شاموزیت، کلیت غنی از آهن در نمونه آتشفشانی‌های دگرگونه اسیدی منطقه هنشک-گوشتی (XPL). ح) کانی کلینوکلر، کلیت غنی از منیزیم در نمونه‌ای از آتشفشانی دگرگونه منطقه هنشک-گوشتی (XPL). خ) کانی کلیت منیزیم و آهن دار (FeMg) در نمونه‌ای از آتشفشانی دگرگونه منطقه هنشک-گوشتی. (Ab) آلبیت، (Chl) کلیت، (Chm) شاموزیت، (Clc) کلینوکلر، (Cal) کلسیت، (Ilm) ایلمنیت، (Mgs) مگنتیت، (Plg) پلاژیوکلاز، (Qz) کوارتز.

کلریت‌های Fe یا FeMg غنی از آهن (شاموزیت Chamosite) با چندرنگی متوسط تا شدید، تهرنگ قطبش شراب قرمز تا مسی قهوه‌ای (شکل ۶ چ)، (۲) کلریت‌های Mg یا MgFe غنی از منیزیم (کلینوکلر Clinochlore) با چندرنگی کم یا بسیار کم رنگ. رنگ‌های تداخلی خاکستری، خاکستری مایل به قهوه‌ای یا خاکستری مایل به سبز (شکل ۶ ح). (۳) کلریت‌های MgFe، با ویژگی‌های میانی، چندرنگی متوسط، رنگ‌های تداخلی آبی تا آبی‌ارغوانی [۲۹] (شکل ۶ خ).

نفوذی‌های دگرگونه بازیک مناطق هنشک-گوشتی، حسن‌آباد و کوه سفید

متابازیت‌های رایج (آمفیبولیت): این گروه در هر سه مجموعه دیده می‌شود، از این رو از این نام استفاده شده است. پلاژیوکلاز ثانویه به صورت تیغه‌های خودشکل تا نیمه خودشکل (کمتر از ۲ میلی‌متر) به شدت در هم تنیده شده‌اند و می‌توانند تا ۶۰ درصد حجم کل سنگ را تشکیل دهند (شکل ۷ الف).

آتشفشانی‌های دگرگونه حدواسط: این سنگ‌ها در مجموعه هنشک-گوشتی دیده می‌شوند. بقایای کانیایی اولیه ماگمایی نادر است و به ویژه کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول‌ها) و پلاژیوکلاز اولیه اغلب وجود ندارد (شکل‌های ۶ ت و ث). از این رو به نظر می‌رسد که تبدیل کانی‌های هورنبلند سبز-کلریت ± آل بیت ± اپیدوت ± کلسیت و بیوتیت ← کلریت صورت گرفته باشد. ایلمنیت اغلب به شکل اسکلتی تبلور ماگمایی را نشان می‌دهد [۲۷] (شکل ۶ ث). هورنبلند سبز اغلب به صورت شکفته بلورهای کوچک جدا شده در زمینه وجود دارد و به دو صورت تجزیه شده (۱) لبه‌های تجزیه شده به سوزن‌های ظریف اکتینولیت و (۲) شکفته بلورهایی با ویژگی‌های متغیر شامل کلریت، کلسیت یا کلینوزوئزیت با زمینه آل‌بیتی بینابینی دیده می‌شود (شکل ۶ ث). وجود کلریت اصولی است و تا ۵۰ درصد کانی‌ها را در رخساره‌های فقط کلریتی تشکیل می‌دهد. بر پایه ویژگی‌های نوری، انواع کلریت‌ها دیده می‌شود [۲۸]: (۱)



شکل ۷ الف) کانی پلاژیوکلاز و هورنبلند در متابازیت‌های رایج (XPL). (ب) آثار باقی‌مانده از کانی پیروکسن درون کانی هورنبلند در متابازیت‌های رایج (PPL). (پ) کانی آمفیبول با چندرنگی سبز-آبی و کانی کلریت در متابازیت‌های با ساختار درشت (PPL). (ت) کانی‌های کلریت و آمفیبول سبز-آبی در متابازیت‌هایی با ساختار درشت (XPL). (ث و ج) کانی‌های بیوتیت، کلریت، و اپیدوت‌های پورفیری در متابازیت‌های شکفته بلوری بی‌مانند در XPL و PPL. (چ) رشد کانی اپیدوت توسط کلینوزوئزیت‌های لبه‌ای برآمده از دگرگونی پسروده، در متابازیت‌هایی با ساختار شکفته بلوری بی‌مانند (XPL). (ح و خ) شکفته بلورهای اکتینولیت دسته‌جاری با چند رنگی سبز-آبی برآمده از دگرگونی پسروده در کنار کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، کلسیت و بیوتیت در نمونه‌ای از متابازیت‌های قدیمی در XPL و PPL. (Act=اکتینولیت، Amp=آمفیبول، Czo=کلینوزوئزیت، Bt=بیوتیت، Cal=کلسیت، Chl=کلریت، Ep=اپیدوت، Hbl=هورنبلند، Plg=پلاژیوکلاز، Qz=کوارتز).

