

شیمی کانی، منشأ و تحولات ماگمایی باتولیت ساردوویه، جنوب خاور کرمان

اسما نظری‌نیا^۱، سیدمحسن مرتضوی^۲، محسن آروین^۳ و محمد پوستی^۴

^۱دانشجوی دکترا، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۲دانشیار، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۳استاد، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

^۴استادیار، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۵/۲۴

چکیده

باتولیت الیگوسن ساردوویه، با روند شمال باختر- جنوب خاور، در استان کرمان و در بخش جنوب خاوری کمان ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد و به درون واحدهای آتشفشانی ائوسن متشکل از آندزیت، آندزیت- بازالت و مقدار کمی بازالت همراه با آذرآواری‌ها تزریق شده است. این باتولیت از سنگ‌های اسیدی و حدواسط مانند دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرنایت تشکیل شده است. بررسی‌های شیمی دو کانی پلاژیوکلاز و آمفیبول نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازها با An_{24-43} از الیگوکلاز تا آندزین متغیر بوده و آمفیبول با ترکیب مگنزیوهورنبلند از نوع کلسیک است. مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده این توده از نوع L متآلومین تا کمی پرآلومین است و در سری کالک‌آلکانل جای می‌گیرد. در الگوی عنکبوتی نرمالیز شده به گوشه اولیه، نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی از عناصر با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند U, K, Pb, Sr و تهی‌شدگی از عناصر با قدرت یونی زیاد (HFSE) مانند Ti, Ta, Nb دارند که از ویژگی شاخص ماگماهای موقعیت زمین‌ساختی کمان آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی باتولیت ساردوویه به نظر می‌رسد که در اثر ذوب بخشی سنگ‌های متابازیک پوسته زیرین ایجاد شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌شناسی، شیمی کانی، کمان ماگمایی ارومیه- دختر، باتولیت، ساردوویه.

*نویسنده مسئول: سیدمحسن مرتضوی

E-mail: hsm_mortazavi@yahoo.co.uk

۱- پیش‌نوشتار

برخورد بین صفحات عربی و اوراسیا و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس که مابین اوراسیا و صفحه عربی وجود داشته، باعث تشکیل کوهزایی زاگرس شده است (Sengor et al., 1988; Agard et al., 2005). در عین حال زمان پایان فرورانش و برخورد صفحه عربی- آفریقایی به بلوک مرکزی ایران مورد بحث است و از کرتاسه پسین (Berberian and King, 1981) تا میوسن (Berberian and Berberian, 1981; Berberian et al., 1982; Sengor et al., 1988; Mohajjel et al., 2003) پایانی (Stocklin, 1968) را در بر می‌گیرد. اما، شواهدی مبنی بر رخداد برخورد اولیه در ائوسن پایانی - الیگوسن (Agard et al., 2005; Ballato et al., 2010) و میوسن (Verdel et al., 2011) ارائه شده است. یکی از نوارهای کوهزایی زاگرس، مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر است که در حاشیه باختری ایران مرکزی گسترش دارد. تکامل کمان ماگمایی ارومیه- دختر، با مراحل متوالی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، شامل فرورانش در کرتاسه- الیگوسن و برخورد قاره- قاره در نوژن مرتبط است (Berberian et al., 1982; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005). مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر (Alavi, 1994; UDMA) که یک نوار ماگمایی به عرض ۱۵۰ کیلومتر بوده و از حجم قابل توجهی مواد ماگمایی مرتبط با قوس از نوع آند تشکیل شده است که در ارتباط با فرورانش توسعه یافته‌اند. این قوس ماگمایی از اواخر ژوراسیک تا عهد حاضر فعال بوده است (Alavi, 1980; Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982). به ائوسن و الیگوسن است. مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر شامل توالی‌های آتشفشانی بازیک تا اسیدی به همراه میان‌لایه‌های رسوبی کرتاسه بالایی- ائوسن است. گرانیتوئیدهای الیگومیوسن در این مجموعه ماگمایی، به درون توالی‌هایی از اندازه‌های ائوسن نفوذ کرده‌اند. باتولیت ساردوویه با امتداد شمال باختر- جنوب خاور در بخش جنوب خاوری کمان ماگمایی ارومیه- دختر و در کمر بند دهج ساردوویه یا کمان ماگمایی سنوزویک کرمان واقع شده است (شکل ۱). از آنجا که در این منطقه هیچ گونه مطالعات سنگ‌شناسی صورت نگرفته لذا در این تحقیق سعی شده است که با بررسی دقیق سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی، روابط بافتی موجود

در نمونه سنگ‌های تشکیل دهنده این مجموعه نفوذی، شیمی کانی‌ها و نیز با تکیه بر مطالعات ژئوشیمیایی حاصل از بررسی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب آن، جایگاه زمین‌ساختی و منشأ این باتولیت گرانیتوئیدی آشکار شود.

۲- روابط صحرایی

از لحاظ سنگ‌شناسی باتولیت ساردوویه از انواع سنگ‌های گرانیتوئیدی شامل دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرنایت تشکیل شده است. این باتولیت در مجموعه آتشفشانی ائوسن (Dimitrijevic, 1973)، متشکل از آندزیت، آندزیت- بازالت و مقدار کمی بازالت همراه با آذرآواری‌ها نفوذ کرده است (شکل‌های ۲- الف و ب). بیشترین حجم سنگ‌های توده به ترتیب اهمیت از نوع گرانودیوریتی و مونزوگرنایتی است که بیشتر در خاور، شمال و جنوب خاوری باتولیت رخنمون دارند. نمونه‌های دیوریتی و تونالیتی فقط محدود به همبرای‌های جنوبی و باختری باتولیت می‌شوند. این باتولیت، دارای رنگ خاکستری تیره تا کرم روشن و توپوگرافی نسبتاً مرتفع و خشن است، اما به دلیل وجود هوازدگی به رنگ قهوه‌ای تیره در صحرا دیده می‌شود. در باتولیت ساردوویه آنکلاوهای متعددی با ترکیب متنوع دیده می‌شوند که بیشترین تمرکزشان مربوط به حاشیه توده است. آنکلاوها به رنگ خاکستری تا تیره و اشکال نیمه گرد شده و گرد دیده می‌شوند و از نوع میکروگرانولارمافیک هستند. آنکلاوهای مافیک بیضی شکل به ابعاد ۱۰ در ۲۵ سانتی‌متر عمدتاً از نوع دیوریت تا کوارتز دیوریت با بافت میکروگرانولار هستند (شکل‌های ۲- پ و ت).

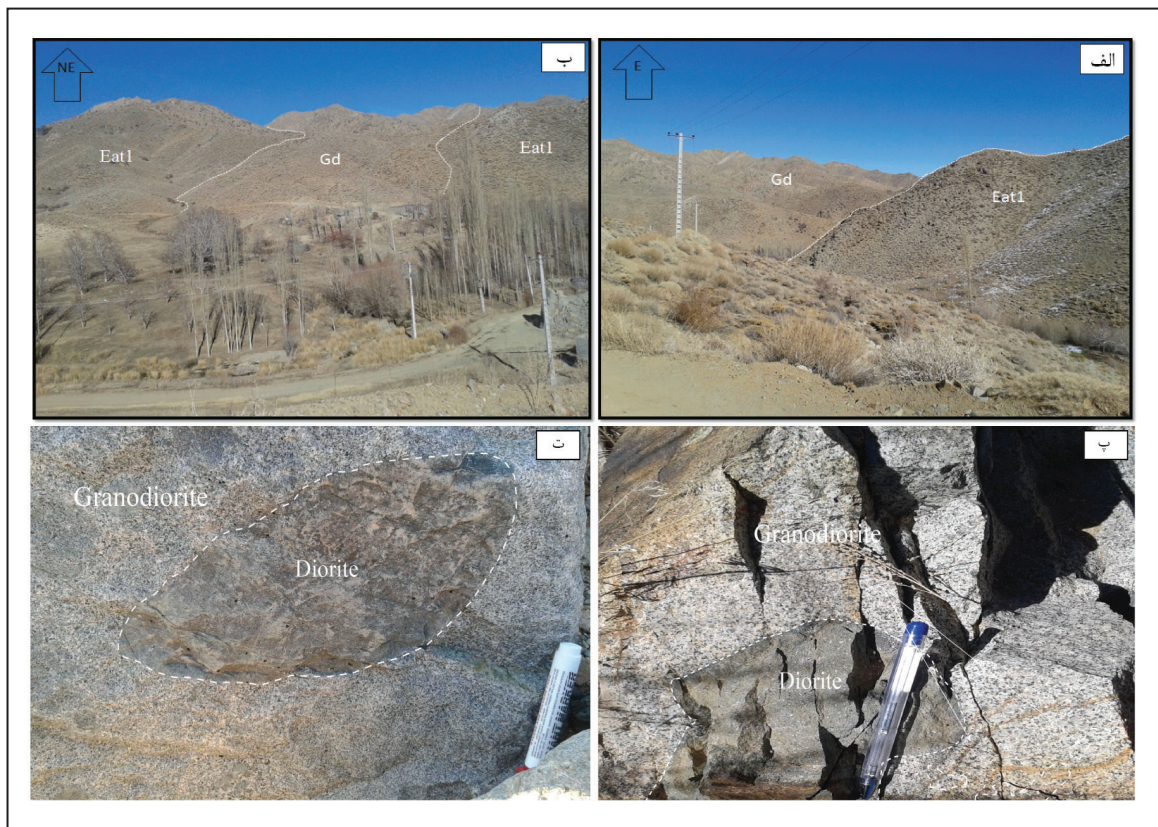
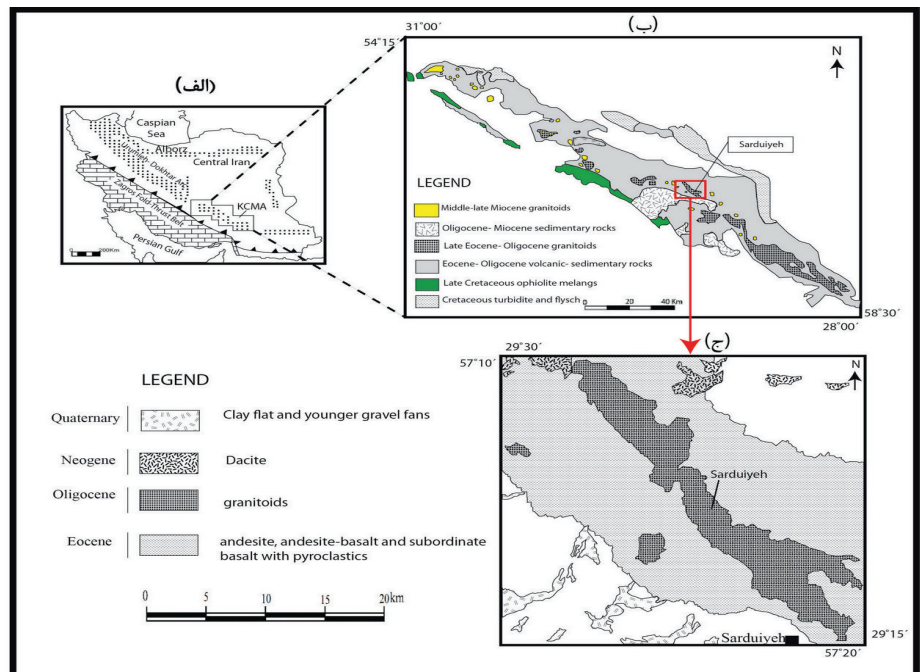
۳- روش بررسی

