

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های پلاژیوگرانیته موجود در مناگابروهای مجموعه افیولیتی جنوب مهریز (جنوب غرب یزد)

خدیدجه حیدری، محسن نصرآبادی*، رضا نوزعیم؛

دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین،)، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

قلی‌زاده؛

مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران

پذیرش ۹۴/۱۲/۱۵

دریافت ۹۴/۴/۲۲

چکیده

در مجموعه افیولیتی شمال کامرود و جنوب دهشیر توده‌های نفوذی کوچک و رگه‌های پلاژیوگرانیته وجود دارند که دارای کانی‌شناسی فلدسپار+کوارتز+بیوتیت±گارنت هستند. سنگ میزبان پلاژیوگرانیته‌ها مناگابروی توده‌ای و فولیاسیون‌دار است. مرز ناصاف و جانشینی بخشی پیروکسن با آمفیبول در مناگابروهای توده‌ای بیان‌گر حالت غیرتعادلی و منشأ دگرگونی آمفیبول است. در مناگابروی فولیاسیون‌دار بر خلاف انواع توده‌ای اثری از پیروکسن باقی نمانده است. شواهد ژئوشیمیایی سنگ کل نشان‌دهنده آن است که فرایند ذوب‌بخشی عامل اصلی تشکیل این پلاژیوگرانیته‌ها در جای‌گاهی در حال گسترش کم سرعت بالای زون فرورانش بوده است. احتمالاً تراوش آب از طریق گسیختگی‌های موجود در جای‌گاه درحال گسترش پشت قوس منتج از فرورانش نئوتتیس، موجب دگرگونی گرمایی و آب‌گیری گابروهای توالی افیولیتی، ذوب‌بخشی و تولید مذاب پلاژیوگرانیته شده است. از طرفی ممکن است که با تزریق توده‌های ماگمایی داغ به داخل توالی گابرویی ضمن آب‌زدایی آمفیبول، ذوب‌بخشی و تشکیل مذاب پلاژیوگرانیته نیز صورت گرفته باشد. بر اساس ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن، دمای تبلور کومولای گابرویی ۹۵۹ تا ۹۷۷ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است. شرایط دما و فشار مرحله گرمایی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول دگرگونی ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و کم‌تر از ۳ کیلو بار ارزیابی شده است. دمای ذوب‌بخشی و تشکیل مذاب پلاژیوگرانیته نیز به‌واسطه شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل پلاژیوگرانیته‌های بررسی شده و مقایسه آن با نتایج داده‌های آزمایشگاهی، کم‌تر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. آخرین مرحله دگرگونی گرمایی تحت شرایط سطحی با تشکیل پرهنیت همراه بوده است.

واژه‌های کلیدی: پلاژیوگرانیته، مناگابرو، ذوب‌بخشی، جای‌گاه در حال گسترش کم‌سرعت، مجموعه افیولیتی جنوب مهریز

مقدمه

سنگ‌های فلسیک کم پتاسیم بخشی ناچیز، اما مهم از پوسته اقیانوسی یا توالی افیولیتی را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها که دارای طیف ترکیبی از دیوریت تا تونالیت و ترونجمیت هستند به‌طور کلی پلاژیوگرانیته نامیده می‌شوند [۱]، [۲]، [۳]، [۴]، [۵]، [۶]. با وجود فراوانی محدود، واحدهای پلاژیوگرانیته پوسته اقیانوسی توجه بسیاری از پترولوژیست‌ها

*نویسنده مسئول
nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir

را در بررسی توالی‌های افیولیتی به‌خود معطوف داشته است. نظر به ترکیب اسیدی و در نتیجه حضور کانی‌های اورانیم‌دار از قبیل زیرکن در پلاژیوگرانیت‌ها، تعیین سن توالی افیولیتی به‌کمک این توده‌های فلسیک میسر شده است [۷]، [۸]. به‌کمک شاخص‌های ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیت‌ها می‌توان جای‌گاه تکتونیکی تشکیل پوسته اقیانوسی را نیز ارزیابی کرد [۹]. از طرفی با توجه به بررسی توالی‌های افیولیتی و انجام پژوهش‌های آزمایشگاهی، یکی از مهم‌ترین مدل‌های تشکیل پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی، فرایند ذوب‌بخشی توالی گابرویی یا دایک‌های صفحه‌ای پوسته اقیانوسی است [۵]، [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷]. در مواردی که فرایند ذوب‌بخشی مسئول تولید مذاب پلاژیوگرانیتی است، می‌توان ارزیابی‌هایی را در مورد نوع پشته میان اقیانوسی از نظر نرخ گسترش انجام داد [۱۰]، [۱۱]، [۱۳].

بخش گابرویی توالی افیولیتی که میزبان مذاب پلاژیوگرانیتی است معادل اتاق ماگمایی زیر پشته در نظر گرفته می‌شود و شواهدی مستند برای بررسی تاریخچه سردشدگی پوسته اقیانوسی زیرین را فراهم می‌آورد [۱۸]. با استفاده از روابط صحرایی، شواهد میکروسکوپی و بافتی، شیمی کانی‌ها و محاسبات دما- فشارسنجی می‌توان مرحله گذر بین فرایندهای ماگمایی و گرمایی را متمایز کرد.

در این تحقیق سعی شده است که با بررسی روابط صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های پلاژیوگرانیتی و متاگابروی میزبان مکانیسم تشکیل مذاب پلاژیوگرانیتی در توالی افیولیتی جنوب مهریز (جنوب دهشیر و شمال کامرود) روشن شود و ارزیابی‌هایی در رابطه با شرایط سیستم ماگمایی و گرمایی حاکم بر محل پشته میان اقیانوسی صورت پذیرد.

روش پژوهش

پس از نمونه‌برداری از توده‌های پلاژیوگرانیتی و متاگابروی میزبان مجموعه افیولیتی جنوب مهریز و انجام بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۷ نمونه پلاژیوگرانیت با شواهد دگرسانی کم‌تر انتخاب و برای انجام تجزیه شیمیایی سنگ کل به‌روش ICP-MS و XRF به سازمان زمین‌شناسی کشور ارسال شد. با بررسی‌های پتروگرافی، از کانی‌های موجود در نمونه‌ای از پلاژیوگرانیت و نمونه‌ای از متاگابرو تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای از کانی‌های فلدسپار، بیوتیت، گارنت، پیروکسن و آمفیبول با دستگاه ریزپردازنده نوع Cameca SX100 در مرکز فرآوری مواد معدنی صورت گرفت. در طول انجام تجزیه، ولتاژ 15kV، جریان پرتو تابیده شده 15nA و قطر آن با توجه به اندازه کانی ۱ تا ۵ میکرون بوده است. در محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم‌افزار کالک‌مین (Calc Min) استفاده شده است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

افیولیت‌های جنوب مهریز بخشی از نوار افیولیتی نائین- بافت در غرب و جنوب‌غرب خرده قاره ایران مرکزی است (شکل ۱ الف) که در مناطق جنوب دهشیر و شمال کامرود برونزد دارند (شکل ۱ ب). در حالی‌که فروانش نئوتتیس به زیرحاشیه فعال قاره‌ای صفحه ایران (پهنه سنندج-سیرجان) منجر به تشکیل ریف قاره‌ای عقیم متشکل از رسوبات تریاس و ژوراسیک در بخش شمالی نوار سنندج-سیرجان شده [۲۱]، [۲۲]، [۲۳]، [۲۴]، در بخش جنوبی این نوار، باعث پیدایش اقیانوس نائین- بافت به‌صورت یک حوضه پشت قوس باریک شده است [۲۴]، [۲۵]، [۲۶]. بسته شدن

این حوضه اقیانوسی تشکیل توالی و ملانژ افیولیتی مناطق نائین، دهشیر، انار، شهربابک، بافت و نیریز در کرتاسه-پالئوسن را به دنبال داشته است [۲۵]، [۲۶]، [۲۷]، [۲۸]. مجموعه افیولیتی جنوب مهریز در منطقه جنوب دهشیر دارای توالی گوشته‌ای و پوسته‌ای متشکل از هارزبورژیت، گابرو، پلاژیوگرانیته، مجموعه دایک صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی است که در بعضی نقاط با آهک پلاژیک دارای فسیل گلوبوترونکا به سن ۶۵ تا ۹۳ میلیون سال پوشیده شده است [۱۹]، [۲۷]. متاگابروهای توده‌ای و فولیاسیون‌دار مجموعه افیولیتی این منطقه، مورد هجوم تعدادی توده‌های کوچک پلاژیوگرانیته قرار گرفته‌اند (شکل ۲ الف). مذاب پلاژیوگرانیته، به‌صورت رگه‌های باریک متقاطع در سنگ میزبان متاگابرویی نیز حضور دارد (شکل ۲ ب). مجموعه افیولیتی شمال کامرود که بین مناطق افیولیتی جنوب دهشیر و انار واقع است و در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ انار [۲۰] به‌صورت ملانژ افیولیتی مشخص شده است. در توالی گابرویی این مجموعه افیولیتی، توده‌های پلاژیوگرانیته بزرگ‌تری نسبت به مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر وجود دارند (شکل ۲ پ) و علاوه بر متاگابروهای توده‌ای، سنگ‌های دگرگونی به‌صورت گارنت-کلینوپیروکسن-آمفیبولیت و اسپینل-گارنت‌هورنبلندیت نیز در مجاورت آن‌ها مشاهده می‌شوند. در این پلاژیوگرانیته‌ها بر خلاف پلاژیوگرانیته‌های جنوب دهشیر همراه با کانی‌های سنگ‌ساز کوارتز و فلدسپار به‌ندرت گارنت نیز وجود دارد.