آرتوگنسیس کوه سفید (آرتوگنسیس بُن‌دونو)

آرتوگنسیس بُن‌دونو با ساختار دانه نخ شکفتی و برگوارگی قابل توجه ناشی از نوارهایی از میکا، ترکیب کانی‌شناسی همگنی دارد (شکل‌های ۸ الف و ب). همبری کانی‌شناسی شامل کوارتز+بیوتیت+کلریت+مسکوویت+پلاژیوکلاز+فلدسپار قلیایی + آپاتیت+اپیدوت+اسفن+روتیل+هماتیت+مگنتیت است.

کوارتز غالب است و ۴۰ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی به صورت دانه‌های بی‌شکل بزرگ و کشیده با لبه‌های دنداندار همراه با فنوبلاست‌های فلدسپات و همچنین به صورت بلورهای کوچکتر بازتبلور یافته با بخیه‌های دنداندار دیده می‌شود (شکل ۸ پ). چنین بخیه‌هایی با تغییر شکل‌های جزئی در پی باز تبلور کانی‌ها در ارتباط هستند [۳۰] کوارتز گاهی همراه با فلدسپات، بافت میرمیکیتی را نشان می‌دهد. بررسی ریزساختارهای موجود در کانی کوارتز بازتبلور پویا، مهاجرت مرز برآمده (BLG) و ریزساختار چرخش زیردانه (SGR) را نشان می‌دهد (شکل ۸ پ). فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز به نسبت‌های متغیر بسته به شیمی سنگ وجود دارند. پلاژیوکلاز در اصل کلسیمی نبوده (با توجه به نوع دگرسانی) و ممکن است با پلاژیوکلاز ماگمایی همخوانی داشته باشد که طی دگرگونی پایدار مانده است. نمونه‌هایی با فلدسپات پتاسیم بافت پرتیتی را نشان می‌دهند (شکل ۸ الف). فلدسپار پتاسیم، میکروکلین با ماکل مشبک (شکل ۸ ج) و کم و بیش تغییر شکل یافته گاهی بافت پرتیتی را نشان می‌دهد. برخی از لبه‌های بلورهای فلدسپار (پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی) با بلورهای بیوتیت و میکای سفید محدود می‌شوند که ناشی از مهاجرت مرز دانه پنجره‌ای به سمت کانی میکاست و ریزساختار مرز دانه سنجاق شده را به وجود می‌آورند (شکل ۸ ح). بیوتیت به دو صورت وجود دارد؛ در لبه بلورهای بزرگ که به طور نامنظم در زمینه پراکنده شده‌اند یک بیوتیت قهوه‌ای شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن و روتیل است (شکل‌های ۸ ث و ج) و به احتمال بسیار از نظر رخساره به همبری ماگمایی وابسته است. در برخی نمونه‌ها، بیوتیت‌ها دارای سوزن‌های متقاطع روتیل با زاویه حدود ۶۰ درجه در سطح خود هستند که ایجاد بافت شاژنیتی (Sagenitie) کرده‌اند (شکل ۸ ت). بیوتیت در بعضی از نمونه‌ها دارای چندرنگی سبز است (شکل ۸ خ). کلریت بسیار نادر است و کلریت فرومنیزین غنی از آهن است که هم بیوتیت ماگمایی و هم بیوتیت نو تشکیل شده را

در فضا‌های بین دانه‌ای، کانی‌های ماگمایی به طور کامل باز تبلور یافته‌اند. ایلمنیت اسکلتی یک کانی باقیمانده از همبرزایی ماگمایی است [۲۷] که فضا‌های بین کانی‌ها را پر می‌کند. آمفیبول سبز-آبی شکفته بلوری که می‌تواند ساختار شکفته بلور را برجسته کند. بقایای پیروکسن درون آمفیبول تا حدی مشخص است و به نظر می‌رسد که پیروکسن به آمفیبول قهوه-ای و سپس به آمفیبول سبز تبدیل شده است (شکل ۷ ب).

متابازیت‌هایی با ساختار درشت: گروه دوم از سنگ‌ها در مجموعه-های حسن‌آباد و کوه سفید رخنمون دارند و محیط کمتر هیپوآتشفشانی را نشان می‌دهند (شکل ۷ پ). توالی‌های کانی-های دیده شده به طور خلاصه شامل کلریت±اکتینولیت±کلینوزوئیت±آلبیت±اسفن است.

متابازیت‌هایی با ساختار شکفته بلوری بی‌مانند (شیست سبز): این نوع سنگ مربوط به رخساره‌های شبه آتشفشانی در ارتباط با متادولریت‌های اولیه در مجموعه هنشک-گوشتی است. اپیدوت، همراه یا بی ارتباط با کلسیت، شکفته بلورهایی با اندازه متغیر تشکیل می‌دهد که به احتمال بسیار بلورهای پلاژیوکلاز کلسیمی قدیمی را شبه ریخت می‌کنند (شکل‌های ۷ ث و ج). اپیدوت خود در لبه، توسط دانه‌های کوچکی با همان طبیعت جذب می‌شود (شکل ۷ چ).

