

دو رخداد آتشفشانی مجزا در ماگماتیسیم پالئوژن کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان: ویژگی های زمین شیمیائی و فرایندهای سنگ زائی

بهنام شفیعی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، جمهوری اسلامی ایران

*مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: behnam.shafiei@gmail.com

(دریافت: ۸۸/۹/۱۴؛ پذیرش: ۸۹/۸/۲۹)

چکیده

کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان در پایانه جنوب شرقی کمر بند آتشفشانی ارومیه- دختر مراحل تکوین و تکامل زمین ساختی و ماگمائی خود را متفاوت از بخش های مرکزی و شمال غربی این کمر بند طی نموده و ماگماتیسیم آن حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان در شرق گسل ترانسفورم نائین- بافت به زیر خرد قاره در حال چرخش ایران مرکزی و اقیانوس احاطه کننده آن بوده است. فعالیت های ماگمائی در این کمان از ابتدای ائوسن با فعالیت های آتشفشانی گسترده مجموعه های بحر آسمان و رازک آغاز گردید که سنگ های آتشفشانی این مجموعه ها ویژگی های ماگماهای اشباع از سیلیکا با ترکیب مافیک تا فلیسک و فاقد فلدسپاتوئید و با گرایش حدواسط شبه تولیتی- کالک آلکالین، غنی شدگی کم تا متوسط از عناصر لیتوفیل بزرگ یون، تفکیک یافتگی ضعیف تا متوسط عناصر نادر خاکی ($(La/Yb)_{\leq 2.0}$)، مقادیر کمتر رادیوژنیک ایزوتوپ استرانسیوم ($^{87}Sr/^{86}Sr=0.7041-0.7049$) و بالا بودن اپسیلون نئودیمیوم ($\epsilon Nd=2.3-6$) را به نمایش گذاشته اند. از پایان ائوسن، فعالیت های آتشفشانی در این کمان با شدت کمتری دنبال شد و تا میانه الیگوسن تداوم یافت (مجموعه هزار) که ویژگی های سنگ شناسی و زمین شیمیائی کاملاً متفاوتی را نسبت به اولین رخداد آتشفشانی به نمایش گذاشتند. سنگ های آتشفشانی رخداد دوم با ویژگی های همچون ماگماهای تحت اشباع از سیلیکا و دارای فلدسپاتوئید فراوان با گرایش شوشونیتی، غنی شدگی قابل ملاحظه از عناصر لیتوفیل بزرگ یون، تفکیک یافتگی زیاد از عناصر نادر خاکی ($(La/Yb)_{\geq 2.0}$)، مقادیر رادیوژنیک تر ایزوتوپ استرانسیوم ($^{87}Sr/^{86}Sr=0.7041-0.7056$) و اپسیلون نئودیمیوم پائین ($\epsilon Nd=2.1-2$) مشخص می شوند. این پژوهش نشان داد که تحول ماگمائی مشاهده شده در فعالیت های آتشفشانی پالئوژن کمان از ماهیت شبه تولیتی- کالک آلکالین در ائوسن به شوشونیتی در ائوسن پایانی- الیگوسن میانی می توانسته حاصل تغییر موقعیت زمین ساختی کمان از موقعیت جزیره قوسی- حاشیه قاره ای نابالغ در ائوسن به کمان ماگمائی حاشیه قاره ای معمولی در الیگوسن، تغییر در ترکیب سنگ منشا ماگمای مادر آنها (از پریدوتیت پلاژیوکلاز و پیروکسن دار در ائوسن به پریدوتیت فلوگوپیت و گارنت دار در الیگوسن) بواسطه افزایش عمق ذوب ناحیه منشاء (گوه جبه ای) و همچنین دخالت بیشتر پوسته قاره ای در ماگماتیسیم کمان باشد.

واژه های کلیدی: کمان ماگمائی، کرمان، سنگ های آتشفشانی پالئوژن، زمین شیمی، سنگ زائی

مقدمه

ایران زمین بطور نامنظمی توزیع شده است به گونه ای که زنجیره های آتشفشانی- نفوذی متعددی را می توان در سراسر ایران متصور شد که شکل گیری آنها نمی تواند حاصل فعال بودن فقط یک زون فرورانش در این دوران در نظر گرفته شود (شکل ۱). با توجه به رخداد این زنجیره های آتشفشانی- نفوذی در حواشی خرد صفحات (بویژه ایران مرکزی) و حضور پهنه های افیولیتی و افیولیت ملانژی در تماس بلافصل آنها (مانند نواحی کرمان، سبزوار، شرق ایران مرکزی) می توان آنها را کمان های ماگمائی مجزا، باریک و کوچک مرتبط با زون های فرورانش متعددی در نظر گرفت که مطابق الگوی ارائه شده برای تکامل اقیانوس تتیس توسط (Dercourt et al. 1986) از اواخر مزوزوئیک تا انتهای پالئوژن به زیر خرد صفحات شکل دهنده ایران

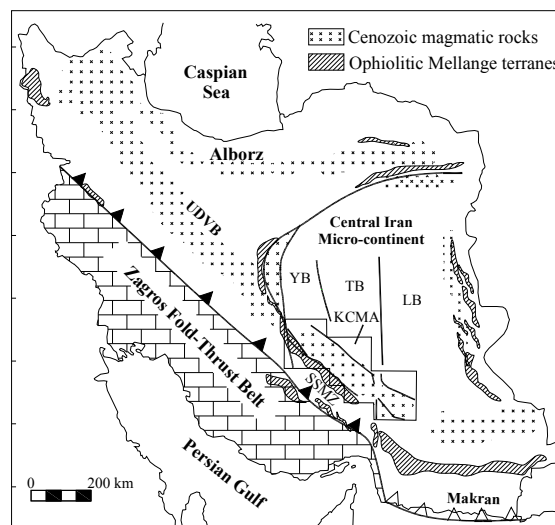
ایران زمین به عنوان بخشی از نواحی مرکزی- غربی سامانه کوهزائی آلپ- هیمالیا به جهت تحمل زمین ساخت خاص نواحی همگرائی صفحات (Takin 1972؛ Berberian & King 1981؛ Berberian et al. 1982؛ 1982؛ Dercourt et al. 1986؛ Alavi 1994؛ Mohajjel et al. 2003؛ 2006؛ Ghasemi & Talbot 2007؛ Shahabpour) جولانگاه فعالیت های ماگمائی (آتشفشانی و نفوذی) گسترده ای بویژه در دوران سنوزوئیک بوده است. نقشه های زمین شناسی (Haghipour & Aghanabati 1985) و ماگمائی ایران (Emami et al. 1993) شدت و اهمیت این رخداد را به خوبی منعکس کرده اند و همچنین نشان می دهند که ماگماتیسیم گسترده دوران سنوزوئیک در سراسر پهنه

حضور گستره خطی از افیولیت و افیولیت ملانژهای شدیداً نکتونیزه به موازات و در بلافضل جنوبی کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان و فقدان این سنگها در بلافضل جنوبی بخش های مرکزی و شمال باختری کمر بند ارومیه- دختر (مناطق نائین- اردستان- کاشان- ساوه)، متفاوت بودن ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های آذرین موجود در کمر بند دهج- ساردوئیه (شرق گسل دهشیر و نائین- بافت) نسبت به سنگ های آذرین بخش مرکزی و شمالی کمر بند ارومیه- دختر (بخش نائین در طرف غرب گسل دهشیر و نائین- بافت) (Ahmad & Poshtkuhi 1993) و همچنین رخداد گسترده کانسارهای مس پورفیری در کمر بند دهج- ساردوئیه نسبت به بخش مرکزی و شمالی کمر بند ارومیه- دختر همگی شواهدی بر سرنوشت و شکل گیری متفاوت بخش به اصطلاح جنوب شرقی کمر بند ارومیه- دختر (کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان) از بخش های مرکزی (نائین- اردستان- کاشان- ساوه) و شمال غربی (تکاب- سهند- ارومیه) این کمر بند می باشند. با این شواهد و مطابق با الگوی فوق الذکر، کمر بند دهج- ساردوئیه کرمان را می توان یک کمان ماگمایی مجزا و باریکی در سمت شرقی گسل تقسیم کننده (گسل ترانسفورم نائین- بافت) زون فرورانش کرتاسه- پالئوژن اقیانوس اصلی تتیس جوان و شاخه های آن به زیر خرد قاره در حال چرخش ایران مرکزی در نظر گرفت (شکل ۲) که سرنوشت و تکامل زمین ساختی و ماگمایی متفاوتی را نسبت به بخش های مرکزی و شمال باختری کمر بند ارومیه- دختر تجربه کرده است.

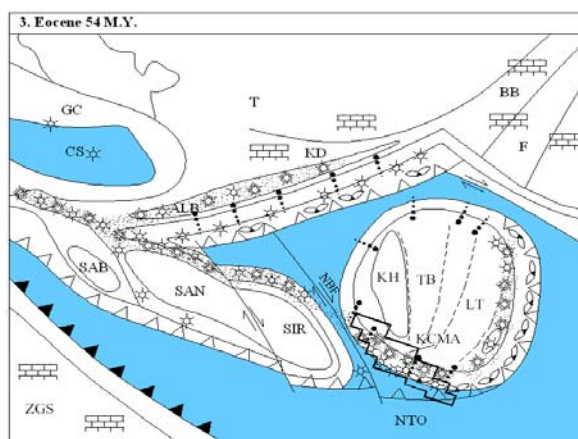
بر پایه تلفیق داده های موجود، ماگماتیسم سنوزوئیک در کمر بند دهج- ساردوئیه به صورت فعالیت های گسترده و متنوع آتشفشانی در دوره ائوسن (مشهور به مجموعه های بحرآسمان و رازک) آغاز گردید و تا پایان این دوره با شدت ادامه داشت. از انتهای ائوسن شدت فعالیت آتشفشانی رو به کاهش گذاشت اما تا میانه الیگوسن این فعالیتها با شدت کمتری به صورت مجموعه هزار ادامه یافت (Dimitrijevic 1973) ؛ Hassanzadeh 1993). کمر بند دهج- ساردوئیه در دوره الیگوسن میانی تا میوسن پایانی یک نبود در فعالیت های آتشفشانی را تجربه می کرده است که در طی این مدت و از آن به بعد ماگماتیسم نفوذی و ساب ولکانیک عمدتاً با ترکیب حدواسط و فلسیک جای فعالیت های گسترده آتشفشانی را در کمان ماگمایی گرفت.

علیرغم انجام مطالعات ارزشمند گذشته، ویژگی های زمین شیمیایی و ایزوتوپی ماگماتیسم ترشیری و تحولات ماگمایی همراه شده با تکامل زمین ساختی کمر بند دهج- ساردوئیه در مقیاس ناحیه ای مورد ارزیابی و مطالعه قرار نگرفته و در این زمینه الگویی برای این تحولات ارائه نگردیده است. مقاله حاضر برپایه داده های جدید، تحولات زمین شیمیایی مشاهده شده در فعالیت های آتشفشانی دوره پالئوژن کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان را آشکار نموده و فرایندهای سنگ زائی

فعال بوده اند (شکل ۲). یکی از این زنجیره های آتشفشانی- نفوذی، کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (KCMA؛ Shafiei et al. 2009) یا همان کمر بند دهج- ساردوئیه (Dimitrijevic 1973) است که در موقعیت مکانی فعلی در حاشیه جنوبی خرد قاره ایران مرکزی جای گرفته است و در حال حاضر به عنوان پایانه جنوب شرقی کمر بند ارومیه- دختر شناخته می شود (شکل ۱).



شکل ۱: پراکندگی سنگ های آذرین سنوزوئیک در گستره ایران (شکل تلفیق یافته از نقشه زمین شناسی ایران (Haghipour & Aghanabati 1985) و نقشه سنگ های ماگمایی ایران (Emami et al. 1993). به گسترش مجموعه های افیولیتی در تماس با مجموعه های ماگمایی دوران سنوزوئیک ایران بویژه در اطراف خرد قاره ایران مرکزی توجه شود.



شکل ۲- توسعه کمان های ماگمایی مجزا و باریکی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس از دوره ائوسن بر حاشیه خرد صفحات ایران. به موقعیت کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (KCMA) بر حاشیه خرد قاره در حال چرخش ایران مرکزی و جدا بودن این کمان از بخش های مرکزی و شمال باختری کمان آتشفشانی ایران مرکزی (ارومیه- دختر) و موقعیت گسل ترانسفورم نائین- بافت (NBF) به عنوان گسل تقسیم کننده زون فرورانش توجه شود. (شکل با تغییرات جزئی از Dercourt et al. 1986)

موثر در این تحولات را تبیین و تفسیر نموده است.

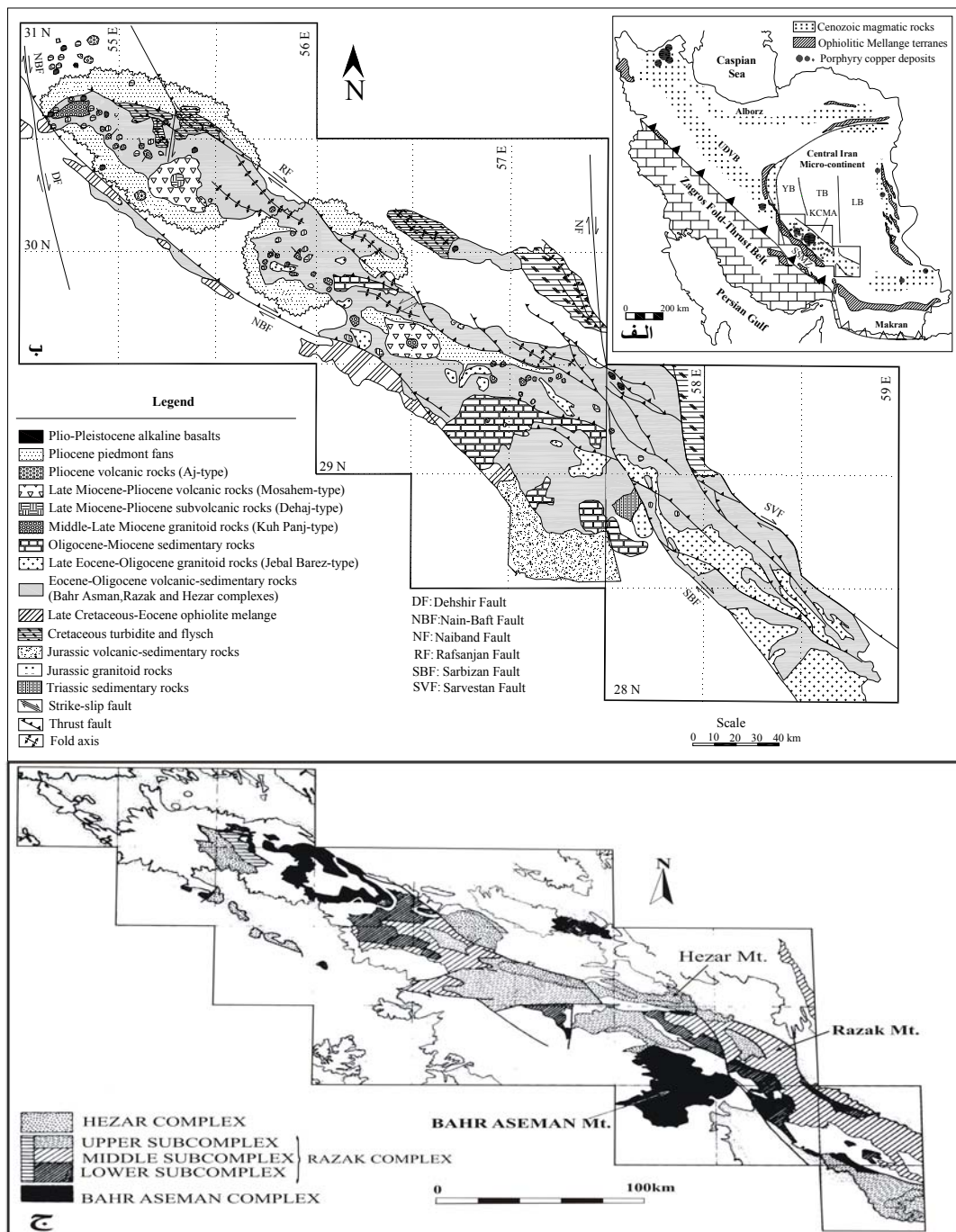
زمین شناسی ناحیه ای

از لحاظ زمین شناسی ناحیه‌ای، کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان با درازای تقریبی ۵۰۰ کیلومتر و پهنای تقریبی ۸۰ کیلومتر با روند شمال غرب- جنوب شرق بر حاشیه جنوبی خُرد قاره ایران مرکزی (بلوک سه گانه یزد- طبس- لوت) واقع گردیده است (شکل ۳-الف). به لحاظ تشکیلات سنگی سازنده کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان (شکل ۳-ب و شکل ۴، جدول ۱)، سنگ های آتشفشانی ائوسن زیرین- میانی (مجموعه بحرآسمان) و ائوسن میانی- فوقانی (مجموعه رازک) همراه با میان لایه های رسوبی و سنگ های آتشفشانی الیگوسن (مجموعه هزار) مهمترین و گسترده‌ترین واحدهای زمین شناسی این کمان را به خود اختصاص داده‌اند. فعالیت های آذرین نفوذی با سطح جایگزینی ژرف که از ائوسن میانی در کمان ماگمائی آغاز گردیده بود (Río Tinto et al. 2000-2001؛ Shafiei et al. 2008a) با شدت زیاد در اکثر نواحی کمان همراه با فعالیت های آتشفشانی ائوسن میانی- پایانی و الیگوسن میانی (مجموعه هزار) و حتی بعد از به خاموشی گرائیدن فعالیت‌های آتشفشانی (الیگوسن میانی) تا پایان الیگوسن ادامه پیدا کرد و نتیجتاً یک گستره خطی از توده‌های آذرین نفوذی عمیق در نواحی جنوب خاوری تا مرکزی کمان ماگمائی شکل گرفت (شفیعی ۱۳۸۷) (شکل ۳-ب). تحت این نفوذهای متعدد و پیایی، مجموعه‌های آتشفشانی- رسوبی قدیمی‌تر تحت تاثیر چین‌خوردگی، گسلش، فرسایش و تخریب قرار گرفتند و در حوضه های رسوبی الیگو- میوسن رسوبات تشکیلات قرمز زیرین، تشکیلات قم و تشکیلات قرمز

