

شواهد بازشدگی تریاس نئوتیس در زون سنندج-سیرجان با توجه به شواهد پتروگرافی، ژئوشیمی و مطالعات سن سنجی، منطقه اسفندآباد یزد

عاطفه نیمروزی^۱، غلامرضا قدمی^{*}، جمشید حسن زاده^۲، محمد پوستی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- موسسه تحقیقاتی پاساد، کالیفرنیا، آمریکا

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۱۰/۱۱

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۵/۱۷

چکیده

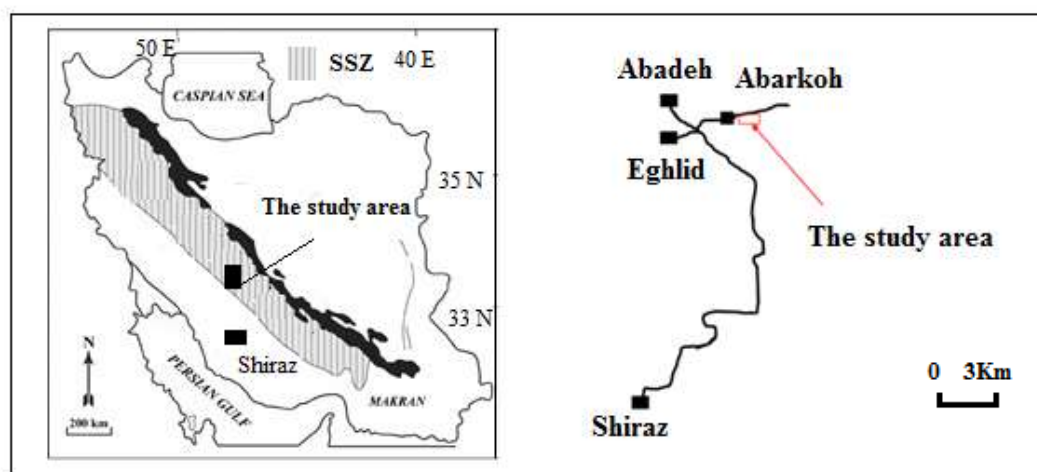
تاریخچه تکاملی زون سنندج-سیرجان، تحت‌تأثیر دو رژیم کشتی و فشارشی بوده که باعث ایجاد بازشدگی، فرورانش، تصادم و بسته شدن نهایی آن شده است. این پژوهش با استناد به مطالعات پتروگرافی، ژئوشیمی و همچنین داده‌های سن سنجی سنگ‌های آتشفشانی منطقه اسفندآباد یزد، شواهدی از باز شدگی و ولکانیسم حاصل از آن را در اختیار قرار می‌دهد. توالی مورد مطالعه شامل گدازه‌های تیره رنگ آندزیتی، ریولیتی و بازالتی همراه با میان لایه‌های آذرآواری همراه با واحدهای رسوبی است. در مقاطع میکروسکوپی، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده در سنگ‌های آندزیتی به ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و کوارتز، در سنگ‌های ریولیتی پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن و کوارتز و در بازالت‌ها شامل پلاژیوکلاز، اولیوین و پیروکسن است. براساس داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه دارای ترکیب شیمیایی بازالتی و تراکی داسیتی با گرایش کالک آلکالن و توله ایتی می‌باشند. همچنین نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی محیط درون صفحه-ای را در تشکیل آنان تایید می‌نماید. مطالعات ژئوشیمیایی نشان داد که سنگ‌های تراکی داسیتی حاصل ۵٪ ذوب بخشی یک منشا گارنت-لرزلولیت و سنگ‌های بازالتی حاصل ۲۰٪ ذوب بخشی یک منشا اسپینل-لرزلولیتی می‌باشند. مطالعات سن سنجی براساس زیرکن‌های موجود در سنگ‌های تراکی داسیتی به روش اورانیوم-سرب سن 616 ± 240 معادل با تریاس زیرین را برای این بازشدگی ارائه داده است که با بازشدگی و تشکیل اقیانوس نئوتیس در پرموتریاس مطابقت می‌کند.

واژه‌های کلیدی: اسفندآباد، سنندج-سیرجان، باز شدگی، نئوتیس، یزد.

مقدمه

باشد. کشش فوق‌الذکر باعث ایجاد یک کافت درون قاره‌ای در پایان پالئوزوئیک است (Sheikholeslami et al, Sabzehei, 1974; 2008). فعالیت این کافت درون قاره‌ای آغاز تشکیل اقیانوس نئوتتیس بوده که تا تریاس میانی - تریاس بالایی ادامه پیدا کرده است. در تحقیق حاضر با مطالعه خصوصیات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه اسفند آباد، شواهدی تازه و حفظ شده از ماگماتیسم درون قاره‌ای در این بخش از پهنه سنندج- سیرجان به دست آمده و مطالعات سن سنجی سنی معادل با $6/6 \pm 240$ معادل با تریاس زیرین، را نشان می‌دهد که با بازشدگی اقیانوس نئوتتیس در پرموتریاس همخوانی دارد. همچنین فرایندهای تاثیرگذار در تحول ماگمای این منطقه مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

زون سنندج - سیرجان منطقه‌ای باریک، با طول ۱۵۰۰ و پهنای ۱۵۰-۲۰۰ کیلومتر، بین دو زون ایران مرکزی در شمال و راندگی اصلی زاگرس در جنوب است که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با بلوک‌های سیمرین و جنوب اوراسیا شکل گرفته است (Sengor, 1990; Alavi, 1994; Brunet et al, 2009). حضور گسترده سنگ‌های مزوزوئیک، به خصوص سنگ‌های آتشفشانی آن را از زون‌های ایران مرکزی که دارای فعالیت ناچیز ماگمایی است و یا از زاگرس که فاقد فعالیت‌های ماگمایی مزوزوئیک است، متمایز می‌سازد. تاریخچه تکاملی این زون تحت-تاثیر دو اشکوب زمین ساخت کششی که منجر به باز شدگی اقیانوس نئوتتیس در ناحیه کنونی سنندج- سیرجان شده و اشکوب زمین ساخت فشارشی که باعث بسته شدن آن شده است، می-



شکل ۱: موقعیت منطقه در پهنه‌بندی ساختاری ایران و راه‌های دسترسی به آن

تا $00^{\circ} 28' 53''$ طول جغرافیایی در 42° کیلومتری خاوری شهرستان اسفندآباد در استان یزد و در شمال استان فارس واقع شده است. راه‌های آسفالت فرعی و راه‌های خاکی امکان

