

# محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در شمال درح (جنوب خاوری سریشه)، خاور ایران

محمدی\* عصمت، زرین کوب محمدحسین، محمدی سید سعید

دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

## چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال درح و در بخش شمالی زمیندز سیستان قرار دارد. در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و آندزیت منسوب به کرتاسه به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی با همین سن قرار گرفته‌اند. بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیری، گلومروپورفیری، اینترگرانولار، حفره‌ای و بادامکی می‌باشد. پلاژیوکلاز و پیروکسن، کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های بازالت و آندزیت بازالتی و پلاژیوکلاز، هورنبلند و کمی آلکالی فلدسپار، فنوکریست‌های آندزیت و تراکی آندزیت می‌باشند. این سنگ‌ها ماهیت کالک آلکالن تا تولیتی دارند و غنی‌شدگی از LILE, LREE و تهی‌شدگی از P, Nb, Ti را نشان می‌دهند که بیانگر وابستگی آنها به مناطق فرورانش می‌باشد. غنی‌شدگی در Sr, K, Cs, U, Th, Zr ناشی از پدیده آلایش پوسته‌ای می‌باشد. این ماگماتیسم، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سیستان در شرق ایران را تایید می‌نماید. کلید واژه: آندزیت، درح، زمین درز سیستان، حاشیه فعال قاره.

## Tectono magmatic Environment of Cretaceous Volcanic rocks, in the north of Doroh (southeast of Sarbisheh) East of Iran. Mohammadi\*, E., Zarrinkoub, M.H. and Mohammadi, S.S. Department of Geology, Faculty of sciences, University of Birjand, Birjand, Iran.

### Abstract

The study area is located in the north of Doroh and northern part the Sistan suture zone. Volcanic rocks such as basalt, Basaltic andesite, trachyandesite and andesite with Cretaceous age are interbedded with sedimentary rocks. Main textures in these rocks are porphyric, glomeroporphyric, intergranular, vesicular and amygdaloidal. Plagioclase and pyroxene are main minerals in basalt and basaltic andesite and main phenocrysts in andesite and trachyandesite are plagioclase and hornblende with minor of alkali feldspar. Geochemically, these rocks have calc alkaline and tholeiitic nature and show enrichment of LREE, LILE and depletion of Ti, Nb and P that support their relation to subduction zone. Enrichment in U, Cs, K, Sr, Zr, Th can be result of crustal contamination. This magmatism can support subduction of Sistan oceanic lithosphere in east of Iran.

**Keywords:** Andesite, Doroh, Sistan suture zone, Active continental margin

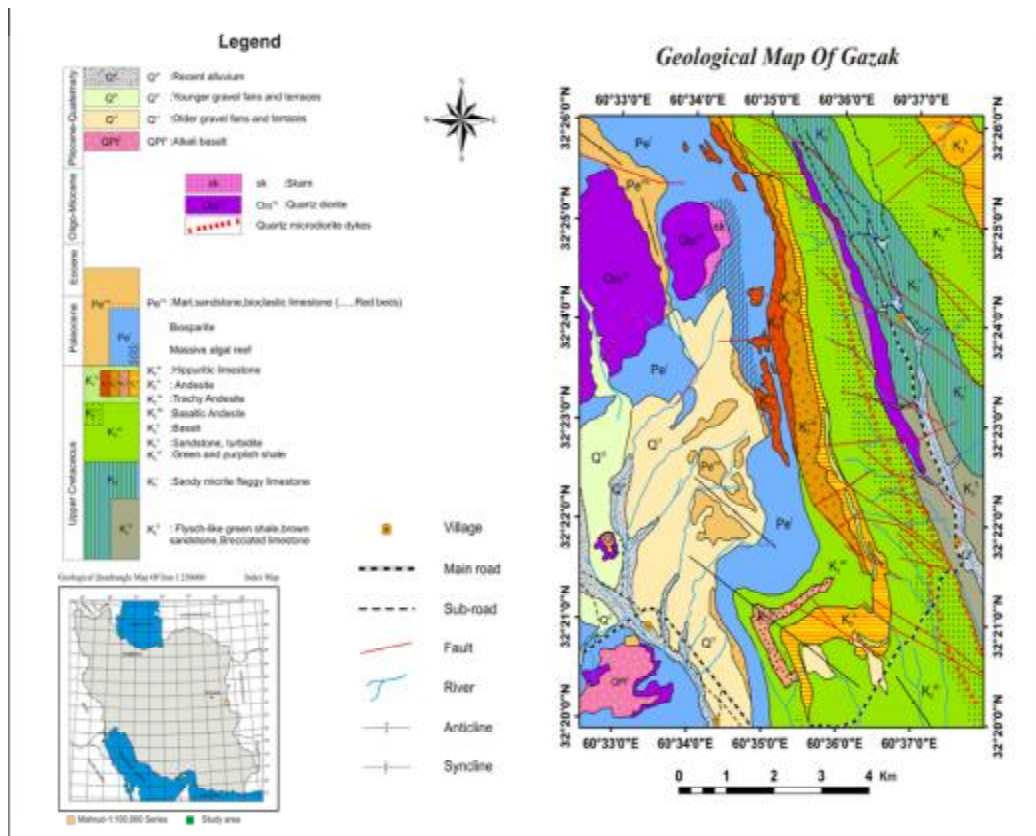
### مقدمه

منطقه مورد مطالعه در 140 کیلومتری - خاور شهرستان بیرجند در مجاورت روستای گازک (شمال درح)، در خاور ایران قرار دارد. این منطقه از نظر تقسیمات واحدهای زمین‌شناسی و ساختمانی ایران در بخش شمالی زون سیستان (Tirrul et al., 1983) واقع شده است. زون جوش خورده سیستان به عنوان بقایایی از یک باریکه اقیانوسی و یکی از سرشاخه‌های نئوتتیس است که بین بلوک قاره‌ای افغان و په‌نه لوت وجود داشته است. این باریکه اقیانوسی در اوایل کرتاسه (قبل از 113 میلیون سال پیش) باز شده و بسته شدن این اقیانوس از اوایل تا اواخر کرتاسه (113-86 میلیون سال) رخ داده است (زرین کوب و همکاران، 1391). در بخش شمالی زون جوش خورده سیستان در منطقه شمال درح، یک مجموعه آتشفشانی به طور بین لایه‌ای با واحدهای رسوبی شیلی، ماسه سنگی و سنگ آهک منسوب به کرتاسه، جایگیری شده است. بر اساس تیروول و همکاران (1983) سنگ‌های آذرین این منطقه، متعلق به ولکانیسم‌های کرتاسه فوقانی، الیگومیوسن و

کواترنری منطقه شرق ایران می‌باشند. سنگ‌های نیمه عمیق باختر این منطقه به سن الیگومیوسن و یک محیط تکتونیکی مرتبط با فرورانش نسبت داده شده‌اند (باری، 1393). سنگهای آتشفشانی منطقه سریشه توسط افراد مختلف مورد مطالعه قرار گرفته است (محمدی، 1391، گودرزی، 1391، مکی‌پور، 1391). این تحقیق پتروگرافی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منسوب به کرتاسه را مورد توجه قرار داده است.

