

## پترولوژی و جایگاه تکتونوماگماتیک سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده رزه، جنوب شاهرود

مرتضی خلعت‌بری جعفری<sup>۱\*</sup>، زهرا بحیرایی<sup>۲</sup>

۱- هیات علمی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۲- کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۴/۲۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۵/۲۹

### چکیده

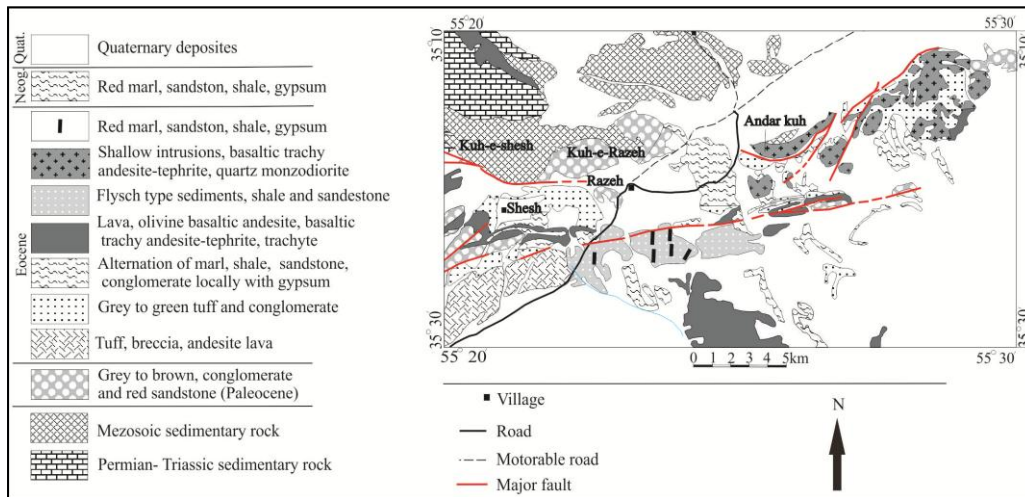
پترولوژی، ژئوشیمی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده رزه در این مقاله بررسی شد. محدوده مورد مطالعه در خاور روستای رزه، ۱۳۰ کیلومتری جنوب شاهرود واقع است. اصلی‌ترین سنگ‌های آذرین در این محدوده، دربردارنده‌ی گدازه‌های ائوسن، توده‌های نیمه عمیق و دایک با روندهای کالک الکان تا کالک الکان پتاسیم بالا است. بر اساس مطالعات سنگ نگاری، گدازه‌های ائوسن ترکیب بازالتیک تراکی آندزیت، بازالتیک تراکی آندزیت-تفریت، تراکیت و توده‌های نیمه عمیق دارای ترکیب تراکی بازالت-تفریت، بازالتیک تراکی آندزیت، تراکی آندزیت در حاشیه و ترکیب مونزودیوریت در هسته هستند. دایک‌های تاخیری ائوسن نیز ترکیب مونزودیوریتی دارند. نمودارهای عنکبوتی از گدازه‌های ائوسن، تهی‌شدگی از HFSEs و غنی‌شدگی از LILEs دارند که ماگماتیسیم فرورانش را نمایان می‌سازد. در نمودارهای تمایز تکتونوماگمایی این سنگ‌ها در قلمروی پشت‌کمان جای می‌گیرند. غنی‌شدگی از LILEs، نسبت بالای Th/Nb و Th بالا همراه با نسبت بالای (La/Sm)<sub>n</sub> معرف ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی صفحه فرورونده و تاثیر آن بر روی گوه گوشته‌ای را دارد.

**واژه‌های کلیدی:** بازالت، پشت کمان، کالک الکان، فرورانش، مونزودیوریت

مقدمه

آتشفشانی، تحولات ماگمایی، جایگاه تکتونوماگمایی تشکیل آن‌ها، نقش گوشته و یا دخالت پوسته زمین را در تشکیل این سنگ‌ها به دست دهد (گیل، ۲۰۱۰؛ وینتر، ۲۰۰۱) (شکل ۱).

سنگ‌های آتشفشانی جایگاه ویژه‌ای را در میان سنگ‌های آذرین بخود اختصاص داده‌اند. مطالعه پترولوژی و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌تواند اطلاعات مفیدی را در رابطه با منشاء سنگ‌های



شکل ۱: نقشه‌ی زمین شناسی ساده شده از محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰: ۱ رزوه، (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲).

دگرگونی در رساله دکتری رحمتی ایلخچی و همکاران (۲۰۰۹) مطالعات جامعی بر روی سنگ‌های آتشفشانی محدوده رزه صورت نگرفته است. برداشت سیستماتیک روی زمین، مطالعه سنگ-نگاری و انجام آنالیزهای شیمیایی جهت اندازه-گیری اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی شامل عناصر نادر و کمیاب جهت معرفی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده رزه، انگیزه انجام چنین مطالعه‌ای بوده است. بعلاوه مطالعه پترولوژی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده رزه و جایگاه آن در شمال خرده قاره ایران مرکزی، می‌تواند به شناخت جایگاه تکتونوماگمایی و ژئودینامیکی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن که در شمال این خرده قاره برنزد دارند، کمک نماید.

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مورد مطالعه، در خاور روستای رزه در استان سمنان و در ۱۳۵ کیلومتری جنوب شهرستان شاهرود رخنمون دارند. این محدوده مطالعاتی در بین طول‌های جغرافیایی خاوری  $۵۵^{\circ} ۰۰'$  -  $۵۵^{\circ} ۳۰'$  و عرض‌های جغرافیایی شمالی  $۳۶^{\circ} ۰۰'$  -  $۳۵^{\circ} ۳۰'$  جای دارد. این محدوده بر اساس تقسیم‌بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) و نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ ترود (تلفیق توسط علوی و هوشمند-زاده ۱۳۵۵) و نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰: ارزوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) در شمال خرده‌قاره ایران مرکزی و بین گسل ترود در جنوب و گسل انجیلو در شمال واقع است. علیرغم چاپورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ ترود (تلفیق توسط علوی و هوشمند زاده، ۱۳۵۵) و ورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰: رزوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) و مطالعه سنگ‌های

## مواد و روش ها

پس از مطالعات مقدماتی و جمع‌آوری پیشینه‌ی مطالعاتی شامل نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی، تصاویر آستر و اسپات، برداشت روی زمین در دی‌ماه سال ۱۳۹۰ طی ۱۰ روز انجام شد. در این رابطه تعداد ۵۰ نمونه از محدوده مورد مطالعه برداشت و پس از تهیه مقاطع نازک، مطالعات سنگ‌نگاری میکروسکوپی انجام شد. پس از مطالعات سنگ‌نگاری، تعداد ۱۳ نمونه جهت انجام آنالیزهای شیمیایی (به روش XRF جهت اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و به روش ICP-Mass spectrometry جهت اندازه‌گیری عناصر فرعی و نادر) به آزمایشگاه آکادمی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک پکن در کشور چین ارسال شد که نتایج آن در جدول شماره ۱ آورده شده است.