پتروگرافی

کانی‌های سنگ‌ساز متاگابروهای توده‌ای، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز دگرسان شده و آمفیبول هستند. نبود مرز تماس صاف بین دو کانی آمفیبول و کلینوپیروکسن مجاور هم، نشان از شرایط غیرتعادلی آن‌ها دارد (شکل ۳ الف). بلورهای ریز ارتوپیروکسن که با تجزیه نقطه‌ای شناسایی شده نیز در فضای بین سایر بلورها واقعند. پرهینت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز است و ساختارهای رگه‌ای از این کانی نیز موجود است. در متاگابروهای فولیاسیون‌دار کانی مافیک، هورنبلند جهت‌یافته سازنده فولیاسیون سنگ است و اثری از پیروکسن دیده نمی‌شود (شکل ۳ ب). فلدسپار و کوارتز کانی‌های اصلی پلاژیوگرانیته‌های مجاور متابازیت‌های گارنت‌دار مجموعه افیولیتی شمال کامرود، بلورهای ریز گارنت نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳ پ). در بعضی از نمونه‌ها هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار سازنده بافت گرانوفیری در سنگ است (شکل ۳ ت) که نشان از جای‌گیری و تبلور ماگما تحت شرایط سطحی را دارد.

شیمی کانی‌ها

به‌منظور شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌ها و ارزیابی شرایط تبلور آن‌ها، از کانی‌های یک نمونه متاگابروی توده‌ای و یک نمونه پلاژیوگرانیته (جدول ۱) مجموعه افیولیتی شمال کامرود، تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای به‌عمل آمده است. در این بخش به تفصیل ترکیب شیمیایی کانی‌ها بحث خواهد شد.

پلاژیوگرانیته

فلدسپار

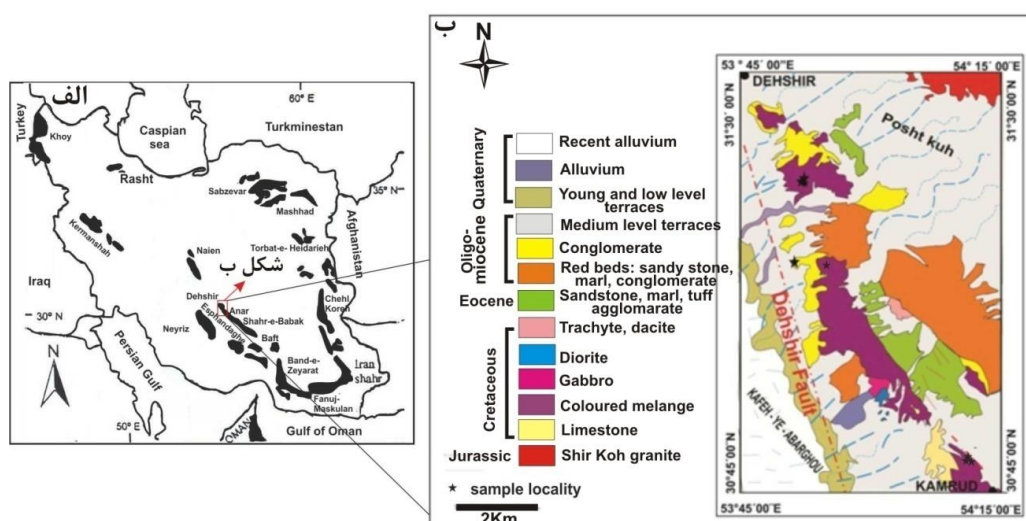
نتایج فلدسپارهای موجود در نمونه پلاژیوگرانیته، که الیگوکلاز هستند در جدول ۱ ارائه شده است. میزان متشکله‌های پلاژیوکلاز عبارت از آلبیت (۷۸ تا ۸۰ درصد)، آنورتیت (۱۷ تا ۲۰ درصد) و ارتوز (۲ تا ۳ درصد) است.

گارنت

درصد و نوع متشکله‌های گارنت موجود در پلاژیوگرانیت (جدول ۱) شامل آلماندن (۵۱ تا ۵۴ درصد)، پیروپ (۹ تا ۱۱ درصد)، گروسولار (۶ تا ۷ درصد) و اسپسارتین (۲۸ تا ۲۹ درصد) است. گارنت موجود در متابازیت‌های میزبان توده‌های پلاژیوگرانیتی مجموعه افیولیتی شمال کامرود نیز غنی از سازنده اسپسارتین است (۲۳ تا ۲۷ درصد) و متشکله‌های آلماندن (۳۱ تا ۴۴)، پیروپ (۳ تا ۱۳) و گروسولار (۵ تا ۱۶) نیز حضور دارند [۳۰]. شباهت ترکیبی گارنت پلاژیوگرانیت‌ها و گارنت موجود در متابازیت‌های مجاور، مؤید منشأ زونکریستی آن‌ها است.

بیوتیت

مطابق معیارهای طبقه‌بندی بیوتیت‌ها [۳۱]، کانی بررسی شده، از نوع آهن و منیزیم‌دار (بیوتیت) است. میزان تیتانیوم موجود در آن‌ها از ۱/۹۴ تا ۲/۲۱ درصد و عدد منیزیم آن‌ها از ۴۷ تا ۴۸ متغیر است.



شکل ۱. الف) نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده از مجموعه افیولیتی شمال کامرود و جنوب دهشیر (با تغییرات از [۱۹]، [۲۰]). موقعیت نمونه‌های بررسی شده این تحقیق با ستاره نشان داده شده است



شکل ۲. الف) نمای صحرایی متاگابروهای توده‌ای و توده‌های پلاژیوگرانیت تزریق شده به آن‌ها در جنوب دهشیر، ب) رگه‌های پلاژیوگرانیت متقاطع در سنگ میزبان متاگابروی توده‌ای، پ) توده‌های بزرگ پلاژیوگرانیتی هم‌جوار با متاگابرو و سنگ‌های دگرگونی گارنت‌دار در شمال کامرود

متاگابرو

آمفیبول

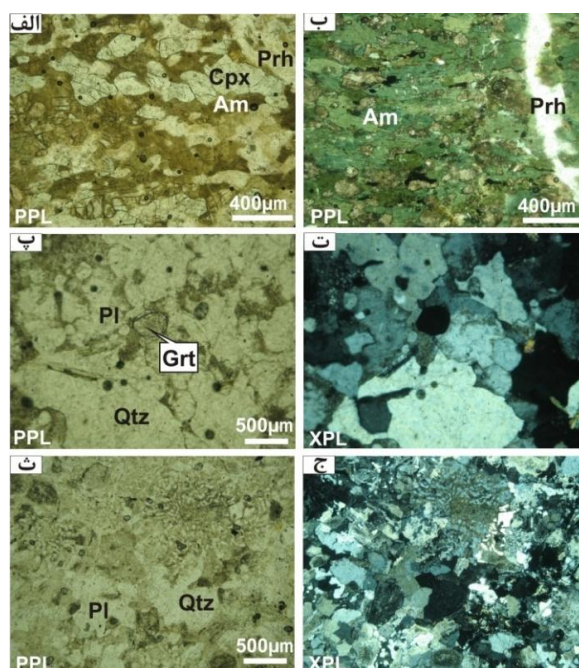
با توجه به معیار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها [۳۲]، آمفیبول نمونه متاگابروی توده‌ای بررسی شده از نوع کلسیک است ($^{B}Ca/^{B}Ca + Na \geq 0.75$) و مطابق میزان تمرکز کاتیون‌های آلومینیم، آهن و تیتانیوم جای گاه C و سدیم، پتاسیم و کلسیم موجود در جای گاه A، عمدتاً از نوع پارگازیت است (شکل ۴).

کلینوپیروکسن

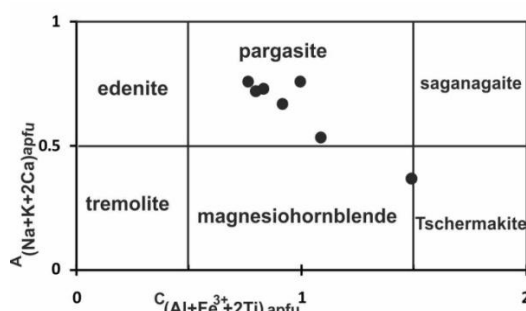
مطابق نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن [۳۳]، کلینوپیروکسن موجود در متاگابروهای توده‌ای بررسی شده، از نوع دیوپسید است و متشکله‌های اصلی آن شامل ولاستونیت (۴۷ تا ۴۸ درصد)، فروسیلیت (۱۳ تا ۱۵ درصد) و انستاتیت (۳۷ تا ۳۸ درصد) است (جدول ۱).

ارتوپیروکسن

ارتوپیروکسن موجود در نمونه‌های بررسی شده، مطابق نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن [۳۳] کلینوانستاتیت است و متشکله‌های اصلی آن عبارت از ولاستونیت (۳ تا ۴ درصد)، فروسیلیت (۱۶ تا ۲۸ درصد) و انستاتیت (۶۸ تا ۷۹ درصد) است (جدول ۱).