## زمین شناسی

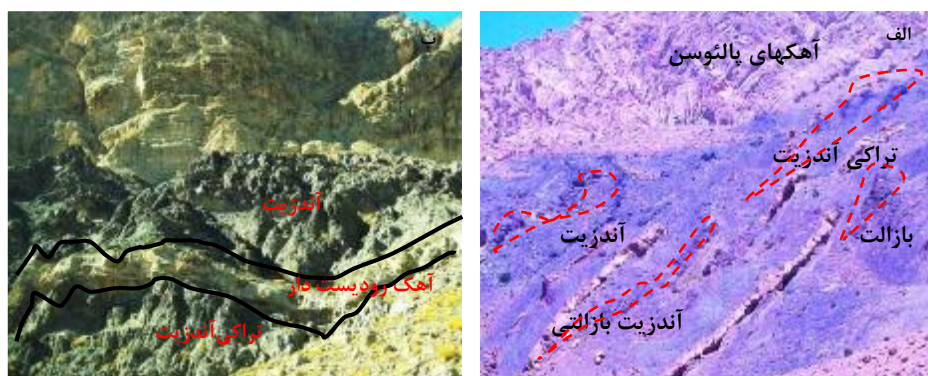
منطقه مورد مطالعه در شمال روستای گازک (شمال درج)، در استان خراسان جنوبی قرار دارد. بر اساس نقشه‌های زمین شناسی 1/100000 ماهیرود و 1/250000 گزیک، واحدهای سنگی در منطقه گازک از قدیم به جدید شامل سنگ‌های رسوبی شیلی و ماسه سنگی، آهکهای برشی شده و سنگهای گدازه‌ای آندزیت بازالتی متعلق به کرتاسه می‌باشد (علوی نائینی، 1983). بر اساس بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی واحد آندزیت بازالتی به چهار واحد گدازه‌ای بازالت ( $K_2^b$ )، آندزیت بازالتی ( $K_2^{Ab}$ )، تراکی آندزیت ( $K_2^{Ta}$ )، و آندزیت ( $K_2^A$ )، تفکیک و نقشه 1/20000 منطقه مورد مطالعه، مجدداً ترسیم گردید (شکل 1).



شکل 1- نقشه زمین شناسی 1/20000 منطقه گازک در شمال درج.

روند تشکیل این واحدها از قدیم به جدید به ترتیب شامل رسوبات رخساره شبه فلیش، بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و آندزیت است که غالباً به صورت بین لایه‌ای و یا در مجاورت واحدهای کربناته فسیل‌دار

(رودیست و فرامینفر) قرار دارند (شکل 2-الف و ب). شواهد پالئوآکولوژی حاکی از گسترش و فراوانی رودیست-ها در محیط‌هایی با درجه شوری نرمال و عمق تقریبی پلاتفرم کربناته بین 100-10 متر می‌باشد (ساعی پور، 1392). طبق مشاهدات صحرائی، با توجه به حضور خرده سنگهای آتشفشانی در داخل واحدهای رسوبی فسیل‌دار و وجود فسیل‌هایی چون رودیست و فرامینفر که در ماستریشین حیات داشته‌اند و قرارگیری این توالی زیر آهکهای پالتوسن، می‌توان تعلق این مجموعه سنگی به کرتاسه را پذیرفت (ساعی پور، 1392). گدازه‌های بازالت و آندزیت بازالتی به صورت توده‌های کوچک پراکنده در غرب منطقه گسترش دارند. در برخی از نقاط فرایندهای تکتونیکی، شکستگیهای عمیقی را در این واحدها ایجاد کرده که در اثر عبور محلولهای گرمایی، معمولاً توسط رگه‌های کلسیت پر شده است. آندزیت و تراکی آندزیت‌ها به رنگ خاکستری تیره متمایل به قرمز، در قسمت شمالی منطقه گسترش داشته، و حجم عمده منطقه را در بر گرفته است. رگه‌های کوارتز و کلسیت در شکستگی‌های موجود در این گدازه‌ها وجود دارند که گاه ضخامت آنها به 1 تا 2 متر نیز می‌رسد.



شکل 2-الف): قرارگیری واحدهای آتشفشانی بصورت بین لایه‌ای با واحدهای کربناته فسیل‌دار. ب): جایگیری گدازه‌های آندزیت و تراکی آندزیت در دو طرف واحد کربناته رودیست‌دار (جهت دید به غرب).

## روش انجام پژوهش

این پژوهش بر مبنای مطالعه عکس‌های ماهواره‌ای، بازدیدهای صحرائی، نمونه‌برداری، تهیه 120 مقطع نازک و مطالعه آنها و آنالیز شیمیایی صورت گرفته است. تعداد 7 نمونه که کم‌ترین آثار دگرسانی را نشان دادند جهت آنالیز به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال و با استفاده از روش ICP برای عناصر اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادرخاکی آنالیز گردید. تعبیر و تفسیر داده‌ها به کمک نرم افزارهای GCDkit و Icpet انجام شده است.

## پetroگرافی

### بازالت و آندزیت بازالتی

بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیری با خمیره میکرولیتی، حفره‌ای و بادامکی است. پلاژیوکلاز به عنوان فراوان‌ترین فنوکریست است که با توجه به زاویه خاموشی (25 تا 34)، غالباً از نوع آندزین تا لابرادوریت، به صورت شکل‌دار تا نیمه

شکل دار، گاهی دارای منطقه بندی و ماکل پلی سنتتیک دیده می شود. در پاره ای از موارد بلورهای پلاژیوکلاز با حاشیه خلیجی، تحلیل رفته و گرد شده مشاهده می شود (شکل 3-الف). بنا به عقیده (Tsuchiyama, 1985) گردشگی حاشیه پلاژیوکلازها، به دلیل قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز در دماهای بالاتر از دمای لیکوئیدوس و شروع به انحلال (معمولاً از لبه ها) و گردش می باشد. بلورهای پلاژیوکلاز معمولاً تحت تأثیر دگرسانی کربناتی و سرسیتی قرار گرفته است. در برخی از مقاطع میکروولیت های پلاژیوکلاز، دارای بافت های مبین سریع سرد شدن (دو سر چنگالی) (Mislanker, 2001) در اثر تماس با یک محیط آبی می باشند (شکل 3-ب). درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه ای از میکروولیت های پلاژیوکلاز قرار گرفته و حفرات از کلریت، کوارتز و کربنات پر شده اند. مرکز این حفرات با کلریت و حاشیه با کوارتز پر شده است (شکل 3-پ).

کلینوپیروکسن (اوزیت)، در غالب مقاطع با ماکل معمولی یا نواری مشاهده می شود و برخی از فنوکریست های آن اثرات خوردگی خلیجی را نشان می دهند (شکل 3-ت). افزایش فشار  $H_2O$  در ترازهای پایین تر مخزن ماگمایی و همچنین همراهی حرکات کنوکسیونی ماگما می تواند باعث مواجه شدن این بلورها با چنین شرایط ناپایداری شده و سپس موجب انحلال و خوردگی آنها گردد (Shelly, 1993). این خوردگی ها می تواند نتیجه قرارگیری بلور در شرایط نامتعادل و متفاوت با شرایط اولیه رشد بلور و یا تأثیرات انحلالی ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما به سطح زمین باشد.