خلاصه توالی‌های کانیایی شامل -بیوتیت سبز-← کلریت، فرومنیزین‌های ماگمایی ← آمفیبول سبز، آمفیبول سبز ← کلریت±اکتینولیت±کلسیت±آلبیت±اپیدوت±اسفن، پلاژیوکلاز ← اپیدوت±کلسیت یا پلاژیوکلاز ← اپیدوت+آلبیت و زمینه ← اکتینولیت+کلریت+کلسیت+آلبیت+کلینوزوئیت+اپیدوت است.

متابازیت‌های قدیمی (آمفیبولیت): این نوع از سنگ‌ها در مجموعه هنشک-گوشتی و کوه سفید دیده می‌شود. بافت اصلی شکفته بلوری از کانی‌های هورنبلند با چند رنگی آبی مایل به سبز و تجزیه شده به اکتینولیت (شکل‌های ۷ ح و خ) است. خلاصه توالی‌های کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز کلسیمی ← کلینوزوئیت±اپیدوت±آلبیت، کانی‌های فرومنیزین ← آمفیبول، هورنبلند سبز ← کلریت±بیوتیت سبز±اکتینولیت، زمینه ← آلبیت+کوارتز±کلسیت±کلینوزوئیت±کلریت±بیوتیت سبز±اسفن است.

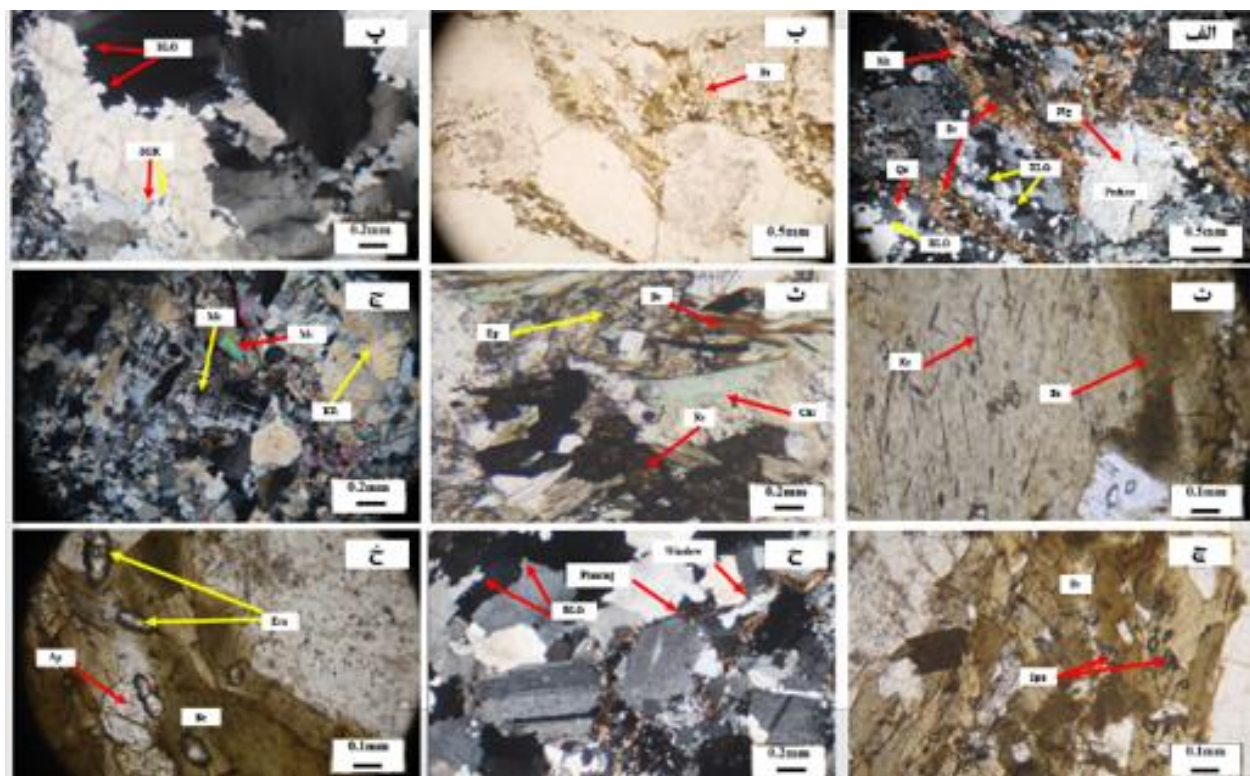
از ریزساختارهای دیده شده در کانی کوارتز زمینه، چند ضلعی‌های کوارتز با زاویه ۱۲۰ درجه (GBAR) هستند.

