

پترولوژی و ژئوشیمی پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین (غرب ایران)

کریم بابایی^۱، احمد احمدی خلجی^{۲*}، زهرا طهماسبی^۳، عباداله طولابی نژاد^۴ و رضا زارعی سهامیه^۵

۱، ۲، ۳، ۴ و ۵- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

نویسنده مسئول: khalagi2002@yahoo.com*

دریافت: ۹۶/۲/۹ پذیرش: ۹۶/۸/۹

چکیده

پلاژیوگرانیت‌های نورآباد-هرسین بخشی از مجموعه افیولیتی زون زاگرس می‌باشند که در بین دایک‌های صفحه‌ای و سنگ‌های گابرویی دیده می‌شوند و از نظر سنگ‌شناسی شامل تونالیت و ترونجمیت می‌باشند. کانی‌های آن‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت هستند و بافت غالب آن‌ها میکروگرافیکی، گرانولار، گرانوفیری و میرمکیتی می‌باشد. داده‌های حاصل از آنالیز ریزپردازشی، ترکیب پلاژیوکلازها را از نوع آلبیت و آمفیبول‌ها را در رده کلسیک و در زیر رده منیزیهورنبلند تا اکتینولیت قرار می‌دهد. بررسی‌های زمین‌شیمی نشان می‌دهد که ماگمای مادر این توده‌ها از نوع M، کالک‌آلکان و فقیر از پتاسیم، متآلومین و از نوع پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی توسعه یافته در پهنه بالای فرورانش می‌باشند. الگوی عناصر نادر خاکی و عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت، گوشته اولیه و مورب نشان از یک غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک به همراه یک الگوی تقریباً مسطح از عناصر نادر خاکی سنگین و آنومالی منفی در Eu دارند. به نظر می‌رسد این سنگ‌ها حاصل ماگمای ایجاد شده از فرورانش ورقه اقیانوسی نفوتتیس و تفریق بلوری آن در سطوح بالاتر توالی و جایگیری آن در اثر حرکات زمین‌ساختی در منطقه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، پلاژیوگرانیت، افیولیت، زاگرس مرتفع

مقدمه

برگزیدند. در حال حاضر بر اساس تقسیم‌بندی IUGS واژه پلاژیوگرانیت اقیانوسی برای آن گروه از سنگ‌های نفوذی به کار برده می‌شود که شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و مقدار کمی هورنبلند و پیروکسن باشند (مایتر، ۲۰۰۲). به طور کلی می‌توان گفت پلاژیوگرانیت‌ها حدود یک درصد حجمی پوسته پایینی اقیانوس‌ها را تشکیل می‌دهند و عمدتاً در قالب نفوذی‌های تأخیری در مجموعه‌های گابرویی نفوذ کرده‌اند (کوپکه و همکاران، ۲۰۰۴). (هاتزی پانایوتو و همکاران، ۱۹۹۵) معتقدند که پلاژیوگرانیت‌ها می‌توانند حاصل آخرین مرحله تفریق مذاب‌های MORB در نتیجه ذوب بخشی سنگ‌های گابرویی و یا حاصل غیر قابل امتزاج بودن مایع سیلیکاته که نتیجه آن همزیستی سنگ‌های فلسیک با گابروهاست، باشند. وجود یا عدم وجود توده‌های پلاژیوگرانیتی در توالی‌های افیولیتی را می‌توان با نوع افیولیت و به عبارتی با سرعت بازشدگی پشته میان اقیانوسی در ارتباط دانست به طوری که عموماً این توده‌ها در افیولیت‌های نوع هارزبورژیته نظیر افیولیت‌های عمان دیده می‌شوند که دارای سرعت بازشدگی بالا می‌باشند و در افیولیت‌های

سنگ‌های بسیار روشن اسیدی نیمه‌عمیق با SiO_2 و Na_2O بالا و K_2O خیلی پایین حجمی کمتر از ۵٪ مجموعه‌های افیولیتی را تشکیل می‌دهند که در قسمت‌های بالایی بخش نفوذی توالی افیولیتی دیده می‌شوند. از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی، پلاژیوگرانیت‌ها در گستره وسیعی از تونالیت، ترونجمیت، گرانودیوریت، آلبیتیت و کوارتزیدیوریت قرار می‌گیرند (کلمن و پترمن، ۱۹۷۵). پلاژیوگرانیت‌ها یکی از سازه‌های فرعی اکثر مجموعه‌های افیولیتی هستند و معمولاً به صورت رگه، دایک یا توده‌های کوچکی تشکیل می‌شوند و اغلب با سنگ‌های در برگیرنده خود رابطه نزدیکی دارند. آن‌ها با گابروها دارای سطوح تماس تدریجی یا در هم آمیخته‌اند، دایک‌های دیابازی را قطع می‌کنند یا به وسیله آن‌ها قطع می‌شوند و زمینه‌ای متشکل از برش‌های رگه‌ای را تشکیل می‌دهند (کائور و مهتا، ۲۰۰۵). به منظور اجتناب از اشتباه گرفتن این نوع سنگ‌ها با انواع مشابه با منشا قاره‌ای، (کلمن و پترمن، ۱۹۷۵) نام پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی را برای پلاژیوگرانیت‌های همراه با افیولیت‌ها

ریزپردازنده الکترونی Cameca-SX100 ساخت کشور فرانسه با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت و شدت جریان ۲۰ نانوآمپر آنالیز شیمی کانی‌ها صورت پذیرفت. لازم بذکر است محاسبه کاتیون‌ها و فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول (جدول ۱، آنالیز ۱۰ نقطه به عنوان شاخص) و پلاژیوکلاز (جدول ۲، آنالیز ۱۰ نقطه به عنوان شاخص) به ترتیب بر اساس ۶ و ۲۳ اکسیژن انجام گرفته است. هم‌چنین به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های پلاژیوگرانیته و گابروهای لایه‌ای منطقه مورد مطالعه تعداد ۱۰ نمونه سالم و فاقد هوازدگی و دگرسانی (۸ نمونه پلاژیوگرانیته و ۲ نمونه گابرو لایه‌ای) از نمونه‌های برداشت شده انتخاب و در آزمایشگاه ACT-LAB کشور کانادا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. مقادیر عناصر اصلی به روش XRF (جدول ۳) و عناصر کمیاب به روش ICP-MS تعیین شده‌اند (جدول ۴).

زمین‌شناسی عمومی

پلاژیوگرانیته‌های نورآباد-هرسین بین $34^{\circ} 00'$ تا $30^{\circ} 30'$ عرض شمالی و $47^{\circ} 03'$ تا $48^{\circ} 00'$ طول شرقی (شکل ۱) واقع در زاگرس مرتفع بین زون سندج-سیرجان و زاگرس چین‌خورده قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها بین دایک‌های صفحه‌ای (دولریت یا دیاباز) در بالا و گابروهای لایه‌ای در پایین به صورت برجا یا نابرجا رخنمون دارند به طوری که در شمال‌الشر در درون آبراهه‌های اصلی ناحیه کهمان قلوه‌هایی از پلاژیوگرانیته به صورت نابرجا دیده می‌شود. توده‌های برجا از واحد پلاژیوگرانیته نیز فقط در دو منطقه جنوب روستای مله کبود (شمال شرق نورآباد) (شکل ۲-الف) و شمال شرق هرسین در نزدیکی روستای سیاه چقا برونزد دارند. هم‌چنین این پلاژیوگرانیته‌ها به صورت رگه‌ای و دایکی بصورت تداخلی و متقاطع با دایک‌های صفحه‌ای در شرق روستای سرآسیابان (۳۵ کیلومتری شمال شرق هرسین) نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۲-ب). در مشاهدات صحرایی، پلاژیوگرانیته‌های مناطق مورد مطالعه به صورت مرز گسله با توده‌های مافیکی (شکل ۲-ت) و به طور کلی بصورت توده‌ای در زمینه برشی و خرد شده، دایکی یا رگه‌ای (شکل ۲-پ) و به صورت تداخلی در مجاورت گابروهای لایه‌ای و سنگ‌های دیاباز صفحه‌ای و گدازه‌های بازالتی اسپیلیتی مشاهده می‌شوند. به طور کلی

نوع لرزولیتی که سرعت بازشدگی آن کمتر است این توده‌ها وجود ندارند (ژوتو و موری، ۲۰۰۵). پلاژیوگرانیته‌ها اهمیت ویژه‌ای در شناخت خاستگاه تکتونیکی افیولیت‌ها دارند به طوری که (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) بر اساس مقادیر عناصر کمیاب موجود در پلاژیوگرانیته‌ها سعی در بازسازی محیط زمین‌دینامیکی مجموعه‌های افیولیتی نمودند. پلاژیوگرانیته‌ها از پشته‌های میان‌اقیانوسی (باربارین، ۱۹۹۹)، جزایر قوسی (مالپس، ۱۹۷۹) و پشته‌های پهنه بالای فرورانش (جفری و همکاران، ۱۹۹۵، جنر و همکاران، ۱۹۹۱ و پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) نیز گزارش شده‌اند. (آلدیس، ۱۹۸۱) در توالی‌های افیولیتی مناطق قبرس، هاتای، آنتالی، ورینوس و عمان وجود پلاژیوگرانیته‌ها را گزارش داده است. در ایران نیز در مناطق نیریز، اسفندقه، انارک-نائین، عشین-زوار، خوی، کهنوج و کرمانشاه پلاژیوگرانیته‌ها گزارش شده‌اند. (حقیقی، ۱۳۷۴) به وجود پلاژیوگرانیته‌ها در منطقه صحنه در نزدیکی منطقه مورد مطالعه اشاره کرده و بیان نموده که این سنگ‌ها در زیر دایک‌های صفحه‌ای و بالای گابروها قرار دارند و در بعضی از نقاط به وسیله دایک‌های دیابازی به صورت ضربدری قطع شده‌اند. هم‌چنین با توجه به شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی، ایشان معتقد است که این پلاژیوگرانیته‌ها ترم‌های نهائی حاصل از تفریق ماگمای توالی افیولیتی هستند و در محدوده پلاژیوگرانیته‌های اقیانوسی قرار می‌گیرند. پلاژیوگرانیته‌های نورآباد-هرسین نیز بخشی از نوار افیولیتی کرمانشاه در زون جوش‌خورده زاگرس می‌باشند که تاکنون در مورد آن‌ها مطالعات اساسی و دقیق زمین‌شناسی صورت نگرفته و اطلاعات درباره آن‌ها اندک است، لذا این نوشتار به مطالعه این پلاژیوگرانیته‌ها از منظرهای سنگ‌شناسی، شیمی کانی و سنگ، خاستگاه و جایگاه تکتونیکی آن‌ها می‌پردازد.

روش بررسی

به منظور بررسی شیمی کانی‌ها پس از تهیه مقاطع نازک و بررسی‌های میکروسکوپی، تعدادی از نمونه‌ها با کمترین دگرسانی انتخاب و پس از تهیه مقاطع نازک -صیقلی، ۴۰ نقطه از آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای همزیست در شرکت فرآوری مواد معدنی ایران با استفاده از دستگاه

کیلومتر مربع شامل لایه‌های تیره (حاوی کانی پیروکسن و آمفیبول) و روشن (غنی از پلاژیوکلاز) (شکل ۲- ت) می‌باشند.

پلاژیوگرانیت‌های مورد مطالعه با رخنمون کم و همراه با گابروهای لایه ای دیده می‌شوند که قابل نقشه‌برداری نیستند. گابروهای لایه‌ای با وسعت کمتر از چندین

جدول ۱. نتایج ریزپردازش کانی‌های آمفیبول در نمونه‌های پلاژیوگرانیتی و فرمول ساختمانی (بر پایه ۲۳ اکسیژن) آن‌ها