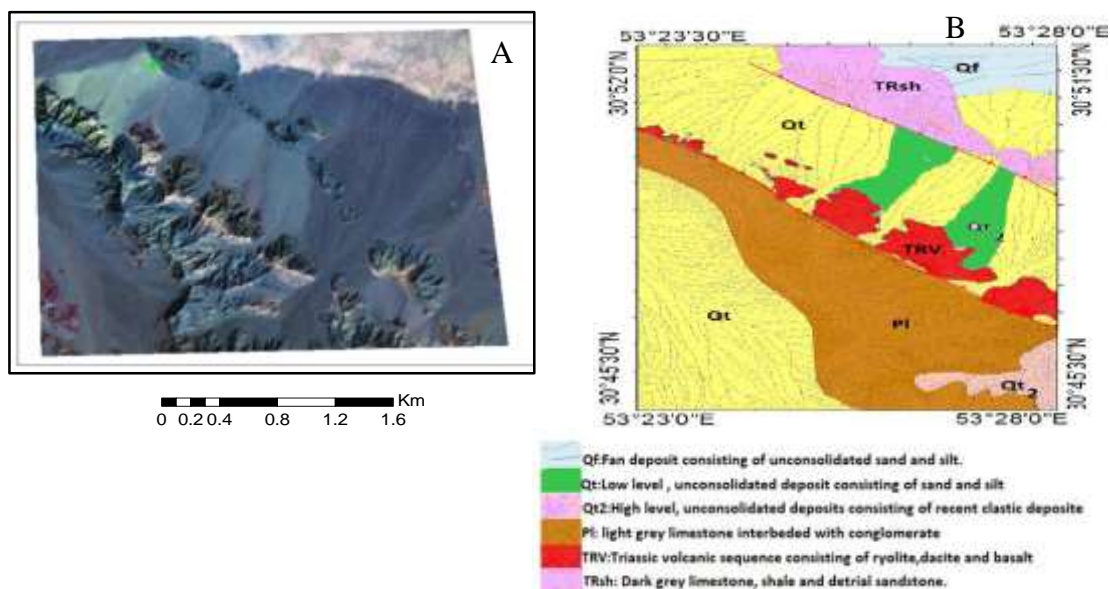
منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه با مختصات $30^{\circ} 45' 30''$ تا $31^{\circ} 51' 30''$ عرض جغرافیایی و $53^{\circ} 23' 30''$

نمونه‌های آتشفشانی، بخش عمده آنان ظاهری یکنواخت در صحرا داشته و دارای ریخت‌شناسی ملایم همراه با لایه‌بندی جریانی بوده و بیشتر به صورت ساختارهای گنبدی شکل و بعضاً به صورت دایک دیده می‌شوند. از پدیده‌های سطحی موجود در سطح سنگ‌ها، می‌توان به فرسایش پوست پیازی اشاره کرد که باعث تورق آنها شده است. سنگ‌های آتشفشانی به رنگ خاکستری تا سیاه، با سطح اکسیده و آثار شکستگی و خلل و فرج فراوان مشاهده می‌شوند که توسط کانی‌های سیلیسی شیری رنگ پر شده و گاه در سطح آنان به علت عملکرد پهنه‌های دگرسانی رنگ سبز حاصل از کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت، مشاهده می‌شود. بافت این دسته سنگ‌ها در نمونه دستی پورفیری بوده و در متن آنان بلورهای پلاژیوکلاز در یک متن ریز دانه مشاهده می‌شوند. سنگ‌های آذرآواری عمدتاً از نوع توف‌های ارغوانی رنگ، دانه‌ریز و جوش خورده است.

دستیابی به منطقه مورد مطالعه را امکان‌پذیر می‌سازند. براساس تقسیم‌بندی های تکتونیکی-رسوبی ارائه شده توسط اشتوکلین (Stocklin, 1974) این منطقه در پهنه سندج سیرجان واقع شده است. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تهیه شده از منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ ارائه شده است. کهن‌ترین سنگ‌ها در این ناحیه نهشته‌های سنگ آهک و سنگ آهک‌دولومیتی با سن پرمین پایانی و جوان‌ترین واحد شامل نهشته‌های کواترنری است که در منطقه از گسترش قابل توجهی برخوردار است. توالی مورد مطالعه، شامل گدازه‌های تیره رنگ (TRV) آندزیتی، ریولیتی و بازالتی همراه با لایه‌های آذرآواری در توالی با واحدهای رسوبی است. بیشترین رخنمون سنگ‌های آتشفشانی در منطقه، متعلق به سنگ‌های بازالتی است. شیل-های متورق در قاعده این سکناس مشاهده می‌شوند. با توجه به بافت آفانتیک و رنگ تیره اغلب



شکل ۲: تصویر لندست از منطقه مورد مطالعه و نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از آن توسط نویسنده

مواد و روش‌ها

ICP-MS و ICP-IAS و همچنین XRF، در دستگاه آسیاب آگاتی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور خرد و به آزمایشگاه GEOLAB در کشور کانادا ارسال گردیدند. جهت سن سنجی، دو نمونه داسیتی در یک محفظه فلزی استریل خرد، در دستگاه شیکر الک و نمونه-های با اندازه کوچک تر از ۴۰مش انتخاب و مورد جدایش کانی زیرکن قرار گرفته است. مراحل جدایش کانی زیرکن و سن سنجی مطابق با دستورالعمل اسمیت و همکاران (Schmitt et al, 2003 a, b) در موسسه Caltec کالیفرنیا انجام شده است.

پس از مطالعات دفتری که شامل بررسی نقشه-های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰، ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰ همانند اقلید، ده بید، ابرکوه و ژیان، بررسی تصاویر ماهواره‌ای و مطالعه مقالات زمین شده چاپ شده است، مختصات نقاط هدف یادداشت و عملیات صحرائی با هدف مطالعه و برداشت از این نقاط انجام گردید. در طی سه فاز عملیات صحرائی انجام شده در مجموع ۱۰۰ نمونه برداشت و از آنان مقاطع نازک سنگ‌شناسی تهیه و پس از مطالعه، ۱۹ نمونه کم‌تر دگرسان شده انتخاب و جهت آنالیز شیمیایی به روش



شکل ۳: A: نمایی از رخنمون واحدهای مورد مطالعه، B: واحد بازالتی، C: واحد ریولیتی. دید به سمت شمال.