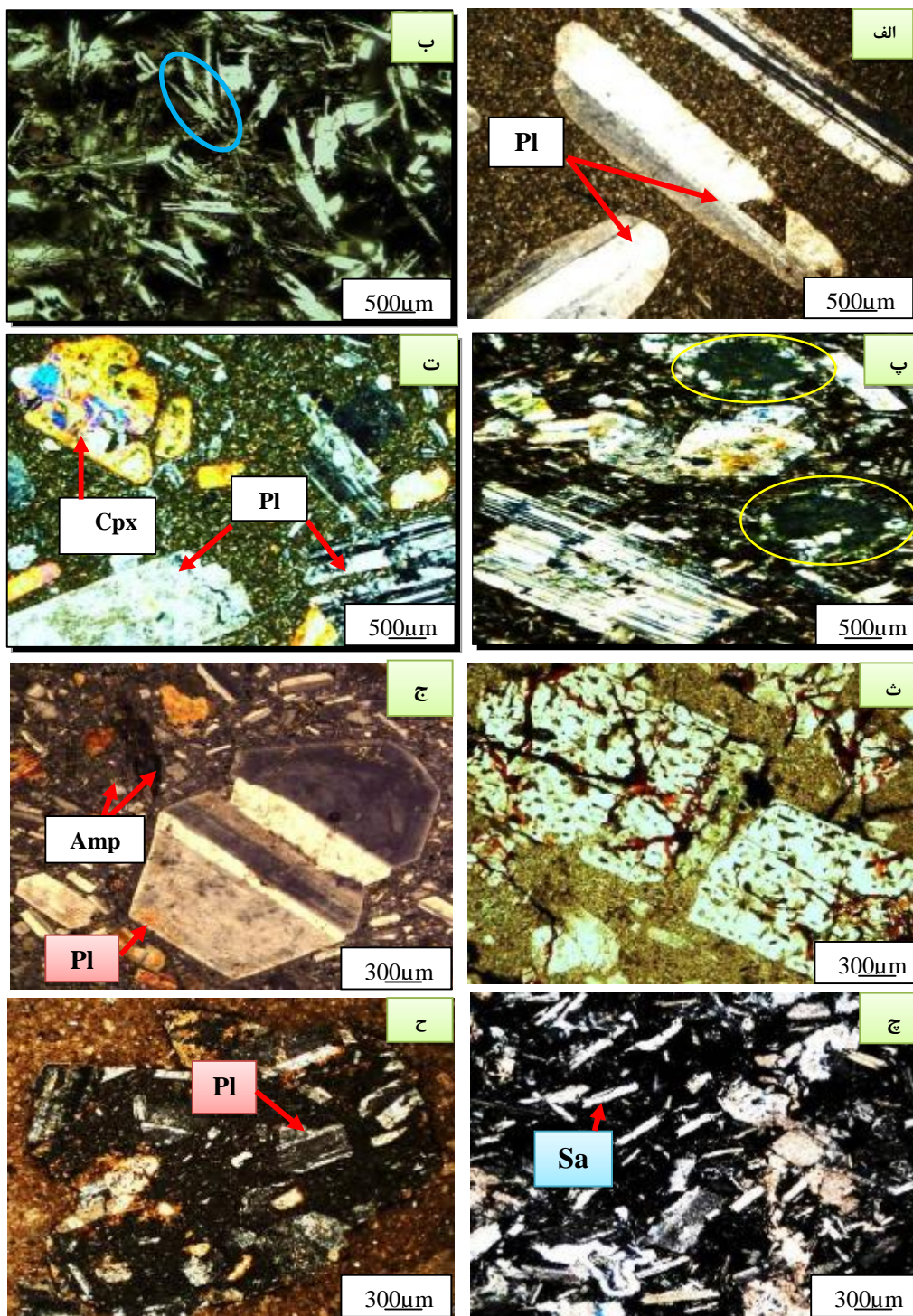
### آندزیت و تراکی آندزیت

بافت های عمده در این گدازه ها، پورفیری و تراکیتی بوده و پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین) فراوان ترین کانی در این سنگ ها می باشد. این کانی شکل دار تا نیمه شکل دار با شکستگی فراوان بوده که معمولاً با رگه های اکسید آهن پر شده اند. پلاژیوکلاز به دو صورت فنوکریست و میکروولیت در خمیره ی سنگ موجود می باشد. برخی فنوکریست های پلاژیوکلاز به اپیدوت و کربنات دگرسان شده اند. بافت های غیر تعادلی شامل غربالی (شکل 3-ث) و منطقه بندی (شکل 3-ج) در فنوکریست های پلاژیوکلاز وجود دارد. از دست دادن سریع مواد فرار در حین فوران یا نشت آب از ماگماهای آبدار، یکی از عوامل تجزیه پلاژیوکلازها و ایجاد بافت غربالی می باشد (Monfaredi et al., 2009). گاهی اوقات کاهش ناگهانی فشار بدلیل فوران ماگمایی سبب آزاد شدن سیالات ماگمایی و از بین رفتن تعادل میان مذاب - بلور و ایجاد منطقه بندی نوسانی می شود (L,Heureux and katsev, 2006).

هورنبلند با میزان فراوانی 10 تا 20 درصد فراوانترین فنوکریست مافیک در این سنگ ها بوده که اکثراً به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار (منشوری و شش ضلعی) دیده شده و حاشیه سوخته دارند (شکل 3-ج). وجود حاشیه سوخته در آمفیبول ها به علت واکنش های اگزوترومیک است که در نزدیک سطح صورت می گیرد (Best, 2001). در تراکی آندزیت بلورهای بسیار ریز ساندین به صورت ماکل دار، جریانی، شکل دار و نیمه شکل دار مشاهده می شود (شکل 3-چ). بافت غربالی و منطقه بندی در پلاژیوکلاز، حاشیه های سوخته در هورنبلند از جمله نشانه های عدم تعادل در سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه می باشند (Shelly, 1993) ورود ماگما به مخزن ماگمایی و در نتیجه تغییرات فشار درون مخزن ماگمایی، کاهش فشار خشک حین صعود سریع ماگما و افزایش بخار آب را می توان از عوامل ایجاد کننده این بافت ها دانست (Reubi, 2002).

حضور قطعه سنگ های آتشفشانی در زمینه میکرایتی واحدهای رسوبی فسیل دار (شکل 3-ح) بیانگر تداوم رسوبگذاری پس از فعالیت های آتشفشانی در منطقه می باشد.





شکل 3: الف - حضور پلاژیوکلاز با حاشیه خلیجی و گرد شده در بازالت (XPL). ب - حضور میکروولیت‌های دو سر چنگالی پلاژیوکلاز در بازالت (XPL). پ - بافت بادامکی و پرشدن حفرات با سیلس و کلریت در آندزیت بازالتی (XPL). ت - حضور پیروکسن با حاشیه خلیجی در آندزیت بازالتی (XPL). ث - بافت پورفیری با خمیره ریز بلور، درشت بلورهای پلاژیوکلازهای با بافت غربالی و حضور رگه‌های اکسید آهن در آندزیت (XPL). ج - منطقه بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و مشاهده هورنبلند با حاشیه سوخته در گدازه آندزیت (XPL). چ - بلورهای ماکل‌دار سانیدین و حضور بافت تراکیتی در تراکی آندزیت (XPL). ح - حضور قطعه سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیت، در زمینه میکرایتی رسوبات فیسل-دار (XPL). علائم اختصاری اقتباس از Whitney and Evans, 2009.

## ژئوشیمی

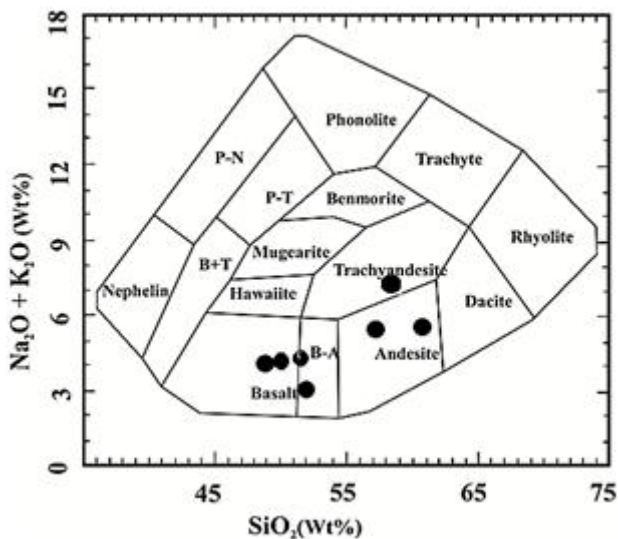
نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در جدول 1 آورده شده است. مقدار  $\text{SiO}_2$  نمونه‌ها بین 50/11 و 61/12 درصد متغیر بوده و گدازه‌ها ترکیب بازیک تا حدواسط دارند.

