

# سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی سنگ‌های متاولکانیکی بایمودال پالتوزوئیک پیشین شمال ماکو، شمال باختر ایران

محسن مؤید<sup>۱</sup>، فرزانه ولی‌نسب زرنق<sup>۲</sup>، احمد جهانگیری<sup>۱</sup> و حسین عزیزی<sup>۳</sup>

استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران  
دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران  
استاد، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۶/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۱۲

## چکیده

در نواحی شمال ماکو، رخنمون‌های ناپیوسته‌ای از سنگ‌های ولکانیکی برونزد دارند. دگرگونی در حد رخساره شست سبز سنگ‌های ولکانیکی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. این مجموعه ولکانیکی بایمودال بوده و از گدازه و سنگ‌های آذرآوری اسیدی و بازیک تشکیل شده‌اند. گدازه‌های این واحد، واحد سنگی کامبرین و هم‌ارز لشگرک را پوشانده و به‌طور پیش‌رونده به‌وسیله واحد دولومیتی دونین پوشیده می‌شوند. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های متابازیک و متاریولیتی بیانگر ماهیت انتقالی تا قلیایی ماگمای اولیه بوده و الگوی REE آنها دارای شیب منفی بوده و نسبت LREE/HREE در آنها بالا می‌باشد. غنی‌شدگی مشخصی در عناصر HFS دیده می‌شود. سنگ‌های متاریولیتی مشابه رپولیت‌های مناطق ریفتی (A1-Type) می‌باشند. داده‌های ژئوشیمیایی حاکی از آن است که سنگ‌های مورد مطالعه حاصل تبلور تفریقی یک ماگمای بازیک همراه با آلاش پسته‌ای بوده و به‌عبارتی دارای ارتباط ژنتیکی بوده و از یک ماگمای واحد منشأ گرفته‌اند. ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی ۳-۱۰ درصدی یک منشأ گوشته‌ای غنی شده گارنت پریدوتیتی در یک محیط کشتی کافی درون قاره‌ای تشکیل شده است. این جایگاه با محیط کشتی کافی حاکم بر سایر نقاط ایران در پالتوزوئیک پیشین در مراحل آغازین تشکیل و گسترش پالتوتیس سازگار است.

**کلیدواژه‌ها:** پالتوزوئیک پیشین، ولکانیسم بایمودال، کافت، پالتوتیس، ماکو، شمال باختر ایران.

\*نویسنده مسئول: محسن مؤید

E-mail: moayyed@tabrizu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

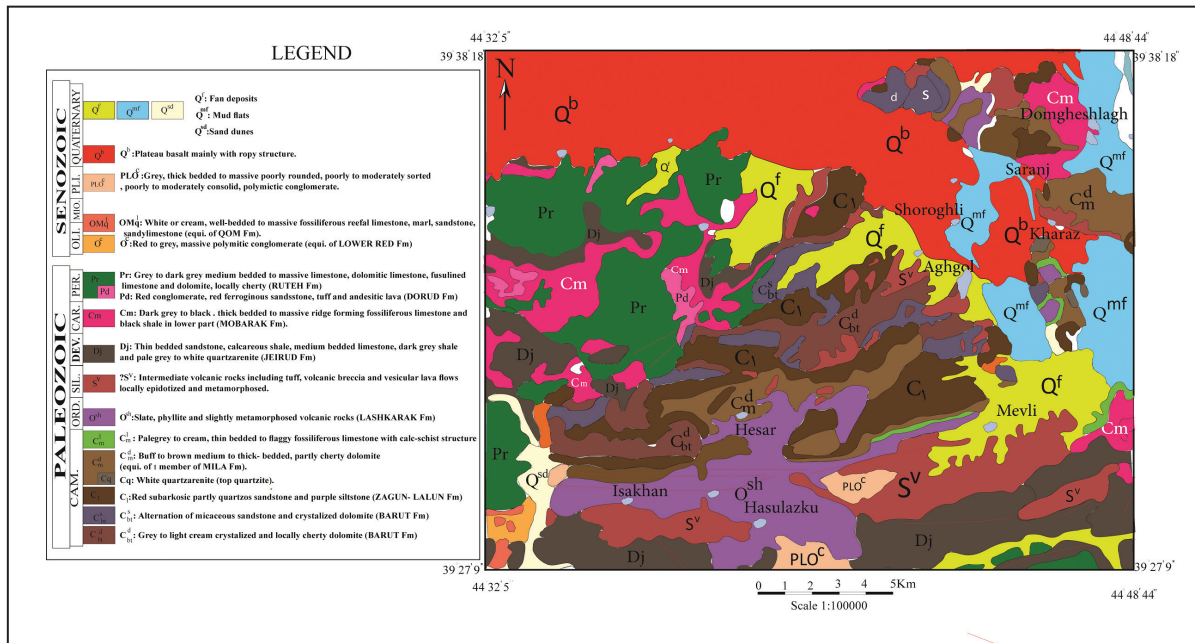
سنگ‌های ولکانیکی بایمودال از سنگ‌های مافیک و فلسیک تشکیل شده‌اند که در آن سنگ‌های با ترکیب حدواسط وجود ندارند و یا حجم آنها بسیار کم است. این مجموعه سنگی در محیط‌های تکتونیکی مختلفی مشاهده می‌شوند که عبارتند از: (۱) ریفت‌های قاره‌ای (Peccerillo et al., 2003) (e.g. East African Rift)، (۲) جزایر اقیانوسی (Kieffer et al., 2002) (e.g. Kerguelen Plateau)، (۳) آتشفشان‌های داخل صفحات قاره‌ای (River Plain-Yellowstone Province e.g. Snake) (Leeman et al., 2009)، (۴) حاشیه‌های فعال قاره‌ای (e.g. Inner Mongolia) (Liu et al., 2016)، (۵) حوضه‌های پشت قوسی سیالیک (e.g. Okinawa Trough) (Shinjo and Kato, 2000)، (۶) سیستم‌های پس از تصادم (e.g. Anatolia) (Aydin et al., 2014; Ersoy and Helvacı, 2016)، (۷) در بسیاری از محیط‌های پیچیده (Ford et al., 2013) (e.g. Basin and Range Province). در تشکیل سنگ‌های ولکانیکی بایمودال دو فرایند زیر نقش عمده‌ای دارند: (۱) تبلور جزء به جزء ماگمای مافیک تا تولید محصولات فلسیک، (۲) ذوب بخشی منابع مختلف که نقش آنها در پیدایش ولکانیسم بایمودال بحث‌انگیز است (Peccerillo, 2005).

تبلور جزء به جزء با آلودگی پسته‌ای یا بدون آن مکانیسم قابل قبولی برای سنگ‌های بایمودال هم‌منشاء است که در آن ماگماهای مافیک و فلسیک دارای ترکیب ایزوتوپی مشابهی هستند و روند عناصر کمیاب در آنها به‌صورت موازی است (Aydin et al., 2014; Peccerillo et al., 2003; Shinjo and Kato, 2000). از سوی دیگر برخی از سنگ‌های مافیک و فلسیک از منابع مختلفی منشأ گرفته‌اند (Liu et al., 2016). به نظر می‌رسد در برخی از مناطق ماگماهای مافیک از گوشته منشأ گرفته‌اند و ماگماهای فلسیک حاصل ذوب آناکسی پسته‌ای هستند، یا از ذوب مجدد سنگ‌های مافیک زیر رانده حاصل شده‌اند که توسط ماگماهای مافیک منشأ گرفته از گوشته گرم شده‌اند (Espinoza et al., 2008).

## ۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه دارای مختصات جغرافیایی  $32^{\circ} 44'$  تا  $32^{\circ} 44'$  طول خاوری و  $39^{\circ} 27' 9''$  تا  $38^{\circ} 18' 18''$  عرض شمالی است و در بخش شمالی چهارگوش (۱:۱۰۰۰۰۰) ماکو (امینی‌آذر و عباسی، ۱۳۸۲) و بخش جنوبی چهارگوش علی‌حاجی (عباسی و امینی‌آذر، ۱۳۸۳) در استان آذربایجان غربی قرار دارد. بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری-رسوبی ایران این منطقه در زون زمین‌ساختی ایران مرکزی (Stöcklin, 1968) و البرز-آذربایجان (نبوی، ۱۳۵۵) قرار دارد. این منطقه همانند سایر نقاط واقع بر پهنه ایران مرکزی دارای واحدهای سنگ چینه‌ای مربوط به پالتوزوئیک است. واحدهای سنگ چینه‌ای مربوط به پالتوزوئیک این منطقه از نظر رخساره سنگ‌شناسی و زمان چینه‌ای با سازندهای شناخته شده مربوط به پالتوزوئیک در البرز و ایران مرکزی همسانی دارد و از این رو ویژگی‌های رسوبی این منطقه یک حوضه پلاتفرمی بوده است (امینی‌آذر و عباسی، ۱۳۸۲).

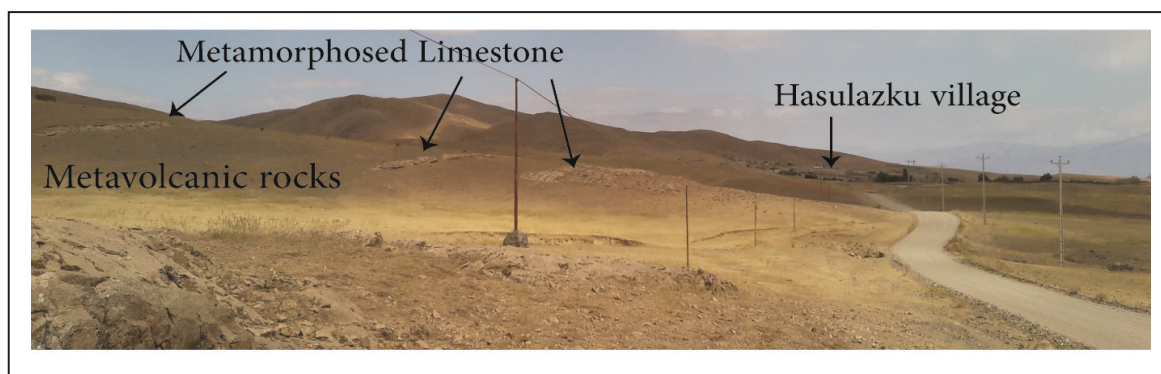
در نواحی شمال ماکو، رخنمون‌های ناپیوسته‌ای از سنگ‌های ولکانیکی اسیدی و بازیک به همراه یکدیگر به سن پالتوزوئیک زیرین، در اطراف روستاهای عیسی‌خان، حسولزگو، حسوشکی، مولی، خرز، سارنج، شورآغل و آق‌گل برونزد دارند. این سنگ‌ها در روی نقشه زمین‌شناسی با نماد S<sup>v</sup> نشان داده شده‌اند (شکل ۱). وجود سنگ‌های بازیک و اسیدی به همراه یکدیگر و نبود ترکیبات حد واسط بیانگر ماگماتیسم بایمودال است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساده شده منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ماکو (امینی آذر و عباسی، ۱۳۸۲) و علی حاجی (عباسی و امینی آذر، ۱۳۸۳).

تقدیمی قرار گرفته‌اند که لایه فوقانی تاقدیس واحد سنگی دولومیتی و سنگ آهک دولومیتی شده به سن دونین است. بنابراین مجموعه ولکانیکی سنی قدیمی‌تر از دونین دارند. ترکیب سنگ‌ها در این منطقه با فراوانی بیشتر بازیک و مقدار کمتری سنگ‌های تراکیتی و اسیدی بوده که به‌صورت گدازه، به همراه سنگ‌های آذرآواری مثل متاتوف و متاآگلومرا در جنوب منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده‌اند (شکل‌های ۳- الف و ب). سنگ‌های بازیک به خصوص متابازالت‌های با درشت‌بلورهای پیروکسن بر روی سنگ‌های اسیدی قرار گرفته‌اند که نشان می‌دهد ابتدا فوران ولکانیک‌های اسیدی، و بر روی آن فوران ولکانیک‌های بازیک صورت گرفته است (شکل ۳- پ).