فوقانی برجای گذاشته شدند. بعد از خارج شدن این نواحی از آب (همانند دیگر نواحی ایران) و حاکم شدن شرایط خشکی زائی از ابتدای میوسن، فعالیت های گسترده آذرین نفوذی در کمان در دوره میوسن میانی تا پایانی جای خود را به توده های گرانیتوئیدی و در اندازه استوک و کوچکتر داد که تا سطوح کم عمق پوسته نفوذ کردند و عمدتاً در بخش های مرکزی و شمال باختری کمان جایگزین شدند و بدین ترتیب توده های گرانیتوئیدی تیپ کوه پنج را بدون حضور واحدهای مافیک در گستره کمان شکل دادند (شکل ۳-ب). در زمان میوسن پایانی- پلیوسن کمان ماگمائی کرمان بویژه در بخش‌های مرکزی تا شمال غرب جولانگاه نفوذ گسترده توده های ساب ولکانیک تیپ دهج و فعالیت‌های بسیار محدود آتشفشانی تیپ مزاحم و آج در چهره دو استراتوولکان و چند مخروط عمدتاً با ترکیب آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت اما بدون حضور واحدهای مافیک (بازالت) گردید (Dimitrijevic 1973). در مراحل پایانی تکامل کمان ماگمائی، بالازدگی کمان بویژه در بخش های مرکزی تا شمال باختری و فرسایش مناطق بالازده باعث بر جای گذاشتن رسوبات تخریبی ضخیم فلیش گونه بادبزی شکل در زمان پلیوسن در جوار این بالازدگی‌ها شد (شکل ۳-ب). فعالیت‌های آتشفشانی مافیک آلکالین (متعلق به پلیو- کوآترن) آخرین تظاهرات از فعالیت‌های آتشفشانی در کمان ماگمائی کرمان بودند که به صورت بسیار محدود و در برخی از نواحی کمان ماگمائی حادث گردیده اند (Dimitrijevic 1973؛ Hassanzadeh 1993).

جدول ۱: زمانبندی رخدادهای آتشفشانی در کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان

مرجع	روش سن سنجی و نوع نمونه مورد استفاده	سن (میلیون سال قبل)	مجموعه آتشفشانی
Hassanzadeh (1993)	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ بیوتیت	$2/8 \pm 0/2$	آج
Hassanzadeh (1993)	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ هورنبلند	$6/3 \pm 0/9$	مزاحم
	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ هورنبلند	$6/4 \pm 0/8$	
Dimitrijevic(1973)	-----	پلیوسن	دهج
	$^{87}\text{Rb}-^{86}\text{Sr}$ سنگ کل	$28/4 \pm 1$	هزار
	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ سانیدین	$29/8 \pm 0/4$	
Hassanzadeh (1993)	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ آنالسیم	$30/4 \pm 4/1$	رازک
	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ آنالسیم	$32/7 \pm 6/3$	
Hassanzadeh (1993)	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ آلپیت	$37/5 \pm 1/4$	رازک
	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ آلپیت	$42/8 \pm 2/6$	
Dimitrijevic(1973)	-----	ائوسن آغازین- میانی	بحر آسمان



شکل ۳: الف- موقعیت ناحیه ای کمان ماگماتی سنوزوئیک کرمان (KCMA) در ایران و توسعه آن بر حاشیه جنوبی خُرد قاره ایران مرکزی (متشکل از سه بلوک یزد YB- طبس TB- لوت LB). ب- نقشه ساده شده زمین‌شناسی کمان ماگماتی سنوزوئیک کرمان و واحدهای سنگ‌شناسی تشکیل دهنده آن (Shafiei et al., 2009). ج- توزیع مجموعه‌های آتشفشانی ائوسن (بحرآسمان و رازک) و ائوسن پایانی-الیگوسن (هزار) در کمان ماگماتی سنوزوئیک کرمان (با تغییرات جزئی از Dimitrijevic 1973)

روش مطالعه

های آتشفشانی دوره پالئوژن (مجموعه‌های بحرآسمان، رازک و هزار) انجام پذیرفت. سپس بر پایه سنجش میزان L.O.I. و همچنین بهره‌گیری از مطالعات میکروسکوپی نهایتاً تعداد ۲۷۱ نمونه به عنوان

با توجه به اهداف مطالعه، نمونه‌برداری صحرائی گسترده‌ای از کلیه واحدهای سنگی مجموعه‌های آتشفشانی معرفی شده به عنوان سنگ

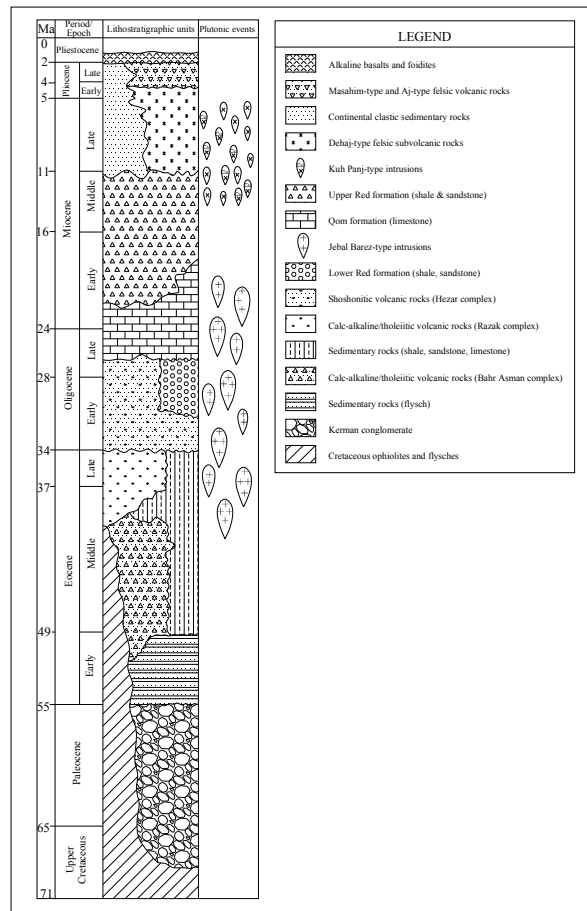
دانشکده علوم زمین، اتمسفر و سیاره انستیتو فنی ماساچوست در کمبریج ایالات متحده آمریکا ارسال شدند. سنجش نسبت های ایزوتوپی مذکور بر روی نمونه های سنگ کل و بوسیله GV IsoProbe- T multi-collector Thermal Ionization Mass Spectrometer انجام پذیرفت. نسبت های اولیه بدست آمده از $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت به استانداردهای اندازه گیری شده NBS-987 و JNdi-1-Ames به ترتیب با مقادیر 0.710240 ± 0.000012 و 0.512101 ± 0.000014 سنجیده شدند. سهم شاهد های آزمایشگاهی برای این اندازه گیری ها حدود 300 pg Sr و 100 pg Nd بوده است. مقادیر اندازه گیری شده برای نسبت های ایزوتوپی با استفاده از مقادیر 0.1194 برای نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و 0.7219 برای نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ تفکیک ایزوتوپی وابسته به جرم در طیف سنج جرمی با خطای استاندارد 0.0007 درصد مورد تصحیح قرار گرفتند. نتایج این سنجش های ایزوتوپی در جدول ۴ ارائه شده است.

نتایج

ویژگی های سنگ نگاری سنگ های آتشفشانی پالئوژن

بر پایه مطالعات میکروسکوپی، سنگ های آتشفشانی ائوسن (مجموعه های بحرآسمان و رازک) طیف ترکیبی از بازالت تا ریولیت را نشان داده اند اما سنگ های با ترکیب آندزیت و آندزیت بازالتی فراوانترین سنگها در بین این سنگها هستند. همچنین تعداد محدودی از نمونه ها ترکیب تراکی آندزیت و تراکی آندزیت بازالتی را نشان دادند. این سنگها عمدتاً دارای بافت پورفیری دانه ریز تا دانه درشت هستند. درشت بلورهای تشکیل دهنده این سنگها عمدتاً بلورهای شکل دار پلاژیوکلاز از نوع آل بیت تا لابرادور به همراه کلینوپیروکسن، هورنبلند و کمی الیوین دگرسان شده هستند. فلدسپاتوئیدها همانند آنالسیم، لئوسیت و نفلین در این سنگها شناسائی نشد. به لحاظ ترکیب نرماتیو، این سنگها دارای کوارتز و آنورتیت نرماتیو فراوان، مقادیر کمتر از 1% الیوین نرماتیو و اما فاقد نفلین نرماتیو هستند. این نشان می دهد که ماگمای سازنده این سنگها اشباع و فوق اشباع از سیلیکا بوده است. در مقابل، سنگهای آتشفشانی ائوسن فوقانی - الیگوسن (مجموعه هزار) که عمدتاً ترکیب تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، تفریت، فنولیت و فنو-تفریت را نشان دادند از بلورهای درشت پیروکسن (احتمالاً اوژیت)، پلاژیوکلاز نوع لابرادور، فلدسپار پتاسیم (نوع سانیدین) و مقداری نفلین، آنالسیم، لئوسیت و الیوین تشکیل یافته اند. فقدان یا کمبود کوارتز در سنگهای این مجموعه نشان می دهد که ماگمای سازنده این سنگها تحت اشباع از سیلیکا بوده است.

نمونه های معرف فعالیت های آتشفشانی پالئوژن جهت تجزیه شیمیایی و ایزوتوپی انتخاب گردیدند.



شکل ۴: ستون چینه شناسی واحدهای سازنده کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان (شفیعی ۱۳۸۷)

تجزیه شیمیایی برای اکسیدهای عناصر اصلی بر روی ۱۱۲ عدد نمونه و برای عناصر فرعی و خاکی نادر بر روی ۶۲ عدد نمونه با بهره گیری از فناوریهای ICP-AES و ICP-MS توسط شرکت ALS Chemex در ونکوور کانادا انجام پذیرفت. لازم به ذکر است که حد تشخیص دستگاه برای آنالیز عناصر اصلی 0.01% درصد و برای عناصر فرعی و خاکی نادر 0.01 ppm بوده است. خطای آنالیز برای عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر کمتر از 2% بوده است. نتایج تجزیه های شیمیایی تعدادی از نمونه های معرف در جداول ۲ و ۳ ارائه شده است. همچنین تعداد ۱۸ عدد نمونه از سنگ های آتشفشانی مافیک تا حدواسط متعلق به دوره ائوسن و ائوسن پایانی - الیگوسن به عنوان نمونه های معرف ماگماتیسیم دوره پالئوژن کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان برای اندازه گیری نسبت های ایزوتوپی اولیه استرانسیوم ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) و نئودیمیوم ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) انتخاب گردیدند و به آزمایشگاه زمین شناسی ایزوتوپی و ژئوشیمی

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیائی نمونه های سنگ های آتشفشانی ائوسن (تشکیلات بحرآسمان و رازک) درکمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان

	BAKK-4	BAKK-5	BAKK-7	BASF-5	BASF-7	BARF-1	BARF-2	BARF-8	BASD-10	BASD-12	BASD-3	BASD-4	BASD-8	BASD-9	RABD-6
SiO ₂	53.32	54.23	48.12	51.30	49.27	53.61	52.32	57.81	58	54.11	52.40	57.51	55	53.31	53
TiO ₂	0.91	0.73	1.72	0.89	0.88	1.06	0.86	1.34	0.73	0.34	0.88	0.69	0.86	1.55	0.79
Al ₂ O ₃	17.70	18.95	15.20	18.60	18.60	18.35	19	15.25	16	17.20	17.70	15.60	16.90	16.30	17.95
Fe ₂ O ₃	2.41	2.23	2.22	1.39	2.38	2.56	2.36	2.84	2.23	2.50	1.38	2.19	2.36	2.05	2.29
FeO	5.59	5.30	8.58	5.99	5.27	4.86	4.41	3.88	4.53	4.53	5.24	5.58	5.29	6.23	5.74
MnO	0.09	0.10	0.24	0.13	0.13	0.18	0.14	0.12	0.14	0.16	0.28	0.17	0.10	0.40	0.15
MgO	5.08	5.42	8.52	6.18	6.14	4.91	6.53	3.85	4.57	5.30	6.90	4.96	5.98	5.86	5.76
CaO	8.32	5.64	8.81	10.48	10.04	7.28	8.53	6.58	6.24	7.92	4.60	5.82	8.27	7.72	7.38
Na ₂ O	3.90	4.87	2.89	1.95	3.70	4.11	3.98	3.11	3.30	2.89	4.81	4.16	3.15	2.67	3.15
K ₂ O	0.29	1.64	1.08	0.42	0.52	0.40	1.16	2.20	1.85	1.17	1.61	0.47	0.70	2.22	1.95
P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.20	0.10	0.10	0.20	0.23	0.26	0.18	0.32	0.10	0.16	0.19	0.26	0.23
L ₂ O ₁	2.59	0.88	2.06	1.90	2.10	2.72	1.44	2.32	1.25	2.72	3.81	2.28	1.30	0.92	2.42
Total	100.42	100.18	99.64	99.33	99.13	100.24	100.96	99.56	99.02	99.16	99.71	99.59	100.10	99.49	100.81
Ba	79	162	202	62	103	349	440	225	130	196	170	100	75	278	433
Rb	5	77	20	14	23	15	66	54	54	13	48	12	11	46	54
Sr	432	347	314	328	329	412	457	265	320	395	402	320	373	327	397
Y	26	27	25	17	18	31	24	61	26	36	18	25	25	44	21
Zr	68	67	66	35	48	79	70	75	88	71	34	89	66	67	79
Nb	2.11	2.33	2.11	1.91	2.33	2.51	2.21	9.45	7.13	2.30	3.15	1.80	2.20	2.23	2.73
Th	0.87	1.66	1.64	0.73	0.78	1.36	1.44	7.74	6.43	3.05	0.75	1.85	4.60	8.94	4.98
Pb	8	7	5	5	5	6	5	14	6	11	5	6	5	21	6
Ni	46	56	83	92	97	47	95	56	48	72	89	44	69	76	53
V	178	130	160	181	189	192	174	139	188	128	139	143	174	123	109
Cr	60	40	59	40	72	40	60	50	39	60	70	30	50	50	40
Hf	2	2	1.90	1.80	2.11	2.32	2.12	9	5.10	2.20	1.82	2.74	2.11	3.54	2.52
Cs	0.59	9.42	1.42	0.14	0.47	0.31	0.20	1.90	1.40	0.35	8.42	4.78	0.36	0.78	1.69
Ta	0.11	0.20	0.12	0.12	0.13	0.21	0.23	0.91	0.71	0.21	0.13	0.20	0.22	0.30	0.32
La	9.41	9.22	11.50	2.41	3	9.42	9.31	36.60	18.72	19.90	2.86	12.35	15	31.81	20.41
Ce	22.12	22	25.61	6.32	6.73	22.12	20.80	73.22	40.91	44	7.83	24.23	33.23	70.91	40.80
Pr	3.26	3.27	3.86	1.16	1.29	3.32	3.04	9.24	4.76	6.40	1.26	3.02	4.85	10	4.87
Nd	15.22	15.20	17.92	6.12	5.42	16	14.30	37	18.5	29.12	7.53	13.82	21	43.20	19.22
Sm	3.86	4	3.63	2.18	2.41	4.53	3.80	9.35	4.53	7.14	2.27	3.68	4.95	9.83	4.23
Eu	1.18	1.26	0.92	0.70	0.82	1.10	1.02	1.99	1.20	1.77	0.79	1.04	1.29	2.10	1.22
Gd	3.97	4.22	3.68	2.25	2.55	4.85	3.97	10.35	4.98	6.87	2.69	3.96	4.67	9.17	4.17
Tb	0.69	0.71	0.56	0.45	0.46	0.83	0.67	1.70	0.78	1.08	0.48	0.66	0.72	1.37	0.61
Dy	4.54	4.72	3.69	2.93	2.82	5.49	4.44	11.20	4.71	6.71	3.21	4.48	4.54	8.27	3.41
Ho	0.90	0.96	0.90	0.59	0.60	1.14	0.89	2.16	0.90	1.28	0.63	0.91	0.88	1.59	0.72
Er	3.07	3.01	2.15	1.96	2.09	3.01	2.23	5.37	2.83	3.12	2.13	2.89	2.56	4.28	2.14
Tm	0.44	0.47	0.30	0.26	0.30	0.53	0.42	0.72	0.36	0.59	0.31	0.34	0.42	0.73	0.32
Yb	2.84	3.07	2.49	1.68	1.79	3.39	2.66	4.63	2.68	3.73	1.96	2.36	2.61	4.61	2.11
Lu	0.43	0.48	0.36	0.24	0.28	0.50	0.38	0.55	0.35	0.56	0.31	0.33	0.39	0.70	0.36