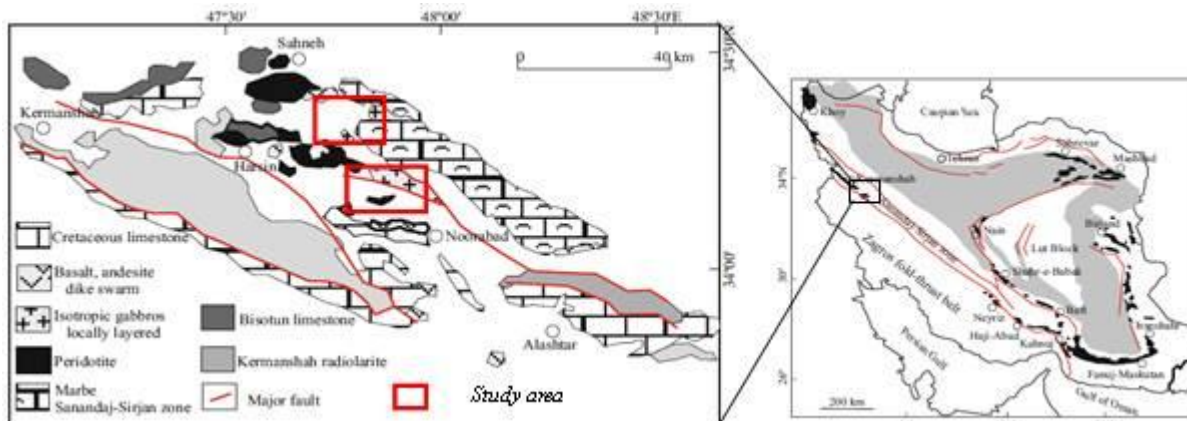
Sample No.	GDB-Am ₁	GDB-Am ₂	GDB-Am ₃	GDB-Am ₄	NGB-Am ₁	NGB-Am ₂	NGB-Am ₃	NG5-Am ₁	NG5-Am ₂	NG5-Am ₃
SiO ₂	۵۰/۴۱	۴۹/۵۸	۴۹/۸۵	۴۸/۴۰	۵۳/۳۳	۵۱/۹۶	۵۵/۶۲	۴۸/۱۰	۵۵/۸۳	۵۶/۵۲
TiO ₂	۰/۶۸	۰/۸۷	۱/۲۷	۱/۷۲	۲/۵۲	۲/۹۵	۰/۹۰	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۵
Al ₂ O ₃	۳/۸۶	۴/۴۸	۵/۲۵	۵/۵۶	۲/۵۲	۲/۹۵	۰/۹۰	۲/۰۸	۱/۲۴	۰/۴۰
FeO	۱۵/۵۸	۱۶/۲۳	۱۶/۹۹	۱۷/۶۰	۱۴/۲۹	۱۵/۰۸	۱۰/۹۶	۱۳/۸۰	۱۱/۲۶	۱۰/۴۱
MnO	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۱	۰/۵۸	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۴۸
MgO	۱۵/۴۹	۱۴/۶۶	۱۴/۵۲	۱۳/۶۴	۱۵/۶۸	۱۴/۷۶	۱۷/۸۹	۱۶/۱۵	۱۷/۷۶	۱۹/۳۷
CaO	۱۰/۴۴	۱۰/۴	۱۰/۴۸	۱۰/۶۹	۱۲/۳۴	۱۲/۱۱	۱۳/۲۹	۱۱/۵۵	۱۲/۸۲	۱۳/۶۱
Na ₂ O	۰/۶۴	۰/۷۸	۰/۸۷	۰/۹۴	۰/۷۵	۰/۸۴	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۰۰	۰/۰۱
K ₂ O	۰/۴۸	۰/۵۶	۰/۶۸	۰/۷۶	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۲
Total	۹۸/۲۳	۹۸/۲۱	۱۰۰/۵۰	۹۹/۸۹	۹۹/۴۷	۹۸/۲۵	۹۹/۲۵	۹۲/۴۶	۹۹/۳۴	۱۰۰/۸۷
No. of oxygen	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰
T - Si	۷/۱۱	۷/۰۴	۶/۹۴	۶/۸۵	۷/۳۹	۷/۳۰	۷/۷۴	۷/۲۲	۷/۷۶	۷/۷۳
T - Al	۰/۶۴	۰/۷۵	۰/۸۶	۰/۹۳	۰/۴۱	۰/۴۹	۰/۱۵	۰/۳۸	۰/۲۰	۰/۰۶
T - Fe ³⁺	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲	۰/۲۱	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۲۱
T - Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Sum T	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰
C - Al	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
C - Fe ³⁺	۱/۳۲	۱/۲۸	۱/۳۱	۱/۱۶	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۰۳	۰/۹۶	۰/۴۰	۰/۲۵
C - Ti	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
C - Mg	۳/۲۶	۳/۱۱	۳/۰۲	۲/۸۸	۳/۲۴	۳/۰۹	۳/۷۱	۳/۷۳	۳/۶۸	۳/۹۵
C - Fe ²⁺	۰/۲۶	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۷۳	۱/۲۶	۱/۳۸	۱/۱۴	۰/۲۹	۰/۸۷	۰/۷۳
C - Mn	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۶
Sum C	۴/۹۹	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۴/۹۹	۴/۹۹	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰
B - Fe ²⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰
B - Mn	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰
B - Ca	۱/۵۸	۱/۵۸	۱/۵۶	۱/۶۲	۱/۸۳	۱/۸۲	۱/۹۸	۱/۸۶	۱/۹۱	۱/۹۹
B - Na	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Sum B	۱/۷۶	۱/۸۳	۱/۷۹	۱/۹۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۹۱	۱/۹۹
A - Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰
A - K	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Sum A	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۰
Sum Cat.	۱۵/۰۴	۱۴/۸۴	۱۴/۹۱	۱۵/۰۴	۱۵/۰۳	۱۵/۰۵	۱۵/۰۷	۱۵/۰۶	۱۴/۹۲	۱۴/۹۹
(Ca+Na) (B)	۱/۷۶	۱/۷۹	۱/۷۹	۱/۸۸	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۸۷	۱/۹۱	۱/۹۹
Mg/(Mg+Fe ₂)	۰/۹۳	۰/۸۷	۰/۸۷	۰/۸۰	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۷۶	۰/۹۱	۰/۸۱	۰/۸۴
Fe*/(Fe*+Mg)	۰/۳۶	۰/۳۹	۰/۴	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۳۳

جدول ۲. نتایج ریزپردازش کانی‌های پلاژیوکلاز در نمونه‌های پلاژیوگرانیته و فرمول ساختمانی (بر پایه ۸ اکسیژن) آن‌ها

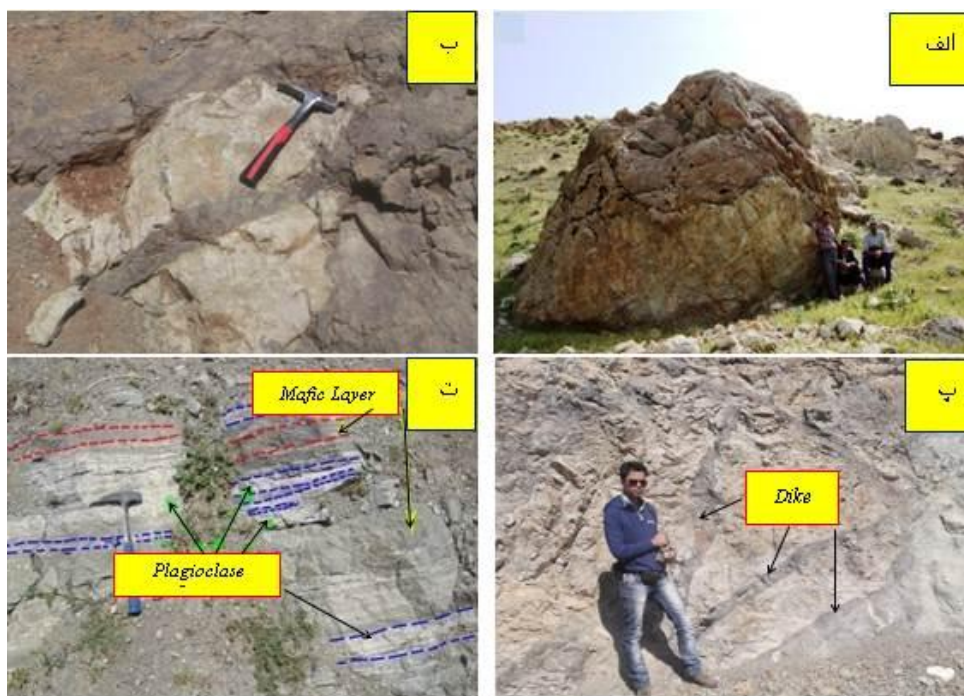
Sample No.	NG5-PI1	NG5-PI2	NG5-PI3	NG5-PI4	NGB-PI1	NGB-PI2	NGB-PI3	NGB-PI4	GDB-PI1	GDB-PI2
SiO ₂	۶۷/۰۹	۶۷/۴۸	۶۸/۲۵	۶۸/۰۱	۶۸/۵۶	۶۷/۹۷	۶۸/۱۲	۶۸/۳۵	۶۷/۴۲	۶۷/۱۸
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۲۰/۲۹	۲۰/۳۲	۲۰/۰۴	۱۹/۳۵	۱۹/۴۷	۱۹/۶۴	۱۹/۹۷	۱۹/۰۶	۲۱/۲۷	۲۱/۳۵
FeO	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۱۰
CaO	۰/۹۶	۰/۳۵	۰/۱۷	۰/۴۵	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۳۴	۰/۳۶	۱/۸۸	۱/۴۲
Na ₂ O	۱۰/۵۳	۱۱/۹۴	۱۲/۱۷	۱۲/۲۵	۱۲/۲۳	۱۲/۲۷	۱۲/۵۴	۱۲/۴۴	۹/۹۶	۱۰/۲۳
K ₂ O	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۶۷	۱/۰۵
Total	۹۹/۱۲	۱۰۰/۲۲	۱۰۰/۸۵	۱۰۰/۲۰	۱۰۰/۵۳	۱۰۰/۲۴	۱۰۰/۱۰	۱۰۰/۸۵	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۳۶
No. of Oxygen	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰
Si	۲/۹۸	۲/۹۳	۲/۹۵	۲/۹۵	۲/۹۷	۲/۹۵	۲/۹۲	۲/۹۴	۲/۹۴	۲/۹۲
Al	۱/۰۶	۱/۰۴	۱/۰۲	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰	۱/۰۱	۱/۰۰	۱/۰۹	۱/۰۹
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۷
Na	۰/۹۱	۱/۰۱	۱/۰۲	۱/۰۲	۱/۰۳	۰/۰۳	۱/۰۴	۱/۰۴	۰/۸۴	۰/۸۶
k	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۶
SUM Cat.	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰
Xor	۰/۴۷	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۶	۰/۰۰	۳/۸۵	۵/۹۰
XAb	۹۴/۷۵	۹۸/۱۴	۹۸/۹۷	۹۷/۰۰	۹۹/۲۸	۹۸/۸۴	۹۸/۱۷	۹۸/۱۱	۸۷/۰۷	۸۷/۳۹
Xan	۴/۷۷	۱/۵۹	۰/۷۶	۱/۹۸	۰/۴۵	۰/۸۹	۱/۴۷	۱/۸۹	۹/۰۸	۶/۷۰

جدول ۳. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های پلاژیوگرانیته و گابرویی به روش XRF برای عناصر اصلی اکسیدی (بر حسب wt%)

Sample No.	j-01	j-05	KS-2	KN-5	KN-6	KN-1	KN-2	KN-8	KG-1	KG-2
SiO ₂	۴۹/۹۳	۴۸/۶۶	۶۳/۶۸	۶۶/۵۸	۶۶/۲۳	۷۲/۵۵	۷۴/۹۳	۷۰/۳۲	۷۳/۶۲	۶۷/۸۸
Al ₂ O ₃	۲۲/۰۴	۱۸/۷۸	۱۹/۳۷	۱۹/۳۷	۱۹/۲۶	۱۳/۸۳	۱۲/۹۴	۱۳/۸۸	۱۳/۲۷	۱۵/۵۴
Fe ₂ O ₃	۲/۹۰	۳/۳۱	۰/۷۶	۰/۷۱	۰/۷۵	۱	۰/۷۱	۳/۴	۱/۹۶	۳/۴۷
FeO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۴۷	۰/۳۴	۱/۶۲	۰/۹۳	۱/۶۵
CaO	۱۰/۷۵	۱۷/۵۱	۲/۳۹	۱/۸۸	۱/۲۱	۵/۴۶	۳/۷۹	۲/۴۹	۱/۱۲	۳/۳۴
MgO	۱۰/۴۲	۷/۳۵	۰/۹۳	۰/۵۵	۰/۹	۰/۷۸	۰/۳۵	۱/۲۱	۰/۴۶	۱/۲۱
Na ₂ O	۲/۱۳	۲/۱۷	۹/۵۲	۱۰/۲۱	۱۰/۲۵	۴/۵۶	۴/۲۷	۶/۱۲	۶/۷۶	۵/۸۱
K ₂ O	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۵۸
TiO ₂	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۲۴۶	۰/۲۶۵	۰/۲۴۶	۰/۶۸۱	۰/۲۷	۰/۱۵	۰/۳۳۳	۰/۵۶۴
MnO	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۲۶۵	۰/۰۱۸	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۵۷	۰/۰۲۴	۰/۰۷۵
P ₂ O ₅	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
LOI	۱/۷	۲/۱	۰/۹۲	۰/۳۹	۰/۶۱	۱/۶	۱/۳	۱/۰۴	۰/۳۸	۰/۸۶
Total	۹۹/۵۴	۹۸/۸۴	۹۹/۵۱	۹۹/۲۴	۹۹/۴۳	۹۹/۱	۹۷/۶	۹۸/۰۲	۹۹/۰۵	۹۸/۳۱



شکل ۱. نقشه اقیانوس‌های ایران و منطقه‌های مورد مطالعه، تهیه شده از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ هرسین (شهیدی و نظری، ۱۳۷۶)



شکل ۲. الف) توده‌های پلاژیوگرانیته بصورت برج، جنوب روستای مله کبود (شمال شرق نورآباد)، ب) سنگ‌های پلاژیوگرانیته به صورت تداخلی با دایک‌های صفحه‌ای در شرق روستای سرآسیابان، پ) نفوذ دایک‌های صفحه‌ای بصورت متقاطع درون سنگ‌های پلاژیوگرانیته (شرق روستای سرآسیابان)، ت) گابروی لایه‌ای در جنوب روستای مله کبود، شمال بخش هفت چشمه (شرق هرسین)

جدول ۴. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های پلاژیوگرانیته و گابروی به روش ICP-MS برای عناصر فرعی و کمیاب (برحسب ppm)

