

گابرودیوریت‌های ماجراد در جنوب‌شرق شاهرود: شاهدهی بر آغاز بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نئوتتیس شاخه سبزوار در ژوراسیک میانی

مرضیه ویس کرمی*، محمود صادقیان، حبیب‌الله قاسمی، پیام شاه‌ولی کوه‌شوری؛
دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین، گروه پتروژئولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی
جای مینگو؛ مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین (پکن) و دانشگاه نورث‌وست (شیان)
دریافت ۹۶/۱۰/۰۷ پذیرش ۹۷/۰۹/۱۲

چکیده

مجموعه پی‌سنگی دگرگونی-آذرین ماجراد به سن نئوپروتروزوئیک پایانی با روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری، در ۱۵۰ کیلومتری جنوب‌خاوری شاهرود و در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. همانند دیگر مجموعه‌های پی-سنگی جنوب‌خاوری شاهرود، در شمال تنگه ماجراد، این مجموعه نیز به‌وسیله چند توده نفوذی گابرودیوریتی کوچک-مقیاس و تعدادی دایک دیابازی قطع شده است. در این توده‌های گابرودیوریتی، شواهد صحرایی تفریق‌یافتگی از گابرو تا تونالیت مشاهده شده است. این گابرودیوریت‌ها بافت‌های دانه‌ای، افیتی، ساب‌افیتی و پوئی‌کیلیتی را نشان می‌دهند و از کلینوپیروکسن اوژییتی، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و بیوتیت (به‌عنوان کانیهای اصلی) تشکیل شده‌اند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن است، از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILEs) و عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) غنی‌شدگی و از عناصر با قدرت میدانی زیاد (HFSEs) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. برای اولین بار سن‌سنجی انجام شده به‌روش U-Pb روی زیرکن‌های استخراج‌شده از گابرودیوریت‌های مورد نظر، میانگین سنی پیرامون ۱۶۶ میلیون سال (معادل با ژوراسیک میانی) برای تشکیل آن‌ها ارائه کرده است. این ماگماها، از ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای زیرقاره‌ای متاسوماتیسم شده با ماهیت اولیه اسپینل‌رزولیتی در یک محیط کششی درون قاره‌ای پشت کمانی واقع روی زون فرورانش حوضه نئوتتیس زاگرس در لبه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی ایجاد شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گابرودیوریت، ژوراسیک‌میانی، نئوتتیس، ماجراد، شاهرود.

مقدمه

سرزمین ایران در بخش میانی نوار چین‌خورده آلپ-همیالیا قرار دارد که از غرب اروپا به طرف ترکیه و ایران کشیده شده و تا همیالیا و از آن‌جا تا سواحل اقیانوس آرام ادامه می‌یابد [۱]. با حرکت رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر ایران مرکزی در مزوزوئیک، فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی نوع کمان حاشیه فعال قاره‌ای در امتداد پهنه سندانج-سیرجان ایجاد شد و حوضه‌های کششی پشت کمانی روی زون فرورانش (سوپراسابداکشن) به‌صورت حوضه‌های کششی اولیه درون قاره‌ای در تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین شروع تشکیل شدند که بعداً در ژوراسیک میانی-کرتاسه زیرین کاملاً گسترش یافته (حوضه‌های سبزوار-نائین-بافت و سیستان) و در کرتاسه بالایی-پالئوسن بسته شدند [۲]. ماگماتیسیم بازی به سن ژوراسیک در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی [۳]، [۴]، [۵] و [۶]

جنوب البرز [۷]، [۸] و [۹] و نوار سنندج - سیرجان [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴]، [۱۵] و [۱۶] گزارش شده است.

مجموعه دگرگونی ماجراد در جنوب شرق شاهرود، یکی از مناطق پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی حاشیه شمالی ایران مرکزی است که از سنگ‌های دگرگونی با طیف ترکیبی گسترده شامل متابازیت، متاکربنات، متاپلیت، متاپسامیت و متاریولیت تشکیل شده است. این مجموعه در برخی مناطق به‌ویژه در شمال تنگه ماجراد به مختصات طول‌های جغرافیایی $55^{\circ}53'$ تا $56^{\circ}02'$ و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}47'$ تا $35^{\circ}54'$ به‌وسیله چند توده گابرویدیوریتی کوچک-مقیاس و تعدادی دایک دیابازی قطع شده است (شکل ۱) که برای اولین بار در این پژوهش، از لحاظ پترولوژیکی، دقیقاً بررسی شدند. در این نوشتار، با تکیه بر پژوهش‌های دقیق صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی‌کانی و شیمی‌سنگ کل و به‌ویژه سن‌سنجی به‌روش اورانیم-سرب روی کانی زیرکن استخراج شده از گابرویدیوریت‌ها، ماگماتیسزم بازی این منطقه به‌عنوان شاهدهی بر شروع باز شدن حوضه نئوتتیس اقیانوس سبزوار در ژوراسیک میانی معرفی شده است. پژوهش‌گران پیشین [۱۷]، [۱۸]، [۱۹]، [۲۰]، [۲۱]، [۲۲]، [۲۳]، [۲۴]، [۲۵]، [۲۶] و [۲۷] باز شدن این حوضه را در کرتاسه بالا و بسته شدن آن را در کرتاسه بالایی-پالئوسن قلمداد کرده‌اند.

به‌دلیل واقع شدن مجموعه دگرگونی ماجراد در محدوده پارک ملی توران و محدودیت‌های قانونی برای ورود به منطقه، تاکنون به‌غیر از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران [۲۸] و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره-دایی [۲۹] و ابریشم رود [۳۰]، هیچ‌گونه بررسی علمی جامعی روی سنگ‌های این منطقه انجام نشده است و این پژوهش در نوع خود برای اولین بار انجام شده است.

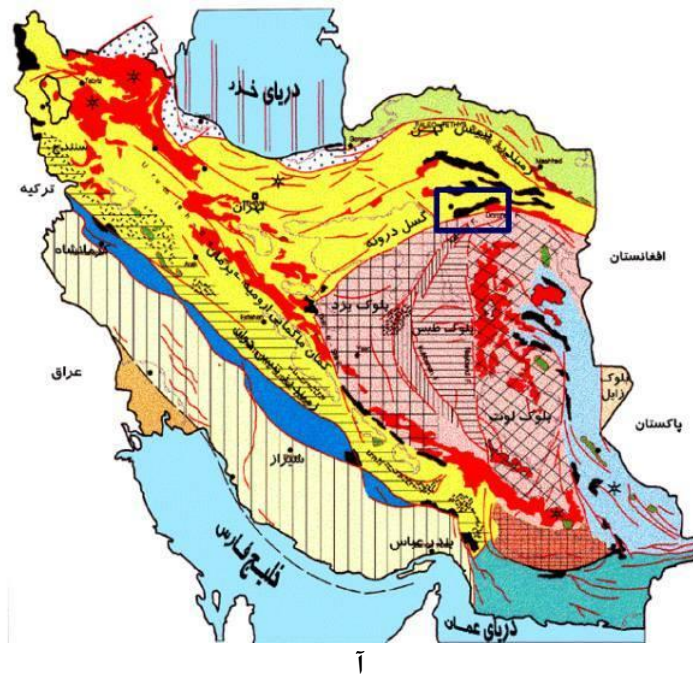
روش پژوهش

پس از گردآوری منابع، سوابق پژوهش، نقشه‌ها و تصاویر ماهواره‌ای، عملیات صحرایی برای بررسی‌های زمین‌شناسی و برداشت نمونه انجام شد و حدود ۱۵۰ نمونه سنگی مناسب برای بررسی‌های میکروسکوپی برداشت شد. به‌منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ۱۱ نمونه از سنگ‌های دارای تنوع ترکیبی لازم و با حداقل دگرسانی انتخاب و برای تجزیه شیمیایی سنگ کل به آزمایشگاه ACME کشور کانادا ارسال شد و به‌روش‌های ICP-OES و ICP-MS تجزیه شد. ۸ نمونه نیز در آزمایشگاه ژئوشیمی مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین از نظر شیمیایی سنگ کل تجزیه شد. در این آزمایشگاه، مقادیر عناصر اصلی به‌روش XRF و عناصر کمیاب به‌روش ICP-OES و ICP-MS اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی U و Pb به‌روش LA-ICPMS^۱ در آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Northwest University Xian روی سه نمونه انجام شده است.

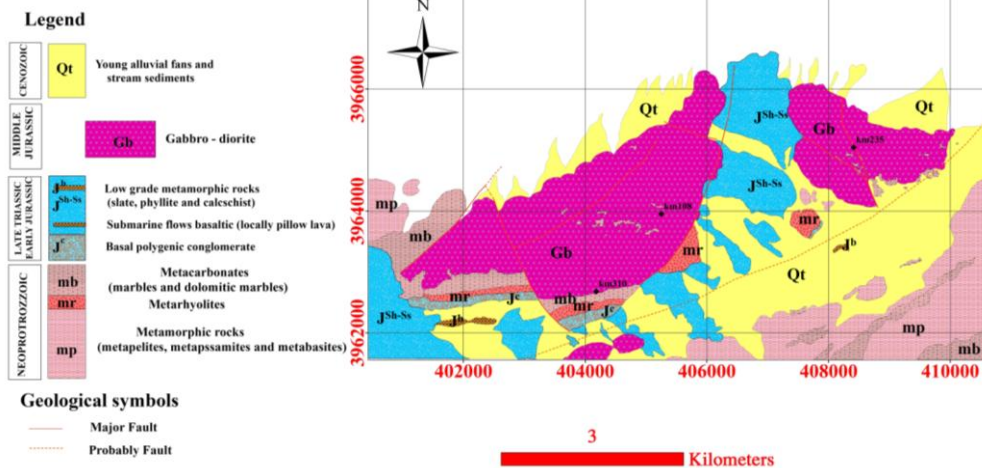
زمین‌شناسی منطقه

مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد دربرگیرنده طیف‌وسییی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی‌ناحیه‌ای به سن نئوپروتروزوئیک پایانی است. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه شامل متاپسامیت، متاگری‌وک، متاپلیت، متاکربنات،

1. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry



آ



ب

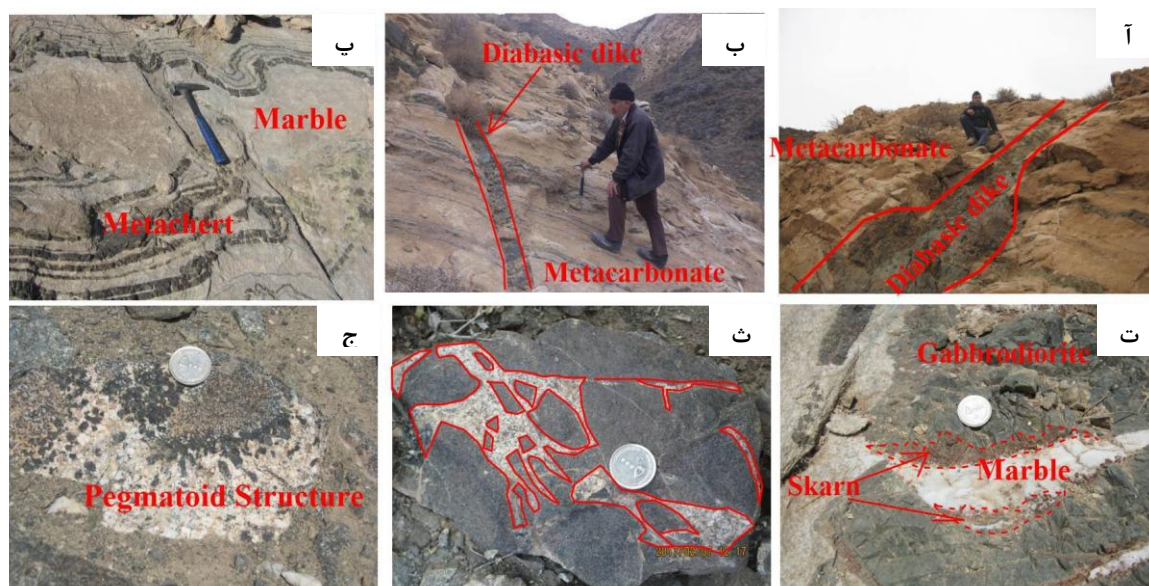
شکل ۱. آ) نقشه زمین‌شناسی ایران که موقعیت منطقه بررسی شده روی آن مشخص شده است. ب) نقشه زمین‌شناسی نشان‌دهنده محدوده رخنمون گابرویدوریت‌های شمال تنگه ماجراد و سنگ‌های دگرگونی میزبان‌شان به سن نئوپروتروزوئیک پایانی. این نقشه بر اساس برداشت‌های صحرائی، تصاویر ماهواره‌ای گوگل‌ارث و نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی ترسیم شده است و در ضمن موقعیت نمونه‌های سن‌سنجی روی آن مشخص شده است.

متابازیت و متاریولیت هستند. در این مجموعه دگرگونی-آذرین، متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها سهم چشم‌گیری دارند و به‌صورت طیف سنگی گسترده از شیب‌سبز تا گارنت آمفیبولیت و مرمرهای آهکی و دولومیتی دارای نوارهای چرتی گراگون‌شده رخنمون دارند. علاوه بر سنگ‌های نامبرده، کانه‌زایی از نوع آهن و آهن و منگنز با ماهیت آتشفشانی رسوبی در چندین نقطه از منطقه ماجراد نیز مشاهده می‌شود. کانه‌زایی مس با ترکیب کانی‌شناسی مالاکیت و آزوریت همراه با

مقادیر کمی اکسیدهای آهن و منگنز در پهنه‌های گسلی ایجاد شده در مرمرهای آهکی و دولومیتی مشاهده می‌شود که در معدن مس حلوایی به‌وضوح قابل مشاهده است. توده‌های نفوذی گابرودیوریتی در بخش مرکزی و شمالی مجموعه ماجراد (شمال تنگه ماجراد) به درون این مجموعه دگرگونی نفوذ کرده است و وسعت آن‌ها به حدود ۱۵ کیلومتر مربع می‌رسد. (شکل‌های ۱ و ۲).

در این توده‌های گابرودیوریتی تغییرات ترکیبی از اعضای مافیک تا فلسیک همراه با تبلور و تفریق، شواهدی از تفریق ماگمایی و گسیختگی بخش‌های قبلی مشاهده می‌شود (شکل ۲ ت) بخش‌های تفریق‌یافته دارای کانی‌های روشن بیش‌تری هستند، پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی فلسیک بخش‌های روشن است. بخش‌های تفریق‌یافته به‌صورت پگماتوئیدهای گابرودیوریتی، لوکودیوریتی و تونالیتی ظاهر شده‌اند. در حاشیه‌های توده‌های نفوذی، شواهدی از تزریق ماگماهای بازیگ-حدواسط به‌صورت دایک مشاهده می‌شود (شکل ۲ ب). نفوذ این توده‌های آذرین در درون سنگ‌های مجموعه ماجراد با دگرگونی همبری همراه بوده است و در واقع شواهدی از چنددگرگونی در سنگ‌های میزبان مشاهده می‌شود. دگرگونی همبری در مرمرهای آهکی بارزتر است و در برخی نقاط شواهدی از اسکارن‌زایی مشاهده می‌شود. گارنت از نوع گروسولار-آنداردیت (قهوه‌ای شکلاتی)، دیوپسید و وزوویانیت از کانی‌های کالک سیلیکاته بارز اسکارن‌ها هستند (شکل ۲ ث).

در برخی مناطق، سنگ مرمرها با نوارهای چرتی زیادی همراه هستند که ضخامت آن‌ها از چند سانتی‌متر تا چند دسی‌متر متغیر است. نوارهای چرتی دگرگون شده که رنگ آن‌ها از تیره به خاکستری روشن تا سبز تغییر پیدا کرده است، بیان‌گر افزایش اندازه دانه‌های کوارتز و رشد و تشکیل دانه‌های اپیدوت است. بر اثر تنش‌های ناحیه‌ای تحمیلی بر مرمرها، چین‌خوردگی‌های زیادی در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲ پ).

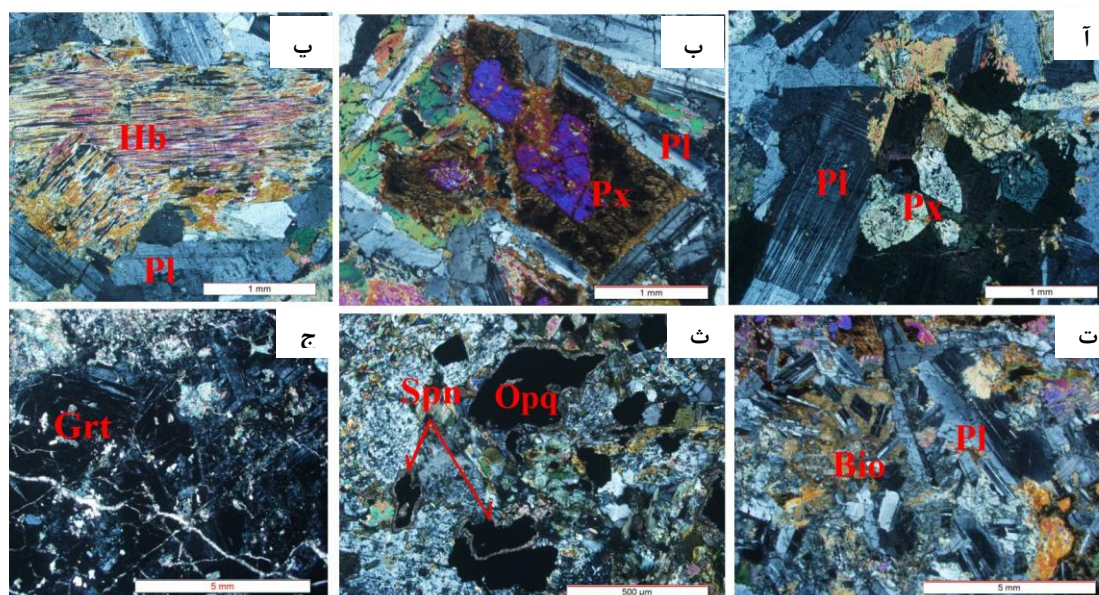


شکل ۲. آ، ب) قطع شدگی مرمرهای میزبان به‌وسیله دایک‌های دیابازی (یا میکروگابرویی)، پ) نوارهای چرتی دگرگون شده و چین‌خورده در مرمرهای میزبان توده‌های گابرودیوریتی ت - گسیختگی سنگ‌های گابرودیوریتی و پشدن فضای بین بخش‌های گسیخته‌شده توسط مشتقات تفریق‌یافته لوکودیوریتی تا تونالیتی، ث - نمای نزدیکی از اسکارن‌زایی و تشکیل گارنت‌های کلسیم‌دار ج - نمای نزدیک از سنگ‌های لوکوغابرویی تا لوکودیوریتی دارای ساخت پگماتوئیدی.

سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

پلاژیوکلاز، پیروکسن (از نوع اوژیت)، هورنبلند و بیوتیت به‌عنوان کانی‌های اصلی، روتیل، اسفن، آپاتیت، اپیدوت، گارنت، مگنتیت و زیرکن به‌صورت کانی‌های فرعی و کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن به‌عنوان کانی‌های ثانویه در سنگ‌های گابرودیوریتی حضور دارند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های دانه‌ای، افیتی، ساب‌افیتی و پوئی‌کیلیتی هستند (شکل ۳). بافت افیتی نشان‌دهنده رشد همزمان یا تقریباً همزمان پیروکسن و پلاژیوکلاز است [۳۱].