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های بررسی شده، (الف) پیروکسن به صورت بخشی در حال جانشینی با آمفیبول در متاگابروهای توده‌ای است، (ب) در متاگابروهای فولیاسیون‌دار (آمفیبولیت) کانی‌های سازنده آمفیبول جهت‌یافته و پلاژیوکلازهای دگرسان شده هستند و اثری از پیروکسن دیده نمی‌شود، (پ) کانی‌های سنگ‌ساز پلاژیوگرانیت‌های بررسی شده کوارتز و فلدسپار است و در بعضی از آن‌ها گارنت نیز وجود دارد، (ت) تصویر پ در نور XPL، (ث) هم‌رشدی گرانوفیری احتمالاً بیان‌گر جای‌گزینی سطحی ماگمای سازنده پلاژیوگرانیت است، (ج) تصویر ث در نور XPL: Cpx: کلینوپیروکسن، Am: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، Prh: پرهنیت، Grt: گارنت، Qtz: کوارتز)



شکل ۴. مطابق نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول [۳۲]، آمفیبول‌های موجود در نمونه متاگابروی، عمدتاً از نوع پارگازیت هستند

ژئوشیمی و جای گاه تکتونیکی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل ۷ نمونه از پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی جنوب مهریز (جدول ۲) نشان‌دهنده مقدار زیادی سیلیس در اکثر نمونه‌هاست ($\text{SiO}_2 > 75\%$). فراوانی آلومینیم آن‌ها از ۱۲ تا ۱۴ درصدوزنی متغیر است. مقادیر سدیم از ۴/۲ تا ۵/۴ و پتاسیم از ۰/۲ تا ۱/۸ درصد وزنی در تغییر هستند. با توجه به نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین [۳۴]، نمونه‌های بررسی شده، گرانیت ساب‌آلکان (شکل ۵ الف) و بر اساس مقادیر نورماتیو آل‌بیت، آنورتیت و ارتوز [۳۵]، از نوع ترونجمیت هستند (شکل ۵ ب). در نمودار طیف ترکیبی پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی [۱۱]، که بر مبنای تجزیه شیمیایی ۳۰۰ پلاژیوگرانیت از ۲۷ منطقه اقیانوسی تعریف شده، تمامی نمونه‌های منطقه بررسی شده از نوع پلاژیوگرانیت اقیانوسی هستند (شکل ۵ پ). در نمودار تعیین جای‌گاه تکتونیکی گرانیت [۹]، پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی جنوب مهریز همانند بخشی از پلاژیوگرانیت‌های موجود در افیولیت‌های بالای زون فرورانس^۱ قلمرو تتیس [۹] از قبیل ترودوس [۳۶]، آنتالیا [۳۷] و عمان [۳۸]، در محدوده گرانیت قوس آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۵ ت). در نمودار عناصر نادر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت [۳۹]، غنی‌شدگی نسبی از LREE در مقایسه با HREE دیده می‌شود (شکل ۶ الف). غنی‌شدگی از LILE، آنومالی مثبت سرب و آنومالی منفی نیوبوم در نمودار عنکبوتی چند عنصری نرمال شده نسبت به موب عادی موجود است (شکل ۶ ب). این چنین شاخص‌های ژئوشیمیایی از ویژگی‌های ماگمای جای‌گاه فرورانس هستند [۴۰]. در این رابطه مدل‌های ژئودینامیکی متنوعی برای مجموعه افیولیتی نائین-بافت ارائه شده است که بیش‌تر آن‌ها مرتبط با جای‌گاه فرورانس است و شامل ۱. حوضه اقیانوسی باریک همانند دریای سرخ [۴۱]، [۴۲]، [۴۳]، [۴۴]، [۴۵]، ۲. جای‌گاه قوس ناشی از فرورانس نئوتتیس [۴۶]، [۴۷]، ۳. حوضه پشت قوس [۴۸]، [۴۹]، ۴. جای‌گاه گسترش واقع در بالای زون فرورانس جلو قوس [۲۷]، [۲۸].

پتروژنز پلاژیوگرانیت‌ها

به‌منظور ایجاد مذاب پلاژیوگرانیتی در محل جای‌گاه گسترش میان اقیانوسی چهار مکانیسم، ۱. تفریق پیشرفته بازالت پشته میان اقیانوسی [۳]، [۴]، [۵۰]، [۵۱]، [۵۲]، [۵۳]، ۲. ذوب‌بخشی گابرو در زون‌های گسلی پشته میان اقیانوسی [۲]، [۱۰]، [۱۱]، [۵۴]، ۳. فرایند امتزاج‌ناپذیری مذاب‌های سیلیسی و بازیکی [۵۵]، [۵۶]، [۵۷]، ۴. آناتکسی دایک‌های صفحه‌ای دگرسان شده سقف اتاق ماگمایی در پشته‌های تندگستر [۵۸]، [۵۹]، [۶۰]، [۱۳]، [۱۵]، [۱۶] ارائه شده است. در این میان، فرایندهای تفریق و ذوب‌بخشی اهمیت بیش‌تری در زایش مذاب پلاژیوگرانیتی دارند.

امروزه پترولوژیست‌ها با انجام بررسی‌های آزمایشگاهی و استفاده از شواهد ژئوشیمیایی مانند غلظت تیتانیم، پتاسیم و سیلیس و هم‌چنین نسبت ایزوتوپی اکسیژن زیرکن، روند افزایش نسبت آهن به منیزیم در طی تحول مذاب و روند تغییرات لانتانیم و ایتربیم با افزایش سیلیس موفق به تمایز این دو فرایند شده‌اند.

به‌واسطه تمرکز کم تیتانیم در کومولاهای گابرویی توالی افیولیتی، مذاب‌های که از ذوب‌بخشی این گونه گابروها حاصل می‌شوند نیز از تیتانیم فقیرند. در این راستا فرانس و همکاران [۱۳] نمودار سه‌تایی $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2/50\text{-K}_2\text{O}$ و

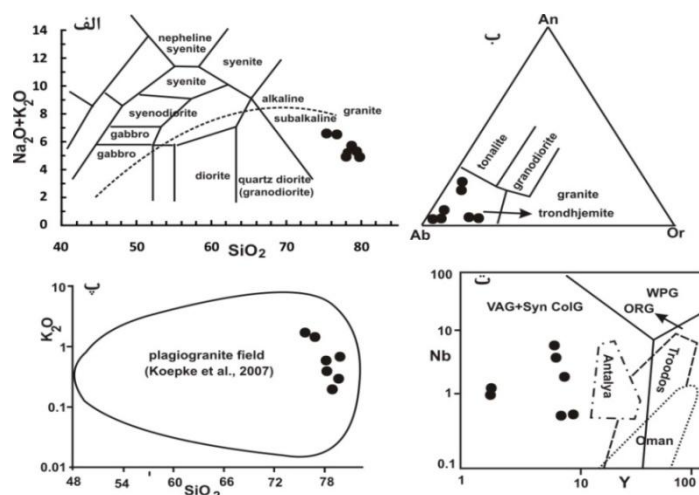
1. Supra-subduction zone

کوئیک و همکاران [۱۱] نمودار دوتایی $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2$ را برای شناسایی نقش فرایندهای ذوب‌بخشی و تفریق در زایش پلاژیوگرانیت معرفی کرده‌اند. مطابق این نمودارها و با توجه به محتوای کم تیتانیوم در پلاژیوگرانیت‌های منطقه، فرایند ذوب‌بخشی در تولید آن‌ها مشارکت داشته است (شکل‌های ۷ الف و ب). برنندت و همکاران [۶۱] نیز آزمایش‌های تبلور هدف‌مندی را بر مورب اولیه و تحول یافته با شرایط فوگاسیته اکسیژن کنترل شده انجام داده‌اند و تغییرات نسبت آهن به منیزیم را با پیشرفت تفریق (میزان سیلیس) بررسی کرده‌اند. بر اساس آزمایش‌های این محققان، میزان افزایش نسبت آهن به منیزیم بازالت پشته‌های میان اقیانوسی در طی تفریق شیب زیادی دارند و با روند تحول توله‌ایتی مطابقت دارد در حالی‌که این پارامتر برای بازالت پشت قوس با شیب کم‌تر، مطابق روند تفریق کالک‌آلکان است.

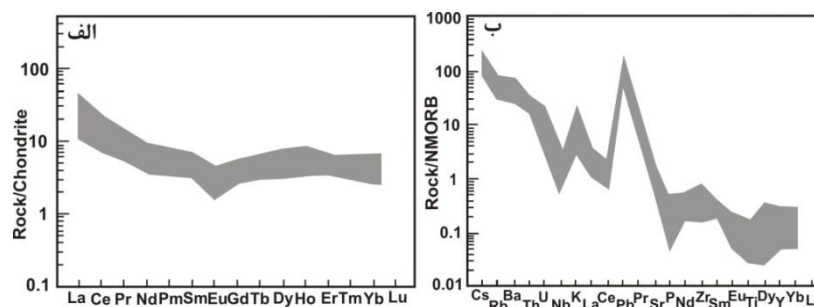
جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های موجود در نمونه پلاژیوگرانیت و متاگابرو. فرمول ساختمانی کانی‌های آمفیبول، کلینوپيروكسن، ارتوپيروكسن، گارنت، بیوتیت، فلدسپار و پره‌نیت به ترتیب بر اساس ۲۳، ۶، ۶، ۱۲، ۸ و ۲۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند

نمونه	متاگابرو							پلاژیوگرانیت						
کانی	آمفیبول		کلینو پیروکسن		ارتو پیروکسن		پره‌نیت	گارنت		بیوتیت		فلدسپار		
SiO ₂	۴۲/۷۶	۴۳/۰۴	۵۰/۹۲	۵۱/۰۲	۵۲/۷۴	۵۲/۹	۴۲/۴۶	۳۷/۷	۳۷/۲۶	۳۵/۰۷	۳۴/۶۹	۶۴/۴۸	۶۳/۱۶	
TiO ₂	۱/۲	۱/۱۵	۰/۱	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۰	۰/۰۳	۳۷/۲۶	۲/۲۱	۱/۹۴	۰/۰۷	۰/۰	
Al ₂ O ₃	۱۰/۵۳	۱۰/۴۷	۲/۳۶	۲/۳۳	۰/۸۶	۰/۷۹	۲۳/۸۶	۲۱/۰۴	۲۱/۲۵	۱۹/۳۲	۱۸/۷۹	۲۲/۴۴	۲۳/۰۲	
FeO ^I	۱۲/۳۵	۱۲/۶۶	۸/۲۷	۹/۲۹	۱۶/۲۴	۱۸/۰۶	۰/۱	۲۴/۳۳	۲۳/۵۴	۱۸/۵۵	۱۷/۹۶	۰/۲۲	۰/۰۶	
MnO	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۲	۰/۲۱	۰/۴۸	۰/۵	۰/۰۳	۱۲/۹۲	۱۲/۵۲	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۰۱	۰/۰	
MgO	۱۴/۱۵	۱۴/۴۱	۱۳/۱۶	۱۳/۳۴	۲۴/۶۴	۲۴/۹۳	۰/۰	۲/۲۹	۲/۶۸	۹/۷۶	۹/۶۷	۰/۰۱	۰/۰۲	
CaO	۱۲/۷	۱۲/۶۲	۲۳/۷۸	۲۳/۲۴	۱/۹۶	۱/۵۲	۲۷/۵۵	۲/۴۵	۲/۲۷	۰/۱۱	۰/۰۵	۳/۴۸	۴/۳۵	
Na ₂ O	۱/۷۱	۱/۷۶	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰	۰/۱۶	۰/۰	۹/۰۲	۹/۲۷	
K ₂ O	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۲	۱۰/۵۶	۹/۸۱	۰/۴۸	۰/۴	
Total	۹۴/۷۴	۹۵/۳۲	۹۸/۹۶	۹۹/۶۴	۹۸/۲۳	۹۸/۷۳	۹۴/۰۳	۱۰۰/۸	۱۰۰/۷۹	۹۶/۲۵	۹۳/۳۸	۱۰۰/۲	۹۹/۹۲	
Si	۶/۳۹	۶/۳۸	۱/۹۲	۱/۹۱	۱/۹۶	۱/۹۵	۵/۹۵	۳/۰۱	۲/۹۸	۲/۸۳	۲/۸	۲/۸۳	۲/۷۸	
Ti	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۲	۰/۰	۰/۰	
Al ^{IV}	۱/۶	۱/۶۱	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰	۰/۰	۳/۹۴	۰/۰	۱/۹۹	۱/۲	۱/۱۵	۱/۱۶	۱/۱۹	
Al ^{VI}	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳		۱/۹۸	۰/۰۱	۰/۴۲	۰/۴۷			
Fe ³⁺	۰/۹۸	۱/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	
Fe ²⁺	۰/۴۵	۰/۳۳	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۵	۰/۵	۰/۰	۱/۶۲	۱/۵۷	۱/۱۴	۱/۱	۰/۰	۰/۰	
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۸۷	۰/۸۵	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰	۰/۰	
Mg	۳/۱۵	۳/۱۸	۰/۷۴	۰/۷۴	۱/۳۶	۱/۳۷	۰/۰	۰/۲۷	۰/۳۲	۱/۰۷	۱/۰۵	۰/۰	۰/۰	
Ca	۲/۰۳	۲/۰	۰/۹۶	۰/۹۳	۰/۰۷	۰/۰۶	۴/۱۴	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۰۱	۰/۰	۰/۱۶	۰/۲	
Na	۰/۴۹	۰/۵	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰	۰/۷۷	۰/۷۸	
K	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۹۶	۰/۹۲	۰/۰۲	۰/۰۲	
Sum	۱۵/۴۸	۱۵/۴۹	۳/۹۷	۳/۹۶	۳/۹۶	۳/۹۶	۱۴/۰۶	۷/۹۶	۷/۹۷	۷/۷۹	۷/۷۲	۴/۹۴	۴/۹۷	
Mg#	۸۷	۹۰	۷۷	۷۶	۷۳	۷۲		۱۴	۱۱	۴۷	۴۸			
Ab												۸۰	۷۸	
An												۱۷	۲۰	
Or												۳	۲	
Wo			۴۸/۵	۴۷/۱	۴/۵	۳								
En			۳۷/۷	۳۷/۹	۷۹/۱	۶۸/۵								
Fs			۱۳/۸	۱۵	۱۶/۴	۲۸/۵								
Alm								۵۴	۵۱					
Sps								۲۹	۲۸					
Grs								۷	۶					
Pyp								۹	۱۱					

داده‌های ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیتهای بررسی شده در بخش پایین نمودار دوتایی $\text{FeO}^t/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ و خارج از محدوده تفريق ترسيم می‌شوند (شکل ۷ پ) که بیانگر تاييد نقش فرايند ذوب‌بخشی در تشکيل آنها است. مطابق نتايج آزمایشگاهی فرانس و همکاران [۱۷]، با کاهش نرخ ذوب‌بخشی، مذاب‌های پلاژیوگرانیته غنی‌شدگی بیش‌تری از عناصر آلکالن نسبت به انواع حاصل از فرايند تفريق در نمودار AFM نشان می‌دهند (شکل ۷ ت).



شکل ۵. الف) مطابق نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین [۳۴]، نمونه‌های بررسی شده در محدوده گرانیته ساب-آلکالن جای دارند، ب) در نمودار سه‌تایی آلبيت، آنورتيت و ارتوز نورماتيو [۳۵]، نمونه‌های بررسی شده ترونجميت هستند، پ) نمونه‌های بررسی شده در نمودار دوتایی پتاسيم در برابر سيليس [۱۱]، در محدوده پلاژیوگرانیته قرار دارند، ت) در نمودار متمایزکننده محیط تکتونیکی گرانیته [۹]، همانند بخشی از سایر پلاژیوگرانیته‌های مزوزوئیک قلمرو تتیس که در جای‌گاه بالای زون فرورانش تشکیل شده‌اند پلاژیوگرانیته‌های منطقه بررسی شده نیز از نوع گرانیته‌های قوس آتشفشانی محسوب می‌شوند



شکل ۶. نمودارهای عنكبوتی [۳۹] پلاژیوگرانیتهای بررسی شده که نسبت به کندريت (الف) و مورب عادی (ب) نرمال شده‌اند

مطابق این نمودار فرايند ذوب‌بخشی در توليد مذاب پلاژیوگرانیتهی بررسی شده مؤثر بوده است. فرانس و همکاران [۱۳] با انجام آزمایش‌های تجربی ضمن بررسی نمودارهای دوتایی عناصر اصلی هارکر به این نتیجه رسیده‌اند که مذاب‌های پلاژیوگرانیتهی که فرايند ذوب‌بخشی در تشکيل آنها دخالت دارند تحول یافته‌تر است و محتوای سيليس بیش‌تر و مقدار کم‌تر کلسيم و منيزيم دارند. با توجه به این نمودارها نیز، عامل ذوب‌بخشی در توليد پلاژیوگرانیتهای بررسی شده دخالت داشته است (شکل ۸).

به واسطه تغییرات عناصر کمیاب نیز می‌توان فرایندهای تفریق و ذوب‌بخشی که درگیر در ژنز مذاب پلاژیوگرانیتهی بوده‌اند را از یک‌دیگر متمایز کرد به‌طوری‌که فرند و همکاران [۵۲]، با استفاده از نمودار دوتایی $Zr-Zr/Sm$ موفق به تعیین فرایندهای مذکور در تولید مذاب پلاژیوگرانیتهی شده‌اند. مطابق این نمودار تأثیر فرایند ذوب‌بخشی در تشکیل مذاب پلاژیوگرانیتهی بررسی شده محتمل‌تر است (شکل ۹).

بروفی [۱۲] با بررسی روند تغییرات عناصر نادر خاکی پلاژیوگرانیتهی موفق به تمایز فرایندهای تفریق و ذوب‌بخشی شده است. بر اساس نتایج پژوهش‌های این محقق، برای مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی کومولاهای گابرویی جای‌گاه در حال گسترش میان اقیانوسی دارای سیلیس بیش‌تر از ۶۳ درصد، تغییرات لانتانیم در برابر افزایش سیلیس دارای روند ثابت یا کاهشی است و برای ایتربیم روند ثابتی را نشان می‌دهند در حالی که تبلور تفریقی مورب منجر به تولید مذاب‌هایی می‌شود که شامل افزایش ثابت لانتانیم و ایتربیم با افزایش سیلیس است. نظر به محدود بودن دامنه ترکیبی سیلیس نمونه‌های بررسی شده (۷۵ تا ۷۹ درصد سیلیس)، ارزیابی روند تغییرات لانتانیم و ایتربیم با افزایش درجه تفریق میسر نیست.