برای انجام این پژوهش، ابتدا مطالعات کتابخانه‌ای انجام شد و سپس با اتکا به این اطلاعات پایه، بازدید صحرایی و نمونه‌برداری از منطقه صورت گرفت. از میان ۱۰۰ نمونه سنگی برداشت شده، ۸۰ مقطع نازک و ۱۵ مقطع نازک صیقلی تهیه شد. برای بررسی ترکیب شیمیایی و تعیین نوع ترکیب کانی‌های پلاژیوکلاز و

سنگی و کمترین میزان دگرسانی جدا و بر روی آنها تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا و انستیتو ژئوشیمی آکادمی علوم چین انجام شد. نتایج در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده است.

آمفیبول در باتولیت ساردوییه روی ۵ عدد مقطع از آنها تجزیه الکترون میکروپروب توسط دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب Cameca SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده 25KV و شدت جریان 10nA در آزمایشگاه ژئوشیمی آکادمی علوم چین صورت گرفت. بعد از مطالعات سنگ‌نگاری ۲۰ نمونه بر اساس تنوع ترکیب

شکل ۱- الف) نقشه ساده شده سنگ‌های آذرین سنوزوییک در گستره ایران (نقشه زمین‌شناسی ایران: after Alavi, 1996) و موقعیت کمان ماگمایی کرمان بر روی کمان ماگمایی ارومیه- دختر نشان داده شده، KCMA: کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان (برگرفته از Dimitrijevic, 1973)؛ ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی کمر بند دهج- ساردوییه و موقعیت منطقه مورد مطالعه روی آن (Dimitrijevic, 1973)؛ پ) نقشه زمین‌شناسی باتولیت موجود در منطقه ساردوییه (برگرفته از Dimitrijevic, 1973).



شکل ۲- الف و ب) رخنمون توده گرانودیوریتی (Gd) و سنگ‌های میزبان بازالتی (Eat₁) در ۲۰ کیلومتری جاده ساردوییه- باب کهنوج؛ پ و ت) آنکلاو میکروگرانولار ماپیک دیوریتی با حاشیه گرد شده و تماس مشخص در باتولیت ساردوییه.

۴- سنگ‌نگاری

با توجه به مطالعات میکروسکوپی انجام شده، باتولیت منطقه ساردوییه دامنه ترکیبی از دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرنایت دارد. سنگ‌نگاری واحدهای مزبور به شرح زیر است:

۴-۱. دیوریت

دیوریت با بافت گرانولار از کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۶ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۴ درصد حجمی) و کوارتز (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) تشکیل شده است. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت نیمه شکل دار تخته‌ای و دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند (شکل ۳- الف). هسته بعضی از پلاژیوکلازها به سرسیت تبدیل شده است. فلدسپار پتاسیم در میان کانی‌های دیگر دیده می‌شود. ماکل کارلسباد، پرتیتی و نیز بافت پویی کلیتیک از عوارض موجود در فلدسپارهای پتاسیم است. کانی‌های مافیگ این سنگ‌ها هورنبلند (۲۸ درصد حجمی) و بیوتیت (۵ درصد حجمی) هستند. بیوتیت‌ها عمدتاً رنگ سبز قهوه‌ای دارند و تخته‌ای و شکل دار هستند. اسفن و آپاتیت از جمله کانی‌های فرعی هستند.

۴-۲. تونالیت

تونالیت با بافت گرانولار نیمه شکل دار غیر همسان‌دانه از کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۶ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۲ درصد حجمی)، کوارتز (۲۱ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۳ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۲ درصد حجمی) و کانی‌های کدر (حدود ۳ درصد حجمی) تشکیل شده‌اند (شکل ۳- ب). کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن و کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت و سرسیت هستند. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سنتتیک هستند. در بعضی موارد بلورهای پلاژیوکلاز در داخل بلورهای بیوتیت به صورت ادخال (بافت پویی کلیتیک) حضور دارند (شکل ۳- پ). بلورهای فلدسپار پتاسیم با فرم تخته‌ای، بی شکل و اندازه‌هایی بیشتر ریز و گاه متوسط در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بلورهای کوارتز که در فضای مابین بلورهای دیگر رشد کرده‌اند، گاه خاموشی موحی نشان می‌دهند.

