کانیشناسی، ژئوشیمی و پتروژنز تودههای پلاژیوگرانیتی موجود در متاگابروهای مجموعه افیولیتی جنوب مهریز (جنوبغرب یزد)

خدیجه حیدری، محسن نصرآبادی^{*}، رضا نوزعیم؛ دانشگاه بینالمللی امام خمینی(ره)، قزوین،)، دانشکده علوم پایه، گروه زمینشناسی قلیزاده؛ مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ح**کیده**

در مجموعه افیولیتی شمال کامرود و جنوب دهشیر تودههای نفوذی کوچک و رگعهای پلاژیوگرانیتی وجود دارند که دارای کانیشناسی فلدسپار+کوارتز+بیوتیت±گارنت هستند. سنگ میزبان پلاژیوگرانیتها متاگابروی تودهای و فولیاسیوندار است. مرز ناصاف و جانشینی بخشی پیروکسن با آمفیبول در متاگابروهای تودهای بیان گر حالت غیرتعادلی و منشأ دگرگونی آمفیبول است. در متاگابروی فولیاسیوندار بر خلاف انواع تودهای اثری از پیروکسن باقی نمانده است. شواهد ژئوشیمیایی سنگ کل نشاندهندهٔ آن است که فرایند ذوببخشی عامل اصلی تشکیل این پلاژیوگرانیتها در جایگاهی در حال گسترش کم سرعت بالای زون فرورانش بوده است. احتمالاً تراوش آب از طریق گسیختگیهای موجود در جایگاهی در حال گسترش پشت قوس منتج از فرورانش نوده است. احتمالاً تراوش آب از طریق گسیختگیهای موجود در جایگاه درحال میترش پشت قوس منتج از فرورانش نئوتتیس، موجب دگرگونی گرمابی و آبگیری گابروهای توالی افیولیتی، ذوببخشی و تولید مذاب پلاژیوگرانیتی شده است. از طرفی ممکن است که با تزریق تودههای ماگمایی داغ به داخل توالی گابرویی ضمن آبزدایی آمفیبول، ذوببخشی و تشکیل مذاب پلاژیوگرانیتی نیز صورت گرفته باشد. بر اساس ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن، دمای تبلور کومولای گابرویی ۱۹۵۹ تا ۷۱۷ درجۀ سانتیگراد تعیین شده است. شرایط دما و فشار مرحله مین آبزدایی آمفیبول، ذوببخشی و تشکیل مذاب پلاژیوگرانیتی نیز صورت گرفته باشد. بر اساس ترکیب شیمیایی ما مان استاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول دگرگونی ۵۷ درجۀ سانتیگراد و کمتر از ۳ کیلوبار ارزیابی شده است. گرمابی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول دگرگونی ۵۵ د درجۀ سانتیگراد و کمتر از ۳ کیلوبار ارزیابی شده است.

واژههای کلیدی: پلاژیوگرانیت، متاگابرو، ذوببخشی، جایگاه در حال گسترش کم سرعت، 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 پلاژیوگرانیت نامیده میشوند [۱]، [۲]، [۳]، [۴]، [۵]، با وجود فراوانی محدود، واحدهای پلاژیوگرانیتی 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 به کمک این تودههای فلسیک میسر شده است [۷]، [۸]. به کمک 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 مهم ترین مدلهای تشکیل پلاژیوگرانیتهای اقیانوسی، فرایند ذوب بخشی توالی گابرویی یا دایکهای صفحهای پوسته اقیانوسی است [۵]، [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]، [۱۴]، [۱۹]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷]. در مواردی که فرایند ذوب بخشی مسئول تولید مذاب پلاژیوگرانیتی است، میتوان ارزیابیهایی را در مورد نوع پشته میان اقیانوسی از نظر نرخ گسترش انجام داد [۱۰]، [۱۱].

بخش گابرویی توالی افیولیتی که میزبان مذاب پلاژیوگرانیتی است معادل اتاق ماگمایی زیر پشته در نظر گرفته می شود و شواهدی مستند برای بررسی تاریخچهٔ سردشدگی پوسته اقیانوسی زیرین را فراهم می آورد [۱۸]. با استفاده از روابط صحرایی، شواهد میکروسکوپی و بافتی، شیمی کانیها و محاسبات دما- فشارسنجی می توان مرحلهٔ گذر بین فرایندهای ماگمایی و گرمابی 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 گرمابی حاکم بر محل پشته میان اقیانوسی صورت پذیرد.