## نتایج

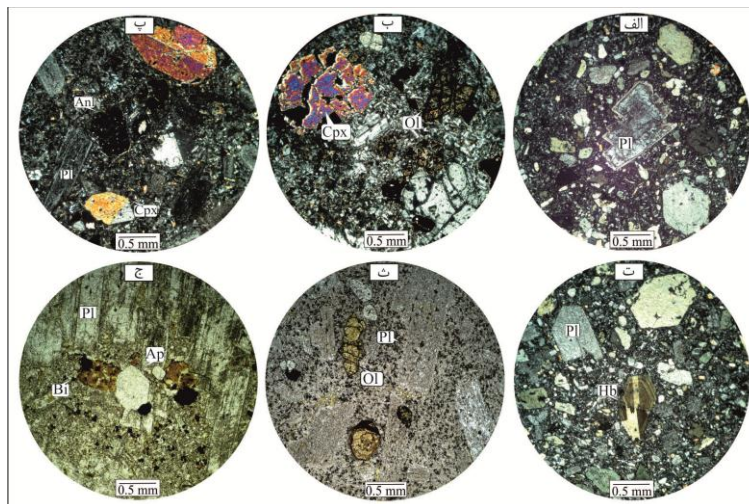
زمین‌شناسی عمومی: قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه دگرگونی هستند که در کوه کفتری و شترکوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) برونزد دارند. علوی و هوشمندزاده (۱۳۵۵) بر مبنای مقایسه چینه‌نگاری، سن پرکامبرین را به این سنگ‌ها نسبت دادند. بر پایه تعیین سن ایزوتوپی بر روی زیرکن‌های جدا شده از گنیس‌های شمالی‌ترین بخش شترکوه به روش  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  سن ۵۴۷ میلیون سال دست آمده است (رحمتی ایلخچی و همکاران، ۲۰۰۹). این سن در قلمروی زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی قرار می‌گیرد که بنوعی سن چینه‌نگاری منسوب به پرکامبرین این سنگ-ها (علوی و هوشمندزاده، ۱۳۵۵) را تأیید می‌نماید. دوران مزوزوئیک در محدوده مورد مطالعه شامل سنگ آهک، شیل و ماسه‌سنگ تریاس (معادل سازند نای‌بند)، شیل‌های خاکستری و تناوب شیل و ماسه‌سنگ همراه با میان لایه‌های

سنگ‌آهک ماسه‌ای ژوراسیک و سنگ آهک کرتاسه است (شکل ۱). واحدهای دوران سنوزوئیک شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن است که شامل، کنگلومرا، توف، توف‌برش، توف ماسه‌ای-سیلنتی، میان‌لایه-هایی از مارن بدون ریزفسیل و گدازه‌هاست. گدازه‌های آتشفشانی ائوسن ترکیب بازالتیک تراکی‌آندزیت، بازالتیک-تفریت و تراکیت را دارند که گاه در تناوب با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی دیده می‌شوند. توده‌های نیمه‌عمیق ترکیب تراکی‌بازالت-تفریت، بازالتیک تراکی‌آندزیت در حاشیه و ترکیب مونزودیوریتو گاهی کوارتز مونزودیوریتی در هسته توده را دارند. این توده-ها فاقد دگرگونی همبری بوده و در درون گدازه-های آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن به صورت سیل‌های ضخیم و یا لوپولیت دیده می‌شوند. گاهی نیز دارای همبری تکتونیزه با سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن هستند. در جنوب روستای رزه، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن توسط دایک‌های با ترکیب مونزودیوریت قطع شده‌اند. این دایک‌ها، سنگ‌های جوان‌تر از ائوسن را قطع نموده‌اند بنابراین می‌توان به عنوان فازهای تاخیری ماگماتیسیم ائوسن به حساب آورد. در جنوب و جنوب خاوری روستای رزه، دایک‌های متعددی با ترکیب میکرو گابرو دیوریت آنالسیم‌دار تا مونزودیوریت رخنمون دارند که توف‌ها را قطع نموده‌اند. مارن‌های الوان نئوژن، کنگلومرای پلیوسن-کواترنری و تراس‌های آبرفتی کواترنری جوان‌ترین واحدهای زمین‌شناسی در محدوده مورد مطالعه‌اند.

سنگ‌نگاری: مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های سالم-تر، جهت انجام مطالعات پتروگرافی (و سپس جهت انجام آنالیزهای شیمیایی) در نظر گرفته

می‌شوند. در گدازه‌هایی که تمایل تفریتی دارند، فنوکریست‌های آنالسیم نیز دیده می‌شوند. در مواردی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز ساخت لانه‌زنبوری و بافت غربالی (شکل ۲-الف) نیز دیده می‌شود که می‌تواند در رابطه با اختلاط ماگمایی (کوسکو و فلوید، ۲۰۰۱) کاهش ناگهانی فشارکل (نلسون و موناتانا، ۱۹۹۲)، نقش همزمان تغییر فوگاسیته آب و کاهش ناگهانی فشار (تسوجیاما، ۱۹۸۵) و یا تغییر در میزان مواد فرار (سینگر و همکاران، ۱۹۹۵) باشد. فنوکریست‌های اوژیته (شکل ۲-ب و پ) و هورنبلاند (شکل ۲-ت) که اغلب از نوع هورنبلاند سبز با ماکل کارلسباد وزونینگ است، دارای ساخت لانه‌زنبوری با حاشیه اپاسیته هستند. اغلب بلورهای هورنبلاند در امتداد زون‌ها اپاسیته شده‌اند که نشان از سرعت کم بالآمدن ماگما در جریان انتقال از حجره ماگمایی است (رینگ وود، ۱۹۷۴؛ رادفورد و همکاران، ۲۰۰۳).

شدند. جهت نامگذاری و دسته‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه، بافت، کانی‌های تشکیل دهنده فنوکریست‌ها و خمیره مورد بررسی قرار گرفته و از نمودارهای نامگذاری ژئوشیمیایی مانند نمودار نامگذاری لی باس و همکاران (۱۹۸۶) (که در این مقاله شکل آن آورده نشد) و نمودار نامگذاری وینچستر و فلوید (۱۹۷۷) (شکل ۳-الف) نیز استفاده شد. بر پایه مطالعات پتروگرافی، گدازه‌های ائوسن ترکیب بازالتیک تراکی آندزیت، بازالتیک تراکی آندزیت-تفریت و تراکیت را دارند. توده‌های نیمه‌عمیق نیز شامل تراکی بازالت-تفریت، بازالتیک تراکی آندزیت، تراکی آندزیت در حاشیه و مونزودیوریت با بافت پورفیریتیک و خمیره میکروکریستالین در مرکز توده است. در گدازه‌های ائوسن و حاشیه توده‌های نیمه‌عمیق، بافت میکروسکوپی غالب، میکرولیتیک پورفیریک است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، اوژیته و هورنبلاندگاه همراه با پسودومورف‌های الیویندیده



شکل ۲: تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های محدوده مطالعاتی رزه الف: پلاژیوکلاز با بافت غربالی در بازالتیک تراکی آندزیت-تفریت از حاشیه توده نیمه عمیق (مقطع میکروسکوپی نمونه Rab 16)، ب: تصویر فنوکریست‌های اوژیته و الیوین در نمونه حاشیه دایک میکرومونزودیوریتی (مقطع میکروسکوپی نمونه Rab 41)، پ: فنوکریست آنالسیم در گدازه بازالتیک تراکی آندزیت-تفریت (مقطع میکروسکوپی نمونه Rab 24)، ت: فنوکریست هورنبلاند در پلاژیوکلاز با بافت غربالی در مونزودیوریت از هسته توده نیمه عمیق (مقطع میکروسکوپی نمونه Rab 19)، ث: تصویر فنوکریست پلاژیوکلاز و پسودومورف‌های الیوین در گدازه بازالتیک تراکی آندزیت (مقطع میکروسکوپی نمونه Rab 39)، و ج: فنوکریست آپاتیت در دایک میکرومونزودیوریتی (مقطع میکروسکوپی نمونه Rab 43).