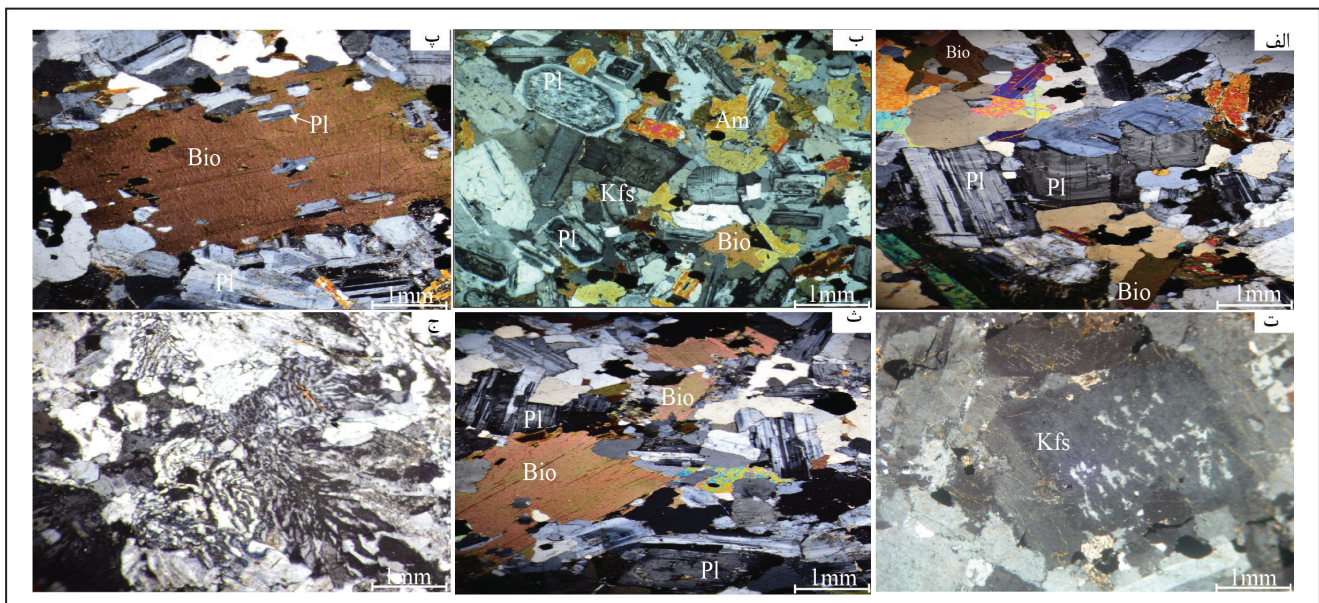
۴-۳. گرانودیوریت

این گروه سنگی حجم وسیعی از توده نفوذی را دربر می‌گیرد و از کانی‌های

پلاژیوکلاز (۴۰ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۳ درصد حجمی) و کوارتز (۲۲ درصد حجمی) تشکیل شده است. هورنبلند (۹ درصد حجمی) به حالت نیمه شکل دار و شکل دار و به صورت بلورهای درشت تا ریز دیده می‌شوند. برخی از هورنبلندها به کلریت و اپیدوت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند. بیوتیت‌ها (۸ درصد حجمی) هم به صورت شکل دار و نیمه شکل دار هستند و در برخی موارد کلریتی شده‌اند. کانی‌های فرعی آنها شامل اسفن، آپاتیت و زیرکن است که بلورهای اسفن به صورت پراکنده در نمونه‌ها حضور دارند؛ ولی بلورهای آپاتیت و زیرکن بیشتر در قالب ادخال در داخل دیگر کانی‌ها به ویژه پلاژیوکلاز و بیوتیت دیده می‌شوند. بافت پرتیتی یکی از رایج‌ترین بافت‌های موجود در گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه است (شکل ۳- ت) که در اثر اختلاط‌ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در فلدسپار آلکالن ایجاد می‌شود (Shelley, 1993).

۴-۴. مونزوگرنایت

بافت اصلی آن گرانولار غیر همسان‌دانه است (شکل ۳- ث). پلاژیوکلازها (۲۲ درصد حجمی) با فرم تخته‌ای، نیمه شکل دار تا بی شکل و گاه دارای بافت غربالی هستند. بلورهای فلدسپار پتاسیم (۳۶ درصد حجمی) در فضای مابین بلورهای دیگر رشد کرده‌اند و گاه ماکل کارلسباد نشان می‌دهند. بلورهای کوارتز (۲۴ درصد حجمی) نیز با اندازه ریز تا متوسط در نمونه‌ها حضور یافته‌اند و گاه هم‌رشدی گرانوفیر را نشان می‌دهند (شکل ۳- ج). تشکیل بافت هم‌رشدی از نوع گرانوفیری در حاشیه درشت‌بلورهایی از فلدسپار پتاسیم، با حضور کوارتز به صورت شعاعی یا شاخه‌شاخه مشخص می‌شود. در واقع گرانیتوئیدهای هیبرسالوس فشار پایین، معمولاً حامل هم‌رشدی گرانوفیری هستند (Smith and Brown, 1988). کانی‌های مافیگ عمدتاً شامل بیوتیت و هورنبلند هستند که بعضاً آثاری از کلریتی شدن در آنها دیده می‌شود. کانی‌های فرعی مونزوگرنایت‌ها اسفن و زیرکن و اپک هستند.

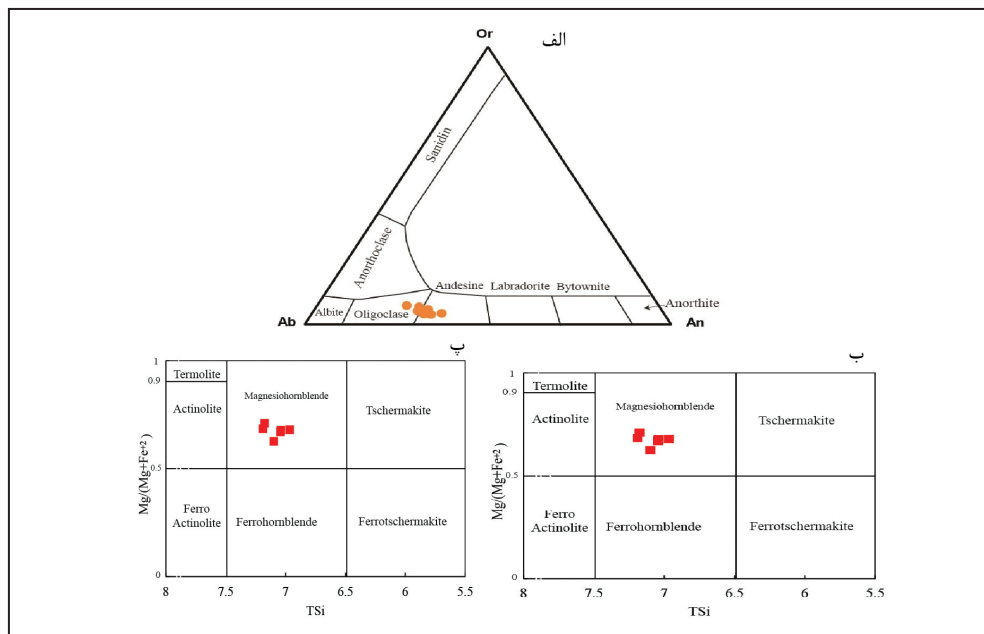


شکل ۳- الف) ماکل پلی سنتتیک و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی منطقه؛ ب) بافت بافت گرانولار غیر همسان‌دانه در سنگ‌های تونالیتی منطقه؛ پ) بافت پویی کلیتیک در بیوتیت موجود در تونالیت؛ ت) پدیده پرتیتی بلور فلدسپار پتاسیم در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه؛ ث) بافت گرانولار غیر همسان‌دانه در مونزوگرنایت‌های منطقه؛ ج) بافت هم‌رشدی از نوع گرانوفیری در مونزوگرنایت (نشانه‌های اختصاری بر پایه Whitney and Evans (2010) عبارتند از: Pl = پلاژیوکلاز، Kfs = فلدسپار پتاسیم، Bio = بیوتیت). تمامی تصاویر در زیر نور پلاریزه XPL گرفته شده‌اند.

۵- شیمی کانی‌ها

پلاژیوکلازها بیشتر دارای ترکیب الیگوکلاز تا آندزین هستند (شکل ۴- الف). محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که اعضای آنها از An_{24-43} ، $Or_{3.1-6.7}$ و Ab_{53-68} متغیر است. آمفیبول بیشترین مقدار کانی‌های مافیک را در باتولیت سارودیبه تشکیل می‌دهد. همان‌گونه که در شکل ۴- ب دیده می‌شود

آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کلسیمی قرار می‌گیرند. همچنین آمفیبول‌های یاد شده در نمودار $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در برابر Si (Leake et al., 1997؛ شکل ۴- ب) در محدوده مگنزیه‌هورنبلند جانمایی شده‌اند.



شکل ۴- الف) محدوده ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها؛ دایره توخالی- ترکیب پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی؛ دایره توپر- پلاژیوکلازهای بدون منطقه بندی؛ ب) نمودار تعیین نوع آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997)؛ ب) نمودار $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Si برای تعیین نوع آمفیبول‌های سارودیبه (Leake et al., 1997).

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازهای بررسی شده به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن.

Sample	Ba1	Ba2	Ba3	Ba4	Ba5	Ba6	Ba7	Ba8
SiO ₂	62.78	61.26	61.80	61.50	61.69	62.14	60.55	59.36
TiO ₂	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	23.50	24.37	24.15	24.90	24.52	23.90	24.52	26.78
FeO	0.16	0.18	0.16	0.22	0.18	0.15	0.17	0.18
MnO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	5.44	6.87	6.20	6.01	6.73	6.48	7.46	8.44
Na ₂ O	7.64	7.06	7.24	7.05	7.14	7.11	6.39	5.13
K ₂ O	0.75	0.60	0.70	0.50	0.52	0.45	0.42	0.30
Total	100.28	100.38	100.27	100.20	100.81	100.24	99.54	100.21
Si	2.50	2.44	2.46	2.46	2.45	2.48	2.43	2.37
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.25	1.30	1.28	1.33	1.30	1.27	1.31	1.43
Fe	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.43	0.55	0.49	0.48	0.53	0.52	0.60	0.67
Na	1.22	1.13	1.16	1.13	1.13	1.14	1.03	0.82
K	0.12	0.09	0.11	0.08	0.08	0.07	0.07	0.05
Or	6.73	5.36	6.34	4.77	4.74	4.18	3.96	3.12
Ab	68.79	63.66	65.59	66.77	64.75	65.84	60.65	53.14
An	24.48	30.98	28.06	28.46	30.50	29.98	35.39	43.74

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی آمفیبول‌های بررسی شده به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن.