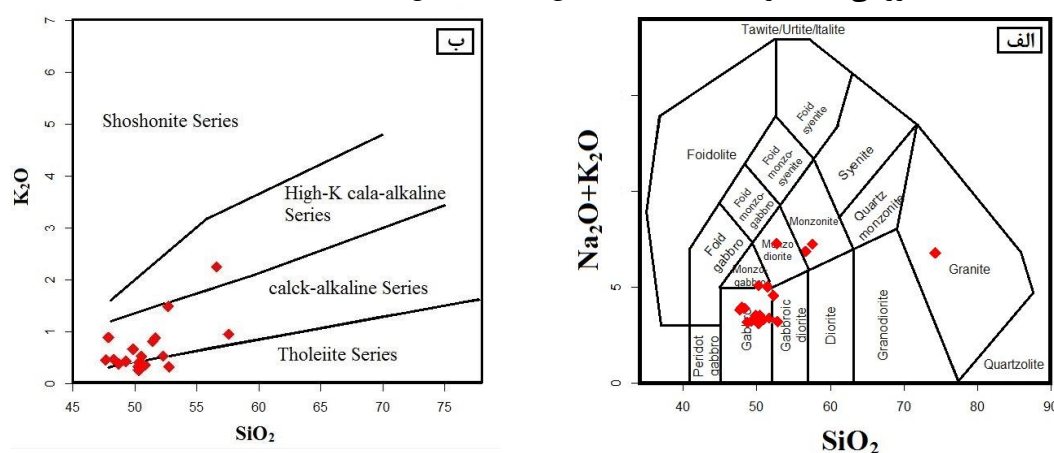
پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار، تیغه‌ای و منشوری به دو حالت درشت‌بلور و میکروولیت در سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳ آ و ب) و دارای ادخال‌هایی از آپاتیت هستند. پیروکسن به‌صورت نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شود. برخی از آن‌ها در مراحل پایانی تبلور تفریقی به‌وسیله بیوتیت جایگزین شده و برخی نیز در طی فرایندهای دگرسانی، اورالیتی شده‌اند و به‌وسیله آمفیبول جایگزین شده‌اند (شکل ۳ ث). هورنبلند سبز نیز یکی از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها است که در دیوریت‌ها بیش‌تر حضور دارد. بیوتیت به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با چندرنگی قهوه‌ای و ادخال‌هایی از بلورهای سوزنی شکل روتیل مشاهده می‌شود (شکل ۳ ت). البته، روتیل به‌صورت دانه‌های ریز مستقل نیز دیده می‌شود. در برخی موارد، بلورهای روتیل به‌وسیله حاشیه‌ای از اسفن در بر گرفته شده‌اند. این امر نشان می‌دهد که با کاهش تیتانیوم ماگما، به‌جای روتیل، اسفن متبلور شده است. در اطراف برخی از کانی‌های اوپک دارای ترکیب تیتانومگنتیتی، هاله‌ای از اسفن تشکیل شده است که بیان‌گر زیاد بودن مقدار TiO_2 در ماگماهای سازنده این سنگ‌ها است (شکل ۳ ث). اپیدوت، کلریت، کلسیت، اکتینولیت و اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن نیز به‌عنوان کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها یافت می‌شوند.



شکل ۳. آ) گابرو با بافت افیتی (ب) بافت افیتی در گابرودیوریت‌ها و جانشینی آمفیبول به جای پیروکسن (پ) اورالیتی شدن پیروکسن‌ها و تشکیل آمفیبول (ت) حضور بیوتیت در گابرودیوریت‌ها (ث) تشکیل اسفن در حاشیه کانی‌های اوپک و (ج) تصویری از گارنت با منطقه‌بندی ترکیبی در اسکارن‌های هاله دگرگونی همبری (پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، Opq کانی‌های اپاک، Spn اسفن و Grt گارنت)

نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی

نتایج داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل شامل عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و کمیاب خاکی در جدول ۱ ارائه شده است. بر اساس نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین میدلموست و همکاران [۳۲] نمونه‌های بررسی شده در محدوده گابرو، گابرودیوریت، مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). بررسی مقاطع میکروسکوپی سنگ‌هایی که در محدوده ترکیبی مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت قرار می‌گیرند، نشان می‌دهد که مقادیر فلدسپار پتاسیم مُدال موجود در این سنگ‌ها ناچیز یا بسیار کم است. بررسی‌های پتروگرافی دقیق نشان می‌دهد که عامل گرایش این سنگ‌ها به سمت ترکیبات مونزونیتی، حضور چشم‌گیر بیوتیت است. در واقع به‌علت فراوانی عناصر Fe و Mg در محیط تبلور ماگماهای گابرودیوریتی، K_2O ترجیحاً در ساخت بیوتیت مشارکت کرده است. لازم به ذکر است، با توجه به پتروگرافی، سنگ‌های فلسیک بررسی شده (یعنی حضور گسترده پلاژیوکلاز، حضور مقادیری کوارتز و نبود فلدسپار پتاسیم)، بهتر است برای نام‌گذاری این سنگ‌ها، به‌جای واژه گرانیت که از نمودارهای ژئوشیمیایی استنباط می‌شود، از واژه تونالیت استفاده کنیم. بر اساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2 پکسرلیو و تیلور، [۳۳] اغلب سنگ‌های بررسی شده دارای ماهیت کالک‌آلکانل هستند (شکل ۴ ب).



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک میانی مجموعه ماجراد در نمودارهای: الف) Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 [۳۲]. ب) K_2O در مقابل SiO_2 [۳۳]

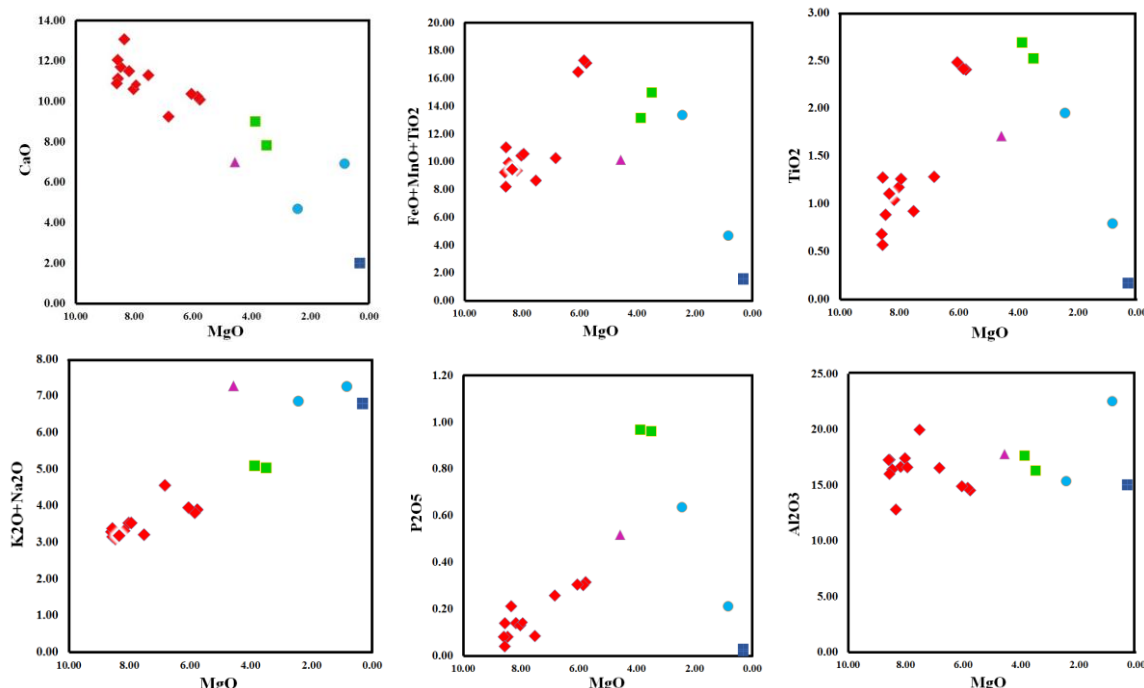
بررسی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

به‌علت این‌که دامنه تغییرات SiO_2 در سنگ‌های بررسی شده به‌ویژه بخش گابرودیوریتی بسیار محدود است و نمی‌تواند تغییر و تحولات سنگ‌شناسی را به‌خوبی منعکس سازد، بنابراین به‌منظور بررسی فرآیندهای مؤثر در تبلور و تحول ماگمای سازنده گابرودیوریت‌ها، از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO فتر [۳۴]، (شکل ۶) استفاده شده است که یکی از پرکاربردترین جای‌گزین‌ها برای نمودارهای هارکر است. در نمودار CaO در مقابل MgO، روندی خطی و نزولی مشاهده می‌شود که بیان‌گر تحول تفریقی سنگ‌های بررسی شده در خلال تبلور تفریقی است، با پیش‌رفت روند تبلور تفریقی پلاژیوکلازهای سدیک‌تر جای‌گزین پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر شده‌اند. در نمودار $FeO+MnO+TiO_2$ در مقابل MgO، با کاهش MgO ابتدا مقدار مجموع $FeO+MnO+TiO_2$ روندی افزایشی نشان می‌دهد که ناشی از تبلور کانی‌های غنی از آهن و منیزیم به‌ویژه مگنتیت و تیتانومگنتیت، در مراحل ابتدایی