اپاسیته‌شدن بلورهای آمفیبول را می‌توان به تعادل  
 این کانی در شرایط نزدیک به سطح زمین،  
 فوگاسیته بالای اکسیژن و افزایش درجه حرارت  
 نسبت داد (جدول ۱).

جدول ۱: ترکیب اکسیدهای اصلی به روش XRF بر حسب درصد وزنی (wt%) و عناصر فرعی به روش ICP-MS بر حسب (ppm) که در آزمایشگاه انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک شهر پکن، کشور چین آنالیز شده‌اند.

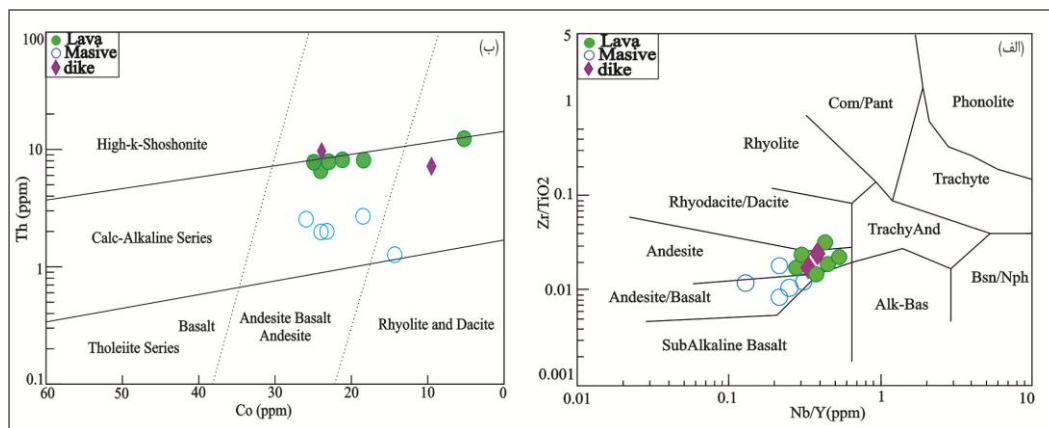
Sample	Rab 11	Rab 16	Rab 19	Rab 20	Rab 24	Rab 29	Rab 31	Rab 32	Rab 35	Rab 39	Rab 41	Rab 43b	Rab 45
Field expose	lava	shallow intrusion	shallow intrusion	lava	lava	shallow intrusion	shallow intrusion	shallow intrusion	lava	lava	dike	dike	lava
Rock name	trachyte	basaltic trachyte andesite-tephrite	monzodiorite	basaltic trachyte andesite	basaltic trachyte andesite-tephrite	monzodiorite	trachyte andesite	trachyte basalt-tephrite	basaltic trachyte andesite	basaltic trachyte andesite	monzodiorite	monzodiorite	basaltic trachyte andesite-tephrite
SiO <sub>2</sub>	62.82	54.51	54.47	53.40	52.49	57.10	58.02	49.83	55.19	53.54	56.63	54.02	53.80
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.51	0.51	0.84	0.83	0.49	0.49	0.66	0.83	0.78	0.70	0.88	0.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.68	15.30	15.43	17.40	16.92	15.89	17.50	16.44	17.15	18.37	19.48	16.69	16.84
MnO	0.09	0.11	0.11	0.24	0.16	0.11	0.11	0.15	0.14	0.11	0.12	0.14	0.17
MgO	1.44	5.96	5.95	3.87	4.05	3.93	3.03	5.78	3.29	3.08	1.57	3.76	3.91
CaO	2.14	6.22	6.78	6.05	4.62	6.61	5.89	8.15	6.44	5.21	6.00	7.59	7.57
Na <sub>2</sub> O	5.12	4.76	4.51	4.22	5.35	3.72	4.73	4.58	3.52	5.44	4.24	3.19	3.24
K <sub>2</sub> O	4.92	3.63	3.31	3.10	3.10	2.89	2.02	2.41	3.47	2.67	3.47	2.88	2.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.29	0.29	0.33	0.34	0.28	0.22	0.36	0.38	0.34	0.46	0.33	0.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	4.46	6.82	6.85	8.36	8.57	6.50	5.86	8.40	8.05	7.08	5.56	8.36	8.18
L.O.I	1.26	0.88	0.92	1.44	2.88	1.54	1.00	2.06	0.34	2.48	1.28	1.40	1.28
Total	100.02	98.99	99.13	99.25	99.31	99.06	98.87	98.82	98.80	99.10	99.51	99.24	99.02
Li	16.85	24.45	22.88	37.37	44.71	35.46	19.24	16.27	17.63	32.20	14.94	24.71	15.23
Be	2.50	1.29	1.48	1.49	1.54	1.45	1.35	1.67	1.59	1.42	1.80	1.47	1.44
Sc	11.91	25.43	25.87	21.56	22.34	19.93	11.19	24.25	16.07	11.21	7.767	23.26	19.69
V	57.04	189.3	195.7	223.8	217.3	150.9	133.5	219.8	197.3	180.9	103.9	218.9	210.2
Cr	3.86	-	217.1	31.45	27.66	83.04	29.52	90.32	14.15	16.72	17.43	25.56	22.64
Co	5.23	23.98	23.21	24.04	24.92	18.48	14.32	25.93	21.17	18.40	9.738	23.85	23.60
Ni	0.436	62.65	34.65	-	0.915	12.94	2.415	21.48	0.217	6.574	12.35	12.05	14.65
Zn	57.6	45.67	44.24	84.29	91.98	57.40	46.6	52.00	78.55	62.53	68.43	81.61	81.17
Ga	19.01	14.55	14.73	19.18	17.43	16.33	17.89	16.29	18.85	18.93	18.95	18.77	18.42
Rb	87.01	79.03	68.94	70.62	67.78	75.82	40.47	52.08	70.30	43.73	29.83	69.20	65.47
Sr	319.24	540.7	571.5	787.7	482.8	915.5	865.7	837.0	840.0	721.5	441.0	696.0	689.5
Y	29.50	12.13	11.91	19.96	21.89	13.19	11.27	15.1	19.02	18.60	21.99	21.27	19.91
Zr	252.19	74.23	71.55	149.7	137.6	95.07	79.35	74.11	130.0	140.9	159.5	139.6	136.5
Nb	12.68	3.36	3.13	6.96	7.33	4.34	3.49	3.44	7.97	7.25	8.41	7.57	7.23
Cs	2.25	2.98	0.95	3.01	12.18	2.03	1.64	4.67	2.85	3.07	1.32	1.79	2.22
Ba	1033	486	397	702.	515	411	269	291	637	583	510	550	540
La	36.46	11.55	11.01	24.16	23.98	12.49	10.07	14.84	28.17	22.99	22.74	24.97	24.12
Ce	72.6	22.21	21.64	46.2	46.83	24.52	20.60	29.61	52.01	45.64	41.82	52.75	49.88
Pr	9.12	3.35	3.19	5.97	6.35	3.45	2.97	4.33	6.77	5.88	6.34	6.69	6.41
Nd	36.28	14.64	13.92	24.75	26.35	15.90	13.02	19.06	28.20	24.91	25.55	26.50	25.45
Sm	6.98	3.17	2.98	4.98	5.32	3.30	2.64	3.98	5.40	4.96	5.07	5.38	5.15
Eu	1.57	0.99	0.95	1.44	1.43	1.04	0.86	1.19	1.51	1.41	1.48	1.52	1.42
Gd	6.11	2.72	2.69	4.53	4.84	3.02	2.43	3.63	4.90	4.5	4.84	5	4.8
Tb	0.94	0.42	0.41	0.69	0.73	0.44	0.38	0.54	0.71	0.67	0.72	0.74	0.72
Dy	5.55	2.37	2.31	3.93	4.21	2.57	2.18	2.97	4.5	3.93	4.31	4.42	4.13
Ho	1.14	0.47	0.46	0.8	0.86	0.51	0.44	0.59	0.80	0.78	0.84	0.87	0.81
Er	3.18	1.29	1.26	2.23	2.36	1.45	1.23	1.61	2.2	2.17	2.31	2.22	2.15
Tm	0.48	0.19	0.19	0.32	0.35	0.22	0.19	0.24	0.32	0.33	0.34	0.33	0.31
Yb	3.11	1.29	1.25	2.11	2.31	1.45	1.30	1.57	2.14	2.14	2.28	2.24	2.11
Lu	0.48	0.2	0.19	0.32	0.37	0.22	0.20	0.24	0.34	0.34	0.36	0.34	0.32
Hf	7.05	2.02	1.96	4.07	3.67	2.39	2.09	2.01	3.64	3.8	4.53	4.02	3.91
Ta	0.85	0.23	0.25	0.48	0.48	0.29	0.21	0.21	0.55	0.5	0.53	0.49	0.47
Tl	0.28	0.28	0.28	0.19	0.34	0.31	0.18	0.25	0.26	0.16	0.24	0.18	0.18
Pb	21.22	7.51	6.66	15.28	10.71	11.88	7.96	10.48	13.68	12.48	12.72	13.59	12.59
Bi	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.02	0.03	0.05	0.02	0.01	0.03	0.02
Th	12.71	1.98	2	7.15	7.77	2.69	1.26	2.54	8.16	8.11	7.61	8.31	7.77
U	3.18	1.01	0.86	2.78	1.95	1.18	0.6	0.91	2.16	2.10	1.78	2.04	1.86