نتایج

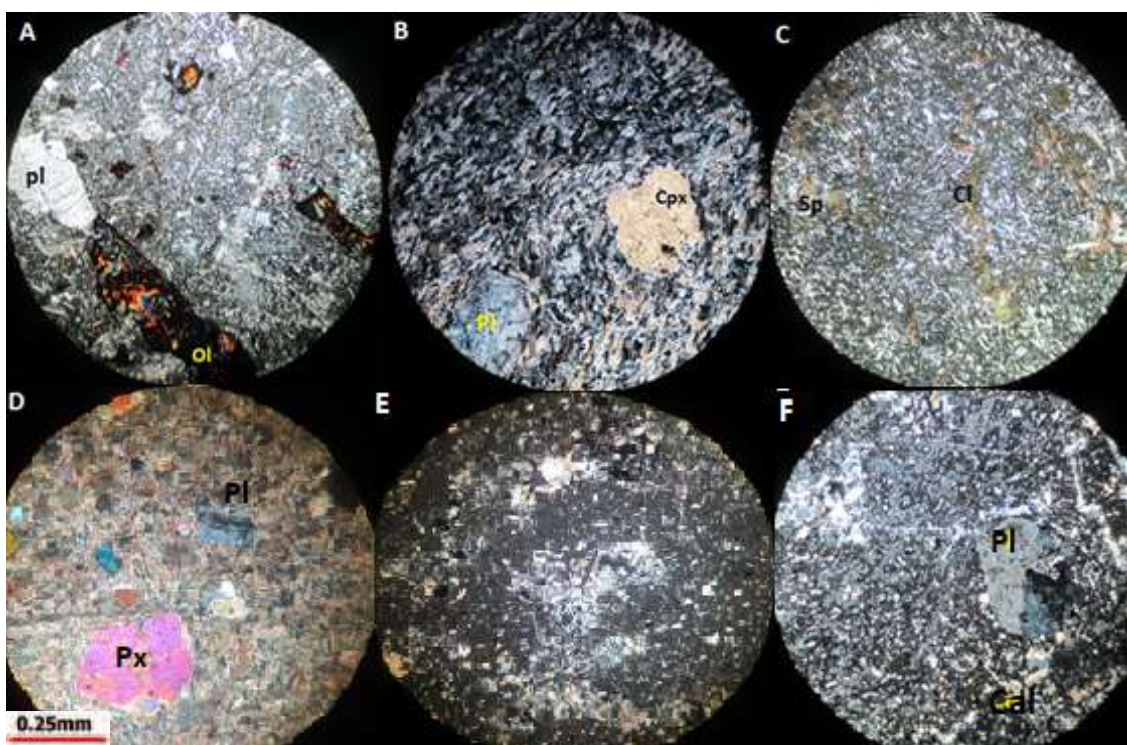
پتروگرافی

تشکیل داده‌اند. حفرات موجود در این دسته سنگ‌ها توسط کانی‌های ثانویه کلریت و کربنات پر شده‌اند. سنگ‌های آندزیتی دارای بافت میکروپورفیریک و سری ایتی و شامل زمینه ریزبلور از پلاژیوکلاز، پیروکسن، کوارتز، اپیدوت، محصولات دگرسانی کربناتی و کلریتی و کانه‌های اپک است (شکل ۴C). فنوکریست‌های نیمه شکل-دار تا شکل‌دار پلاژیوکلاز با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی-متر، حدود ۵۰-۶۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل داده است. آثار سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها و تبدیل آنان به اپیدوت‌های زوئزیتی، در سنگ مشهود است. در برخی از سنگ‌های این گروه، بافت دلریتیک متشکل از زمینه‌ای از تیغه‌های ردیف شده پلاژیوکلاز که در

بافت میکروسکوپی غالب سنگ‌های بازالتی پورفیریک بوده و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز سوسوریتی با بافت غربالی، اولیوین ایدینگزیتی یا کلریتی شده و بلورهای پیروکسن اورالیتی شده در زمینه‌ای ریزدانه متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز، اپیدوت، کلریت، اسفن و کانی‌های اپک قرار گرفته‌اند (اشکال ۴A و B). درشت بلورهای نیمه شکل‌دار و شکل‌دار کلینوپیروکسن در حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد حجم سنگ، تیغه‌های جهت‌دار پلاژیوکلاز در حدود ۳۰ درصد حجم سنگ و بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار الیوین در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد سنگ را

است. شواهدی مانند سوسوریتی شدن پلاژیوکلازهای موجود، پرشدگی حفرات توسط کلریت و زئولیت و به طور کلی حضور کانی‌های ثانویه‌ای همانند اپیدوت نشان از اعمال پدیده دگرسانی در سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل E۴).

آن فنوکریست‌های بسیار درشت پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند، مشاهده می‌شود. سنگ‌های ریولیتی دارای زمینه‌ای میکروکریستالین تا شیشه‌ای (شکل F۴) متشکل از ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی کوارتز در اندازه ۱۵/۱ میلی‌متر، ۱۲-۱۵ درصد حجمی آلکالی فلدسپار تا اندازه ۸/۸ میلی‌متر، ۸ تا ۱۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز تا اندازه ۱ میلی‌متر



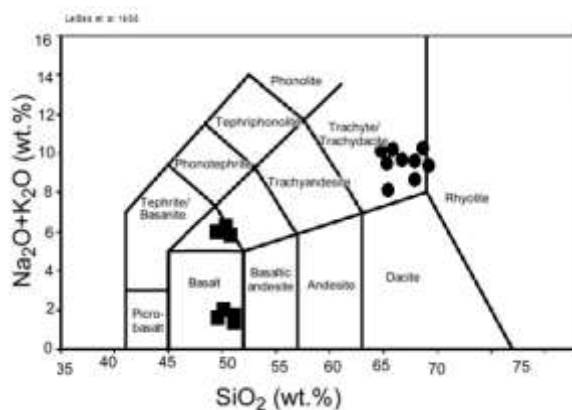
شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی تهیه شده از A و B: بازالت همراه با الیون‌های ایدینگزیتی، پلاژیوکلازهای سوسوریتی و پیروکسن‌های اورالیتی در زمینه‌ای ریزدانه، متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز، کانی‌های اپک و کلریت، و D و C: آندزیت با بافت پورفیری و حاوی درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزدانه متشکل از بلورهای کوارتز، اپیدوت و کلریت و E و F: ریولیت متشکل از زمینه شیشه‌ای تا ریزدانه و متشکل بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز در نور PPL، شعاع میدان دید ۲/۸ میلی‌متر. (Ol: الیون، Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Sp: اسفن، Cl: کلریت و Ca: کلسیت)

ژئوشیمی

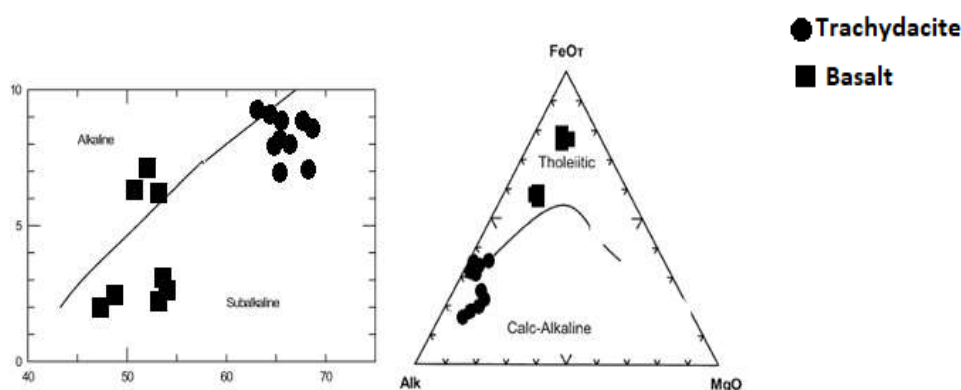
است. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی ۱۹ نمونه از واحدهای سنگی منطقه اسفندآباد در جدول ۱ ارائه شده است. نمونه‌های مورد مطالعه طبق تقسیم‌بندی‌های کوکس و همکاران؛ لی باس و همکاران (Cox et

جهت تعیین خصوصیات ژئوشیمیایی، بررسی فرایندهای پترولوژیکی و همچنین تعیین محیط تکتونیکی منطقه مورد مطالعه از داده‌های اکسیدهای عناصر اصلی و کم یاب استفاده شده

شیمیایی کلی تراکی داسیتی و بازالتی و متعلق به سری ماگمایی کالک آلکان و توله ایتی می‌باشند (شکل ۶).



شکل ۵: A: ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار مجموع آلکان در مقابل سیلیس (Cox et al, 1979).



شکل ۶: تعیین سری ماگمایی با استفاده از نمودار A: (Irvine and Baragar, 1979) و B: (Jensen and Pyke, 1982).

ترتیب به تفریق آپاتیت و اکسیدهای Fe-Ti مرتبط می‌باشد. در طی تفریق با وارد شدن Ti به ساختمان کانی‌هایی مانند تیتانومگنتیت، این آنومالی ایجاد می‌شود (Rollinson, 1993). غنی شدگی U و Th به آلودگی پوسته‌ای یا نقش پوسته در تولید ماگما اشاره دارد (Fan et al, 2003). غنی شدگی از LREE را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد. آنومالی منفی Eu به

الگوی نمودارهای عنکبوتی (شکل ۷) در منطقه مورد مطالعه آرایش تقریباً مشابه اما با فراوانی متفاوت را نشان می‌دهند. به دلیل وضوح بهتر نمودار و جلوگیری از آمیختگی آن‌ها تنها الگوی پراکندگی دو نمونه داسیتی و دو نمونه ریولیتی ترسیم شده است. در این نمودار، آنومالی منفی Ba نشان از تفریق فلدسپارها (Aslan and Arsalan, 2006) یا عملکرد پوسته قاره‌ای بالایی در فرآیندهای تولید ماگمایی است (Kuscu, et al, 2010). تهی شدگی بارز P و Ti به

باعث ناهنجاری منفی Eu شود. آنومالی منفی Sr به دلیل جانشینی این عنصر به جای کلسیم و پتاسیم در شبکه فلدسپارها می‌باشد.