یک قطب بازیگرتر (کوارتزگابرو تا کوارتزدیوریت، کوارتز ۵ تا ۱۰ درصد) تا یک قطب اسیدی‌تر (گرانودیوریت، کوارتز بیش از ۲۰ درصد، تا گرانیت، کوارتز ۴۵ درصد) متغیر است از سوی دیگر، مقدار کوارتز آنها حتی در بازیگرترین سنگ‌ها نیز زیاد است. در متاکوارتزگابروها و متاکوارتزدیوریت‌ها، اتصال سه‌گانه در بلورهای کوارتز نشانگر فرآیند کاهش مساحت مرز دانه با تنظیم مرز دانه و رشد دانه است، که منجر به کاهش انرژی مرز دانه می‌شود. مرزهای دانه نامنظم تشکیل شده طی تغییر شکل و باز تبلور پویا به شکلی چند ضلعی تبدیل شده و برخی از دانه‌های کوچک حذف می‌شوند. این ریز ساختار (GBAR) بیانگر تغییر شکل مومسان بلورهای کوارتز در تنش و دمای بالا (۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد) است [۳۱].

تغییر می‌دهد. این کانی به ویژه در نزدیکی شکستگی‌ها قرار دارد و باید به یک تغییر در پی دگرگونی مربوط باشد. میکای سفید با بیوتیت باعث ایجاد برگوارگی شده و همچنین فلدسپار را تغییر می‌دهد. اپیدوت تقریباً وجود ندارد، با این حال نواحی نادری همراه با کلینوژنیت در سنگ‌های ویژه دیده شده است. هماتیت و مگنتیت گسترده نیستند و با بیوتیت ماگمایی که دارای زیرکن است، ارتباط ندارند. آپاتیت و اسفن به صورت بلورهای کوچک درون بیوتیت قرار دارند.

بحث و بررسی

نفوذی‌های دگرگونه روشن مجموعه‌های هنشک-گوشتی با ساختار اصلی دانه شکفتی و تمایل گنیسی و دستخوش دگرگونی، برگوارگی نمایانی را نشان می‌دهند. ترکیب آنها از



شکل ۸ الف و ب) بافت‌های دانه نخ شکفتی و پرتیتی در فلدسپارقلیایی و میکاهای نواری در ارتوگنیس کوه سفید در XPL و PPL. پ) ریز ساختار مهاجرت مرز برآمده (BLG) در کانی کوارتز ارتوگنیس (XPL). ت) بافت ساژنیتی برآمده از سوزن‌های روتیل درون بیوتیت (XPL). ث) کانی روتیل، اپیدوت، کلریت و بیوتیت در ارتوگنیس (PPL). ج) کانی میکروکلین، مسکوویت و فلدسپارقلیایی در ارتوگنیس (XPL). چ) کانی اسفن گوه‌ای درون بیوتیت ارتوگنیس (XPL). ح) ریز ساختار مهاجرت مرز دانه برآمده (BLG) و مهاجرت مرز دانه سنجاق شده و مهاجرت مرز دانه پنجره‌ای در دانه‌های کوارتز باز تبلور پویا (XPL). خ) بلورهای زیرکن و آپاتیت درون بیوتیت با چند رنگی سبز در ارتوگنیس (PPL). (Ap=آپاتیت، Bt=بیوتیت، Chl=کلریت، Ep=اپیدوت، Kfs=فلدسپار قلیایی، Mi=میکروکلین، Ms=مسکوویت، Plg=پلاژیوکلاز، Qz=کوارتز، Rt=روتیل، Spn=اسفن، Zrn=زیرکن).