ادامه جدول ۲: نتایج تجزیه شیمیائی نمونه های سنگ های آتشفشانی ائوسن (تشکیلات بحرآسمان و رازک) درکمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان

	RABD-7	RABF-1	RABF-10	RABF-2	RABF-3	RABF-4	RABF-5	RADJ-10	RADJ-8	RAKK-12	RAKK-16	RAKK-4	RAKK-9	RASV-1	RASV-3	RAPZ-1
SiO ₂	47.91	66.50	58.7	54.2	61.90	56.40	54.43	52.1	48.38	58	59.81	56.23	62.33	52.87	51	55.37
TiO ₂	1.04	0.33	0.88	0.67	0.41	0.75	0.88	1.26	0.91	0.88	0.48	0.73	0.41	1.09	1.24	0.80
Al ₂ O ₃	17.36	15.90	17.15	16.75	18.35	20	18.90	19.61	17.83	17.90	18.20	17.55	18.30	19.51	17.95	22.03
Fe ₂ O ₃	2.54	1.83	2.38	2.17	1.91	2.25	2.38	1.76	1.41	2.38	1.48	1.23	1.23	1.19	2.14	2.29
FeO	6.10	3.02	3.69	6.15	2.86	4.56	5.87	4.12	6.81	3.67	3.13	4.26	2.89	5.28	5.06	4.44
MnO	0.19	0.07	0.14	0.15	0.06	0.06	0.18	0.14	0.20	0.17	0.13	0.13	0.12	0.15	0.16	0.11
MgO	5.25	0.60	2.32	4.52	1.52	3.44	4.38	6.62	8.30	1.88	1.84	4.05	1.54	5.38	4.86	3.76
CaO	10.85	1.69	7.21	7.20	3.20	6.60	8.13	7.62	9.33	5.71	4.54	4.69	4.90	7.96	8.75	4.06
Na ₂ O	2.74	6.96	3.71	3.36	7.95	4.14	2.78	2.16	2.97	3.42	4.75	3.40	3.66	2.46	3.08	3.24
K ₂ O	3.93	0.81	1.46	1.18	0.68	1.86	0.15	1.32	1.26	2.08	2.75	4.26	2.34	2.29	1.85	1.92
P ₂ O ₅	0.35	0.15	0.12	0.11	0.12	0.13	0.19	0.27	0.23	0.22	0.31	0.20	0.12	0.19	0.22	0.21
L ₂ O ₁	2.88	1.16	2.37	2.95	2.17	0.51	1.59	2.09	2.14	2.82	1.76	2.90	2.39	1.06	3.03	2.17
Total	101.14	99.02	100.13	99.41	101.13	100.70	99.86	99.07	99.77	99.13	99.18	99.63	100.23	99.43	99.34	100.40
Ba	365	320	241	447	220	455	143	271	365	419	525	501	505	303	351	822
Rb	43	12	53	38	11	48	2	73	25	68	85	174	61	25	74	87
Sr	393	405	361	494	477	454	400	313	304	349	415	381	518	377	632	446
Y	27	17	23	22	19	16	26	24	20	39	23	25	17	20	29	21
Zr	78	75	76	75	82	78	71	64	63	62	80	96	80	64	77	66
Nb	4.91	3.54	3.23	2.37	3.98	2.54	2.49	1.90	2.11	6.45	6.16	2.93	3.62	2.34	2.44	2.12
Th	5.52	4.04	2.94	3.78	4.10	2.73	1.03	2.01	3.45	7.50	11.15	10.20	4.26	1.55	3.47	6.42
Pb	12	9	12	9	10	16	10	13	7	18	18	14	10	6	11	14
Ni	21	26	39	52	35	37	43	92	98	35	45	89	58	115	101	102
V	83	44	172	140	83	105	109	184	165	93	123	156	149	299	159	179
Cr	18	15	50	40	31	33	30	66	55	30	38	60	36	90	81	59
Hf	3.12	5.12	2.51	2.42	3.43	2.53	2.23	2	1.92	4.13	3.70	2.62	2.11	2	2.16	1.90
Cs	1	2.28	2.44	1.62	2.01	2.35	0.36	1.58	5.09	1.77	2.39	4.78	9.92	0.81	1.52	1.67
Ta	0.34	0.31	0.20	0.33	0.31	0.22	0.26	0.34	0.24	0.51	0.53	0.40	0.31	0.27	0.21	0.22
La	20.82	11.80	10.81	11.11	13.21	12.32	8.32	11	13.31	24.71	29.20	23.70	13.71	8.71	15.12	16.82
Ce	42.10	24.72	22.42	23.80	27.32	26.92	20	25.31	28.52	51	54.12	45.73	27	19.52	33.70	33.63
Pr	5.33	3	2.76	3	3.29	3.54	2.89	3.50	3.80	6.86	6.42	5.63	3.48	2.62	4.53	4.22
Nd	22.21	12.22	11.62	12.41	13.41	13.21	13.41	16	17	28.80	24.71	21.92	14.22	11.60	20.21	17.62
Sm	5.12	2.75	2.98	3.11	2.96	3.59	3.64	3.63	3.30	6.79	4.82	4.38	3.35	3.16	4.12	3.90
Eu	1.45	0.76	0.93	0.92	0.84	0.85	1.05	0.93	0.90	1.74	1.17	1.12	0.90	0.78	1.04	1.16
Gd	5.20	2.79	3.50	3.39	3.27	3.23	4.07	3.49	3.21	6.85	4.46	4.48	3.27	3.09	3.91	4.12
Tb	0.76	0.43	0.56	0.56	0.50	0.56	0.69	0.70	0.63	1.09	0.67	0.68	0.52	0.60	0.81	0.67
Dy	4.45	2.57	3.65	3.46	2.95	3.48	4.31	4.17	3.61	6.97	4.08	4.34	3.21	3.58	4.86	3.85
Ho	0.97	0.58	0.78	0.75	0.63	0.72	0.95	0.87	0.74	1.38	0.81	0.85	0.64	0.81	1.07	0.83
Er	2.81	1.65	2.30	2.29	1.78	2.20	2.82	2.55	2.12	3.51	2.43	2.61	1.92	2.24	3.06	2.34
Tm	0.4															

	RAPZ-8	RAPZ-9	RARY-2	RARY-3	RARY-4	RARY-7	RARY-8	RASD-1	RASD-14	RASD-2	RASD-3	RASD-4	RASD-8	RASH-12	RASH-8
SiO ₂	60.77	51.08	55.3	50.70	54.50	49	54	56.92	53.08	56.80	58.73	63.40	57.47	57.15	55.34
TiO ₂	0.64	1.07	0.81	1.11	0.78	1.11	0.99	0.72	1.56	0.82	0.55	0.56	1.06	0.71	1.01
Al ₂ O ₃	18.03	19.89	18.50	19.05	19.70	18.25	18.25	18.60	18.22	16.80	18.40	15.05	17.71	19.33	18.05
Fe ₂ O ₃	2.14	1.57	1.31	2.21	2.28	1.61	2.49	1.52	2.06	2.32	2.05	2.06	2.16	2.01	2.51
FeO	3.20	6	5.17	5.16	4.23	6.06	4.17	4.27	7.07	4.11	4.62	3.53	4.54	4.75	4.74
MnO	0.09	0.11	0.20	0.18	0.17	0.16	0.15	0.16	0.19	0.16	0.15	0.14	0.22	0.10	0.13
MgO	1.87	6.82	4.88	4.88	3.84	6.80	3.81	3.65	5.49	4.09	2.96	1.69	2.88	3.19	3.68
CaO	4.69	6.79	3.96	11	7.35	9.56	6.27	7.76	6.23	6.38	7	6.87	6.97	5.68	6.39
Na ₂ O	2.84	2.70	4.01	2.35	2.99	2.15	4.27	3.06	2.71	2.68	3.83	3.19	3.51	3.90	4.93
K ₂ O	2.88	1.08	1.86	1.23	1.46	2.04	2.71	0.66	0.24	1.68	0.64	1.68	0.74	2.24	1.20
P ₂ O ₅	0.27	0.16	0.19	0.17	0.20	0.21	0.26	0.12	0.22	0.23	0.15	0.16	0.18	0.23	0.26
L.O.I	1.96	1.99	2.86	2.12	2.10	2.90	1.76	1.78	2.18	4.16	2.18	2.63	2.11	1.99	1.52
Total	99.38	99.26	99.05	100.16	99.60	99.85	99.13	99.22	99.25	100.23	101.26	100.96	99.55	101.28	99.76
Ba	795	252	839	129	387	431	485	155	53	249	142	126	213	522	458
Rb	241	49	33	2	38	56	104	15	5	35	10	26	16	149	40
Sr	595	324	470	525	487	602	592	291	328	299	428	519	412	507	614
Y	27	18	27	22	23	21	32	23	40	31	21	23	29	29	25
Zr	65	40	94	66	94	53	65	69	58	70	75	63	75	61	69
Nb	6.53	1.30	2.84	2.20	2.88	1.64	2.20	2.34	1.88	2.24	2.84	7.84	2.93	7.29	2.33
Th	16.50	2.50	4.75	2.84	5.30	3.12	9.28	1.64	2.18	2.93	1.64	9.15	1.88	16.20	13
Pb	23	7	7	6	16	7	22	7	5	7	5	16	6	14	17
Ni	36	95	79	121	66	103	91	89	90	97	38	25	26	39	88
V	128	185	128	220	177	296	205	151	197	144	97	45	110	103	187
Cr	21	56	59	69	40	86	58	61	52	66	30	20	19	28	63
Hf	5.80	1.22	2.7	1.82	2.7	1.50	1.91	2	1.86	2	16.22	4.53	2.61	5.33	2.13
Cs	6.94	2.34	2.56	0.85	0.93	1.48	1.08	0.53	0.48	1	0.41	0.65	0.35	1.98	0.28
Ta	0.72	0.22	0.33	0.24	0.30	0.34	0.33	0.23	0.26	0.37	0.22	0.70	0.37	0.62	0.23
La	31	12.21	18.62	11.42	16.90	17.51	20.31	8.60	10.81	12.11	8.62	22.81	14.71	33.80	29.03
Ce	61	23.73	38.80	24.33	34	28.12	44.51	19	25.42	28.30	19.92	43.60	28.32	66.61	57.09
Pr	7.15	3.16	4.94	3.18	4.32	3.89	5.72	2.73	3.58	3.86	2.72	5.33	3.94	7.82	6.70
Nd	26.66	13.82	20.23	13.62	17.21	16.33	23.10	12.63	16.60	16.90	12	20.11	16	30.63	26.11
Sm	5.35	3.58	4.75	3.81	3.99	3.50	5.31	3.27	5.23	4.49	3.26	4.11	3.90	6.10	5.32
Eu	1.31	1.01	1.25	1.07	1.16	0.95	1.32	0.89	1.42	1.24	0.84	0.93	1.07	1.46	1.26
Gd	5.37	3.61	5	3.64	4.19	3.41	5.41	3.47	6.07	4.81	3.22	3.91	4.61	5.71	5.02
Tb	0.84	0.57	0.76	0.61	0.64	0.62	0.91	0.61	1.14	0.80	0.52	0.60	0.80	0.87	0.75
Dy	4.69	3.26	4.45	3.62	3.72	3.52	5.34	4.10	7.10	4.88	3.27	3.83	4.95	4.95	4.21
Ho	1	0.68	1.02	0.80	0.81	0.72	1.16	0.83	1.53	1.06	0.71	0.79	1.10	1	0.89
Er	2.96	1.88	2.85	2.31	2.28	2.12	3.35	2.53	4.45	3.16	2.16	2.52	3.13	3.13	2.60
Tm	0.43	0.28	0.43	0.34	0.36	0.31	0.52	0.40	0.64	0.50	0.32	0.39	0.45	0.45	0.36
Yb	2.93	1.72	2.83	2.26	2.27	1.94	3.23	2.60	4.16	3.20	2.06	2.63	2.94	2.99	2.51
Lu	0.46	0.27	0.45	0.36	0.38	0.30	0.53	0.39	0.65	0.53	0.31	0.41	0.48	0.48	0.37

جدول ۳: نتایج تجزیه شیمیائی نمونه های سنگ های آتشفشانی البگوسن (تشکیلات هزار) در کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان

	HCRY-4	HCRY-9	HCSH-1	HCSH-2	HCSH-3	HCSH-3	HCDJ-2	HCDJ-3	HCAN-1	HCAN-3	HCAN-4	HCB D-1	HCB D-2	HCCH-1	HCCH-2
SiO ₂	53.68	56.82	65.72	55.60	57.66	56.34	52.4	53.51	54.89	57.03	52.57	51.88	55.09	54.89	51.69
TiO ₂	0.91	1.09	0.45	0.72	0.59	1.01	0.75	0.75	0.65	0.42	0.61	0.66	0.87	0.65	0.29
Al ₂ O ₃	19.98	16.99	17.06	17.56	18.05	18.05	18.50	19	19.20	17.56	20.25	18.32	19	19.94	16.59
Fe ₂ O ₃	4.41	4.59	1.95	3.22	3.22	3.51	3.25	3.25	3.15	2.92	3.11	2.63	2.63	3.15	4.74
FeO	2.47	2.70	2.52	2.60	1.89	2.74	1.65	1.57	2.18	2.41	2.36	1.77	1.09	1.38	2.39
MnO	0.17	0.16	0.07	0.10	0.10	0.13	0.11	0.10	0.08	0.09	0.12	0.32	0.10	0.16	0.60
MgO	5.92	4.98	0.66	4.44	3.46	3.68	4.56	4.52	3.77	2.94	4.98	4.96	3.89	3.49	6.51
CaO	5.07	5.25	1.58	5.77	4.95	6.39	4.50	4.75	4.61	2.84	6.15	6.99	4.89	4.26	8.52
Na ₂ O	2.43	2.88	2.77	4.04	4.34	1.20	4.09	4.30	4.31	4.58	3.51	3.59	4.31	4.05	2.25
K ₂ O	3.17	4.92	4.48	4.56	5.28	4.93	5.97	4.52	4.56	6.72	4.32	5.37	5.98	5.37	3.62
P ₂ O ₅	0.15	0.21	0.19	0.31	0.32	0.56	0.25	0.27	0.28	0.21	0.30	0.27	0.28	0.30	0.14
L.O.I	2.34	2.02	2.21	1.18	1.52	1.59	4.10	3.53	2.59	2.56	2.50	2.93	2.09	2.69	2.25
Total	100.70	102.61	99.66	100.10	101.38	100.13	100.13	100.07	100.27	100.28	100.78	99.69	100.22	100.33	99.59
Ba	1120	1452	281	1253	1260	458	1230	1220	1205	1045	1225	1205	1232	1126	1212
Rb	314	298	301	321	287	40	296	331	296	390	268	297	318	327	288
Sr	899	955	237	1323	814	614	980	828	737	382	1170	937	998	1067	986
Y	25	31	38	30	25	25	27	26	25	22	25	25	22	28	27
Zr	80	86	796	70	82	189	73	66	90	82	70	87	91	90	79
Nb	9	9.30	21.73	7.87	9.74	9.33	8.23	7.87	7.88	6.64	7	8.32	7.24	6.93	10
Th	18	1.22	35	17.05	15.80	13	18.05	17.75	14.70	16.40	18	14	18.33	12	18.05
Pb	28	25	27	14	28	17	29	29	27	29	26	22	29	15	22
Ni	39	38	70	41	28	18	112	51	61	37	90	99	42	39	109
V	128	122	48	108	86	187	180	132	132	61	134	180	160	120	169
Cr	33	32	30	30	12	40	62	30	50	20	69	89	30	25	82
Hf	4	3	17.42	6.76	5.20	4.61	4.62	4.52	4.5	4.74	4.22	4	4.62	7	4.61
Cs	7.30	9	7.59	8.31	6.66	0.28	8.25	9.90	7.15	9.60	9.14	10	8.90	7.41	8.98
Ta	0.51	0.30	1.34	0.70	0.61	0.52	0.70	0.74	0.71	0.81	0.71	0.92	0.74	0.50	0.33
La	33	39	46.80	35.20	39.10	29.31	35.70	35.50	41.7	52.62	36	33.90	35	40	39.80
Ce	69	70	90.91	69.71	71	57.12	68.42	67.42	73	83.6	69	66	69	78	64.92
Pr	7.30	9.90	10.15	8.02	9.08	6.70	7.93	7.84	9.33	11.74	7.98	7.39	8	9.90	7.98
Nd	28	33	37	31.30	34.91	26.10	29.41	29.60	32.51	38	32	28.50	29.64	35	29.91
Sm	5	6	7.28	5.47	8.47	5.32	5.69	5.87	5.42	8.50	5.78	5.66	4.36	5.12	5.60
Eu	1.65	1.86	0.97	1.77	2.30	1.46	1.88	1.96	1.52	2.39	1.73	1.92	1.59	1.36	1.95
Gd	4.59	4.90	6.96	5.15	5.90	5.02	5.78	5.58	3.96	6.03	5.21	5.96	3.89	3.59	4.89
Tb	0.65	0.66	1.06	0.63	0.51	0.75	0.78	0.60	0.60	0.55	0.73	0.74	0.69	0.66	0.78
Dy	3.42	3.43	6.12	3.51	3.29	4.21	4.31	3.39	3.56	3.32	4.30	4.08	3.56	3.60	4.31
Ho	0.78	0.73	1.34	0.78	0.54	0.89	0.94	0.71	0.71	0.59	0.99	0.88	0.78	0.78	0.99
Er	1.69	1.72	4.26	1.61	1.60	2.60	2.73	1.68	1.78	1.55	2.89	2.66	1.69	1.69	2.73
Tm	0.24	0.24	0.66	0.23	0.23	0.36	0.42	0.21	0.26	0.20	0.44	0.38	0.24	0.25	0.42
Yb	1.45	1.50	4.62	1.44	1.27	2.51	2.74	1.43	1.57	1.33	2.78	2.45	1.48	1.42	2.77
Lu	0.23	0.21	0.76	0.20	0.23	0.37	0.42	0.18	0.26	0.20	0.36	0.33	0.20	0.23	0.33