تفریق پلاژیوکلاز در حین تبلور ماگمایی و یا باقی ماندن آن در منشا در شرایطی که اکتیویته H_2O پایین است، ربط داده می‌شود (Tepper, 1993) همچنین شرایط احیایی محیط می‌تواند

جدول ۱: نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه

Sample	SH2	SH9	sh12	sh18	sh20	SH6	SH61	SH42	SH22	sh27	sh5	sh510	sh51	sh52	sh53	sh54	sh50	sh58	sh63
SiO2	52.05	51.9	49.2	48.8	51.3	64.61	66	51.06	49	50.09	68.97	68.82	65.3	68.2	64.2	67.8	65.8	64.3	65.1
Al2O3	15.7	15.3	14.4	14.5	13.4	15.11	14.5	14.66	14.31	14.2	12.65	12.66	15.3	14.5	14.9	14.3	15.4	13.9	13.5
Na2O	1.02	1.7	1.2	1.5	1.7	4	5.01	5.78	3.3	3.1	4.23	4.25	3.9	4.01	3.8	4.2	4.3	4.1	4.4
CaO	3.67	2.8	3.6	4.1	3.9	4.66	5.1	6.879	5.3	4.7	0.547	0.551	0.4	1.3	1.1	3.8	4.3	1.5	2.5
K2O	1.54	1.1	1.3	0.7	0.5	5.34	4.03	0.08	2.9	3.3	4.92	4.93	3.3	4.19	4.6	4.7	4.9	3.7	2.4
Fe2O3	17.55	18.1	16.9	17.3	17.9	3.62	2.9	16.4	15.9	16.1	5.68	5.73	3.2	5.4	3.9	4.5	2.9	2.2	4.8
MgO	1.61	1.78	2.01	1.85	1.3	1.65	1.3	2	1.98	1.5	0.04	0.04	1.4	1.04	1.3	0.98	0.85	0.58	0.45
MnO	0.158	0.12	0.13	0.16	0.1	0.118	0.15	0.142	0.1	0.12	0.131	0.134	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
P2O5	0.33	0.2	0.26	0.19	0.15	0.166	0.39	0.456	0.3	0.25	0.033	0.033	0.2	0.5	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1
TiO2	3.42	2.8	2.9	4.1	3.5	0.61	0.5	3.04	3.1	2.8	0.4	0.39	0.8	0.4	0.5	0.6	0.6	0.8	0.8
Na+k	2.56	4.8	7.5	4.9	6.3	9.34	9.04	5.86			3.8	9.15	9.18	7.2	8.2	8.4	8.9	9.2	7.8
Total	97.055	95.8	91.9	93.2	93.75	99.892	99.88	100.503	96.19	96.16	97.611	97.549	93.9	99.64	94.7	101.18	99.35	91.38	94.15
LOI	2.945	4.2	8.1	6.8	6.25	0.108	0.12	-0.503	3.81	3.84	2.389	2.451	6.1	0.36	5.3	-1.18	0.65	8.62	5.85
Ba	455.4	460.3	458.3	453.2	456.2	372.2	370.3	76.4	77.3	75.8	318.6	319.4	318.7	318	317.9	318.2	317.5	318.3	316.2
Be	2.3	2.1	2.12	2.14	2.03	2.47	2.52	1.83	2.03	1.89	1.68	2.53	2.09	1.98	1.36	1.87	2.05	2.62	2.39
Ce	95.38	89	95.23	94.6	94.9	365.32	360.2	88.54	87.7	88.3	310.37	314.46	313.2	311.4	313.9	312.8	314.05	310.98	313.65
Cr	54	52.9	53.6	51.4	54.3	35	34.6	42	43.3	41.8	75	76	76.3	75.5	74.6	76.5	73.9	75.8	75.7
Dy	8.093	7.98	8.56	9.01	8.56	16.02	16.12	8.026	7.98	7.66	19.447	19.605	19.5	20.1	19.9	19.39	19.6	19.49	19.51
Er	4.17	4.03	4.2	4.03	4.2	9.145	8.99	9.2	9.3	8.7	11.216	11.324	10.32	11.23	10.98	11.23	10.3	10.52	10.93
Eu	2.999	3.1	2.89	3.03	2.9	4.4498	4.2	3.0575	3.1	3.12	3.0264	3.0762	3.2	4.3	3.6	4.4	3.8	3.21	3.6
Gd	9.5	12.3	13.45	21.05	10.12	20.8	21.03	9.5	8.3	12.2	20	20.3	15.3	17.3	15.3	18.3	16.6	17.6	18.8
Hf	7.12	7.1	9.8	10.6	9.63	25.15	14.9	6.85	11.26	9.54	26.95	27.55	22.4	23.5	25.2	24.4	27.3	25.8	29
Ho	1.6	1.23	1.45	1.19	1.2	3.1	1.2	1.5	3.1	3.2	3.9	3.9	2.7	1.23	1.42	2.72	2.5	2.3	3.6
La	45.2	25	49.3	60.04	49.7	187.7	83.2	47.4	51.3	49.06	157.2	158.7	150.9	156.8	147.2	157.3	189.9	175.3	190.3
Lu	0.49	0.51	0.55	0.43	0.4	1.335	1.4	0.497	0.5	0.45	1.483	1.505	1.45	1.51	1.48	1.56	1.49	1.53	1.42
Nb	55.187	56.35	55.3	54.9	56.01	169.499	167.8	45.951	45.78	44.9	193.23	193.88	155	160.01	170.2	160.3	179.83	171.03	188.5
Ni	42.6	35.3	40.23	36.3	31.2	2.3	2	22.2	28.5	3.2	2.8	2.7	29.9	25.5	27.9	26.6	25.3	4.03	3.52
Pb	5.29	5.31	5.22	5.33	4.9	3.52	4.01	6.12	6.01	6.2	6.43	6.48	5.5	6.3	5.8	6.2	5.5	5.9	5.7
Rb	43.82	44.4	42.8	43.6	42.98	66.95	65.8	1.87	1.5	1.78	119.83	121.03	120.4	118.8	121	120.5	119.3	120.4	120.6
Sm	9.841	9.6	9.3	8.89	10.2	27.178	26.6	9.781	9.8	9.5	23.693	23.804	23.5	23.43	23.7	24.01	23.91	24.12	22.99
Sr	263.5	260.3	261.02	262.4	259.89	57.1	56.9	213.3	212.9	213.2	46.1	47.2	45.2	44.3	55.3	55.4	262.3	182.3	194.2
Th	5.968	4.89	5.5	5.6	4.4	24.281	24.5	5.44	4.95	5.4	26.696	26.904	26.4	27.3	26.8	25.9	26.5	26.8	25.8
Ti	20726	20613	20702	21630	20736	2777	2774	18276	18302	18250	2384	2404	16700	23000	24550	20777	24532	22112	15672
U	1.629	1.59	1.6	1.6	1.58	5.427	5.6	1.234	1.19	1.2	6.122	6.131	5.9	6.3	6.2	5.5	5.8	6.4	6.3
V	262.5	260.3	261.9	261.8	262.4	3.2	3.3	297.5	296.2	297.8	1.2	1.6	158.9	167.9	250.7	234.9	246.9	169.9	245.9
Y	39.55	40.1	39.6	39.58	39.4	80.45	79.3	40.04	39.8	40.1	106.71	106.14	41.3	38.3	104.9	78.6	40.5	38.7	41.6
Yb	3.445	3.56	3.67	4.01	4.3	9.044	9	3.497	3.64	3.54	10.344	10.447	10.22	10.41	10.5	6.8	7.3	8.23	10.2
Zr	283	383.1	400.2	410.1	382.9	1023	1100	271	250	410.24	1074	1103	1057	1010	1149	1066	1060	1131	1160