Sample No.	j-01	j-05	KS-2	KN-5	KN-6	KN-1	KN-2	KN-8	KG-1	KG-2
Ce	۹۸/۲۹	۹۷/۸۷	۸۳۷	۲۸	۱۸۶	۱۵۸/۵۸	۵۹/۸۸	۲۹	۴۹/۱	۳۴/۵
Nd	۲/۳	۰/۸۹	۴۰۲	۱۲/۵	۹۱/۸	۹۵/۵۴	۳۲	۱۸/۷	۲۸/۳	۲۱/۱
Sm	۰/۷۲	۰/۲۵	۹۰/۱	۴۹/۱	۲۲/۸	۲۲/۳۱	۸/۴۴	۵	۷/۴	۵/۸
Eu	۰/۴۲	۰/۲۶	۶/۴۳	۱۲/۴	۲/۱۷	۲/۰۵	۱/۰۲	۱/۵	۱/۳۸	۱/۵۳
Gd	۱/۱۴	۰/۳۷	۷۵	۱/۴۹	۲۵/۳	۲۹/۱۹	۱۱/۹۸	۶	۷/۲	۶/۵
Tb	۰/۱۹	۰/۰۷	۱۲/۳	۱۵/۳	۵/۱	۵/۰۲	۲/۲۲	۱/۱	۱/۴	۱/۳
Dy	۱/۱۱	۰/۳۹	۷۹/۴	۳/۲	۳۶/۶	۳۲/۲۲	۱۵/۱۶	۶/۹	۸/۹	۸
Ho	۰/۲۷	۰/۰۹	۱۷/۳	۲۳/۷	۸/۷	۷/۷۱	۳/۷۳	۱/۵	۱/۸	۱/۷
Er	۰/۶۶	۰/۲۴	۵۵/۳	۵/۸	۲۶/۶	۲۱/۲۳	۱۰/۳۸	۴/۷	۵/۴	۵/۲
Tm	۰/۱۲	۰/۰۵	۹/۰۲	۱۸	۴/۶۶	۳/۹۹	۱/۹۵	۰/۷۴	۰/۹	۰/۸۴
Yb	۰/۵۸	۰/۲۲	۵۶/۷	۳/۱۲	۲۹/۶	۲۱/۹۳	۱۱/۰۲	۴/۹	۶/۱	۵/۴
Lu	۰/۱	۰/۰۳	۷/۸۷	۲۰/۹	۴/۲	۳/۴۶	۱/۷۵	۰/۸	۱/۰۲	۰/۸۲
Y	۰/۴۵	۰/۹۲	۵۳۵	۳/۱۲	۲۵۵	۱۶۵/۹۵	۸۷/۷۱	۴۴	۵۴	۵۴
Ba	۱۹/۸	۲/۷	۶۵	۱۶۶	۴۵	۳/۶	۲	۲۶	۸۲	۲۳۰
Rb	۰/۷	۰/۲	۵۳۵	۵۳	۲۵۵	۱/۳	۱/۴	۴۴	۵۴	۵۴
Sr	۲۷۶/۱	۷۸۱/۲	۱۳۱	۱۶۶	۱۳۴	۳۶۶/۴	۳۸/۲	۱۱۷	۸۷	۲۱۲
Zr	۱	۱	۸۱۱	۱۵۰	۷۹۱	۱۰	۴	۱۲۶	۱۶۸	۱۵۷
Nb	۰/۵	۰/۵	۱۲۵	۶۶۳	۹۷	۲۵/۲	۱۹/۹	۶	۴	۳
Co	۲۰/۴	۱۰/۱	۴	۷۰	۳	۲/۷	۲/۱	۳	۲	۴
La	۱/۰۲	۰/۵	۴۰۴	۳	۹۰	۷۶/۸۲	۲۷/۲	۱۳/۸	۲۴/۳	۱۷/۷
Ni	۱۳۵/۲	۹۲	۲۰	۴۸/۷	۱۹	۴۴/۶	۱۴/۳	۱۹	۱۹	۱۹
Cr	۱۹	۱۳۰	۱۹	۴۰	۱۹	۵	۲	۱۹	۱۹	۱۹
Ta	۰/۰۰	۰/۰۰	۵/۶	۱۹	۷/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۴	۰/۳	۰/۲
Hf	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۸/۳	۵/۶	۲۶/۹	۶/۷	۳/۲	۳/۴	۴/۲	۳/۴
Th	۰/۰۳	۰/۰۳	۲۸/۵	۲۰	۱۸/۹	۹/۹۱	۹/۸۶	۲/۴	۳/۹	۲/۸
U	۰/۰۲	۰/۰۲	۵/۴	۱۸/۴	۴/۳	۰/۸۲	۰/۷۷	۰/۶	۱/۳	۱
Cs	۰/۱	۰/۱	۰/۵	۳/۸	۰/۵	۰/۱	۰/۱	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Pb	۱	۰/۳	۵	۰/۵	۵	۲/۸	۰/۵	۵	۵	۵

جزایر قوسی دانسته و (ترکیان، ۱۳۹۲) دایک‌های دیابازی افیولیت کرمانشاه (منطقه صحنه - هرسین) را به حوضه پشت کمانی ربط داده است. (معین‌وزیری، ۱۳۴۹) گدازه‌های بالشی و سنگ‌های حدواسط و فلسیک افیولیت صحنه- هرسین را حاصل یک ماگمای تولییتی کف اقیانوسی نوع E-MORB می‌داند و (فتحیان، ۱۳۹۰) با مطالعه کانی‌های ثانویه در افیولیت صحنه- هرسین بیان نموده که سنگ‌های منطقه تحت تأثیر متاسوماتیسم حرارت پایین در حد رخساره شیست سبز قرار گرفته‌اند و سپس تحت تأثیر دگرگونی، دمای منطقه تا حد رخساره آمفیبولیت افزایش پیدا کرده است. (طهماسبی و همکاران، ۲۰۱۶) نیز دایک‌های دیابازیک و روانه‌های آندزیتی- بازالتی افیولیت منطقه نورآباد- هرسین را مورد مطالعه قرار داده‌اند. بر اساس بررسی‌های انجام گرفته توسط (امینی و همکاران، ۱۳۸۵)، در نواحی جنوب صحنه توالی از الترامافیک نوع هارزبورژیتی به همراه حجم بیش‌تری از مافیک‌های گابرویی وجود دارد که سنگ‌شناسی و ژئوشیمی آن‌ها نشان می‌دهد این مجموعه از یک منشأ پیکریتی (نرخ ذوب بالا) و با ترکیب شبیه به E-MORB با یک تفریق متوسط به وجود آمده است که بیانگر سرعت نسبتاً خوب و بالای گسترش پوسته اقیانوسی بوده است. ایشان در مجاورت گابرو با یک مرز گسله یک توده کوچک پلاژیوگرانیته در شمال شرق روستای سیاه چقا گزارش نموده‌اند که تأثیری روی توده مافیک نگذاشته است. بنابراین معتقدند که از نظر سنگ‌شناسی حاصل بلوری شدن ماگمای ایجاد شده از فرورانش پوسته اقیانوسی و بلوری شدن آن در سطوح بالاتر و جایگزینی در اثر حرکات زمین‌ساختی پس از جایگزینی افیولیت در منطقه می‌باشد.

سنگ‌شناسی

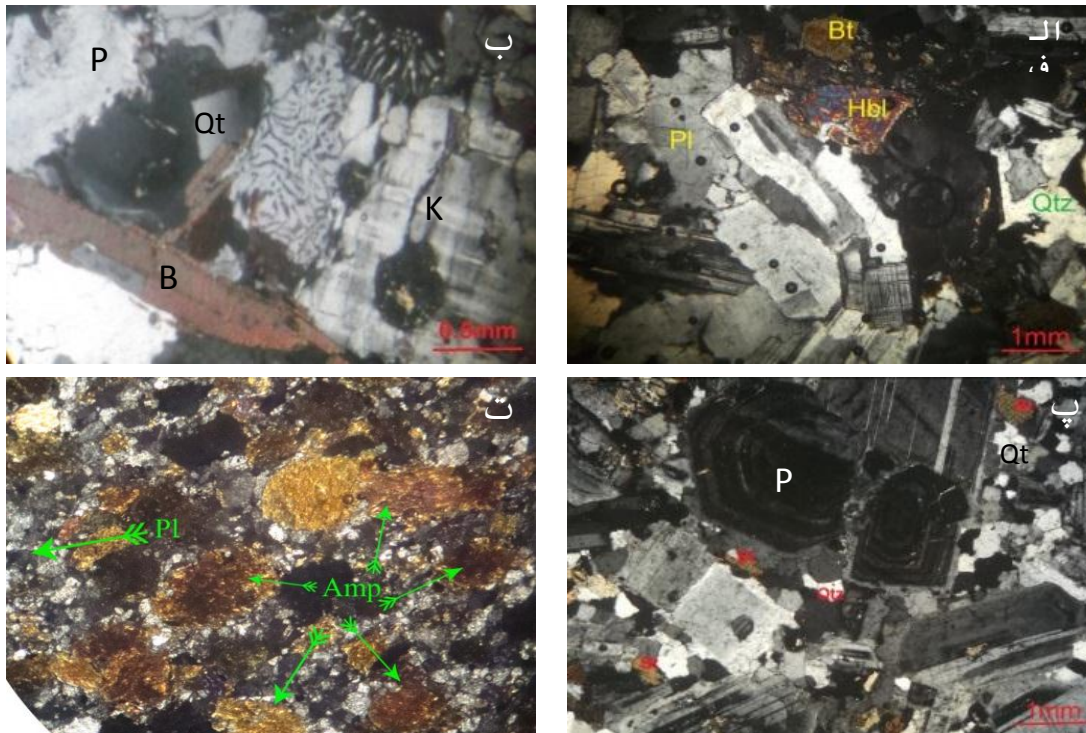
پلاژیوگرانیته‌های منطقه مورد مطالعه در نمونه‌های دستی به رنگ روشن سفید تا خاکستری و با کانی‌های مشخص پلاژیوکلاز و کوارتز دانه ریز تا درشت قابل رویت می‌باشند. این سنگ‌ها عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز (بیش از ۶۰٪)، کوارتز (بیش از ۲۰٪)، آلکالی فلدسپار (کمتر از ۱۰٪) و آمفیبول- بیوتیت (کمتر از ۱۰٪) تشکیل شده‌اند و دارای بافت‌های گرانولار، میکروگرافیکی، گرانوفیری و میرمکتیتی می‌باشند

از جمله مهم‌ترین تحقیقات انجام شده در منطقه، می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد: اولین مطالعه مدون و کلاسیک مجموعه‌های آذرین - دگرگونی افیولیت کرمانشاه توسط (موسوی، ۱۳۹۱) بر روی سنگ‌های آذرین منطقه مروارید و بخصوص گابروهای جوان سنوزوئیک آن صورت گرفته است. (برود، ۱۹۷۸) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه را تهیه و با استفاده از روش تعیین سن K-Ar بر روی بیوتیت‌های مجموعه گابرودیوریتی، سن ۴۸ میلیون سال را برای این توده‌های نفوذی در نظر گرفته است. (دلالوی و دسمونز، ۱۹۸۰) با استفاده از داده‌های سنی (Ar^{40}/Ar^{39}) سنگ‌های لوکوکرات و سنگ‌های دیابازی منطقه صحنه، به ترتیب سن‌های $۸۶/۸ \pm ۷/۸$ و $۸۱/۸ \pm ۳/۸$ میلیون سال را برای این سنگ‌ها در نظر گرفته‌اند. (حقیقی، ۱۳۷۴) بازالت‌های مجموعه افیولیتی صحنه را متعلق به OFB (بازالت بستر اقیانوس) دانسته و (قاضی و حسنی‌پاک، ۱۹۹۹) با مطالعه ژئوشیمی مجموعه افیولیتی کرمانشاه، مجموعه بازالتی این منطقه را به دو گروه بازالت آلکالن (OIB) و ساب‌آلکالن (IAB) تقسیم‌بندی کرده‌اند. هم‌چنین (مرادپور، ۱۳۸۴) مجموعه افیولیتی صحنه را حاصل یک ماگمای تولییتی کف اقیانوس (P-MORB) یا E-MORB می‌داند. (ستوده، ۱۳۷۵) ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین شمال‌غرب صحنه (استان کرمانشاه) را از نوع کالک‌آلکالن و شبیه به ماگمای مناطق حاشیه قاره تشخیص داده است. (اللهیاری و همکاران، ۲۰۱۰) با مطالعه توالی مافیک و الترامافیک افیولیت کرمانشاه نشان داده‌اند که لرزولیت، ورلیت و گابروهای این مجموعه افیولیتی در زمان تریاس- کرتاسه در زون گسترش اقیانوس نئوتیتس شکل گرفته‌اند و دارای شواهد ژئوشیمی مرتبط با MORB می‌باشند در صورتی‌که هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های این مجموعه باقی‌مانده یک گوشته SSZ با درجه ذوب ۲۵-۳۰ درصد می‌باشند. (کریمی، ۱۳۸۷) اندیس‌های منگنز در رادیولاریت‌های جنوب‌غرب نور باد را مربوط به زون گسترش کف اقیانوس نئوتیتس می‌داند و (کیانی، ۱۳۹۰) مجموعه افیولیتی محور الشتر- کرمانشاه را به سری ماگمایی تولییتی و کالک‌آلکالن جزایر قوسی ربط داده است. (نادری، ۱۳۹۱) نیز کانه‌زایی اندیس مس در آندزیت‌های ناحیه فرهادآباد در جنوب‌شرق نورآباد را در ارتباط با

اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های حاصل از دگرسانی شامل سریسیت، کلریت، اپیدوت و کلینوزوئیزیت می‌باشند.