تبلور و به تبع آن افزایش مقدار FeO و TiO_2 است. در مراحل بعدی فرآیند تبلور تفریقی و تحول ماگما، تغییرات مجموع $\text{FeO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$ دوباره سیر کاهشی نشان می‌دهد. تغییرات TiO_2 در مقابل MgO نشان می‌دهد که مقدار TiO_2 از گابروها به سمت مونزوگابرو و مونزودوریت‌ها افزایش می‌یابد و سپس با تبلور کانی‌های حاوی تیتانیم و جدایش آن‌ها از ماگما، مقدار این اکسید روند کاهشی نشان می‌دهد. کانی‌های بارز حاوی تیتانیم در سنگ‌های بررسی شده شامل تیتانومگنتیت، ایلمنیت، اسفن و روتیل هستند. در نمودار مجموع $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل MgO ، روندی صعودی و نسبتاً خطی مشاهده می‌شود، به طوری که از گابرویدوریت‌ها به سمت مونزودوریت‌ها و تونالیت‌ها مقدار مجموع این اکسیدها افزایش می‌یابد، این روند با خط سیر تبلور تفریقی و تحول ماگماهای سازنده گابرویدوریت‌های ماجراد سازگار است. نمودار P_2O_5 در مقابل MgO ، نشان می‌دهد که از گابروها به سمت مونزوگابروها، مقدار P_2O_5 روند افزایشی داشته و در مونزوگابروها به بیش‌ترین مقدار خود (حدود یک درصد) می‌رسد. به سمت ترکیبات گرانودوریتی و تونالیتی، مقدار P_2O_5 به سرعت کاهش پیدا کرده و در تونالیت‌ها که تفریق یافته‌ترین فاز سنگی بررسی شده هستند به حداقل خود می‌رسد. حضور بلورهای سوزنی شکل یا منشورهای ریز آپاتیت در مونزوگابروها تأیید کننده این موضوع است. نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل MgO نیز روند تقریباً یکنواختی نشان می‌دهد، Al_2O_3 در ساخت فلدسپارها به‌ویژه پلاژیوکلازها مشارکت می‌کند و مقدار کمی از آن نیز وارد ساختار بیوتیت می‌شود. نشانه‌های به کار برده شده برای گروه‌های سنگی مختلف عبارتند از:

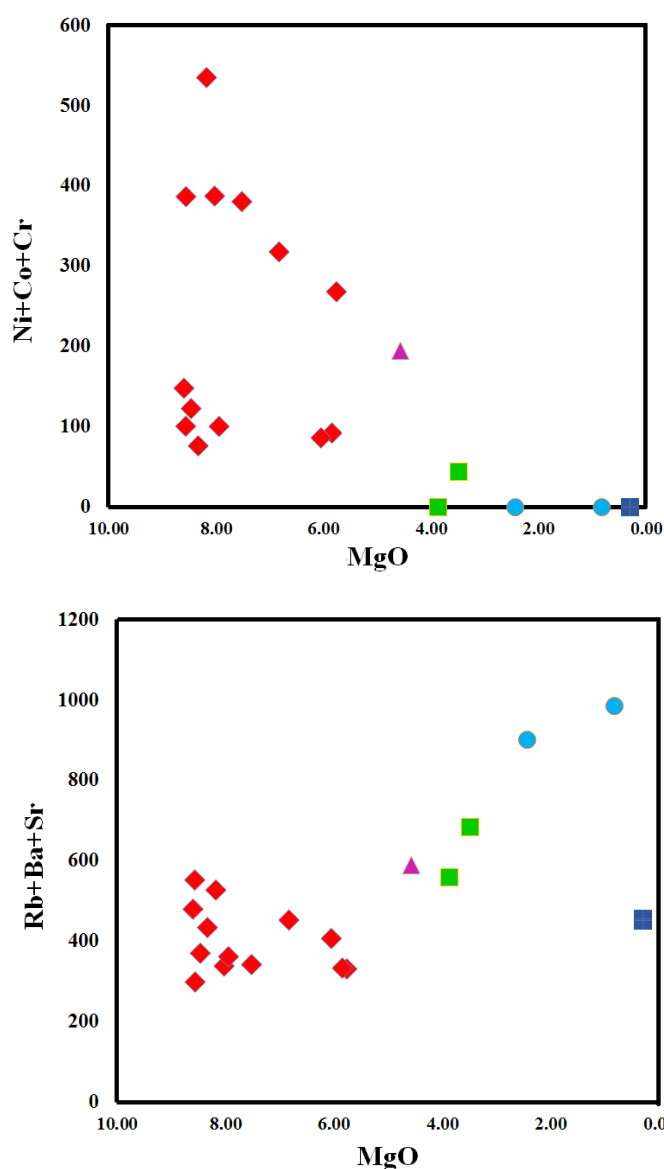
◆ Gb ● Grd ▲ Mzd ■ MzGb ■ Ton

شکل ۵. نشانه‌های به کار رفته در رسم نمودارها



شکل ۶. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک میانی مجموعه ماجراد در نمودارهای تغییرات MgO در برابر اکسیدهای اصلی [۳۴]

در نمودارهای فتر عناصر فرعی (شکل ۷)، مجموع عناصر Ni, Co و Cr در مقابل MgO روند نزولی نشان می‌دهد، با توجه به تشابه شعاع یونی Ni, Co و Cr این عناصر در کانی‌های آهن و منیزیم‌دار وارد می‌شوند و در نتیجه تغییرات آن‌ها از تغییر فراوانی این کانی‌ها تبعیت می‌کند. در نمودار مجموع Rb+Sr+Ba در مقابل MgO روند صعودی مشاهده می‌شود، از آنجایی که این عناصر از جمله عناصر لیتوفیل بزرگ یون هستند در فازهای مافیک اولیه وارد نمی‌شوند، با پیشرفت تبلور در مراحل انتهایی جانشین K در ساختار کانی‌هایی مانند آلکالی فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند می‌شوند، در نتیجه از ترکیبات مافیک به سمت فلسیک مقدار مجموع این عناصر روند افزایشی نشان می‌دهد.

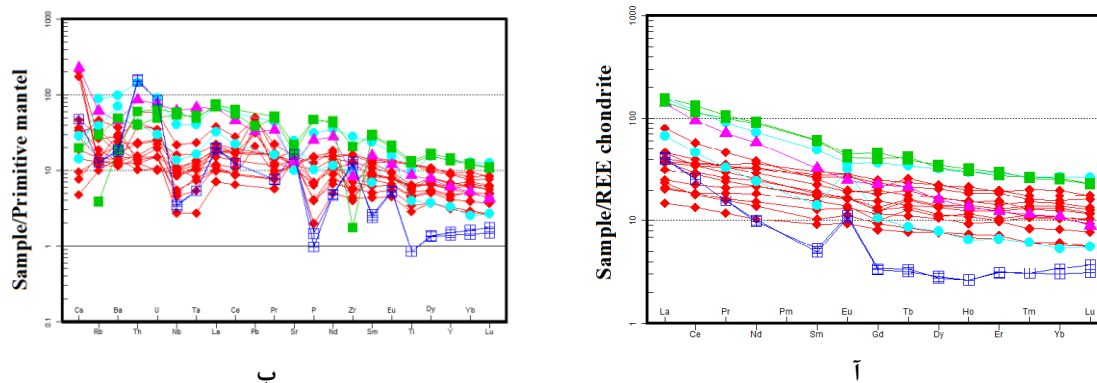


شکل ۷. نمودارهای تغییرات مجموع برخی از عناصر فرعی در مقابل MgO [۳۴]

بررسی نمودارهای عناصر کمیاب خاکی و عنکبوتی

الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی به‌هنگار شده به کندریت بوینتون [۳۵]، (شکل ۸ آ) و نمودار چند عنصری عنکبوتی) به‌هنگار شده به گوشته اولیه سان و مک‌دونوف [۳۶]، (شکل ۸ ب) بیان‌گر آن است که سنگ‌های گابرودیوریتی شمال تنگه‌ماجراد از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (LREEs) غنی‌شدگی بیش‌تری نشان می‌دهند. این نوع الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی می‌تواند به تفکیک کانی‌های حاوی این عناصر در خلال تبلور تفریقی ماگماهای مافیک تا حدواسط مربوط باشد [۳۷]. غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک را می‌توان به درجات ذوب‌بخشی پایین (کم‌تر از ۱۵ درصد)، منبع گوشته‌ای نیز نسبت داد [۳۸]. در نمودارهای به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون نظیر K, Cs, Th, Pb و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا HFSE مانند Nb و Zr مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری منفی Ti, Nb و P به جدایش آپاتیت، تیتانومگنتیت، روتیل و ایلمنیت از ماگما [۳۹] و یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای [۴۰] در حین صعود و جای‌گیری نسبت داده شده است. هم‌چنین تهی‌شدگی از Nb می‌تواند حاصل نشأت‌گیری از گوشته غنی‌شده یا آرایش‌ماگمایی باشد [۴۱]. سنگ‌های بررسی شده غالباً نسبت به Pb غنی‌شدگی چشم‌گیری نشان می‌دهند، با توجه به حضور گسترده کانی‌های پتاسیک مافیک به‌ویژه بیوتیت در گابروها و دیوریت‌ها می‌توان نتیجه گرفت که غنی‌شدگی سنگ‌های موردنظر از سرب حاصل ذوب‌بخشی با نرخ کم یک خاستگاه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده و آرایش‌ماگما با پوسته قاره‌ای در ارتباط است (شکل ۹ ث).

بر اساس شواهد پتروگرافی نظیر تبدیل پیروکسن (اوژیت) و آمفیبول (هورنبلند سبز) به بیوتیت، متاسوماتیسم مورد نظر از نوع پتاسیک بوده است. سنگ‌های تونالیتی نسبت به سایر واحدهای سنگی سازنده توده‌های گابرودیوریتی ماجراد، از عناصر کمیاب خاکی سنگین تهی‌شدگی چشم‌گیری نشان می‌دهند. این امر از جدایش کانی‌های سیلیکاته مافیک در مراحل قبلی و نبود این کانی‌ها در تونالیت‌ها ناشی می‌شود. از سوی دیگر تونالیت‌ها از Eu، غنی‌شدگی نشان می‌دهند، این پدیده به‌دلیل وجود مقادیر چشم‌گیر پلاژیوکلاز در تونالیت‌ها است. از سوی دیگر، نگاهی به (شکل ۷ آ) نشان می‌دهد که با تفریق ماگما و تحول به‌سمت ترکیبات مونزوگابرویی و مونزودیوریتی و هم‌چنین گرانودیوریت‌ها، عناصر کمیاب خاکی سبک غنی‌شدگی بارزی نشان می‌دهند که نقش فرایند تفریق ماگمایی در تکوین و تحول سنگ‌های مورد نظر را تأیید می‌کند.