Sample	BA43-3-2	BA43-3-3	BA68-3-1	BA68-3-2	BA68-4-1
SiO ₂	48.89	49.00	48.52	48.44	48.73
TiO ₂	1.10	1.01	1.16	1.14	1.21
Al ₂ O ₃	4.14	4.12	4.93	5.08	5.37
FeO	13.67	13.31	17.60	17.59	17.07
MnO	0.50	0.41	0.40	0.34	0.38
MgO	14.72	15.21	12.98	12.84	12.54
CaO	12.87	12.85	11.56	11.41	11.70
Na ₂ O	1.09	1.13	1.22	1.36	1.48
K ₂ O	0.50	0.47	0.47	0.48	0.52
Total	97.48	97.51	98.84	98.68	99.00
Si	7.19	7.18	7.04	7.04	7.10
Ti	0.12	0.11	0.13	0.12	0.13
Al	0.72	0.71	0.84	0.87	0.92
Fe	1.68	1.63	2.14	2.14	2.08
Mn	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05
Mg	3.23	3.32	2.81	2.78	2.72
Ca	2.03	2.02	1.80	1.78	1.83
Na	0.31	0.32	0.34	0.38	0.42
K	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10
B:Ca	2.00	2.00	1.80	1.78	1.83
B: Na	0.00	0.00	0.20	0.22	0.17
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.68	0.71	0.68	0.67	0.63

۶- ژئوشیمی

(Middlemost, 1994) دامنه ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه از دیوریت تا مونزوگرنایت در تغییر است (شکل ۵-الف). مقادیر K₂O این نمونه‌ها از ۰/۴۷ تا ۳/۹۵ درصد وزنی تغییر می‌کند و در محدوده کالک آلکالن با پتاسیم متوسط قرار می‌گیرد (شکل ۵-ب).

از لحاظ ترکیب شیمیایی، باتولیت ساردوییه دارای محدوده SiO₂ ۵۵/۶۰ تا ۷۷/۴۴ و Al₂O₃ ۱۲/۲۸ تا ۱۷/۸۱ درصد وزنی را به خود اختصاص داده‌اند. میزان LOI نمونه‌ها میان ۰/۲۹ تا ۲/۵۹ است که نشان دهنده دگرسانی نسبتاً کم نمونه‌های مورد مطالعه است (جدول ۳). در نمودار TAS

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب باتولیت ساردوییه، GD=گرانودیوریت؛ T=تونالیت؛ D=دیوریت؛ MG=مونزوگرنایت (اکسیدهای اصلی بر پایه درصد وزنی و عناصر بر پایه بخش در میلیون هستند). Fe₂O₃ آهن کل است.

Sample number	NF18	NF27	NF78	NF97	BA53	BA64	NF104	CHA5	CHA6	HA79
Name rock	GD	GD	GD	GD	GD	GD	T	T	D	D
SiO ₂	68.76	66.51	69.07	69.80	63.91	63.28	62.66	60.07	55.61	56.20
TiO ₂	0.49	0.64	0.46	0.45	0.58	0.60	0.61	0.70	0.84	0.72
Al ₂ O ₃	15.13	14.35	14.95	14.75	15.84	15.96	15.97	16.84	16.80	17.81
Fe ₂ O ₃	4.69	7.03	3.64	3.97	6.55	6.88	7.07	9.00	10.35	9.26
MnO	0.08	0.12	0.03	0.07	0.12	0.19	0.12	0.12	0.22	0.17
MgO	1.27	3.11	1.06	1.01	2.39	2.46	2.63	2.51	3.56	3.84
CaO	2.83	3.52	3.16	2.33	5.18	5.30	5.56	4.76	7.57	7.70
Na ₂ O	4.00	3.31	3.58	3.70	3.42	3.19	3.34	3.98	4.44	3.42
K ₂ O	2.62	1.31	3.95	3.83	1.89	2.02	1.92	1.85	0.47	0.73
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.09	0.09	0.12	0.12	0.12	0.16	0.14	0.13
LOI	1.33	1.1	1.99	0.29	1.23	2.59	2.43	1.26	1.3	0.6
Total	100	100.01	99.99	100	100	100	100	99.99	100	99.98
Cs	0.77	0.79	0.80	2.03	1.68	0.77	0.79	8.11	0.16	0.91
Rb	36	40	67	108	42	39	61	109	7	20
Ba	333	372	469	404	350	389	461	172	109	179
Th	3.66	4.23	12.70	9.14	3.98	4.49	7.41	2.63	2.54	1.27
U	0.80	0.75	2.18	1.99	0.95	0.90	1.53	1.14	0.90	0.33

ادامه جدول ۳-

Sample number	NF18	NF27	NF78	NF97	BA53	BA64	NF104	CHA5	CHA6	HA79
Nb	3.35	3.96	6.30	6.22	3.60	3.63	4.43	6.03	2.27	2.40
Ta	0.24	0.28	0.64	0.60	0.29	0.29	0.39	0.37	0.16	0.17
Pb	4.95	5.42	2.61	9.74	9.18	10.60	5.87	4.72	3.00	3.15
Sr	296	315	231	170	265	263	209	270	282	379
Zr	56.30	86.30	123	131	42.80	57.80	138	68.20	42.80	30.00
Hf	1.86	2.76	3.84	4.18	1.65	2.05	4.16	2.00	1.47	0.963
Y	22.20	29.00	35.80	34.40	21.70	24.00	24.90	13.70	25.00	14.90
La	8.35	10.40	10.10	18.20	10.80	12.70	15.90	6.87	12.60	6.49
Ce	18.90	25.00	26.60	42.30	22.50	27.50	31.70	14.40	28.90	14.70
Pr	2.61	3.68	3.55	5.04	2.93	3.42	3.94	1.86	3.93	1.89
Nd	11.30	15.50	17.30	21.40	12.50	14.20	15.50	7.82	15.70	9.12
Sm	3.07	4.23	4.37	4.70	3.04	3.52	3.57	1.82	3.88	2.08
Eu	0.75	0.86	0.80	0.84	0.81	0.95	0.75	0.62	1.04	0.91
Gd	3.25	4.26	5.04	4.59	3.32	3.46	3.60	1.95	3.80	2.41
Tb	0.55	0.69	0.81	0.84	0.54	0.62	0.60	0.32	0.66	0.38
Dy	3.46	4.96	5.51	5.35	3.53	3.98	3.99	2.30	4.40	2.48
Ho	0.72	0.94	1.10	1.07	0.72	0.80	0.85	0.44	0.89	0.52
Er	2.19	3.09	3.66	3.60	2.20	2.59	2.58	1.47	2.70	1.56
Yb	2.35	3.05	3.69	3.62	2.30	2.62	2.88	1.56	2.73	1.47
Lu	0.34	0.43	0.57	0.59	0.32	0.37	0.41	0.21	0.40	0.22
Eu/Eu*	0.73	0.6219	0.52	0.56	0.78	0.83	0.642	1.01	0.83	1.25
Th/Hf	1.968	1.5326	3.31	2.19	2.41	2.19	1.781	1.32	1.73	1.32
Ta/Hf	0.132	0.1026	0.17	0.14	0.17	0.14	0.095	0.19	0.11	0.17