دگرگونی در حد سطوح پایین رخساره شست سبز همه سنگ‌های ولکانیکی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. افق‌های متاولکانیکی در تناوب با رسوبات آهکی قرار دارند. و این افق‌ها در چند فاز پایینی و با وقفه زمانی اندکی فوران نموده و رسوبگذاری رسوبات آهکی و آهک‌های ماسه‌ای در وقفه زمانی بین دو فوران متوالی روی داده است (شکل ۲). ساخت‌های حفره‌ای پر شده و میان‌لایه‌های آهکی و آهکی- ماسه‌ای دگرگونه بیانگر رخداد فعالیت ماگمایی در محیط آبی است. در این میان‌لایه‌های مرمری، به علت دگرگونی، فسیلی یافت نمی‌شود. سنگ‌های ولکانیکی منطقه ماکو در اطراف روستای عیسی‌خان در هسته



شکل ۲- دورنمایی از روستای حسولزگو و برونزد سنگ‌های متاولکانیکی به همراه میان‌لایه‌های آهکی دگرگون شده در اطراف آن (دید به سمت باختر).

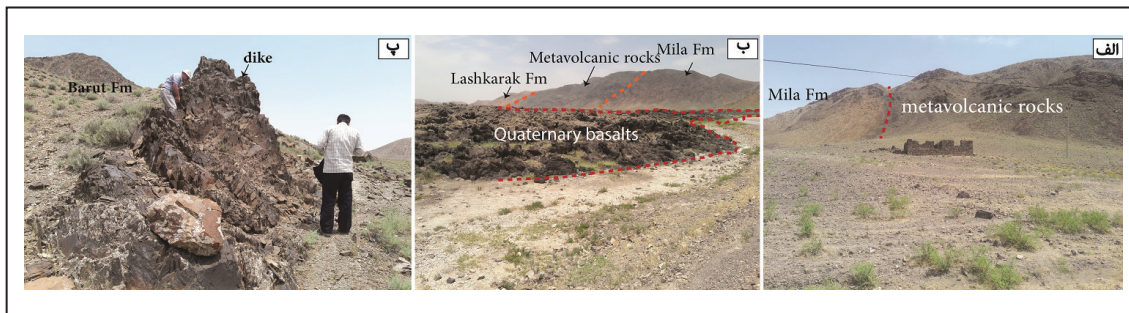


شکل ۳- برونزد سنگ‌های متاولکانیکی در اطراف روستای عیسی‌خان. الف) برونزد سنگ‌های متابازیک به رنگ سیاه (دید به سمت شمال خاور)؛ ب) برونزد متاآگلومرا در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال خاور)؛ پ) برونزد سنگ‌های متابازیک بر روی سنگ‌های متاولکانیک اسیدی (دید به سمت شمال).

خرز تا شمال باختر سارنج نشان می‌دهد که ابتدا فوران‌های اسیدی صورت گرفته و سپس فوران ماگمای بازیک بر روی آن انجام شده است. لذا در مقیاس ناحیه‌ای فوران‌های بازیک و اسیدی متناوباً تکرار شده‌اند.

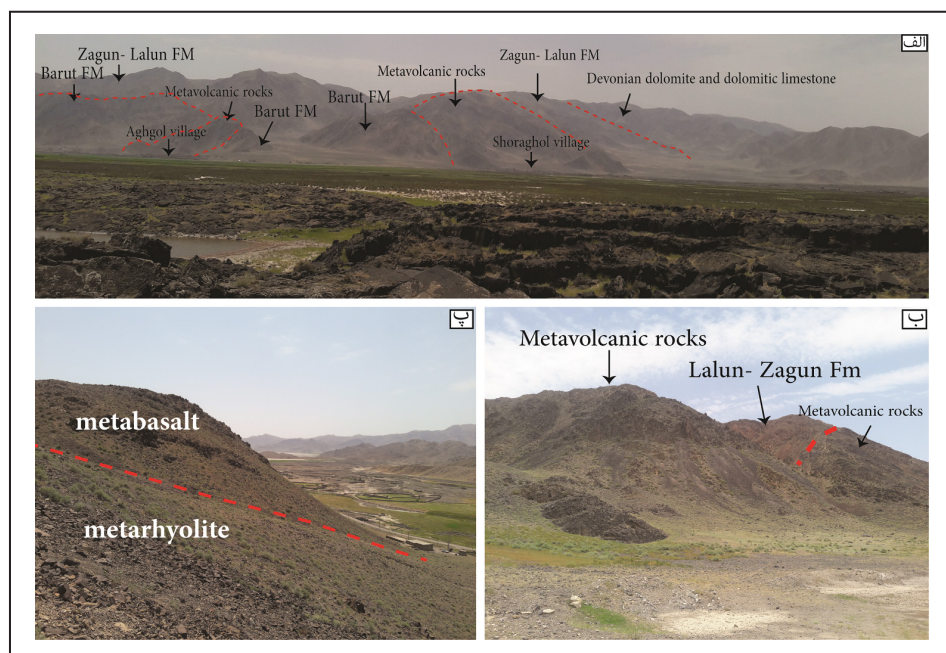
در جنوب روستای شورآغل، سنگ‌های ولکانیکی بر روی سازندهای باروت، لالون و زاگون فوران کرده‌اند (شکل‌های ۵-الف و ب) که با لایه‌های آهنی دونین پوشیده می‌شوند. سنگ‌های متاولکانیکی در این منطقه ترکیب بازیک دارند و شامل جریان گدازه به همراه سنگ‌های آذرآاری مثل متاتوف هستند. حجم سنگ‌های آذرآاری در این مناطق کم است و متاآگلومرا و برش ولکانیکی در این منطقه دیده نمی‌شود. در جنوب روستای آق‌گل هم سنگ‌های متاولکانیکی بر روی سازندهای باروت و زاگون- لالون فوران نموده‌اند که در این منطقه ترکیب سنگ‌های متاولکانیکی از تناوب سنگ‌های اسیدی و بازیک تشکیل شده است (شکل ۵-پ).

در نزدیکی روستای خرز سنگ‌های متاولکانیکی به همراه سنگ‌های آذرآاری بر روی عضو دولومیتی میلا قرار گرفته‌اند (شکل ۴-الف). در این واحد فسیل براکیوپود در نمونه‌های دستی قابل مشاهده است. در این منطقه سنگ‌های متاولکانیکی ترکیب اسیدی دارند. با حرکت به سمت شمال و در بخش‌های شمال باختری روستای سارنج، سنگ‌های متاولکانیکی واحد دولومیتی میلا و واحد سنگ چینه‌ای هم‌ارز لشگرک را پوشانده است (شکل ۴-ب). سنگ‌های متاولکانیکی در این بخش ترکیب بازیک دارند. سنگ‌ها در این منطقه به شدت دگرسان شده‌اند. در این منطقه دایک‌های گابرویدوریت تا دیوریتی درون شیل‌های سازند میلا و سازند باروت باروند شمال خاور- جنوب باختر نفوذ کرده‌اند (شکل ۴-پ). این سنگ‌ها نسبتاً دانه درشت بوده و درشت‌بلورهای نیمه‌شکل‌دار کانی‌های فرومینیزین تجزیه شده در آن دیده می‌شود. برونزد سنگ‌های ولکانیکی در اطراف روستای



شکل ۴-الف) کنتاکت سازند میلا با سنگ‌های متاولکانیکی اسیدی در اطراف روستای خرز (دید به سمت شمال خاور). ب) نمایی کلی از سازندهای میلا، لشکرک و سنگ‌های متاولکانیکی با ترکیب بازیک (دید به سمت شمال باختر). پ) برونزد دایک نفوذ کرده درون سازند باروت (دید به سمت شمال باختر).

شکل ۵-الف) دورنمایی از روستاهای شورآغل و آق‌گل و برونزد سنگ‌های متاولکانیکی در جنوب آن‌ها (دید به سمت جنوب)؛ ب) برونزد سنگ‌های متابازیک به رنگ سیاه در جنوب روستای شورآغل (دید به سمت جنوب باختر)؛ پ) برونزد سنگ‌های متاریولیتی و متابازیک در جنوب روستای آق‌گل (دید به سمت شمال خاور).



### ۳- روش انجام پژوهش

پلاسمای ICP-OES با درجه حرارت ۶۰۰۰ درجه سانتیگراد تجزیه انجام شد و غلظت اکسیدها به صورت کمی گزارش شد. در این روش، دقت سنجش کمی برای ارزیابی اکسیدهای اصلی از ۰/۱٪ تا ۱۰۰٪ است. همچنین عناصر فرعی و کمیاب و عناصر REE پس از انجام فرایند آماده‌سازی مشابه با به کارگیری روش پرتوسنجی جرمی در دستگاه ICP-MS مجهز به پرتوسنج حرارتی X-1 و خطای بیشینه ۱۰ ppm اندازه‌گیری شدند. داده‌های به‌دست آمده در جدول ۱ آورده شده‌اند.

پس از بررسی‌های صحرائی، نمونه‌برداری و تهیه مقاطع نازک، جهت بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی، تعداد ۲۳ نمونه از سنگ‌های سالم و با کمترین دگرسانی جهت انجام آنالیز عناصر اصلی و فرعی در ترکیب سنگ کل، با همراهی شرکت زمین‌ریزکاوان به آزمایشگاه MSAnalytical کانادا فرستاده شدند. برای تجزیه شیمیایی و اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی سنگ کل، روش آمیختن ۵ گرم پودر ۱۸۰ مش نمونه‌ها با لیتیم بورات در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد در محلول در اسیدنیتریک به کار برده شد. سپس در محیط

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های متابازیک ماکو پس از انجام اصلاحات و حذف مواد فرار.