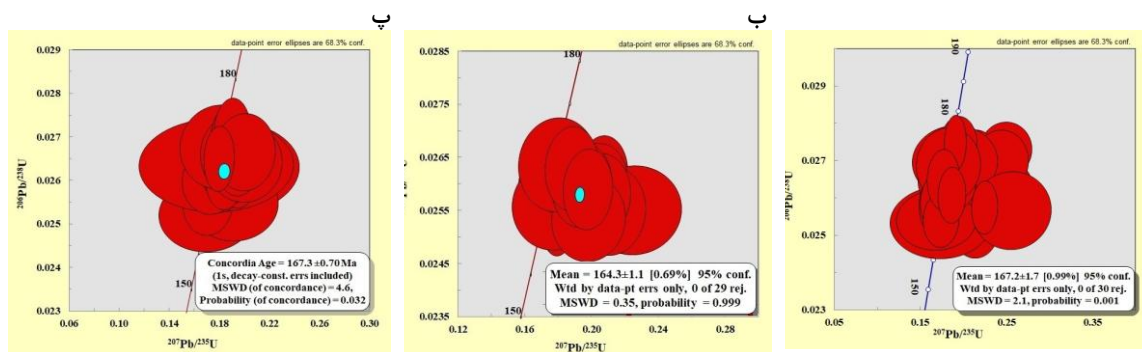
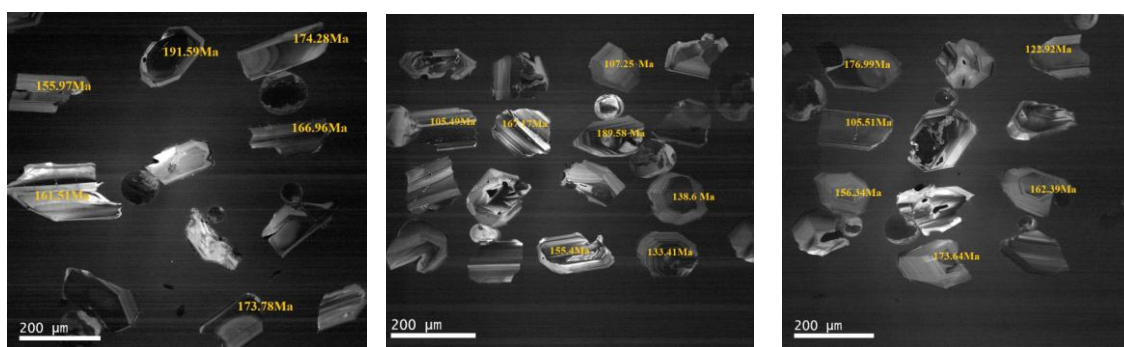
شکل ۸. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک میانی مجموعه ماجراد در نمودارهای الف-عناصر کمیاب خاکی به‌هنگار شده به کندریت [۳۵]، ب- نمودار چند عنصری یا عنکبوتی به‌هنگار شده به گوشته اولیه [۳۶] علائم بکار رفته در رسم نمودارها همانند شکل ۵ می‌باشد.

انسداد بالا (900°C) بهترین ژئوکرومترها هستند و می‌توانند سن‌هایی از حوادث چندگانه زمین‌شناسی را نشان دهند. از میان روش‌های تعیین سن در چند دهه اخیر، روش‌های استفاده از ریزپرتوها^۱ همانند روش SIMS و LA-ICP-MS اهمیت و دقت زیادی دارند و به‌عنوان روش‌های موفق در سن‌سنجی رادیومتری به‌طور گسترده استفاده می‌شوند.

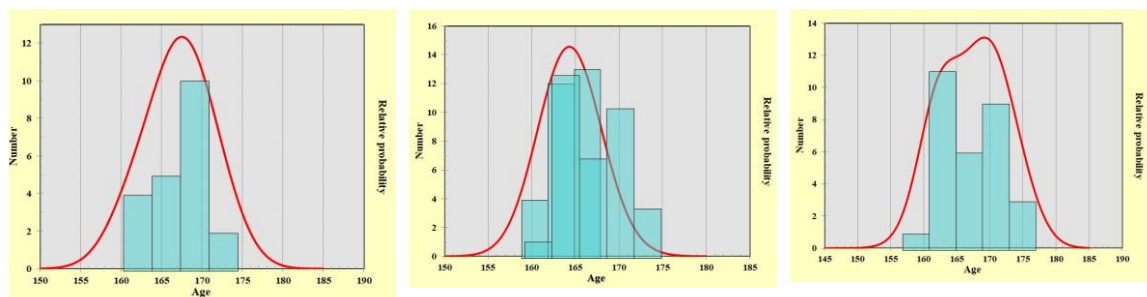
تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن‌های جدا شده از گابرودیوریت‌ها ماجراد (شکل ۹ آ تا پ) نشان می‌دهد که اغلب زیرکن‌ها، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، شفاف و دارای اشکال منشوری کوتاه تا طویل (حداکثر ۲۵۰ میکرون) هستند. برخی از آن‌ها منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. نتایج تجزیه نقطه‌ای و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی زیرکن‌های ۳ نمونه از گابرودیوریت‌ها در جدول ۲ ارائه شده است و در ترسیم نمودارهای سازگاری از آن‌ها استفاده شده است.

بر اساس نتایج سن‌سنجی انجام شده، برای گابرودیوریت‌ها ماجراد سن‌های 167.3 ± 0.7 ، 164.3 ± 1.1 و 167.2 ± 1.7 میلیون سال به‌دست آمده است که با ژوراسیک میانی (آشکوب‌های آلن تا باتونین) معادل است (شکل ۸ ت تا ج). این نتایج، اولین گزارش از تعیین سن این سنگ‌ها به‌روش U-Pb روی زیرکن‌های جدا شده از گابرودیوریت‌های موجود در مجموعه پی‌سنگی ماجراد در جنوب‌شرق شاهرود است و مستندات زمین‌شناسی ناحیه‌ای و چینه‌شناسی منطقه نیز صحت نتایج به‌دست آمده را تأیید می‌کند [۳]، [۴]، [۵]، [۶]، [۴۲].

برای گابرودیوریت‌های مشابهی که در منطقه کلاته (شمال‌خور یا شرق جندق)، مجموعه پی‌سنگی دگرگونی-آذرین جندق (به سن نئوپروتروزوئیک پایانی) را قطع کرده‌اند، بر اساس سن‌سنجی به‌روش U-Pb روی زیرکن، سن‌های ۲۱۲ تا ۲۲۲ میلیون سال پیش (تریاس بالایی معادل آشکوب کارنین-نورین) گزارش شده است [۴۳]. این امر نشان می‌دهد که ماگماتیسم بازیک-حدواسط تریاس-ژوراسیک به‌سمت شمال جوان‌شدگی نشان می‌دهد.



1. Microbeams



ح

چ

ج

شکل ۹. آ تا پ) تصاویر کاتادلومینسانس زیرکن‌های استخراج شده از گابرودیوریت‌های ماجراد برای تعیین سن، ت تا ج) نمودارهای سازگاری مبتنی بر نتایج سن‌سنجی به روش U-Pb روی زیرکن‌های گابرودیوریت‌ها، ج تا ح) هیستوگرام تغییرات سنی به دست آمده از داده‌های سن‌سنجی