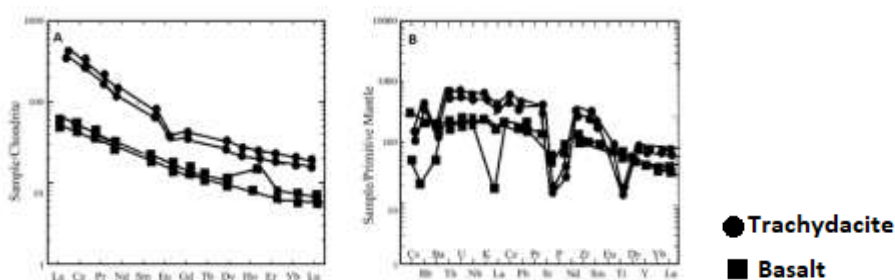
محیط تکتونیکی (and Gorton, 2002) جهت بررسی ماهیت تکتونوماگمایی سنگ‌های منطقه مورد استفاده قرار گرفته است. در این نمودارها که به منظور تفکیک بازالت‌های درون صفحه‌ای از بازالت‌های سایر محیط‌های تکتونیکی استفاده می‌شود، نمونه‌های مورد تحقیق در میدان درون صفحه‌ای (WPB) واقع می‌شوند.

بررسی فرایندهای هضم، تفریق و آلیش پوسته‌ای در محیط پتروژنز سنگ‌های واقع در ایالات درون صفحه‌ای، مبحث آلیش ماگمایی بسیار حائز اهمیت است. بافت غالب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه همان‌طور که در بحث پتروگرافی تعیین گردید از نوع پورفیریک است. این یافته به این معنا است که مذاب قبل از رسیدن به سطح، در محفظه‌های ماگمایی پوسته‌ای، توقف داشته و

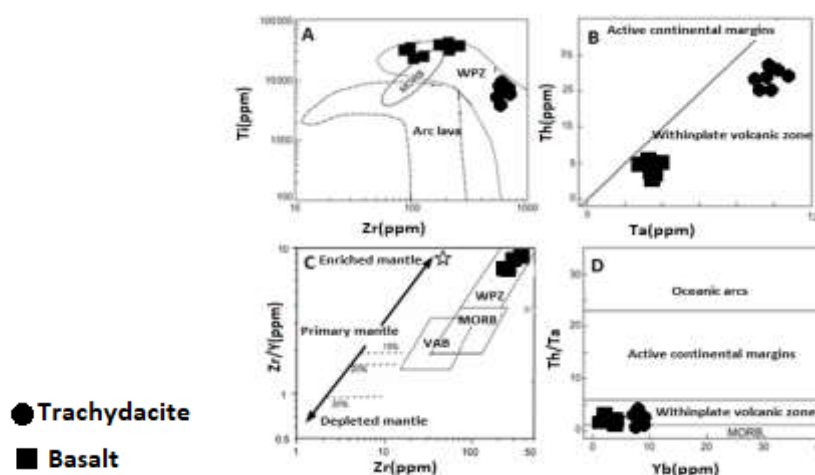
محیط تکتونیکی نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی از دیرباز جهت تعیین محیط تشکیل سنگ‌های آذرین به کار رفته است (Pearce, 1982, 1983, 1996; Pearce and Peate, 1995; Winchester and Floyd, 1977; Winchester et al, 1992; Wood, 1980) این نمودارها براساس این نظریه که منابع مختلف ماگمایی در محیط‌های تکتونیکی متفاوت تشکیل شده و دارای خصوصیات شیمیایی متفاوت هستند، طراحی شده‌اند. بنابراین نسبت و مقدار عناصر به خصوص عناصر ناسازگار می‌تواند محیط‌های تکتونیکی تشکیل ماگما را از یکدیگر متمایز سازد. نمودارهای شکل ۸ نمودار Ti در برابر Zr (Pearce, 1982) در برابر Ta (Schandl and Gorton, 2002) در برابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) و Th/Ta در برابر Yb (Schandl

صفحه ای است (Hart and Brueseke, 1988). نسبت‌های La/Sm و La/Yb یکی از شاخص‌های حساس به آلودگی پوسته‌ای است (Lightfoot and Keays, 2005). در دیاگرام‌های شکل ۹A، همبستگی مثبت مشاهده شده بین K_2O/P_2O_5 و Sm/La و SiO_2 نشان دهنده دخالت پوسته قاره-ای در تکوین سنگ‌های منطقه است. نمونه‌های بازیک نسبت به نمونه‌های اسیدی دارای پایین‌ترین نسبت La/Sm می‌باشند. همچنین در نمودار Sm/La در برابر Th/La ، نقش مولفه‌های رسوبی پوسته قاره‌ای در تکامل سنگ‌های منطقه نشان داده شده است.

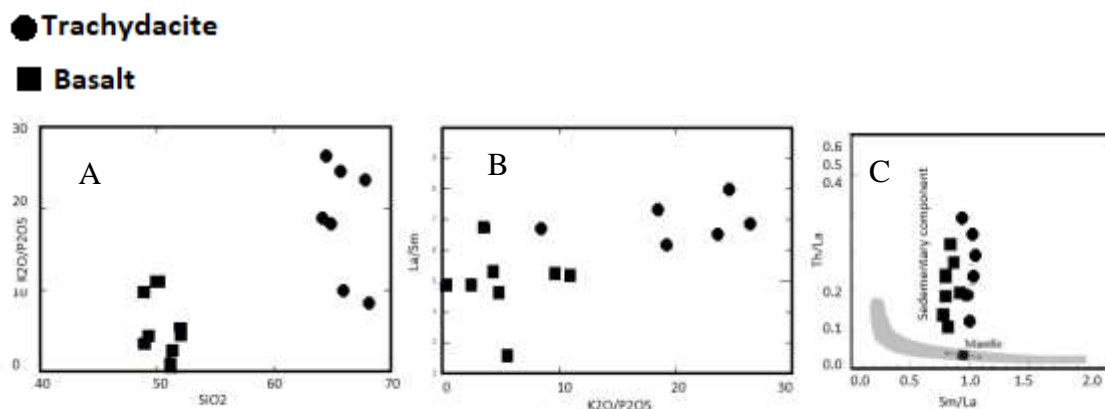
امکان وقوع آلیش ماگمایی و یا تبلور تفریقی وجود داشته است (Wilson, 1989). نسبت K_2O/P_2O_5 نمونه‌های داسیتی مورد مطالعه بین ۱۵۰-۳۲ و بسیار بالاتر از این نسبت در سنگ‌های بازالتی (بین ۰/۱۷ تا ۴/۶) است که نسبت به بازالت‌های گوشته‌ای با مقدار $K_2O/P_2O_5 \leq 2$ (Carlson et al, 1988) بسیار بالاتر می‌باشد. افزایش نسبت K_2O/P_2O_5 با افزایش میزان SiO_2 نشان دهنده اعمال توام پدیده‌های تفریق بلوری و آلیش پوسته ای است (Brueseke et al, 2009). (شکل ۹) از نظر این محققین این پدیده، اصلی‌ترین عامل تولید ماگماهای محیط‌های درون



شکل ۷: A: نمودار عنکبوتی بهنجار گردیده به کندریت و B: نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه برای ۴ نمونه منتخب از منطقه مورد مطالعه.



شکل ۸: موقعیت تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار A: دیاگرام Ti در برابر Zr ، (Pearce, 1982)، B: Th در برابر Ta ، (Pearce and Norry, 1979)، C: Zr/Y در برابر Zr ، (Schandl and Gorton 2002)، D: Th/Ta در برابر Yb ، (Schandl and Gorton 2002).