Major Elements (Wt%) and Minore and Trace Elements (ppm)														
Metabasic rocks														
Sample	VI-1	VI-3	VI-5	VI-6	VI-7	VI-11	VI-14	VI-16	VI-21	B1	B2	B3	B4	B5
SiO <sub>2</sub>	47.22	55.53	47.33	46.75	53.07	54.55	47.46	46.07	51.26	46.82	50.61	53.47	49.73	46.98
TiO <sub>2</sub>	3.26	1.38	3.58	3.21	4.00	2.69	3.84	3.62	3.03	3.97	3.34	3.16	3.69	4.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.44	17.75	16.56	14.25	13.98	17.78	16.9	14.49	17.01	13.41	14.72	15.41	14.07	13.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(T)</sub>	12.84	12.23	14.47	134.3	13.81	10.3	13.92	14.71	11.37	14.26	13.52	13.01	14.90	13.73
MnO	0.29	0.18	0.29	0.31	0.22	0.13	0.18	0.25	0.21	0.18	0.25	0.27	0.17	0.25
MgO	9.14	1.52	6.55	9.39	4.54	3.87	6.49	6.59	5.38	8.25	6.44	4.53	6.62	9.21
CaO	9.06	1.99	6.81	9.77	4.85	4.38	5.69	9.98	2.79	8.53	6.44	4.43	6.03	7.85
Na <sub>2</sub> O	3.21	7.28	3.47	2.52	4.7	4.55	3.53	2.54	7.63	3.16	3.73	4.19	3.25	3.12
K <sub>2</sub> O	0.1	1.07	0.29	0.05	0.21	1.29	1.2	1.26	0.83	0.69	0.25	1.08	0.75	0.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	1.09	0.60	0.43	0.61	0.45	0.78	0.49	0.39	0.72	0.7	0.45	0.77	0.85
Ba	28.5	338.4	169.0	84.8	585.2	140.9	390.6	378.8	163.1	163.2	184.2	214.6	322.7	149.6
Rb	3.8	11.9	6.5	0.9	2.2	31.7	24.6	23.0	23.5	2.8	1.6	3.4	4.1	2.8
Sr	551.4	159.9	1055	512	104.5	45.8	365.9	374.1	102.7	486.3	423.2	223.1	198.6	388.2
Zr	102	227	155	128	180	155	96	120	107	132.8	145.6	177.4	182.1	134.8
Nb	35.3	89.2	44.7	31.9	42.5	31.12	34.7	33.6	26	32.4	38.6	40.4	42.6	48.2
Ni	161.5	1.2	67	166.3	4.3	12.9	72.5	60.7	34.7	148.4	162.6	98.4	174.2	186.5
Co	46.6	8.9	44.5	49	33.4	24.9	34.3	40.9	34	35.6	45.4	62.7	71.2	69.6
Th	2.53	9.73	4.58	2.59	3.58	6.35	4.9	4.39	1.88	2.68	3.24	4.18	3.88	2.94
Cr	439	0	43	445	0	0	161	62	62	68.6	45.4	82.5	47.4	54.8
La	23.7	81.4	36	23.4	34.8	30.8	29.5	25.2	18.7	28.2	24.5	29.8	31.2	35.6
Ce	53.8	161.1	76.6	53.7	74.1	64.1	64.5	58.6	42.1	62.8	56.4	74.6	72.5	67.4
Pr	6.84	18.24	9.09	6.82	9.19	7.8	8.01	7.33	5.4	7.22	6.94	8.32	9.12	9.31
Nd	28.5	70.7	35.4	27.7	37.5	31.1	33.3	30.6	23.7	28.41	26.54	32.45	35.8	36.71
Sm	3.29	7.87	4.24	3.12	4.98	3.89	4.14	3.83	2.74	3.82	4.23	4.58	3.82	4.02
Eu	1.7	3.6	2.01	1.53	2.32	1.58	2.19	2.01	1.43	1.68	2.15	2.36	1.68	2.32
Gd	6.34	11.08	7.26	6.1	8.31	6.69	7.25	6.97	5.79	6.54	7.28	6.32	8.45	6.94
Tb	0.91	1.59	1.09	0.9	1.25	1	1.08	1.04	0.88	0.98	1.03	1.24	0.89	1.34
Dy	4.78	9.69	5.89	4.94	6.91	5.72	5.77	5.63	4.76	4.88	4.56	6.32	5.82	6.08
Ho	0.88	1.75	1.09	0.87	1.22	1.02	1.04	1.02	0.87	0.98	1.21	1.35	0.94	1.42
Er	2.39	4.65	2.91	2.36	3.25	2.85	2.93	2.67	2.30	2.86	3.25	3.62	2.45	2.98
Tm	0.06	0.47	0.15	0.07	0.19	0.14	0.13	0.12	0.07	0.15	0.18	0.09	0.12	0.14
Yb	1.57	2.98	2.11	1.53	2.21	2.02	1.95	1.83	1.55	12.56	1.82	2.31	2.08	1.94
Lu	0.26	0.54	0.34	0.26	0.36	0.33	0.33	0.29	0.25	0.28	0.25	0.32	0.36	0.31
Y	22.8	42.2	27.2	23.1	31	26.9	27.4	25.3	22.1	28.2	26.4	27.8	25.3	24.8
Cs	0.24	0.35	0.21	0.03	0.13	0.91	1.01	0.57	0.8					
Ta	1.6	3.1	1.8	1.5	1.8	1.4	1.7	1.7	1.3	1.6	1.8	1.5	1.6	1.8
Hf	5.3	8.9	6.9	5.5	8.1	6.7	5.4	6.6	4.8	5.17	6.4	7.1	5.9	6.8
Ga	20.3	22.8	20.7	20.8	23.7	22.1	17.6	21.5	19	168.2	174.6	158.4	196.1	188.3
Sc	33.9	12.6	22.1	34.3	19.4	16.8	19.9	30.1	26.1	32.5	29.8	24.2	22.6	33.7
U	0.65	2.09	0.96	0.59	0.9	1.43	0.61	0.66	0.57	0.86	0.94	0.75	0.92	0.84
V	319	0	250	324	273	203	255	331	270	298	321	308	332	286
Pb	44	65	52	31	38	58	53	48	18	28.6	30.7	32.6	38.2	25.6

#### ۴- سنگ‌نگاری

با توجه به ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه می‌توان آنها را به دو دسته بازیک و اسیدی تقسیم کرد.

#### ۴-۱. سنگ‌های متابازیک

اگرچه این سنگ‌ها در درجات متوسط تا شدید دگرسان شده‌اند، ولی رخنمون‌های

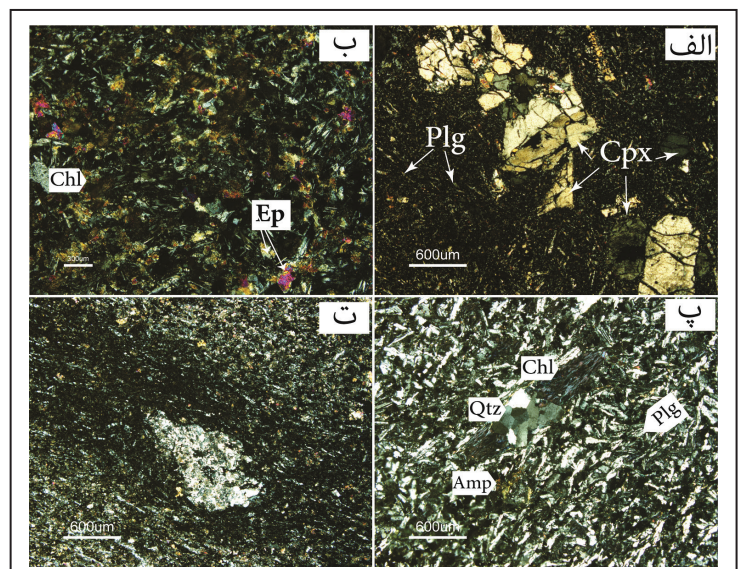
به نسبت سالمی را نیز می‌توان یافت. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند (شکل‌های ۶- الف و ب). اندازه کانی‌ها و نسبت آنها در مقاطع مختلف با یکدیگر متفاوت است. کانی پلاژیوکلاز اکثراً به صورت میکروولیت در زمینه سنگ دیده می‌شود و اشکال فنوکریست آن در این سنگ‌ها محدود است و

به صورت ریزبلور وجود دارد. فنوکریست‌های کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها دیده می‌شوند که اکثر این بلورهای نیمه‌شکل‌دار دارای خوردگی خلیجی شکل هستند. فراوانی کوارتز در این سنگ‌ها حدود ۳۰-۳۵ درصد است. پتاسیم‌فلدسپار هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریزبلور در زمینه سنگ وجود دارد. فنوکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار به صورت نیمه‌شکل‌دار و گاهی بی‌شکل با بافت پرتیتی در سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۷-الف). کانی‌های درشت فلدسپار پتاسیم، در نمونه دستی با چشم غیر مسلح قابل رؤیت هستند. در برخی از نمونه‌ها فلدسپارها به شدت سرسیتی شده‌اند. کانی‌های پلاژیوکلاز به صورت میکروفنوکریست و به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر در این سنگ‌ها قابل مشاهده‌اند. فراوانی این کانی در سنگ‌های متاریولیت بسیار کم است. کانی‌های تیره به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه در سنگ وجود دارند. شدت دگرسانی در این سنگ‌ها متوسط تا شدید است و انواع کانی‌های دگرسانی، شامل سرسیت، کلریت، کانی‌های کربناته و کانی‌های تیره است. زیرکن در این سنگ‌ها به‌عنوان کانی فرعی به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار ریز مشاهده می‌شود (شکل ۷-ب). بافت متاریولیت‌ها پورفیریک آفانیتیک تا پورفیریک فانریتیک (شکل ۷-الف) و هیالوپورفیریک است. در برخی موارد دگرگونی دینامیکی باعث خرد شدن کانی‌های زمینه، فنوکریست‌های کوارتز و فلدسپارهای زمینه شده و متاریولیت‌ها، دگرریخته شده و ساخت برشی و کاتاکلاستی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۷-پ و ت).

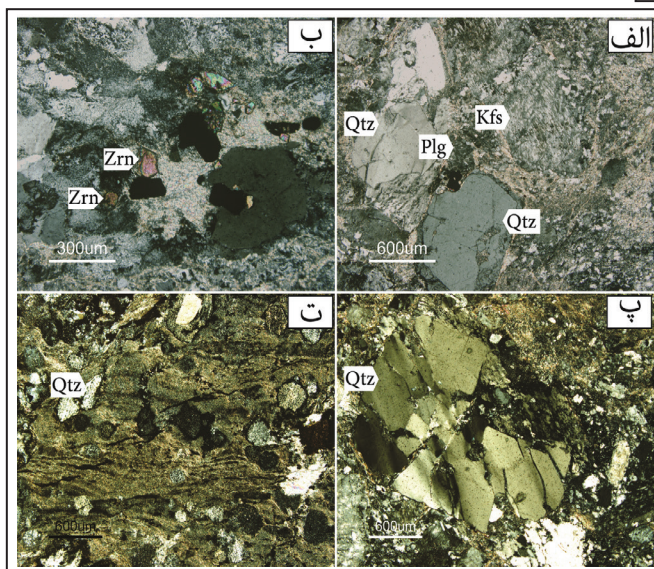
فراوانی آن در متابازالت‌ها از ۳۰ تا ۴۰ درصد متغیر است. کلینوپروکسن به صورت درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و فراوانی این کانی گاهی تا ۳۰ درصد هم می‌رسد. برخی از پروکسن‌ها ماکل کارلسباد و ساعت‌شنی از خود نشان می‌دهند. بلورهای پروکسن در بین کانی‌ها، کمترین دگرسانی را متحمل شده‌اند. ارتوپروکسن در این سنگ‌ها حضور ندارد. زمینه این سنگ‌ها از میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز، دانه‌های ریز پروکسن و کانی‌های اپاک تشکیل شده است که در بیشتر موارد دگرسان شده‌اند. در برخی از نمونه‌ها زمینه از شیشه تشکیل شده است (شکل ۶-الف و ت). کانی‌های کلریت، اپیدوت، سرسیت، کلسیت، کوارتز، ایدنگزیت، آمفیبول، اسفن و کانی‌های اپاک مهم‌ترین کانی‌های دگرسانی و دگرگونی این مجموعه هستند (شکل‌های ۶-پ و ت). کلریتی شدن و اپیدوتی شدن، به وفور در این سنگ‌ها رخ داده است (شکل ۶-پ). مهم‌ترین بافت‌های موجود در بازالت‌های منطقه پورفیری با خمیره میکروولیتی-شیشه‌ای، جریان‌ی، بافت اینترسرتال، بافت گلوپورفیری که حاصل تجمع کانی‌های کلینوپروکسن است (شکل ۶) و بافت آمیگدالوئیدی می‌باشند (شکل ۶-ت). در بیشتر نمونه‌ها کانی‌های کلریت و اپاک به صورت کشیده شده، در امتدادی مشخص حالت برگوارگی، به این سنگ‌ها داده‌اند. با توجه به کانی‌های دگرگونی و حالت برگوارگی، این سنگ‌ها در رخساره زیر شیست سبز قرار می‌گیرند.