روش پژوهش

پس از نمونهبرداری از تودههای پلاژیو گرانیتی و متاگابروی میزبان مجموعه افیولیتی جنوب مهریز و انجام بررسیهای میکروسکوپی، تعداد ۷ نمونه پلاژیو گرانیت با شواهد دگرسانی کمتر انتخاب و برای انجام تجزیه شیمیایی سنگ کل بهروش ICP-MS و ICP-MS به سازمان زمین شناسی کشور ارسال شد. با بررسیهای پترو گرافی، از کانیهای موجود در نمونهای از پلاژیو گرانیت و نمونهای از متاگابرو تجزیه ریزپردازش نقطهای از کانیهای فلدسپار، بیوتیت، گارنت، مونه از پلاژیو گرانیت و نمونهای از متاگابرو تجزیه ریزپردازش نقطهای از کانیهای فلدسپار، بیوتیت، گارنت، مونه از پلاژیو گرانیت و نمونهای از متاگابرو تجزیه ریزپردازش نقطهای از کانیهای فلدسپار، بیوتیت، گارنت، پیروکسن و آمفیبول با دستگاه ریزپردازنده نوع 15nA و قطر آن با توجه به اندازهٔ کانی ۱ تا ۵ میکرون بوده طول انجام تجزیه، ولتاژ کانی ها 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 حالی که فرورانش نئوتتیس به زیرحاشیهٔ فعال قارهای صفحه ایران (پهنه سنندج-سیرجان) منجر به تشکیل ریفت 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 به صورت یک حوضهٔ پشت قوس باریک شده است [۲۴]، [۲۵]، [۲۶]، 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]، [۲۲]، [۲۷]، [۲۸]. مجموعه افیولیتی جنوب مهریز در منطقۀ جنوب دهشیر دارای توالی گوشتهای و پوستهای متشکل از هارزبورژیت، گابرو، پلاژیوگرانیت، 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 پلاژیوگرانیتی قرار گرفتهاند (شکل ۲ الف). مذاب پلاژیوگرانیتی، بهصورت رگههای باریک متقاطع در سنگ میزبان متاگابرویی نیز حضور دارد (شکل ۲ بالف). مذاب پلاژیوگرانیتی، بهصورت رگههای باریک متقاطع در سنگ دهشیر و انار واقع است و در نقشۀ زمینشناسی ۱/۲۵۰۰۰ انار [۲۰] بهصورت رگههای باریک متقاطع در سنگ توالی گابرویی این مجموعه افیولیتی، تودهای پلاژیوگرانیتی براکتری نسبت به مجموعۀ افیولیتی جنوب وجود دارند (شکل ۲ پ) و علاوه بر متاگابروهای تودهای، سنگهای دگرگونی بهصورت گارنت-کلینوپیروکسن-آمفیبولیت و اسپینل-گرانتهورنباندیت نیز در مجاوران آنها مشاهده می شوند. در این پلاژیوگرانیتها بر خلاف پلاژیوگرانیتهای جنوب دهشیز همراه با کانیهای سنگسان کوارتز و فلدسپار به درت گارنت نیز وجود دارد. پلاژیوگرانیتهای جنوب دهشیر همراه با کانیهای سنگساز کوارتز و فلدسپار به درت 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. پرهنیت 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 پلاژیوگرانیتهای بررسی شده هستند و از کانیهای فرعی میتوان به بیوتیت و کلریت اشاره کرد. در نمونهای از پلاژیوگرانیتهای مجاور متابازیتهای گارنتدار مجموعه افیولیتی شمال کامرود، بلورهای ریزگارنت نیز مشاهده میشود (شکل ۳ پ). در بعضی از نمونهها همرشدی کوارتز و فلدسپار سازنده بافت گرانوفیری در سنگ

شیمی کانیها

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

پلاژيوگرانيت

فلدسپار

نتایج فلدسپارهای موجود در نمونه پلاژیوگرانیت، که الیگوکلاز هستند در جدول ۱ ارائه شده است. میزان متشکلههای پلاژیوکلاز عبارت از آلبیت (۸۸ تا ۸۰ درصد)، آنورتیت (۱۷ تا ۲۰ درصد) و ارتوز (۲ تا ۳ درصد) است.

گارنت

18

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 وگارنت موجود در متابازیتهای مجاور، مؤید منشأ زنوکریستی آنها است.

بيوتيت

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



شکل ۱. الف) نقشهٔ پراکندگی افیولیتهای ایران، ب) نقشهٔ 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



شکل۲. الف) نمای صحرایی متاگابروهای تودهای و تودههای پلاژیوگرانیت تزریق شده به آنها در جنوب دهشیر، ب) رگههای پلاژیوگرانیت متقاطع در سنگ میزبان متاگابرویی تودهای، پ) تودههای بزرگ پلاژیوگرانیتی همجوار با متاگابرو و سنگهای دگرگونی گارنتدار در شمال کامرود

متاگابرو

آمفيبول

با توجه به معیار طبقهبندی آمفیبولها [۳۲]، آمفیبول نمونه متاگابروی تودهای بررسی شده از نوع کلسیک است (⁸Ca/^BCa + Na) و مطابق میزان تمرکز کاتیونهای آلومینیم، آهن و تیتانیم جایگاه C و سدیم، پتاسیم و کلسیم موجود در جایگاه A، عمدتاً از نوع پارگازیت است (شکل ۴).

كلينوپيروكسن

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

ارتوپيروكسن

ار توپیروکسن موجود در نمونههای بررسی شده، مطابق نمودار تقسیم بندی 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، آلف) پیروکسن به صورت بخشی در حال جانشینی با آمفیبول در متاگابروهای تودهای است، ب) در متاگابروهای فولیاسیون دار (آمفیبولیت) کانیهای سازنده آمفیبول جهت یافته و پلاژیوکلازهای دگرسان شده هستند و اثری از پیروکسن دیده نمی شود، 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 بیان گر جای گزینی سطحی ماگمای سازنده پلاژیوگرانیت است، ج) تصویر ث در نور XPL XPL (Cpx) کلینوپیروکسن، Am. آمفیبول، P1! پلاژیوکلاز، Prh: پرهنیت، Grt: گارنت، زادت،