در متاگرانیت‌ها مهاجرت مرز دانه (GBM) از جمله ریز-ساختارهای بازتبلور پویا در کانی‌های کوارتز است. در دمای به نسبت بالا (حدود 500°C)، تحرک مرز دانه تا حدی افزایش می‌یابد و مرزهای دانه می‌توانند از طریق کل بلورها جارو شوند تا نابجایی‌ها و به احتمال بسیار مرزهای زیر دانه را در فرآیندی به نام بازتبلور مهاجرت مرز دانه با دمای بالا (GBM) حذف کنند. [۳۲-۳۴] آتشفشانی‌های دگرگونه، که بیشتر با رسوب-های تخریبی دگرگون شده در ارتباط هستند، در مجموعه‌های هنشک-گوشتی و حسن‌آباد به مقدار زیاد و در مجموعه کوه سفید بسیار نادر هستند. در بیشتر موارد، بازتبلور دگرگونی، بافت‌های اصلی را به طور کامل محو کرده است و این آتشفشانی‌های دگرگونه به صورت شیبست‌های کلریتی ظاهر می‌شوند. حضور زیرکن در بیوتیت‌ها و کلریت‌های ماگمایی و حضور ایلمنیت اسکلتی نشانگر خاستگاه ماگمایی این آتشفشانی‌های دگرگونه است [۲۷]. در آتشفشانی‌های دگرگونه اسیدی، ساختار مهاجرت مرز دانه سنجاق شده و ریزساختار مهاجرت مرز دانه پنجره‌ای در کانی‌های کوچکی چون میکاها، از دیگر مشخصه‌های باز تبلور پویا در این سنگ‌ها هستند. این کانی‌ها در واقع مانع مهاجرت مرز دانه می‌شوند که منجر به ایجاد دانه‌ای ناهموار با اندازه کوچکتر می‌شود [۳۵]. در متابازیت‌ها، بر اساس ترکیب کانی‌شناسی و ساختاری چهارگروه از سنگ‌ها تعریف شده‌اند. در متابازیت‌های رایج (آمفیبولیت)، تنوع چند رنگی هورنبلند در راستای محور C، وابسته به دماست، در باز تبلور متابازیت‌ها، در دمای پایین (زیر رخساره اپیدوت -آمفیبولیت یا رخساره آمفیبولیت درجه پایین)، رنگ آمفیبول آبی مایل به سبز است. در دماهای بالاتر (رخساره آمفیبولیت)، رنگ سبز و سپس در دماهای بالاتر قهوه‌ای است [۳۶]. ظهور هورنبلند قهوه‌ای از پیروکسن در متابازیت‌های رایج باید به غنی‌سازی ماگما در مایع‌ها، در اواخر فاز ماگمایی مربوط باشد [۳۷]. در متابازیت‌های با ساختار درشت، با توجه به توالی کانی‌شناسی، دو همبری دگرگونی را می‌توان مطرح کرد: آل بیت + کلریت + اکتینولیت مشخصه رخساره شیبست سبز است. این کانی‌ها از تجزیه هورنبلند سبز به وجود آمده‌اند و نشان دهنده همبری کانی‌های اوایل دگرگونی است. با این

حال، در متادولریت‌ها، بقایای پلاژیوکلاز کلسیم (الیگوکلاز-آندزین) همراه با هورنبلند، نشان دهنده این است که همبری وابسته به ابتدای رخساره‌های آمفیبولیت است. در این مورد، ارتباط آل بیت + کلینوزوئزیت دیده شده در نفوذی‌های دگرگونه با تغییر کامل پلاژیوکلاز کلسیمی بیشتر با همبری اول همخوانی دارد. در متابازیت‌های با ساختار شکفته بلوری (شیست سبز)، اپیدوت، همراه یا بی ارتباط با کلسیت، شکفته بلورهایی با اندازه متغیر تشکیل می‌دهد که به احتمال بسیار بلورهای پلاژیوکلاز کلسیمی قدیمی را شبه ریخت می‌کنند. بازتبلور اپیدوت طی دگرگونی باعث می‌شود که اپیدوت در لبه، توسط دانه‌های کوچکی با همان طبیعت جذب شود. حضور کلریت در بیشتر متابازیت‌ها به دلیل گستردگی گستره پایداری کلریت است. کلریت از حدود 475°C درجه سانتی‌گراد و 2°C کیلوپار شروع به ناپدید شدن می‌کند و در 550°C درجه سانتی‌گراد و 2°C کیلوپار یا 575°C درجه سانتی‌گراد و 5°C کیلوپار به طور کامل با آمفیبول جایگزین می‌شود [۳۸] طبق واکنش کلریت + اکتینولیت + اپیدوت + کوارتز = هورنبلند + پلاژیوکلاز + کوارتز. در متابازیت‌های قدیمی (آمفیبولیت)، پلاژیوکلاز همراه با هورنبلند با چند رنگی آبی مایل به سبز، نشان‌دهنده رخساره اپیدوت -آمفیبولیت و یا آمفیبولیت درجه پایین است [۳۶]. تبدیل هورنبلند به اکتینولیت نشان‌دهنده دگرگونی پسروده و تبدیل شدن به رخساره شیبست سبز است. کلریت و بیوتیت سبز با اطمینان وابسته به همبری رخساره شیبست سبز هستند، آنها از آنجا که هورنبلند سبز را تغییر می‌دهند، غیرممکن نیست که همچنین از رخساره آمفیبولیت باشند، زیرا گاهی می‌توان تماس بین آمفیبول سبز-آبی و بیوتیت یا کلریت را مشاهده نمود. اما این تعادل ممکن است تنها به ناپایداری در رخساره‌های شیبست سبز، آمفیبول‌های سبز-آبی نخستین همبری مربوط باشد. همچنین چند ضلعی‌های کوارتز با زاویه 120° درجه (GBAR) بیانگر تعادل مرز دانه‌ای و رشد دانه‌ها در اثر کاهش انرژی مرز دانه‌ای در شرایط دگرگونی درجه متوسط هستند. در ارتوگنیس کوه سفید، فلدسپار پتاسیم، میکروکلین با ماکلهای مشبک نشان دهنده گرایش آشکار به سمت فلدسپات پتاسیم سه میل بوده که مربوط به پایداری در