#### ۴-۲. سنگ‌های متاریولیتی

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارتند از: کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز (شکل ۷-الف). کوارتز هم به صورت فنوکریست و هم در زمینه



شکل ۶-الف) گلوپورفیرهای پروکسن در زمینه میکروولیتی؛ ب) دگرسانی کلریتی و اپیدوتی در سنگ‌های متابازیک؛ ت) بافت اینترسرتال در سنگ‌های متابازیک که فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز توسط شیشه و کانی‌های اپاک پر شده است و وجود حفره پر شده توسط کوارتز و کلریت؛ ت) جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های اپاک و کلریت که منجر به برگوارگی در سنگ‌های متابازیک شده است. (تمامی تصاویر در حالت XPL هستند).



شکل ۷-الف) درشت بلورهای کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار پرتیتی و میکروفنوکریست پلاژیوکلاز در متاریولیت با بافت پورفیریک؛ ب) زیرکن به‌عنوان کانی فرعی در متاریولیت‌ها؛ پ) کوارتز با خاموشی موجی و شکسته شده به علت تأثیر تنش‌های دینامیکی؛ ت) متاریولیت‌های دگرریخته با ساخت برشی و کاتاکلاستی. (تمامی تصاویر در حالت XPL هستند).

## ۵- ژئوشیمی

با استناد به مطالعات پتروگرافی و نتایج آنالیزهای ICP- MS، ۱۳ نمونه بازیک، ۱ نمونه سنگ‌بازیک دایکی (VI-3) و ۹ نمونه فلسیک (VI-17) سنگ متاتراکیتی و بقیه سنگ‌های متاریولیتی هستند که در جدول های ۱ و ۲ نشان داده شده‌اند.

پس از آنالیز شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه و انجام تصحیحات لازم مربوط به حذف مواد فرار و تعیین آهن دوظرفیتی و سه ظرفیتی، داده‌های ژئوشیمیایی به‌دست آمده توسط نرم‌افزارهای مختلف مانند Excel و GCDkit پردازش و از آنها در تعبیر و تفسیرها استفاده شده است.

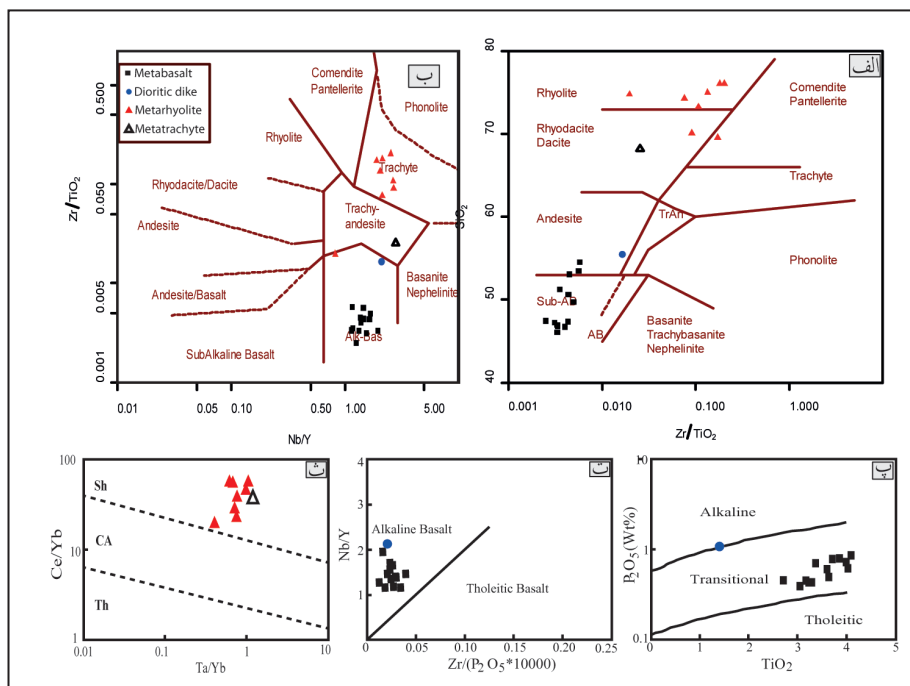
جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های متاسیدی ماکروپس از انجام اصلاحات و حذف مواد فرار.

Major Elements (Wt%) and Minore and Trace Elements (ppm)									
Metaacidic rocks									
Sample	VI-17	VI-19	VI-26	VI-36	A1	A2	A3	A4	A5
SiO <sub>2</sub>	68.19	76.12	74.8	69.6	70.14	75.03	76.09	73.29	74.31
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.31	0.66	0.43	0.75	0.54	0.43	0.65	0.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.43	11.96	12.55	16.88	12.95	12.58	11.95	13.02	12.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(T)</sub>	3.75	3.32	3.99	3.23	4.05	3.58	3.09	3.88	3.7
MnO	0.04	0.02	0.02	0.02	0.08	0.05	0.02	0.07	0.04
MgO	0.24	0.22	1.05	0.23	0.63	0.43	0.36	0.37	0.34
CaO	2.84	0.05	0.76	1.07	1.33	0.87	0.64	0.96	0.78
Na <sub>2</sub> O	8.09	2.1	4.9	4.97	4.87	3.5	3.62	4.32	3.7
K <sub>2</sub> O	0.4	5.88	1.12	3.54	4.86	3.37	3.77	3.36	3.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.02	0.14	0.03	0.33	0.04	0.03	0.06	0.04
Ba	96.7		130.6	27	44.6	52.7	61.2	42.7	45.7
Rb	4.8	177.8	40.6	93.2	98.2	102.4	116.7	145.2	106.5
Sr	114.3	15.7	147.9	0	14.8	9.6	12.3	45.2	33.6
Zr	221	629	129	742	682.6	725.2	775.4	698.3	456.2
Nb	99.7	171.4	49.9	165.5	168.2	144.6	176.7	186.4	154.8
Ni	5.2	3.7	13.1	2.2	3.6	4.2	5.3	3.1	6.2
Co	1.9	0.8	6.4	1.9	1.6	0.8	1.1	0.9	1.3
Th	19.1	26.07	13.79	34.93	28.42	31.54	19.68	22.64	33.14
Cr	0	0	1.43	0	1.1	0.8	3.2	5.1	1.4
La	67.4	81.5	49.3	234	123.5	98.4	135.6	188.4	154.2
Ce	108.5	182.2	104.6	472.6	228.4	332.6	386.5	206.4	289.5
Pr	11.38	19.17	12.74	48.95	20.32	18.12	28.42	37.25	19.82
Nd	40.6	65	52.9	167	74.32	68.94	62.88	112.6	98.21
Sm	4.08	12.69	11.57	17.95	13.01	12.98	14.54	16.12	12.08
Eu	1.59	0.42	1.33	0.39	0.54	0.68	1.23	0.76	0.94
Gd	7.36	12.22	12.22	23.23	14.28	12.66	12.14	18.35	20.14
Tb	1.16	2.03	1.99	3.31	2.31	3.04	2.89	2.56	3.08
Dy	6.74	12.27	12.6	17.66	11.88	12.24	15.77	16.02	17.18
Ho	1.29	2.54	2.35	3.36	2.32	2.48	3.08	3.12	2.74
Er	3.62	7.99	6.59	9.78	6.92	7.24	8.36	9.15	6.88
Tm	0.25	1.18	0.93	1.04	0.92	1.06	1.12	0.98	1.22
Yb	2.9	7.96	5.39	8.2	6.02	5.98	7.14	7.26	6.48
Lu	0.48	1.19	0.8	1.25	1.12	0.98	0.86	1.18	1.03
Y	35.5	67.7	60.5	87.1	62.4	70.8	82.3	69.8	72.4
Cs	0.16	1.77	1.43	1.15					
Ta	3.5	6	2.2	5.1	4.6	6.2	4.8	5.2	6.3
Hf	10.1	17.4	8.4	29.7	18.2	22.7	19.8	25.4	18.6
Ga	8.6	29.7	20.5	38.4	32.4	33.6	29.7	35.6	34.7
Sc	5.2	5.9	5.8	14.6	6.3	5.4	5.2	4.8	7.3
U	3.54	6.11	3.56	4.4	0.88	6.12	4.62	3.98	5.34
V	58	0	43	0	11	8	14	28	24
Pb	112	165	89	124	98.6	122.4	62.8	72.6	145.2

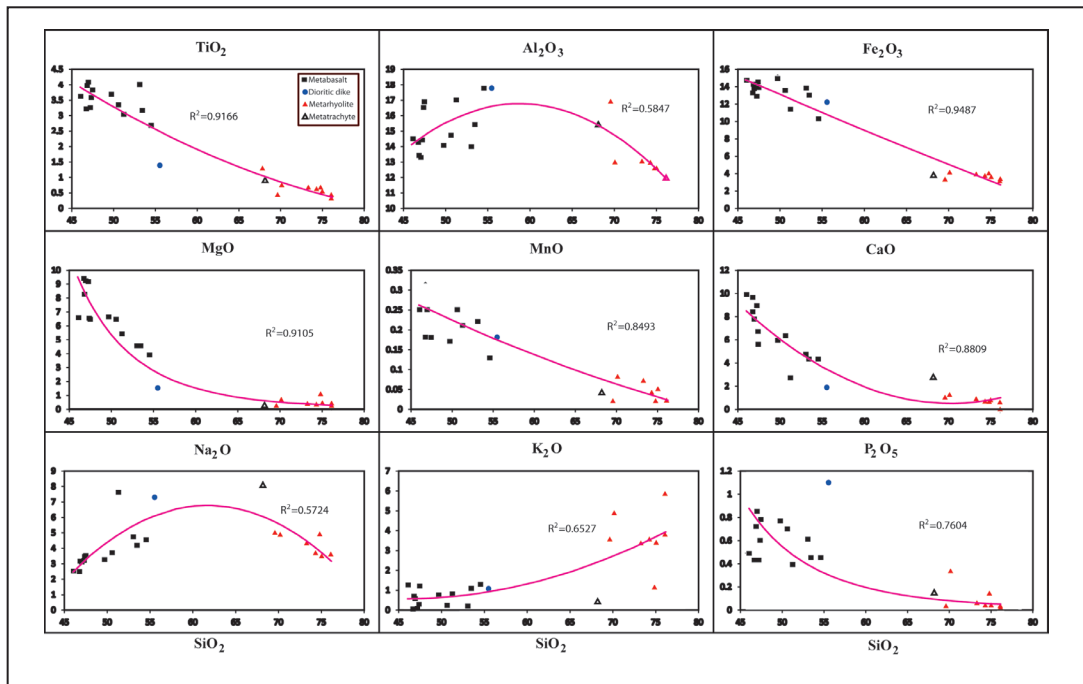
به علت مقدار درصد FeO بیشتر) و به علت تفریق در اعماق بیشتر، مشکل تر به سطح زمین می‌رسند. در مورد علل بایمودال بودن برون‌ریزی‌ها و وقفه دلی در محیط‌های کشتی اظهارنظرهای بسیاری وجود دارد و علاوه بر نظرهای فوق، پدیده‌های بسیار متعددی مانند اثر سورت (Mc Briney, 1984) (sorret effect)، همرفت یا انتشار مضاعف (Best, 1982) (double diffusive convection) نامیژاکی به حالت مایع (Middlemost, 1987) (liquid immiscibility) و انتقال گازی (Middlemost, 1987) (gaseous transfer) عنوان گردیده است. عملکرد تمامی این پدیده‌ها به طور قطع یک نتیجه اصلی دارد که در بالای محفظه ماگمایی مذاب‌های سیلیکاته پراآلکالن و در پایین آن مذاب‌های بازالتی به صورت دو مذاب کاملاً متمایز از هم بر روی هم پدیدار می‌گردند. بدون تردید تفریق بلورین در این پدیده‌ها نقش مهمی را دارد. با توجه به مطالعات پتروگرافی و وجود حباب‌های گازی که منجر به بافت آمیگدالوئیدی در متابازالت‌های منطقه شده، ماگمای اولیه واجد یک فاز سیال گازی بوده است. به احتمال قوی پدیده انتقال گازی نقش بسیار مؤثری در پدیداری زون‌بندی ترکیبی در محفظه ماگمایی داشته که حاصل برون‌ریزی‌های این محفظه‌ها، سنگ‌های آذرین بایمودال بازالتی-تراکییتی-ریولیتی است. علاوه بر آن مقدار  $Al_2O_3$  نمونه‌های بازیک نسبتاً بالا و در محدوده ۱۳/۹۸ تا ۱۷/۷۸ درصد وزنی است. مقدار  $Al_2O_3$  بالا در بازالت‌ها نشان‌دهنده تبلور کانی‌های مافیک از مذاب اولیه سازنده آنها در فشارهای نسبتاً بالاست (Yoder, 1976) که این امر موجب تمرکز آلومینیم در مذاب باقی‌مانده شده و باعث تبلور پلاژیوکلاز در فشارهای کمتر می‌شود که این امر با تبلور تفریقی سنگ‌های آلکالن در فشارهای بالا، فقدان سنگ‌های حدواسط و بروز پدیده انقطاع دلی سازگار است.