جدول 1: نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد) و عناصر کمیاب (بر حسب پی پی ام) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

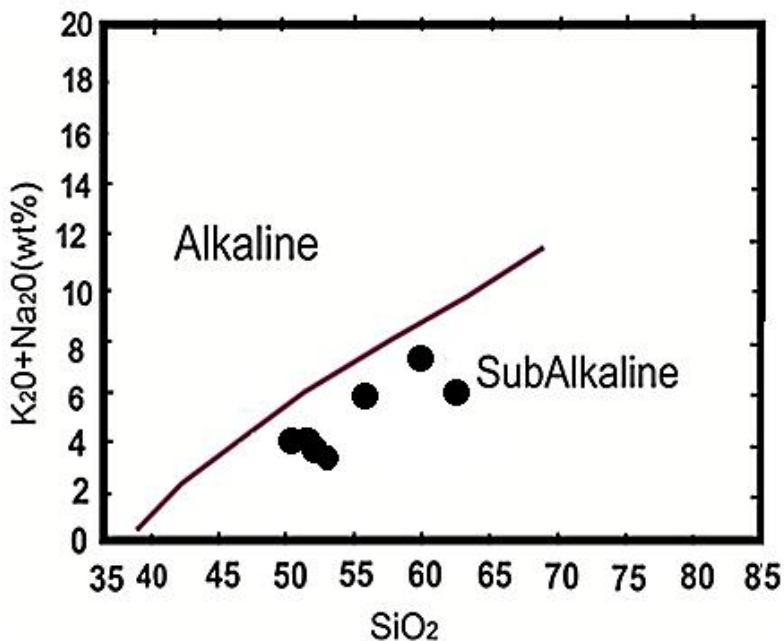
Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	
Rock type	Basalt	Basalt	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Trachy andesite	Andesite	Andesite	
Sample location	x	60° 32' 22/1"	60° 36' 27/61"	60° 35' 18/9"	60° 35' 43/82"	60° 35' 21/6"	60° 35' 33/3"	60° 35' 16/21"
	y	32° 20' 51/30"	32° 21' 55/2"	32° 21' 10/9"	32° 22' 58/97"	32° 23' 38/7"	32° 23' 35/6"	32° 24' 44/65"
SiO <sub>2</sub>	50/13	50/11	52/34	52/58	59/83	56/15	61/12	
TiO <sub>2</sub>	1/31	1/20	1/37	1/50	0/76	1/33	0/78	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15/97	15/95	16/62	16/65	17/11	17/06	17/26	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10/1	9/99	6/39	7/77	4/64	6/87	4/84	
MnO	0/12	0/12	0/08	0/11	0/05	0/11	0/03	
MgO	3/55	4/75	4/12	4/78	4/51	4/29	1/90	
CaO	9/1	9/26	3/96	8/84	4/89	7/57	5/01	
Na <sub>2</sub> O	3/1	3/2	3/9	3/08	4/72	4/51	4/63	
K <sub>2</sub> O	0/23	0/24	0/78	0/97	1/9	0/28	1/60	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0/53	0/25	0/32	0/33	0/16	0/30	0/16	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0/002	0/012	0/002	0/019	0/004	0/032	0/004	
LOI	1/9	3/3	2/1	2/8	3/8	2/3	2/5	
Ni	<20	43	<20	70	24	93	22	
Sc	18	17	13	21	9	22	10	
Ba	269	70	93	104	58	39	118	
Be	3	2	2	<1	3	<1	2	
Rb	84/3	11/5	42/9	33/3	3/9	3/4	37/4	
Sr	535/2	689/0	630/5	486/7	796/9	544/7	572/0	
Y	60/1	27/6	43/2	29/6	22/9	29/1	20/4	
Th	9/7	5/0	14/0	5/4	6/8	4/1	6/6	
Zr	513/1	247/3	436/6	251/7	212/3	229/1	209/0	
Ga	22/5	15/9	19/2	18/0	17/1	14/7	17/6	
Nb	10/8	5/8	10/1	7/7	4/2	8/1	4/0	
Ta	0/7	0/4	0/7	0/5	0/4	0/4	0/4	
V	161	131	114	166	72	187	83	
Hf	11/1	5/5	10/1	6/4	4/9	4/3	4/8	
Cs	2/5	0/9	1/0	1/3	0/7	1/0	1/5	
Co	24/6	23/3	15/9	31/1	14/0	28/2	13/0	
W	0/7	0/6	1/2	0/6	0/5	0/6	0/5	
U	2/1	0/9	3/0	3/1	1/5	0/9	1/3	
Sn	5	2	6	2	2	2	2	
La	33/4	16/5	31/4	19/3	18/1	16/5	13/9	
Ce	78/4	37/5	70/2	46/6	35/7	38/9	33/8	
Pr	10/40	4/84	8/37	5/91	4/42	5/03	4/07	
Nd	43/5	19/7	34/9	24/2	17/7	19/2	16/0	
Sm	9/97	4/66	7/25	5/47	3/82	4/56	3/52	
Eu	2/17	1/32	1/58	1/52	0/97	1/56	1/03	
Gd	11/16	4/85	8/06	5/86	3/91	5/15	3/92	
Tb	1/75	0/76	1/25	0/92	0/59	0/82	0/61	
Dy	12/34	4/93	7/82	5/71	3/46	4/80	3/98	
Ho	2/30	0/91	1/53	1/05	0/81	1/03	0/81	
Er	5/76	2/36	3/78	2/83	2/16	2/62	2/26	

Tm	0/94	0/38	0/66	0/47	0/34	0/39	0/35
Yb	5/67	2/60	4/39	2/60	2/28	2/90	2/54
Lu	0/92	0/41	0/65	0/41	0/35	0/42	0/35

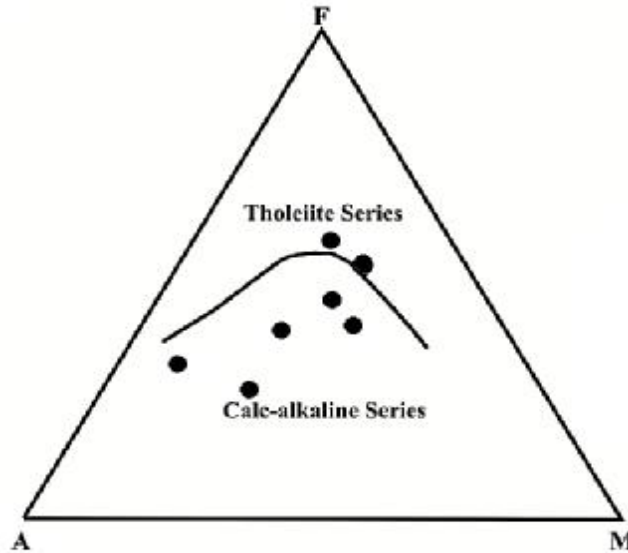
سنگ‌های گدازه‌ای مورد مطالعه در نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس در محدوده بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و آندزیت قرار می‌گیرند (Cox et al., 1979) (شکل 4).