بحث

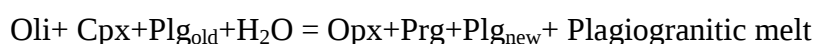
شواهد ژئوشیمیایی بیان‌گر نقش فرایند ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک پوسته‌ای جای‌گاه در حال گسترش میان اقیانوسی در تشکیل پلاژیوگرانیتهای بررسی شده است. سنگ میزبان غالب در محل تزریق توده‌های پلاژیوگرانیتهی منطقه متاگابروهای توده‌ای پیروکسن‌دار و انواع فولیاسیون‌دار فاقد پیروکسن هستند. آمفیبول کانی آبدار اصلی حرارت زیاد در گابروهای جای‌گاه در حال گسترش میان اقیانوسی است. این کانی ممکن از تبلور مستقیم و واکنشی مذاب سیلیکاته (آمفیبول ماگمایی) یا در نتیجه تقابل کومولای گابرویی حرارت زیاد و مواد فرار (آمفیبول گرمایی یا دگرگونی) شکل گرفته باشد. منشأ مذاب سیلیکاته، سری‌های تحول یافته اتاق ماگمایی زیر جای‌گاه در حال گسترش میان اقیانوسی یا حاصل ذوب‌بخشی کومولای گابرویی داغ در نتیجه تماس با سیالات آبدار است [۶۲]، [۶۳]، [۱۰]، [۱۱]. با استفاده از شواهد بافتی و شیمی عناصر اصلی و به‌ویژه کمیاب، تمایز منشأ آذرین و دگرگونی آمفیبول موجود در گابروها میسر است. کوگان و همکاران [۶۴]، با بررسی نمونه‌های گابرویی پشته میان اقیانوسی اطلس، بر اساس شواهد میکروسکوپی و شاخص‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، انواع مختلفی از آمفیبول‌های ماگمایی و دگرگونی را شناسایی کرده‌اند. مطابق نمودارهای عناصر اصلی که این محققان به‌منظور تمایز منشأ آمفیبول ترسیم کرده‌اند، آمفیبول‌های بررسی شده در بخش هم‌پوشانی بین قلمرو آمفیبول ماگمایی و انواع دگرگونی واقعند (شکل ۱۰). اما وجود سطوح تماس غیرمستقیم بین بلورهای کلینوپیروکسن و آمفیبول و رشد نامنظم آمفیبول در اطراف بلورهای کلینوپیروکسن متاگابروی بررسی شده، بیان‌گر شرایط غیرتعادلی و به‌عبارتی منشأ دگرگونی آمفیبول‌هاست. از طرفی شرایط دمایی تشکیل این آمفیبول‌ها بیش‌تر با منشأ دگرگونی هم‌خوانی دارد.

تراوش آب دریا به توالی گابرویی، از طریق شکستگی‌های واقع در پوسته اقیانوسی صورت می‌گیرد. این‌چنین شکستگی‌هایی در پشته‌های تندگستر که شاهد حضور اتاق ماگمایی دائمی است در خارج از محور پشته ایجاد می‌شوند درحالی‌که در جای‌گاه گسترش کم‌سرعت با خاتمه واقعه ماگمایی و شروع مرحله تکتونیکی، در محل محور جای‌گاه می‌یابند [۶۵]. تأثیر نیروهای برشی محل گسیختگی‌های پشته، باعث ایجاد فولیاسیون در گابرو و به‌دنبال آن تسهیل

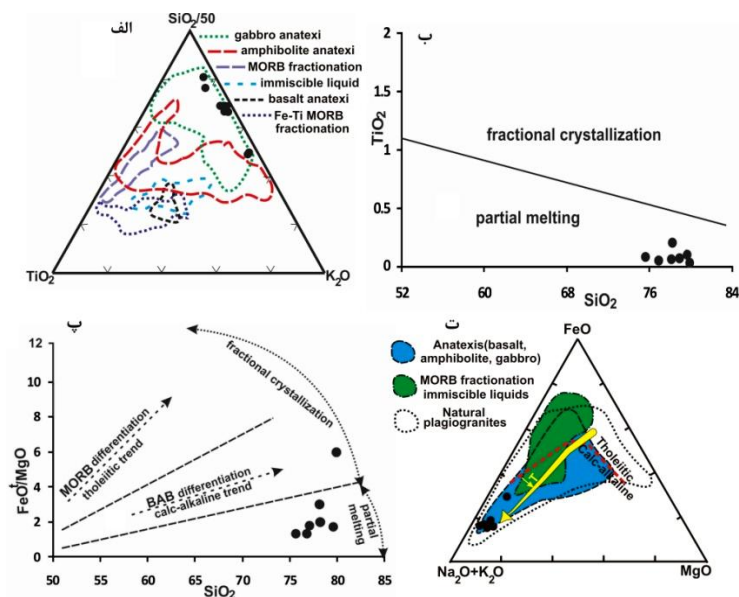
نفوذ سیالات و دگرگونی گرمایی می‌شود. احتمالاً متاگابروهای بررسی شده محصول دگرشکلی در چنین جای‌گاهی هستند به‌طوری‌که دگرشکلی شدیدتر در متاگابروهای فولیاسیون‌دار تسهیل نفوذ سیالات و دگرسانی شدیدتر را به دنبال داشته و در نتیجه بر خلاف متاگابروهای توده‌ای اثری از پیروکسن ماگمایی باقی نمانده و تماماً به آمفیبول دگرگونی تبدیل شده‌اند.

از طرفی ورود آب به بخش حرارت زیاد توالی گابرویی از طریق شکستگی‌ها، ممکن است مستقیماً شروع ذوب و تولید مذاب پلاژیوگرانیته را سبب شود در حالی‌که تحت شرایط حرارت کم‌تر بخش‌های سطحی‌تر، نفوذ آب در ابتدا سبب تبلور آمفیبول دگرگونی در سنگ میزبان متاگابرویی گرانولار شده و در مرحله بعد در نتیجه تزریق ماگمای داغ به اتاق ماگمایی، با افزایش گرادیان زمین گرمایی محل پشته، ذوب‌بخشی و تولید مذاب پلاژیوگرانیته ناشی از آب‌زدایی آمفیبول مرحله گرمایی انجام می‌گیرد.

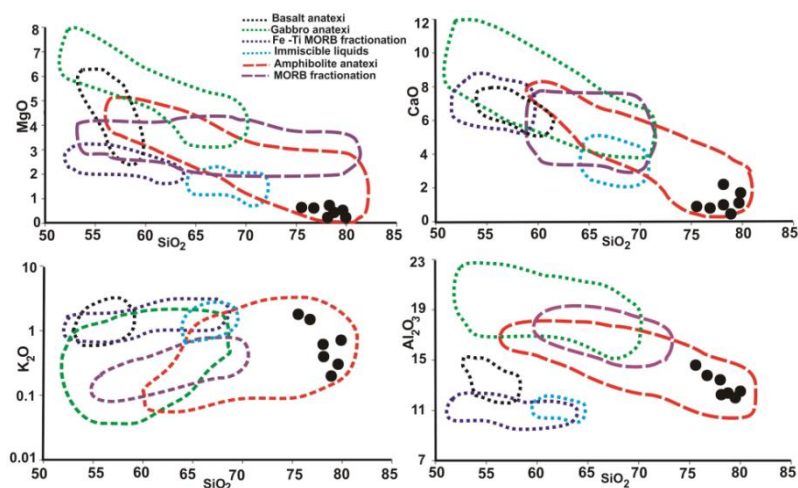
نتایج حاصل از داده‌های تجربی بیان‌گر آن است که ذوب‌بخشی آمفیبولیت و متاگابروهای اقیانوسی، همراه با تولید مذاب پلاژیوگرانیته، تبلور پارگازیت و ارتوپیروکسن را به‌صورت فاز رستیت مطابق واکنش زیر به دنبال دارد [۶۶]، [۱۰]:



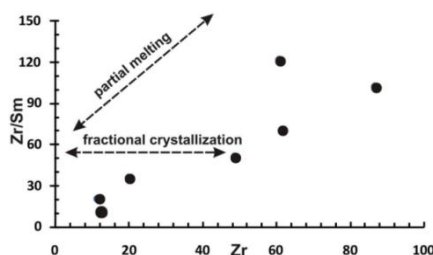
وجود پارگازیت دگرگونی و بلورهای ریز ارتوپیروکسن در متاگابروهای بررسی شده و حضور مذاب پلاژیوگرانیته به‌صورت رگه‌ای یا توده‌های کوچک، احتمالاً معرف محصولات انجام این واکنش هستند. در نمونه‌های تجزیه شده، نظر به تأثیر فرایندهای دگرسانی حرارت کم و تبلور پره‌نیت، اثری از پلاژیوکلاز در سنگ باقی نمانده است. کوئپک و همکاران [۱۱] مدلی سه مرحله‌ای به‌منظور تولید پلاژیوگرانیته از طریق ذوب‌بخشی گابرو در جای‌گاه گسترش کم سرعت ارائه کرده‌اند (شکل ۱۱). اولین مرحله شامل فاز ماگمایی است که با تبلور کومولای گابرویی و مذاب بین بلوری غنی از آهن در بخش زیرین پوسته اقیانوسی همراه است. فاز تکتونیک پس از واقعه ماگمایی، نشان‌دهنده دومین مرحله است که شامل کشیدگی لیتوسفر و تشکیل گسل‌های جداکننده در بخش بالایی پوسته شکننده و بخش گابرویی شکل‌پذیر است. در نتیجه نفوذ آب از طریق درز و شکاف‌های حاصل از این مرحله، آب‌گیری کانی‌های مافیک منجر به تشکیل گابروهای غنی از آمفیبول با ساختار گنیسی می‌شود. در آخرین مرحله صعود ماگمای داغ جدید، باعث آب‌زدایی آمفیبول موجود در گابرو و نفوذ آب در فضای بین بلوری و شروع ذوب می‌شود. با توجه به میزان ذوب، مذاب تولید شده پرکننده شکستگی‌ها و یا به‌وجود آورنده توده‌های کوچک ماگمایی است.