به باور Hart et al. (1989)، توقف ماگما در پوسته سبب افزایش قابل ملاحظه نسبت‌های عنصری مانند La/Nb، La/Ta، Th/Nb می‌شود و سنگ‌های بازالتی آرایش یافته با پوسته با نسبت‌های  $La/Nb > 22$  و  $La/Ta > 1.5$  مشخص می‌شوند. پایین بودن این نسبت‌ها در نمونه‌های بازالتی، نشان از تأثیر نداشتن و یا تأثیر بسیار ناچیز آرایش پوسته‌ای روی آنهاست. ولی سنگ‌های ریولیتی نسبت‌های La/Ta بالایی دارند که نشان می‌دهد تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته‌اند.

برای نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های متاولکانیکی منطقه مورد مطالعه به دلیل دگرگونی درجه پایین سنگ‌ها و وجود دگرسانی در درشت‌بلورها و خمیره‌ی ریز بلور از نمودارهای عناصر فرعی نام‌تحرک استفاده شده است. در نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Zr/TiO_2$  با مقیاس نیمه‌لگاریتمی در محدوده بازالت سبب آلکالن، آندزیت، ریوداسیت، ریولیت و کومندیت-پانتلریت قرار گرفته‌اند (شکل ۸-الف). در نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر Nb/Y با مقیاس لگاریتمی سنگ‌های محدوده مطالعاتی در محدوده آلکالی بازالت، تراکی آندزیت و تراکیوت قرار گرفته‌اند. برای تعیین سری ماگمایی از نمودارهای عناصر غیر متحرک (شکل‌های ۸-ب و ت) و نمودار ارائه شده توسط Floyd and Winchester (1975) و Winchester and Floyd (1976) برای سنگ‌های بازیک (شکل‌های ۸-پ و ت) و نمودار ارائه شده توسط Pearce (1983) برای سنگ‌های اسیدی استفاده شده است (شکل ۸-ث). بر اساس این نمودارها و نمودارهای رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های مطالعه شده، در محدوده سری‌های تحولی تا آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸). برای نشان دادن ارتباط ژنتیکی نمونه‌های مختلف سنگی مطالعه شده و تشخیص روند تحولات ماگمایی از نمودارهای متغیر اکسید-اکسید Harker (1909) استفاده شده است (شکل ۹). اولین نکته‌ای که از بررسی این نمودارها (شکل ۹) برمی‌آید آن است که سنگ‌های منطقه دو جایگاه اسیدی و بازیک را اشغال می‌کنند. این در حالی است که یک نبود (Gap) بین دو سری دیده می‌شود و سری‌های حد واسط وجود ندارند. این فقدان سنگ‌های حدواسط در سری سنگ‌های قاره‌ای یا جزایر اقیانوسی به نام وقفه دلی شناخته می‌شود و توسط پترولوژیست‌هایی همچون Carmichael (1965)، Boot et al. (1978)، Chayes (1963, 1977)، Harris (1963)، Mukherjee (1967)، Presnall (1969) مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. Chayes (1963) نشان داد که سنگ‌های حدواسط بین بازالت‌ها و ریولیت و تراکیوت در مجتمع‌های آتشفشانی اندک است. او این مسئله را به مکانیسم‌های فوران نسبت داد. فراوانی گازها و آزاد شدن آنها در مذاب‌های اسیدی کمک فراوانی به بالا آمدن و ریختن ماگماهای اسیدی می‌کند و بازالت‌ها نیز به علت حرارت و رقت زیاد می‌توانند آسان‌تر به سطح زمین برسند. اما ماگماهای حدواسط دارای گرانیوی و وزن مخصوص زیادترند



شکل ۸- نمودارهای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی، الف)  $Zr/TiO_2$  در برابر  $SiO_2$ ؛ ب) نمودار طبقه‌بندی (Floyd and Winchester, 1975)  $P_2O_5$  در برابر  $TiO_2$ ؛ پ) نمودار (Winchester and Floyd, 1977)  $Nb/Y$  در برابر  $Zr/TiO_2$ ؛ ت) نمودار (Winchester and Floyd, 1976)  $(Zr/P_2O_5) * 10^4$  در برابر  $Nb/Y$ ؛ ث) نمودار (Pearce, 1983)  $Ce/Yb$  در برابر  $Ta/Yb$ .



شکل ۹- نمودار تغییرات اکسیدها نسبت به  $SiO_2$ .

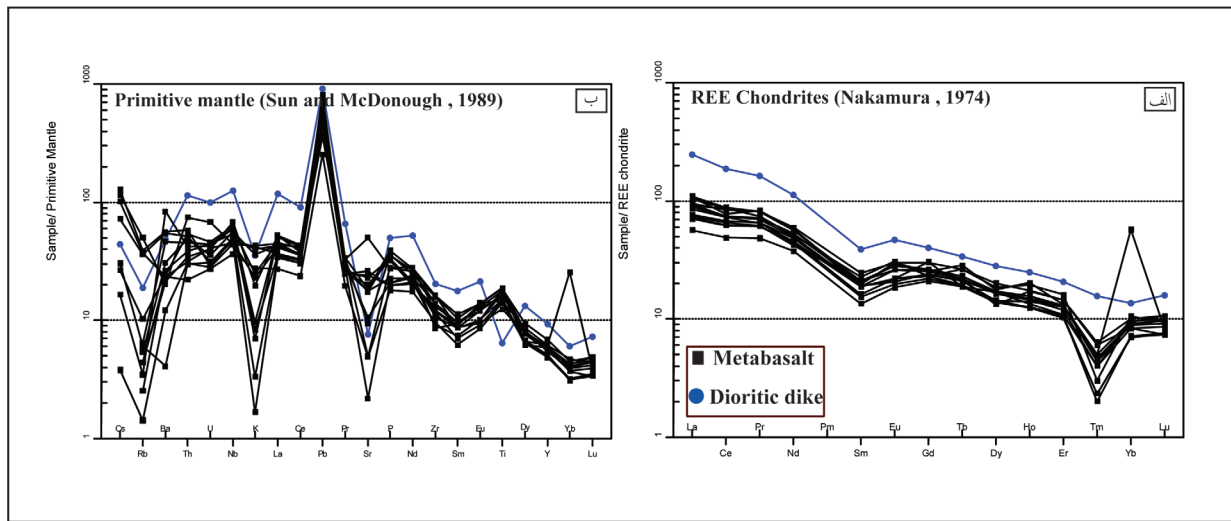
بررسی نمودار سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه که بر اساس مقادیر Nakamura (1974) به کندریت بهنجار شده‌اند (شکل ۱۱- الف)، نشانگر یک شیب منفی از LREE به سمت HREE با یک قله تیز منفی مربوط به Eu است. در این نمودار غنی‌شدگی در تمامی عناصر نادر خاکی سبک و سنگین دیده می‌شود، اما میزان غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) در حدود ۸۰ تا ۴۰۰ برابر و در عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) به کمتر از ۲۰ برابر مقادیر کندریتی می‌رسد. قله تیز منفی Eu می‌تواند به جدایش و تبلور بخشی پلاژیوکلازهای کلسیک و یا ریشه گرفتن ماگما از عمقی باشد که در آن فلدسپار موجود نبوده است (Rollinson, 1993). الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های مختلف تقریباً با هم موازی اند. کاهش HREE در سنگ‌ها به ویژه بی‌هنجاری منفی Tm می‌تواند نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته  $CO_2/H_2O$  باشد که بیانگر ژرفای زیاد تولید ماگما یعنی حضور گارنت در محل منشأ باشد (Rollinson, 1993).

بررسی نمودار عنکبوتی سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه که به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند (شکل ۱۱- ب)، نشان می‌دهد که عناصری نظیر Eu، Ti، Ba، P، K و Sr دارای بی‌هنجاری منفی بوده و قله‌های بی‌هنجاری P و Sr بسیار شاخص است. در مقابل عناصری نظیر U، Th، Sm، Nd، La و Nb دارای بی‌هنجاری مثبت‌اند. عدم تهی‌شدگی از Ta و Nb حتی غنی‌شدگی از آن، نشانگر عدم دخالت شاره‌های فورانشی در شکل‌گیری ماگمای مولد نمونه‌های مورد مطالعه و خاستگاه گوشته‌ای آنهاست (Rollinson, 1993). مقایسه مقادیر  $Eu/Eu^*$ ،  $La_N/Yb_N$  و  $Th/U$  در نمونه‌های متاریولیتی ماکو (به ترتیب ۶/۱۷ تا ۱۹/۲۴ با مقدار میانگین ۱۲، ۰/۰۶ تا ۰/۸۹ با مقدار میانگین ۰/۳۵ و ۴/۲۷ تا ۷/۹۴ با مقدار میانگین ۵/۳۷) با مقادیر آنها در پوسته پایینی (۳/۸، ۱/۱۴ و ۳/۹) و پوسته بالایی (۹/۲، ۰/۶۶ و ۳/۹) نیز بیانگر عدم شباهت این متاریولیت‌ها به ترکیبات پوسته‌ای و ریشه‌گرفتن آنها از خاستگاه گوشته‌ای است.

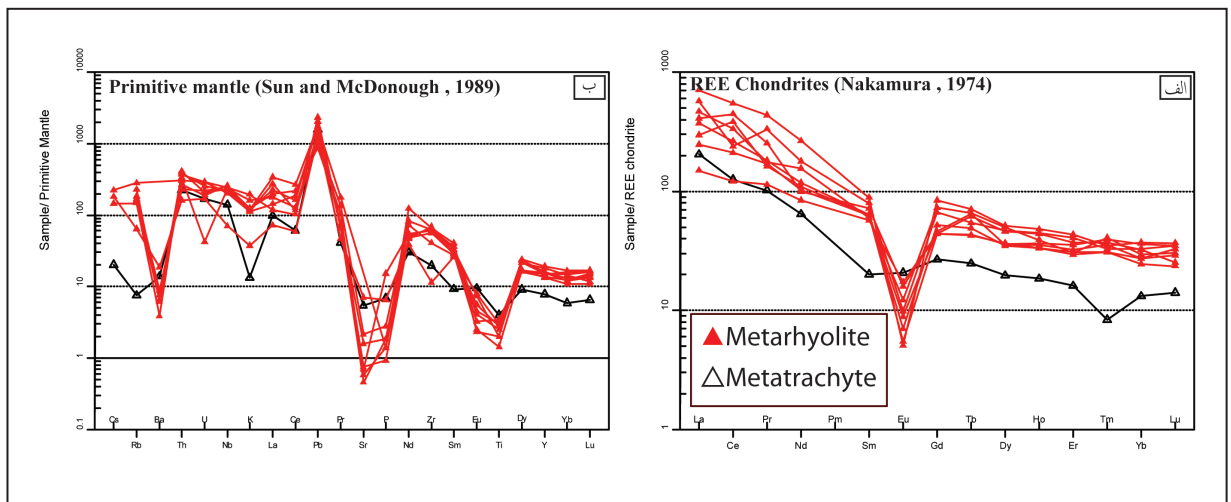
در کل نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه در سنگ‌های بازیک و اسیدی روندی یکسان دارند و تقریباً با هم موازی‌اند که بیانگر ارتباط زایشی نمونه‌ها با یکدیگر از راه تبلور تفریقی است.