شرایط دما و فشار ملایم (تا آغاز رخساره های آمفیبولیت) است، در حالی که برای شرایط شدیدتر، فلدسپار تک میل است (سه میل به سمت صفر می رود) [۳۹]. تشکیل سوزن‌های روتیل در بیوتیت‌های نمونه‌های ارتوگنیسی و تشکیل بافت سازئیتی می‌تواند ناشی از یک فاز دگرگونی جدیدتر باشد. بیوتیت سازئیتی طی فرایند شکست یک بیوتیت غنی از تیتانیوم و کلسیم (بیوتیت تشکیل شده در دمای بالا و Ti و Ca از بیوتیت با خاستگاه آذرین) به دست می‌آید و تبدیل آن به بیوتیت تهی از عناصر تیتانیوم و کلسیم طی دگرگونی است [۴۰]. بیوتیت در بعضی از نمونه‌ها دارای چندرنگی سبز است که این رنگ سبز باید به مقدار نسبت Ti و Fe^{+3} مربوط باشد [۴۲، ۴۱]. بیوتیت طیف گسترده‌ای از دما و فشار تا مقادیر بالا دارد و می‌تواند در درجه بسیار پایین ظاهر شود [۴۳]. در رخساره شایست سبز و آغاز رخساره آمفیبولیت، چند رنگی بیوتیت، سبز یا سبز روشن و در رخساره‌های بالاتر قهوه‌ای تا قرمز است [۳۶]. حضور مسکوویت در ارتوگنیس‌ها به این دلیل است که پایداری مسکوویت زیر منحنی کمترین نقطه ذوب گرانیات در فشار پایین قرار دارد و این منحنی را در حدود ۷۰۰ درجه سانتیگراد و ۱۵۰۰ اتمسفر فشار بخار آب قطع می‌کند. از این رو حضور مسکوویت در گرانیات‌ها بیانگر تبلور در فشار بخار آب، یا به بیان دیگر، عمق قابل ملاحظه است. برای توضیح حضور مسکوویت، همچنین می‌توان گفت که مسکوویت، پس از تبلور سنگ در اثر فرایندهای دگرگونی در آنها به وجود آمده است [۴۴].

برداشت

مجموعه‌های سنگی منطقه دهیید-بوانات، در کرانه شمال شرقی بخش جنوبی پهنه سهندج-سیرجان، شامل مجموعه‌های هنشک-گوشتی، حسن‌آباد و کوه سفید، به دلیل قرارگیری در نزدیکی گسل زاگرس، در معرض فازهای متعدد تغییر شکلی قرار گرفته‌اند که بر منطقه اثر داشته‌اند. سنگ‌های آذرین و دگرگونی اصلی مجموعه‌های سنگی منطقه شامل نفوذی‌های دگرگونی رنگ روشن (متاکوارتزگابروها و متاکوارتزادیوریت‌ها، متاکرانودیوریت‌ها و متاگرانیت‌ها)، آتشفشانی‌های دگرگونه (اسیدی و حدواسط)، نفوذی‌های دگرگونه بازیک (متابازیت-

هایی با ساختار درشت، متابازیت‌های رایج، سنگ‌های بازیک با بافت شکفته بلوری بی‌مانند و متابازیت‌های قدیمی) و ارتوگنیس بُن‌دونو که همه وابسته به پالئوزوئیک هستند؛ کوهزایی پالئوسیمرین بر همه این سنگ‌ها اثر گذاشته است [۶]. بررسی‌های سنگ‌شناسی و همبازایی کانی‌ها نشان می‌دهد که در متابازیت‌ها دو فاز دگرگونی رخ داده است: رخساره اپیدوت -آمفیبولیت و یا آمفیبولیت درجه پایین و همچنین تبدیل هورنبلند به اکتینولیت نشان‌دهنده دگرگونی پسروده و تبدیل شدن به رخساره شایست سبز است.

در منطقه دهیید، شواهد موجود در دانه‌های کوارتز وجود ریزساختارهای GBAR در نفوذی‌های دگرگونه بازیک رنگ روشن در مجموعه هنشک-گوشتی بیانگر تغییر شکل مومسان بلورهای کوارتز در تنش و دمای بالا (۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد) در حالت جامد است. در نفوذی‌های دگرگونه اسیدی رنگ روشن در منطقه هنشک-گوشتی، دانه‌های کوارتز، آمیبی و بی‌شکل هستند و کشیدگی جهت‌دار کانی‌های کوارتز و همچنین خاموشی موجی بیان‌کننده تنش جهت‌دار است. وجود ریزساختار مهاجرت مرز دانه (GBM) در دانه‌های کوارتز باز تبلور پویا بیانگر دمای به نسبت بالا (حدود ۵۰۰°C) و تا حدی افزایش حرکت مرز دانه و معادل رخساره شایست سبز در این سنگ‌هاست. حضور زیرکن در بیوتیت‌ها و کلریت‌های ماگمایی و حضور ایلمنیت اسکلتی از نشانه‌های خاستگاه ماگمایی آتشفشانی‌های دگرگونه است.