گابروهای لایه‌ای از کانی‌های آمفیبول (هورنبلد سبز) (۶۰-۷۰٪)، پلاژیوکلاز (۳۰-۴۰٪)، پیروکسن و کانی‌های اوپک (۵-۱۰٪) تشکیل شده‌اند. در این سنگ‌ها می‌توان کانی‌های پیروکسن و آمفیبول را فاز کومولوس و کانی‌های پلاژیوکلاز را فاز اینترکومولوس دانست که با هم فاز ارتوکومولا را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-ت). کانی‌های مافیک به خاطر چگالی بیشتر نسبت به پلاژیوکلازها ابتدا در داخل اتاق ماگما ته‌نشین شده و سپس بلورهای پلاژیوکلاز با چگالی کمتر ته‌نشین می‌شوند که باعث حالت لایه‌ای در گابروها شده‌اند.

(شکل ۳-الف، ب). پلاژیوکلازها بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بصورت تیغه‌ای، ریز دانه تا دانه متوسط، در بعضی مقاطع دارای منطقه‌بندی، سوسوریتی شده (شکل ۳-ب، پ) و فضای بین آن‌ها توسط کوارتز، آمفیبول، کلریت و اپیدوت پر شده است. هم‌چنین حالت بهم ریختگی ماکلی و خرد شده دارند که این امر حاکی از تأثیر نیروهای فشارشی و دگرسانی بر منطقه می‌باشد. کوارتز در این سنگ‌ها عمدتاً به صورت پرکننده فضای بین کانی‌های پلاژیوکلاز بوده و به صورت بلورهای بی‌شکل و ریز خرد شده در حاشیه کانی‌های دیگر که نشان‌دهنده تبلور مجدد می‌باشد دیده می‌شود. آمفیبول‌ها در اثر دگرسانی به اپیدوت و کلریت تبدیل گردیده‌اند (شکل ۳-الف). بیوتیت‌ها با رنگ قهوه‌ای و دگرسان به کلریت قابل مشاهده‌اند (شکل ۳-الف). کانی‌های فرعی شامل مات،



شکل ۳. الف) بافت گرانولار و حضور بیوتیت و آمفیبول در پلاژیوگرانیتهای نورآباد-هرسین، ب) سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها و هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز و تشکیل بافت میرمکیتی یا کرمی، پ) حالت منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها و حضور بیوتیت، ت) بافت ارتوکومولا در گابروهای لایه‌ای (تمامی تصاویر در نور XPL گرفته شده است)

همکاران، ۱۹۹۱) در گستره آلبیت قرار می‌گیرند (شکل ۴).

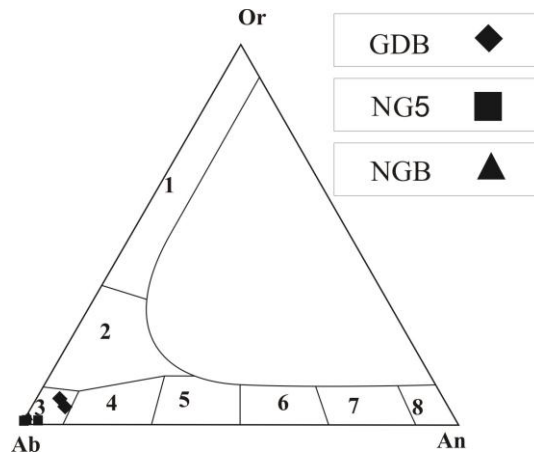
آمفیبول: آمفیبول مهم‌ترین کانی فرومنیزین در پلاژیوگرانیتهای نورآباد-هرسین می‌باشد. نتایج آنالیز تعدادی از آمفیبول‌های این پلاژیوگرانیتهای به عنوان شاخص در (جدول ۱) آمده است. در نمودار رده‌بندی

شیمی کانی‌ها

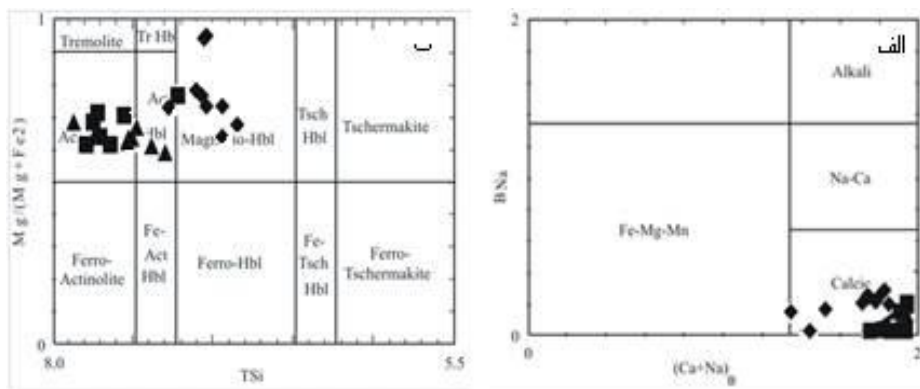
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز کانی اصلی سنگ‌های مورد مطالعه بوده و بیش‌ترین حجم سنگ (بیش از ۶۰٪) را تشکیل می‌دهد. در (جدول ۲) نتایج ریزپردازش تعدادی از پلاژیوکلازهای مناطق مورد مطالعه به عنوان شاخص آمده است. ترکیب پلاژیوکلازها در نمودار (دبیر و

بررسی زینولیت‌های گوشته‌ای حاصل شده است را مورد مطالعه قرار دادند. آمفیبول‌های وابسته به فرورانش نسبت به انواع درون صفحه‌ای دارای Na_2O و TiO_2 پایین‌تر می‌باشند که بر این اساس همه آمفیبول‌های مورد مطالعه در رده آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش (S-Amph) در مقابل I-Amph (آمفیبول‌های مربوط به مناطق درون صفحه‌ای) قرار می‌گیرند (شکل ۶).

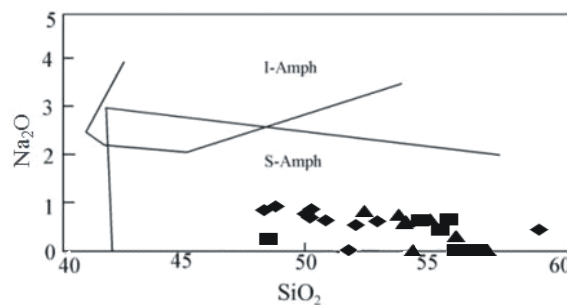
(لیک و همکاران، ۱۹۹۷) همه آمفیبول‌ها در گستره آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). ترکیب آمفیبول‌ها در پلاژیوگرانیت‌های منطقه نورآباد-هرسین در گستره منیزیهورنبلند، هورنبلند-اکتینولیت تا اکتینولیت تغییر می‌کند (شکل ۵-ب). (کلتورتی و همکاران، ۲۰۰۷) آمفیبول‌های به دست آمده در محیط‌های درون صفحه‌ای و فرورانش را که بر پایه



شکل ۴. طبقه‌بندی پلاژیوکلازهای موجود در پلاژیوگرانیت‌های نورآباد-هرسین (دبیر و همکاران، ۱۹۹۱)



شکل ۵. الف) و ب) رده‌بندی آمفیبول‌های توده‌های پلاژیوگرانیتی براساس ترکیب شیمیایی آن‌ها (لیک و همکاران، ۱۹۹۷). علائم مشابه شکل ۴ می‌باشد.

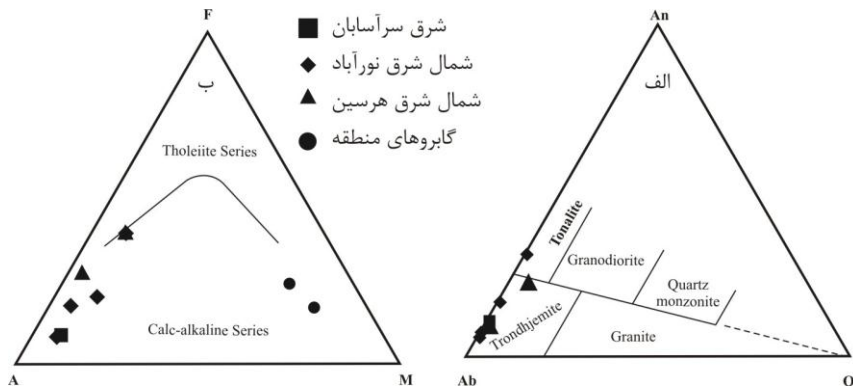


شکل ۶. نمودار طبقه‌بندی تکتونوماگمایی آمفیبول‌ها (کلتورتی و همکاران، ۲۰۰۷). آمفیبول‌های مناطق مورد مطالعه در گستره آمفیبول‌های مناطق فرورانش (S-Amph) قرار می‌گیرند (محدوده I-Amph مربوط به آمفیبول‌های مناطق درون صفحه‌ای می‌باشد). علائم مشابه شکل ۴ می‌باشد.

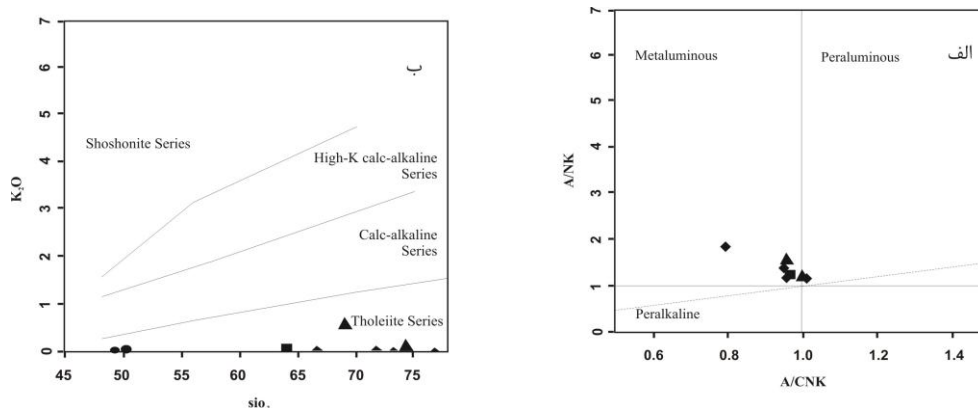
شیمی سنگ

رسم شد که گستره‌ای از ترونجمیت و تونالیت را نشان می‌دهند (شکل ۷- الف). مطابق نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) (شکل ۷- ب) گابروها و پلاژیوگرانیت‌ها، قلمرو سری آهکی- قلیایی، در نمودار A/CNK در برابر A/NK (شاند، ۱۹۴۳) (شکل ۸- الف) محدوده متآلومین و در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلور و تایلور، ۱۹۷۶) (شکل ۸- ب) سری تولیتی با پتاسیم پایین را نشان می‌دهند.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی پلاژیوگرانیت‌های نورآباد- هرسین نشان می‌دهند که این سنگ‌ها دارای مقادیر کمی از Rb و TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Ba (به جز دو نمونه) و مقادیر بالای Na_2O (جدول‌های ۳ و ۴) و میانگین نسبت $K_2O/Na_2O = 0.02$ می‌باشند. به منظور رده‌بندی ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیت‌های مورد مطالعه، ترکیب آن‌ها روی نمودار An- Ab- Or (اکانر، ۱۹۶۵)



شکل ۷. الف) موقعیت نمونه‌های گابرویی و پلاژیوگرانیت‌های نورآباد- هرسین بر روی نمودار مثلثی Ab - An - Or (اکانر، ۱۹۶۵). ب) نمودار AFM برای سنگ‌های پلاژیوگرانیتی و گابروهای لایه‌ای مورد مطالعه (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)



شکل ۸. الف) نمودار نسبت مولی A/CNK به نسبت به A/NK به منظور تعیین اندیس آلومینیوم (شاند، ۱۹۴۳). ب) نمودار K_2O در برابر SiO_2 برای سنگ‌های پلاژیوگرانیتی و گابروهای لایه‌ای مورد مطالعه (پکسریلور و تایلور، ۱۹۷۶). علائم مشابه شکل ۷ می‌باشد.