جدول ۲. نتایج تجزیه ایزوتوپی و سن‌سنجی U-Pb به روش LA-ICPMS

روی زیرکن‌های نمونه‌های گابرودیوریتی مجموعه ماجراد

Sample spots	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}} \pm \sigma \%$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}} \pm \sigma \%$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}} \pm \sigma \%$	$\frac{208\text{Pb}}{232\text{Th}} \pm \sigma \%$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}} \pm \sigma \%$	$\frac{207\text{Pb} \pm \sigma}{235\text{U} \%}$	$\frac{206\text{Pb} \pm \sigma}{238\text{U} \%}$	$\frac{208\text{Pb} \pm \sigma}{232\text{Th} \%}$	232Th	238U	Th/U								
KM108-01	0/06702	0/00552	0/2505	0/01979	0/02731	0/00049	0/00879	0/00026	838/3	162/65	227	16/07	173/7	3/07	176/9	5/23	250/44	336/22	0/744869
KM108-02	0/06406	0/00327	0/22302	0/01032	0/02541	0/00041	0/00834	0/00016	743/5	104/42	204/4	8/57	161/7	2/57	167/8	3/22	858/58	836/77	1/026065
KM108-03	0/06879	0/00624	0/24836	0/02182	0/02632	0/00048	0/00897	0/00026	892/4	176/99	225/2	17/75	167/5	3/05	180/6	5/21	253/35	291/72	0/86847
KM108-04	0/06027	0/00304	0/20971	0/00964	0/02534	0/00041	0/00823	0/00016	613/3	105/51	193/3	8/09	161/3	2/59	165/6	3/17	1156/22	1019/28	1/13435
KM108-05	0/06732	0/00414	0/23715	0/01368	0/02563	0/00044	0/01018	0/00023	847/7	122/92	216/1	11/23	163/1	2/79	204/7	4/5	565/12	597/79	0/945349
KM108-06	0/04933	0/00243	0/18167	0/00816	0/02677	0/00042	0/00787	0/00015	163/6	111/09	169/5	7/01	170/3	2/66	158/4	2/95	1389/44	1423/67	0/975957
KM108-07	0/05809	0/00434	0/21681	0/01556	0/02709	0/00049	0/00878	0/00027	532/6	156/34	199/2	12/98	172/3	3/08	176/7	5/38	300/22	462/84	0/648647
KM108-08	0/06015	0/00288	0/22253	0/00972	0/02683	0/00045	0/00842	0/00018	609	100/35	204	8/07	170/7	2/82	169/5	3/51	2158/18	2086/87	1/034171
KM108-09	0/05807	0/00337	0/21387	0/01171	0/02669	0/00045	0/00611	0/00025	532/1	122/89	196/8	9/8	169/8	2/81	123/2	5/02	362/81	647/25	0/560541
KM108-10	0/06225	0/00504	0/21612	0/01691	0/02515	0/00047	0/00846	0/00024	682/9	164/04	198/7	14/12	160/1	2/98	170/2	4/86	367/96	427/24	0/861249
KM108-11	0/0495	0/00497	0/17497	0/01723	0/0256	0/00047	0/00784	0/00022	171/4	219/05	163/7	14/89	162/9	2/93	157/8	4/39	437/79	470/73	0/930024
KM108-12	0/06622	0/00324	0/24683	0/01111	0/02698	0/00047	0/00944	0/0002	813/4	98/99	224	9/05	171/6	2/93	190	3/96	2149/11	1838/63	1/168865
KM108-13	0/05304	0/00304	0/19351	0/01053	0/02638	0/00045	0/00877	0/00021	330/4	124/56	179/6	8/96	167/8	2/81	176/5	4/14	506/54	702/18	0/721382
KM108-14	0/06562	0/00575	0/24513	0/02087	0/027	0/00055	0/00891	0/00035	794/2	173/64	222/6	17/02	171/8	3/47	179/3	7/04	209/97	358/38	0/585886
KM108-15	0/05009	0/01099	0/17593	0/03837	0/02538	0/00063	0/00909	0/00073	199/2	443/02	164/6	33/13	161/6	3/97	182/8	14/66	59/54	142/67	0/417327
KM108-16	0/04854	0/00865	0/17089	0/03024	0/02544	0/00052	0/00776	0/00053	125/9	372/47	160/2	26/22	161/9	3/29	156/3	10/72	124/93	262/94	0/475127
KM108-17	0/05155	0/00875	0/19257	0/03239	0/02699	0/00064	0/0096	0/0006	265/6	348/88	178/8	27/57	171/7	4/05	193	12/04	75/92	153/9	0/493307

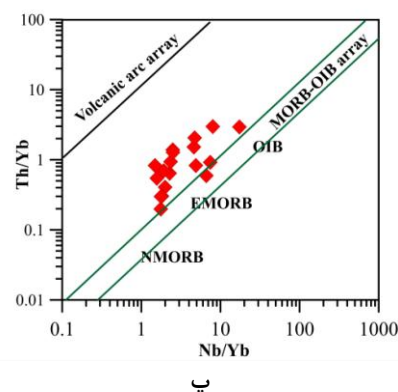
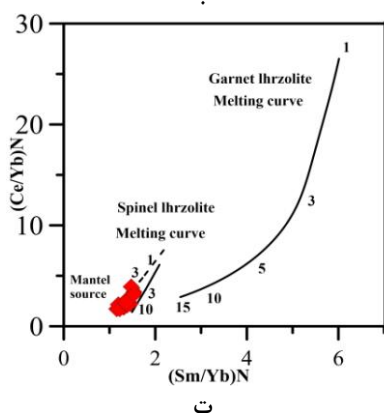
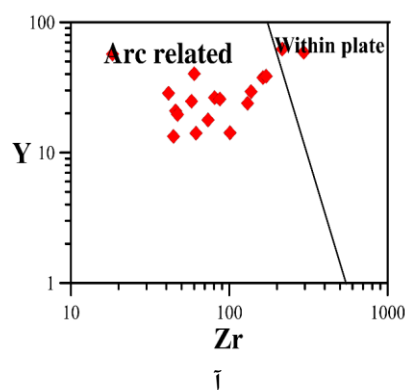
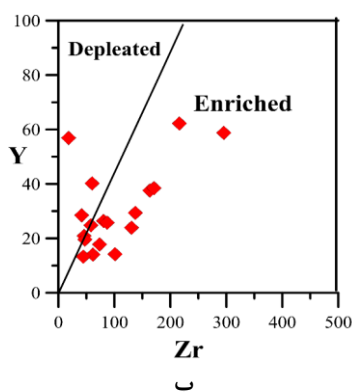
KM108-18	0/05111	0/00539	0/18697	0/01941	0/02643	0/00052	0/00808	0/00027	245/9	225/66	174	16/6	168/2	3/25	162/6	5/35	243/74	288/39	0/845175
KM108-20	0/05166	0/00386	0/19603	0/01422	0/02742	0/00051	0/00897	0/00025	270/6	162/39	181/8	12/07	174/4	3/2	180/5	4/96	399/58	467/25	0/855174
KM108-21	0/0469	0/00415	0/17209	0/01495	0/02652	0/00048	0/00851	0/00022	43/9	199/22	161/2	12/95	168/7	2/98	171/2	4/43	439/97	490/64	0/896727
KM108-22	0/04912	0/00467	0/18121	0/01692	0/02667	0/00052	0/00891	0/00032	153/5	208/64	169/1	14/54	169/7	3/28	179/3	6/46	219/16	370/1	0/592164
KM108-23	0/07247	0/00864	0/25757	0/03004	0/0257	0/00068	0/0102	0/00045	999/3	224/91	232/7	24/25	163/6	4/29	205/1	9/02	249/25	278/39	0/895327
KM108-24	0/0467	0/00305	0/16688	0/0105	0/02585	0/00049	0/00804	0/00021	33/8	149/42	156/7	9/14	164/5	3/08	161/9	4/27	846/06	886/23	0/954673
KM108-25	0/06359	0/003	0/22636	0/01005	0/02578	0/00047	0/00937	0/00021	728/1	96/93	207/2	8/32	164/1	2/97	188/5	4/22	2252/65	1544/67	1/458337
KM108-26	0/04984	0/00666	0/18503	0/02439	0/0269	0/00066	0/0088	0/00038	187/4	283/79	172/4	20/89	171/1	4/16	177	7/52	225/39	227/59	0/990333
KM108-27	0/04878	0/00414	0/17436	0/01449	0/02591	0/00053	0/0081	0/00026	137/2	188/27	163/2	12/53	164/9	3/34	163	5/23	337/14	374/15	0/901082
KM108-28	0/05023	0/00395	0/17632	0/01359	0/02546	0/00048	0/00786	0/00022	205/8	172/86	164/9	11/73	162/1	2/99	158/3	4/33	446	425/42	1/048376
KM108-29	0/05083	0/00235	0/19248	0/00842	0/02748	0/00049	0/01018	0/00021	233/3	103/28	178/7	7/17	174/8	3/1	204/8	4/15	2185/23	1679/43	1/301174
KM108-30	0/04897	0/00345	0/17884	0/01224	0/02652	0/00053	0/00839	0/00023	146/5	157/37	167/1	10/54	168/7	3/31	168/8	4/57	658/73	576/33	1/142974
KM108-31	0/05252	0/00309	0/18871	0/01071	0/02611	0/00049	0/00929	0/00029	307/9	128/48	175/5	9/15	166/1	3/11	186/9	5/87	264/22	520/74	0/507393

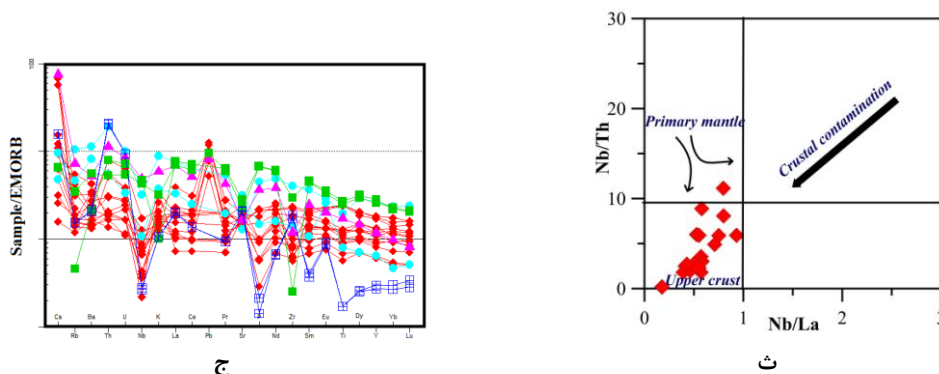
Sample spots	<u>207Pb</u> 206Pb ± σ %	<u>207Pb</u> 235U ± σ %	<u>206Pb</u> 238U ± σ %	<u>208Pb</u> 232Th ± σ %	<u>207Pb</u> 206Pb ± σ %	<u>207Pb</u> ± σ 235U %	<u>206Pb</u> ± σ 238U %	<u>208Pb</u> ± σ 232Th %	232Th	238U	Th/U			
KM235-01	0/0576	0/0028	0/2075 0/009610/026210/00047	0/00870/00019	514/3	103/75	191/5	8/08	166/82/98	1753/79	618/9	650	0/95215 4	
KM235-02	0/0571	0/0023 8	0/20390/007970/025960/000460/008910/00018	495	89/75	188/4	6/72	165/22/87	179/43/54	1070/8	1071/92	0/99903		
KM235-03	0/05798	0/0034 2	0/2047 0/011670/025670/000490/008210/00023	528/7	124/81	189/2	9/83	163/43/05	165/24/67	312/9	487/87	0/64135 9		
KM235-04	0/06428	0/0054 4	0/2258 0/018640/025530/000550/008970/00028	751	169/17	206/815/44	162/53/48	180/55/71	278/33	303/55	0/91691 6			
KM235-05	0/0571	0/0034 7	0/2045 0/011990/02602	0/00050/008290/00025	495	128/99	18910/11	165/63/15	166/94/96	301/9	487/73	0/61899		
KM235-06	0/05184	0/0020 8	0/1809 0/006810/025360/000450/008080/00015	278/6	89/07	168/9	5/85	161/4	2/8	162/63/08	1317/3	1165/74	1/13001 2	
KM235-07	0/05464	0/0027 5	0/1935 0/009320/025720/000480/008760/00018	397/5	108/49	179/7	7/92	163/72/99	176/33/66	1012/4	859/89	1/17744 1		
KM235-08	0/04958	0/0037 4	0/1775 0/013150/025990/000490/00896	0/0002	175/3	167/17	165/911/34	165/43/05	180/44/05	517/66	531/89	0/97324 6		
KM235-10	0/0568	0/0027 5	0/2018 0/009370/025780/00047	0/0091	0/0002	483/1	104/27	186/7	7/91	164/12/96	1833/96	581/75	716/43	0/81201 2
KM235-11	0/05086	0/0024 4	0/1824 0/008370/026020/000490/008450/00017	234/6	107/25	170/2	7/19	165/63/06	170/2	3/4	1653/3	1117/24	1/47985 2	
KM235-12	0/05752	0/0022 3	0/2014 0/00734	0/02540/000460/008770/00016	511/3	83/22	186/4	6/2	161/72/87	176/53/28	1992/5	1473/21	1/35254 3	
KM235-13	0/05303	0/0034 2	0/1869 0/011690/025540/000490/008380/00025	330/2	138/6	174	10	162/63/07	168/74/94	234/33	456/39	0/51344 2		
KM235-14	0/05303	0/0026 2	0/1919 0/009090/026220/000490/008270/00018	330/1	107/91	178/3	7/74	166/93/09	166/53/56	1039/8	1017/87	1/02160 4		
KM235-04943	0/0032	0/17710/011240/025970/000520/008340/00021	168/2	145/63	165/6	9/69	165/33/27	167/84/18	612/52	635/04	0/96453			