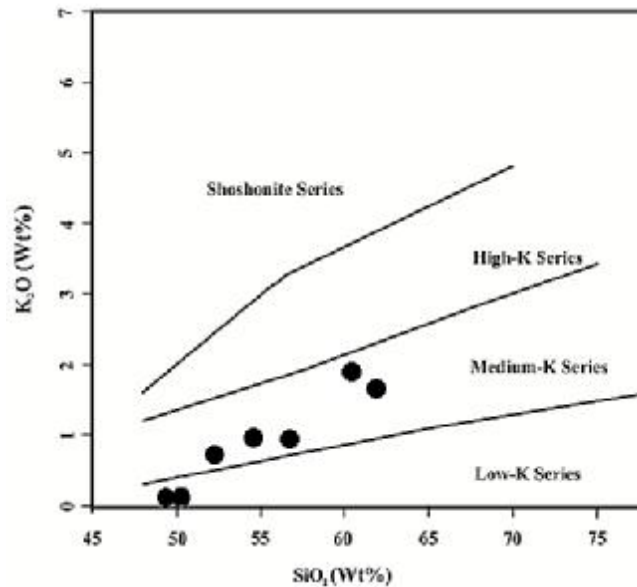
شکل 4: نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Cox et al., 1979). و موقعیت سنگهای آذرین شمال درج. این گدازه‌ها در نمودار مجموع آلکالن ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در برابر سیلیس ( $\text{SiO}_2$ )، در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (Irvine & Baragar, 1971)، (شکل 5).



شکل 5): نمودار  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ ، جهت تفکیک قلمروهای سریهای آلکان و ساب آلکان و موقعیت نمونه‌های منطقه در آن، (Irvine & Baragar, 1971).  
 بر اساس نمودار  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{MgO}-\text{FeO}^*$ ، نمونه‌های آندزیتی در محدوده کالک آلکان و نمونه‌های بازالتی در محدوده تولیتی قرار می‌گیرند (Irvine & Baragar, 1971)، (شکل 6).



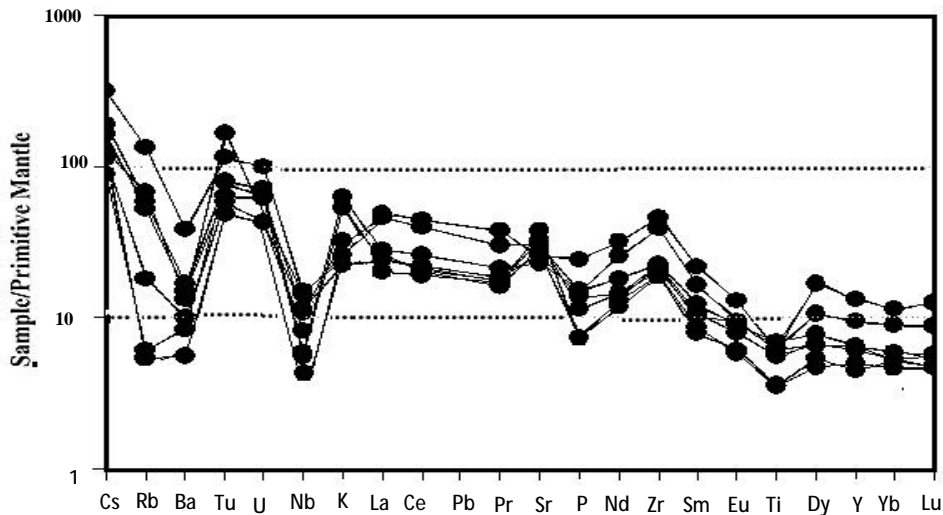
شکل 6): نمودار AFM، نمونه‌های منطقه، غالباً کالک آلکان بوده که میل به سمت تولیتی دارند (Irvine & Baragar, 1971).  
 در نمودار  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  نمونه‌های بازالتی در محدوده کم پتاسیم و بقیه نمونه‌ها در محدوده پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (Peccerillo and Taylor, 1976)، (شکل 7).



شکل 7): نمودار  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ ، نمونه‌های بازالتی منطقه در محدوده کم پتاسیم و نوع آندزیتی در محدوده پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (Peccerillo and Taylor, 1976).



در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگهای مورد مطالعه، غنی شدگی از LILE نسبت به HFSE مشاهده می شود (شکل 8).



شکل 8: نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، بهنجار شده در برابر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

LILE قابلیت انحلال بیشتری از HFSE در سیالات دارند (Yang, 2005; Machado et al., 2005). بنابراین، در مناطق فرورانش، سیالات آزاد شده از بخش بالایی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی می‌باشند، به گوه گوشته‌ای افزوده می‌شوند (Borg et al., 1997; Green, 2006). بی‌هنجاری منفی P, Ti, Nb در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه کاملاً محرز است. برخی از محققین تهی بودن سیال متاسوماتیسم‌کننده گوه گوشته‌ای از این عناصر را، ناشی از حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (نظیر روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان دار، اسفن و آپاتیت) در سنگ‌های اکلوزیتی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده محل منبع می‌دانند زیرا عناصر مزبور در این فازها شدیداً سازگارند (Ayers et al., 1991; Moyen, 2009; Keppler, 1996; Agostini et al., 2007; Brenan et al., 1998; Ionov et al., 1995; Barth et al., 2000; Helvacl et al., 2009; Wilson, 2007; Zulkarnin, 2009). میزان Nb نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بین 4-11 ppm می‌باشد که با مقدار Nb در ماگماهای مرتبط با زون فرورانش (کمتر از 70 ppm) هم‌خوانی دارد (Green, 2006).

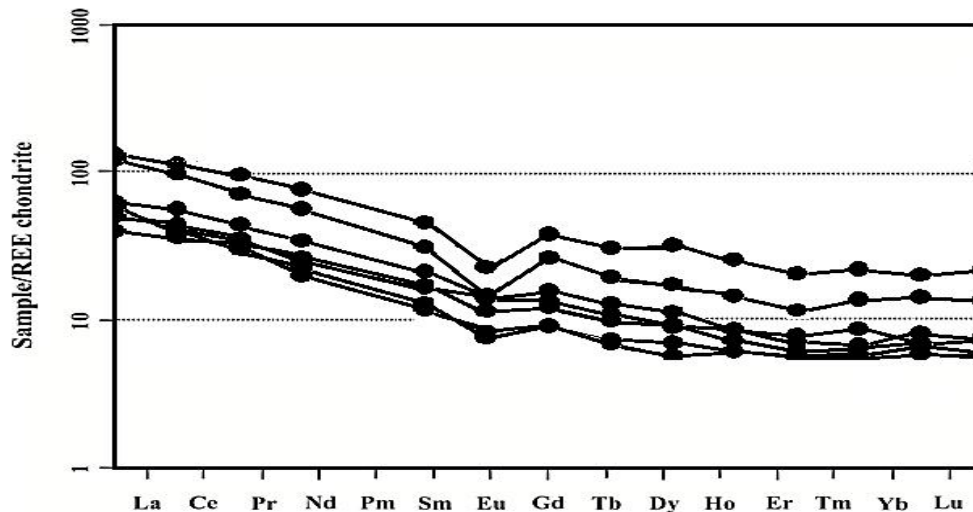
Th یک عنصر HFSE است و انتظار می‌رود که مانند عناصر کم تحرک عمل کند، ولی در محیط‌های کم‌انرژی مانند عناصر متحرک رفتار می‌کند (Gorton & Schandle, 2000). غنی‌شدگی Th و U در نمودارهای چند عنصری، می‌تواند نشانه اضافه شدن رسوبات پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی باشد (Kuscum et al., 2010; Fan et al., 2003).

میانگین نسبت Th/La در نمونه‌های شمال درح حدود 0/3 می‌باشد. نسبت بالای Th/La در ماگماهای کمان، از رسوبات فرورانده به ارث برده شده است (Plank, 2005).

سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه دارای نسبت Sr/Y نسبتاً بالا (میانگین 26/6) می‌باشند. نسبت Sr/Y عمدتاً بوسیله فراوانی نسبی گارنت، آمفیبول و پلاژیوکلاز در پسماند کنترل می‌شود (Geng et al., 2009). این امر تهی‌شدگی ضعیف Eu و آنومالی مثبت Sr گدازه‌های شمال درج را توجیه می‌نماید.