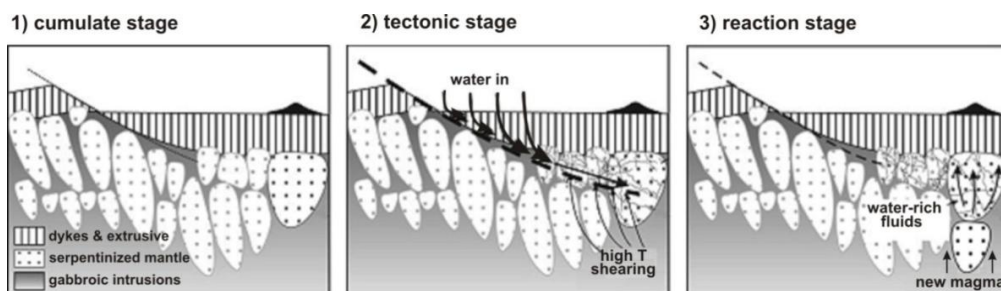
شکل ۷. الف) در نمودار سه‌تایی متمایزکننده فرایندهای ذوب‌بخشی، تفریق و ناآمیختگی مذاب‌ها [۱۳]، پلاژیوگرانیته‌های بررسی شده در محدوده آناتکسی گابرو قرار می‌گیرند، ب) در نمودار دوتایی تیتانیوم در برابر سیلیس [۱۱] با توجه به مقادیر کم تیتانیوم، فرایند ذوب‌بخشی در تشکیل پلاژیوگرانیته‌های منطقه مشارکت داشته است، پ) نظر به مقادیر کم نسبت آهن به منیزیم و با توجه به نمودار دوتایی متمایزکننده فرایند تبلور تفریقی از ذوب‌بخشی [۶۱]، فرایند ذوب‌بخشی در تولید پلاژیوگرانیته‌های موثر بوده است، ت) با توجه به نمودار AFM متمایزکننده فرایند ذوب‌بخشی از تفریق بلوری و ناآمیختگی مذاب [۱۷]، تولید مذاب پلاژیوگرانیته منطقه تحت تأثیر فرایند ذوب‌بخشی بوده است. فلش زرد نشان‌دهنده روند کاهش حرارت در طی تولید مذاب‌های آزمایشگاهی از طریق ذوب‌بخشی است



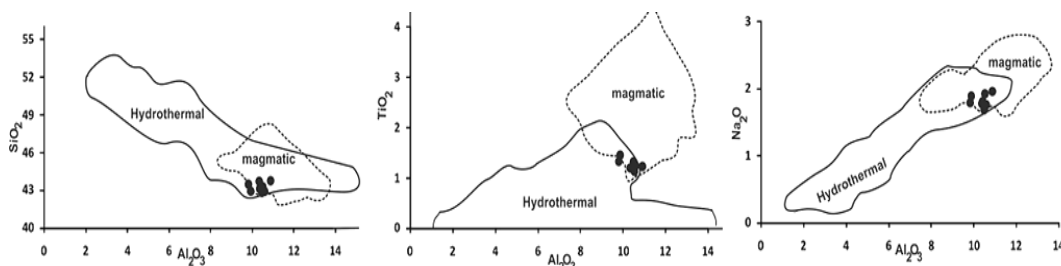
شکل ۸. مطابق نمودار تغییرات عناصر اصلی متمایزکننده فرایندهای مختلف مرتبط با ژنز پلاژیوگرانیته‌ها [۱۳]، عامل ذوب‌بخشی در تشکیل مذاب پلاژیوگرانیته منطقه دخالت داشته است



شکل ۹ مطابق نمودار متمایزکننده مشارکت فرایندهای ذوب بخشی و تفریق در ایجاد مذاب پلاژیوگرانییتی [۴۳]، تطابق مثبت مقادیر زیرکنیم و نسبت زیرکنیم به ساماریم، بیان گر مشارکت فرایند ذوب بخشی در ژنز پلاژیوگرانیتهای بررسی شده است



شکل ۱۰. بر اساس نمودارهای متمایزکننده منشأ آمفیبول [۶۴]، ترکیب شیمیایی آمفیبول متاگابروهای بررسی شده، غالباً در محدوده هم پوشانی قلمرو آمفیبول های دگرگونی و آذرین واقعند



شکل ۱۱. مدل ذوب بخشی به منظور تولید مذاب پلاژیوگرانییتی در یک جای گاه گسترش کم سرعت [۱۱]

۱. پیدایش واقعه ماگمایی و زایش گابروی کومولایی، ۲. مرحله تکتونیکی عاری از فعالیت ماگمایی که فعال شدن گسل جداکننده را به دنبال دارد. انجام این مرحله منجر به نفوذ آب دریا به بخش های گابرویی توالی افیولیتی و ایجاد گابروهای آمفیبول دار برشی می گردد، ۳. با وقوع فعالیت ماگمایی جدید، گرمای حاصل از تزریق ماگما منجر به آبزدایی آمفیبول های دگرسانی مرحله قبل شده و ذوب بخشی گابروهای آمفیبول دار و تولید مذاب پلاژیوگرانییتی را به دنبال دارد

شرایط دما و فشار رژیم ماگمایی و گرمایی حاکم بر جای گاه در حال گسترش

با توجه به شیمی کانی های متاگابرو، شیمی سنگ کل پلاژیوگرانییت و نتایج داده های آزمایشگاهی، شرایط فشار و خصوصاً دمای انجام فرایندهای ماگمایی و گرمایی جای گاه در حال گسترش قابل ارزیابی است. به کمک ترکیب کلینوپیروکسن ماگمایی متاگابروهای بررسی شده، می توان دمای تشکیل آن را در طی تبلور کومولای گابرویی محاسبه نمود. ترکیب آمفیبول های دگرگونی نیز متأثر از شرایط دما و فشار مرحله گرمایی مرکز گسترش است. از طرفی

شاخص‌های ژئوشیمیایی مذاب پلاژیوگرانیته معرف شرایط دما و فشار در طی ذوب‌بخشی متاگابرو و تبلور مذاب پلاژیوگرانیته است.

فرانس و همکاران [۱۳] به کمک داده‌های آزمایشگاهی، دماسنجی کلینوپیروکسن بر اساس غلظت آلومینیم را برای گابروهای سطحی توالی افیولیتی، مطابق فرمول زیر معرفی کرده‌اند: $T = 93.2Al_2O_3 + 742 (\pm 40^\circ C)$ با استفاده از این روش دماسنجی، دمای تبلور کلینوپیروکسن متاگابروی بررسی شده ۹۵۹ تا ۹۷۷ درجه سانتی‌گراد بوده است.

ارنست و همکاران [۶۸] با استفاده از ترکیب آمفیبول کلسیک موجود در ترکیبات مورب دگرگون شده، روش دما-فشارسنجی آمفیبول به صورت نیمه کمی را با استفاده از نمودار گرافیکی ترسیم شده بر اساس غلظت‌های آلومینیم و تیتانیوم آمفیبول ابداع کرده‌اند. مطابق این نمودار و مقادیر تیتانیوم و آلومینیم موجود در آمفیبول متاگابروهای بررسی شده، دمای تبلور آمفیبول ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تشکیل آن کم‌تر از ۳ کیلو بار محاسبه شده است.

با توجه به نتایج داده‌های آزمایشگاهی برنست و همکاران [۶۱]، مقادیر بالای سیلیس (۷۰٪)، در مذاب پلاژیوگرانیته، بیان‌گر انجام فرایند ذوب‌بخشی در دمای کم‌تر از ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد و مقادیر کم آب (کم‌تر از ۰/۷۴ درصد) است از این رو، مقادیر زیاد سیلیس در پلاژیوگرانیته‌های تزریق شده به سنگ میزبان متاگابرویی مجموعه افیولیتی جنوب مهریز، نشان‌دهنده دمای کم‌تر از ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد است. مطابق شاخص‌های ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیته‌های منطقه از قبیل تمرکز تیتانیوم، سدیم، منیزیم، پتاسیم و سیلیس و نمودارهای گرافیکی حاصل از نتایج داده‌های آزمایشگاهی [۱۳]، دمای ذوب‌بخشی و تبلور مذاب پلاژیوگرانیته کم‌تر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی شده است. مطابق محدوده پایداری پره‌نیت در شبکه پتروژنتیک متابازیت‌ها [۶۹] و نظر به حضور پره‌نیت به جای پلاژیوکلاز در متن متاگابروهای بررسی شده، آخرین مرحله انجام دگرگونی گرمایی، تحت شرایط دگرگونی رخساره زیرشیست سبز^۱ و در شرایط دمایی ۲۰۰ تا ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کم‌تر از ۳ کیلو بار روی داده است.

نتیجه‌گیری

شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل پلاژیوگرانیته‌های مجموعه افیولیتی شمال کامرود و جنوب دهشیر، حاکی از آن است که فرایند ذوب‌بخشی آمفیبولیت در یک جای‌گاه گسترش مرتبط با فروانش نقش اساسی را در ژنز آن‌ها ایفا کرده است. شواهد کانی‌شناسی و بافتی، شواهد صحرایی از قبیل هم‌جواری توده‌های پلاژیوگرانیته با گابروهای غنی از آمفیبول فولیاسیون‌دار و گابروهای توده‌ای دارای پیروکسن‌های در حال تجزیه به آمفیبول (پارگازیت) و ساختارهای رگه‌ای مذاب پلاژیوگرانیته در متاگابروی میزبان، ترکیب شیمیایی آمفیبول و محاسبات دما-فشارسنجی آمفیبول متاگابرو یا آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر و شمال کامرود، بیان‌گر آن است که تراوش سیالات آب‌دار از محل شکستگی‌ها به بخش گابرویی نزدیک یک جای‌گاه گسترش کندگستر منتج از فروانش لیتوسفر اقیانوسی نفوختیس در طی مرحله گرمایی حرارت بالا، منجر به آب‌گیری کومولای گابرویی و تشکیل آمفیبول دگرگونی همراه با فرایند ذوب‌بخشی و تولید مذاب پلاژیوگرانیته شده است. در متاگابروهای فولیاسیون‌دار (آمفیبولیت) به سبب تراوش راحت‌تر آب، فرایند دگرسانی شدیدتر است و اثری از پیروکسن باقی‌نمانده در حالی که در انواع توده‌ای شاهد جان‌شینی