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

ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل ۷ نمونه از پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی جنوب مهریز (جدول ۲) نشاندهندهٔ مقدار زیادی سیلیس در اکثر نمونههاست (./SiO2>۷۵). 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 سابآلکالن (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 فرورانش فلمرو تتيس [٩] از قبيل ترودوس [٣۶]، آنتاليا [٣٧] و عمان [٣٨]، در محدوده گرانيت قوس آتشفشاني 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 می شود (شکل ۶ الف). غنی شدگی از LILE، آنومالی مثبت سرب و آنومالی منفی نیوبیوم در نمودار عنکبوتی چند عنصری نرمال شده نسبت به مورب عادی موجود است (شکل ۶ ب). این چنین شاخصهای ژئوشیمیایی از ویژگیهای ماگمای جایگاه فرورانش هستند [۴۰]. در این رابطه مدلهای ژئودینامیکی متنوعي براي مجموعه افيوليتي نائين- بافت ارائه شده است كه بيشتر آنها مرتبط با جايگاه فرورانش است و شامل١. حوضه اقیانوسی باریک همانند دریای سرخ [۴۱]، [۴۲]، [۴۳]، [۴۴]، [۴۵]، ۲. جایگاه قوس ناشی از فرورانش نئوتتیس [۴۶]، [۴۷]، ۳. حوضه پشت قوس [۴۸]، [۴۹]، ۴. جایگاه گسترش واقع در بالای زون فرورانش جلو قوس [77], [77].

پتروژنز پلاژيوگرانيتها

بهمنظور ایجاد مذاب پلاژیوگرانیتی در محل جایگاه گسترش میان اقیانوسی چهار مکانیسم، ۱. تفریق پیشرفته بازالت پشته میان اقیانوسی [۳]، [۴]، [۵۵]، [۵۵]، [۵۵]، [۵۵]، ۲. ذوببخشی گابرو در زونهای گسلی پشته میان اقیانوسی [۲]، [۱۰]، [۱۱]، [۵۴]، ۳. فرایند امتزاجناپذیری مذابهای سیلیسی و بازیک [۵۵]، [۵۵]، [۵۷]، ۴. آناتکسی دایکهای صفحهای دگرسان شده سقف اتاق ماگمایی در پشتههای تندگستر [۵۸]، [۵۹]، [۶۹]، [۱۳]، [۱۵]، [۱۹] 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 TiO₂-SiO₂/50-K₂O و

^{1.} Supra-subduction zone

کوئپک و همکاران [۱۱] نمودار دوتایی TiO2-SiO2 را برای شناسایی نقش فرایندهای ذوببخشی و تفریق در زایش پلاژیوگرانیت معرفی کردهاند. مطابق این نمودارها و با توجه به محتوای کم تیتانیم در پلاژیوگرانیتهای منطقه، فرایند ذوببخشی در تولید آنها مشارکت داشته است (شکلهای ۷ الف و ب). برندت 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 توله ایتی مطابقت دارد در حالیکه این پارامتر برای بازالت پشت قوس با شیب کمتر، مطابق روند تفریق کالکآلکالن است.

جدول۱. نتایج تجزیه شیمیایی کانیهای موجود در نمونه پلاژیوگرانیت و متاگابرو. فرمول ساختمانی کانیهای آمفیبول، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، گارنت، بیوتیت، فلدسپار و پرهنیت بهترتیب بر اساس ۲۳، ۶، ۶، ۱۲،۲۲، ۸ و ۲۲ اکسیژن محاسبه شدهاند