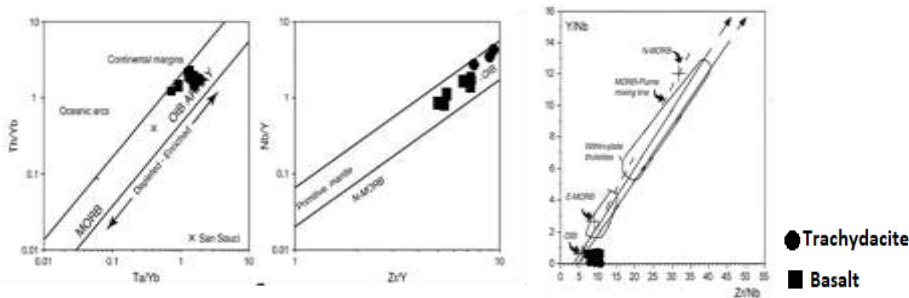


شکل ۹: A: نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ (Brueseke et al, 2009). B: $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ در مقابل La/Sm (Lightfoot and Keays, 2005). C: Th/La در مقابل Sm/La (Lightfoot and Keays, 2005).

ترکیب بازالت‌های میان اقیانوسی طراحی شده است. در این نمودارها، سنگ‌های منطقه بر روی روندی متشکل از منبع MORB تهی شده و OIB و در بخش OIB و پوسته قاره‌ای قرار گرفته و تاثیر ناشی از پلوم‌های گوشته‌ای را نشان می‌دهند. که به عقیده ویلسون (Wilson, 1989) مشاهده این روند، دخالت منبع گوشته استنوسفر منبع مورب را در پتروژنز سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد. نمودار بعدی مورد استفاده، جهت تعیین خاستگاه ماگمایی، نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y استفاده شده است. این نمودار به فرایندهایی همچون دگرسانی، تفریق بلورین و ذوب بخشی مقاوم است (Fitton et al, 1979). به عقیده ویلسون و لیاشکوویچ (Wilson and Lyashkevich, 1996) روند خطی مشاهده شده، دو ناحیه منشأ متفاوت، را تایید می‌کند. همان‌طور که در شکل ۱۰ مشهود است دخالت دو منبع مورب و پوسته قاره‌ای در پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه تعیین می‌شود.

منبع گوشته‌ای

علی‌رغم گسترش زیاد آتشفشان‌های داخل قاره‌ای، منشأ و ماهیت منابع آنها هنوز بحث برانگیز است. منبع ماگماهای درون قاره‌ای، استنوسفر، لیتوسفر و یا هر دو می‌تواند باشد (Stein and Stein et al, 1997; Shaw et al; Hofmann, 1992). جهت تعیین منشأ ماگمای گوشته‌ای از منبع استنوسفر و یا لیتوسفری، از نسبت HFSE/LREE استفاده می‌شود. نسبت‌های کوچک‌تر از واحد نشان دهنده منشأ لیتوسفری و بزرگ‌تر از آن نشان دهنده منشأ استنوسفر است (Smith et al, 1999). نسبت عناصر یاد شده همانند Nb/La ، Nb/Ce ، Zr/La و Zr/Ce در سنگ‌های مورد بررسی بیشتر از یک بوده که نشان از منشأ استنوسفر برای آنها است. از نظر ویلسون (Wilson, 1989) در گوشته استنوسفر، منبع OIB و منبع MORB در پتروژنز مذاب‌ها نقش دارند. نمودارهای Y/Nb در برابر Nb/Y ، Zr/Nb در برابر Th/Yb و Ta/Yb جهت تعیین تاثیر پلوم‌های گوشته‌ای OIB بر روی

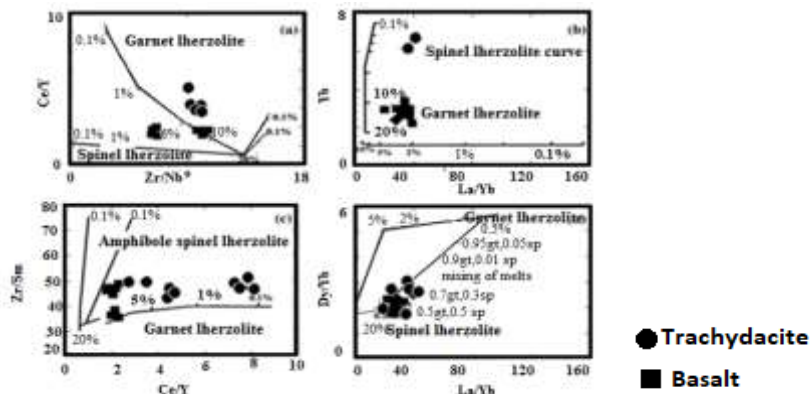


شکل ۱۰: A: نمودار در برابر Th/Yb در برابر Ta/Yb (Schandl and Gorton, 2002) و B: Zr/Y در برابر Nb/Y (Fitton et al, 1979), C: Y/Nb در برابر Zr/Nb (Wilson, 1989) جهت تعیین منبع گوشته‌ای برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

ذوب بخشی

نتیجه ۱٪ ذوب بخشی در محدوده اسپینل لرزولیت بوده (اعماق $<80km$) در سنگ‌های داسیتی حاصل ۵٪ ذوب بخشی در محدوده گارنت لرزولیتی هستند. نمایش Dy/Yb در برابر La/Yb نشان می‌دهد که آمیختگی مذاب از دو منبع گارنت لرزولیتی و اسپینل لرزولیتی در تشکیل دو ماگمای بازالتی و داسیتی منطقه موثر بوده است. از مجموع شواهد ژئوشیمیایی، می‌توان به این نتیجه رسید که سنگ‌های آتشفشانی منطقه از یک منبع گوشته‌ای استونوفری منشا گرفته و با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آرایش یافته‌اند.

جهت تعیین نقش منابع گوشته‌ای لرزولیتی گارنت و یا اسپینل‌دار در پتروژنز ماگماهای درون صفحه‌ای از نسبت عناصر کم‌یاب استفاده شده است (Baker et al, 1997). در شکل ۱۱ از تغییرات Ce/Y در برابر Zr/Nb ، Dy/Yb در برابر La/Yb و Zr/Sm در برابر Ce/Y استفاده شده است. سنگ‌های بازالتی دارای کم‌ترین مقدار Ce/Y می‌باشند. نسبت Zr/Nb و Ce/Y در برابر تفریق بلورین الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز (Baker et al, 1997) و همچنین پدیده آرایش پوسته‌ای مقاوم بوده و به فرایند ذوب بخشی منبع گوشته‌ای آنها مرتبط است. مشاهدات مربوط به شکل ۱۱ حاکی از تشکیل بازالت‌های منطقه در



شکل ۱۱: نسبت عناصر کم‌یاب برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (A)، Ce/Y در برابر Zr/Nb (B) Yb در برابر La/Yb (C)، Dy/Yb در برابر La/Yb جهت تعیین درصد ذوب بخشی منبع غنی شده رخساره اسپینل و گارنت دار، به نقل از (Baker et al, 1997).