قدردانی

به این وسیله قدردانی و سپاس خود را از هیئت تحریریه محترم و داوران گرامی مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران برای بررسی دقیق مقاله ارائه نظرهای تخصصی ابراز می‌داریم.

مراجع

- [1] Pourkermani M., "Tectonic and microtectonic study in the Sanandaj-Sirjan range (Iran)", Its relationship with the Zagros accident (Eqolid region-Deh-Bid) Paris Sud Orsay cycle 3rd thesis (1977).
- [2] Wells A.J., "The "Crush Zone" of the Iranian Zagros Mountains, and its implications –

petrographique et structural”, these Doct. Etat, Univ, Grenoble (1974) 306 p.

[13] Davoudian A., Genser J., Neubauer F., Shabanian N., “*⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny*”, Gondwana Research, 37(2016) 216-240. DOI: [10.1016/j.gr.2016.05.013](https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.013)

[14] Hassanzadeh J., Wernicke B.P., “*The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions*”, 35 (3) (2016) 586-621

<https://doi.org/10.1002/2015TC003926>

[15] Sepahi A., Jafari S., Moazzen M., Shahbazi H., “*Study of mineral chemistry, thermobarometry and petrogenesis of migmatitic rocks of Hamedan area*”, Journal of Petrology, Iran, 33(2018a) 165-190 (in Persian).

Dio: [10.22108/ijp.2017.103130.1026](https://doi.org/10.22108/ijp.2017.103130.1026)

[16] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafae M., Ghorbani M., Sepahi A., Shang C., Vousoughi Abedini M., “*Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism*”, Journal of Asian Earth Sciences, 39(6) (2010) 668-683. doi: [10.1016/j.jseaes.2010.04.014](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014)

[17] Azizi H., Stern R., “*Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan Zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc*”, Terra Nova, 31(5) (2019) 415-423. DOI: [10.1007/s00531-005-0481-4](https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4)

[18] Hunziker D., Burg J.P., Bouilhol P., Von Quadt A., “*Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran*”, Tectonics 34 (2015) 571–593 DOI: [10.1002/2014TC003768](https://doi.org/10.1002/2014TC003768)

[19] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., “*Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation*”, International Journal of Earth Sciences, 94 (2005) 401-419. DOI: [10.1007/s00531-005-0481-4](https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4)

[20] Moradian E., Shabanian N., Davodian A., Azizi H., “*Mineral assemblage and metamorphic evolution of metasediments and metabasites in the*

Geol.Mag”, 106(5) (1969) 385–394. DOI: [10.1017/S0016756800058787](https://doi.org/10.1017/S0016756800058787)

[3] Falcon N.L., “*The geology of the north-East margin of the Arabian basement shield*”, sept, (1967) Adv Sci 24: 31–42.

[4] Stoneley R., “*Evolution of the continental margins. Bounding a former Southern Tethys-In “Geology of Continental Margins”*”, Springer-Verlag-New York, (1974) 873-887.

[5] Berberian M., King G.C.P., “*Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*”, Canadian Journal of Earth sciences 18 (1981) 210-265.

[6] Alric G., Virlogeus D., “*Petrography and Geochemistry study of metamorphic and magmatic in Dehbid-Bavanat Region*”, Report 21, Geological Survey of Iran (1977).

[7] Stöcklin J., “*Structural history and tectonics of Iran: a review*”, The American Association of petroleum Geologists Bulletin, USA, 52 (7) (1968) 1229-1258

[8] Houshmand-Zadeh A., Sheile M., Hamdi B., “*Explanatory text of the Eqlid Quadrangle map, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Ministry of Mines and Metals*”, Geological quadrangle No. G 10 (1990) scale 1: 25000.

[9] Berberian M., “*Three phases of metamorphism in Haji-Abad quadrangle (southern extremity of the Sanandaj-Sirjan structural Zone): A paleotectonic discussion. In: Berberian, M. (Ed.)*”, Geological Survey of Iran, Report 40, Tehran, Iran, (1977) 239-263.

[10] Sheikholeslami M. R., Pique A., Mobayen P., Sabzehei M., Bellon H., Emami M.H., “*Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj–Sirjan Zone, SW Iran)*”, J Asian Earth Sci 31(2008) 504–521 DOI: [10.1016/j.jseaes.2007.07.004](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.07.004)

[11] Rashid Nejad-Omran N., Hachem Emami M., Sabzehei M., Rastad E., Bellon H., Pique A., “*Lithostratigraphie et histoire paleozoique a Paleocene des complexes metamorphiques de la region de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran meridional)*”, 334 C.R. Geoscience, (2002) 1185-1191. DOI: [10.1016/S1631-0713\(02\)01861-8](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01861-8)

[12] Sabzehei M., “*Les melanges ophiolotiques de la region d’Esfandagheh (Iran Meridional) , etude*