زیر گروهی از نوع I می‌باشد (فراست و همکاران، ۲۰۰۱). این گروه سنگی متآلومینوس، تولیتی، کلسیک تا کالک‌آلکالن بوده (کوبینگ، ۲۰۰۰) و دارای $A/CNK < 1$ و Sr^{87}/Sr^{86} اولیه کمتر از ۰/۷۰۵ می‌باشند (کلارک، ۱۹۹۲، پیچر، ۱۹۸۳ و وایت، ۱۹۷۹). این گرانیتوئیدها به دو گروه تقسیم می‌شوند (کوبینگ، ۲۰۰۰):

الف) پلاژیوگرانیت‌های کف اقیانوسی که فقط در رژیم‌های قاره‌ای و در درون قطعات افیولیتی یافت می‌شوند و دارای رخداد نادری می‌باشند (باید توجه شود

منشا و خاستگاه تکتونیکی پلاژیوگرانیت‌های نور

آباد- هرسین

به طور کلی منشأ گرانیت‌های نوع I و S را به ترتیب به منشأهای آذرین و رسوبی نسبت می‌دهند در صورتی که گرانیتوئیدهای نوع M منشأ گوشته‌ای دارند و منشأ نوع A را نیز غیرکوهزایی قلمداد می‌کنند (فضل نیا و جعفری، ۱۳۹۵). از طرف دیگر سنگ‌های گرانیتی نوع M با منشأ گوشته‌ای و یا از ذوب بخشی پوسته جوان با گرانیت‌های نوع I همپوشانی دارند. بنابراین نوع M اساسا

معتقدند که عناصر HFSE، عناصر واسطه، عناصر LILE و عناصری نظیر Na, K و Si اطلاعات قابل توجهی را در مورد منشأ و تکامل سنگ‌های آذرین ارائه می‌دهند. عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE: Ti, Zr, Y, Nb, Ta, Hf) عناصر واسطه (Ni, Cr, U, Se, Tm) و عناصر نادر خاکی در طول دگرسانی گرمایی ضعیف تا متوسط و حتی نسبتاً شدید به صورت غیر متحرک عمل می‌کنند در حالی که عناصر با قدرت میدانی کم (LFSE: Sr, Ba, Rb, Cs) و عناصری نظیر Na, K و Si در سیالات آبدار متحرک هستند. بر اساس نمودارهای (شکل ۹) پلاژیوگرانیت‌های مورد مطالعه در گستره پلاژیوگرانیت‌های قاره‌ای، گستره پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی و مرز آن با قوس ماگمایی قرار گرفته‌اند. (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) تأثیرات انباشت بلوری در گرانیتهای را در نظر گرفتند و نشان دادند که اثر رقیق شدگی انباشت پلاژیوکلاز ممکن است گرانیتهای را در نمودار Nb-Y (شکل ۹) و Rb - (Nb+Y) از میدان‌های درون صفحه‌ای و پشته‌ای اقیانوسی به درون میدان کمان آتشفشانی جابجا کند. به همین ترتیب، گرانیتهای کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد ممکن است به دلیل انباشت فازهای فرعی و آهن- منیزی می به درون میدان گرانیتهای درون صفحه‌ای یا اقیانوسی جابجا شوند (رولیسون، ۱۹۹۳). در نمودارهای Hf - Rb/10 - Ta×3 و Hf - (Rb/30) - (Ta×3) (پیرس و همکاران، ۱۹۸۶) (شکل ۱۰ الف و ب) اکثر نمونه‌های پلاژیوگرانیتی مورد مطالعه در گستره گرانیتهای قوس ماگمایی و پشته اقیانوسی واقع شده‌اند. در نمودارهای ارائه شده در بالا با توجه به این که نمونه‌های پلاژیوگرانیتی در سه محدوده متفاوت درون صفحه‌ای، کمان ماگمایی و پشته اقیانوسی قرار می‌گیرند و تفکیک و تفسیر محیط تکتونیکی آنها را با مشکل مواجه می‌کند، در نمودار دو بعدی Zr/Al_2O_3 در برابر TiO_2/Al_2O_3 (مولر و گروس، ۱۹۹۷) این ابهام به خوبی بر طرف شده است. همان طوری که مشاهده می‌شود نمونه‌های پلاژیوگرانیتی مورد مطالعه در محدوده سیستم‌های مرتبط با کمان قرار می‌گیرند (شکل ۱۱- الف). هم‌چنین در نمودار $FeO_1-MgO-Al_2O_3$ (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷) نیز گابروهای لایه‌ای مورد مطالعه در محدوده جزایر قوسی و حاشیه‌های فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۱- ب). نشان دادن ویژگی‌های

که پلاژیوگرانیت‌های ریفت‌های میان‌اقیانوسی توسط تکتونیک کششی تشکیل شده‌اند و کاملاً دارای ویژگی‌های متفاوتی از گروه مرتبط با فرورانش می‌باشند). کوارتز دیوریت و تونالیت‌های جزایر قوسی اقیانوسی که در کمان‌های جزایر قوسی و کمان‌هایی که به قاره‌ها چسبیده‌اند، حاصل می‌شوند (کوبینگ، ۲۰۰۰، پیچر، ۱۹۸۳، والن، ۱۹۸۵ و وایت و چاپل، ۱۹۸۳). منشأ این گروه گرانیتهای، گوشته و پوسته مافیک جوان می‌باشد و به عبارتی دیگر مستقیماً از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانشی و یا از تبلور جزء به جزء گسترده بازالت شکل گرفته‌اند (پیچر، ۱۹۸۳). این نوع گرانیتهای دارای دامنه وسیعی از گابرو تا مونزوگرانیت می‌باشند؛ با این حال آنها عمدتاً شامل دیوریت، تونالیت و گرانودیوریت هستند (چاپل و استفنسن، ۱۹۸۸، کوبینگ، ۲۰۰۰ و پیچر، ۱۹۸۳).

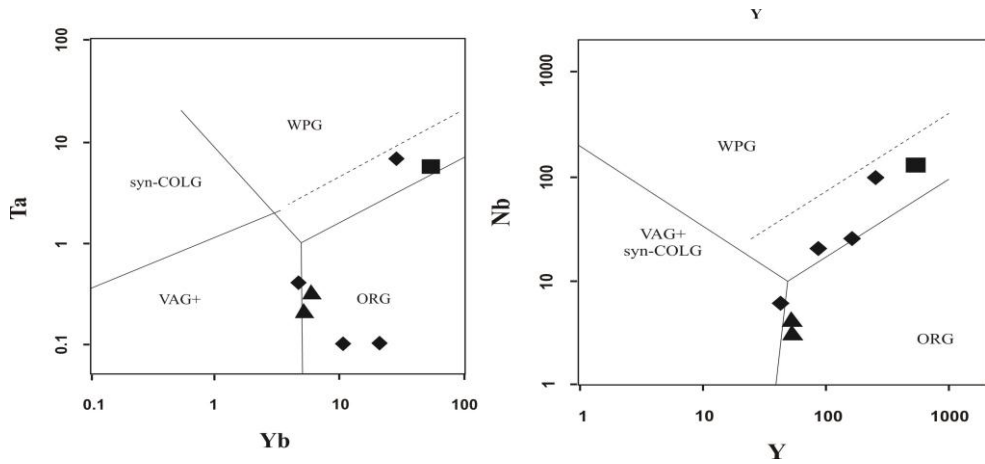
گرانیتهای همراه با پشته‌های میان‌اقیانوسی از لحاظ تکتونیکی به زیر گروه‌های گرانیتهای مرتبط با فرورانش و گرانیتهای غیرمرتبط با فرورانش و با توجه به معیارهای ژئوشیمیایی بازالت‌های مرتبط با آنها، به زیر گروه‌های نوع عادی، بی‌هنجار یا غیر عادی و بالای بخش فرورانشی (SSZ) می‌توانند تقسیم شوند (فضل‌نیا و جعفری، ۱۳۹۵). منبع گوشته‌ای پشته‌های میان اقیانوسی معمولاً به صورت مخزن گوشته‌ای استنوسفری تهی شده است. اما منبع گوشته‌ای پشته‌های مرتبط با گنبد‌های برخاسته به دلیل ترکیب گنبد برخاسته گوشته با مخزن گوشته بالایی تهی شده، بسیار غنی گردیده است. منبع گوشته‌ای تهی شده پشته‌های بالای زون فرورانشی، ممکن است توسط مایعات فرورانشی، قبل از ذوب تعدیل گردیده باشد. هم‌چنین برخی از پشته‌های بالای زون‌های فرورانشی دارای منابع شدیداً تهی شده هستند و با ماگماهای بونینیتی مرتبط می‌باشند (فضل‌نیا و جعفری، ۱۳۹۵). ویژگی سدید گرانیتهای پشته‌های اقیانوسی منعکس کننده فراوانی کمتر پتاسیم در منابع گوشته‌ای تهی شده و عدم ورود پوسته قاره‌ای می‌باشد. محتوی عناصر کمیاب آنها به ماهیت منبع گوشته‌ای ماگمای والد بستگی دارد که این خود در درجه اول به محیط پشته وابسته است (فضل‌نیا و جعفری، ۱۳۹۵).

(احمد، ۱۹۹۳، بیدارد، ۱۹۹۹، هومفریس و تامپسون، ۱۹۷۸، مفری و همکاران، ۱۹۹۶ و پیرس، ۱۹۷۵)

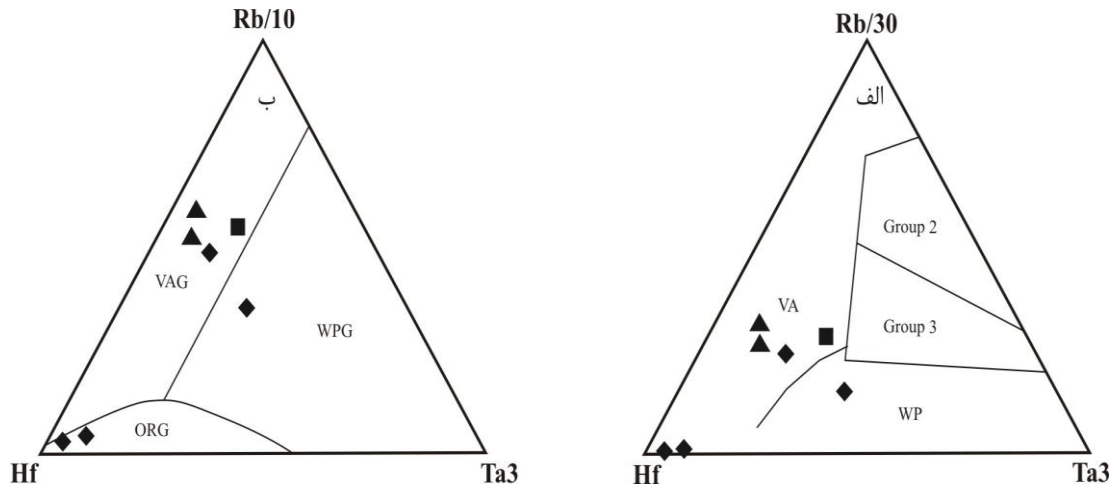
(لی و لو، ۲۰۰۸) یافت شده‌اند. (محمد و همکاران، ۲۰۱۴) پایگاه داده را از ۳۳ محل بر اساس بیش از ۳۰ منبع جمع‌آوری کردند و در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ، این داده‌ها نشان می‌دهند که نمونه‌های پلاژیوگرانیت و لوکوگرانیت در محدوده‌های مختلف جمع شده و به راحتی قابل تشخیص می‌باشند. (محمد و همکاران، ۲۰۱۴) نتیجه گرفتند که سنگ‌های گرانیتی درون افیولیت می‌توانند لوکوگرانیت یا پلاژیوگرانیت باشند که هر کدام با کانی‌شناسی خاص، سنگ مادر و زمان نفوذ مشخص می‌شوند. پلاژیوگرانیت‌ها همزمان با تشکیل افیولیت در محیط‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی شکل می‌گیرند در حالی که تشکیل لوکوگرانیت‌ها در طول حوادث تکتونیکی بعدی مربوط به فرارانش یا تعیین محل نهایی می‌باشند. بعلاوه (محمد و همکاران، ۲۰۱۴) پیشنهاد کردند که پراکندگی مشاهده شده در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (کوپکه و همکاران، ۲۰۰۷) می‌تواند به دلیل عدم شناسایی یا آمیختن پلاژیوگرانیت و لوکوگرانیت باشد و اینکه تشخیص مجموعه‌های پلاژیوگرانیت اقیانوسی ارائه شده توسط (کلمن و دوناتو، ۱۹۷۹) معتبر می‌باشد. در نمودار دوتایی SiO_2 در برابر K_2O (محمد و همکاران، ۲۰۱۴) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده میدان پلاژیوگرانیت قرار گرفته‌اند و از لوکوگرانیت‌ها متمایز می‌باشند (شکل ۱۲-ب).

پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی بر اساس داشتن ویژگی متاآلومینوس ($A/CNK < 1$) از پلاژیوگرانیت‌های قاره‌ای تفکیک می‌شوند. پلاژیوگرانیت‌های نورآباد-هرسین در نمودار SiO_2/Al_2O_3 در برابر A/CNK (رامشوار و همکاران، ۲۰۰۴) (شکل ۱۳-الف) در محدوده پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی و در نمودار SiO_2 در برابر K_2O (مانیاری و پیکولی، ۱۹۸۹) (شکل ۱۳-ب) نیز در گستره پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP) قرار می‌گیرند. پلاژیوگرانیت‌های نورآباد-هرسین با داشتن ویژگی‌های متاآلومینوس، تولیتی، کلسیک، کالک آلکالن، نسبت $A/CNK < 1$ ، میانگین نسبت $K_2O/Na_2O = 0.02$ و مقادیر کم Rb و TiO_2 ، K_2O ، P_2O_5 ، Ba (به جز دو نمونه) و مقادیر بالای Na_2O از نوع گرانیت‌های نوع M می‌باشند که در یک محیط پهنه بالای فرورانش شکل گرفته‌اند.