سابآلکالی‌بازالت قرار دارند به غیر از یکی از نمونه‌ها که در قلمروی ریوداسیت- داسیت جای گرفته‌اند. نمونه‌های توده‌های نیمه‌عمیق در این نمودار در قلمروی آندزیت -بازالت، آندزیت، ریوداسیت و داسیت جای گرفته‌اند. دایک‌های جنوب رزه در قلمروی آندزیت بازالت تا آندزیت جای می‌گیرند (شکل ۳- الف). به منظور تعیین سری ماگمایی از نمودار نسبت Co به Th (هستیه و همکاران، ۲۰۰۷) استفاده شده است. در این نمودار علاوه بر تفکیک گروه‌های سنگی می‌توان برای تعیین سری ماگمایی نیز استفاده کرد. بر طبق این نمودار گدازه‌های ائوسن در مرز قلمروی سری کالک الکانل پتاسیم بالا قرار دارند در حالی- که توده‌های نیمه عمیق در قلمروی سری کالک- آلکانل جای گرفته‌اند. دایک‌های جنوب رزه وضعیتی مشابه گدازه‌های ائوسن را نشان می‌دهند و در قلمروی سری کالک‌آلکانل و کالک الکانل پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۳- ب).

پسودومورف‌های الیوین متوسط تا ریز بلور بوده و توسط ایدنگزیت و سرپانتین جایگزین شده‌اند (شکل ۲- ث). فنوکریست آنالسیم نیز در مقاطعی که ترکیب با تمایل تفریتی دارند، دیده می‌شود (شکل ۲- پ). در مواردی فنوکریست‌های آپاتیت نیز دیده شده است (شکل ۲- ج).

تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی: همانگونه که نوشته شد، پس از مطالعات پتروگرافی تعداد ۱۳ نمونه سالم‌تر انتخاب و به آزمایشگاه انستیتوی زمین- شناسی و ژئوفیزیک شهر پکن، کشور چین ارسال شدند. اکسیدهای اصلی به روش XRF و عناصر فرعی و نادر به روش ICP-MS آنالیز شدند.

نام‌گذاری بر اساس نتایج ژئوشیمیایی: به دلیل تحرک قابل توجه عناصر آلکالی، استفاده از عناصر فرعی مانند Ti, Zr, Y و Nb در نام‌گذاری سنگ- های آذرین مناسب‌تر است (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷). در این راستا و در نمودار ترسیم شده به این روش گدازه‌های ائوسن در قلمروی آندزیت و

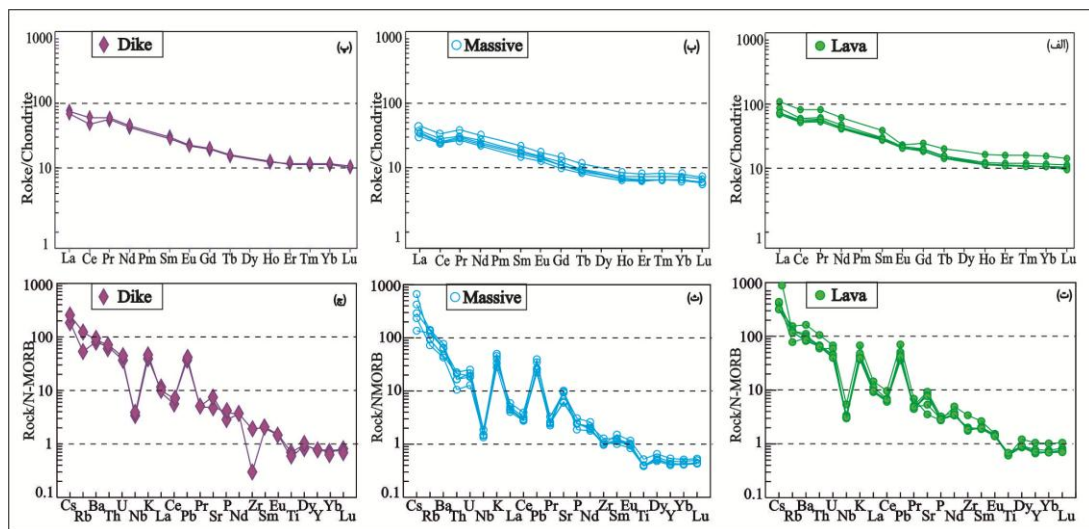


شکل ۳: الف) نمودار نسبت Nb/Y به Zr/TiO<sub>2</sub> نقل از (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷) به منظور نام‌گذاری و ب) نمودار نسبت Co به Th (هستیه و همکاران، ۲۰۰۷) به منظور تعیین سری ماگمایی مورد استفاده قرار گرفته است.

الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی: بررسی الگوهای به‌هنجار شده عناصر نادر با مقادیر کندریت (سان و مک دونوق، ۱۹۸۹) برای گدازه‌های ائوسن، توده‌های نیمه‌عمیق و دایک‌های جنوب رزه نشان از غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs دارد که از ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای مناطق فرورانش است (رولینسون، ۱۹۹۳؛ هاکسورد و همکاران، ۱۹۹۱؛ مک کالوک و گامبل، ۱۹۹۱؛ وینتر، ۲۰۰۱) رفتار عناصر نادر خاکی برای

سیالات برخاسته از صفحه فرورونده بر گوهگوشته‌ای در جریان فرورانش نسبت داد (تاتسومی و همکاران، ۲۰۰۲). همچنین غنی-شدگی Cs و Pb در این نمودارها را شاید بتوان با ذوب‌بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده توجیه نمود (وارکامب و همکاران، ۲۰۱۰؛ وایر و همکاران، ۲۰۰۳). عناصر LILE به دلیل پتانسیلیونی پایین، در فشار و دمای بالا به آسانی در سیال‌های آب‌دار حل شده و انتقال می‌یابند (گرین و پیرسون، ۱۹۸۶؛ تاتسومی و اگین، ۱۹۹۵). در صورتی که میزان انحلال پذیری عنصر HFSE در سیال‌های آب‌دارپائین است (تاتسومی و همکاران، ۱۹۸۶) این امر باعث می‌شود که با از دست دادن آب صفحه فرورونده و خروج سیالات آبدار و تأثیر آن‌ها بر گوهگوشته‌ای و متاسوماتیسم آن، ماگمای حاصل از عناصر LILE نسبت به HFSE غنی شود (گرین، ۲۰۰۶).

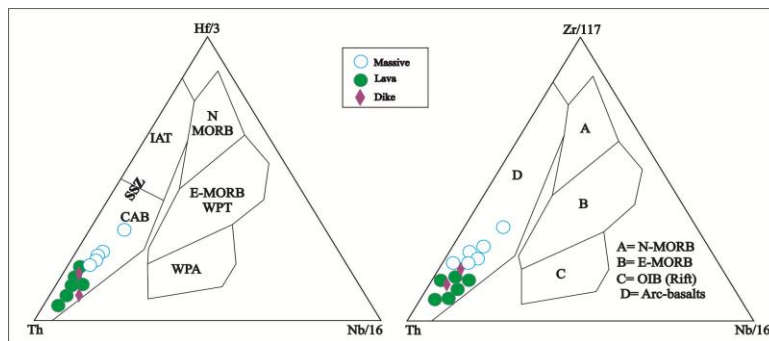
نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۴- الف، ب و ت) دارای یک روند است، ولی توده‌های نیمه‌عمیق در ترازهای پائین‌تر نسبت به گدازه‌های ائوسن قرار می‌گیرند. این رفتار شاید نشان از سرنوشت مشابه گدازه‌های ائوسن، دایک‌های جنوب رزه و توده‌های نیمه‌عمیق دارد هرچند ممکن است منشأ (source) اولیه یکسانی نداشته باشند. تهی‌شدگی Eu در این الگوها دیده نمی‌شود که نشان دهنده حضور پلاژیوکلاز کلسیک به عنوان عامل کنترل‌کننده تحول ماگما و یا عدم حضور آن در فاز باقی‌مانده است (مک کورت و همکاران، ۱۹۸۵؛ رولینسون، ۱۹۹۳؛ تانکات و همکاران، ۱۹۹۸). الگوهای عناصر نادرخاکی و فرعی به‌هنجار شده با Th است (شکل ۴، ت، ث و ج). غنی‌شدگی واضح Cs، K و Pb از ویژگی‌های شاخص این نمودار است که مقادیر N-MORB (سان و مک دونوق، ۱۹۸۹) برای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، دارای شیب مثبت از Cs می‌توان به عمل کرد



شکل ۴: الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با مقادیر کندریت و گوشته اولیه (سان و مک دونوق، ۱۹۸۶) برای گدازه‌های ائوسن، توده‌های نیمه‌عمیق و دایک‌های جنوب رزه.

Nb و Ta تا درجه حرارت ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد غیرمتحرک‌اند (وود و همکاران، ۱۹۷۹؛ پیرس و همکاران، ۲۰۰۵؛ هاکسورد و همکاران، ۱۹۹۷) غنی‌شدگی Th نسبت به Nb و Ta را می‌توان معرف زون فرورانش به حساب آورد (وود و همکاران، ۱۹۷۹). لذا این عناصر به منظور تشخیص محیط فرورانش می‌توانند کاربرد وسیعی داشته باشند. بر اساس این نمودارها تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزایر کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵).

جایگاه تکتونوماگمایی و بررسی نقش ترکیبات فرورانش: نمودارهای وود و همکاران (۱۹۷۹) با استفاده از عناصر غیرمتحرک با قدرت میدان بالا طراحی شده است که به منظور تفکیک انواع بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی و تفکیک بازالت‌های جزایر قوسی به کار می‌رود (شکل ۵). در دمای پائین غیرمتحرک و در دماهای بالا متحرک است (تیان و همکاران، ۲۰۰۸)، Nb عنصری است که همیشه به صورت غیرمتحرک رفتار می‌کند و Ta نیز رفتاری تقریباً غیر متحرک دارد. Th، Hf،

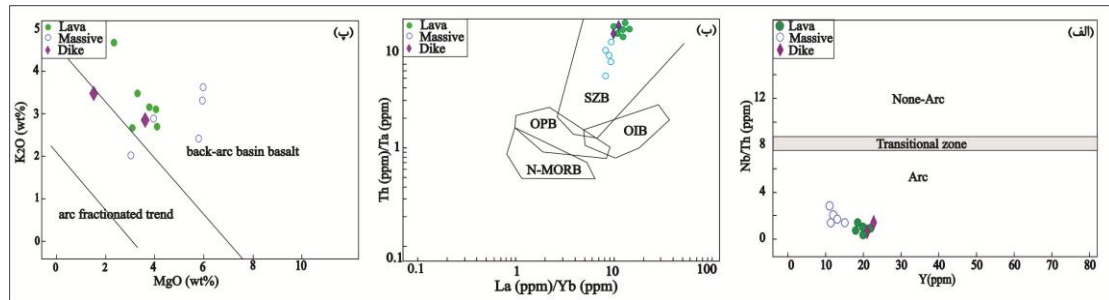


شکل ۵: نمودارهای مثلثی Th-Hf/3-Ta, Th-Hf/3-Nb/16 (وود، ۱۹۸۰؛ وود و همکاران، ۱۹۷۹) بر طبق این نمودار تمامی نمونه‌ها در قلمروی بازالت‌های جزایر قوسی (D) و بازالت‌های کالک‌آلکان (CAB) جای گرفته‌اند.

در نمودار نسبت Nb/Th به (جنر و همکاران، ۱۹۹۱) Y بازالت‌های کمانی (Arc)، حدواسط (Transitional zone) و غیر کمانی (Non-Arc) تفکیک شده‌اند نمونه‌های مورد مطالعه تماماً در قلمروی کمان واقع شده‌اند (شکل ۶-الف). (توملینسون و کندی، ۲۰۰۱) از نسبت عناصر La/Yb و Th/Ta جهت تفکیک بازالت‌های فرورانش (SZB)، بازالت‌های صفحه اقیانوسی (OPB)، N-MORB و بازالت‌های جزایر کمانی (OIB) استفاده نمود. طبق این نمودار تمامی نمونه‌ها در قلمروی بازالت‌های مرتبط با فرورانش (SZB) پلات شده‌اند (شکل ۶-ب). در نمودار MgO به K<sub>2</sub>O (وارکامپ، ۲۰۱۰) قلمروهای بازالت‌های پشت‌کمانی (BABBB) و کمان تفکیک شده است. در این نمودار اکثر نمونه‌ها در قلمروی بازالت‌های پشت‌کمانی واقع شده‌اند (شکل ۶-پ).