- [30] Spry A., "Metamorphic textures Pergamon Press Oxford London", (1969). DOI: [10.1017/S0016756800055576](https://doi.org/10.1017/S0016756800055576)
- [31] Passchier C.W., Trouw R.A., "Microtectonics", Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany.(2005) doi: 10.1007/3-540-29359-0 .
- [32] Guillopé M., Poirier J.P., "Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study", J Geophys Res 84 (1979) 5557–5567 [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90102-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90102-8)
- [33] Urai J., Means W.D., Lister G.S., "Dynamic recrystallization of minerals, In: Heard HC, Hobbs BE (eds) Mineral and rock deformation: laboratory studies", the Paterson volume. Geophys Monogr 36 (1986)161-200, Am Geophys Union, Washington DCD DOI: [10.1029/GM036p0161](https://doi.org/10.1029/GM036p0161)
- [34] Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C", J Struct Geol 24 (2002)1861–1884 DOI: [10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4).
- [35] Fossen H., "Structural geology", Cambridge University Press.Cambridge,(2010) 463. DOI: [10.1017/CBO9780511777806](https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806)
- [36] Miyashiro A., "Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins", American Journal of Science, 274(1974) 321-355 DOI: [10.2475/ajs.274.4.321](https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321)
- [37] Lasserre J.L., Laverne C., "Le volcanisme tholéitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie", pétrographie et géochimie Thèse 3^e cycle - Grenoble.(1976)
- [38] Liou J.G., Kuniyoshi S., Ito K., "Experimental studies of the phase relations between green- schist and amphibolite in a basaltic system Am", J. Sci.; 274(1974) 613-632 DOI= [10.2475/ajs.274.6.613](https://doi.org/10.2475/ajs.274.6.613)
- [39] Mergoill J., "central français Caractères des feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Thèse doct, d'état Ann", Fac. Sci. Univer, Clermont; 42 (1970).
- [40] Shau Y. H., Yang H. Y., Peacor D. R., "On oriented titanite and rutile inclusions in sagenitic biotite", American Mineralogist, 76(7-8) (1991) 1205-1217.
- Tutak Complex, Southeastern Bavanat, Fars Province", Journal of Iranian Crystallography and Mineralogy, 31(1), (2023) 91-104 (in Persian).
- [21] Taraz H., "Geological de la region de Surmaq-Deh-Bid (Iran central)", These doct.detat-Paris-Sud-Orsay(1972).
- [22] Taraz H., "Geology Of The Surmaq-Deh Bid Area Abadeh Region, Central Iran. Ministry of Industry and Mines", Geological Survey of Iran no. 37 (1974).
- [23] Bendokht M., Shabanian N., Davoudian A.R., Azizi H., Karimi M., "Dynamic deformation micro-structures in the minerals from augen gneiss of Tutak region, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Tectonics 3(10) (2019) 41-57.
- [24] Moradian E., Shabanian N., Davoudian A. R., Yunpeng D., Cottle J.M., "Geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of amphibolitic rocks from the Tutak metamorphic Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences. 255 (2023) 105764 doi: [10.1016/j.jseaes.2023.105764](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105764)
- [25] Hosseini B., Ahmadi P., Ahmadi A., "Investigation of the thermodynamic conditions of regional metamorphic rocks formation in the Totek Complex (southeast of Bavanat)", Petrology, 6(4) (2015).
- [26] Whitney D., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, 95 (2010) 185–187. DOI: [10.2138/am.2010.3371](https://doi.org/10.2138/am.2010.3371)
- [27] Deer W. A., Howie R. A., Zussmann J., "Rock forming minerals", Longmans-London (1962). DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.1963.033.26.0.10>
- [28] Bocquet J., "Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans", Thèse doct. d'état Grenoble les Alpes françaises (1974).
- [29] Haldar S.K., Tisljar J., "Introduction to Mineralogy and Petrology. Publisher: Candice Janco Acquisitions Editor: Amy Shapiro Editorial Project Manager: Sara Pianavilla Production Project Manager", Kiruthika Govindaraju Designer: Mark Rogers Typeset by MPS Limited, Chennai, Indi(2013) t <https://www.elsevier.com/books-and-journals>

- [43] Frey M., Hunziker J.C., Rogwiller P., Schlinder C., “*Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonit führender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz*”, *Contrib. Mineral. Petrol.* 39(1973) 185-218.
- [44] Yoder H. G., Eugster H. P., “*Synthetic and natural muscovites* *Geochim*”, *Cosmochim. Acta*;8 (1955) 225-280.
- [41] Hayama Y., “*Some consideration on color of biotite and its relation to metamorphism*”, *J. Geol. Soc. Japan*; 65 (1959) 21-30
DOI=[10.5575/geosoc.65.21](https://doi.org/10.5575/geosoc.65.21)
- [42] Oki Y., “*Biotite in metamorphic rocks Japan*”, *Day. Geol. and Geogr.*; 32 (1969) 497-506.