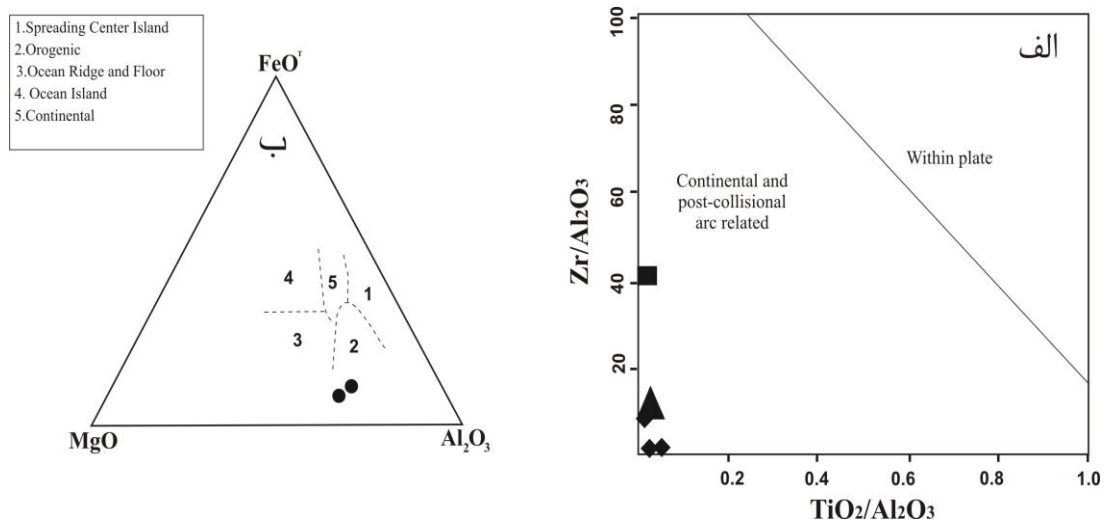
حدواسط نوع I و OR در پلاژیوگرانیت‌ها از مشخصات بارز پلاژیوگرانیت‌های توسعه یافته در محیط بالای فرورانش مانند عمان و ترودوس است. حضور پلاژیوگرانیت‌ها به عنوان یکی از مشخصه‌های افیولیت‌های مزوزوئیک سوپراسابداکشن (پشته‌های پهنه بالای فرورانش) زون نئوتتیس در شرق مدیترانه و از جمله افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه در ایران می‌باشد. افیولیت‌های ترودوس، هاتای، آنتالیا، ورینوس و عمان نیز از همین نوع می‌باشند (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). در نمودار دوتایی SiO_2 در برابر K_2O (کلمن، ۱۹۷۷) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده میدان پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی و نزدیک به آن قرار گرفته‌اند و به خوبی از ترونجمیت‌های قاره‌ای و گرانوفیرهای قاره‌ای تفکیک شده‌اند (شکل ۱۲-الف). شیمی کانی این سنگ‌ها نیز این موضوع را تایید می‌کند (شکل ۶). سنگ‌های گرانیتی کوچک موجود به طور معمول درون افیولیت‌های بخش اولترامافیک-گابروبی مشاهده می‌شوند. ترکیب آن‌ها از آلبیت گرانیت به ترونجمیت و توانیلت به دیوریت تغییر می‌کند و به طور کلی تحت عنوان پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی به آن‌ها اشاره می‌شود (کلمن و پترمن، ۱۹۷۵). (کوپکه و همکاران، ۲۰۰۷) مجموعه‌ای از K_2O در مقابل SiO_2 در یک نمودار دوتایی از پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی از پوسته اقیانوسی اخیر و افیولیت‌ها جمع‌آوری کرده‌اند. این مجموعه شامل بیش از ۳۰۰ آنالیز از ۲۷ محل بر اساس بیش از ۴۰ منبع می‌باشد. او نتیجه گرفت که تشخیص مجموعه‌های پلاژیوگرانیتی ارائه شده توسط (کلمن و دوناتو، ۱۹۷۹) دیگر مفید نمی‌باشند زیرا آن‌ها اطلاعات پراکنده‌ای مشاهده کردند و بسیاری از پلاژیوگرانیت‌های ثبت شده در محدوده تعریف شده توسط (کلمن و دوناتو، ۱۹۷۹) رسم نشده‌اند (به شکل ۱ کوپکه و همکاران، ۲۰۰۷) مراجعه کنید). با این حال لوکوگرانیت‌های درون افیولیت‌ها در محل‌های متعددی در سراسر جهان از جمله در شمال افیولیت سماعیل در امارات متحده عربی (کاکس و همکاران، ۱۹۹۹)، کمپلکس افیولیتی گیوگلی در مقدونیه یونان (پیرس، ۱۹۸۹)، مجموعه افیولیت لیزارد در جنوب غربی انگلستان (پیرس، ۱۹۸۹)، افیولیت معادن تتفورد در آپالاچی کانادا (وایتهد و همکاران، ۲۰۰۰) و افیولیت شمال شرقی Jiangxi در جنوب چین



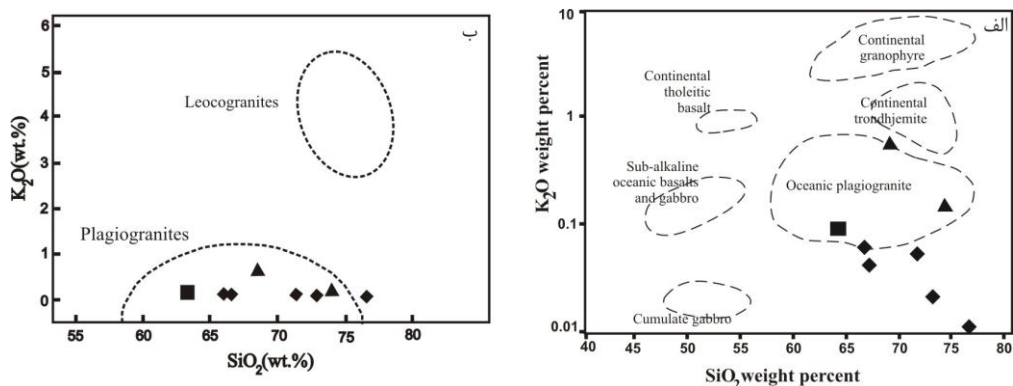
شکل ۹. نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی گرانیته‌ها و موقعیت نمونه‌های پلاژیوگرانیته‌های نورآباد-هرسین بر روی آن (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). خط چین مرز میدان ORG از پشته‌های بی‌هنجار است. علائم مشابه شکل ۷ می‌باشد.



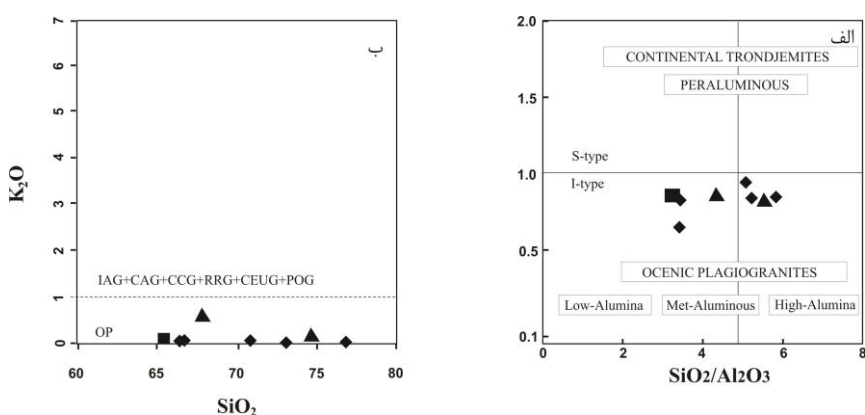
شکل ۱۰. نمودارهای مثلثی الف) $Hf - Rb/30 - Ta \times 3$ و ب) $Hf - Rb/10 - Ta \times 3$ جهت تعیین محیط تکتونیکی پلاژیوگرانیته‌های مورد مطالعه. علائم مشابه شکل ۷ می‌باشد.



شکل ۱۱. الف) نمودار تفکیک کننده دو محیط تکتونیکی کمان ماگمایی و درون صفحه‌ای (مولر و گروس، ۱۹۹۷) پلاژیوگرانیته‌های مورد مطالعه، ب) نمودار (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷) جهت تفکیک محیط تکتونیکی گابروهای لایه‌ای مورد مطالعه. علائم مشابه شکل ۷ می‌باشد.



شکل ۱۲. الف) موقعیت نمونه‌های پلاژیوگرانیتهی موجود در مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین در نمودار دوتایی SiO_2 در برابر K_2O (کلمن، ۱۹۷۷)، ب) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 برای پلاژیوگرانیتهای اقیانوسی و لوکوگرانیتهای (محمد و همکاران، ۲۰۱۴). نمونه‌های موجود در مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین در محدوده پلاژیوگرانیتهای قرار گرفته‌اند. علائم مشابه شکل ۷ می‌باشد.



شکل ۱۳. الف) نمودار $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر A/CNK (رامشور و همکاران، ۲۰۰۴) که در آن محدوده دو نوع پلاژیوگرانیتهای قاره‌ای و اقیانوسی نشان داده شده است، ب) نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدها (مانبار و پیکولی، ۱۹۸۹). علائم مشابه شکل ۷ می‌باشد.

پلاژیوگرانیتهای تیپ تفریق یافته از نظر زمانی عمدتاً همراه گابروهای لایه‌ای و گدازه‌های بازالتی در قسمت بالایی توالی پوسته اقیانوسی هستند و اکثراً متآلومین، گرانیتهای با حجم کمتر و شدیداً تفریق یافته متمایل به پرآلومین هستند (شکل ۸-الف). Na_2O بالا، K_2O پایین (کمتر از یک درصد) و Al_2O_3 (کمتر از ۱۵ درصد وزنی) و به طور کلی الگوهای REE مسطح تا تهی شده از LREE $[(\text{La}/\text{Yb})_N \leq 1]$ ، الگوهای عناصر فرعی نسبتاً مسطح با آنومالی منفی بزرگ از Sr و Ti و ترکیبات ایزوتوپی Sr و Nd شبیه به مورب دارند. با توجه به این که الگوی عناصر نادر خاکی این نوع از گرانیتهای دارای شیب منفی کم است، میزان $(\text{La}/\text{Yb})_N$ آن‌ها در حد ۰/۵ تا ۲/۲۹ و با میانگین ۱/۵۷ و نزدیک به پلاژیوگرانیتهای تفریق یافته (پلاژیوگرانیتهای حاصل از ذوب سنگ‌های بازیک $[(\text{La}/\text{Yb})_N > 10]$ دارند) می‌باشند، آنومالی منفی بزرگ از Sr و Ti دارند و هم‌چنین رابطه تنگاتنگی با گابروهای لایه‌ای دارند. لذا می‌توان فرآیند تفریق را برای

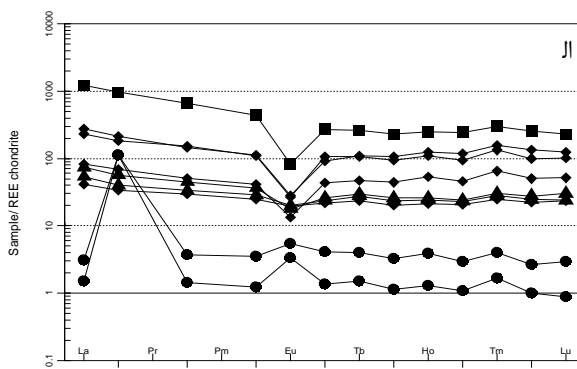
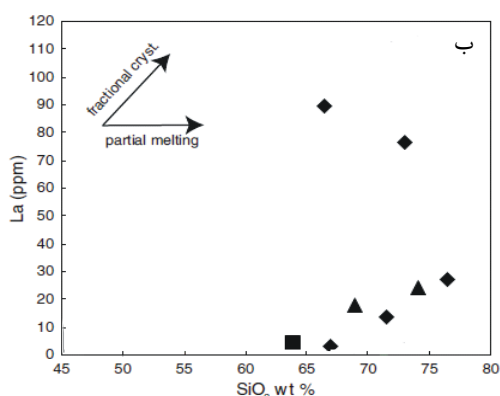
از نمودارهای عناصر نادر خاکی می‌توان برای تعیین نقش ذوب بخشی یا تبلور تفریقی در تشکیل پلاژیوگرانیتهای بهره برد. در نمودار (شکل ۱۴-الف) از عناصر نادر خاکی بهنجار شده بر اساس کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) استفاده شده و همان‌طور که مشاهده می‌گردد عناصر نادر خاکی سبک دارای غنی‌شدگی و عناصر نادر خاکی سنگین دارای یک روند تقریباً مسطح می‌باشند و آنومالی منفی از Eu نشان می‌دهند. الگوهای REE دارای شیب منفی کم بوده و نشان‌دهنده جدایش کم عناصر نادر خاکی سبک از سنگین می‌باشد. در پدیده تفریق بلوری با پیشرفت تبلور کانی‌ها، غنی‌شدگی تمام عناصر به یک میزان صورت می‌گیرد. به عبارتی تمام مراحل تفریق روندی تقریباً موازی را نشان می‌دهند (رولینسون، ۱۹۹۳). الگوی مشابه و روند موازی نمونه‌ها یک منبع مشترک را برای آن‌ها پیشنهاد می‌کند (نیکولسن و همکاران، ۲۰۰۴). عناصر سبک و ناسازگار در گرانیتهای غنی‌شدگی بیشتری را نسبت به گابروها نشان می‌دهند.