در نمودار نسبت Nb/Th به (جنر و همکاران، ۱۹۹۱) Y بازالت‌های کمانی (Arc)، حدواسط (Transitional zone) و غیر کمانی (Non-Arc) تفکیک شده‌اند نمونه‌های مورد مطالعه تماماً در قلمروی کمان واقع شده‌اند (شکل ۶-الف). (توملینسون و کندی، ۲۰۰۱) از نسبت عناصر La/Yb و Th/Ta جهت تفکیک بازالت‌های فرورانش (SZB)، بازالت‌های صفحه اقیانوسی

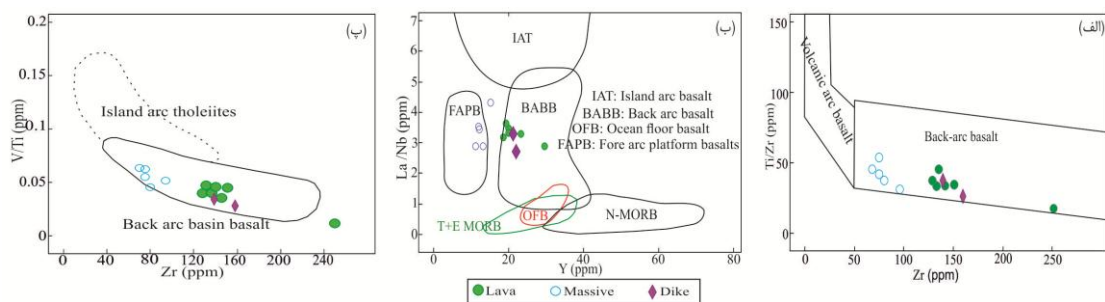




شکل ۶: نمودارهای تعیین محیط تکتونوماگمایی، الف: نمودار نسبت Nb/Th به Y (۱۹۹۱) به جنر و همکاران، ب: نمودار نسبت Th/Ta به La/Yb (تاملینسون و کندی، ۲۰۰۱) و پ: نمودار نسبت K<sub>2</sub>O به MgO (وارکامپ، ۲۰۱۰) برای گدازه‌های ائوسن و توده‌های نیمه عمیق است.

این نمودار گدازه‌های ائوسن و دایک‌های جنوب رزه در قلمروی بازالت‌های حوضه پشت‌کمانی (BABB) و توده‌های نیمه عمیق نیز در قلمروی بازالت‌های پلتفورمی جلوی کمان (FAPB) واقع شده‌اند (شکل ۷-ب). نمودار Zr به V/Ti به منظور تمایز بین بازالت‌های پشت‌کمانی (BABB) و تولیت‌های جزایر کمانی (IAT) پیشنهاد شده است (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳). در این نمودار تمامی نمونه‌ها در قلمروی بازالت‌های پشت‌کمانی واقع شده‌اند (شکل ۷-پ).

نمودار Zr به (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳) Ti/Zr به منظور تمایز بین بازالت‌های پشت‌کمانی (BABB) و بازالت‌های کمان (VAB) مورد بررسی قرار گرفته است. در این نمودار تمامی نمونه‌ها در قلمروی بازالت‌های پشت‌کمانی واقع شده‌اند (شکل ۷-الف). نمودار Y به (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱) La/Nb دارای ۶ قلمرو است که عبارتند از بازالت‌های جزایر قوسی (IAT)، بازالت‌های حوضه پشت‌کمانی (BABB)، بازالت‌های پلتفورمی جلوی کمان (FAPB)، بازالت‌های سیلابی اقیانوسی (OFB)، N-MORB و E MORB-T بر اساس

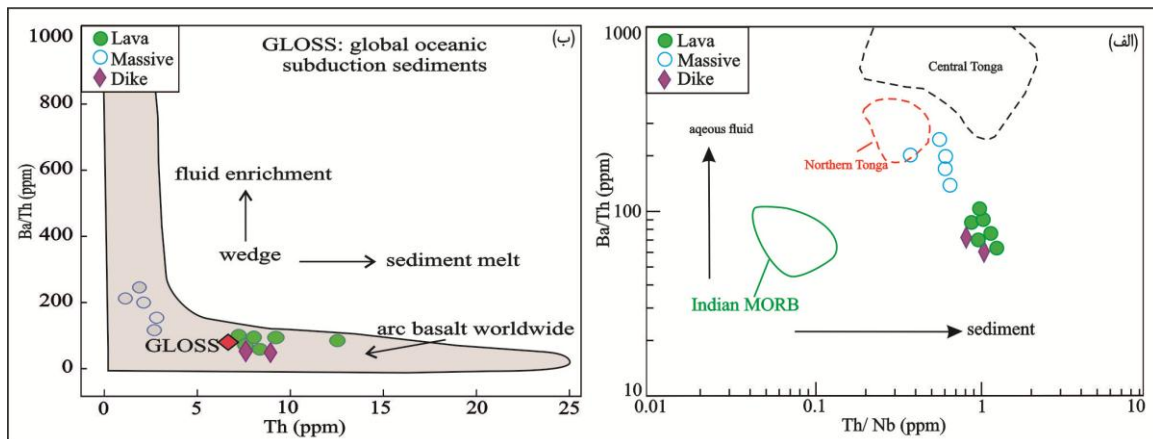


شکل ۷: نمودارهای مربوط به تعیین محیط تکتونوماگمایی، الف: نمودار Zr به Ti/Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳). ب: نمودار Y به La/Nb (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱) و پ: نمودار Zr به V/Ti (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)

با توجه به بررسی نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای تکتونوماگمایی، مشخص شد که گدازه‌های آتشفشانی ائوسن ویژگی‌های محیط‌های فرورانش را داشته و به سمت حوضه پشت‌کمان تمایل دارند. نظر به اهمیت مواد برخاسته از صفحه فرورنده چه به صورت مذاب و یا سیال در تکوین ماگماهای مربوط به فرورانش، از نمودار نسبت Ba/Th به Th/Nb (تیان و همکاران، ۲۰۱۱) و نمودار Ba/Th به Th (مانکر و همکاران، ۲۰۰۴) استفاده شد. نمودار پیشنهادی (تیان و همکاران، ۲۰۱۱) برپایه سه عنصر Th، Nb و Ba طراحی شده است.

نسبت  $Th/Nb < 1$  در توده‌های نیمه‌عمیق است شاید بتوان ماگمای سازنده توده‌های نیمه‌عمیق را حاصل ذوب‌بخشی باقی‌مانده گوه‌گوشته‌ای تهی- شده فرض نمود (شکل ۸-الف). نمودار  $Ba/Th$  به  $Th$  (مانکر و همکاران، ۲۰۰۴) نیز به منظور تشخیص نقش سیالات ویا مذاب طی فرورانش استفاده. از آنجاکه  $Th$  در سیالات دمای بالا متحرک است و  $Ba$  در تمام گستره‌های دمایی متحرک است، لذا افزایش میزان  $Th$  نشانی از نقش مذاب حاصل از ذوب‌بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده است. نمونه‌های مورد مطالعه نسبت  $Ba/Th$  کمتر و  $Th$  بالاتری دارند و در قلمروی رسوبات فرورانش اقیانوسی جهانی (GLOSS) قرار می‌گیرند. شاید بتوان فرض کرد  $Th$  بالاتر انعکاسی از نقش بیشتر مذاب برخاسته از صفحه فرورونده در تکوین گدازه‌های ائوسن بوده است (شکل ۸-ب).