کلسیم و آب (نظیر اوژیت و هورنبلند سبز) و پتاسیم و آب (مثل بیوتیت) غنی هستند)، ۲. حضور کانی‌های غنی از عناصر HSFES (نظیر Ti, Zr, U, Th, Hf, P) مانند زیرکن، آپاتیت و اسفن.

بر اساس نمودار (Ce/Yb)N در مقابل (Sm/Yb)N (کرینیتز و همکاران [۴۶] نمونه‌های گابرودیوریتی ماجراد از ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی یک منشأ اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفته‌اند که موارد یاد شده را تأیید می‌کند (شکل ۱۰ پ)). در نمودار پیرس [۴۷] نمونه‌های بررسی شده در محدوده EMORB قرار گرفته‌اند (شکل ۸ ت). در مجموع می‌توان چنین استنباط کرد که ماگمای گابرودیوریت‌های ماجراد از یک منبع گوشته‌ای با ترکیب مشابه با گوشته محل منبع بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی غنی شده (EMORB) و گوشته محل منبع یا منشأ ماگماهای سازنده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) نشأت گرفته است و در حین صعود به سمت بالا دچار آلودگی پوسته بالایی شده‌اند [۴۸] (شکل ۱۰ ث).

با توجه به موقعیت زمین‌ساختی پهنه‌ساختاری ایران مرکزی در دوره‌های زمانی تریاس-ژوراسیک و با یقین بر این موضوع که ماگماتیسیم مورد نظر در یک محیط درون ورقه قاره‌ای انجام شده است، یک منشأ گوشته‌ای زیرقاره‌ای با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با خاستگاه ماگمایی بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی غنی شده و بازالت‌های جزایر اقیانوسی، محتمل‌ترین و منطقی‌ترین خاستگاه برای تولید مذاب‌هایی است که تحول و تبلور آن‌ها به تشکیل سنگ‌های بازیک تا حدواسط مورد نظر منجر شده است. ماگماهای اسیدی‌تر از تفریق پیشرفته و یا مشارکت بخش پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی مورد نظر به دست آمده‌اند.





شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین درونی ژوراسیک میانی مجموعه ماجراد در نمودارهای (آ) مولر و گروس تغییرات Y در مقابل Zr [۴۵] برای تعیین محیط تکتونو ماگمایی، (ب) سان و مک‌دونوف تغییرات Y در مقابل Zr [۳۶]، (پ) کرینیتز و همکاران N(Ce/Yb) در مقابل N(Sm/Yb) [۴۶] برای تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ، (ت) پیرس Th/Yb در مقابل Nb/Yb برای تعیین محیط تکتونو ماگمایی [۴۷]، (ث) ژو و همکاران Nb/Th در مقابل Nb/La [۴۸] برای مشخص کردن آلودگی نمونه‌های بررسی شده طی بالا آمدن. (ج) چندعنصری (عنکبوتی) به‌هنجار شده به EMORB سان و مک‌دونوف [۳۶] علائم به‌کار رفته در رسم این نمودار همانند شکل ۵ است.

بحث و بررسی

تحولات زمین‌شناسی صورت گرفته در بخش‌های شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی را می‌توان به دو بخش کلی تقسیم کرد: ۱. مجموعه تحولات سنگ‌شناسی و تکتونیکی نئوپروتروزوییک تا اوایل کامبرین، ۲. مجموعه تحولاتی که از اواخر تریاس شروع شده و تا اواخر میوسن ادامه پیدا کرده است. در این مقاله بخشی از این تحولات که مربوط به اواخر تریاس تا اواخر ژوراسیک است مدنظر قرار گرفته است. با توجه به یافته‌های صحرائی و آزمایشگاهی گسترده انجام شده در سال‌های اخیر در راستای انجام رساله‌های دکتری (۵)، [۶]، [۴۳] و نگارنده اول مقاله) و نتایج تعیین سن‌هایی که اخیراً به‌دست آمده است می‌توان این تحولات را بدین‌شرح خلاصه کرد:

از اواخر تریاس حدود ۲۲۰ میلیون سال پیش، فعالیت‌های ماگمایی بازیک تا اسیدی به‌صورت طیفی از گابرو تا گرانیت (عمدتاً گابرویدوریتی)، مجموعه‌های پی‌سنگی چاپدونی [۴۹] و جندق [۴۳] را قطع کرده‌اند. به‌سمت شمال دامنه سنی این فعالیت‌های ماگمایی به ژوراسیک میانی نیز می‌رسد. سن‌سنجی‌های انجام شده روی زیرکن‌های استخراج شده از گابرویدوریت‌های ماجراد (۱۶۶ میلیون سال معادل ژوراسیک میانی) این موضوع را تأیید می‌کند. در منطقه جنوب و جنوب‌شرق شاهرود علاوه بر توده‌های نفوذی، فعالیت‌های ماگمایی به‌صورت گدازه‌های بازالتی زیردریایی و دایک‌های دیابازی تظاهر پیدا کرده‌اند که در شرق مجموعه دگرگونی-آذرین بندهزار چاه، جنوب مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه، مجموعه دگرگونی-آذرین رضآباد خارتوران، شمال مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر و بخش‌های میانی مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد، قابل مشاهده هستند [۵۰]، [۵۱] و [۵۲]. در برخی افق‌های بازالتی، ساخت بالشی دیده می‌شود که می‌تواند بیان‌گر عمق زیاد حوضه‌های رسوبی به سن اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک باشد. یکی از ویژگی‌های بارز توالی‌های رسوبی تریاس-ژوراسیک، وجود کنگلومرای قاعده‌ای چندزادی سرشار از قلوه‌های سنگی سرچشمه گرفته از مجموعه‌های پی‌سنگی نئوپروتروزوییک است. ضخامت افق‌های کنگلومرای مورد نظر در شرق مجموعه بندهزار چاه به ۱۰۰۰ متر، در جنوب باختر میامی به ۷۰۰ متر و در منطقه

ماجراد به حدود ۵۰ تا ۱۰۰ متر می‌رسد و در غرب مجموعه دلبر و شرق مجموعه شترکوه ضخامت کم‌تری دارند [۵۳].

این توالی‌های آتشفشانی- رسوبی، در رخدادهای کوهزادی سیمیرین میانی در ژوراسیک میانی، دگرگون شده و به مجموعه‌ای از سنگ‌های متاپلیتی (اسلیت و فیلیت) و متابازیتی (شیست‌سبز) با درجه دگرگونی پایین تا متوسط تبدیل شده‌اند. نگاه دقیق‌تر به تحولات سنگ‌شناسی جنوب و جنوب‌شرق شاهرود نشان می‌دهد که در اواسط ژوراسیک، این فعالیت‌های ماگمایی دوباره از سر گرفته می‌شود و اغلب به صورت دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس تظاهر می‌کنند. این مجموعه فعالیت‌های ماگمایی را می‌توان به فازهای ماگمایی سیمیرین پیشین تا میانی نسبت داد. لازم به ذکر است، پیش از این، فعالیت‌های ماگمایی این دو فاز در شمال پهنه‌ساختاری ایران مرکزی، آن‌طور که شایسته است به‌خوبی شناخته و معرفی نشده‌اند. فعالیت‌های ماگمایی مشابهی در دامنه جنوبی البرز صورت گرفته است که پرداختن به آن‌ها از حوصله و مجال این مقاله خارج است و علاقمندان می‌توانند به [۷]، [۸]، [۹] و [۲] رجوع کنند.

با توجه به مجموعه بررسی‌های ژئوشیمیایی، فعالیت‌های ماگمایی اواخر تریاس- ژوراسیک میانی دارای ماهیت کالک‌آلکان تا آلکان ضعیف هستند. ماگماهای مورد نظر از ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۰ درصد گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با ماهیت اسپینل لرزولیتی واقع در بالای ورقه اقیانوسی نئوتتیس فرورنده تشکیل شده است. ماگمای تشکیل شده در محیط‌های زمین‌ساخت کشتی درون قاره‌ای یا به‌عبارت کلی‌تر در محیط‌های زمین‌ساخت کشتی پشت کمانی خود را به ترازهای بالاتر رسانده و در پوسته میانی جای‌گزین شده است که به درون حوضه‌های رسوبی این زمان فوران یافته و یا در مواردی به‌صورت اجتماعات دایکی بازیک سنگ‌های قدیمی‌تر را قطع کرده است.