جدول ۴- مقادیر نسبت‌های اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و مقادیر ϵNd در نمونه‌های انتخاب شده از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و الیگوسن کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان.

Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	% std err.	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	% std err.	ϵNd
BAKK-7	۰/۷۰۴۶۱۹	۰/۰۰۰۶	۰/۵۱۲۸۰۷	۰/۰۰۰۰۰۵	۳/۵۶
BASF-7	۰/۷۰۴۲۷۱	۰/۰۰۰۶	۰/۵۱۲۸۶۶	۰/۰۰۰۰۰۶	۴/۶۱
HCDJ-2	۰/۷۰۴۸۶۸	۰/۰۰۰۵	۰/۵۱۲۷۹۳	۰/۰۰۰۰۰۳	۳/۲۷
RADJ-8	۰/۷۰۴۵۸۵	۰/۰۰۰۶	۰/۵۱۲۷۵۹	۰/۰۰۰۰۰۵	۲/۶۲
RASV-3	۰/۷۰۴۸۹۵	۰/۰۰۰۷	۰/۵۱۲۷۷۸	۰/۰۰۰۰۰۲	۲/۹۹
BASD-9	۰/۷۰۴۰۴۶	۰/۰۰۰۶	۰/۵۱۲۹۰۶	۰/۰۰۰۰۰۴	۵/۶۰
BARF-2	۰/۷۰۴۰۷۲	۰/۰۰۰۷	۰/۵۱۲۸۹۱	۰/۰۰۰۰۰۵	۵/۱۸
RAPZ-9	۰/۷۰۴۹۸۳	۰/۰۰۰۶	۰/۵۱۲۷۴۵	۰/۰۰۰۰۰۴	۲/۳۵
RASH-12	۰/۷۰۴۲۹۸	۰/۰۰۰۵	۰/۵۱۲۸۵۱	۰/۰۰۰۰۰۲	۴/۶۱
HCAN-1	۰/۷۰۵۶۱۷	۰/۰۰۰۱	۰/۵۱۲۷۱۳	۰/۰۰۰۰۰۴	۱/۹۵
RABF-5	۰/۷۰۴۰۳۳	۰/۰۰۰۶	۰/۵۱۲۸۵۲	۰/۰۰۰۰۰۵	۳/۷۲
RASD-14	۰/۷۰۴۰۱۸	۰/۰۰۰۷	۰/۵۱۲۹۱۳	۰/۰۰۰۰۰۲	۴/۶۲
BASD-3	۰/۷۰۴۰۶۵	۰/۰۰۰۵	۰/۵۱۲۹۹۶	۰/۰۰۰۰۰۴	۶
RAKK-4	۰/۷۰۴۰۸۱	۰/۰۰۰۶	۰/۵۱۲۸۲۲	۰/۰۰۰۰۰۶	۳/۲۸
HCSH-3	۰/۷۰۵۰۲۶	۰/۰۰۰۵	۰/۵۱۲۶۸۱	۰/۰۰۰۰۰۵	۱/۰۲
HCSH-14	۰/۷۰۴۱۲۳	۰/۰۰۰۷	۰/۵۱۲۸۱۹	۰/۰۰۰۰۰۴	۳/۲۵
HCBF-3	۰/۷۰۵۰۲۳	۰/۰۰۰۶	۰/۵۱۲۷۳۰	۰/۰۰۰۰۰۶	۱/۷۱
HCRY-4	۰/۷۰۵۰۰۱	۰/۰۰۰۷	۰/۵۱۲۸۴۱	۰/۰۰۰۰۰۳	۲/۹۷

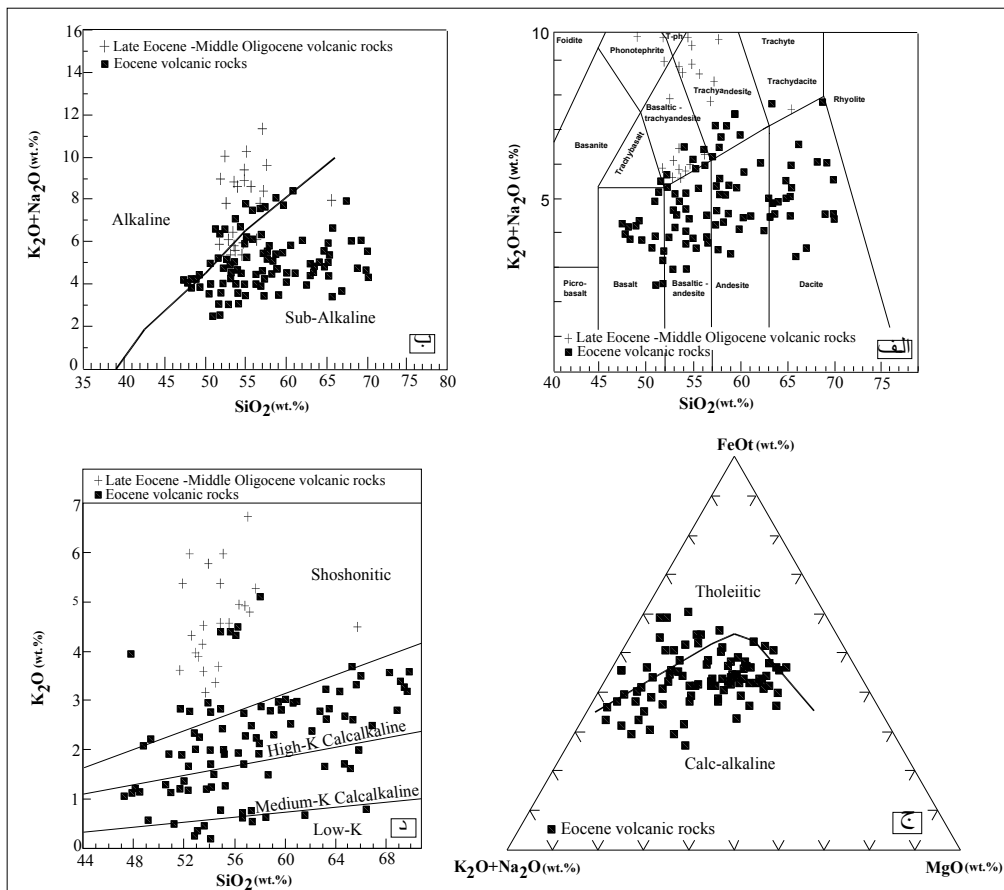
تراکی آندزیت واقع شده اند؛ اما برتری سنگ‌شناسی با سنگهای آندزیتی و آندزیت بازالتی است. مطابق همین نمودار، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن ترکیب شیمیایی متفاوتی را نسبت به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به نمایش گذاشته اند و عمدتاً در محدوده سنگ‌های تراکی- بازالت، تراکی- آندزیت بازالتی، تراکی- آندزیت، و فنولیت‌ها قرار گرفته اند (شکل ۵-الف). برپایه استفاده از نمودار مجموع آلکالین ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) در مقابل SiO_2 (Irvin & Baragar 1971) بخش عمده سنگ‌های آتشفشانی دوره ائوسن در محدوده سنگ‌های آتشفشانی سری ساب آلکالین قرار گرفته‌اند و در مقابل سنگ‌های آتشفشانی دوره ائوسن پایانی- الیگوسن در محدوده سنگ‌های آتشفشانی سری آلکالین واقع شده اند (شکل ۵-ب). برپایه نمودار AFM (Irvin & Baragar 1971) سنگ‌های آتشفشانی ساب‌آلکالین دوره ائوسن عمدتاً در محدوده کالک آلکالین قرار گرفته‌اند؛ هرچند که تعدادی از نمونه‌ها در مرز بین سری‌های ماگمایی کالک آلکالین و تولییتی و تعدادی در محدوده سری تولییتی واقع شده اند (شکل ۵-ج). برپایه استفاده از نمودار $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (Peccerillo & Taylor 1976) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن عمدتاً در محدوده سری کالک آلکالین با پتاسیم متوسط تا زیاد و کمتر در محدوده سنگ‌های آلکالین یعنی شوشونیتها واقع شده‌اند (شکل ۵-د). در مقابل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن همگی در محدوده سری شوشونیتی واقع شده‌اند (شکل ۵-د). ضمناً (1993) Hassanzadeh، سنگ‌های آتشفشانی وابسته به مجموعه هزار را در ناحیه شهر بابک جزء سری شوشونیتی معرفی کرده است. در تائید این مطلب، مقادیر محاسبه شده برای فاکتور غنی‌شدگی آهن نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی مافیگ تا حدواسط ائوسن پایانی- الیگوسن از غنی‌شدگی آهن کمتری نسبت به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن برخوردار هستند و عمده نمونه‌ها غنی‌شدگی آهن کمتر از ۱

ویژگی‌های زمین شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن زمین شیمی عناصر اصلی

سنگ‌های هر دو رخداد آتشفشانی پالئوژن دامنه گسترده‌ای از میزان SiO_2 (۷۲-۴۷ درصد وزنی) را به نمایش گذاشته اند و از مافیگ تا فلسیک گسترده شده اند. میزان $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در سنگ‌های مافیگ تا حدواسط ائوسن پایانی- الیگوسن (۲/۶-۱) بطور قابل ملاحظه‌ای بالاتر از مقدار این نسبت در سنگ‌های آتشفشانی هم ارز در دوره ائوسن (۱/۸-۰/۱) می‌باشد. این نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن پتاسیک هستند و سنگ‌های آتشفشانی دوره ائوسن از پتاسیم و سدیم به میزان متوسطی برخوردارند. مقادیر محاسبه شده برای فاکتور غنی‌شدگی آهن ($[\text{FeO}] + 0.9 \times [\text{Fe}_2\text{O}_3] / [\text{MgO}]$) نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی مافیگ ائوسن (۱/۹-۰/۵) از غنی‌شدگی آهن بیشتری نسبت به سنگ‌های آتشفشانی هم ارز در دوره ائوسن پایانی- الیگوسن (۰/۷-۰/۳) برخوردارند. در مقابل، فاکتور اکسیداسیون آهن ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن (۲/۲-۰/۸) بسیار بالاتر از سنگ‌های آتشفشانی هم ارز در دوره ائوسن (۰/۷-۰/۲) می‌باشد. همچنین عدد منیزیوم ($100 \times \text{MgO} / \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe}$) در سنگ‌های آتشفشانی مافیگ و حدواسط ائوسن پایانی- الیگوسن (۷۷-۵۷) بالاتر از واحدهای هم ارز در دوره ائوسن (۶۸-۳۷) می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی مافیگ تا حدواسط از هر دو گروه سنی از نظر میزان آلومینیوم غنی بوده و از حداقل ۱۲ تا ۲۲ درصد وزنی Al_2O_3 برخوردارند. همچنین میزان میانگین تیتانیوم آنها از ۰/۱۲ تا ۱/۹۵ متغیر است که میزان پایینی است. به لحاظ ترکیب شیمیایی و بر پایه استفاده از نمودار SiO_2 در مقابل $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (Le Maitre et al. 1989) (شکل ۵-الف) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن از بازالت تا ریولیت گسترده شده اند و تعداد محدودی از نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های تراکی آندزیت بازالتی و

مربوط به سنگ های آتشفشانی دوره ائوسن شاید با بالاتر بودن میزان آهن کل و همچنین بالاتر بودن فاکتور غنی شدگی آهن آنها و نتیجتاً ماهیت شبه تولییتی آنها قابل تائید باشد.

نشان داده‌اند. همچنین مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (Morrison 1980) همگی آنها بالاتر از ۰/۵ (میانگین بالاتر از ۱) می باشد. این مطلب نشان می‌دهد که سنگ های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن ماهیت شوشونیتی دارند. در مقابل، ماهیت پتاسیم پائین برخی از نمونه های



شکل ۵- تعیین ترکیب شیمیائی (نمودار پایه شماره الف از Le Maitre et al. 1989) و سری ماگمائی (نمودارهای پایه شماره ب و ج بترتیب از Irvin & Baragar 1971 و نمودار پایه شماره د از Peccerillo & Taylor 1976) سنگ های آتشفشانی پالئوژن کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان

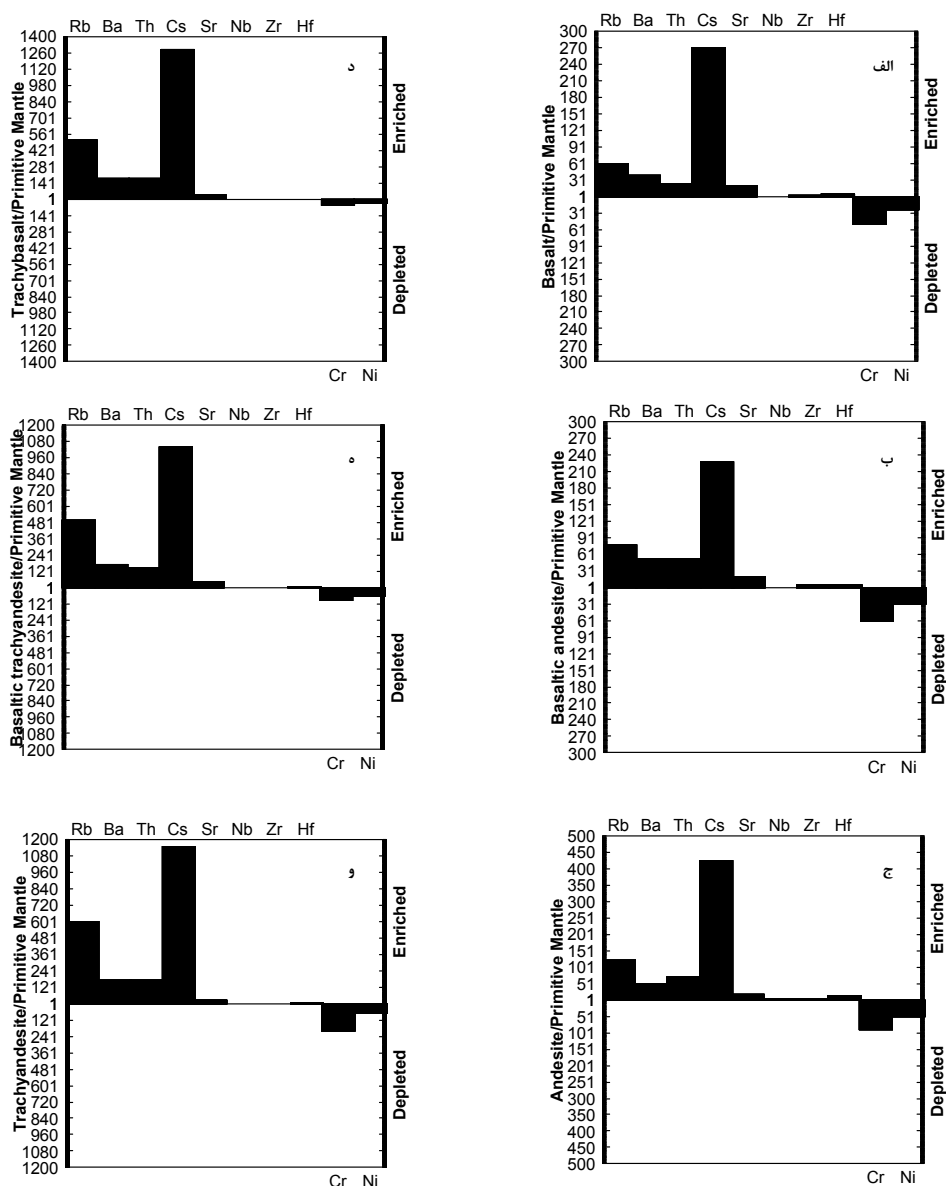
دو دوره است (شکل ۶). تفاوت دیگر این سنگها مقادیر بسیار بالاتر Sr (۱۱۰-۳۱۲ ppm) و مقادیر بسیار کمتر Y آنها (۲۱-۱۰ ppm) نسبت به سنگ های آتشفشانی دوره ائوسن (۳۱۲-۱۱۰ ppm) می باشد. نمودار عنكبوتی ارائه شده برای سنگ های آتشفشانی از هر دو رخداد نشاندهنده آنومالی منفی عناصر HFSE (Ta, Nb, Ti) در آنها است. همچنین سنگ های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن غنی شدگی بیشتری از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Sr, Ba, Rb, Cs) در مقایسه با سنگ های آتشفشانی ائوسن نشان داده اند (شکل ۷). برپایه نمودار Zr/Y در مقابل Zr (Pearce 1983) سنگ های آتشفشانی ائوسن در محیط زمین ساختی حدواسط کمانهای ماگمایی اقیانوسی و کمانهای حواشی قاره‌ها فوران نموده اند (شکل ۸- الف)؛ یعنی در ارتباط با فروانش هستند. در همین نمودار، سنگ های

زمین شیمی عناصر فرعی

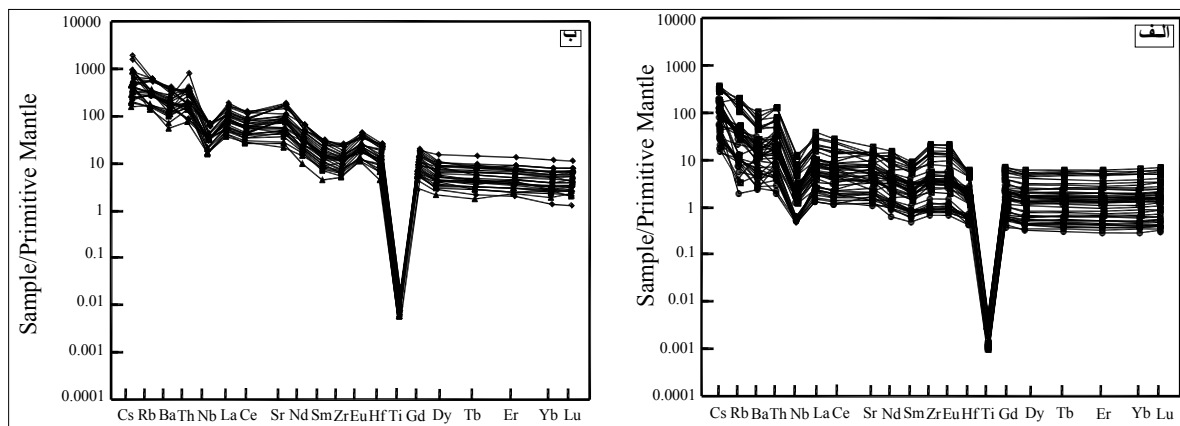
بررسی توزیع عناصر فرعی در سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان که مقادیر آنها نسبت به جبه اولیه هنجار شده است نشان از غنی شدگی همه این سنگها از عناصر عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Sr, Ba, Th, Cs, Rb) و به میزان بسیار ناچیزی غنی شدگی از عناصر ناسازگار با شدت میدان زیاد (Ta, Hf, Zr, Nb) دارد اما همه این سنگها نسبت به جبه اولیه از عناصر سازگار ماگمائی تهی شدگی نشان داده اند و میزان تهی شدگی از این عناصر به طرف سنگ‌های آتشفشانی حدواسط و فلسیک بیشتر بوده است (شکل ۶). غنی شدگی چشمگیر سنگ های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن از عناصر لیتوفیل بزرگ یون نسبت به سنگ های آتشفشانی دوره ائوسن نیز از تفاوت های مهم زمین شیمیائی بین سنگ های آتشفشانی این

سنوزوئیک کرمان در دوره ائوسن، (2007) Shahabpour نشان داده است که سنگ های آتشفشانی و نفوذی کمر بند آتشفشانی ایران مرکزی (کمر بند ارومیه- دختر) ویژگی های زمین شیمیائی ماگماهای خاص جزایر قوسی را به نمایش گذاشته اند. مشخص شدن موقعیت جزیره قوسی برای سنگ های آتشفشانی ائوسن نشان می دهد که کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان می توانسته در ابتدا به صورت جزیره قوسی شکل گرفته باشد و در دوره های بعدی به تناسب تغییر شرایط تکتونیکی و ضخامت پوسته به جایگاه تکتونیکی دیگری تغییر موقعیت دهد.

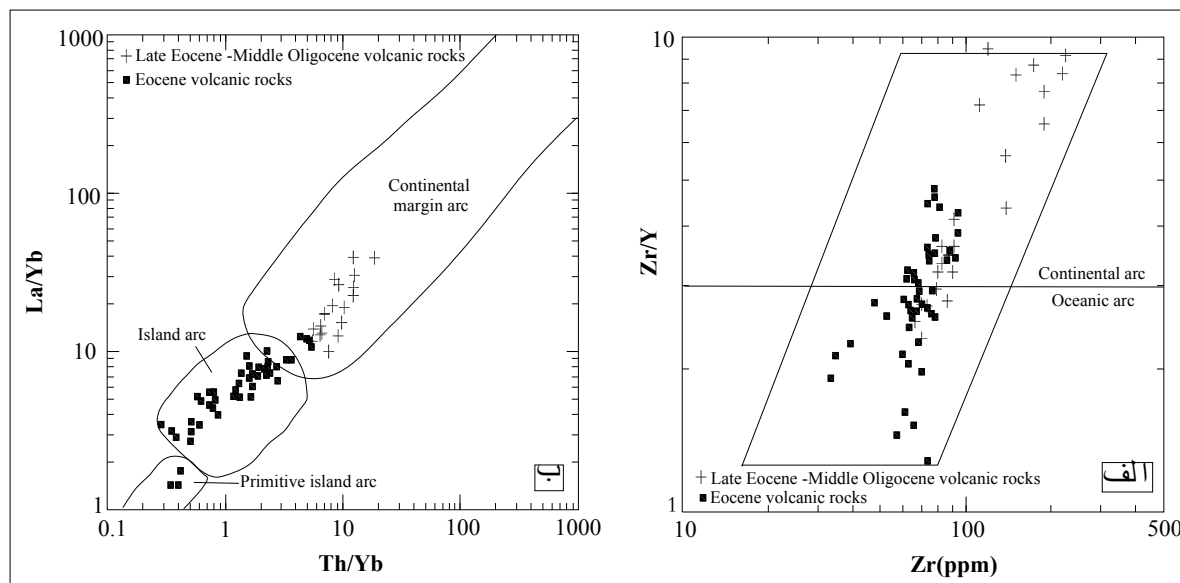
آتشفشانی ائوسن پایانی-الیگوسن به وضوح در محیط کمان های ماگمائی حاشیه قاره ای قرار گرفته اند (شکل ۸-الف). موقعیت زمین ساختی مرتبط با فرورانش این سنگها با الگوی مشاهده شده در نمودار عنکبوتی هر دو رخداد آتشفشانی پالئوژن (شکل ۷) که خاص ماگماهای منشاء گرفته از نواحی فرورانش معرفی شده اند نیز قابل تائید است. نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb (Condi 1989) نشان داد که سنگ های آتشفشانی شبه تولیتی-کالک آلکالین ائوسن عمدتاً متعلق به محیط جزایر قوسی و سنگ های آتشفشانی شوشونیتی دوره ائوسن پایانی-الیگوسن متعلق به کمان های ماگمائی حاشیه قاره ای می باشند (شکل ۸-ب). در تائید موقعیت جزیره قوسی کمان ماگمائی



شکل ۶- مقایسه میزان غنی شدگی و تهی شدگی عناصر فرعی در میانگین انواع سنگ های آتشفشانی ائوسن (الف-ب-ج) و ائوسن پایانی-الیگوسن (د-ه-و) نسبت به منبع جبه اولیه بر پایه داده های (Sun & McDonough 1989)



شکل ۷: نمودارهای عنکبوتی معرف الگوی تغییرات عناصر فرعی در سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان که نسبت به داده‌های منبع جبه اولیه هنجار شده اند (داده‌های منبع جبه اولیه از Sun & McDonough 1989). به آنومالی منفی عناصر Nb، Ti در هر دو گروه سنگهای آتشفشانی و غنی‌شدگی بیشتر سنگ‌های ائوسن پایانی - الیگوسن از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Sr, Ba, Rb, Cs) نسبت به سنگ‌های ائوسن توجه شود.



شکل ۸: تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان (نمودارهای پایه بترتیب از Pearce 1983 و Condi 1989)

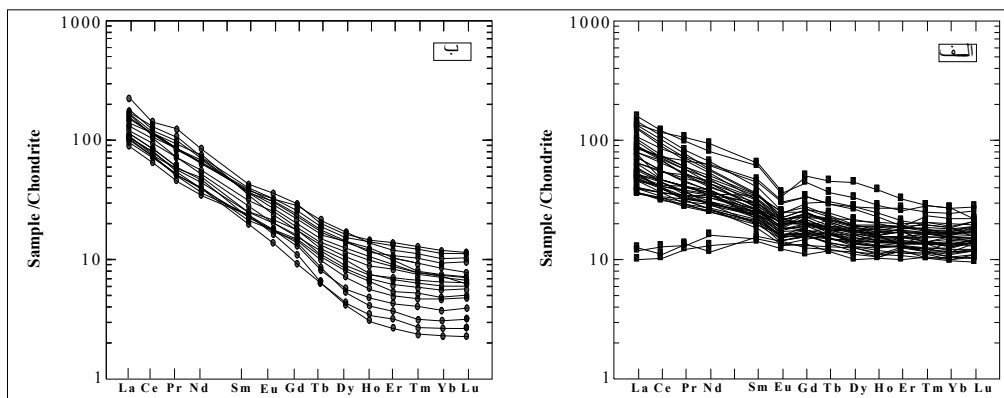
سنگین اما بدون آنومالی منفی برای Eu ($Eu/Eu^* \geq 1$) را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۹-ب). همچنین به لحاظ عددی، میزان غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (La/Sm) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر متوسط (Sm/Yb) و سنگین (Gd/Yb) به همراه تفکیک‌شدگی از کل عناصر خاکی نادر (La/Yb) و تغییرات آنومالی یوروپیم در سنگ‌های آتشفشانی کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان محاسبه شده و به صورت نسبت‌هائی نشان داده شده‌اند (شکل ۸). غنی‌شدگی از عناصر سبک ($La/Sm=4-8$) در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی - الیگوسن بسیار بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ($La/Sm=2-5$) بوده است. در مقابل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی - الیگوسن از تهی‌شدگی بیشتری از عناصر خاکی نادر متوسط ($Sm/Yb=2-8$) و سنگین (۸-

زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی

نمودارهای روند تغییرات فراوانی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دو الگوی مجزا را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۹-الف). یک الگو که روند نسبتاً مسطح تا کمی صعودی با شیب بسیار کم در فراوانی عناصر خاکی سبک بدون آنومالی منفی برای Eu و روند نسبتاً مسطح برای عناصر خاکی نادر سنگین را نشان می‌دهد و الگوی دیگر که روند نزولی با شیب کم تا متوسط برای عناصر خاکی نادر سبک با آنومالی منفی برای Eu و روند نسبتاً مسطح برای عناصر خاکی نادر سنگین را به نمایش گذاشته است (شکل ۹-الف). سنگ‌های آتشفشانی مافیک تا حدواسط ائوسن پایانی - الیگوسن الگویی با روند شیب متوسط تا زیاد منفی برای عناصر سبک و روند نزولی با شیب متوسط برای عناصر

کرمان می‌توان نتیجه گرفت که تفکیک‌شدگی عناصر خاکی نادر از فعالیت های آتشفشانی دوره ائوسن ($La/Yb=12-20$) به طرف دوره ائوسن پایانی-الیگوسن ($La/Yb=20-52$) افزایش یافته است.

(۲) در مقایسه با سنگ های آتشفشانی ائوسن ($Gd/Yb=2$) نسبتها در سنگهای آتشفشانی پالئوژن کمان ماگمایی سنوزوئیک ($Gd/Yb=1-2, Sm/Yb=1$) برخوردارند. در مجموع از بررسی این

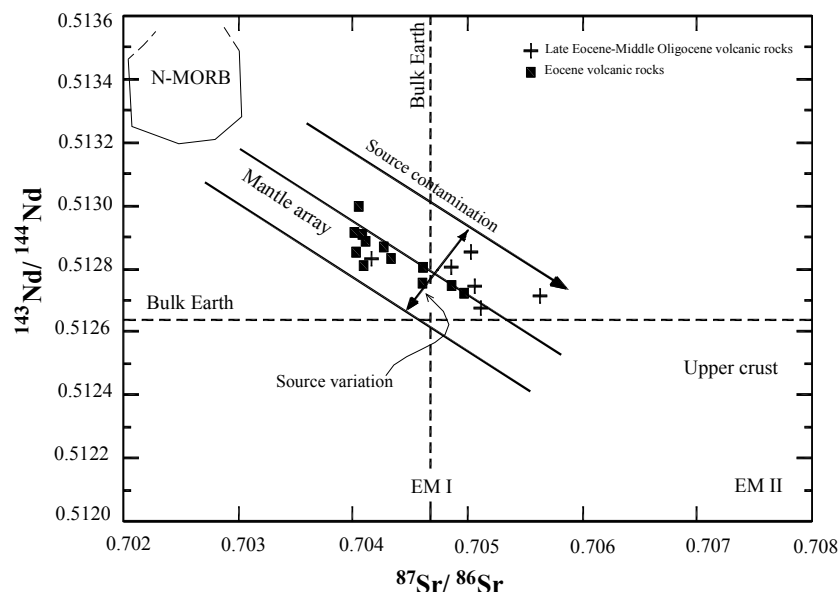


شکل ۹- مقایسه الگوی توزیع عناصر خاکی نادر در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (الف) و ائوسن پایانی-الیگوسن (ب) کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان که نسبت به منبع کندریتی (Sun & McDonough (1989) هنجار شده اند.

اولیه $^{143}Nd/^{144}Nd$ در سنگ های آتشفشانی ائوسن پایانی-الیگوسن ($0.512681-0.512841$) نسبتاً پائین تر از سنگ های آتشفشانی ائوسن ($0.512745-0.512996$) می‌باشد (شکل ۱۰). همچنین مقادیر اپسیلون نئودیمیوم از سنگ های آتشفشانی ائوسن ($2/3-6$) به طرف سنگ های آتشفشانی ائوسن پایانی-الیگوسن ($1-3/2$) کاهش نشان داده است.

ویژگی های ایزوتوپی سنگ های آتشفشانی پالئوژن

از نظر ایزوتوپی، نسبت اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ سنگ های آتشفشانی ائوسن بین 0.704018 و 0.704983 متغیر بوده است در حالیکه این نسبت در سنگ های آتشفشانی ائوسن پایانی-الیگوسن بزرگتر و بین 0.704123 و 0.705620 می‌باشد. در مجموع سنگ های آتشفشانی ائوسن پایانی-الیگوسن از مقادیر رادیوژنیک تر $^{87}Sr/^{86}Sr$ نسبت به سنگهای آتشفشانی ائوسن و میو- پلیوسن برخوردار می‌باشند. نسبت



شکل ۱۰- روند تغییرات ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ در مقابل $^{143}Nd/^{144}Nd$ سنگ‌های آتشفشانی مافیک تا حدواسط دوره پالئوژن کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان نسبت به منابع جبهه‌ای و پوسته‌ای که توسط Zindler & Hart (1986) شناسایی شده‌اند: EM I و EM II معادل جبهه غنی‌شده و N-MORB بازالت‌های پشته میان اقیانوسی معادل جبهه تهی شده اولیه می‌باشند. انحراف نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی ائوسن پایانی-الیگوسن از آرایه جبهه‌ای می‌تواند به تغییر در ناحیه منشاء ماگما و همچنین آلودگی ماگما در ناحیه منشاء تفسیر شود.