$Ba$  در گستره وسیعی از دما متحرک است در حالی‌که  $Th$  در سیالات با دماهای پائین غیر متحرک و در سیالات با دمای بالا متحرک است و عنصر  $Nb$  نیز همیشه به صوت غیرمتحرک رفتار می‌کند (تیان و همکاران، ۲۰۰۸). در این نمودار نمونه‌هایی که نسبت  $Th/Nb < 1$  دارند، نقش سیالات حاصل از آزدایی پوسته اقیانوسی را در ژنز خود ثبت نموده‌اند. در حالی‌که نمونه‌های با نسبت  $Th/Nb > 1$  معرف مذاب حاصل از ذوب-بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده است. نسبت  $Th/Nb$  برای گدازه‌های ائوسن قلمروی ۱-۱.۱۱ و نسبت  $Th/Nb$  توده‌های نیمه‌عمیق ۰.۷۳-۰.۳۶ و نسبت  $Th/Nb$  در دایک‌های جنوب رزه در قلمروی ۱.۰۹-۰.۹ قرار می‌گیرد. با توجه به بالا بودن میزان نسبت  $Th/Nb$  در گدازه‌های ائوسن، می‌توان فرض کرد که مذاب حاصل از ذوب‌بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده در تکوین گدازه-های ائوسن نقش مهمی داشته‌اند. از آنجا که



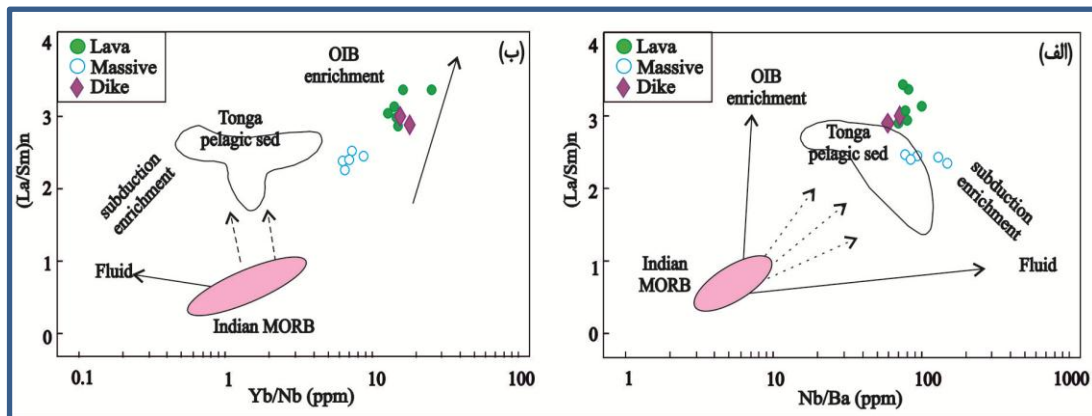
شکل ۸: الف:  $Ba/Th$  به  $Th/Nb$  (تیان و همکاران، ۲۰۱۱) و ب: نمودار  $Ba/Th$  به  $Th$  (مانکر و همکاران، ۲۰۰۴) برای تعیین نقش سیالات در تکوین ماگما.

ذوب‌بخشی رسوبات در جریان فرورانش استفاده شد. رسوبات بالای صفحه فرورونده دارای مقادیر بیشتری از عناصر LREEs هستند، و مذاب ناشی از ذوب رسوبات دارای مقادیر  $(La/Sm)_n$  بالاتری

از نمودار نسبت  $(La/Sm)_n$  به  $Ba/Nb$  (تیان و همکاران، ۲۰۱۱) و نمودار نسبت  $(La/Sm)_n$  به  $Nb/Yb$  (تیان و همکاران، ۲۰۱۱). نیز به منظور تعیین نقش سیالات و دخالت مذاب ناشی از

ذوب‌بخشی رسوبات پلاژیک متمایل‌اند. غنی-شدگی آنان در (شکل ۹-ب) شاید انعکاسی از منشأ پریدوتیتی است که در اثر تأثیر بیشتر مذاب برخاسته از صفحه فرورونده غنی شده‌اند.

است (تیان و همکاران، ۲۰۱۱). در نمودارهای مورد بررسی (شکل ۹) تمامی نمونه‌ها دارای مقادیر بالایی از نسبت  $(La/Sm)_n$ ،  $Nb/Yb$  و  $Nb/Ba$  هستند و به سمت محدوده میانگین



شکل ۹: الف: نمودار نسبت  $(La/Sm)_n$  به  $Ba/Nb$  (تیان و همکاران، ۲۰۱۱) و ب: نمودار نسبت  $(La/Sm)_n$  به  $Nb/Yb$  (تیان و همکاران، ۲۰۱۱) برای تعیین نقش مذاب در تکوین ماگمای سازنده گذازه‌های ائوسن.

### بحث و نتیجه‌گیری

توده‌های نیمه‌عمیق روند ماگمایی کالک‌آلکان نشان می‌دهند. در الگوهای عناصر کمیاب به‌هنجارشده با مقادیر کندریت، شیب واضحی از LREEs به سمت HREEs دیده می‌شود. گذازه‌های آتشفشانی ائوسن در ترازهای غنی‌تر نسبت به الگوهای نمونه‌های توده‌های نیمه‌عمیق جای دارند. در نمودارهای عنکبوتی به‌هنجارشده با مقادیر N-MORB، نیز دارای غنی‌شدگی از LILEs و تهی-شدگی از HFSEs مانند Nb هستند. بنظر می‌رسد که ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده (مذاب-سیال) و تأثیر آن‌ها بر روی گوه‌گوشته‌ای بالای این صفحه، سبب تسهیل در ذوب‌بخشی گوه‌گوشته شده و ایجاد ماگما با روندهای کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا طی ائوسن شده است. بعلاوه تأثیر ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده بر گوه‌گوشته‌ای، سبب غنی‌شدگی از LREEs به

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به صورت گذازه، توده‌های نیمه‌عمیق و دایک‌ها رخمون دارند. گذازه‌های آتشفشانی ائوسن همراه با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی مانند توف سبر، برش و مارن و توده‌های نیمه عمیق بطور عمده بصورت سیل‌های ضخیم، بدون شواهد دگرگونی مجاورتی در حاشیه دیده می‌شوند. دایک‌ها نیز سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی بالای ائوسن را قطع نموده‌اند اما سنگ‌های جوانتر از ائوسن را قطع ننموده‌اند. گذازه‌های آتشفشانی ائوسن ترکیب البوین بازالتیک آندزیت-بازالتیک تراکی آندزیت، بازالتیک آندزیت-تفریت و تراکیت و توده‌های نیمه‌عمیق ترکیب بازالتیک تراکی آندزیت-تفریت، تراکی آندزیت تا مونوزودیوریت دارند. بیشتر گذازه‌های آتشفشانی ائوسن روند ماگمایی کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا را داشته و

فرورونده و تاثیر آن بر گوه گوشته‌ای سبب تسهیل در تشکیل گدازه‌های کالک‌الکالن پتاسیم بالا شده است. تصور می‌شود که نقش مذاب مورد بحث در تکوین گدازه‌های آتشفشانی ائوسن با روند ماگمایی کالک‌الکالن پتاسیم بالا بیش از نقش سیالات بوده است.

با توجه به رفتار عناصر در نمودارهای عنکبوتی و الگوهای REE توده‌های نیمه‌عمیق و تجمع آن‌ها در قلمروهایی با تهی‌شدگی کمتر از عناصر نادر، شاید بتوان ماگمای سازنده توده‌های نیمه‌عمیق را به گوه گوشته‌ای تهی‌شده‌تر در مقایسه با منشأ سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نسبت داد که بیشتر تحت تاثیر ترکیبات برخاسته از فرورانش بوده‌اند.