تهی‌شدگی Ba و Rb می‌تواند بیانگر تفریق فلدسپارها، منشاء فرورانش و نقش پوسته قاره‌ای بالایی در فرایندهای ماگمایی باشد (Sun and McDonough, 1989; Foley et al., 1990; Arsalan et al., 2006). غلظت عناصر متحرک Sr, Cs, Ba و تابع فاز سیال است، در حالیکه میزان عناصر کم تحرک، توسط شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور مایع در زمان شکل‌گیری کنترل می‌شود (Boynton, 1984). با توجه به این که پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های عمده در تمامی نمونه‌های سنگی منطقه درج می‌باشد، انتظار می‌رود که آنومالی مثبت در Eu دیده شود، لیکن در هیچ‌یک از نمونه‌ها، این آنومالی به چشم نمی‌خورد. در شرایط فعالیت کم اکسیژن، ضرایب جدایش برای Eu بین پلاژیوکلاز و مذاب بازالتی بالا است (عموماً بالاتر از 1) و نسبت به سایر REE ها یک آنومالی مثبت نشان می‌دهد (Rollinson, 1993). در صورتی که در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن ضرایب جدایش برای Eu پائین بوده و این عنصر مانند سایر عناصر کمیاب خاکی رفتار می‌کند. بنابراین شاید در هنگام تشکیل و تبلور سنگ‌های منطقه فوگاسیته اکسیژن بالا بوده و آنومالی منفی کم Eu در نمونه‌های منطقه بیانگر ماهیت کالک‌آلکان معمولی است. یکی دیگر از عللی که ممکن است عامل این پدیده باشد، این است که پلاژیوکلازهای کلسیک در ابتدای تفریق ماگمایی تشکیل شده‌اند و یوروپیم ماگما را مصرف کرده و در نتیجه در نمونه‌های مورد مطالعه شاهد حضور یورپیم و یا آنومالی مثبت از این عنصر نخواهیم بود (Frey et al., 1978).

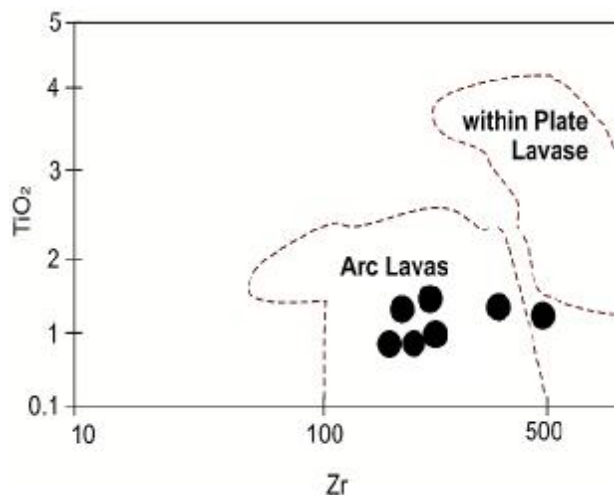
در نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984) غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE مشاهده می‌شود (شکل 9).



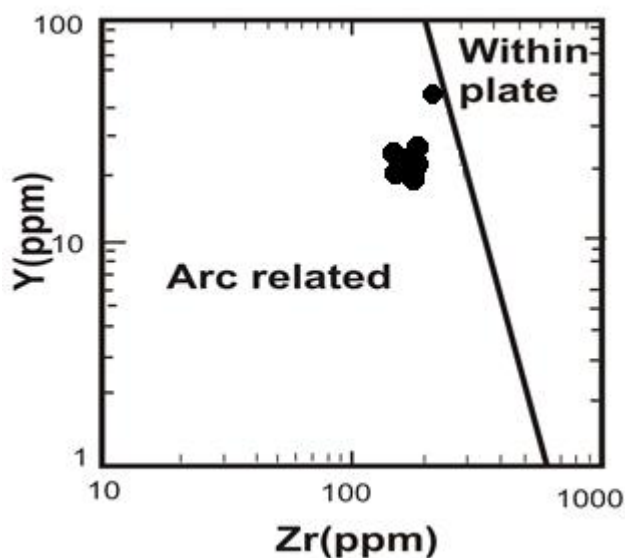
شکل 9: نمودار عناصر نادر خاکی کمیاب بهنجار شده در برابر کندریت برای سنگهای آتشفشانی شمال درج (Boynton, 1984)

بطور کلی، عناصر HREE و HFSE، کم تحرک بوده و در صفحه فرورانده باقی می‌مانند در حالی که عناصر LREE متحرک تر بوده و از طریق ذوب‌شدگی یا از دست دادن آب، به ماگمای تولید شده در مناطق فرورانش ملحق می‌شوند (Pearce and Peate, 1995; Winter, 2001). غنی‌شدگی LREE در سری‌های کالک‌آلکان می‌تواند نشانه حضور گارنت

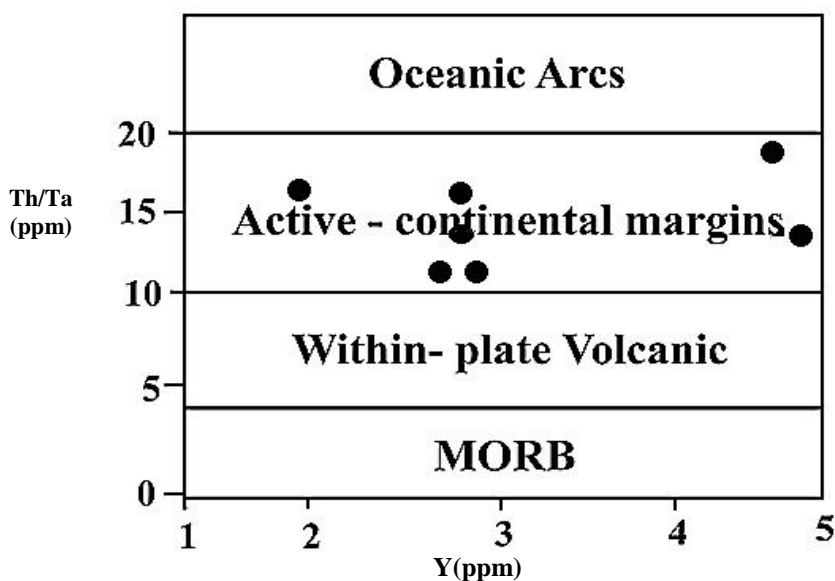
در محل منشأ و یا آرایش توسط مواد پوسته‌ای باشد (Rollinson, 1993; Castillo, 2006; Pearce et al., 1999; Gill, 2010; Woodhead et al., 1993). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای  $TiO_2$  در برابر  $Zr$  (شکل 10) (Pearce, 1979) ،  $Zr$  در برابر  $Y$  (شکل 11) (Muller and Groves, 1992) ،  $Th/Ta$  در برابر  $Yb$  (شکل 12) (Gorton & Schandle, 2000) و نمودار  $Ta/Yb$  در برابر  $Th/Yb$  (شکل 13) (Pearce, 1983) ، محیط تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه را حاشیه قاره‌ای فعال معرفی می‌نمایند.



شکل 10: نمودار  $TiO_2$ - $Zr$  جهت تشخیص ماگماهای قوس آتشفشانی از انواع درون صفحه‌ای (Pearce, 1979) و قرارگیری نمونه‌های منطقه در محدوده قوس آتشفشانی.