نمونه	متاگابر						پلاژيوگرانيت						
کانی	بول	آمفي	نو سن	کلی پیروک	و ئىسن	ار ت پيروک	پرهنيت	ت	گارن	يت	بيوت	ىپار	فلدس
SiO ₂	47/19	42/.4	۵۰/۹۲	۵۱/۰۲	57/74	۵۲/۹	47/48	۳۷/۷	۳۷/۲۶	۳۵/۰۷	۳۴/۶۹	۶۴/۴۸	83/18
TiO ₂	١/٢	۱/۱۵	٠/١	۰/۱۳	•/١١	٠/١٣	•/•	۰/۰۳	۳۷/۲۶	۲/۲۱	1/9۴	•/•Y	•/•
Al ₂ O ₃	۱۰/۵۳	۱۰/۴۷	۲/۳۶	۲/۳۳	۰/٨۶	٠/٧٩	۲۳/۸۶	51/08	۲۱/۲۵	19/82	۱۸/۷۹	22/66	۲۳/۰۲
FeOt	۱۲/۳۵	17/88	۸/۲۷	९/४९	18/24	۱۸/۰۶	•/1	24/22	۲۳/۵۴	۱۸/۵۵	۱۷/۹۶	•/٢٢	•/•۶
MnO	٠/١٢	٠/١٣	٠/٢	۰/۲۱	۰/۴۸	٠/۵	۳ . / ۰	17/97	۱۲/۵۲	۰/۵۱	٠/۴٧	•/•)	•/•
MgO	14/10	14/41	18/18	۱۳/۳۴	TF/SF	26/92	•/•	۲/۲۹	۲/۶۸	٩/٧۶	٩/۶٧	۰/۰ ۱	•/•٢
CaO	۱۲/۷	17/87	۲۳/۷۸	22/26	۱/۹۶	۱/۵۲	۲۷/۵۵	۲/۴۵	۲/۲۷	۰/۱۱	۰/۰۵	۳/۴۸	۴/۳۵
Na ₂ O	١/٧١	۱/۷۶	• /۳ ۱	٠/٢٧	•/•)	•/•۵	۳ . / ۰	۰/۰۳	•/•	۰/۱۶	•/•	۹/•۲	٩/٢٧
K ₂ O	۰/۰۹	• / • Y	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	۰/۰۲	۱۰/۵۶	۹/۸۱	۰/۴۸	۰/۴
Total	94/14	۹۵/۳۲	۹۸/۹۶	99/54	۹۸/۲۳	۹۸/۷۳	۹۴/۰۳	۱۰۰/λ	۱۰۰/۷۹	۹۶/۲۵	۹۳/۳۸	۱۰۰/۲	१९/१४
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	٠/١٣	٠/١٢	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•۶	٠/١٢	٠/٢	•/•	•/•
Al ^{IV}	۱/۶	۱/۶۱	• / • Y	•/•٨	•/•	•/•	w/0.5	•/•	१/९९	١/٢	۱/۱۵	100	
Al ^{VI}	٠/٢۵	۰/۲۱	• / • ٣	•/•٢	•/•٣	•/•٣	1/11	١/٩٨	۰/۰۱	۰/۴۲	٠/۴٧	1/19	1/17
Fe ³⁺	٠/٩٨	1/11	۰/۰۴	۰/۰۵	•/•٣	۰/۰۴	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•
Fe ²⁺	۰/۴۵	۳۳/	۰/۲۱	۰/۲۳	٠/۵	۰/۵	•/•	1/88	۱/۵۲	1/14	١/١	•/•	•/•
Mn	•/• \	•/• \	•/•	•/•	•/• \	•/•)	•/•	• /AY	۰/۸۵	•/•٢	۰/۰۳	•/•	•/•
Mg	۳/۱۵	۳/۱۸	٠/٧۴	٠/٧۴	۱/۳۶	١/٣٧	•/•	•/77	۰/۳۲	١/•٧	۱/۰۵	•/•	•/•
Ca	۳/۲	۲/۰	۰/۹۶	۰/۹۳	•/•¥	•/•۶	4/14	• / ۲ ۱	٠/١٩	•/• ١	•/•	۰/۱۶	۰/۲
Na	۰/۴۹	٠/۵	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•٢	•/•	• /YY	۰/γ٨
K	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	•/•	۰/۹۶	٠/٩٢	•/•٢	•/•٢
Sum	۱۵/۴۸	۱۵/۴۹	٣/٩٧	٣/٩۶	۳/۹۶	۳/۹۶	14/08	۷/۹۶	٧/٩٧	٧/٧٩	۲۷/۷۲	4/94	۴/۹۷
Mg#	٨٧	٩٠	۷۷	٧۶	۷۳	۷۲		14	11	۴۷	۴۸		
Ab												٨٠	Y٨
An												۱۷	۲۰
Or												٣	٢
Wo			۴۸/۵	۴٧/۱	۴/۵	٣							
En			۳۷/۷	۳۷/۹	۷۹/۱	۶۸/۵							
Fs			۸/۳۲	۱۵	18/4	۲۸/۵							
Alm								۵۴	۵١				
Sps								۲۹	۲۸				
Grs								γ	۶				
Рур								٩	11				

دادههای ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیتهای بررسی شده در بخش پایین نمودار دوتایی FeO^t/MgO-SiO₂ و خارج از محدودهٔ تفریق ترسیم میشوند (شکل ۷ پ) که بیانگر تایید نقش فرایند ذوببخشی در تشکیل آنها است. مطابق نتایج آزمایشگاهی فرانس و همکاران [۱۷]، با کاهش نرخ ذوببخشی، مذابهای پلاژیوگرانیتی غنیشدگی بیشتری از عناصر آلکالن نسبت به انواع حاصل از فرایند تفریق در نمودار AFM نشان میدهند (شکل ۷ ت).



شکل ۵. الف) مطابق نمودار طبقهبندی سنگهای آذرین [۳۴]، نمونههای بررسی شده در محدودهٔ گرانیت ساب-آلکالن جای دارند، ب) در نمودار سهتایی آلبیت، آنورتیت و ارتوز نورماتیو [۳۵]، نمونههای بررسی شده ترونجمیت هستند، پ) نمونههای بررسی شده در نمودار دوتایی پتاسیم در برابر سیلیس [۱۱]، در محدودهٔ پلاژیوگرانیت قرار دارند، ت) در نمودار متمایزکنندهٔ محیط تکتونیکی گرانیت [۹]، همانند بخشی از سایر پلاژیوگرانیتهای مزوزوئیک قلمرو تتیس که در جایگاه بالای زون فرورانش تشکیل شدهاند پلاژیوگرانیتهای منطقهٔ بررسی شده نیز از نوع



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

مطابق این نمودار فرایند ذوببخشی در تولید مذاب پلاژیوگرانیتی 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 پلاژیوگرانیتی که فرایند ذوببخشی در تشکیل آنها دخالت دارند تحول یافتهتر است و محتوای سیلیس بیشتر و مقدار کمتر کلسیم و منیزیم دارند. با توجه به این نمودارها نیز، عامل ذوببخشی در تولید پلاژیوگرانیتهای بررسی شده دخالت داشته است (شکل ۸). بهواسطه تغییرات عناصر کمیاب نیز میتوان فرایندهای تفریق و ذوب بخشی که درگیر در ژنز مذاب پلاژیوگرانیتی بودهاند را از یک دیگر متمایز کرد به طوری که فرند و همکاران [۵۲]، با استفاده از نمودار دوتایی Zr-Zr/Sm موفق به تعیین فرایندهای مذکور در تولید مذاب پلاژیوگرانیتی شدهاند. مطابق این نمودار تأثیر فرایند ذوب بخشی در تشکیل مذاب پلاژیوگرانیتی بررسی شده محتمل تر است (شکل ۹).