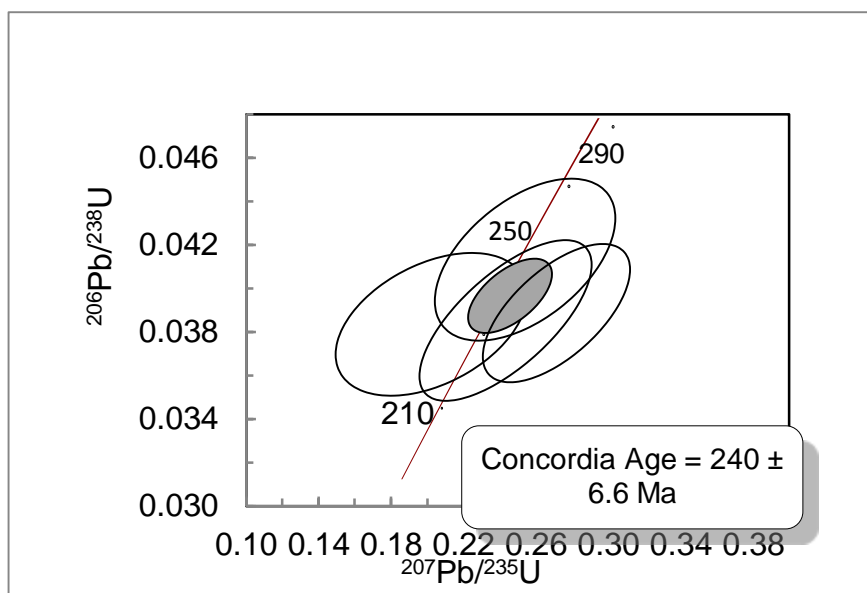
داده‌های سن سنجی

داده‌های حاصل از تجزیه و تحلیل ایزوتوپ‌های میکرو پروب یونی بر روی چهار نمونه داسیتی و ریولیتی منطقه اسفندآباد در جدول ۳ خلاصه شده است. تمام سن‌های به دست آمده براساس داده‌های سن سنجی U-Pb زیرکن و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های U، Pb، Th انجام شده است. دستگاه مورد استفاده میکروپروب یونی IMS 1270 در دانشگاه کالیفرنیا، لس آنجلس و با

استفاده از روش کویدلیر و همکاران (Quidelleur et al, 1997) و اسمیت و همکاران (Schmitt et al, 2003a, b) اجرا شده است. مطالعات سن سنجی برای نمونه‌های مورد مطالعه سن 240 ± 6.6 معادل با تریاس زیرین را برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه تعیین می‌کنند، که با واقعه کافت و تشکیل نئوتتیس همخوانی و شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی مناطق کافت هماهنگی دارد.

جدول ۲: نتایج داده‌های سن سنجی نمونه‌های داسیتی منطقه مورد مطالعه

	Age (Ma)						Radiogenic %							
	206Pb/238U	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/235U	207Pb/206Pb	207Pb/206Pb	206Pb*/238U	207Pb*/235U	207Pb*/235U	206Pb*/238U	Ellipses	207Pb*/206Pb*	207Pb*/206Pb*	
U-Pb_ \ SH2	232.8	12.8	204.8	30.8	-1	0.00667	96.81	2.23E-01	3.71E-02	3.68E-02	2.05E-03	4.23E-01	4.41E-02	6.67E-03
U-Pb_ \ SH42	237.9	14.3	240.4	26.8	265.1	215	97.17	2.67E-01	3.34E-02	3.76E-02	2.30E-03	6.94E-01	5.15E-02	4.83E-03
U-Pb_ \ SH5	239.9	12.3	264.1	22.3	485	166	99.58	2.97E-01	2.85E-02	3.79E-02	1.99E-03	6.30E-01	5.68E-02	4.26E-03
U-Pb_ \ SH5	254.8	14.5	236.5	28.1	57.78	274	97.85	2.62E-01	3.49E-02	4.03E-02	2.33E-03	5.11E-01	4.72E-02	5.42E-03



شکل ۱۲: نمایش مقادیر $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ در برابر $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ جهت تعیین سن نمونه‌های داسیتی منطقه

نتیجه‌گیری

نمودارهای تکتونوماگمایی، نمونه‌های منطقه در جایگاه درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند. همچنین مطالعات پتروژنز، از حضور دو منشا متفاوت ذوب بخشی گوشته‌ای حکایت دارند. داسیت‌های منطقه از ۵٪ ذوب بخشی در محدوده گارنت لرزولیتی و بازالت‌ها در نتیجه ۲۰٪ ذوب بخشی در محدوده اسپینل لرولیت حاصل شده‌اند. سنگ‌های مورد تحقیق دارای خصوصیات ژئوشیمیایی مشابه بوده اما دارای مقادیر متفاوت LILE و LREE بوده که نشان دهنده ذوب بخشی متفاوت منابع اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت است. زمان به دست آمده با توجه به مطالعات ژئوکرونولوژی، برابر با ۶۱۶ ± ۲۴۰ معادل با تریاس است که با زمان واقعه کافت تریاس زیرین هماهنگی دارد. لذا ولکانیسم منطقه حاصل فرایندهای کششی اقیانوس نئوتتیس و واقع کافت آن بوده است.

توالی سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در زون سنندج-سیرجان و بخش شرقی شهرستان ابرکوه به صورت واحدهای تیره رنگ توده‌ای و یا ضخیم لایه مشاهده می‌شوند که توسط واحدهای آهکی اوربیتولین دار کرتاسه پوشیده شده‌اند. با توجه به مطالعات پتروگرافی، لیتولوژی اصلی شامل بازالت، ریولیت و داسیت با بافت غالب پورفیری است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، کوارتز و الیوبین است. ترکیب شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، تراکی داسیت تا تراکی بازالت با سرشت آکالن و توله ایتی است. براساس نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار گردیده به گوشته اولیه، نمونه‌های داسیتی و بازالتی منطقه، دارای الگوی یکسان و غنی شده از LILE و LREE اما با فراوانی متفاوت بوده که نمایانگر درجات مختلف ذوب بخشی است. در

منابع

-شهیدی، ع.، ۱۹۷۹. نقشه زمین‌شناسی یکصد هزارم ده بید، سازمان زمین‌شناسی کشور.
-شهیدی، ع.، ۱۹۷۹. نقشه زمین‌شناسی یکصد هزارم ژیان، سازمان زمین‌شناسی کشور.
-هوشمند زاده، ع. و سهیلی، م.، ۱۳۶۹. نقشه زمین‌شناسی یک دوپست و پنجاه هزار اقلید، سازمان زمین‌شناسی کشور.

-اشراقی، ص.ع.، روشنروان، ج. و سبزه‌یی، ج.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی یکصد هزارم قطروبییه، سازمان زمین‌شناسی کشور.
-خبازنیا، ا.ر.، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی یکصد هزارم ابرکوه، سازمان زمین‌شناسی کشور.
-روشنروان، ج.، اشراقی، ص.ع. و سبزه‌یی، م.، ۱۳۷۶. نقشه زمین‌شناسی یکصد هزارم سیرجان، سازمان زمین‌شناسی کشور.

-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(2), p. 177-193.
-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran; new data

and interpretations, *Tectonophysics*, v. 299, p. 211-238.