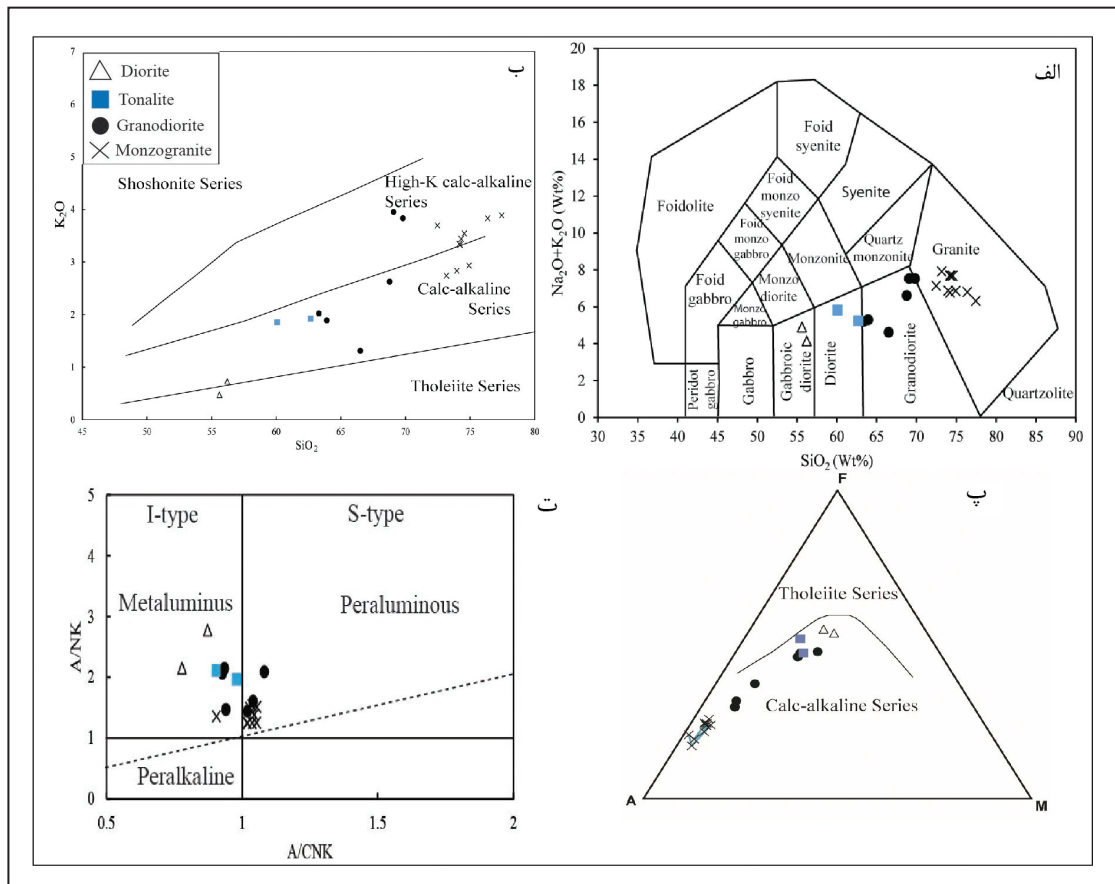
Sample number	NF103	NF6	NF7	NF10	NF17	NF25	NF98	NF100	NF42	NF20
Name rock	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG
SiO ₂	76.35	77.44	74.91	73.97	74.16	74.30	74.55	73.16	74.21	72.47
TiO ₂	0.10	0.10	0.20	0.23	0.29	0.27	0.22	0.26	0.15	0.31
Al ₂ O ₃	12.29	12.43	13.34	14.06	13.47	13.34	13.35	14.31	14.30	14.50
Fe ₂ O ₃	1.81	1.37	2.33	2.33	2.63	2.63	2.53	2.33	1.69	2.63
MnO	0.02	0.04	0.05	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.05
MgO	0.11	0.31	0.53	0.34	0.44	0.36	0.47	0.52	0.30	0.41
CaO	2.50	1.97	1.72	2.12	1.22	1.31	1.11	1.42	2.50	2.45
Na ₂ O	2.98	2.43	3.94	4.05	4.36	4.25	4.15	5.18	3.45	3.45
K ₂ O	3.83	3.89	2.93	2.83	3.34	3.44	3.54	2.74	3.32	3.69
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05
LOI	1	0.7	1	1.5	1	1.34	1.54	2.10	1.79	1.63
Total	100	100	100	99.99	100	99.99	100	100	99.98	100.01
Cs	0.78	2.51	1.48	0.78	1.04	1.72	0.79	0.51	0.51	0.50
Rb	120	105	25	31	47	22	40	41	41	31
Ba	467	684	349	292	457	85	372	292	292	336
Th	47.60	12.30	2.84	1.55	4.68	6.85	4.23	3.25	3.25	3.81
U	13.50	2.56	0.74	0.49	1.00	1.23	0.75	0.84	0.84	0.81
Nb	9.95	1.08	3.97	2.85	2.45	2.61	3.96	3.18	3.18	3.38
Ta	1.72	0.27	0.30	0.20	0.25	0.32	0.28	0.24	0.24	0.27
Pb	7.66	12.00	5.65	6.54	4.98	4.43	5.42	3.79	3.79	4.95
Sr	142	171	321	341	226	212	315	322	322	314
Zr	102	90.80	99.40	43.20	64.80	67.30	86.30	58.10	58.10	66.20
Hf	4.34	3.5	2.68	1.37	1.99	2.22	2.76	1.9	1.9	2.36
Y	6.76	4.22	21.50	18.10	9.07	10.20	29.00	21.60	21.60	23.10
La	34.00	5.04	11.00	7.80	9.67	14.40	10.40	10.00	10.00	9.62
Ce	47.70	8.20	23.60	18.20	17.40	25.50	25.00	22.00	22.00	21.10

ادامه جدول ۳-

Sample number	NF103	NF6	NF7	NF10	NF17	NF25	NF98	NF100	NF42	NF20
Name rock	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG
Pr	3.89	0.85	2.94	2.38	1.93	2.74	3.68	2.89	2.89	2.96
Nd	12.00	3.31	14.30	11.30	7.22	9.62	15.50	12.40	12.40	12.20
Sm	1.44	0.56	2.95	2.63	1.46	1.71	4.23	3.08	3.08	3.20
Eu	0.35	0.54	0.92	0.94	0.46	0.47	0.86	0.81	0.81	0.81
Gd	1.22	0.63	3.35	2.96	1.53	1.65	4.26	2.98	2.98	3.41
Tb	0.17	0.09	0.54	0.47	0.24	0.27	0.69	0.55	0.55	0.54
Dy	0.92	0.65	3.61	2.93	1.64	1.59	4.96	3.45	3.45	3.75
Ho	0.20	0.12	0.66	0.61	0.30	0.36	0.94	0.71	0.71	0.74
Er	0.70	0.42	2.19	1.88	1.07	1.09	3.09	2.25	2.25	2.40
Yb	0.97	0.56	2.14	1.85	1.16	1.31	3.05	2.32	2.32	2.34
Lu	0.19	0.10	0.32	0.28	0.18	0.20	0.43	0.33	0.33	0.36
Eu/Eu*	0.80	2.78	0.89	1.03	0.94	0.86	0.62	0.82	0.82	0.75
Th/Hf	10.97	3.51	1.06	1.13	2.35	3.09	1.53	1.71	1.71	1.61
Ta/Hf	0.40	0.08	0.11	0.14	0.13	0.15	0.10	0.13	0.13	0.11

پراولومین نشان می‌دهند که به تفریق هوربلند یا میزان آب موجود در سنگ منشأ در هنگام ذوب نسبت داده می‌شود (Zen 1986; Waight et al., 1998) (شکل ۵-ت).

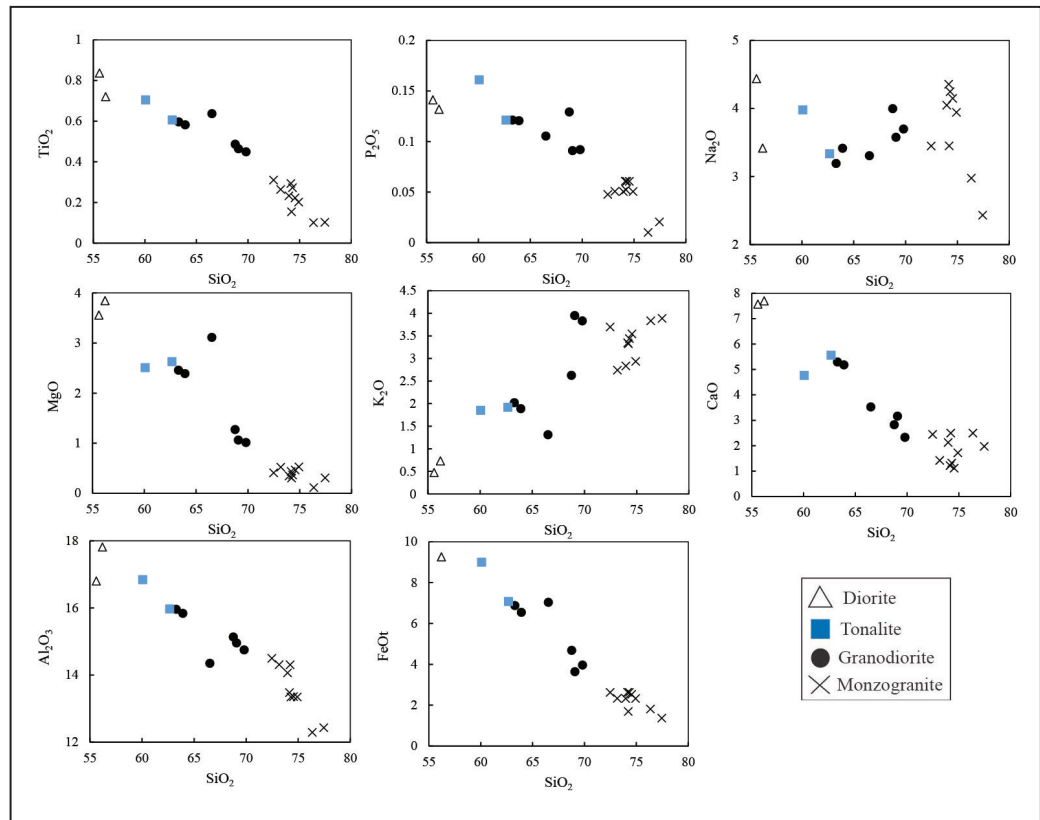
نمونه‌های سنگی در نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971) در محدوده کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۵-پ). بر اساس اندیس Manniar and Piccoli (1989) نمونه‌های منطقه ماهیت متاآلومین تا کمی



شکل ۵- الف) تعیین سری ماگمایی و نام‌گذاری ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر پایه الف) Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994)؛ ب) K_2O در برابر SiO_2 (Gill, 1981)؛ پ) نمودار AFM برای تفکیک انواع سری‌های ساب‌آلکان (Irvin and Baragar, 1971)؛ ت) تعیین درجه غنی‌شدگی از آلومین برای نمونه‌های مورد مطالعه (Manniar and Piccoli, 1989).

توجیه است. حضور کانی مافیک بیوتیت و کانی فرعی آپاتیت در مقاطع نازک توجیه کننده این امر است. همچنین، روند نزولی TiO_2 در برابر سیلیس نیز با حضور فراوان اکسیدهای آهن - تیتانیم دار در سنگ‌های دیوریتی و نیز فراوانی پایین آنها در سنگ‌های مونزوگرانیته قابل تعبیر است. تغییرات K_2O و Na_2O در مقابل SiO_2 به ترتیب یک روند مثبت و پراکنده نشان می‌دهند که این پراکندگی‌ها می‌تواند به دلیل دگرسانی پلاژیوکلاز و همچنین پویایی این عنصر در حوادث دگرسانی باشد.