1. subgreenschist

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل ۷ نمونه از پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی جنوب مهریز. عناصر اصلی و فرعی بر اساس درصد و عناصر کمیاب بر حسب قسمت در میلیون هستند

	HD27d	HD9	HD5	HD5	HD2	HD3	HD3
SiO ₂	۷۹/۹	۷۹/۶	۷۸/۹	۷۸/۲	۷۸/۱	۷۶/۸	۷۵/۶
TiO ₂	<۰/۱	۰/۱	<۰/۱	۰/۲	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱
Al ₂ O ₃	۱۲/۳	۱۲	۱۲/۳	۱۲/۲	۱۳/۴	۱۳/۷	۱۴/۶
FeO*	۰/۶	۰/۷	۱۴	۱/۴	۰/۶	۰/۸	۰/۸
MnO	۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۱	<۰/۱	<۰/۱
MgO	۰/۱	۰/۴	۰/۴	۰/۷	۰/۲	۰/۶	۰/۶
CaO	۱/۷	۱/۱	۰/۴	۱	۲/۲	۰/۸	۰/۹
Na ₂ O	۴/۲	۷/۸	۵/۴	۴/۷	۴/۳	۵	۴/۷
K ₂ O	۰/۷	۰/۳	۰/۲	۰/۴	۰/۶	۱/۵	۱/۸
P ₂ O ₅	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۱	۰/۱
LOI	۰/۸	۰/۹	۰/۶۷	۰/۹۵	۰/۵	۰/۶	۰/۶
Total	۱۰۰/۴	۹۹/۹	۹۹/۶۷	۹۹/۷۵	۱۰۰	۹۹/۹	۹۹/۷
Sc	۰/۵۳	۲/۵۲	۳/۱	۲/۷۸	۰/۴۸	۰/۵۹	۰/۴۴
V	۳/۱	۸/۸۴	۱۰/۸۴	۱۳/۴۶	۵/۱	۲/۱۹	<۰/۱
Cr	۵۲/۱۵	۴۹/۵۲	۵۱/۵۹	۳۲/۰۱	۲۹/۲۹	۴۳/۳۱	۲۸/۶۹
Co	۰/۹۳	<۰/۵	۰/۸۵	۱/۸۶	۱/۷۳	<۰/۵	۰/۸۱
Ni	۶/۸۸	۴/۳۵	۱۳/۵۹	۶/۳	۵/۹۴	۱۱/۶۳	۷/۸۶
Zn	۲/۵	۲۱/۰۶	۵۱/۳۴	۱۵/۲۳	۴/۴۷	۱۰/۳۹	۵/۴۷
Ga	۹/۱۵	۹/۲۸	۹/۹۸	۱۱/۲۹	۹/۸۹	۸/۸۶	۱۰/۳۷
Rb	۳۲/۳۸	۲۶/۲۶	۱۵/۰۶	۱۵/۴۲	۴۶/۱۹	۱۸/۳	۱۹/۸۶
Sr	۱۰۸	۸۷/۹۴	۵۰/۸۷	۵۱/۲۹	۱۵۴	۶۰/۷۲	۶۵/۷۹
Y	۸/۹۵	۶/۷	۸/۱۷	۶/۴۵	۷/۵	۱/۸۶	۱/۹
Zr	۶۱/۹۷	۲۰/۰۶	۱۲/۵	۱۱/۴۳	۴۷/۷۸	۶۰/۹۳	۸۶/۸۷
Nb	۰/۶۹	۵/۶۷	۲/۷۶	۷/۸۲	۰/۷۱	۱/۷	۱/۸
Sb	<۰/۵	<۰/۵	۰/۵۲	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Cs	<۰/۵	<۰/۵	۱/۳۱	۱/۰۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Ba	۲۱۸	۴۸۵	۳۱۶	۱۷۶	۱۶۳	۲۴۴	۲۰۷
La	۷/۷۵	۳/۰۴	۲/۷۵	۲/۶۲	۴/۷۴	۷/۵۸	۹/۴۸
Ce	۱۴/۶۲	۶/۱۶	۴/۶	۴/۴۴	۹/۷۹	۱۲/۸۵	۱۵/۵۳
Pr	<۰/۵	<۰/۵	۰/۵۲	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Nd	۲/۸۵	۳/۶۹	<۰/۶	۳/۸	<۰/۶	<۰/۶	۱/۱۳
Sm	۰/۸۹	۰/۵۶	۱/۲۱	۰/۵۶	۰/۹۵	۰/۵	۰/۸۵
Eu	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۴	<۰/۲۳	۰/۰۵	۰/۱
Gd	۰/۶۴	۰/۵۵	۱/۱۱	۰/۷۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Tb	<۰/۱	<۰/۱	۰/۱۵	۰/۱۲	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱
Dy	۱/۷۴	۰/۸۲	۱/۰۸	۰/۱۳	۱/۰۶	۰/۱۱	<۰/۰۸
Ho	۱/۴۸	۱/۳۷	۰/۹۹	۰/۸۸	۰/۷۲	۰/۷۹	۰/۶۴
Er	۰/۵۵	۰/۵۳	۰/۶۷	۰/۶۳	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Tm	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱
Yb	۰/۷۲	۰/۵۵	۰/۸۸	۰/۶۵	۰/۸۸	۰/۱۸	۰/۱۶
Hf	۰/۴۴	۱/۲۲	۳/۲۷	۲/۶۴	۰/۵۴	۱/۱۳	۱/۵۶
Ta	۰/۱۱	۰/۲۵	۰/۶	۰/۳۷	۰/۳۲	<۰/۱	۰/۱۷
W	<۰/۵	<۰/۵	۰/۷۶	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Tl	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Pb	۱۵/۸۴	۳۲/۵۸	۹۰/۶۳	۱۵/۷۸	۳۴/۹۳	۳۲/۷۵	۲۳/۳۳
Th	۲/۶	۲/۰۸	۱/۶	۳/۸۴	۲/۸۸	۴	۴/۱۱
U	<۰/۵	<۰/۵	۱/۳۱	۰/۹۴	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵

بخشی پیروکسن به آمفیبول هستیم. از طرفی این احتمال را نیز نباید از نظر دور داشت که ممکن است فرایند ذوب-بخشی سنگ میزبان متاگابرویی به صورت غیرمستقیم و در نتیجه فعال شدن مجدد مرحله ماگمایی صورت گرفته باشد به طوری که با تزریق توده‌های ماگمایی داغ به اتاق ماگمایی موقتی زیر جای گاه در حال گسترش و بالا رفتن گرادیان زمین گرمایی، به واسطه آب‌زدایی آمفیبول دگرگونی مرحله گرمایی، فرایند ذوب بخشی سنگ میزبان متاگابرویی و تولید مذاب پلاژیوگرانیتی روی داده باشد.

منابع

1. Coleman R.G., Donato M.M., "Oceanic plagiogranite revisited. In: Barker F (eds) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam" (1979) 149-167.
2. Malpas J., "Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland: initial report. In: Barker F. (ed) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam" (1979) 465-487.
3. Lippard S.J., Shelton A.W., Gass I.G., "The ophiolite of northern Oman. In: *Geological Society of London Memoir*, vol 11. Blackwell, Oxford" (1986).
4. Niu Y., Gilmore T., Mackie S., Greig A., Basch W., "Mineral chemistry, whole-rock compositions and petrogenesis of Leg 176 gabbros: data and discussion. In: Natland J. H., Dick H. J. B., Miller D. J., Von Herzen R. P. (eds) *Proceedings of the ODP, Science Research, Ocean Drilling Program, College Station*", 176 (2002) 1-60
5. Borsi L., Schärer U., Gaggero L., Crispini L., "Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin", *Earth and Planetary Science Letters*, 140 (1996) 227-241.
6. Dilek Y., Thy P., "Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara mélange, central Turkey", *Island Arc*, 15 (2006) 44-57.
7. Chew D.M., Graham J.R., Whitehouse M.J., "U-Pb zircon geochronology of plagiogranites from the Lough Nafoeey (Midland Valley) arc in western Ireland: constraints on the onset of the Grampian orogeny", *Journal of the Geological Society, London*, 164 (2007) 747-750.
8. Zhang Y.X., Zhang K.J., Li B., Wang Y., Wei Q.G., Tang X.C., "Zircon SHRIMP U-Pb geochronology and petrogenesis of the plagiogranites from the Lagkor Lake ophiolite, Gerze, Tibet, China", *Chinese Science Bulletin*, 5 (2007) 651-659.
9. Pearce J.A., Harris N.B.W. Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology*, 25 (1984) 956-983.
10. Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M., "Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146 (2004) 414-432.