بحث

ذوب پوسته اقیانوسی. همچنین مقدار Ta/Nb در گدازه‌های بازالتی و آندزیت بازالتی ائوسن اندکی بیشتر از مقدار این نسبت در گوه جبه‌ای با ویژگی بازالت‌های پشته میان اقیانوسی معمولی است. از آنجا که Nb طی فرایند ذوب بخشی جبه‌پدیدوتیتی اندکی ناسازگارتر از Ta است (Green *et al.* 1989) لذا رخدادهای مکرر استخراج مذاب از جبه‌بالایی بطور فزاینده‌ای پس‌مانده‌های تهی‌شده‌ای با مقادیر بالا از نسبت Ta/Nb خواهد ساخت (Gertisser & Keller 2003).

جدول ۵: مقایسه میانگین نسبت‌های شاخص جهت تعیین منبع اولیه تامین ماگما در سنگهای آتشفشانی ائوسن کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان با منابع اصلی تولید ماگما در زون فرورانش. مقادیر نسبت‌های مذکور برای منابع ماگمائی معرفی شده از (Sun & McDonough 1989) اخذ شده است.

نسبت‌های شاخص	بازالت ائوسن	آندزیت بازالتی ائوسن	بازالت‌های پشته میان اقیانوسی معمولی (معادل جبه‌تهی شده)	بازالت‌های پشته میان اقیانوسی غنی شده (معادل جبه‌تهی شده)	بازالت‌های جزایر اقیانوسی
Zr/Nb	۲۷	۲۱/۲۷	۲۱/۲۶	۸/۲۹	۵/۸
Ta/Nb	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵
Zr/Hf	۳۰/۴۴	۳۲/۲۹	۳۶/۱	۳۵/۹۶	۳۵/۸۹

گوه جبه‌ای پریدوتیتی به عنوان منبع اصلی تامین کننده ماگما در زون‌های فرورانش اکثراً تحت تاثیر فرایندهائی همچون آبدائی پوسته اقیانوسی فرورو و همچنین ورود رسوبات قاره‌ای روی پوسته اقیانوسی فرورو قرار می‌گیرد و متحول می‌گردد. این تحول که افزایش غلظت برخی عناصر بویژه عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Pb, Sr, Rb, Ba), (Th, U) و عناصر خاکی نادر سبک (Ce, La) را در گوه جبه‌ای به دنبال دارد. از تغییرات میزان فراوانی نسبت‌های عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر خاکی نادر سبک به عناصر نامتحرک و یا بسیار کم‌تحرک مانند عناصر واسطه با شدت میدان زیاد (Ti, Zr, Ta, Nb) در گدازه‌ها به عنوان شاخص‌هایی برای شناخت عوامل موثر بر ناهمگنی ناحیه اولیه تولید ماگما در زون فرورانش (گوه جبه‌ای) استفاده شده است (Wilson, Hildreth & Moorbath 1988; Tatsumi *et al.* 1986; You *et al.* 1996; Liu *et al.* 1996; Brenan *et al.* 1995; Rollinson 1993; Kogiso *et al.* 1997; Tatsumi & Kogiso 1997; Ayers 1998; Gertisser & Keller 2003). در مطالعه حاضر تعدادی از این شاخص‌ها در سنگ‌های آتشفشانی مافیک تا حدواسط ائوسن و ائوسن پایانی-الیگوسن محاسبه و با مقادیر مربوط به منبع اولیه تامین ماگما یعنی گوه جبه‌ای پریدوتیتی با ویژگی جبه‌تهی شده مقایسه شده است (جدول ۶). مطابق این بررسی، به استثناء نسبت‌های Ce/Pb و Rb/Cs، مقادیر نسبت‌های عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر خاکی نادر سبک به عناصر واسطه با میدان پایداری زیاد

بر پایه نتایج فوق‌الذکر، مهمترین تغییر و تحولات زمین‌شیمیائی که در طی فعالیت‌های آتشفشانی در کمان ماگمائی از دوره ائوسن به سمت دوره الیگوسن مشاهده گردید عبارتند از: الف-سنگ‌های آتشفشانی بطرف تحت اشباع از سیلیکا میل می‌کنند؛ ب-بر میزان پتاسیم و عناصر لیتوفیل بزرگ یون سنگها افزوده می‌گردد؛ ج-بر میزان La/Sm سنگها به عنوان شاخص غنی‌شدگی در عناصر خاکی سبک آنها افزوده می‌گردد؛ د-بر میزان تفکیک‌شدگی از عناصر خاکی نادر (La/Yb) در سنگها افزوده می‌گردد؛ ه- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در سنگها رادیوژنیک‌تر می‌گردد؛ و- ϵNd کاهش می‌یابد. این تحولات نقش مهمی در آشکار نمودن جنبه‌های پتروژنتیکی این سنگها ایفاء نموده اند.

با مشخص شدن محیط زمین‌ساختی حاکم بر کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان در دوره پالئوژن اولین گام در دستیابی به فرایندهای سنگ‌زائی مسئول فعالیت‌های آتشفشانی پالئوژن که با سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالین کم‌پتاسیم تا پتاسیم ائوسن آغاز و به ماگماهای شوشونیتی ائوسن پایانی-الیگوسن ختم گردید، شناخت ناحیه اولیه تولید ماگما در یک زون فرورانش است. جهت دستیابی به این مهم از برخی شاخص‌های زمین‌شیمیائی معرفی شده در این زمینه مانند Zr/Nb, Zr/Hf و Ta/Nb (Woodhead *et al.* 1993; McCulloch & Gamble 1991) بهره‌گرفته شده است که در گدازه‌های مافیک تا حدواسط به عنوان معادل‌های فرض شده ماگماهای اولیه مشتق از زون فرورانش بدون دخالت پوسته قاره‌ای مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته‌اند زیرا این عناصر در مقایسه با عناصر لیتوفیل بزرگ یون و همچنین عناصر خاکی نادر در طی فرایندهای متحول کننده گوه جبه‌ای همانند آبدائی پوسته اقیانوسی فرورو تقریباً غیرمتحرک هستند و همچنین مقدار آنها در رسوبات قاره‌ای روی پوسته اقیانوسی فرورو بسیار ناچیز است که بتوانند گوه جبه‌ای را متحول نمایند (Pearce 1983). بررسی نسبت‌های مذکور در گدازه‌های مافیک تا حدواسط ماگماهای آغازین کمان ماگمائی کرمان یعنی سنگ‌های بازالتی و آندزیت بازالتی ائوسن شباهت آنها را به مقادیر نسبت‌های مربوط به جبه‌اولیه تهی‌شده نشان می‌دهد (جدول ۵). بر پایه این شباهت می‌توان منبع اولیه تولید ماگمای ائوسن را گوه جبه‌ای پریدوتیتی در نظر گرفت که از لحاظ ترکیبی بسیار نزدیک به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی معمولی بوده است و درحقیقت یک جبه‌تهی شده بوده است. در نتیجه غلظت پائین عناصر واسطه با میدان پایداری بالا در گدازه‌های ائوسن می‌تواند از ویژگی ماگماهای منشاء گرفته از ذوب جبه‌فوقانی در مناطق فرورانش تلقی گردد و نه از

جزایر قوسی (۳۳-۲۰) می‌باشند. با این تفاسیر می‌توان عنوان نمود که پائین‌ترین مقادیر Rb/Cs که در سنگ‌های آتشفشانی مافیک و حدواسط با پتاسیم کم ائوسن از میان سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با زون فرورانش دوره پالئوژن نمود یافته است می‌تواند گویای این مطلب باشد که فعالیت‌های آتشفشانی فقیر از پتاسیمی که در ائوسن در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان حادث شده است شاید تأییدی بر موقعیت جزیره قوسی این کمان بویژه در ابتدای دوره ائوسن باشد.

از دیگر ویژگی‌های مهم زمین‌شیمیایی آشکار شده در سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن می‌توان به غنی‌شدگی بیشتر از عناصر خاکی نادر سبک (La/Sm)، تهی‌شدگی بیشتر از عناصر خاکی نادر متوسط (Sm/Yb) و سنگین (Gd/Yb) و بطور کلی افزایش میزان تفکیک‌شدگی از عناصر خاکی نادر (La/Yb) در سنگ‌های مافیک و حدواسط دوره ائوسن پایانی- الیگوسن در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی هم‌ارز در دوره ائوسن اشاره کرد که این ویژگی‌ها نیز اهمیت پتروژنتیکی دارند. حضور نسبت‌های بالای $Sm/Yb (>5)$ و $La/Yb (>20)$ نشان‌دهنده باقی ماندن مقادیر زیادی از عناصر خاکی نادر سنگین بوسیله گارت و پیروکسن در پس‌ماند حاصل از ذوب در ناحیه منشاء می‌باشد (Kay et al. 1991؛ Kay & Mpodozis 1994؛ Kay et al. 2001؛ Haschke & Guenther 2003). حضور گارت به عنوان یکی از کانیهای اصلی در سنگ منشاء یا پس‌ماند نشانگر فشار برابر یا بیش از ۱۲ تا حداکثر ۱۵ کیلو بار در ناحیه منشاء ماگمای مادر معرفی شده است (Rapp & Watson 1995). علاوه بر اینها بررسی دیگر نسبت‌های زمین‌شیمیایی معرف فرایندهای سنگ زائی همچون نسبت‌های Th/Y و Nb/Y ، Nb/Zr در سنگ‌های هر دو رخداد آتشفشانی پالئوژن کمان علاوه بر اینکه متفاوت بودن سنگ منشاء آنها را نشان داده است متفاوت‌های بودن فرایندهای ماگمایی و سنگ زائی مولد آنها همچون تفاوت در درجه ذوب بخشی ناحیه منشاء و فرایندهای هضم و تفریق بلوری در پوسته قاره ای را آشکار کرده است (شکل ۱۱). طبق این نمودارها، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در درجات بالاتری از ذوب بخشی و از سنگ منشئی متفاوت نسبت به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن حاصل شده اند.

جهت مشخص نمودن سنگ منشاء برای فعالیت‌های آتشفشانی دوره‌های مختلف آتشفشانی در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان از نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb استفاده شده است (شکل ۱۲). افزایش قابل ملاحظه مقادیر La/Sm و همچنین افزایش مقادیر Sm/Yb از سنگ‌های آتشفشانی تولییتی- کالک آلکالین ائوسن به طرف سنگ‌های شوشونیتی ائوسن پایانی- الیگوسن گویای تغییر کانی‌شناسی سنگ منشاء این ماگماها می‌باشد. همانگونه که در این نمودار مشخص است به نظر می‌رسد سنگ منشاء ماگماهای کالک آلکالین

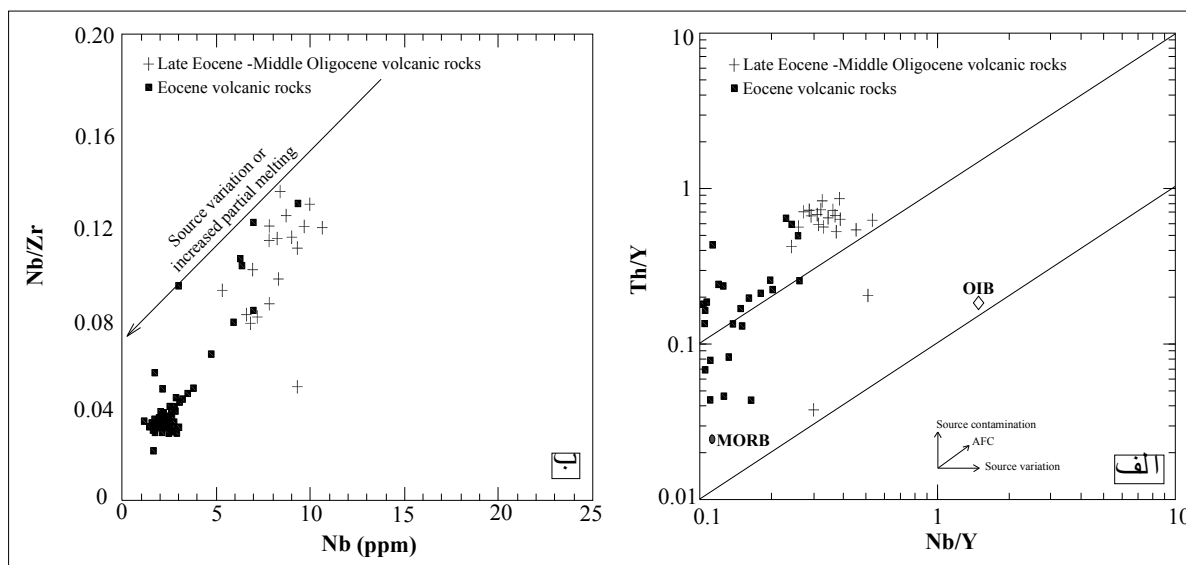
جدول ۶: مقایسه میانگین نسبت‌های شاخص متحول‌کننده جبه فوقانی (گوه جبه ای) در منطقه فرورانش در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و ائوسن پایانی- الیگوسن با جبه تهی شده به عنوان ناحیه اولیه تامین کننده ماگما برای فعالیت‌های آتشفشانی پالئوژن در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان. مقادیر نسبت‌های مذکور برای جبه تهی شده اولیه از (Sun & McDonough 1989) اخذ شده است.

ترکیب سنگ‌شناسی	Th/Nb	Rb/Cs	Ce/Pb
بازالت با پتاسیم کم (ائوسن)	۰/۳۰	۱۹/۹۴	۱/۳۹
آندزیت بازالتی با پتاسیم کم (ائوسن)	۰/۹۰	۱۵/۷۸	۱/۸۱
آندزیت با پتاسیم کم (ائوسن)	۰/۸۴	۱۸/۱۴	۱/۸۶
بازالت با پتاسیم متوسط (ائوسن)	۱/۲۲	۲۷/۸۸	۲/۷۹
آندزیت بازالتی با پتاسیم متوسط (ائوسن)	۲/۰۵	۲۰/۲۵	۳/۲۱
آندزیت با پتاسیم متوسط (ائوسن)	۱/۳۶	۳۸/۱۰	۴/۲۲
بازالت با پتاسیم زیاد (ائوسن)	۱/۳۶	۲۷/۹۵	۳/۴۴
آندزیت بازالتی با پتاسیم زیاد (ائوسن)	۳/۴۱	۲۶/۰۲	۳/۲۶
آندزیت با پتاسیم زیاد (ائوسن)	۲/۵۴	۳۴/۷۳	۲/۶۵
تراکی- بازالت (ائوسن پایانی- الیگوسن)	۲/۰۷	۳۱/۷۷	۳/۷۴
تراکی آندزیت بازالتی (ائوسن پایانی- الیگوسن)	۱/۸۲	۳۸/۵۱	۳/۸۰
تراکی- آندزیت (ائوسن پایانی- الیگوسن)	۲/۰۶	۴۱/۸۶	۳/۷۱
جبه تهی شده اولیه	۰/۰۵	۸۰	۲۵