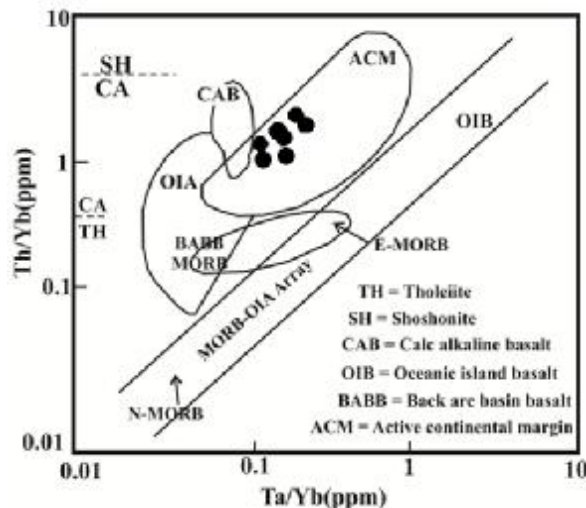


شکل 11: نمودار  $Zr/Y$  جهت تفکیک محیط درون صفحه‌ای از محیط مرتبط با کمان (Muller and Groves, 1992).



شکل 12): نمودار Th/Ta در مقابل Yb، محیط‌های قوس اقیانوسی، حاشیه فعال قاره‌ای، درون صفحه‌ای و مورب را متمایز ساخته، که بر این اساس نمونه‌های منطقه، در محیط حاشیه قاره‌ای فعال قرار می‌گیرند (Gorton & Schandle, 2000).

دگرنهادی ناحیه خاستگاه، که در اثر فرایندهای فرورانش انجام می‌شود، باعث غنی‌شدگی از Th نسبت Ta شده و بنابراین سبب افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می‌شود. عامل دیگری که سبب بالا رفتن نسبت Th/Yb به Ta/Yb می‌شود، آلودگی پوسته‌ای است، زیرا فراوانی Th در مقایسه با Ta در سنگهای پوسته‌ای (بجز رخساره گرانولیتی که Th پایین دارند) زیادتر است (Aldanmaz et al., 2006). بالا بودن نسبت Zr/Nb در نمونه‌های مورد مطالعه (بیشتر از 10) نیز نشان‌دهنده ماگماتیسم مرتبط با یک منبع تغییر یافته به وسیله فرورانش است (Thieblemont and Stein, 1997). در کنار این مطالعات شواهد مبتنی بر مطالعه حجم ترکیبات سنگ‌شناسی متعدد نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد، به طوری که زون‌های فرورانش که یک پوسته قاره‌ای و یک پوسته اقیانوسی دخیل هستند، آندزیتها به همراه کمی بازالت و حجم قابل توجهی داسیت و ریولیت دیده می‌شوند؛ در حالیکه در جزایر قوسی، فرورانش بین دو پوسته اقیانوسی مطرح است که در اینجا حجم بازالت قابل توجه و حجم آندزیت و داسیت ناچیز می‌باشد. بطور کلی می‌توان گفت که با توجه به فراوانی سنگهای خانواده آندزیتی، و حجم خیلی کم سنگهای بازالتی، درصد تقریباً بالای SiO<sub>2</sub> و وجود مقدار زیاد درشت بلورهای هورنبلند، سنگهای آتشفشانی این منطقه، با ویژگیهای حاشیه قاره‌ای فعال همخوانی بیشتری را نشان می‌دهد.



شکل 13): نمودار فراوانی Ta/Yb در برابر Th/Yb، محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای، بازالت‌های کالک آلکالن، بازالت‌های حوضه‌های پشت قوس و مورب را متمایز می‌سازد، گدازه‌های منطقه در محیط حاشیه قاره‌ای فعال قرار می‌گیرند (Pearce, 1983).

کمان ماگمایی تولییتی و کالک آلکالن در شرق ایران، با توجه به جهت فرورانش از غرب به سمت شرق، باید در بخش شرقی مجموعه افیولیتی و به موازات روند آن باشد، که چنین حالتی وجود دارد. همچنین با عنایت به اینکه محل ترنج اصلی، زون گسلی و شکستگی یک زون فرورانش است، کمان ماگمایی را در جبهه فرورانش تشکیل داده و می‌تواند در طول گسل‌های مربوطه، حتی به داخل افیولیت نفوذ نماید، و این حالت نیز در شرق ایران مشاهده می‌شود (فتوحی‌راد، 1383). بررسی تکوین تکتونو- ماگمایی نئوتیس در شرق ایران توسط زرین‌کوب و همکاران (2010)، به این نتیجه ختم شد که این اقیانوس میان بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان باید قبل از 86 میلیون سال پیش (اوایل کرتاسه فوقانی)، بسته شده باشد. بنابراین بروز فرورانش در کرتاسه فوقانی باعث ایجاد ماگماتیسم مرتبط با این فرآیند شده است. ماگماتیسم منطقه مورد مطالعه می‌تواند بخشی از این فعالیت‌ها و به احتمال قوی قبل از برخورد رخ داده باشد. با توجه به اینکه نهشت سنگهای آتشفشانی و واحدهای رسوبی (فسیل‌دار) در یک پلاتفرم کم‌عمق رخ داده است (ساعی پور، 1392)، این گدازه‌ها می‌باید در حاشیه قاره و در یک حوضه کم‌عمق آبی شکل گرفته باشند.

### نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات پتروگرافی و رده‌بندی شیمیایی، ماگماتیسم سنگ‌های آتشفشانی شمال درح، در یک پلاتفرم کم‌عمق کربناته رخ داده، بطوریکه این گدازه‌ها، غالباً به صورت بین لایه‌ای با واحدهای رسوبی فسیل‌دار قرار گرفته است. میزان سیلیس این سنگها بین 50/11 تا 61/12 درصد و در رده بندی شیمیایی در محدوده بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و آندزیت قرار می‌گیرند. حجم عمده منطقه را سنگهای آندزیتی در بر گرفته و فرایندهای تکتونیکی، شکستگیهای عمیقی را در این واحدها ایجاد کرده که معمولاً توسط رگه‌های کوارتز و کلسیت پر شده است. بافت غربالی و منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز، حاشیه‌های سوخته در هورنبلند از جمله نشانه‌های عدم تعادل در این سنگها می‌باشند. این نمونه‌ها، ماهیت کالک آلکالن متمایل به تولییتی دارند. بالا بودن نسبت Zr/Nb در این نمونه‌ها، نشان‌دهنده ماگماتیسم مرتبط با یک منبع تغییر یافته به وسیله فرورانش است. نمودارهای TiO<sub>2</sub> در برابر Zr، Zr در برابر Y، Th/Ta در برابر Yb، و نمودار Ta/Yb در



برابر Th / Yb، محیط تکنونوماگمایی منطقه مورد مطالعه را حاشیه قاره‌ای فعال معرفی می‌نمایند. این سنگها می‌توانند به عنوان بخشی از کمان‌ماگمایی حاصل از فرورائش رخ داده در شرق ایران در کرتاسه فوقانی تلقی گردند.