تمامی نمونه‌های آنالیز شده تقریباً در همه نمودارهای هارکر یک پیوستگی از خود نشان می‌دهند که مطابق با روند تغییرات عناصر در طی فرایند تفریق ماگمایی (و یا ذوب بخشی) است (شکل ۶). در دیاگرام‌های هارکر با افزایش مقدار سیلیس مقادیر اکسیدهای FeO ، TiO_2 و MgO کاهش می‌یابد که این امر با تبلور بخشی بیوتیت و کانی اکسیدی از جمله تیتانومگنتیت قابل توجیه است. همچنین کاهش مقادیر CaO و Al_2O_3 با تبلور بخشی پلاژیوکلاز و کاهش P_2O_5 با تبلور بخشی آپاتیت قابل



شکل ۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 .

(شکل ۷-ب) که نشان‌دهنده فراوانی نسبی بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌هاست (Kebede and Koeberl, 2003; Arsalan and Aslan, 2006).

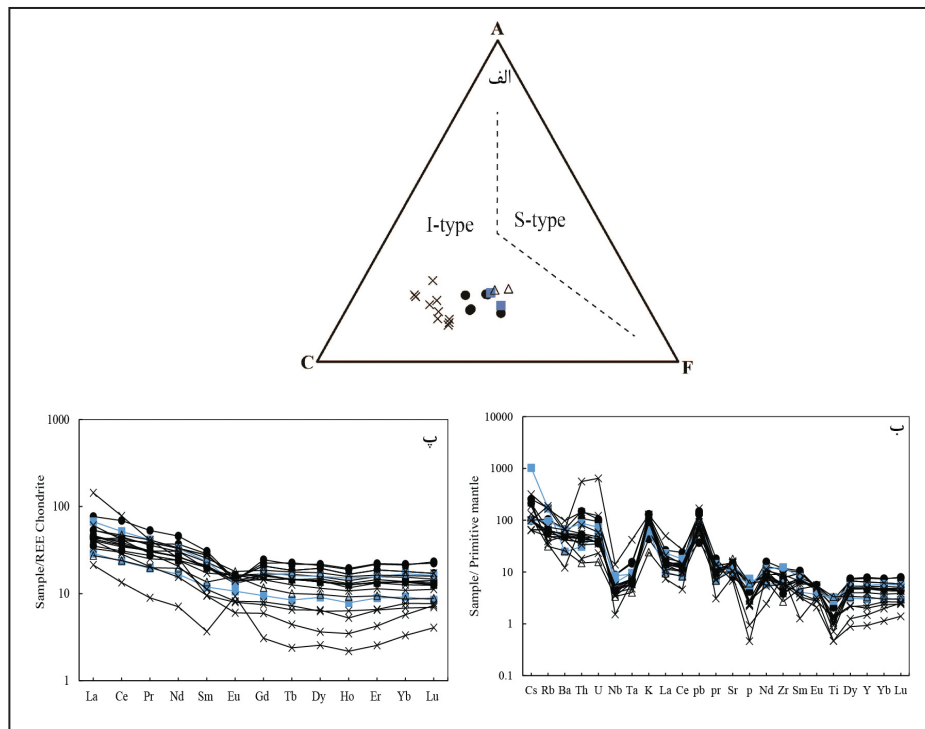
۷- محیط زمین‌ساختی

برای ارزیابی محیط زمین‌ساختی باتولیت ساردوید، از داده‌های مختلفی شامل ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی استفاده شده است. زمین‌شناسان بسیاری موقعیت تکتونوماگمایی گرانیتویدها را بر پایه ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی مورد بررسی قرار داده‌اند و نمودارهای متعددی، توسط محققان ارائه شده است (Pearce et al., 1984; Harris et al. 1986). در این نمودارها از عناصری همچون Y، Nb و Hf استفاده شده است که نسبت به فرایندهای ثانویه، کمتر حساس باشند و اندازه‌گیری آنها، به خصوص در سطح غلظت پایین، با دقت بالا و به وسیله روش‌های تجزیه نسبتاً ساده و سریع امکان‌پذیر باشد (Rollinson, 1993). بر همین اساس، استفاده از عناصر ناسازگار کم‌تحرك گسترش یافت. همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، سنگ‌های مورد مطالعه ماهیت کالک‌آلکان و I-Type دارند که با ویژگی‌هایی همچون غنی‌شدگی در عناصر U ، K ، Pb ، Sr و تهی‌شدگی در Nb ، Ta ، Ti مشخص می‌شوند. پژوهشگران بر این باورند که چنین خصوصیتی مشخصه ماگماهای تشکیل شده در محیط فرورانشی است (Floyd and Winchester, 1975; Rogers and Hawkesworth, 1989; Sajona et al., 1996). استفاده از نمودارهای دست می‌دهد، به‌طوری‌که در نمودارهای (Pearce et al. 1984)

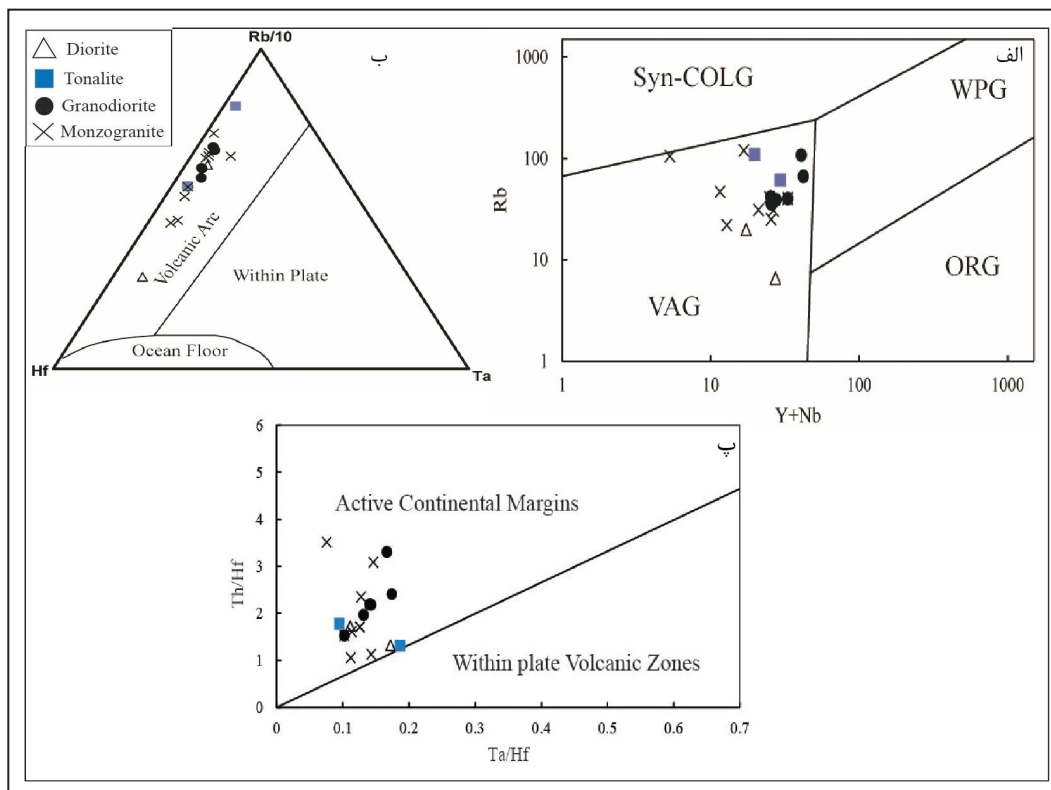
این نمونه‌ها در نمودار (Chappell and White 1974) ویژگی‌های گرانیتویدهای نوع I را نشان می‌دهند (شکل ۷-الف) که این مورد با حضور کانی‌های تیره هورنبلند و بیوتیت و نیز کانی‌های فرعی اسفن و مگنتیت در باتولیت ساردوید تأیید می‌شود (صدیقیان و همکاران، ۱۳۹۵؛ Liu et al., 2009). در نمودارهای بهنجار شده با مقادیر گویته اولیه و کندریت (شکل‌های ۷-ب و پ)، همه واحدهای سنگی، الگوهای توزیع کم و بیش همانندی نشان می‌دهند. همه نمونه‌ها غنی‌شدگی آشکاری در LILE و LREE نسبت به HFSEs و HREEs نشان می‌دهند. این الگوی توزیع، همراه با بی‌هنجاری‌های منفی P، Ta، Ti و Nb و غنی‌شدگی از عناصر U، Sr، K و Pb از ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای کالک‌آلکان (Winter, 2001) و محیط‌های مرتبط با فرورانش است (Chappell and White, 1974; Allen, 2009; Verdel et al., 2011). همچنین بی‌هنجاری منفی P می‌تواند ناشی از تفریق اولیه آپاتیت باشد. یوروپیم (Eu) عنصری سازگار در فلدسپارهاست و ناهنجاری منفی آن در نمونه‌ها بر اثر تفریق فلدسپار در هنگام تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در منشأ در هنگام ذوب بخشی در شرایطی ایجاد می‌شود که اکتیوینت H_2O پایین است (Richards et al., 2012; Zarasvandi et al., 2005). با توجه به آنکه در باتولیت ساردوید با افزایش روند تفریق یک افزایش تدریجی تقریباً منظم در میزان آتومالی منفی Eu مشاهده می‌شود؛ لذا به نظر می‌رسد مطرح کردن نقش جدایش فلدسپار در قالب فرایند تفریق، مناسب‌تر از توجیه آن در قالب باقی ماندن آن در پسمانده حاصل از ذوب باشد. آنها در دو نمونه بی‌هنجاری مثبت ناچیزی از Eu مشهود است

نیز نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۸-ب).