بروفی [۱۲] با بررسی روند تغییرات عناصر نادر خاکی پلاژیوگرانیت 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 دامنهٔ ترکیبی سیلیس نمونههای بررسی شده (۲۵ تا ۲۹ درصد سیلیس)، ارزیابی روند تغییرات لانتانیم و ایتربیم با افزایش درجه تفریق میسر نیست.

بحث

شواهد ژئوشیمیایی بیانگر نقش فرایند ذوب بخشی سنگهای مافیک پوسته ی جایگاه در حال گسترش میان اقیانوسی در تشکیل پلاژیوگرانیتهای بررسی شده است. سنگ میزبان غالب در محل تزریق تودههای پلاژیوگرانیتی منطقه متاگابروهای توده ی 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 گرمابی یا دگرگونی) شکل گرفته باشد. منشأ مذاب سیلیکاته، سریهای تحول یافته اتاق ماگمایی زیر جایگاه در حال گسترش میان اقیانوسی یا حاصل ذوب بخشی کومولای گابرویی داخ در نتیجه تماس با سیالات آبدار است [۶۸]. [۶۰]. [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 [۶۹]، 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 در گابروها میسر است. کوگان و همکاران [۶۹]، با بررسی نمونههای گابرویی پشته میان اقیانوسی اطلس، بر اساس در گرونی را شناسایی کردهاند. مطابق نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب، انواع مختلفی از آمفیبولهای ماگمایی و در گونی را شناسایی کردهاند. مطابق نمودارهای عناصر اصلی که این محققان به منظور تمایز منشأ آمفیبول مای ماگمایی و مردهاند، آمفیبولهای بررسی شده در بخش هم پوشانی بین قلمرو آمفیبول ماگمایی و انواع دگرگونی واقعند (شکل در مانده میتولهای برسی شده در بخش هم پوشانی بین قلمرو آمفیبول ماگمایی و انواع دگرگونی واقعند (شکل

تراوش آب دریا به توالی گابرویی، از طریق شکستگیهای واقع در پوسته اقیانوسی صورت میگیرد. اینچنین شکستگیهایی دائمی است در خارج از محور پشته ایجاد می شوند درحالی که در جای گاه گسترش کم سرعت با خاتمه واقعهٔ ماگمایی و شروع مرحلهٔ تکتونیکی، در محل محور جای گاه می ابند [۶۵]. تأثیر نیروهای برشی محل گسیختگیهای پشته، باعث ایجاد فولیاسیون در گابرو و به دنبال آن تسهیل نفوذ سیالات و دگرگونی گرمابی 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 پلاژیوگرانیتی را سبب شود در حالی که تحت شرایط حرارت کمتر بخشهای سطحیتر، نفوذ آب در ابتدا سبب تبلور آمفیبول دگرگونی در سنگ میزبان متاگابرویی گرانولار شده و در مرحلهٔ بعد در نتیجه تزریق ماگمای داغ به اتاق ماگمایی، با افزایش گرادیان زمین گرمابی محل پشته، ذوببخشی و تولید مذاب پلاژیوگرانیتی ناشی از آبزدایی آمفیبول مرحلهٔ گرمابی انجام می گیرد.

نتایج حاصل از دادههای تجربی بیان گر آن است که ذوب بخشی آمفیبولیت و متاگابروهای اقیانوسی، همراه با تولید مذاب پلاژیو گرانیتی، تبلور پارگازیت و ارتوپیروکسن را به صورت فاز رستیت مطابق واکنش زیر به دنبال دارد [۶۶]، [۶۷]، [۱۰]:

 $Oli+ Cpx+Plg_{old}+H_2O = Opx+Prg+Plg_{new}+Plagiogramitic melt$

وجود پارگازیت دگرگونی و بلورهای ریز ارتوپیروکسن در متاگابروهای بررسی شده و حضور مذاب پلاژیوگرانیتی 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 پلاژیوگرانیت 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 تکتونیکی پس از واقعه ماگمایی، نشان-دهندهٔ 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 مرحلهٔ 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



شکل ۷. الف) در نمودار سهتایی متمایزکننده فرایندهای ذوببخشی، تفریق و ناآمیختگی مذابها [۱۳]، پلاژیوگرانیتهای بررسی شده در محدودهٔ آناتکسی گابرو قرار میگیرند، ب) در نمودار دوتایی تیتانیم در برابر سیلیس [۱۱] با توجه به مقادیر کم تیتانیم، فرایند ذوببخشی در تشکیل پلاژیوگرانیتهای منطقه مشارکت داشته است، پ) نظر به مقادیر کم نسبت آهن به منیزیم و با توجه به نمودار دوتایی متمایزکننده فرایند تبلور تفریقی از فوببخشی [۶۱]، فرایند ذوببخشی در تولید پلاژیوگرانیتهای موثر بوده است، ت) با توجه به نمودار AFM متمایزکننده فرایند ذوببخشی در تولید پلاژیوگرانیتهای موثر بوده است، ت) با توجه به نمودار متاقه تأثیر فرایند ذوببخشی از تفریق بلوری و ناآمیختگی مذاب [۱۷]، تولید مذاب پلاژیوگرانیتی منطقه تحت از طریق ذوببخشی است