نتیجه‌گیری

توده‌های آذرین کوچک مقیاس و دایک‌های دیابازی با ترکیب غالب گابرودیوریتی که در درون مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد (به سن نئوپروتروزوئیک پایانی) نفوذ کرده‌اند، به‌طور میانگین دارای سن ۱۶۶ میلیون سال (معادل ژوراسیک میانی- آشکوب‌های آلتین تا باتونین) هستند. لازم به ذکر است این تعیین سن به‌روش U-Pb روی زیرکن و برای اولین بار روی این سنگ‌ها انجام شده است. در این توده‌های نفوذی، شواهدی تفریق‌یافتگی از گابرو تا تونالیت مشاهده می‌شود. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت کالکوآلکان است، از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILEs) و عناصر خاکی‌نادر سبک (LREEs) غنی‌شدگی و از عناصر با قدرت میدانی زیاد (HFSEs) و عناصر خاکی‌نادر سنگین (HREEs) تهی‌شدگی نشان می‌دهد. ماگمای سازنده گابرودیوریت‌های ماجراد، از منبع گوشته‌ای زیر قاره‌ای متاسوماتیسم شده با ماهیت اولیه اسپینل‌لرزولیتی نشأت گرفته است. این فعالیت‌های ماگمایی، شواهدی بر عملکرد ماگماتیسیم سیمیرین میانی، در لبه شمالی پهنه‌ساختاری ایران مرکزی و در محیط‌های کشتی درون قاره‌ای (پشت کمانی) محسوب می‌شوند.

منابع

- Berberian M. and King G. C. P., "Toward a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. Canadian journal of Earth Science 5 (1981) 101-117.

۲. قاسمی ح، رستمی حصوری م، صادقیان م، "ماگماتیسزم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه- شمالی پهنه‌های ایران مرکزی- جنوب البرز شرقی"، شاهرود - دامغان. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، در دست چاپ.
۳. اصغرزاده ز، زمین‌شناسی، "ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۲).
۴. ابتهاج م، زمین‌شناسی، "ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).
۵. بلاخی اینالو ز، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).
۶. حسینی س. ح، پترولوژی، "ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۴).
۷. مقدسی ص، پترولوژی، "پتروژنز و جای‌گاه چینه‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز شرقی"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۲).
۸. جمشیدی خ، "مطالعه ماگماتیسزم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۹).
۹. قاسمی ح، جمشیدی خ، "ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک"، زون البرز. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴ (۱۳۹۰) ۶۹۹-۷۱۴.
10. Shahbazi H., Siebel W. M., Pourmoafee Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. K., 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 Science*, 39 (2010) 668-683.
11. Fazlnia A., Schenk V., Van der Straaten F., Mirmohammadi M., "Petrology, geochemistry, geochronology of trondjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran". *Lithos* 112 (2009) 413-433.
12. Chiu H. Y., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M., Iizuka Y., "Zircon U- Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", *Lithos* 162-163 (2013) 70-87.
13. Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M., Hassanzadeh J., Sepahi A., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 43 (2012) 11-22.
14. Emami S. N., Eliasi Z., "the study of parental rock of Jurassic dolerites of volcano-sedimentary belt in north of Shareko", *Petrology* 5 (2014) 21-36.
15. Ahadnejad V., Valizadeh M. V., Deevsalar R., Rezaei-Kakhkhaei M., "Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran", *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 261 (2011) 61-75.

16. Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran", *Journal of Asian Earth Science* 41 (2011) 238-249.
17. Rosseti F., Nasrabady M., Gianluca V., Thomas T., Axel G., Mohammad H., Hosein M., "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran". *Terra Nova* 22 (2010) 26-34
18. Noghreyan M. K., "Evolution géochimique, mineralogique et structurale d'une edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie central), NE de Iran", PhD theses, University de Nancy, France (1982).
19. Alavi-Tehrani N, "Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran) ", PhD thesis, The University of Saarbrücken, German (1976).
20. Bauman A., Spies O., Lensch G, "Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran", Final report, Geology Survey of Iran, Report No. 51 (1983).
21. Spies O., Lensch G., Mihm A., "Geochemistry of the post- ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran). Geodynamic project (Geotraverse) in Iran", GSI, Rep No, 51 (1983).
22. Lindenberg H. G., Gorler K., Ibbeken H., "Stratigraphy, structure and orogenic evolution of the Sabzevar zone the area of Oryan Khorasan, NE, Iran". GSI, Rep. No. 51 (1983) 120-142.
23. Alaminia Z., Karimpour M. H., Homam M., Finger F., "The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications". *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 102 (2013) 1603-1625.
24. Khalatbari M., Babaie, H., Gani M, "Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 70–71 (2013) 209-230.
25. Nasrabady M., "Petrogenesis of hornblende dykes from southwest Soltan abad (NE Sabzevar) ", *Petrology* 4 (2013) 99-117 (in Persian).
26. Maghfouri S., Rastad E., Mousivand F., Lin Y., Zaw Kh., "Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nuddeh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 125 (2016) 1-21.
27. Shafaii H., Kheder M., Arai Sh., Stern R., Ghorbani Gh., Tamura A., Ottley CH. "Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar

- ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites", *Gondwana Research*, (2015) 65–66.
۲۸. قاسمی ا.، حاجی‌حسینی ع؛ "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایب"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۳).
۲۹. نواب مطلق ا.، "نقشه زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) ابریشم‌رود"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۳).
۳۰. نوایی ا.، صالحی‌راد م.، مجیدی ب.، "نقشه زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۶۶).
31. Best G., "Igneous and metamorphic petrology" (2003) 729.
32. Middlemost, E. A. K., "Naming materials in the magma igneous rock system", *Earth sci, Rev*, 37 (1994) 215-224.
33. Peccerillo R., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", *Contrib, Mineral, Petrol*, 58 (1976) 63-81.
34. Fenner C. N., "Incandescent tuff flows in southern Peru", *Journal of Geological society of America Bulletin*, V. 59 (1948) 879-893.
35. Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier (1984) 63-114.
36. Sun S. S., Mc Donough W., F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A. D., Saunders and M. J., Norry (Eds): *Magmatism in ocean basins*", Geological Society of London, U. K. Special Publication, 42 (1989) 313-345.
37. Rollinson H. R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", John Wiley and Sons, New York (1993)
38. Hirschmann M. M., Ghiorso M. S., Wasylenki L. E., Asimow P. D., Stolper E. M., "Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, I Method and composition to experiments", *Journal of Petrology*, 39 (1998) 1091-1115.
39. Gill R., "Igneous rocks and processes a practical guide", Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472 (2010).
40. Zhao J. H., Zhou M. F., "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle", *Precambrian Research*, 152 (2007) 27-47.
41. Kurt H., Asan K., Ruffet G., "The relationship between collision-related calcalkaline and within-plate alkaline volcanism in the Karacadege Area (Konya- Turkiye, Central Anatolia)", *Journal of Chemie der Erde*, 68 (2008) 155-176.
۴۲. رستمی‌حصوری م.، قاسمی ح.، کاوان نانگ پ.، رضایی م.، مباشری م.، "شیمی کانی‌ها و دما فشارسنجی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک غرب رضآباد (جنوب‌غربی بیارجمند)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال بیست و پنجم، شماره ۴ (۱۳۹۶) ۷۶۱،-۷۷۴

۴۳. بلوچی س.، صادقیان م.، قاسمی ح.، ژای م.، چیولی ل.، یانبین ژ.، "شیمی کانی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال‌باختر خور): شاهدهی بر ماگماتیسیم تریاس‌بالایی در پهنه ساختاری ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی (در دست چاپ).
44. Wilson M., "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", Springer, 466 (2007).
45. Muller D., Rock N., M. S., Groves D. I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study" *Mineral. Petrol*, 46 (1992) 259-289.
46. Krienitz M. S., Hasse K., Mezger K., Eckardt V., Shaikh-Mashail M. A., "Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria", *Contrib Mineral Petrol*, 151 (2006) 698-716.
47. Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: orogenic andesites and related rocks*", John Wiley & Sons, Chichester (1982) 525-548.
48. Xu X., Song S., Su L., Li Z., Niu Y., Allen M. B., "The 600–580 Ma continental rift basalts in North Qilian Shan, northwest China: Links between the Qilian - Qaidam block and SE Australia, and the reconstruction of east Gondwana", *Precambrian Research*, 257 (2015) 47-64.
۴۹. کبچادی ف.، "ژئوشیمی و تعیین سن متابازیت‌های پشت‌بادام"، ایران مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد. دانشگاه دامغان (۱۳۹۵).
۵۰. خیره د.، "پتروولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین رضا آباد (جنوب‌خاور شاهرود)"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۵).
۵۱. بلاغی‌اینالو ز.، صادقیان م.، ژای م.، قاسمی ح.، محجل م.، "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب‌خاور شاهرود)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، سال بیست و دوم، شماره سوم، ۴۸۴ - ۴۷۱ (۱۳۹۳).
۵۲. حسینی س. ح.، صادقیان م.، قاسمی ح.، "پتروولوژی، ژئوشیمی و جایگاه چینه‌شناسی اجتماعات دایکی دیابازی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه (جنوب‌خاور شاهرود) شاهدهی بر ماگماتیسیم سیمین‌میانی"، مجله ژئوشیمی (دانشگاه آزاد اسلامی زرنده)، سال اول، شماره چهارم، ۳۱۰ تا ۳۱۸ (۱۳۹۳).
۵۳. حسینی س. ح.، صادقیان م.، قاسمی ح.، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی بندهزارچاه بیارجمند و جنوب‌غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران - دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۹۲).