-Alric, G. and Virlogeux, D., 1977. *Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh Bid – Bavanat, Chaîne de Sanandaj-Sirjan, Iran. Thèse 3e`me*

- cycle, université scientifique et médicale de Grenoble, France, 316 p.
- ANDERSON, D.L., 1994. Lithosphere and flood basalts, *Nature*, v. 367, p. 226-226.
- 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.
- Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirwall, M.F. and McPherson, C.G., 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridisation. *Journal of Petrology*, v. 38, p. 1359-1390.
- Brueseke, M.E. and Hart, W.K., 2009. Intermediate composition magma production in an intracontinental setting: Unusual andesites and dacites of the mid-miocene Santa Rosa-Calico volcanic field, Northern Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 188, p. 197-213.
- Bogard, P.J.F. and Warner, G., 2003. Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany, *Journal of Petrology*, v. 44, p. 569-602.
- Brueseke, M.E. and Hart, W.K., 2009. Intermediate Composition Magma Production in an Intracontinental Setting: Unusual Andesites and Dacites of the Mid-Miocene Santa Rosa-Calico Volcanic Field, Northern Nevada, *Journal of volcanology and Geothermal Research*, v. 188, p. 197-213.
- Brunet, M.F., Wilmsen, M. and Granath, J.W., 2009. South Caspian to Central Iran Basins, Geological Society, London, Special Publications, v. 312, p. 45-59.
- Campbell, I.H. and Griffiths, R.W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 79-93.
- Carlson, R.W. and Hart, W.K., 1988. Flood Basalt Volcanism in the Northwestern United States. In: McDougal, J.D., Ed., *Continental Basalt*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherland, p. 273-310.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London.
- EftekhariNezhad, J., 1980. Discrimination of different part of Iran based on structural situation in relation with sedimentary basins. *Iranian Petroleum Institute Magazine*, v. 82, p. 19-28.
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 121, p. 115-135.
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S. and Taylor, R.N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland Plume, *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 153, p. 197-208.
- Gencalioglu Kuscü, G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, v. 99(3), p. 593-621.
- Hoffman, A.M., 1997. Mantle Geochemistry: The Messages from Oceanic Volcanism, *Nature*, v. 385, p. 219-229.
- Hushmandzadeh, A., Sabzehei, M. and Berberian, M., 1972. A brief note on Early Kimmerian orogeny and high grade metamorphism in the Sanandaj-

- Sirjan Belt (Sirjan-Esfandagheh), Iran. Geol. Surv. Iran, Int. Rep., 3 p.
- Hushmandzadeh, A., Sabzehei, M. and Berberian, M., 1972. A brief note on Early Kimmerian orogeny and high grade metamorphism in the Sanandaj-Sirjan Belt (Sirjan-Esfandagheh), Iran. Geol. Surv. Iran, Int. Rep., 3 p.
- King, S.D. and Anderson, D.L., 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, p. 269-279.
- King, S.D. and Anderson, D.L., 1998. Edge-driven convection, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 160, p. 289-296.
- Le Bas, M.J., Le Maître, R.W., Streckeisene, A.X. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Le maitre, R.W., 1976a. The chemical variability of some common igneous rocks, *Journal of Petrology*, v. 17, p. 589-637.
- Lightfoot, P.C. and Keays, R.R., 2005. Siderophile and chalcophile metal variations in tertiary picrites and basalts from west Greenland with implications for the sulphide saturation history of continental flood basalt magmas. *Economic Geology*, v. 100, p. 439-462.
- Middlemost, E.A.K., 1991. Towards a comprehensive classification of igneous rock system, *Earth Science Reviews*, v. 37, p. 215-224.
- Mc Donough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W., 1991. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 26, p. 1001-1012.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarez, M., 2005. The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 147-162.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variation in Volcanic Rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-47.
- PEARCE, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (R.S. Thorpe, ed.), John Wiley & Sons, Chichester, U.K. p. 525-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of Sub-Continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Howkesworth, C.J. and Norry, M.J, Shiva Publication, Nantwich, p. 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, G.A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitoid rocks, *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pearce, T.H., Russell, J.K. and Wolfson, I., 1987. Laser- interference and normarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *American Mineralogist*, v. 72, p. 1131-1143.
- Pearce, T.H. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 23, p. 251-285.
- Plank, T., 2005. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents, *Journal of Petrology*, v. 46, p. 921-944.
- Regelous, M., Hofman, A.W., Abouchami, W. and Galer, S.J.G., 2003.

- "Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma", *Journal of Petrology*, v. 44, p. 113-140.
- Richards, M.A., Duncan, R.A. and Courtillot, V.E., 1989. Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails, *Science*, v. 246, p. 103-107.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical Data: evaluation, presentation and interpretation, Longman Scientific and Technical, London.
- Sengör, A.M.C., 1990. A new model for the Late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, In: Robertson, A. H., Searle, M. P. & Ries, A. C. (eds) *The Geology and Tectonics of the Oman region*. Geological Society, London, Special Publications, v. 49, p. 797-83.
- Sabzehei, M., 1974. Les melange ophiolitiques de la region de E-fandagheh, These d'etate, Universite de Grenoble, France.
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Applications of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments, *Economic geology*, v. 97, p. 629-642.
- Shaw, J.E., Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F. and Ibrahim, K.M., 2003. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixed lithosphere–asthenosphere source activated by lithospheric extension, *Journal of Petrology*, v. 44, p. 1657-1679.
- Shafeie, Z., 2016. Geochemistry and petrogenesis of tertiary volcanic rocks of the eastern Roodbar, Alborz mountain, north of Iran. *Open journal of geology*, v. 6, p. 1296-1311.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R.J., 2011. Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone, *Geological Magazine*, v. 148(5–6), p. 762-801.
- Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. and Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj–Sirjan Zone, SW Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 31, p. 504-521.
- Shimizu, N. and Kushiro, I., 1975. Partitioning of rare-earth elements between garnet and liquid at high-pressures – prelim.
- Smith, E.I., Sánchez, A., Walker, J.D. and Wang, K., 1999. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: implications for small- and large scale chemical variability of the lithospheric mantle, *Journal of Geology*, v. 107, p. 433-448.
- Stein, M. and Hofmann, A.W., 1992. Mantle plumes and episodic crustal growth, *Nature*, v. 372, p. 63-68.
- Stein, M., Starinsky, A., Katz, A., Goldstein, S.L., Machlus, M. and Schramm, A., 1997. Strontium isotopic, chemical, and sedimentological evidence for evolution on Lake Lisan and the Dead Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 61, p. 3975-3992.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C. A. and Drake, C. L. (Eds.): *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, Berlin, p. 873-887.
- Sun, S. and McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes, *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publications, v. 42, p. 313-345.

- Stein, M. and Hofmann, A.V.Z.W., 1992. Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 114, p. 193-209.
- Stein, M., Navon, O. and Kessel, R., 1997. Chromatographic metasomatism of the Arabian-Nubian lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 152, p. 75-91.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113(3), p. 333-351.
- Turcotte, D.J.L. and Emennan, S.H., 1983. Mechanism, of active and passive rifting, *Tectonophysics*, v. 94, p. 39-50.
- Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K., Bhattacharya, A. and Kinny, P.D., 2006. Mesoproterozoic rifting and Pan-African continental collision in SE India: evidence from the Khariar alkaline complex, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, p. 434-456.
- Vaughan, A.P.M. and Scarrow, J.H., 2003. K-rich mantle metasomatism in control of localization and initiation of lithospheric strike-slip faulting. *Terra Nova*, v. 15, p. 163-169.
- Walter, M.J., 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere, *Journal of Petrology*, v. 39, p. 29-60.
- Walter, M.J., Sisson, T.W. and Presnall, D.C., 1995. A mass proportion method for calculating melting reactions and applications to melting of model upper mantle lherzolite, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 135, p. 77-90.
- Weaver, B.L. and Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, *Nature*, v. 310, p. 575-577.
- White, R.S. and Mckenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7685-7729.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Unwin Hyman, London.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*, Unwin Hyman, London.
- Wilson, M. and Lyashkevich, Z.M., 1996. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donetsrift, East European Platform, *Tectonophysics*, v. 268, p. 65-81.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.
- Zhu, D.C., Pan, G.T., Mo, X.X., Liao, Z.L., Jiang, X.S., Wang, L.Q. and Zhao, Z.D., 2007. Petrogenesis of Volcanic Rocks in the Sangxiu Formation, Central Segment of Tethyan Himalaya: A Probable Example of Plume-Lithosphere Interaction, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 29, p. 320-335.