Harris et al. (1986) نمونه‌ها همگی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل‌های ۸-الف و ب). در نمودار (Schandl and Gorton (2002



شکل ۷-الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر (Chappell and White, 1974). نشانه‌های اختصاری در نمودار ACF عبارتند از: C=CaO، F=FeO+MgO، A=Al₂O₃-Na₂O-K₂O؛ ب) الگوهای عناصر کیمیا عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough (1989؛ پ) الگوهای عناصر نادر خاکی (REEs) در سنگ‌ها که نسبت به کندریت عادی سازی شده‌اند.

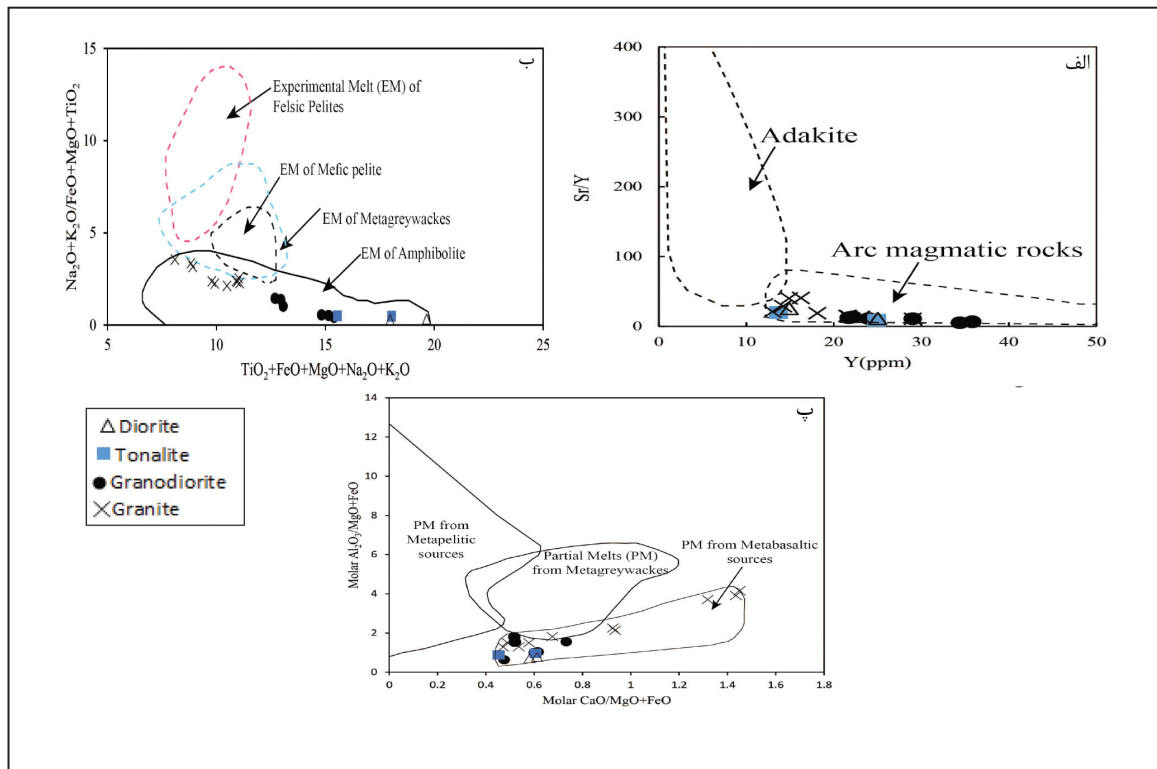


شکل ۸- موقعیت نمونه‌های باتولیت ساردوئیه روی نمودارهای: الف) (Pearce et al. (1984؛ ب) (Harris et al. (1986؛ پ) (Schandl and Gorton (2002. نشانه‌های اختصاری روی شکل عبارت است از: ORG=گرانیت‌های پشته اقیانوسی؛ WPG=گرانیت‌های درون صفحه‌ای؛ VAG=گرانیت‌های کمان آتشفشانی؛ Syn-COLG=گرانیت‌های برخوردی.

۸- پتروژنز

مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده این توده از نوع I بوده و از نظر اشباع از آلومینیم (ASI) متاآلومین است (شکل ۵-د). در دیاگرام هارکر روندهای منفی تغییرات CaO با P_2O_5 یا SiO_2 که در نمونه‌های مورد مطالعه به وضوح دیده می‌شود، از ویژگی‌های گرانیت‌های I-type عنوان شده است (Czamanske et al., 1981; Chappell and White, 1992). زیرا فسفر در گرانیت‌های I-type به دلیل تبلور بخشی آپاتیت به عنوان یک عنصر سازگار رفتار می‌کند، در صورتی که در گرانیت‌های type-S به دلیل عدم تبلور آپاتیت، به عنوان یک عنصر ناسازگار عمل می‌کند و غلظت آن در مذاب طی تفریق افزایش می‌یابد. با توجه به تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای هارکر و عناصر نادر خاکی، نمونه‌های مربوط به باتولیت ساردوئیه تقریباً همپوشانی دارند که می‌تواند نشانه خوبشاوندی و پیوستگی نمونه‌های یادشده با یکدیگر باشد (شکل‌های ۷ و ۶). شواهد ژئوشیمیایی مانند میزان سیلیس بالا (۶۰ تا ۵۵/۴۴٪) MgO پایین (۰/۱۱ تا ۳/۸۴) (Kuster and Harms, 1998) و مقادیر پایین عناصر انتقالی V و Co ، Cr ، Ni (Wilson, 1989) همگی با منشأ گوشته‌ای منافات دارند (جدول ۳). افزون بر این، در شکل ۹- الف دیده می‌شود که همه نمونه‌ها در موقعیت

کمان ماگمایی عادی و خارج از محدوده آداکیت جای می‌گیرند و در نتیجه نمی‌توان منشأ ماگمای سازنده آنها را ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده در نظر گرفت. از سوی دیگر، نسبت‌های Nb/Ce ، Y/Nb و Nb/La در پوسته به ترتیب در حدود $1/2 >$ ، $0/23$ و $0/46$ (Eby, 1992; Weaver and Tarney, 1984) و در گوشته در حدود $1/2 <$ ، $0/39$ و $1/01$ (Sun and Mc Donough, 1989) هستند. میانگین این نسبت‌ها در باتولیت ساردوئیه به ترتیب $5/7$ ، $0/16$ و $0/35$ است. این نسبت‌ها نشان می‌دهد که پوسته زیرین عامل مهمی در شکل‌گیری باتولیت ساردوئیه است. شاید بتوان چنین تعبیر کرد که ماگمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و منشأ گرمایی لازم را برای ذوب پوسته زیرین فراهم کرده است. همان‌گونه که در شکل‌های ۹- ب و پ دیده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مولار $\text{TiO}_2 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر مولار $\text{TiO}_2 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ و مولار $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{MgO} + \text{FeO}$ در برابر مولار $\text{CaO} / \text{MgO} + \text{FeO}$ نیز در محدوده مذاب‌های حاصل از سنگ‌های متابازالتی قرار می‌گیرند. بنابراین به نظر می‌رسد که باتولیت ساردوئیه احتمالاً در اثر نفوذ ماگماهای بازالتی به درون پوسته زیرین در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای و در نتیجه ذوب سنگ‌های متابازیک موجود در پوسته زیرین تشکیل شده باشد.



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های باتولیت ساردوئیه روی نمودار الف) Y در برابر Sr/Y (Defant and Drummond, 1990)؛ ب و پ) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودارهای تفکیک‌کننده منشأ سنگ‌ها (Wolf and Wyllie, 1994; Patino Douce, 1996).

۹- نتیجه‌گیری

باتولیت ساردوئیه در جنوب خاوری کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در استان کرمان رخنمون یافته است. این مجموعه دامنه ترکیبی دیوریت، گرانودیوریت، تونالیت و مونوزگرانیت دارد. بررسی‌های شیمی دو کانی پلاژیوکلاز و آمفیبول نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازها با An_{24-43} از الیگوکلاز تا آندزین متغیر بوده و آمفیبول با ترکیب مگنزیهورنبلند از نوع کلسیک است. این باتولیت از نوع I-type و با ماهیت (ASI) متاآلومین تا کمی پراآلومین است. غنی‌شدگی نسبی نمونه‌ها از عناصر LREE و LILE نسبت به HFSE و HREE نشان‌دهنده شکل‌گیری آنها از ذوب بخشی متابازیک‌های پوسته زیرین در پهنه‌های فرورانشی در یک محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان آتشفشانی قاره‌ای است. بر این اساس به نظر می‌رسد که باتولیت

ساردوئیه، احتمالاً در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی گسترش یافته است، به طوری که در پهنه فرورانش، ماگمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و منشأ گرمایی لازم را برای ذوب متابازیک‌های پوسته زیرین فراهم کرده است.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت مالی مجتمع مس سرچشمه رفسنجان به انجام رسیده است که بدین وسیله از همکاری ارزنده آنها و همچنین از جناب آقای مهندس حسین تقی‌زاده و جناب آقای مهندس مجید خسروجردی قدردانی می‌شود.