بالای فرورانش (سوپراساداکشن) است. آنومالی منفی Ti و غنی‌شدگی LILE ها نسبت به HFSE ها از مشخصات بارز کمان‌های وابسته به فرورانش محسوب می‌شود (گیل، ۱۹۸۱ و ژوتو و موری، ۲۰۰۵). آنومالی منفی در Ti و P در پلاژیوگرانیت‌ها پیشرفت تفریق را نشان می‌دهد و بیان می‌دارد که کانی‌های فرعی چون آپاتیت و اکسیدهای آهن و تیتان قبلاً از مذاب تبلور یافته و خارج گردیده و مذاب باقی‌مانده از این عناصر تهی گردیده و تشکیل پلاژیوگرانیت را داده است. این حالت با مذاب حاصل از ذوب بخشی بازالت‌های مورب همراه گابرو قبل از ذوب شدن آپاتیت و مگنتیت‌های ایلمنیتی مطابقت می‌نماید. (دیلک و تی، ۲۰۰۶) معتقدند که مذاب‌های پلاژیوگرانیتی می‌توانند در اثر تفریق شدید یک ماگمای بازالتی در شرایط خشک و یا اشباع شده از آب به وجود آیند. به عقیده (برند و همکاران، ۲۰۰۵) حتی اگر ذوب بخشی یک خاستگاه بازالتی شبیه به مورب در تولید ماگماهای پلاژیوگرانیتی نقش داشته باشد باز هم مقادیر قابل توجهی از تبلور تفریقی برای گسترش ویژگی‌هایی نظیر میزان کم عناصر Fe, K و Ti در پلاژیوگرانیت‌ها نیاز است. غنی‌شدگی این سنگ‌ها از Th به این علت می‌تواند باشد که ماگمای منشأ این سنگ‌ها ضمن جایگیری از گوشته به سمت بالا با لیتوسفر قاره‌ای درگیر شده باشد مانند حواشی فعال قاره‌ای و مذاب اولیه تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته باشد. هم‌چنین غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار مثل Rb و Ce را می‌توان مرتبط با تأثیر سیالات ناشی از پوسته فرورانده شده بر روی ماگمای بازالتی تشکیل‌دهنده این نمونه‌ها یا آلودگی با پوسته قاره‌ای دانست که این خود از شواهد تشکیل این سنگ‌ها در محیط‌های وابسته به فرورانش (افیولیت‌های نوع SSZ) است. هم‌چنین بی‌هنجاری منفی Nb و Ta نسبت به Th و Ce در این سنگ‌ها مشابه با نواحی پهنه بالای فرورانش می‌باشد. (نیکولسن و همکاران، ۲۰۰۰) پایین بودن مقدار Ta را مربوط به مناطق پهنه بالای فرورانش (SSZ) می‌داند. مقادیر پایین Ta در اکثر نمونه‌های مورد مطالعه نیز می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل شدن پلاژیوگرانیت‌های نورآباد-هرسین در پهنه بالای فرورانش (SSZ) باشد. به طور کلی می‌توان گفت که افیولیت‌های تیپ SSZ (سوپراساداکشن) در حوضه‌های ریفی باریکی تشکیل می‌شوند جائیکه با مواد حاصل از ذوب بخشی پوسته زیرین آلوده

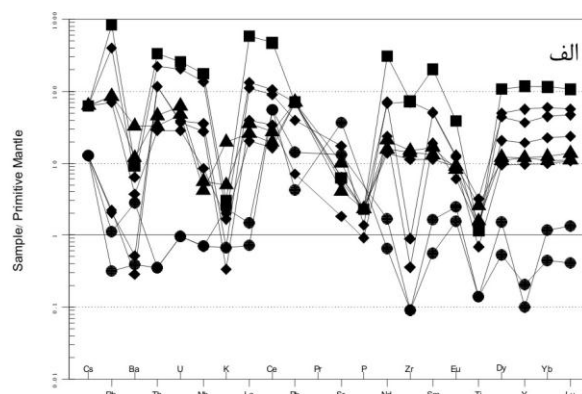
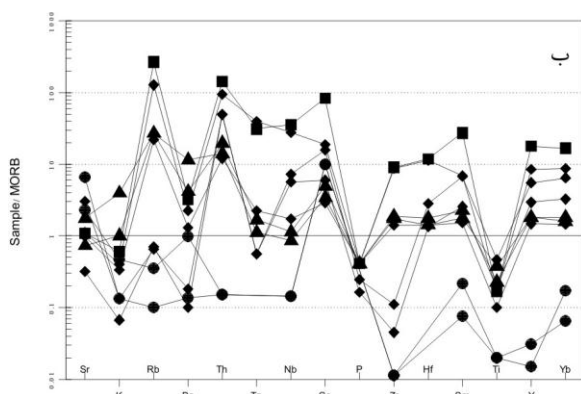
پلاژیوگرانیت‌های نورآباد-هرسین در نظر گرفت که نمودار SiO₂ (wt%) در برابر La (ppm) (بروفی، ۲۰۰۹) به خوبی گویای این امر می‌باشد (شکل ۱۴-ب). این گرانیت‌ها (تیپ تفریق یافته) شامل کلیه پلاژیوگرانیت‌ها در داخل افیولیت‌ها بوده و بوسیله تبلور تفریقی گسترده ماگمای بازالتی در سطوح بالا (به عبارت دیگر فشار پایین) با تبلور کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند و اکسید آهن-تیتان بوجود می‌آیند (کلمن و دوناتو، ۱۹۷۹، فلویید و همکاران، ۱۹۹۸، لیک و همکاران، ۱۹۹۷ و پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). آنومالی منفی Eu اغلب به وسیله پلاژیوکلازها کنترل می‌شود بدین صورت که پلاژیوکلاز طی تفریق بلوری در تفاله باقی می‌ماند و باعث آنومالی منفی Eu در سنگ می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). (رولینسون، ۲۰۰۹) نیز چنین الگویی را برای پلاژیوگرانیت‌های تأخیری عمان پیشنهاد کرده است. (فلویید و همکاران، ۱۹۹۸) معتقدند که آنومالی منفی Eu نقش پلاژیوکلاز را طی فرآیند تفریق یا ذوب نشان می‌دهند. الگوی بهنجار شده سنگ‌های پلاژیوگرانیتی منطقه مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) و مورب (پیرس، ۱۹۸۳) (شکل ۱۵-الف و ب) روند تقریباً مسطح را نشان می‌دهد و بطور نسبی نشانگر غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌باشد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر Ta, Sr, K, Ba, P, Ti, Zr تهی‌شدگی و از عناصر Th, Nd, Ce غنی‌شدگی نشان می‌دهند و دارای الگوهای یکنواخت HREE می‌باشند (شکل ۱۵-الف و ب). هنگامی که این داده‌ها با هم در نظر گرفته می‌شوند بیانگر این می‌باشند که پلاژیوگرانیت‌ها ممکن است از طریق تفریق با فشار کم تشکیل شده باشند که در آن پلاژیوکلاز و پیروکسن فازهای تفریق مهمی بوده و گارنت و هورنبلند درگیر نبوده‌اند (دراموند و دفانت، ۱۹۹۰). آنومالی منفی Sr, Ba, K می‌تواند به علت کم بودن پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم و فلدسپارهای پتاسیک در این سنگ‌ها باشد. آنومالی منفی Ba به دلیل مشابهت ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن با K است. آنومالی منفی P نیز به تفریق آپاتیت در مراحل اولیه تفریق مربوط می‌شود (چاپل و وایت، ۱۹۹۲). داشتن ویژگی متآلومینوس در پلاژیوگرانیت‌های نورآباد-هرسین از مشخصات بارز پلاژیوگرانیت‌های توسعه یافته در پهنه

دسترسی یافته است، هماهنگ می‌باشد (کلمن و دوناتو، ۱۹۷۹ و سنتون و بیرلی، ۱۹۸۰). در دسترس بودن Na در طول این فرآیندها احتمالاً موجب توسعه میدان پایداری آلپیت بوده است. در نهایت می‌توان گفت الگوهای ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیت‌های مورد مطالعه شبیه به الگوی ارائه شده برای آندزیت‌های کالک‌آلکالن جنوب نورآباد می‌باشد که (نادری، ۱۳۹۱) آن‌ها را مربوط به یک ماگمای کمان آتشفشانی در درون اقیانوس نئوتتیس دانسته‌اند. هم‌چنین مطالعات انجام شده بر روی گابروهای توده‌های این منطقه (زارعی‌سهمیه و مرادپور، ۱۳۹۴) و دایک‌های دیابازیک و روانه‌های آندزیتی-بازالتی افیولیت منطقه نورآباد-هرسین (طهماسبی و همکاران، ۲۰۱۶) بیانگر تشکیل این گابروها و افیولیت‌ها در یک پهنه بالای فرورانش و مشابه با پلاژیوگرانیت‌های Sjenica نوار افیولیتی Dinaridic در جنوب‌غربی صربستان (در شرق مدیترانه) (میلوانوویچ و همکاران، ۲۰۱۲) می‌باشند.

شده‌اند (دیلک و همکاران، ۲۰۰۷). آلودگی با پوسته قاره‌ای در بازالت‌های MORB کمتر است زیرا ضخامت پوسته قاره‌ای در پشته‌های میان‌اقیانوسی بسیار کمتر است. بنابراین با توجه به شواهد موجود می‌توان چنین احتمال داد که ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های مورد مطالعه ضمن جایگیری از گوشته به سمت بالا با لیتوسفر قاره‌ای درگیر شده است مانند حواشی فعال قاره‌ای و لذا مذاب اولیه متأثر از عوامل پیچیده‌ای بوده است. ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و REE و روابط صحرایی نشان می‌دهد که پلاژیوگرانیت‌ها از طریق فرآیند پیچیده‌ای از تبلور جزء به جزء ماگمای مافیک با منشأ گوشته‌ای که تحت درجه‌های بالایی از ذوب بخشی در حضور آب وارد شده توسط فرورانش مشتق شده‌اند، تشکیل شده‌اند. غنی‌شدگی مقادیر Rb, Ce, Th و LREE و حضور آنومالی‌های Nb با حرکت‌های متغیر عناصر LILE با توجه به تبادل با آب دریا که به آشیانه‌های ماگما و یا به انتقال فاز بخار ماگمایی اخیر و حذف K_2O



شکل ۱۴. الف) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) سنگ‌های پلاژیوگرانیتی و گابروهای لایه‌ای منطقه نورآباد-هرسین، ب) نمودار در برابر SiO_2 (wt%) در برابر La (ppm) (بروفی، ۲۰۰۹) جهت بررسی تفریق بلوری یا ذوب بخشی سنگ‌های پلاژیوگرانیتی منطقه نورآباد-هرسین. علائم مشابه شکل ۷ می‌باشد.



شکل ۱۵. الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB (پیرس، ۱۹۸۳) سنگ‌های پلاژیوگرانیتی و گابروهای لایه‌ای منطقه نورآباد-هرسین. علائم مشابه شکل ۷ می‌باشد.

نتیجه‌گیری

پلاژیوگرانیت‌های نورآباد-هرسین با ترکیب سنگ‌شناسی ترونجمیت و تونالیت به صورت برجا و نابرجا درون مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین رخمون دارند. این توده‌ها از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آلكالی فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت تشکیل شده‌اند و بافت‌های شاخص میکروگرافیکی، گرانولار، گرانوفیری و میرمکیتی دارند. نتایج حاصل از آنالیز ریزپردازشی کانی‌ها، ترکیب پلاژیوکلازها را از نوع آلبیت و آمفیبول‌ها را از نوع کلسیک و ترکیب آن‌ها را از منیزویهورنبلند تا اکتینولیت نشان می‌دهد. ماگمای تشکیل‌دهنده این توده‌ها از نوع M، کالک‌آلكالن با پتاسیم پایین و متآلومین می‌باشد. الگوی عناصر نادر خاکی و عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت، گوشته اولیه و مورب غنی‌شدگی نسبی این سنگ‌ها را از LILEها نسبت به HFSEها و الگوی تقریباً مسطح را برای عناصر نادر خاکی سنگین نشان می‌دهد. این پلاژیوگرانیت‌ها از نوع پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی توسعه یافته در پهنه بالای فرورانش می‌باشند. مطالعات حاصل از شیمی کانی آمفیبول و شیمی سنگ‌های این توده‌ها نشان از تشکیل آن‌ها در یک منطقه فرورانش و تفریق آن‌ها در توالی‌های بالاتر در هنگام جایگیری آن دارد که قرارگیری این سنگ‌ها در زون فرورانش نئوتتیس و همراهی آن‌ها با گابروهای لایه‌ای می‌تواند تأییدی برای این موضوع باشد.

منابع

امینی، ص. مرادپور، ن و زارعی‌سهمیه، ر (۱۳۸۵) سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و سنگ‌شناسی مجموعه افیولیتی جنوب صحنه (شمال‌شرق کرمانشاه)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال چهاردهم، شماره ۲، صفحه ۲۲۵ تا ۲۴۶.

ترکیان، ا (۱۳۹۲) کاربرد داده‌ای ژئوشیمی دایک‌های دیبازی افیولیت کرمانشاه (منطقه هرسین نورآباد) در تعیین جایگاه زمین‌ساختی آن‌ها، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، دوره ۲۱، شماره ۲، صفحه ۳۳۱ تا ۳۴۲.