سمت HREEs در الگوهای عناصر کمیاب به-هنجارشده با مقادیر کندریت شده که مشابه ماگماتیسیم مناطق فرورانشاست.

در نمودارهای تمایز تکتونوماگمایی، نمونه‌های مورد مطالعه در قلمروهای کمانی به خصوص در حوضه‌های پشت‌کمان (Back-arc) واقع شده‌اند.

نسبت  $Th/Nb > 1$  در اکثر گدازه‌های آتشفشانی، نسبت بالای Th، مقادیر  $(La/Sm)_n > 2$  و تمایل گدازه‌های آتشفشانی به سمت قلمروهای ذوب-بخشی رسوبات، نشانی از دخالت مذاب ناشی از ذوب‌بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده بر روی گوه گوشته‌ای دارد. به نظر می‌رسد که مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه

#### منابع

-ایلخچی، م.، ۱۳۸۲. نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ رزوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
-علوی، م. و هوشمندزاده، ع.، ۱۳۵۵. نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ ترود سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از لحاظ وضعیت ساختاری در ارتباط با حوضه‌های رسوبی نشریه انجمن نفت ایران، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.

-Floyd, P. A., Kelling, G., Gokcen, S. L. and Gokcen, N., 1991. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misisophiolitic Melange, South Turkey, Gill, R., 2010, Igneous rocks and process, Wiley-Blackwell, 428p.

-Green, N. L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system, Lithos, v. 87, p. 23-49.

-Green, T. H. and Pearson, N. J., 1986. Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P, T. Chemical Geology, v. 54, p. 185-201.

-Hasti, R., Kerr, A.c., Pearce, J.A. and Mitchell, S.f., 2007. Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of Th-Co

discrimination diagram”, Journal of petrology, v. 48 (12), p.234-235.

-Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M. and MacDermot, F., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism, Philosophical Transaction of the Royal Society A: mathematical, physical & engineering Sciences, v. 335 p. 393-405.

-Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M. and MacDermot, F., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism, Philosophical Transaction of the Royal Society A: mathematical, physical & engineering Sciences, v. 335, p. 393-405.

-Jenner, G.A., Dunning, G.R., Malpas, J., Brown, M. and Brace, T., 1991. Bay of island and little port complexes, revisited: Age, geochemical and isotopic evidence

- confirma subduction zone origin, Canadian journal of earth sciences, v. 28, p. 1635-1652.
- Kuscu, G. G. and Floyd, P. A., 2001. Mineral compositional and Textural evidence for magma mingling in the SaraykentVolcanics, Lithos, v. 56, p. 207-230.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettine, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-Silica diagram. Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.
- McCulloch, M. T. and Gamble, J. A., 1991. Geochemical and geodynamical constrains on subduction magmatism", Earth and Planetary, v. 102, p. 358-374.
- Mccurt, W. J., Atherton, M. P., Sanderson, L. M. and Warden, V., 1985. The volcanic cover chemical composition and the origion of the magma of the calipuy, (In magmatism at a plate edge), p. 273-284.
- Miskouic, A. and Francis, D., 2006. Interaction between mantle-derived and crustal calc-alkaline magmas in the petrogenesis of the Paleocene Sifton Rang volcanic complex, Yukon, Canada".Lithos, v. 87, p. 104-134.
- Morata, D. and Aguirre, L., 2003. Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29° 20' -30° S), Chile: geochemistry and petrogenesis, Journal southern American of Earth Science, v.16, p. 459-476.
- Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G. and Churicova, T., 2004. Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from kaamchatka-Aleutian arc lavas, Earth and Planetary Sciences, v. 224, p. 275-293.
- Nelson, S. T. and Montana, A., 1992. Sive-Textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. American Mineralogist, v.77, p. 1242-1249.
- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H. and Fryer, P., 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components, Geochemistry, Geophysics, Geosystems 6, Abstract.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, Sh. W., Holub, F. V., Kosler, J. and Frank, W., 2009. Magmatic and metamorphic evolution of the ShoturKuh metamorphic complex (Central Iran), Springer.
- Rendeng, S., Jingsui, Y., Cailai, W., Iizuka, T. and Hirata, T., 2006. Island arc volcanic rocks in the north Qaidam UHP belt, northern Tibet plateau: Evidence for ocean-continent subduction preceding continent-continent subduction, Journal of Asian Earth, v. 26, p. 151-159.
- Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, John Wiley & Sons Inc, New York, Harlow, UK, Longman, 352p.
- Rutherford, M.J. and Devine, A.D., 2003. Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblend phase equilibria and reaction in the 1995-2002, Soufriere Hills Magma. Journal of Petrology, v. 44, p. 1433-1484.
- Singer, S. B. A., Dungan, M. and Layne, G., 1995. Texture and Sr, Ba, Mg, Fe and Ti compositional profile in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calcealkalin magma chamber. American Mineralogist, v. 80, p. 776-798.
- Sun, S-s. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics ofoceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J, (Eds.), magmatism in the Ocean Basins, Special Publication 42, Geological Society, London, p. 313-345.
- Tankut, A., Dilek, Y. and Pirl, O., 1998. Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara mélange, Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 85, p. 265-284.
- Tatsumi, Y. and Eggins, S., 1995. Subduction Zone Magmatism, Oxford: Blakwell Scientific, Earth Science Geology, 213 p.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and 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. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 29, p. 293-309.
- Tatsumi, y., Nakashima, T. and Tamura, Y., 2002. The petrology and geochemistry of calc-alkaline Andesite on shodo-Shima

- Island, SW Japan, *Journal of Petrology*, v. 43, p.3-16.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. H. and Pietruszka, A. J., 2008. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lua Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.178, p. 657-670.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hilton, D. R., Hawkins, J. W., Hanan, B. B. and Pitruszka, A. J., 2011. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of the northern Lau Basin Lavas: Implications for the composition and dynamics of the back-arc basin mantle, *Journal of Geophysical research*, v. 116,p. 1-18.
- Tomlinson, K. Y. and Condie, K.c., 2001. Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry, In: Ernst, R.E., Bucan, K.L. (Eds.), *Mantle Plumes: Their identification through time*, Geological Society of America Special Paper, v. 352, p. 341-357.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthosite and origin of dusty plagioclase in andesite contribution *Mineralogical petrology*, v. 89, p. 1-16.
- Varekamp, J. c., Hesse, A. and Mandeville, C.W., 2010. Back-arc basalts from the Loncopuegraben (Province of Neuquen, Argentina), *Jurnal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 197, p.313-328.
- Wayer, S., Munker, C. and Mezger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 205, p. 306-324.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.*Earth and Planetary Scientific Letters*, v. 28, p. 459-469.
- Winter, J. D., 2001. *An introduction to Igneous and Metamorphic petrology*, Publisher, Prentice Hall, 697p.
- Wood, D. A., Joron, J. L. and Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify discriminate between magma series erupted in different tectonic settings, *Earth and Planetary Sciences, Letters*, v. 45p. 326-336. doi: [org/10.1016/0012-821X\(79\)90133-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90133-X).
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multiphase melt extraction and a depleted mantle wedge, *Earth and Planetary Sciences, Letters*, v.144, p. 491-504. doi: [org/10.1016/0012-821X\(93\)90078-N](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90078-N).