برای بهنجارسازی الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب سنگ‌های منطقه، از مقادیر کندریتی Nakamura (1974) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است. در نمودار بهنجار شده سنگ‌های بازیک به کندریت (شکل ۱۰- الف)، غنی‌شدگی در تمامی عناصر نادر خاکی سبک و سنگین دیده می‌شود، اما میزان غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) در حدود ۱۰۰ برابر و در عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) به کمتر از ۱۰ برابر مقادیر کندریتی می‌رسد. بالا بودن نسبت LREE/HREE می‌تواند نشان‌دهنده بالا بودن فوگاسیته  $CO_2/H_2O$  باشد که بیانگر ژرفای زیاد تولید ماگما یعنی حضور گارنت در محل منشأ است؛ زیرا گارنت با حفظ عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در خود، مقدار آنها را در مذاب کاهش می‌دهد (Rollinson, 1993). نبود بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌ها، نشانگر مهم نبودن نقش پلاژیوکلاز در طی تفریق و یا بالا بودن فوگاسیته اکسیژن است (Drake and Weill, 1975). این سنگ‌ها بی‌هنجاری منفی در Sm نشان می‌دهند که احتمالاً به علت وجود آمفیبول در منشأ است. در نمودار بهنجار شده سنگ‌های بازیک به گوشته اولیه، وجود بی‌هنجاری‌های نامنظم (منفی و مثبت) در عناصر متحرک ناسازگار Sr، K، Rb و Cs عموماً به دلیل دگرسانی و دگرگونی درجه پایین سنگ‌های منطقه و قابلیت تحرک بالای این عناصر در طی فرایندهای ثانویه است. در نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (شکل ۱۰- ب)، بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) دیده نمی‌شود. به دلیل منشأ گوشته‌ای این سنگ‌ها، نبود بی‌هنجاری منفی می‌تواند به مفهوم نداشتن آرایش پوسته‌ای این سنگ‌ها باشد (Moufti et al., 2011). همچنین، نبود بی‌هنجاری منفی از این عناصر و یا وجود بی‌هنجاری مثبت از آنها به ویژه در Nb، P، Ta، Ti بیانگر ماهیت آلکان درون‌قاره‌ای این سنگ‌ها و حضور کانی‌های غنی از این عناصر در گوشته محل منشأ و ورود آنها به مذاب در خلال ذوب بخشی است (Kalfoun et al., 2002). الگوی تقریباً موازی روندها، به غیر از نمونه دایک دیوریتی بیانگر ارتباط زایشی نمونه‌ها با یکدیگر از راه تبلور تفریقی است. روند نمونه دایک دیوریتی با روند سایر نمونه‌ها موازی نیست و بی‌هنجاری منفی، در تیتانیوم و تانتالیوم دیده می‌شود. در سایر نمونه‌ها دیده نمی‌شود.





شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی سنگ‌های بازیک منطقه مورد مطالعه نورمالیزه شده با: الف) REE Chondrites (Nakamura, 1974)؛ ب) REE Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).



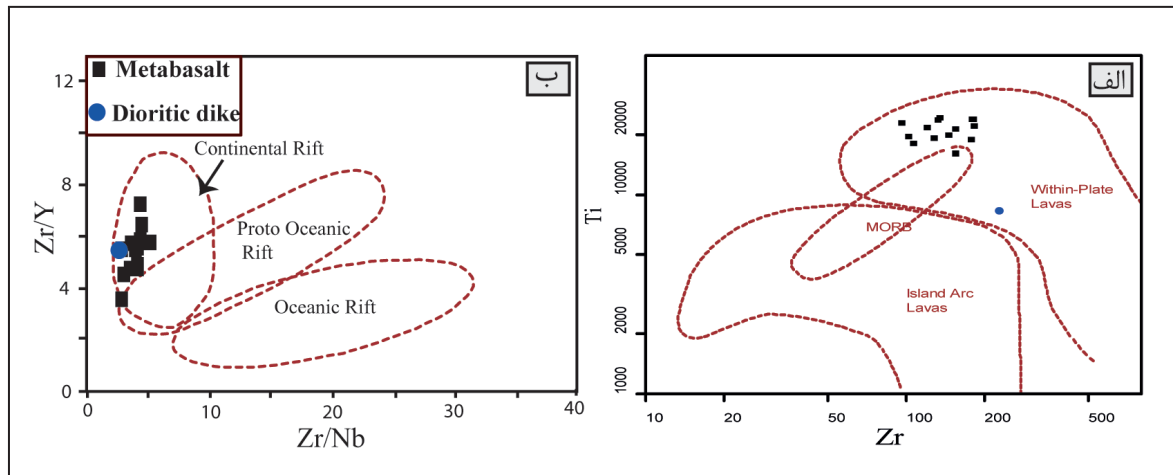
شکل ۱۱- نمودار عنکبوتی سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه نورمالیزه شده با: الف) REE Chondrites (Nakamura, 1974)؛ ب) REE Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی دیرینه تشکیل سنگ‌های بازیک منطقه مورد مطالعه تلاش شده است که از عناصر نامتحرک یا کم‌تحرک مانند عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده شود. همان‌گونه که در شکل ۱۲ دیده می‌شود، همه نمونه‌های بازیک منطقه مورد مطالعه در قلمرو محیط درون‌صفحه‌ای و به‌طور ویژه در قلمرو کافت‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند. این محیط، با رژیم کششی حاکم بر لبه شمال خاوری ابرقاره گندوانا و تشکیل کافت توران در زمان اردوویسین- سیلورین، که سبب تشکیل اقیانوس پالئوتتیس و جدا شدن البرز و ایران مرکزی از گندوانا شده است، همخوانی دارد که با محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین به سن اردوویسین- سیلورین سایر نقاط ایران نیز مطابقت دارد (قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱ و ۱۳۹۴؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ درخشی و قاسمی، ۱۳۹۳؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴؛ Derakhshi and Ghasemi, 2013؛ Derakhshi et al., 2017).

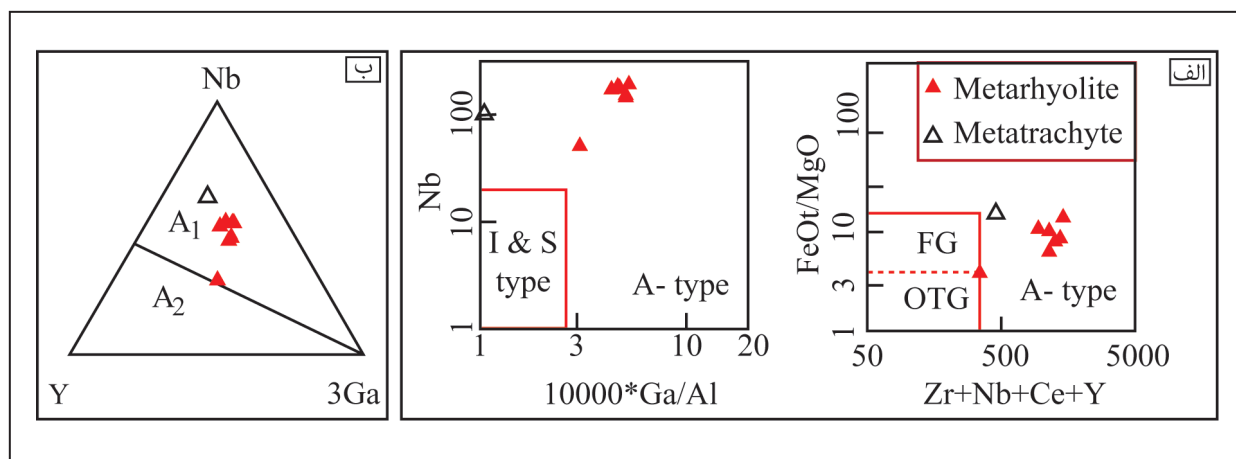
با توجه به حضور درشت‌بلورهای پتاسیم فلدسپار پرتیتی، میزان بالای  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ، میزان بالای عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، میزان بالای  $\text{FeO/MgO}$ ، میزان بالای عناصر REE، تهی‌شدگی در Eu و Sr و مقادیر پایین

Cr و CaO، Ni و غنی بودن نمونه‌های ریولیتی از زیرکن، برای رده‌بندی سنگ‌های اسیدی از نمودارهای خاص سنگ‌های گرانئوئیدی A-type پیشنهادی (Whalen et al., 1987) استفاده شده است. در این نمودارها متاریولیت‌های ماکو در گستره گرانئوئیدهای (ریولیت‌های) نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-الف).

Eby (1992) گرانیت‌های A-type را بر اساس شیمی به دو گروه A1 و A2 تفکیک کرده است. سنگ‌های گرانیتی نوع A1 دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر اقیانوسی بوده و از تفریق ماگمای منتج شده از منابعی با ترکیب مشابه با ترکیب محل منبع بازالت‌های جزایر اقیانوسی، در طی ریفت داخل قاره‌ای یا طی ماگماتیسیم درون‌قاره‌ای جایگیر شده‌اند، حاصل شده است (Eby, 1992). سنگ‌های گرانیتی نوع A2 دارای نسبت‌های عنصری متغیری هستند، که از نسبت‌های عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های جزایر قوسی تغییر می‌کنند (Eby, 1992). جهت تفکیک متاریولیت‌های نوع A و تشخیص ژنر این سنگ‌ها از نمودار ارائه شده توسط Eby (1992) استفاده شده است. بررسی نسبت‌های عنصری در ریولیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که این ریولیت‌ها به انواع A1 وابسته‌اند (شکل ۱۳-ب).