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









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



شکل ۱۱. مدل ذوببخشی بهمنظور تولید مذاب پلاژیوگرانیتی در یک جایگاه گسترش کم سرعت [۱۱] ۱. پیدایش واقعه ماگمایی و زایش گابروی کومولایی، ۲. مرحلهٔ تکتونیکی عاری از فعالیت ماگمایی که فعال شدن گسل جداکننده را بهدنبال دارد. انجام این مرحله منجر به نفوذ آب دریا به بخشهای گابرویی توالی افیولیتی و ایجاد گابروهای آمفیبولدار برشی میگردد، ۳. با وقوع فعالیت ماگمایی جدید، گرمای حاصل از تزریق ماگما منجر به آبزدایی آمفیبولهای دگرسانی مرحلهٔ قبل شده و ذوببخشی گابروهای آمفیبولدار و تولید مذاب پلاژیوگرانیتی را بهدنبال دارد

شرایط دما و فشار رژیم ماگمایی و گرمابی حاکم بر جایگاه در حال گسترش

با توجه به شیمیکانیهای متاگابرو، شیمی سنگ کل پلاژیوگرانیت و نتایج دادههای آزمایشگاهی، شرایط فشار و خصوصاً دمای انجام فرایندهای ماگمایی و گرمابی جایگاه در حال گسترش قابل ارزیابی است. به کمک ترکیب کلینوپیروکسن ماگمایی متاگابروهای بررسی شده، میتوان دمای تشکیل آنرا در طی تبلور کومولای گابرویی محاسبه نمود. ترکیب آمفیبولهای دگرگونی نیز متأثر از شرایط دما و فشار مرحله گرمابی مرکز گسترش است. از طرفی شاخصهای ژئوشیمیایی مذاب پلاژیوگرانیتی معرف شرایط دما و فشار در طی ذوببخشی متاگابرو و تبلور مذاب پلاژیوگرانیتی است.

فرانس و همکاران [۱۳] به کمک داده های آزمایشگاهی، دماسنجی کلینوپیروکسن بر اساس غلظت آلومینیم را برای گابروهای سطحی توالی افیولیتی، مطابق فرمول زیر معرفی کردهاند: (T= 93.2Al₂O₃+742 (±40°C با استفاده از این روش دماسنجی، دمای تبلور کلینوپیروکسن متاگابروی بررسی شده ۹۵۹ تا ۹۷۷ درجهٔ سانتی گراد بوده است.

ارنست و همکاران [۶۸] با استفاده از ترکیب آمفیبول کلسیک موجود در ترکیبات مورب دگرگون شده، روش دما-فشارسنجی آمفیبول بهصورت نیمه کمی را با استفاده از نمودار گرافیکی ترسیم شده بر اساس غلظتهای آلومینیم و تیتانیم آمفیبول ابداع کردهاند. مطابق این نمودار و مقادیر تیتانیم و آلومینیم موجود در آمفیبول متاگابروهای بررسی شده، دمای تبلور آمفیبول ۷۵۰ درجهٔ سانتی گراد و فشار تشکیل آن کمتر از ۳ کیلوبار محاسبه شده است.

با توجه به نتایج دادههای آزمایشگاهی برندت و همکاران [۶۱]، مقادیر بالای سیلیس (۷۰٪)، در مذاب پلاژیوگرانیتی، بیانگر انجام فرایند ذوببخشی در دمای کمتر از ۹۵۰ درجهٔ سانتیگراد و مقادیر کم آب (کمتر از ۱/۲۴ درصد) است از این رو، مقادیر زیاد سیلیس در پلاژیوگرانیتهای تزریق شده به سنگ میزبان متاگابرویی مجموعه افیولیتی جنوب مهریز، نشاندهندهٔ دمای کمتر از ۹۵۰ درجهٔ سانتیگراد است. مطابق شاخصهای ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیتهای منطقه از قبیل تمرکز تیتانیم، سدیم، منیزیم، پتاسیم و سیلیس و نمودارهای گرافیکی حاصل از نتایج دادههای آزمایشگاهی [۱۳]، دمای ذوببخشی و تبلور مذاب پلاژیوگرانیتی کمتر از ۸۵۰ درجهٔ سانتیگراد ارزیابی شده است. مطابق محدودهٔ پایداری پرهنیت در شبکه پتروژنتیک متابازیتها [۶۹] و نظر به حضور پرهنیت به جای پلاژیوکلاز در متن متاگابروهای بررسی شده، آخرین مرحلهٔ انجام دگرگونی گرمابی، تحت شرایط دگرگونی رخساره زیرشیست سبز ^۱ و در شرایط دمایی ۲۰۰ تا ۲۸۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار کمتر از ۳ کیلوبار روی داده است.