11. Koepke J., Berndt J., Feig S.T., Holtz F., "The formation of SiO₂- rich melts within the deep oceanic crystal by hydrous partial melting of gabbros", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153 (2007) 67-84.
12. Brophy J.G., "La-SiO₂ and Yb-SiO₂ systematics in mid-ocean ridge magmas: implications for the origin of oceanic plagiogranite", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158 (2009) 99-111.
13. France L., Koepke J., Ildefonse B., Cichy S.B., Deschamps F., "Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: experimental and natural observations", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (2010) 683-704.
14. Brophy J.G., Xiaofei P., "Rare earth element-SiO₂ systematics of mid-ocean ridge plagiogranites and host gabbro from the Fournier oceanic fragment, New Brunswick, Canada: a field evaluation of some model predictions", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164 (2012) 191-204.
15. France L., Ildefonse B., Koepke, J., "Hydrous magmatism triggered by assimilation of hydrothermally altered rocks in fossil oceanic crust (Northern Oman ophiolite)", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14-8 (2013) 2598-2614.
16. Grimes C.B., Ushikubo T., Kozdon R., Valley J. W., "Perspectives on the origin of plagiogranite in ophiolites from oxygen isotopes in zircon", *Lithos* 179 (2013) 48-66.
17. France L., Koepke J., MacLeod C.J., Ildefonse B., Godard M., Deloule E., "Contamination of MORB by anatexis of magma chamber roof rocks: Constraints from a geochemical study of experimental melts and associated residues", *Lithos* 202-203 (2014) 120-137.
18. Manning, C., Weston, P.E., and Mahon, K.I. Rapid high temperature metamorphism of the East Pacific Rise gabbros from Hess Deep. *Earth and Planetary Science Letters* 144 (1996) 123-132.
19. Sabzehei M. "Geological Map of Dehshir", (scale 1:100,000). Geological Survey of Iran, Series sheet 6752 (1977).
20. Soheili M., "The Geological Map of Anar", (scale 1:250,000). Geological Survey of Iran, No. H-10 (1981).
21. Amidi M., Majidi, B., "Geological Map of Hamadan" (scale 1:250,000). Geological Survey of Iran N. D. 6 (1977).
22. Mohajjel M., "Geological Map of Golpaygan" (scale 1: 100,000). Geological Survey of Iran (1992).

23. Ghasemi A., Haji Hosseini A., Hosseini M., "Geological Map of Chadegan" (scale 1: 100,000), Geological Survey of Iran (2005).
24. Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)". *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (2006) 683-693.
25. Shafaiimoghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone", *Comptes Rendus Geoscience* 341 (2009) 1016-1028.
26. Ghazi J. M., Moazzen M., Rahgoshay M., Shafaiimoghadam H., "Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran); constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model", *Tectonophysics*, 574-575 (2012) 92-104.
27. Shafaiimoghadam H., Stern R.J., Rahgoshay M., "The Dehshir ophiolite (Central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. *Geological Society of America*", 122 (2010) 1516-1547.
28. Shafahimoghadam H., Stern R. J., "Late cretaceous forearc ophiolites of Iran", *Island Arc*, 20 (2011) 1-4.
۲۹. خلعت‌بری جعفری م. و سپهر ه.، "نقش ترکیبات مرتبط با فرورانش در منشأ ماگمای سازنده توالی پوسته‌ای افیولیت‌های جنوب دهشیر"، *مجله علوم زمین* ۸۵ (۱۳۹۱) ۲۵۴-۲۴۱.
۳۰. حیدری خ.، "پترولوژی آمفیبولیت و پلاژیوگرانیت‌های افیولیت‌های جنوب مهریز"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی^(ه) قزوین (۱۳۹۳).
31. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to rock forming minerals", London, (1992) 528.
32. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J., C., Welch, M.D., "Nomenclature of the amphibole super group", *American Mineralogist*, 97 (2012) 2031-2048.
33. Morimoto N., "Nomenclature of pyroxene", *American mineralogist*, 73 (1988), 1123-1133.
34. Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "Interpretation of igneous rocks", Allen and Unwin, London (1979) 450.
35. Barker F., "Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker F. (ed), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*", Elsevier (1979) 1-12.
36. Aldiss D.T., "Granitic rocks of ophiolites", PhD thesis. Open University, UK (1978).

37. Cocherie A., "Geochimie des terres rares dans les granitoids", PhD Thesis. Rennes University, France (1978).
38. Alabaster T., Pearce J.A., Malpas J., "The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81 (1982) 168-183.
39. Sun S.S. and McDonough, W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*", Special Publications, Geological Society, London 42 (1989) 312-345.
40. Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", (2007) 10nd edition springer, Netherlands (2007) 456.
41. Davoudzadeh M., "Geology and Petrography of the Area North of Nain", Central Iran: Geological Survey of Iran (1972) Report 14, 89.
42. Berberian M., and King, G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 18 (1981) 210-265.
43. Desmons J. and Beccaluva L., "Mid-ocean ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran. Paleogeographic implications", *Chemical Geology* 39 (1983) 39-63.
44. Şengör A.M.C., "A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman", in Robertson, A.H.F., Searle, M.P., and Ries, A.C., eds., *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London Special Publication, 49 (1990) 797-831.
45. Babaie H.A., Ghazi A.M., Babaei A., La Tour T.E., and Hassanipak A.A., "Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros thrust zone, Neyriz, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 19 (2001) 61-76.
46. Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications", *Tectonophysics* 68 (1980) 83-111.
47. Ghazi A.M., Hassanipak A.A., "Petrology and geochemistry of the Shahr-Babak ophiolite, Central Iran" in Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., and Nicolas, A., eds., *Ophiolites and Oceanic Crust: New insight from field and the Ocean Drilling Program*: Geological Society of America Special Paper 349 (2000) 485-497.
48. Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", *Journal of Asian Earth Sciences* 24 (2005) 405-417
49. Agard P., Monie P., Gerber W., Omrani J., Molinaro M., Meyer B., Labrousse L., Vrielynck, B., Jolivet L., Yamato P., "Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists

- inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neo-Tethyan wedge dynamics", *Journal of Geophysical Research* 111 (2006) B11401.
50. Coleman R.G., Donato M.M., "Oceanic plagiogranite revisited. In: Barker F (eds) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*", Elsevier, Amsterdam (1979) 149-167.
 51. Floyd P.A., Yaliniz M.K., Goncuoglu M.C., "Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey", *Lithos* 42 (1998) 225-241.
 52. Freund, S., Haase, K.M., Keith M., Beier C., Garbe-Schonberg D., "Constraints on the formation of geochemically variable plagiogranite intrusions in the Troodos Ophiolite, Cyprus", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 978 (2014) 1-22.
 53. Beccaluva L., Chinchilla-Chaves A.L., Coltorti M., Giunta G., Siena F., Vaccaro C., "Petrological and structural significance of the Santa Elena-Nicoya ophiolitic complex in Costa Rica and geodynamic implications", *Eur. J. Miner*, 11 (1999) 1091-1107.
 54. Gerlach, D.C. Leeman, W.P., Ave Lallemant, H.G., "Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72 (1981) 82-92.
 55. Philpotts A.R., "Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80 (1982) 201-218.
 56. Ulrich T., Borsien G.R., "Fedoz metagabbros and Forno metabasalt (Val Malenco, N Italy): comparative petrographic and geochemical investigations", *Schweiz Miner Petrogr Mitt*, 76 (1996) 521-535.
 57. Shastry A., Srivastava R.K., Chandra R., Jenner G.A., "Fe-Ti enriched mafic rocks from South Andaman ophiolite suite: implications of late stage liquid immiscibility", *Curr Sci*, 80 (2001) 453-454.
 58. Michael P.J., Schilling J.G., "Chlorine in mid-ocean ridge magmas: evidence for assimilation of seawater-influenced components", *Geochim Cosmochim Acta* 53 (1989) 3131-3143.
 59. Gillis K.M., Coogan L.A., "Anatectic migmatites from the roof of an ocean ridge magma chamber", *Journal of Petrology*, 43 (2002) 2075-2095.
 60. Wilson D.S., Teagle D.A.H., Alt J.C., Banerjee N.R., Umino S., Miyashita S., Acton G.D., Anma R., Barr S.R., Belghoul A., Carlut J., Christie D.M., Coggon R.M., Cooper K.M., Cordier C., Crispini L., Durand S.R., Einaudi F., Galli L., Gao Y., Geldmacher J., Gilbert L.

- A., Hayman N.W., Herrero-Bervera E., Hirano N., Holter S., Ingle S., Jiang S., Kalberkamp U., Kerneklian M., Koepke J., Laverne C., Vasquez H. L. L., MacLennan J., Morgan S., Neo N., Nichols H. J., Park S. H., Reichow M.K., Sakuyama T., Sano T., Sandwell R., Scheibner B., Smith-Duque C.E., Swift S.A., Tartarotti P., Tikku A.A., Tominaga M., Veloso E. A., Yamasaki T., Yamazaki S., Ziegler C., "Drilling to gabbro in intact ocean crust", *Science*, 312 (2006) 1016-1020.
61. Berndt J., Koepke J., Holtz F., "An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa", *Journal of Petrology*, 46 (2005) 135-167.
62. McCollum T.M., Shock E.L., "Fluid-rock interactions in the lower oceanic crust: Thermodynamic models of hydrothermal alteration", *Journal of Geophysical Researches* 103 (1998) 547-575.
63. Hart S.R., Blusztajn J., Dick H.J.B., Meyer P.S., Muehlenbachs K., "The fingerprint of seawater circulation in a 500- meter section of ocean crust gabbros", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63 (1999) 4059-4080.
64. Coogan L.A., Wilson R.N., Gillis K.M., MacLeod C.J., "Near solidus evolution of oceanic gabbros: insights from amphibole geochemistry", *Geochim Cosmochim Acta* 65 (2001) 4339-4357.
65. Wilcock W.S.D., Delaney J.R., "Mid-ocean ridge sulfide deposits: Evidence for heat extraction from magma chambers or cracking fronts?", *Earth and Planetary Science Letters*, 145 (1996) 49-64.
66. Koepke J., Feig S.T., Snow J., "Hydrous partial melting within the lower oceanic crust", *Terra Nova*, 17 (2005b) 286-291
67. Koepke J., Feig S.T., Snow J., "Late-stage magmatic evolution of oceanic gabbros as a result of hydrous partial melting: evidence from the ODP Leg 153 drilling at the mid-Atlantic Ridge", *Geochem Geophys Geosyst*, 6 (2005c) 2004GC000805.
68. Ernst W.G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer", *American Mineralogist*, 83 (1998) 952-969.
69. Frey M., De Capitani C., Liou J.G., "A new petrogenetic grid for low-grade metabasites", *Journal of Metamorphic Geology*, 9 (1991) 479-509.