شکل ۱۲- نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های بازیک، الف) نمودار Ti در برابر V از (Pearce (1982؛ ب) نمودار Zr/Y در برابر Zr/Nb از (Kampunzu and Mohr (1991)



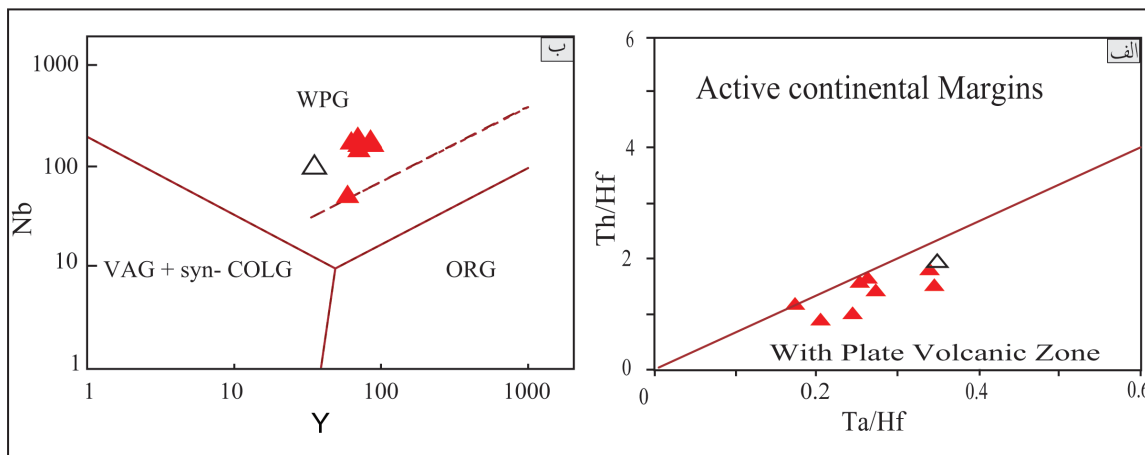
شکل ۱۳- الف) تعیین نوع سنگ‌های مورد بررسی با استفاده از نمودارهای پیشنهادی (Whalen et al. (1987؛ ب) تشخیص تیپ نمونه‌های مورد مطالعه از طریق نمودارهای پیشنهادی (Eby (1992)

مفید باشند (Widdowson et al., 2000). به باور (Sun and McDonough (1989 نسبت‌های Zr/Y بیشتر از ۲/۴۶ و Zr/Nb کمتر از ۱۵/۷۱ جدا کننده محل منبع‌های غنی شده و تهی شده هستند. بنابراین، نسبت‌های Zr/Y برابر ۳/۵۰ تا ۸/۵۱ و Zr/Nb برابر ۲/۵۴ تا ۴/۹۸ نمونه‌های منطقه (جدول ۱) نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی منطقه ماکو از یک منبع غنی شده سرچشمه گرفته‌اند. به منظور تعیین درجه ذوب بخشی محل منبع بازالت‌های منطقه از نمودار نسبت La/Sm در مقابل La (Aldanmaz et al., 2000) استفاده شده است. بر پایه این نمودار (شکل ۱۵- الف)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گوشته لرزولیتی گارنت‌دار جای دارند و درصد ذوب بخشی ۳-۱۰٪ برآورد شده است. حضور گارنت در خاستگاه، با تهی‌شدگی عنصرهای HREE شناخته می‌شود. میانگین  $Yb_N$  در سنگ‌های منطقه ۷/۰۵-۱۰/۰۵ است و مقدار  $Yb_N$  کمتر از ۱۰ در نمونه‌ها، نشان دهنده به جا ماندن گارنت در خاستگاه ماگماست (Morata et al., 2005; Guest et al., 2006). با توجه به اینکه نمونه‌های منطقه در محدوده نمودار ذوب بخشی گارنت لرزولیت قرار گرفته‌اند، و از سوی دیگر کمترین ژرفای پایداری گارنت در ژرفاهای بیشتر از ۸۰ کیلومتری است (Frey et al., 1991; McKenzie and O'Nions, 1991; Ellam, 1992) می‌توان این ژرفا را به عنوان کمترین ژرفای منشأگیری بازالت‌های مورد مطالعه در نظر گرفت. به منظور بررسی دقیق‌تر ژرفای منشأگیری ماگما از نمودار طراحی شده توسط

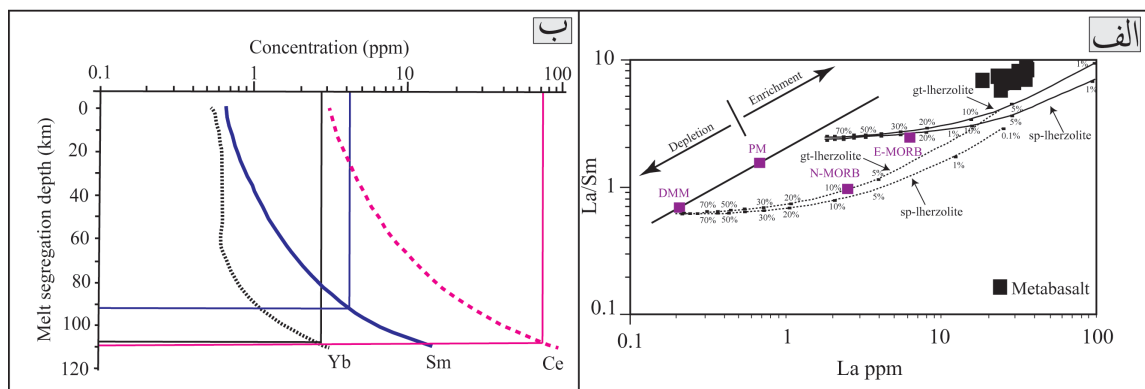
بررسی موقعیت زمین‌ساختی متاریولیت‌های ماکو در نمودار پیشنهادی (Schandle and Gorton (2002 و Pearce et al. (1984 نشان می‌دهد که این ریولیت‌ها در یک محیط درون‌صفحه‌ای جایگیری کرده‌اند (شکل ۱۴). تمام این خصوصیات حاکی از آن است که تمام سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به غیر از نمونه دیوریت دایکی حاصل تفریق و انجماد یک ماگمای بازیک هستند و به عبارتی سنگ‌های مورد مطالعه دارای ارتباط ژنتیکی بوده و از یک ماگمای واحد منشأ گرفته‌اند. طبیعت آکالن و میزان بالای LREE و LILE در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها، از یک منبع گوشته‌ای غنی شده منشأ گرفته است. به منظور تشخیص میزان غنی‌شدگی این محل منبع، از نسبت‌های Zr/Nb و Zr/Y بر پایه مقادیر (Sun and McDonough (1989 استفاده شده است. برتری استفاده از این نسبت‌ها در آن است که تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات بنیادین در آنها ایجاد کند (Alvaro et al., 2006). همچنین به باور (Abdel-Rahman (2002 به دلیل ناسازگاری Y و Zr با فازهای تفریقی اصلی موجود در ماگمای بازالتی مانند الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز، نسبت این عناصر در جریان تبلور تفریقی تغییر چندانی نمی‌کند. برتری دیگر استفاده از این عناصر، تحرک بسیار پایین آنها در برابر دگرسانی است (Tatsumi et al., 1986; Mitchell and Widdowson, 1991)، که می‌تواند برای تفسیر پتروژنز سنگ‌های آذرین حتی با دگرسانی بالا نیز

خاور نیشابور دید. با توجه به اینکه سنگ‌های مورد مطالعه ماهیت انتقالی تا آلکالن دارند و در یک محیط کافت درون قاره‌ای شکل گرفته‌اند، می‌توان این سنگ‌ها را مرتبط با تشکیل و گسترش پالتوتیس در پالتوزونیک زیرین در نظر گرفت. اقیانوس پالتوتیس پس از یک دوره طولانی کافت‌زایی و گسترش در خلال پالتوزونیک زیرین- میانی، با فروانش به سوی شمال و به زیر کناره جنوبی اورازیا در پالتوزونیک بالایی- تریاس بسته شده است (Alavi, 1996; Bagheri and Stampfli, 2008).

Ellam (1992) استفاده شده است (شکل ۱۵-ب). بر پایه این نمودار، ماگمای سازنده سنگ‌های ولکانیکی ماکو از ژرفای ۹۰-۱۱۰ کیلومتر منشأ گرفته‌اند. مطالعات مختلف نشان داده‌اند که بخش‌های مختلف ایران در طی پالتوزونیک زیرین و به‌ویژه در سیلورین از دید فعالیت‌های ماگمایی پویا بوده است. آثار فعالیت ماگمایی سیلورین را افزون بر منطقه مورد مطالعه (ماکو) می‌توان در مناطق مختلفی مانند بازالت‌های سلطان‌میدان در البرز خاوری، شیرگشت، جام، رباط قره‌بیل، سه کاشان، ترو، جنوب بجنورد، جنوب بهاباد، گرگان و شمال



شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای زمین‌ساختی ارائه شده توسط: الف) (Schandle and Gorton (2002)؛ ب) (Pearce et al. (1984)



شکل ۱۵- الف) نمودار La/Sm در برابر La، به منظور محاسبه میزان ذوب بخشی (Aldanmaz et al., 2000)؛ ب) تعیین ژرفای منشأگیری ماگما بر پایه میانگین تمرکز عناصر Sm، Ce، Yb (Ellam, 1992)

### ۶- نتیجه‌گیری

۳-۱۰ درصدی یک منشأ غنی شده گارنت پریدوتیتی در یک محیط کشتی کافتی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. سنگ‌های اسیدی حاصل تبلور تفریقی سنگ‌های بازیک همراه با ذوب پوسته‌ای هستند که این سنگ‌ها نیز در محیط کشتی کافتی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. این جایگاه زمین‌ساختی، با محیط کشتی حاکم بر گستره پهناوری از ایران در طی پالتوزونیک پیشین و به‌ویژه سیلورین و آغاز کافت‌زایی پالتوتیس در بلوک شمال ایران در کناره شمالی گندوانا، سازگار است.

مجموعه ولکانیکی بایمودال ماکو به سن نسبی سیلورین در زون ساختاری ایران مرکزی و البرز- آذربایجان برون زد دارد. دگرگونی در حد سطوح پایین رخساره شیبست سبز همه سنگ‌های ولکانیکی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. این مجموعه، با ترکیب بایمودال شامل سنگ‌های بازیک و اسیدی هستند که حاصل بیرون‌ریزی روانه‌های گدازه و سنگ‌های آذرآواری در محیط زیرآبی در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا است. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد که سنگ‌های بازیک ماهیت انتقالی تا آلکالن دارند و از ذوب بخشی

## کتابنگاری

- امینی آذر، ر. و عباسی، س.، ۱۳۸۲- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماکو، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. درختی م. و قاسمی ح.، ۱۳۹۳- ماگماتیسیم اردوویسین- دونین در شمال شاهرود: شاهدهی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوتیس در البرز شرقی. مجله پترولوژی (۱۸)۵: ۱۲۲-۱۰۵. درختی، م.، قاسمی، ح. و توکسوی کوکسال، ف.، ۱۳۹۴- شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی بازالت‌های سلطان میدان. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۲۳(۲): ۲۶۸-۲۵۷. URL: <http://ijcm.ir/article-1-170-fa.html>
- درختی، م.، قاسمی، ح.، سهامی، ط.، ۱۳۹۳- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان میدان در رخنمون‌های شمال و شمال شرق شاهرود، فصلنامه علوم زمین ۲۳(۹۱): ۶۳-۷۶. Doi: 10.22071/GSJ.2014.43771
- عباسی، س. و امینی آذر، ر.، ۱۳۸۳- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ علی‌حاجی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. قاسمی، ح. و کاظمی، ز.، ۱۳۹۲- محیط زمین‌ساختی و خصوصیات محل منشأ سنگ‌های آذرین موجود در سازند ابرسج (اردوویسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۲۱(۲): ۳۱۹-۳۳۰. URL: <http://ijcm.ir/article-1-320-fa.html>
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز. و صالحیان، ش.، ۱۳۹۴- مقایسه سنگ‌های آذرین مافیک سازند قلی (اردوویسین فوقانی) و شیبست‌های گرگان در زون البرز شرقی. فصلنامه علوم زمین ۲۴(۹۴): ۲۶۳-۲۷۶. Doi: 10.22071/GSJ.2015.41771
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز. و طاهری، ع.، ۱۳۹۱- ژئوشیمی و پتروژنز بازالت‌های سازند ابرسج (اردوویسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود. مجله ژئوشیمی (۱)۱: ۲۳-۱۲. قاسمی، ح. و درختی، م.، ۱۳۸۷- کانی شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیون در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت؛ شمال غرب طیس، ایران مرکزی. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۱۶(۲): ۲۲۴-۲۰۷. URL: <http://ijcm.ir/article-1-634-fa.html>
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. وزارت صنایع و معادن سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ صص، شماره دیوبی: ۵۵۵/۵۲۶۹۹