نتيجهگيرى

شاخصهای ژئوشیمیایی سنگ کل پلاژیو گرانیتهای مجموعه افیولیتی شمال کامرود و جنوب دهشیر، حاکی از آن است که فرایند ذوب بخشی آمفیبولیت در یک جای گاه گسترش مرتبط با فرورانش نقش اساسی را در ژنز آنها ایفا کرده است. شواهد کانی شناسی و بافتی، شواهد صحرایی از قبیل هم جواری تودههای پلاژیو گرانیتی با گابروهای غنی از آمفیبول فولیاسیون دار و گابروهای توده ای دارای پیروکسنهای در حال تجزیه به آمفیبول (پارگازیت) و ساختارهای رگه ای مذاب پلاژیو گرانیتی در متاگابروی میزبان، ترکیب شیمیایی آمفیبول و محاسبات دما-فشارسنجی آمفیبول متاگابرو یا آمفیبولیتهای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر و شمال کامرود، بیان گر آن است که تراوش سیالات آب دار از محل شکستگیها به بخش گابرویی نزدیک یک جای گاه گسترش کندگستر منتج از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در طی مرحله گرمابی حرارت بالا، منجر به آب گیری کومولای گابرویی و تشکیل آمفیبول د گرگونی همراه با فرایند ذوب بخشی و تولید مذاب پلاژیو گرانیتی شده است. در متاگابروهای فولیاسیون دار (آمفیبولیت) به سبب تراوش

^{1.} subgreenschist

HD21 HD9 HD5 HD5 HD2 HD3 HD3 SiO2 $\vee 1/4$ $\vee 1/9$ $\vee 1/4$ $\vee 1/4$ $\vee 1/4$ $\vee 1/4$ $\vee 1/4$ $\vee 1/1$ <			•	2	1		<u> </u>	
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $		HD27d	HD9	HD5	HD5	HD2	HD3	HD3
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	SiO ₂	٧٩/٩	۲۹/۶	۲۸/۹	۲۸/۲	Υ٨/١	۷۶/۸	۲۵/۶
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	TiO ₂	<٠/١	• / 1	<٠/١	۰/۲	<٠/١	<٠/١	<٠/١
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Al_2O_3	۱۲/۳	١٢	۱۲/۳	۱۲/۲	۱۳/۴	۱۳/۷	۱۴/۶
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	FeO*	• 9	• /Y	14	١/۴	• /8	•/٨	• /A
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	MnO	٠/١	<٠/١	<٠/١	<٠/١	۰/۱	<٠/١	<٠/١
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	MgO	٠/١	٠/۴	٠/۴	• /Y	۰/۲	• /8	• 8
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	CaO	١/٧	1/1	٠/۴	١	۲/۲	•/٨	٠/٩
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Na ₂ O	۴/۲	٧/٨	۵/۴	۴/۷	۴/۳	۵	۴/۷
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	K ₂ O	• /Y	۰/٣	٠/٢	٠/۴	• /۶	۱/۵	١/٨
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	P_2O_5	<٠/١	<٠/١	<٠/١	<٠/١	<٠/١	• / ١	• / \
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	LOI	٠/٨	٠/٩	۰/۶۷	۰/۹۵	۰/۵	• /8	• /8
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Total	۱۰۰/۴	१९/१	१९/۶ ४	۹٩/۷۵	۱۰۰	१९/९	٩٩/٧
V $\Gamma/1$ $\lambda/\lambda F$ $1/\Gamma/F$ $\Delta/1$ $\Gamma/1$ <t< td=""><td>Sc</td><td>۰/۵۳</td><td>۲/۵۲</td><td>٣/١</td><td>۲/۷۸</td><td>۰/۴۸</td><td>۰/۵۹</td><td>• /44</td></t<>	Sc	۰/۵۳	۲/۵۲	٣/١	۲/۷۸	۰/۴۸	۰/۵۹	• /44
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	V	٣/١	٨/٨۴	۱۰/۸۴	18/48	۵/۱	۲/۱۹	<.//
$\begin{array}{c cc c$	Cr	22/12	49/22	۵۱/۵۹	۳۲/۰۱	59/59	43/21	۲۸/۶۹
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Co	۰/۹۳	<•/۵	۰/۸۵	۱/٨۶	۱/۲۳	<•/۵	• /A 1
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	N1	۶/۸۸	4/30	۱۳/۵۹	۶/۳	0/94	11/88	۷/۸۶
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Zn	۲/۵	۲۱/۰۶	۵۱/۳۴	10/22	۴/۴۷	۱۰/۳۹	۵/۴۷
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Ga	۹/۱۵	۹/۲۸	٩/٩٨	11/29	٩/٨٩	۸/۸۶	۱۰/۳۷
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Rb	۳۲/۳۸	78/78	۱۵/۰۶	10/47	48/19	۱۸/۳	۱۹/۸۶
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Sr	۱۰۸	۲۷/۹۴	۵۰/۸۷	۵۱/۲۹	104	۶٠/۷۲	۶۵/۷۹
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Y	۸/۹۵	۶/۷	٨/١٧	۶/۴۵	۲/۵	۱/۸۶	١/٩
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Zr	۶١/٩٧	۲۰/۰۶	۱۲/۵	11/4٣	۴۷/۷۸	۶۰/۹۳	٨۶/٨٧
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Nb	•/۶٩	۵/۶۷	۲/۷۶	۷/۸۲	• /Y)	١/٧	۱/۸
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Sb	<•/۵	<•/۵	۰/۵۲	<•/۵	<•/۵	<•/۵	<•/۵
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Cs	<•/۵	<•/۵	۱ ۳۱	۱/۰۵	<•/۵	<•/۵	<٠/۵
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Ва	۲۱۸	۴۸۵	318	178	188	744	۲۰۷
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	La	۷/۷۵	۳/۰۴	۲/۷۵	۲/۶۲	4/14	Υ/۵λ	۹/۴۸
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Ce	14/87	8/18	۴/۶	4/44	٩/٧٩	۱۲/۸۵	۱۵/۵۳
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Pr	<•/۵	<•/۵	۰/۵۲	<•/۵	<•/۵	<•/۵	<•/۵
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Nd	۲/۸۵	۳/۶۹	<•/۶	۳/۸	<•/۶	<٠/۶	۱/۱۳
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Sm	٠/٨٩	۰/۵۶	١ /٢ ١	•/۵۶	۰/۹۵	۰/۵	۰/۸۵
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Eu	·/\۵	•/•٨	•/• ٨	•/1۴	<•/٢٣	•/•۵	•/1
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Gu	•/94	•/۵۵	1/11	• /V۵	<•/۵	<•/۵	<•/۵
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Tb	<•//	<٠/١	•/1۵	•/17	<•/\	<•/\	<•/\
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Dy	۱/۲۴	۰/۸۲	۱/۰۸	۰/۱۳	۱/۰۶	•/ \ 	<٠/•٨
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Ho	۱/۴۸	۱/۳۷	•/٩٩	• /٨٨	• /٧٢	۰/٧٩	•/84
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Er	•/۵۵	۰/۵۳	۰/۶Y	۰/۶۳	<•/۵	<•/۵	<•/۵
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Tm	<٠/١	<٠/١	<٠/١	<٠/١	<٠/١	<٠/١	<٠/١
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Yb	• /YY	•/۵۵	• /AA	۰/۶۵	• /AA	۰/۱۸	۰/۱۶
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Hf	•/44	1/77	٣/٢٧	۲/۶۴	۰/۵۴	۱/۱۳	۱/۵۶
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Та	•/11	۰/۲۵	• /8	۰ /۳۷	• / ٣ ٣	<٠/١	•/١٧
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	W	<•/۵	<•/۵	۰/Y۶	<•/۵	<•/۵	<•/۵	<•/۵
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Tl	<•/۵	<•/۵	<•/۵	<•/۵	<•/۵	<•/۵	<•/۵
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Pb	۱۵/۸۴	34/27	۹٠/۶۳	۱۵/۷۸	36/93	۳۲/۷۵	۲۳/۳۳
$ U \qquad <\cdot/\Delta \qquad <\cdot/\Delta \qquad 1/1 \qquad \cdot/94 \qquad <\cdot/\Delta \qquad <\cdot.$	Th	۲/۶	۲/۰۸	۱/۶	۴ ۸/۳	۲/۸۸	۴	۴/۱۱
	U	<•/۵	<•/۵	۱ /۳ ۱	٠/٩۴	<•/۵	<•/۵	<•/۵