صدیقیان، س.، درگاهی، س.، آروین، م.، ۱۳۹۵- سنگ‌نگاری، منشأ و تحولات ماگمایی کمپلکس نفوذی خونرنگ، شمال باختر جیرفت، استان کرمان، فصل نامه علوم زمین، شماره ۱۰۲، صص. ۲۰۷ تا ۲۲۰.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, v. 94, p.401- 419. DOI: 10.1007/s00531-005-0481-4.
- Alavi, M., 1980- Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, v.8, p.144- 149. doi.org/10.1130/0091-7613 (1980)8<144: TEOTZO>2.0.CO; 2.
- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation. *Tectonophysics*, v. 229, p. 211- 238. doi.org/10.1016/0040-1951 (94)90030-2.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, v. 21, p.1- 33. doi.org/10.1016/0264-3707 (95)00009-7.
- Allen, M. B., 2009- Discussion on the Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, West Iran: a marker of the end of collision in the Zagros orogeny. *Journal of the Geological Society of London*, v. 166, p. 981- 982. doi.org/10.1144/0016-76492009-020.
- Arsalan, M. and Aslan, Z., 2006- Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 27, p. 177- 193. DOI: 10.1016/j.jseae.2005.03.002
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M. R., Dalconi, M. C., Friedrich, A. and Tabatabaei, S. H., 2010- Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth Planetary Science Letters*, v. 300, p.125- 138. doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.043.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran, In *Zagros- Hindu Kush-Himalaya Geodynamics Evolution*. In: H. K. Gupta and F. M, Delany (Eds.), Washington, D. C. American Geophysical Union, v. 3, p. 5- 32. doi.org/10.1029/GD003p0005.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., and Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society of London*, v. 139, p. 605- 614. doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210- 265. doi.org/10.1139/e81-019.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types: expanded abstract. *Pacific Geology*, v. 8, p. 173- 174. Doi: 6e09/14 5b9e7f9ce9c6e65f26cba4eaaadf50337b6.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh. Journal of Earth Science*, v. 83, p. 1- 26. doi.org/10.1017/S0263593300007720.
- Czamanske, G. K., Ishihara, S. and Atkin, S. A., 1981- Chemistry of rock- forming minerals of the Cretaceous- Paleocene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10431- 10469.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, v. 347, p. 662- 665. doi.org/10.1029/JB086iB11p10431.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Sarduiyeh geological map. Iran Geological Survey. <https://gsi.ir/fa/map>.
- Eby, G. N., 1992- Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, v. 20, p. 641- 644. doi.org/10.1130/0091-7613 (1992)020<0641: CSOTAT>2.3.CO; 2.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. 1975- Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary science letters*, v. 27, p. 211- 218. doi.org/10.1016/0012-821X (75)90031-X.
- Gill, J. B., 1981- *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin. 390 pp. DOI: 10.1093/gji/73.2.581-a.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 19, p. 67- 81. doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04.
- Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian. Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523- 548. doi.org/10.1139/e71-055.
- Kebede, T. and Koeberl, C., 2003- Petrogenesis of A-Type granitoids from the Wallagga area, western Ethiopia: constrains from mineralogy, Bulk- rock chemistry, Nd and Sr isotopic compositions. *Percambrian Research*, v. 121, p. 1-24. DOI: 10.1016/S0301-9268(02)00198-5.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998- Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, v.45, p. 177- 195. DOI: [http://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00031-0](http://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00031-0).
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth- Science Reviews*, v. 37, p. 215- 224. doi.org/10.1016/0012-8252 (94)90029-9.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D. and Linthout, K., 1997- Report, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 295-321. DOI: 10.1180/minmag.1997.061.405.13.

- Liu, D., Wilde, S. A., Wan, Y., Wang, S., Valley, J. W., Kita, N. and Gao, L., 2009- Combined U-Pb, hafnium and oxygen isotope analysis of zircons from meta-igneous rocks in the southern North China Craton reveal multiple events in the Late Mesoproterozoic- Early Neoproterozoic. *Chemical Geology*, v. 261, p. 140- 154. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2008.10.041.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American*, v. 101, p. 635- 643. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/101/5/635/182281>.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous- Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Science*, v. 21, p. 397- 412. DOI: 10.1016/S1367-9120(02)00035-4.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956- 983. doi.org/10.1093/petrology/25.4.956.
- Pitcher, W. S., 1995- The nature end origin of Granite. Blackie Academic and professional.ed. London. DOI: 10.1007/978-94-011-5832-9.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012- High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu± Mo± Au potential: Example from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, v. 107, p. 295- 332. DOI: 10.2113/econgeo.107.2.295.
- Rogers, G. and Hawkesworth, C. J., 1989- A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 91, p. 271- 285. [doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90003-4).
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman scientific and technical. https://adams.marmot.org/Record/.b17748124ISBN_9780582067011.
- Sajona, F. G., Mayry, R. C., Bellon, H., Cotten, J. and Defant, M., 1996- High Field Strength Element Enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, v. 37, p. 693-726. DOI:10.1093/petrology/37.3.693.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, v. 97, p. 629- 642. DOI: 10.2113/97.3.629.
- Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K. J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. In *Gondwana and Tethys* (Eds M. G. Audley-Charles and A. Hallam), pp. 119- 181. Geological Society of London, Special Publication no. 37. [doi:10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09).
- Shelley, D., 1993- Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall. DOI: 10.1016/0377-0273(93)90035-p.
- Smith, J. V. and Brown, W. L., 1988- Feldspar Mineral crystal structure physical, chemical and Microtextural properties. Springer, v. 58, p. 68-81. DOI: 10.1007/978-3-642-72594-4.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229- 1258. doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D.
- Sun, S. and Mc Donough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society London Special Publication, v. 42, p. 313- 345. doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Verdel, Ch., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran, *Tectonics* 30. DOI: 10.1029/2010TC002809.
- Waight, T. E., Weaver, S. D. and Muir, R. J., 1998- The Hohonu batholiths of north Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O content and generated during tectonic transition. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 130, p. 225- 239. doi.org/10.1007/s004100050.
- Weaver, B. L., and Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, *Nature*, v. 310, p. 575-577. DOI: 10.1038/310575a0.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 95, p. 185- 187. doi.org/10.2138/am.2010.3371.
- Wilson, M., 1989- Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman London, 466p. doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4.
- Winter, J. D., 2001- An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 697p. ISBN 0-13-21*03142-0, <https://trove.nla.gov.au/work/27019622>.
- Wolf, M. B. and Wyllie, P. J., 1994- Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: effects of temperature and time. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 115, p. 369- 383. doi.org/10.1007/BF00320972.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005- Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, v. 47, p. 620- 646. doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620.
- Zen, E. A., 1986- Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization, some mineralogical and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 1095- 1118. doi.org/10.1093/petrology/27.5.1095.

Mineral chemistry, origin and magmatic evolution of Sarduiyeh batholith, southeast of Kerman

A. Nazarinia¹, S. M. Mortazavi^{2*}, M. Arvin³ and M. Poosti⁴

¹Ph.D. Student, Department of Geology, College of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, College of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

³Professor, Department of Geology, College of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geology, College of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

Received: 2018 January 09

Accepted: 2018 August 15

Abstract

The Oligocene Sarduiyeh batholith with NW-SE trend is located in the southeast of the Urumieh-Dokhtar magmatic zone in the Kerman province. This batholith intruded into the Eocene volcanic rocks that comprises of andesite, andesite basalt and subordinate basalt with pyroclastics rocks. The batholith consists of acidic-intermediate rocks such as diorite, tonalite, granodiorite and monzogranite. Mineral Chemistry of plagioclase crystals indicate that their composition varies between oligoclase and andesine with An 24-43 and calcic amphibole have magnesiohornblende compositions. Field, petrological and geochemical studies show that the Sarduiyeh batholith magma is I-type, metaluminous to weakly peraluminous and its belonging to calc-alkaline series. On the primitive mantle-normalized spider diagram, all samples are enriched in large ion lithophile elements such as U, K, Pb and Sr and depleted in high field strength elements such as Ti, Ta and Nb which are characteristics of the volcanic arc setting formed in an active continental margin. Based on geochemical studies, the Sarduiyeh batholith formed as a result of partial melting from metabasic rocks of lower crust.

Keywords: Petrology, Mineral Chemistry, Urumieh-Dokhtar magmatic zone, Batholith, Sarduiyeh.

For Persian Version see pages 245 to 256

*Corresponding author: S. M. Mortazavi; E-mail: hsm_mortazavi@yahoo.co.uk