## References

- Abdel-Rahman, A. M., 2002- Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon. Geological Magazine, 139, 621-640 DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756802006829>.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran, Journal of Geodynamics doi: 10.1016/0264-3707(95)00009-7.
- Aldanmaz, E., Pearce, J., Thirlwall, M. and Mitchell, J., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. J. Volcanol. Geotherm. Res. 102, 67-95. doi:10.1016/S0377-0273(00)00182-7.
- Alvaro, J. J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M. L., Clausen, S., Charif, A., Ait Ayad, N. and Moreira, M. E., 2006- The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation, Journal of African Earth Science 44, 396-410 doi: 10.1016/j.jafrearsci.2005.12.008.
- Aydin, F., Schmitt, A. K., Siebel, W., Sönonmez, M., Ersoy, Y., Lermi, A., Dirik, K. and Duncan, R., 2014- Quaternary bimodal volcanism in the Nigde Volcanic Complex (Cappadocia, central Anatolia, Turkey): age, petrogenesis and geodynamic implications. Contr. Mineral. Petrol. 168, 1078 DOI: 10.1007/s00410-014-1078-3.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e- Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications, Tectonophysics 451, 123-155 doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.047.
- Best, M.G., 1982- Igneous and metamorphic petrology, Freeman, 630p. ISBN: 978-1-405-10588-0.
- Boot, B., Croasdale, R. and Walker, G. P. L., 1978- A quantitative study of five Thousand years of volcanism on Sao Miguel. Azores, Phil. Trans. R. Soc. Lond., 288, 271-319. 49p. ISSN 0080-4614.
- Carmichael, I. S. E., 1965- Trachytes and their feldspar phenocrysts, Mineral. Mag., 34. 107- 125, DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.1965.034.268.09>.
- Chayes, F., 1963- Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association, J. Geophys. Res., 68, 1519-34. doi.org/10.1029/JZ068i005p01519.
- Chayes, F., 1977- The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary Islands, Am Mineral., 62, 666-671.
- Derakhshi, M. and Ghasemi, H., 2013- Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: Magmatic evidence for Paleotethys development. Arabian Journal of Geoscience 6(11). Doi 10.1007/s12517-013-1180-2.
- Derakhshi, M., Ghasemi, H. Laicheng, M., 2017- Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere-lithosphere interaction and rifting along the N margin of Gondwana. Journal of Chemie der Erde. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2017.01.002>.
- Drake, M. J. and Weill, D. F., 1975- Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup> and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. Geochim. Geochim. Acta, 39, 689-712 doi: 10.1016/0016-7037(75)90011-3.
- Eby, G. N., 1992- Chemical Subdivision of the A-type granitoides: petrogenesis and tectonic implications. Geology, 20, 641-644 doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2.

- Ellam, R. M., 1992- Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20, 153-156 doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2.
- Ersoy, E. Y. and Helvacı, C., 2016- Geochemistry and petrology of the lower Miocene bimodal volcanic units in the Tunçbileke-Domaniç basin, western Anatolia. *Int. Geol. Rev.* 58, 1234e1252 doi: 10.1080/00206814.2016.1147385.
- Espinoza, F., Morata, D., Polv, M., Lagabrielle, Y., Maury, R. C., Guivel, C., Cotten, J., Bellon, H. and Su-rez, M., 2008- Bimodal back-arc alkaline magmatism after ridge subduction: pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S). *Lithos* 101, 191-217 doi: 10.1016/j.lithos.2007.07.002.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A., 1975- Magma – type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27:211-218 doi: 10.1016/0012-821X(75)90031-X.
- Ford, M. T., Grunder, A. L. and Duncan, R. A., 2013- Bimodal volcanism of the high lava plains and Northwestern Basin and range of Oregon: distribution and tectonic implications of age-progressive rhyolites. *Geochem. Geophys. Geosys.* 14, 2836e2857 doi: 10.1002/ggge.20175.
- Frey, F. A., Garcia, M. O., Wise, W. S., Kennedy, A., Gurriet, P. and Albarede, F., 1991- The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. *Journal of Geophysical Research* 96, 14347–14375 doi: 10.1029/91JB00940.
- Guest, B., Stockli, D. F., Grove, M., Axen, G. J., Lam, P. and Hassanzadeh, J., 2006- Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 118, 1507–1521 doi: 10.1130/B25819.1.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks, methuen, Landon., 220 pp ISBN: 13: 978-1108028134.
- Harris, P. G., 1963- Comments a paper by F. Chayes, “ Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. *J. Geophys. Res.*, 68(17), 5103-7. doi.org/10.1029/JZ068i017p05103.
- Hart, W. K., Wolde, G. C., Walter, R. C. and Mertzman S. A., 1989- Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *J Geophys Res* 94:7731–7748 doi: 10.1029/JB094iB06p07731.
- Kalfoun, F., Ionov, D. and Merlet, C., 2002- HFSE residence and Nb/Ta ratios in metasomatised, rutile-bearing mantle peridotites. *Earth and Planetary Science Letters* 199, 49-65 doi: 10.1016/S0012-821X(02)00555-1.
- Kamunzu, A. B. and Mohr, P., 1991- Magmatic evolution and petrogenesis in the East African rift system. In: *The East African Rift System*. In: Kamunzu, A. B., Labala, R. T. (Eds.), *Magmatism in Extensional Structure Settings– The Phanerozoic African Plate*, Springer Verlag, Heidelberg, 85–136 doi: 10.1007/978-3-642-73966-8\_5.
- Kieffer, B., Arndt, N. T. and Weis, D., 2002- A bimodal alkalic shield volcano on Skiff bank: its place in the evolution of the Kerguelen plateau. *J. Petrol.* 43, 1259-1286 doi: 10.1093/petrology/43.7.1259.
- Leeman, W. P., Schutt, D. L and Ughes, S. S., 2009- Thermal structure beneath the Snake River plain: implications for the yellowstone hotspot. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 188, 57e67 doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.01.034.
- Liu, J., Li, J., Chi, X., Qu, J., Chen, J., Hu, Z. and Feng, Q., 2016- The tectonic setting of early Permian bimodal volcanism in central Inner Mongolia: continental rift, postcollisional extension, or active continental margin? *Int. Geol. Rev.* 58, 737-755 doi: 10.1080/00206814.2015.1108249.
- Mc Briney A. R., 1984- *Igneous petrology*, Freeman, Cooper & Company, 504p.
- McKenzie, D. P. and O’Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations *Journal of Petrology* 32, 1021–1091 doi: 10.1093/petrology/32.5.1021.
- Middlemost E. A. K., 1987- *Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology*, Longman group limited, 498p. ISBN-13: 978-0582300804.
- Mitchell, C. H. and Widdowson, M., 1991- A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications. *Journal of Geological Society of London* 148, 495–505 doi: 10.1144/gsjgs.148.3.0495.
- Morata, D., Oliva, C., de la Cruz, R. and Suarez, M., 2005- The Bandurrias Gabbro; late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 18, p. 147-162 doi: 10.1016/j.jsames.2004.09.001.
- Moufti, M. R., Moghazi, A. M. and Ali, K. A., 2011- Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic composition of the Harrat Al-Madinah Volcanic Field, Saudi Arabia. *Gondwana Research*, 1-20 doi: 10.1016/j.gr.2011.06.003.
- Mukherjee, A., 1967- Role of fractional crystallization in the descent: basalt-trachyte, *Contrib. ineral. Petrol.*, 16, 139-48. doi.org/10.1007/BF00372793
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta* 38:757–775 doi: 10.1016/0016-7037(74)90149-5.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S (Ed), *Andesites*, Wiley, Chichester, 525-548 ISBN: 9780471280347.

- Pearce, J. A., 1983- Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in: Howkesworth, C.J., and Norry, M.J. eds.) "Continental basalts and mantle xenoliths." Shiva, Nantwich, 230-249 ISBN: 978-0906812341.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Thindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of petrology* 25: 956-983 doi: 10.1093/petrology/25.4.956.
- Peccerillo, A., 2005- Plio-quadernary Volcanism in Italy. Springer, Berlin ISBN: 978-3-540-29092-6.
- Peccerillo, A., Barberio, M. R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M. and Wu, T. W., 2003- Relationships between Mafic and Peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa volcano, Central ethiopian rift. *J. Petrol.* 44, 2003-2032 doi: 10.1093/petrology/egg068.
- Presnall, D. C., 1969- The geometrical analysis of partial fusion. *Am. J. Sci.*, 267, 1178-94. doi: 10.2475/ajs.267.10.1178.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data, Evaluation, presentation, interpretation, Longman Ltd. Publications, 384 pp ISBN: 9780582067011.
- Schandle, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in new environments. *Econ. Geol.* 97, 629-642. doi:10.2113/97.3.629.
- Shinjo, R. and Kato, Y., 2000- Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos* 54, 117e137 doi: 10.1016/S0024-4937(00)00034-7.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229-1258. doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D.
- Sun, S. S. and 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*. *Geol Soc Spec Publ* 42:313-345 doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W., 1986- Chem ce from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 293ical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: eviden-309 doi: 10.1016/0377-0273(86)90049-1.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407-419 doi: 10.1007/BF00402202.
- Widdowson, M., Pringle, M. S. and Fernandez, O. A., 2000- A post K-T Boundary (Early Paleocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India. *Journal of Petrology* 41, 1177-1194 doi: 10.1093/petrology/41.7.1177.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1976- Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet Sci Lett* 28:459-469 doi: 10.1016/0012-821X(76)90207-7.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem Geol* 20:325-342 doi: 10.1016/0009-2541(77)90057-2.
- Yoder, H. S. Jr., 1976- Generation of basaltic magma, *Nat. Acad. Sci.*, Washington, D.C., 265 pp ISBN: 978-0309025041.

## Petrography and petrology of early Paleozoic bimodal metavolcanic rocks in North of Maku, North West of Iran

M. Moayyed<sup>1\*</sup>, F. Valinasab Zarnagh<sup>2</sup>, A. Jahangiri<sup>1</sup> and H. Azizi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

<sup>2</sup>Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

<sup>3</sup>Professor, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

Received: 2019 September 03

Accepted: 2020 February 01

### Abstract

There are Discontinuous outcrops of volcanic rocks in the northern regions of Maku. The volcanic rocks were metamorphosed in the green schist facies. These volcanic complex were bimodal and compose of acidic and basic lava and pyroclastic rocks. The lava of this unit covers the Cambrian and equivalent of Lashkarak rock units and is progressively covered by Devonian dolomitic units. The geochemical data of metabasic and metarhyolite rocks signify transitional to alkaline nature of the primary magma and they have a negative gradient of REE and LREE / HREE ratio of those rocks are high and enriched in HFS elements. Metarhyolite rocks are similar to the rift setting rhyolites (A1-Type). Geochemical data indicate that the studied rocks are due to fractional crystallization of basic magma with crustal contamination, and in particular, the studied rocks have a genetic relationship and originate from a common magma. The magma of the studied rocks generated by 3-10 percent partial melting of an enriched garnet peridotitic mantle source in an intra-continental extensional rift setting. This tectonic setting is concordant with the known extensional rift setting governed on other parts of Iran during the early Paleozoic, primary stages of generation and development of the Paleotethys.

**Keywords:** Early Paleozoic, Bimodal volcanism, Rift, Paleotethys, Maku, North West of Iran.

For Persian Version see pages 109 to 122

\*Corresponding author: M. Moayyed; E-mail: moayyed@tabrizu.ac.ir