جدول۲. 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

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 بهصورت غیرمستقیم و در نتیجه فعال شدن مجدد مرحلهٔ ماگمایی صورت گرفته باشد بهطوریکه با تزریق تودههای ماگمایی داغ به اتاق ماگمایی موقتی زیر جایگاه در حال گسترش و بالا رفتن گرادیان زمین گرمابی، بهواسطه آبزدایی آمفیبول دگرگونی مرحلهٔ گرمابی، فرایند ذوببخشی سنگ میزبان متاگابرویی و تولید مذاب پلاژیوگرانیتی روی داده باشد.

منابع

- Coleman R.G., Donato M.M., "Oceanic plagiogranite revisited.In: Barker F (eds) Trondhjemites, dacites and relatedrocks. Elsevier, Amsterdam" (1979) 149-167.
- 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.
- 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).
- 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
- 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.
- Dilek Y., Thy P., "Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara mélange, central Turkey", Island Arc, 15 (2006) 44-57.
- Chew D.M., Graham J.R., Whitehouse M.J., "U–Pb zircon geochronology of plagiogranites from the Lough Nafooey (Midland Valley) arc in western Ireland: constraints on the onset of the Grampian orogeny", Journal of the Geological Society, London, 164 (2007) 747-750.
- 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.
- 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.

۲۸

- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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).
- 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).
- 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.
- Shafahimoghadam H., Stern R. J., "Late cretaceous forearc ophiolities of Iran", Island Arc, 20 (2011) 1-4.
- ۲۹. خلعتبری جعفری م. و سپهر ۵، "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^(۵) قزوین (۱۳۹۳).
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to rock forming minerals", London, (1992) 528.
- 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.
- Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "Interpretation of igneous rocks", Allen and Unwin, London (1979) 450.
- 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).

- Cocherie A., "Geochimie des terres rares dans les granitoids", PhD Thesis. Rennes University, France (1978).
- 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.
- 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.
- 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 paleogeog raphy and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.
- Desmons J. and Beccaluva L., "Mid-ocean ridgeand island arc affi nities in ophiolites from Iran. Paleographicimplications", Chemical Geology 39 (1983) 39-63.
- 44. Şengör A.M.C., "A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implicationsfor 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., andHassanipak A.A., "Geochemistry of arc volcanicrocks of the Zagros crush zone, Neyriz, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 19 (2001) 61-76.
- 46. Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites andmélange terranes in Iran: A geochronological studyand its paleotectonic implications", Tectonophysics 68 (1980) 83-111.
- 47. Ghazi A.M., Hassanipak A.A., "Petrology and geochemistryof 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 orogenicbelt 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 relatedrocks", Elsevier, Amsterdam (1979) 149-167.
- Floyd P.A., Yaliniz M.K., Goncuoglu M.C., "Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusiveophiolitic 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.
- 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.
- 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 ophioite suite: implications of late stage liquid immiscibility", Curr Sci, 80 (2001) 453-454.
- 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.

- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.