## منابع

- ساعی پور کرمجوان، ل، 1392، زیست چینه نگاری و محیط دیرینه آهک‌های کرتاسه فوقانی هم زاد با سنگ‌های آذرین منطقه درح - لانو (شرق بیرجند)، پایان نامه کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، دانشگاه بیرجند.
- علوی نائینی، م.، 1983، نقشه زمین شناسی چهارگوش گزیک با مقیاس 1:250000 شماره ل 8، سازمان تحقیقات زمین شناسی و معدنی کشور.
- علوی نائینی، م.، 1983، نقشه زمین شناسی ماهرود با مقیاس 1:100000 ورقه 8154، سازمان تحقیقات زمین شناسی و معدنی کشور.
- فتوحی راد، غ، 1383، پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های دگرگون شده شرق بیرجند، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- گودرزی م.، "پترولوژی سنگهای آتشفشانی شرق سریشه (شرق ایران)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند (1391)
- محمدی، س.س.، 1391، مطالعه زمین شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه معدن پرلیت سریشه (شرق بیرجند)، با نگرشی بر کاربرد صنعتی آن، مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره 1، جلد 4، ص 59-76
- مکی پور، م.، 1391، مطالعه زمین شناسی، دگرسانی و پترولوژی سنگ‌های آذرین منطقه گلاب (سریشه، شرق ایران). گروه زمین شناسی دانشگاه بیرجند، 117 صفحه.
- یاری ف.، 1393، سنگ شناسی و ژئوشیمی سنگهای نیمه نفوذی مرتبط با اسکارن شمال کلاته شب (شمال درح، شرق استان خراسان جنوبی). گروه زمین شناسی دانشگاه بیرجند، 104 صفحه.
- Agostini S., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Tonarini s., Savascin M. Y., 2007, "The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegean area", in Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of America. Special Paper 418, PP. 1-15
- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M. F., Mitchell J.G., petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, Journal of volcanology and Geothermal Research 102 (2006) 67-95
- Arsalan, M. & Aslan, Z., 2006, Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey: Journal of Asian Earth Sciences, V. 27, p. 177-193.
- Ayers, J. C., Watson, E.B., 1991, Apatite/fluid partitioning of rare-earth elements and strontium: Experimental results at 1.0 GPa and 1000°C and application to models of fluid-rock interaction, V:110, Issues 1-3, 1993, P:299-314.
- Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R.L., "Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust", Chemical geology 165(2000)197-213.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001, Igneous petrology, Black Well, 458p
- Borg L.E., Clyne M.A Bullen T.D., "The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive Calc-alkaline lavas from the southern most Cascade Range", Canadian Mineralogist 35(1997) 425-452
- Boynton, W.V., 1984, Geochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite Studies in: Henderson P(ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, pp.63-114.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Reyerson F.J., Phinney D.L., 1998, "Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200°C and 3-5.7Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, an implication for mantle metasomatism", Geochim. Cosmochim. Acta, 62, PP. 1781-1801.
- Castillo, P, R, 2006., An overview of adakite petrogenesis, Chinese science bulletin, volume 51, 3.pp. 2257-268.
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst R., 1979, The interpretation of rocks, London, George Allen and Unwin, 450 p.
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J., Lin, G., 2003, Late Mesozoic Calc-alkaline Volcanism of Post-orogenic Extension in the Northern Daxing Mountains, Northeastern China, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 121, pp.115-135.

- Frey, F.A., Chappell, B.W., and Roy, S.D., 1978, Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California, *Geology*, Vol. 6, p. 239-242.
- Foley S.F., Wheller G.E., "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites,, , *Chemical Geology* 85(1990)1-18.
- Geng H., Sun M., Yuan C., Xiao W.J., Xian W.S., Zhang L.F., Wong K., Wu F.Y., "Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of late Carboniferous magmatism in the west Jungar, Xinjiang: implications for ridge subduction,, . *Chemical Geology* 266(2009) 364-389.
- Gill, R., 2010, *Igneous Rocks and Processes*, Wiley-Blackwell, 472p.
- Gorton M.P., Schandle E. S., From continents to island arc: a geochemical index of tectonic setting for arc related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks, *The Canadian Mineralogist* 38 (2000) 1065-1073.
- 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*, 87, pp.23-49.
- Helvacl C., Ersoy E.Y., SiZbilir H., Erkul F., Sumer?, Uzel B., *Geochemistry and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implication for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Antaolia,, , *Journal of volcanology and Geothermal Research* 185(2009)181-202*
- Ionov D.A., Hofman A.W., 1995, "Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionation", *Erth . Planet . Sci. lett*, 131, PP. 341-356.
- Irvine .T., Barager, W., 1971, "A guide to the chemical classification of the common rocks", *Canadian Journal of Earth Science*. vol. 8, pp. 523-548
- Keppler, H., 1996, Constraints from partitioning experiments on the compositions of subduction-zone fluids. *Nature* 380, 237-240.
- Kuscum G.G., Geneli F., "Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex", *International Journal of Earth Sciences* 99(2010) 593-621.
- L,Heureux, I., Katsev, S., 2006, Oscillatory zoning in a (Ba,Sr) SO<sub>4</sub> Solid solution: Macroscopic and cellular automata models, *Chemical Geology*, V., 225, pp. 230-243.
- Machado A., T Chemale Jr. F., Conceicao R. V., Kawaskita K., Morata D., Oteiza O., Schmus W. R. V., 2005, Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica , *Lithos* 82, 435-453.
- Mislanker, P. G., Layer, S. D., 2001. Petrographical indicators of petrogenesis Examples from Central Indian Ocean Basin Basalts. *Indian Journal Mar Science*, 30: p1-8
- Monfaredi B., Masoudi F., Tabbakh Shabani A. A., 2009, "Magmatic Interaction as Recorded in Texture and Composition of Plagioclase Phenocrysts from the Sirjan Area, Urumieh- Dokhtar Magmatic Arc, Iran", *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 20 (3), 243-251.
- Moyen, J.F. 2009, High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature". *Lithos* 112, 556-574.
- Muller, D., Rock, N.M.S., and Groves, D.I., 1992, Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting. A pilot study, *Mineralogy and Petrology*, v.46, p.259-289.
- Pearce, J.A., and Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, Contribution to quadrangle.
- Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas ,, , *Annual Review Earth and planetary Science Letters* 23(1995) 251-285
- Pearce, J.A., 1983., Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J.(Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- Pearce, J.A., Kempton, P.D., Nowell, G.M. & Noble, S.R., 1999., Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction component in western Pacific arc-basin system. *Journal of Petrology*, 40, p. 1579-1611
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, p.63-81.
- Plank T., "Constraints from thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents,, , *Journal of petrology* 46(2005) 921-944

- Reubi, O., Nicholls, I.A., and Kamenetsky, V.S., 2002., Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet volcano, Java, Indonesia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol.119, p.255-274
- Rollinson, H., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*: Singapore. Ongman, 352 p.
- Shelley, D., 1993, *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*: Chapman and Hall, University Press, Cambridge, Great Britain, 455p.
- 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 the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication 42, pp. 313-345.
- Thieblemont, D., Stein, G., Lescuyer, J.L., 1997, Gisements épithermaux et porphyriques: la connection adakite. *C.R.academi.Science.Paris* 325,103-109
- Tirrul, R., Bell, R.J., and Camp, V.E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, pp. 134-150.
- Tsuchiyama, A., 1985 Dissolution kinetic of plagioclase in the melt of the system ,diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite; *contrib. mineral. Petrol.*;89 , 1-16.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. ,2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187..
- Wilson, M., 2007, *Igneous petrogenesis*: Unwin Hyman, Lond, 466 pp.
- Winter, J.D., 2001., *An introduction to Igneous and metamorphic petrology*: Prentice Hall, 697p
- Woodhead, J., Eggins, S., and Gamble, J., 1993., High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114, 491-504.
- Yang W., Li Sh., 2005, “Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning; Implication for lithospheric thinning of the north China Craton ,, *Lithos* 102,88-117
- Zarrinkoub, M.H., Chung, S.-L., Chiu, H.-Y., Mohammadi, S. S., Khatib, M.M., Lin, I.-J., 2010, Zircon U–Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran. Abstract to GSA Conference on “Tectonic Crossroads: Evolving orogens in Eurasia–Africa–Arabia”, Oct. 4–8, 2010, p. 520. Ankara, Turkey.
- Zulkarnin I., *Geochemical Signature of Mesozoic volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication*", *Jurnal Geologi Indonesia*, Vol.4 No.2 (2009)117-131