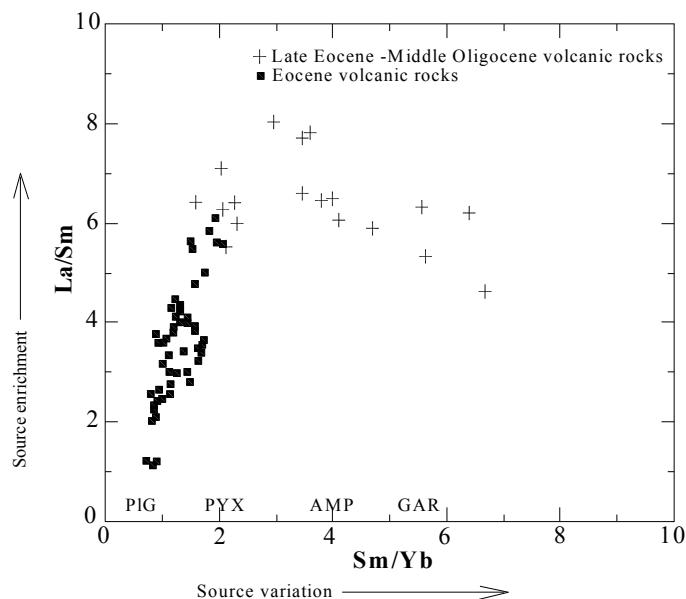
(مانند Ce/Nb, Th/Nb, Ba/Nb, La/Zr) از سنگ‌های آتشفشانی کم پتاسیم ائوسن به طرف سنگ‌های پُرتاسیم این دوره و همچنین به طرف سنگ‌های شوشونیتی دوره ائوسن پایانی- الیگوسن در مقایسه با مقادیر این نسبت‌ها در ناحیه اولیه منشاء (گوه جبه ای) بسیار افزایش یافته است. افزایش عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر خاکی نادر سبک در ناحیه منشاء می‌تواند نشات گرفته از آبدائی اجزاء تشکیل دهنده پوسته اقیانوسی فرورو مانند آمفیبول، بیوتیت، فلوگوپیت. در نتیجه شکسته شدن آنها در ژرفای بیشتر از ۱۲۰ کیلومتر زون فرورانش باشد. آبدائی پوسته اقیانوسی فرورو به مقدار زیادی می‌تواند عناصر متحرک در سیالات داغ همانند لیتوفیل بزرگ یون و عناصر خاکی نادر سبک را وارد گوه جبه ای نماید که این فرایند غنی‌شدن این ناحیه، تغییر سنگ منشاء و نهایتاً ذوب گوه جبه ای با ترکیب جدید را به دنبال خواهد داشت. پائین بودن مقادیر نسبت‌های Ce/Pb و Rb/Cs و بالا بودن Th/Nb در گدازه‌ها در مقایسه با منبع اولیه یعنی جبه تهی شده همچنین به عنوان شاخصی برای ورود مواد و رسوبات قاره ای روی پوسته اقیانوسی فرورو به داخل گوه جبه ای در نظر گرفته می‌شود (Morris & Hart 1983؛ White & Patchett 1984؛ Hildreth & Moorbath 1988؛ Gertisser & Keller 2003). لازم به ذکر است که بالا بودن مقدار Cs نسبت به Rb که از ویژگی‌های گدازه‌های جزایر قوسی عنوان شده است معمولاً به دخالت رسوبات پلاژیک غنی از Cs در ذوب جبه فوقانی نسبت داده شده است. همچنین (White & Dupre 1986) مقدار Rb/Cs برای رسوبات دریائی را بین ۱۱ تا ۲۰ مشخص نموده‌اند که قابل مقایسه با مقادیر این نسبت در گدازه‌های

در ژرفای زیادی از گوه جبه ای در زون فرورانش (بیشتر از ۲۵۰ کیلومتر) در این دوره حضور داشته باشد (شکل ۱۳). در این اعماق، پتاسیم و عناصر لیتوفیل بزرگ یون به میزان فراوان در کانی‌های همچون سانیدین و فلوگوپیت حضور دارند (Muller & Groves 1993). بنابراین می‌توان شکسته شدن و آبدائی بخش‌های عمیق پوسته اقیانوسی فرورو (بخش اکلوژیتی) و آزاد شدن آب، مواد فرار، پتاسیم و عناصر ناسازگار لیتوفیل بزرگ یون از آنجا به داخل گوه جبه‌ای بالای پوسته اقیانوسی فرورو را مسئول غنی‌سازی و به عبارت بهتر متاسوماتیسیم جبه فوقانی فرض نمود. اعتقاد بر این است که در این ژرفا، افزایش فشار در آزادسازی بیش از اندازه آب، مواد فرار، پتاسیم و عناصر ناسازگار لیتوفیل بزرگ یون نقش اساسی را دارد (Maysen & Koshiro 1979). آب و مواد فرار آزاد شده جبه متاسوماتیسیم شده بالائی را ذوب می‌نماید و می‌تواند آن را به پریدوتیت غنی از فلوگوپیت (Peccerillo *et al.* 1984)، گارنت- لرزولیت (Pognant 1990) و با لرزولیت غنی از فلوگوپیت (Tatsumi *et al.* 1989) تبدیل نماید. تهی‌شدگی نسبتاً زیاد از عناصر خاکی نادر متوسط و سنگین (Sm/Yb، Gd/Yb) به همراه Y و همچنین فقدان آنومالی منفی Eu در سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی دوره ائوسن پایانی-الیگوسن انعکاس دهنده حضور گارنت در سنگ منشاء و یا به عنوان کانی حاضر در پس‌مانده حاصل از ذوب سنگ منشاء می‌باشد که با جدایش انتخابی عناصر خاکی نادر سنگین این چنین باعث تهی شدن ماگما‌های حاصله از عناصر مذکور شده است (شکل ۱۲).

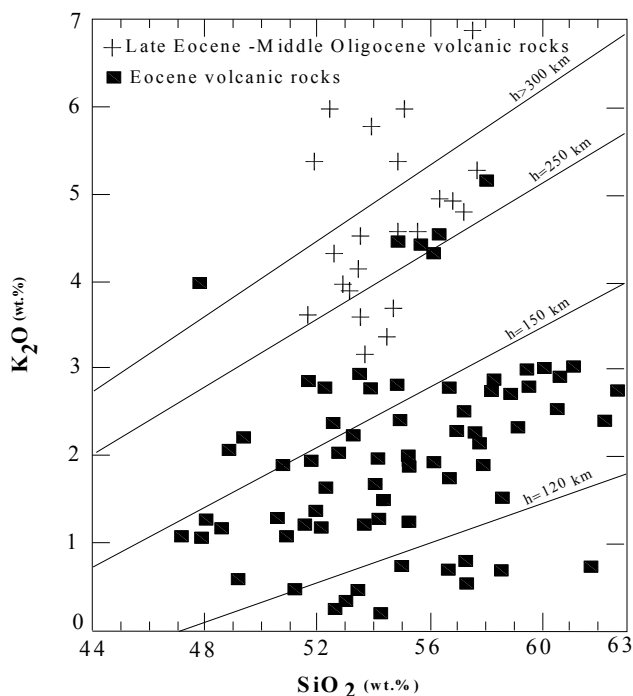
ائوسن عمدتاً دارای ترکیب پلاژیوکلاز و پیروکسن بوده است و در مقابل سنگ منشاء ماگما‌های شوشونیتی ائوسن پایانی-الیگوسن از پیروکسن، آمفیبول و گارنت تشکیل یافته است. با این ترکیب کانی شناسی می‌توان با احتمال سنگ منشاء ماگما‌های کالک آلکالین ائوسن را یک پریدوتیت عاری از گارنت (پریدوتیت پلاژیوکلازدار و یا پریدوتیت پیروکسن دار) در نظر گرفت که تفریق یا باقی‌ماندن پلاژیوکلاز در پس‌مانده حاصل از ذوب باعث تولید ماگما‌هایی با مقادیر پائین Sr و همچنین آنومالی منفی Eu گردیده است. این سنگ‌های منشاء سازگار با ژرفاهای تعیین شده برای ناحیه منبع این ماگما‌ها در دوره ائوسن (کمتر از ۱۲۰ کیلومتر برای سنگ‌های کم پتاسیم و بین ۱۲۰ تا ۲۵۰ کیلومتر برای سنگ‌های با پتاسیم متوسط تا زیاد؛ شکل ۱۳) و همچنین سازگار با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر خاکی نادر این دو گروه از ماگما‌های ائوسن است (جدول ۶). در نتیجه می‌توان مطرح کرد که ماگما‌های کالک آلکالین کم پتاسیم دوره ائوسن احتمالاً از یک پریدوتیت پلاژیوکلازدار در اعماق کم گوه جبه ای منشاء گرفته است؛ اما ماگما‌های کالک آلکالین معمولی تا پرتاسیم این دوره می‌توانسته اند با افزایش عمق از یک پریدوتیت پیروکسن دار در گوه جبه ای منشاء گرفته باشند. تفریق چنین ماگما‌هایی در شرایط آبدار می‌تواند ماگما‌های حدواسط و فلسیک را در کمان شکل داده باشد. همچنین مطابق نمودار تعیین سنگ منشاء (شکل ۱۲)، ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی-الیگوسن احتمالاً از یک جبه پریدوتیتی واجد پیروکسن و گارنت منشاء گرفته است که این سنگ منشاء می‌توانسته



شکل ۱۱: کمتر بودن درجه ذوب بخشی و متفاوت بودن سنگ منشاء ماگما‌های شوشونیتی دوره ائوسن پایانی-الیگوسن نسبت به ماگما‌های کالک آلکالین دوره ائوسن در کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان (نمودارهای پایه از Seghedi *et al.* 2004)



شکل ۱۲: ترکیب کانی شناسی سنگ منشأ ماگمای مولد سنگ های آتشفشانی پالئوزن در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (نمودار پایه از Mporozis 2001 & Kay). حروف اختصاری معرف کانی ها هستند (PIG: پلاژیوکلاز؛ PYX: پیروکسن؛ AMP: آمفیبول؛ GAR: گارنت).



شکل ۱۳: نمودار اکسید پتاسیم- سیلیکا جهت مشخص نمودن ژرفای منشأ گرفتن ماگماهای مافیک و حدواسط مربوط به فعالیت های آتشفشانی دوره ائوسن و دوره ائوسن پایانی- الیگوسن در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (نمودار پایه از Ninkovich & Hayes 1972)

Sr را وارد ماگماهای حاصله نموده است. این ویژگی های ژئوشیمیایی تأیید کننده سنگ منشأ ذکر شده در بالا برای تشکیل سنگ های شوشونیتی ائوسن پایانی- الیگوسن می باشند. در هر حال مذابی که به عنوان ماگمای مادر در ناحیه منبع یعنی در جبه فوقانی هر ترکیبی از ترکیبات فوق الذکر را داشته باشد به شدت از پتاسیم و عناصر ناسازگار

همچنین بالا بودن نسبی Sr (۳۸۲-۱۳۲۳ppm) و نبود آنومالی منفی Eu در سنگ های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن می تواند گویای این مسئله باشد که پلاژیوکلاز به عنوان یک کانی جداکننده Sr و Eu از مذاب در فرایند ذوب بخشی ناحیه منبع تولید ماگماهای شوشونیتی این دوره نتوانسته پایدار بماند و نتیجتاً ذوب آن مقادیر زیادی از Eu و

غنی شده است. از آنجا که با افزایش عمق منشاءگیری مذابها و افزایش فشار (بیشتر از ۱۰ کیلوبار)، درجه ذوب بخشی کاهش می‌یابد؛ بنابراین ماگماهای شوشونیتی که از اعماق زیاد و تحت فشار زیاد منشاء گرفته‌اند با درصد پائینی از ذوب بخشی ناحیه منبع در مقایسه با ماگماهای کالک آلکالین معمولی تا پرتاسیم تولید می‌شوند. این مطلب با ویژگی‌های عناصر فرعی این رخداد آتشفشانی در مقایسه با رخداد آتشفشانی دوره ائوسن تأیید شده است (شکل ۱۱).

مسئله مهم دیگری که بایستی در فرایند سنگ زائی سنگ‌های شوشونیتی ائوسن پایانی- الیگوسن کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان به آن اشاره کرد افزایش یافتن مقادیر Rb/Cs در این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن می‌باشد. بالابودن مقدار Cs نسبت به Rb و پائین بودن Rb/Cs (۲۰-۳۳) که از ویژگی‌های گدازه‌های جزایر قوسی (White & Dupre 1986) (همانند سنگ‌های آتشفشانی کم پتاسیم ائوسن) عنوان شده است در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن دیده نشده است؛ بنابراین بالا بودن این نسبت می‌تواند نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین و تحول زمین شیمیائی حادث شده در فعالیت‌های آتشفشانی کمان ماگمائی کرمان در طی ائوسن و الیگوسن باشد. این مطلب می‌تواند نشان‌دهنده قاره‌ای شدن پوسته بنیان ماگماتیسیم در کمان کرمان در طی این دوره نسبت به دوره ائوسن و زمان‌های قدیمی‌تر باشد که با تغییر و تکامل محیط زمین ساختی کمان از محیط حدواسط بین جزیره قوسی اقیانوسی- قاره‌ای در زمان ائوسن به محیط تکتونیکی کاملاً حاشیه قاره‌ای در زمان ائوسن پایانی- الیگوسن سازگار است (شکل ۸). مطابق نظر (Hildreth & Moorbath 1988) یکی از دلایل افزایش یافتن میزان عناصر پوسته قاره‌ای مانند Sr, Ba, Th, Cs, Rb, K بویژه در سنگ‌های حدواسط و فلسیک دوره مذکور می‌تواند فرایندهای آلودگی، هضم و تفریق بلوری ماگماهای اولیه منشاء گرفته از سنگ منشاء با ترکیب پریدوتیت پیروکسن و گارنت دار در پوسته قاره‌ای باشد. در چنین شرایطی سنگ‌های حدواسط و فلسیک ائوسن پایانی- الیگوسن (سنگ‌های تراکی آندزیتی و تراکیتی) با تفکیک یافتگی زیاد از عناصر خاکی نادر (La/Yb) و تهی‌شدگی زیاد از عناصر خاکی نادر سنگین (Gd/Yb) می‌توانسته‌اند شکل بگیرند. در تأیید این مطلب، نتایج آنالیزهای ایزوتوپی نشان داد که سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی دوره ائوسن پایانی- الیگوسن از نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بزرگتر و یا به عبارت بهتر رادیوژنیک‌تر (۰/۷۰۴۱۲۳ تا ۰/۷۰۵۶۲۰) در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکالین ائوسن (۰/۷۰۴۰۱۸ تا ۰/۷۰۴۹۸۳) برخوردارند. انحراف در توزیع خطی داده‌های ایزوتوپی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن و پراکنده شدن آنها در بالای محدوده آرایه جبهه نیز تأیید کننده تغییر سنگ منشاء این سنگ‌ها

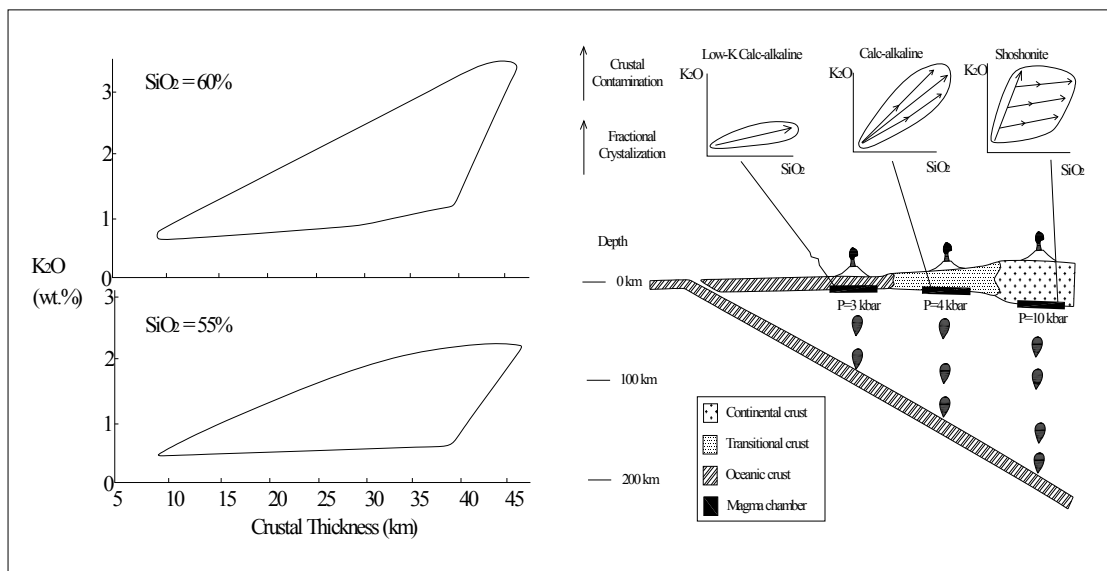
نسبت به دوره ائوسن است (شکل ۱۰). این ویژگی‌ها به همراه کاهش مقادیر اپسیلون نئودیمیوم از سنگ‌های آتشفشانی دوره ائوسن تا سنگ‌های آتشفشانی دوره ائوسن پایانی- الیگوسن می‌تواند نشان‌دهنده دخالت بیشتر پوسته قاره‌ای در تکوین و تحول ماگماتیسیم دوره ائوسن پایانی- الیگوسن باشد. این دخالت بیشتر شاید بواسطه ضخیم‌تر شدن پوسته قاره‌ای از ائوسن پایانی به طرف الیگوسن رخ داده باشد (Shafiei et al. 2009). از آنجا که بخش عمده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن (مجموعه آتشفشانی هزار) با میزان پتاسیم و دیگر عناصر ناسازگار بسیار بالا از سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکالین ائوسن (مجموعه‌های آتشفشانی بحرآسمان و رازک) قابل تفکیک هستند؛ بنابراین با توجه به حادث شدن بخش عمده ماگماتیسیم شوشونیتی ائوسن پایانی- الیگوسن در بخش جلویی کمان و قرار گرفتن بخش عمده سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکالین ائوسن نزدیک به محل زمیندرز شهر بابک- بافت (شکل ۳-ج) می‌توان یک رابطه مستقیم بین پتاسیم و عمق منشاء گرفتن ماگماها در طی ائوسن و ائوسن پایانی- الیگوسن قائل شد. افزایش یافتن ژرفای منشاء گرفتن ماگمای مولد فعالیت‌های آتشفشانی از ائوسن تا ائوسن پایانی- الیگوسن به همراه مهاجرت ماگماتیسیم در عرض کمان از اواخر ائوسن تا میانه الیگوسن و حدوث آن در فاصله بیشتری از محل فرضی زمیندرز می‌تواند گویای کمتر شدن شیب فرورانش در این دوره و نهایتاً منشاء گرفتن ماگماهای مذکور از بخش‌های خیلی عمیق منابع ماگمائی در یک زون فرورانش نسبتاً کم شیب باشد. قرار گرفتن مجموعه آتشفشانی متعلق به دوره ائوسن پایانی- الیگوسن در فاصله بیشتر از محل فرضی زمیندرز یا به عبارت بهتر در پوسته کاملاً قاره‌ای می‌تواند یکی از دلایل پرتاسیم شدن ماگماهای این دوره فرض شود. این تغییر در میزان پتاسیم که با تغییر سری ماگمائی در فعالیت‌های آتشفشانی کمان از محل فرضی زمیندرز بطرف قاره بطور نسبی قابل تعقیب است می‌تواند ناشی از تغییرات فشار اعمال شده از پوسته بالای زون فرورانش بر منابع تامین ماگما (گوه جبه‌ای) در حین صعود و تفریق ماگمای بازالتی باشد (Meen 1990, 1987) (شکل ۱۴). با این تفاسیر می‌توان مطرح کرد که تحت اشباع بودن سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی الیگوسن از سیلیکا و ماهیت پرتاسیم‌تر و همچنین گستردگی کمتر آنها نسبت به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در ارتباط با ژرفای زیادتر و ذوب تحت فشار بیشتر و نتیجتاً درصد پائین‌تر ذوب بخشی ناحیه منشاء ماگمای آنها بدون ذوب شدن فاز سیلیکای فشار بالا باشد (شکل ۱۱، شکل ۱۲، شکل ۱۳). مطابق این الگو، حضور سنگ‌های آتشفشانی مافیک با پتاسیم پائین و با گرایش انتقالی بین تولییتی و کالک آلکالین به سن نسبی ائوسن در لبه جنوبی کمان نزدیک به محل دراز گودال فرضی (در محل اسفندقه و ساردوئیه) به احتمال زیاد