حقیقی، ن (۱۳۷۴) پتروگرافی و پترولوژی شمال‌غرب صحنه، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ۱۶۲ صفحه.

زارعی‌سهمیه ر و مرادپور، ع (۱۳۹۴) ژئوشیمی و سنگ‌زایی مجموعه‌ی افیولیتی هرسین- صحنه (شمال‌شرق کرمانشاه- غرب ایران) شاهی بر زمین‌ساخت جنوب

نئوتتیس، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، صفحه ۳۳۱ تا ۳۴۴.

ستوده، م (۱۳۷۵) زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین شمال‌غرب صحنه (استان کرمانشاه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

شهیدی، م و نظری، ح (۱۳۷۶) نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ هرسین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

فتحیان، ل (۱۳۹۰) بررسی کانی‌های ثانوی در افیولیت صحنه-هرسین به منظور تعیین شرایط دگرسانی، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، جلد ۱۰، صفحه ۱۲ تا ۲۱.

فضل‌نیا، ع و جعفری، ا (۱۳۹۵) پترولوژی، محیط تکتونیکی و طبقه‌بندی، انتشارات دانشگاه ارومیه، ۴۰۰ صفحه.

کریمی، ر (۱۳۸۷) بررسی و مطالعه اندیس‌های منگنز در رادیولاریت‌های جنوب‌غرب نورآباد (اندیس منگنز روستای سرمه)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد، ۱۱۸ صفحه.

کیانی، م (۱۳۹۰) ژئوشیمی، زمین‌شناسی اقتصادی و پتروژن مجموعه افیولیتی محور الشتر-کرمانشاه، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد، ۱۹۰ صفحه.

مرادپور، ن (۱۳۸۴) مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی مجموعه افیولیتی جنوب صحنه (شمال‌شرق کرمانشاه)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۶۵ صفحه.

معین‌وزیری، ح (۱۳۴۹) مطالعه پتروگرافی توده آذرین مرارید (بین سنندج و کرمانشاه)؛ پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۰۵ صفحه.

موسوی، س. ا (۱۳۹۱) سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های مافیک، حدواسط و فلسیک افیولیت صحنه-هرسین، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، صفحه ۲۵۳ تا ۲۶۶.

نادری، م (۱۳۹۱) ژئوشیمی، زمین‌شناسی اقتصادی و کانه‌زایی اندیس مس در آندزیت‌های ناحیه فرهاد آباد، جنوب‌شرق نورآباد، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد، ۹۳ صفحه.

Ahmed, Z (1993) Leucocratic rocks from the Bela ophiolite, Khuzdar District, Pakistan. In: Treloar, P. J. and Searle, M. P. (Eds.): Himalayan Tectonics, Geological Society of London Special Publication 74:89-100.

Aldiss, D. T (1981) Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites. Nature 289: 577- 578.

- Sr/Nd isotope systematics. Contribution to Mineralogy and Petrology 137: 267–287.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J (1991) An introduction to the Rock – forming minerals. Longman, London, 528.
- Delaloye, M. and Desmons, J (1980) Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications. Tectonophysics 68: 83-111.
- Dilek, Y. and Thy, P (2006) Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the AnkaraMélange, Central Turkey. Island Arc 15 :44-57.
- Dilek, Y., Furnes, H. and Shallo, M (2007) Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. Journal of Gondwana Research 11 :453-475.
- Drummond, M. S. and Defant M. J (1990) A model for trondhjemite-tonalite- dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. J. Geophys. Res. 95: 21503—21521.
- Floyd, P.A., Yaliniz, M.K. and Goncuoglu, M.C (1998) Geochemistry and Petrogenesis of Intrusive and Extrusive Ophiolitic Plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex., Turkey. Lithos 42 :225-241.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, S. R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D (2001) geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42: 2033-2048.
- Ghazi, A. M. and Hassanipak, A .A (1999) Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, western Iran: implications on Tethyan plate tectonics. Journal of Asian Earth Sciences 17: 319-332.
- Gill, J. B (1981) Orogenic Andesite and Plate Tectonics. Springer-Verlag New York, 390.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M. P., Coward and A. C., Ries (Eds.): Collision Tectonics. Geological Society of London, Special Publication 19: 67–81.
- Hatzipanagiotou, K., Lekkas, E. and Migiros, C (1995) Plagiogranites in the ultrabasic rocks of the Koziakas Mountain (Central Greece). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 146 :479-486.
- Humphris, S. E. and Thompson, G (1978) Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochemica et Cosmochimica Acta 42 :107-125.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8 :523-545.
- Jafri, S. H., Charan, S. N. and Govile, P. K (1995) Plagiogranite from the Andaman ophiolite
- Allahyari, K., Saccan, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F (2010) Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah Ophiolitic Complex (Zagros Belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. Ofioliti 35 (2): 71-90.
- Barbarin, B (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environment. Lithos 46:605-626.
- Bedard, J. H (1999) Petrogenesis of boninites from the Betts Cova ophiolites, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components. Journal of Petrology 40 :1853-1889.
- Berndt, J., Koepke, J. and Holtz, F (2005) An experimental investigation of the influence of water and oxygenfugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. Journal of Petrology 46 :135 167.
- Braud, J (1978) Geological Map of Kermanshah, 1/250000 scale, Geological Survey of Iran.
- Brophy, J.G (2009) La–SiO₂ and Yb–SiO₂ systematics in mid-ocean ridge magmas: implications for the origin of oceanic plagiogranite. Contributions to Mineralogy and Petrology 158: 99–111.
- Chappel, B. W. and Stephens, W. E (1988) Origin of infracrustal (I- type) granite magmas. Transactions of the royal Society of Edinburgh, Earth Sciencec 79: 71-86.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the royal Society of Edinburgh, Earth Sciencec 83 :1-26.
- Clarke, B (1992) Granitoid rocks. Champan and hall 2-6 Boundary row, row, London, 283 pp.
- Cobbing, E, J (2000) The geology and mapping of granite batholiths. Lecture Notes in Earth Sciences, vol 99. Springer, Berlin. 117p.
- Coleman, R.G (1977) Ophiolites. Springer- Verlag , New York, 229p.
- Coleman, R.G. and Donato, M.M (1979) Oceanic Plagiogranite Revisited. In: Barker, F. (Ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam, Elsevier, 149-168.
- Coleman, R.G. and Peterman, Z.E (1975) Oceanic plagiogranite. Journal of Geophysical Research 80: 1099–1108.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. and Powell, W (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. Lithos 99 :68-84.
- Cox, J., Searle, M. and Pedersen, R (1999) The petrogenesis of leucogranitic dykes intruding the northern Semail ophiolite, United Arab Emirates: field relationships, grochemistry and

- Meffre, S., Aitchison, J. C. and Crawford, A. J (1996) Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. *Tectonics* 15 :67-83.
- Milovanović, D., Sreckovic-Batocanin, D., Savic, M. and Popovic, D (2012) Petrology of plagiogranite from Sjenica, Dinaridic Ophiolite Belt (southwestern Serbia). *Geologica Carpatca* 63(2): 97-106.
- Mohammad, Y.O., Cornell, D.H., Qaradaghi, J.H. and Mohammad, F.O (2014) Geochemistry and Ar–Ar muscovite ages of the Daraban Leucogranite, Mawat Ophiolite, northeastern Iraq: Implications for Arabia–Eurasia continental collision. *Journal of Asian Earth Sciences* 86: 151–165.
- Muller, D. and Groves, D. I (1997) Potasic igneous rocks and associated gold–copper mineralization, Lecture Notes in Earth Sciences, No.56.
- Nakamura, N (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38 :757-77.
- Nicholson, K. N., Black, P. M. and Picard, C (2000) Geochemistry and tectonic significance of the Tongihua Ophiolite complex, New Zealand. *Tectonophysics* 321:6-15.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M (2004) Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundary. *Journal of volcano and Geotherm* 131: 295- 306.
- O'Connor, J. T (1965) A classification of quartz-rich Igneous rocks based on feldspar ratios. United State Geological Survey Professional Papers, 525B :B79-B84.
- Pearce, J. A (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. *Tectonophysics* 25 :41-67.
- Pearce, J. A (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- Pearce, J.A (1989) High T/P metamorphism and granite genesis beneath ophiolite thrust sheets. *Ofioliti* 14: 195–211.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E. and Birkett, T. C (1977) The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36:121-132.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G (1984) Trace element discrimination diagrams belt, Bay of Bengal, India. *Journal of the Geological Society of London* 152 :681-687.
- Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M. and Brace, T (1991) Bay of Island and Little port complex, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm supra subduction zone origine. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28:1635-1652.
- Juteau, T. and Maury, R (1999) The oceanic crust, from accretion to mantle recycling. Springer-Verlag, 390.
- Kaur, G. and Mehta, P.K (2005) The Gothara plagiogranite: evidence for oceanic magmatism in a non ophiolitic association, North Khetri Copper Belt, Rajasthan, India? *Journal of Asian Earth Sciences* 25 :805-819.
- Koepke, J., Berndt, J., Feig, S.T. and Holtz, F (2007) The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbro. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 67–84.
- Koepke, J., Feig, S. T., Snow, J. and Freise, M (2004) Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146 :41- 432.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J.A., Maresch, W.V., Nicket, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N. Ungareti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy* 9 :623-651.
- Li, W.X., Li, X.H., Li, Z.X. and Lou, F.S (2008) Obduction-type granites within the NE Jiangxi Ophiolite: implications for the final amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks. *Gondwana Research* 13: 288–301.
- Maitre, R. W (2002) *Igneous rocks, A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of Igneous Rocks. 2nd edition.* Cambridge University Press, Cambridge.
- Malpas, J (1979) Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland: initial report. In: Barker, F. (Ed.): *Trondhjemites, dacites and related rocks*, Elsevier, Amsterdam.
- Maniar, P.D. and Picooli, P.M (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of American* 101: 635 – 643.

- for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25:956-983.
- Peccerillo, R. and Taylor, S. R (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58:63-81.
- Pitcher, W. S (1983) Granite type and Tectonic Environment. In: Hsu, K.- Ed., *Mountain Building Processes*, Academic Press, London, 19-40.
- Rameshwar, D., Rai, H. and Kumar, S. J (2004) Origin of oceanic plagiogranite in the Nidar ophiolitic sequence of eastern Ladakh, India. *Journal of Current Science* 87: 999-1005.
- Rollinson, H. R (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons Inc, New York.
- Rollinson, H. R (2009) New models for the genesis of plagiogranites in the Oman ophiolite. *Lithos* 112:603-614.
- Shand, S. J (1943) *Eruptive rocks*. D. Van Nostrand Company, New York.
- Sinton, J. M. and Byerly, G. R (1980) Silicic differentiates of abyssal oceanic magmas: evidence for late-magmatic vapor transport of potassium. *Earth and Planetary Science Letters* 47: 423-430.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F (1989) Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society London Special Publications 42:313– 345.
- Tahmasbi, Z., Kiani, M. and Ahmadi Khalaji, A (2016) Petrology and Geochemistry of Diabasic Dikes and Andesitic-Basaltic Lavas in Noorabad-Harsin Ophiolite, SE of Kermanshah, Iran. *Journal of Earth Science* 27(6): 935–944.
- Whalen, J. B (1985) Geochemistry of an island arc plutonic suite-the Uasilau-Yau Yau intrusive complex, New Britain, PNG. *Journal of Petrology* 26: 603-632.
- White, A. J. R (1979) Sources of granite magmas. Geological Society of America, Abstracts With Programs 11, 539.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W (1983) Granitoid types and their distributions in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Roddick, J. A., ed, *Circum-Pacific Plutonic Terranes*, Geological Society of America, Memoir 159: 21-34.
- Whitehead, J., Dunning, G.R. and Spray, J.G (2000) U-Pb geochronology and origin of granitoid rocks in the Thetford Mines ophiolite, Canadian Appalachians. Geological Society of America Bulletin 112: 915–928.

Petrology and geochemistry of plagiogranites of ophiolite complex the Nourabad-Harsin (west of Iran)

K. Babaei¹, A. Ahmadi Khalaji^{2*}, Z. Tahmasbi³, E. Toulabi Nejad⁴ and R. Zareisahamieh⁵

1, 2, 3, 4, 5- Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University

* khalagi2002@yahoo.com

Received: 2017/4/29 Accepted: 2017/10/31

Abstract

Nourabad-Harsin plagiogranites are the part of ophiolite complex in the Zagros zone located between sheeted dikes and gabbroic rocks. Lithologically, they include tonalite and trondhjemite. Minerals in these rocks are quartz, plagioclase, alkali feldspar, amphibole and biotite. Micrographic, granular, granophyre and myrmekite are the most common texture in these rocks. Microprobe analyses show that plagioclases have albite composition and amphiboles belong to calcic series and magnesiohornblende to actinolite subgroup. The geochemistry studies reveal that the parent magma of these rocks is of M type, calc-alkaline, low K, metalumine and from oceanic plagiogranites which developed in Supra-subduction zone. Chondrite, MORB and Primitive mantle-normalized REE patterns show an enrichment in LREE along with an almost flat pattern of HREE and negative Eu anomalies. It appears that these rocks are resulted from the magma generated by the subduction of the Neotethys oceanic plate and fractional crystallization at higher levels of sequence and its emplacement due to the tectonic movements in the region.

Keywords: mineral chemistry, plagiogranite, ophiolite, high Zagros