غنی شده است. از آنجا که با افزایش عمق منشاءگیری مذابها و افزایش فشار (بیشتر از ۱۰ کیلوبار)، درجه ذوب بخشی کاهش می‌یابد؛ بنابراین ماگماهای شوشونیتی که از اعماق زیاد و تحت فشار زیاد منشاء گرفته‌اند با درصد پائینی از ذوب بخشی ناحیه منبع در مقایسه با ماگماهای کالک آلکالین معمولی تا پرتاسیم تولید می‌شوند. این مطلب با ویژگی‌های عناصر فرعی این رخداد آتشفشانی در مقایسه با رخداد آتشفشانی دوره ائوسن تأیید شده است (شکل ۱۱).

مسئله مهم دیگری که بایستی در فرایند سنگ زائی سنگ‌های شوشونیتی ائوسن پایانی- الیگوسن کمان ماگمائی سنوزوئیک کرمان به آن اشاره کرد افزایش یافتن مقادیر Rb/Cs در این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن می‌باشد. بالابودن مقدار Cs نسبت به Rb و پائین بودن Rb/Cs (۲۰-۳۳) که از ویژگی‌های گدازه‌های جزایر قوسی (White & Dupre 1986) (همانند سنگ‌های آتشفشانی کم پتاسیم ائوسن) عنوان شده است در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن دیده نشده است؛ بنابراین بالا بودن این نسبت می‌تواند نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین و تحول زمین شیمیائی حادث شده در فعالیت‌های آتشفشانی کمان ماگمائی کرمان در طی ائوسن و الیگوسن باشد. این مطلب می‌تواند نشان‌دهنده قاره‌ای شدن پوسته بنیان ماگماتیسیم در کمان کرمان در طی این دوره نسبت به دوره ائوسن و زمان‌های قدیمی‌تر باشد که با تغییر و تکامل محیط زمین ساختی کمان از محیط حدواسط بین جزیره قوسی اقیانوسی- قاره‌ای در زمان ائوسن به محیط تکتونیکی کاملاً حاشیه قاره‌ای در زمان ائوسن پایانی- الیگوسن سازگار است (شکل ۸). مطابق نظر (Hildreth & Moorbath 1988) یکی از دلایل افزایش یافتن میزان عناصر پوسته قاره‌ای مانند Sr, Ba, Th, Cs, Rb, K بویژه در سنگ‌های حدواسط و فلسیک دوره مذکور می‌تواند فرایندهای آلودگی، هضم و تفریق بلوری ماگماهای اولیه منشاء گرفته از سنگ منشاء با ترکیب پریدوتیت پیروکسن و گارنت دار در پوسته قاره‌ای باشد. در چنین شرایطی سنگ‌های حدواسط و فلسیک ائوسن پایانی- الیگوسن (سنگ‌های تراکی آندزیتی و تراکیتی) با تفکیک یافتگی زیاد از عناصر خاکی نادر (La/Yb) و تهی‌شدگی زیاد از عناصر خاکی نادر سنگین (Gd/Yb) می‌توانسته‌اند شکل بگیرند. در تأیید این مطلب، نتایج آنالیزهای ایزوتوپی نشان داد که سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی دوره ائوسن پایانی- الیگوسن از نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بزرگتر و یا به عبارت بهتر رادیوژنیک‌تر (۰/۷۰۴۱۲۳ تا ۰/۷۰۵۶۲۰) در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکالین ائوسن (۰/۷۰۴۰۱۸ تا ۰/۷۰۴۹۸۳) برخوردارند. انحراف در توزیع خطی داده‌های ایزوتوپی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی- الیگوسن و پراکنده شدن آنها در بالای محدوده آرایه جبهه نیز تأیید کننده تغییر سنگ منشاء این سنگ‌ها

سنوزوئیک کرمان یعنی در زمانی که کمان موقعیت زمین ساختی جزیره قوسی را داشته است حاصل شده‌اند.

از ذوب بخشی پریدوتیت پلاژیوکلازدار (و یا اسپینل دار) در عمق کم یک زون بنیف (فشار کم) و در مراحل اولیه تکامل کمان ماگمایی



شکل ۱۴- الگوی سنگ زائی پیشنهاد شده برای تحولات مشاهده شده در سری ماگمایی فعالیت های آتشفشانی پالئوژن در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (نقل با تغییرات از: Meen 1987). توضیح بیشتر در متن مربوطه ارائه گردیده است.

می‌تواند انعکاس دهنده تغییر در ناحیه منشاء ماگما (جبه‌ای و یا پوسته‌ای)، تغییر در ترکیب سنگ منشا (پریدوتیت فلوگوپیت و گارنت دار) و همچنین تغییر در ترکیب پوسته بنیان کمان ماگمایی از اقیانوسی- قاره‌ای در زمان ائوسن به صرفاً قاره‌ای در زمان الیگوسن باشد.

ت-آغستگی بیشتر ماگمای مادر سرشار از پتاسیم و عناصر لیتوفیل بزرگ یون گدازه‌های الیگوسن که به احتمال قوی از ذوب بخش‌های خیلی عمیق یک جبه متاسوماتیسم شده (بیشتر از ۲۵۰ کیلومتر) حاصل شده با پوسته قاره‌ای ضخیم‌تر شده در الیگوسن و فوران در چنین پوسته‌ای می‌تواند تفسیری برای گرایش شوشونیتی این گدازه‌ها باشد.

ث-فاصله گرفتن سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی ائوسن پایانی- الیگوسن از محل دراز گودال فرضی تتیس جوان (زمیندرز شهر بابک- بافت- ساردوئیه) می‌تواند با کم شدن شیب زون فرورانش در این دوره نسبت به دوره ائوسن توجیه شود. منشا گرفتن سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی ائوسن پایانی- الیگوسن از بخش‌های خیلی عمیق زون فرورانش الیگوسن می‌تواند فوران گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری وابسته را در فاصله بیشتر از دراز گودال یعنی در داخل قاره سبب شده باشد.

نتیجه گیری:

مهمترین نتایج حاصل از مطالعه حاضر عبارتند از:

الف- فعالیت‌های گسترده آتشفشانی ائوسن (مجموعه‌های بحرآسمان و رازک) در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان که با ماهیت انتقالی تولییتی- کالک‌آلکالین تجلی یافته است می‌تواند بازتابی از حاکم بودن بخشی از فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته اقیانوسی احاطه کننده ایران مرکزی و بخشی دیگر به زیر پوسته قاره‌ای حاشیه جنوبی خرد قاره در حال چرخش ایران مرکزی در این زمان باشد.

ب- ذوب بخش‌های کم‌عمق تا نسبتاً عمیق گوه جبه‌ای (پریدوتیت‌های پلاژیوکلاز دار و پیروکسن دار) در زون فرورانش پالئوژن عامل فعالیت‌های آتشفشانی گسترده کالک‌آلکالین در ائوسن بوده است. حضور حجم‌هایی از گدازه‌های ائوسن در داخل مجموعه‌های افیولیتی مجاور کمان ماگمایی (زمیندرز شهر بابک- بافت- ساردوئیه) شاهدی بر این مدعا است که رخداد بخشی از فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته اقیانوسی احاطه کننده خرد قاره در حال چرخش ایران مرکزی باعث فعالیت‌های آتشفشانی کالک‌آلکالین کم پتاسیم هرچند محدود گردیده است.

پ- تغییر ماهیت فعالیت‌های آتشفشانی در ائوسن پایانی- الیگوسن

منابع:

- شفیعی ب. ۱۳۸۷: الگوی فلرزائی کمربند مس پورفیری کرمان و رهیافت های اکتشافی آن. رساله دکتری زمین شناسی اقتصادی دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۵۷ صفحه به همراه پیوست.
- Ahmad T., Posht Kuhi M. 1993: Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanic belt around Nain and Rafsanjan area: a preliminary study: *Treatise on the Geology of Iran*, Iranian Ministry of Mines and Metals, 90p.
- Alavi M. 1994: Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretations, *Tectonophysics* **229**: 211-238.
- Ayers J. 1998: Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones, *Contrib. Mineral. Petrol.* **132**: 390-404.
- Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M. 1982: Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran, *J. Geol. Soc. Lond.* **139**: 605-614.
- Berberian M., King G.C.P. 1981: Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.* **18**: 210-265.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. 1995b: Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 90°C and 2 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids, *Geochim. Cosmochim. Acta.* **59**: 3331-3350.
- Condie K.C. 1989: Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance, *Lithos* **23**: 1-18.
- Dercourt J., Zonenshain L., Ricou L.E., Kazmin G., LePichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbertshikov I.M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Biju-Duval B. 1986: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias, *Tectonophysics* **123**: 241-315.
- Dimitrijevic M.D. 1973: Geology of Kerman region, *Geol. Surv. Iran. Rep.* **52**: 334p.
- Emami M.H., Mir Mohammad Sadeghi M., Omrani S.J. 1993: Magmatic map of Iran, *Geol. Surv. Iran.*
- Gertisser R., Keller J. 2003: Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: Evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda arc magma genesis, *J. Petrol.* **44**: 457-489.
- Ghasemi A., Talbot C.J. 2006: A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran), *J. Asian. Earth Sci.* **26**: 683-693.
- Green T.H., Sie S.H., Ryan C.G., Cousense R.D. 1989: Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr, and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magmas at high pressure and temperature, *Chemical. Geol.* **74**: 201-216.
- Haghipour A.A., Aghanabati S.A. 1985: Geological map of Iran, *Geol. Surv. Iran.*
- Haschke M.R., Guenther A. 2003: Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means, *Geology* **31**: 933-936.
- Hassanzadeh J. 1993: Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr e Babak area, Kerman province), *Ph.D. thesis, Univ. CLA. USA*, 204p.
- Hildreth W., Moorbath S. 1988: Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile, *Contrib. Mineral. Petrol.* **98**: 455-489.
- Irvin T.N., Baragar W.R.A. 1971: A guide to the chemical classification of the common igneous rocks, *Can. J. Earth. Sci.* **8**: 523-548.
- Kay S.M., Mpodozis C. 2001: Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust, *GSA TODAY* **11**: 4-9.
- Kay S.M., Mpodozis C., Tittler A., Cornejo P. 1994: Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral belt in Chile, *Int. Geol. Rev.* **36**: 1079-1112.
- Kay S.M., Mpodozis C., Ramos V.A., Munizaga F. 1991: Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28-330S). In: Harmons R.S., Rapela C.W. (Eds.) Andean magmatism and its tectonic setting, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **265**: 113-137.
- Kogiso T., Tatsumi Y., Nakano S. 1997: Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. experiments and implications for the origin of oceanic island basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**: 193-205.
- Le Maitre R.W. 1989: A classification of igneous rocks and the glossary of terms, *I.U.G.S. Blackwell Sci. Pub.* 193p.
- Liu J., Bohlen S.R., Ernst W.G. 1996: Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* **143**: 161-171.
- McCulloch M.T., Gamble J.A. 1991: Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.* **102**: 358-374.
- Meen J.K. 1990: Elavation of potassium content of basaltic magmas by fractional crystallization: the effect of pressure, *Contrib. Mineral. Petrol.* **104**: 309-331.
- Meen J.K. 1987: Formation of shoshonites from calc-alkaline basalt magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality, *Contrib. Mineral. Petrol.* **97**: 333-351.
- Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R. 2003: Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran, *J. Asian. Earth. Sci.* **21**: 397-412.
- Morris J.D., Hart S.R. 1983: Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Islands, Aleutians, and implications for mantle structure, *Geochim. Cosmochim. Acta.* **47**: 2015-2030.
- Morrison G.W. 1980: Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rocks association, *Lithos* **13**: 97-108.
- Muller D., Groves D.I. 1993: Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, *Springer-Verlag, Berlin*, 225p.

- Pearce J.A. 1983: Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth C.J., Norry M.J. (Eds.), *Continental basalts and Mantle Xenolithes*.
- Peccerillo A., Poli G., Tolomeo L. 1984: Genesis, evolution and tectonic significance of K-rich volcanic rocks from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry, *Contrib. Mineral. Petrol.* **86**: 230-240.
- Peccerillo A., Taylor S.R. 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contrib. Mineral. Petrol.* **58**: 63-81.
- Pognant U. 1990: Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dikes from northern Karakorum (Sinkiang, China), *Lithos* **26**: 305-316.
- Rapp R.P., Watson E.B. 1995: Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling, *J. Petrol.* **36**: 891-931.
- Rio Tinto Ltd. 2001: Structural interpretation of the Kerman belt, Iran, *Unpublished report of National Iranian Copper Industries Company*, 15p.
- Rio Tinto Ltd. 2000: Interpretation of LANDSAT TM imagery, Kerman region, Iran, *Unpublished report of National Iranian Copper Industries Company*, 42p.
- Rollinson H. 1993: Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation, *Harlow, UK, Longman*, 352 p.
- Seghedi I., Downes H., Szakacs A., Mason P.R.D., Thirlwall M.F., Rosu E., Pecskey Z., Marton E., Panaiotu C. 2004: Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis, *Lithos* **72**:117-146.
- Ninkovich D., Hayes J.D. 1972: Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **16**: 331-345.
- Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J. 2009: Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu-mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran, *Miner. Deposit.* **44**:265-283.
- Shafiei B., Shahabpour J., Haschke M. 2008a: Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt: Response to Neogene crustal thickening. *J.Sciences. I.R. Iran.*, **19**: 67-84.
- Shahabpour J. 2007: Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt, *J. Asian. Earth. Sci.* **30**: 652-665.
- Sun S.S., McDonough W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), *magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub.* **42**: 313-345.
- Takin M. 1972: Iranian geology and continental drift in the Middle East, *Nature* **235**: 147-150.
- Tatsumi Y., Kogiso T. 1997: Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**: 207-221.
- Tatsumi Y., Koyaguchi T. 1989: An absarokite from a phlogopite-lherzolite source, *Contrib. Mineral. Petrol.* **102**: 34-40.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. 1986: Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks, *J. Volcan. Geotherm. Res.* **29**: 293-309.
- White W.M., Dupre B. 1986: Sediment subduction and magma genesis in Lesser Antilles: isotopic and trace element constraints, *J. Geophys. Res.* **91**:5927-5941.
- White W.M., Patchett J. 1984: Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arc: implications for magma origins and crust-mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**:167-185.
- Wilson M. 1989: *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. London, Unwin Hyman, 466p.
- Woodhead J., Eggins S., Gamble J. 1993: High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and depleted mantle wedge, *Earth Planet. Sci. Lett.* **114**: 491-504.
- You C.F., Castillo P.R., Gieskes J.M., Chan L.H., Spivack A.J. 1996: Trace element behaviour in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.* **140**: 41- 52.
- Zindler A., Hart S.R. 1986: Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* **14**: 493-571.