

تحلیل ژئوشیمی و تکتونوماگماتیکی دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی افیولیت نورآباد (شمال غرب لرستان)

احمد احمدی خلجی^۱، مسعود کیانی^۲، زهرا کمالی^{۳*}، هادی شفایی مقدم^۴ و زهرا طهماسبی^۱

۱. استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

۲. دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات تهران

۳. دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۴. استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه دامغان

تاریخ دریافت: ۹۳/۲/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۳/۵/۱۱

چکیده

افیولیت نورآباد بخشی از افیولیت‌های تتیسی خاور مدیترانه-زاگرس-عمان است که در جنوب و جنوب باختر تراست اصلی زاگرس رخنمون دارد. از جمله سنگ‌های مختلف توالی این مجموعه افیولیتی، دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی هستند که در منطقه گسترش زیادی دارند. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها در محدوده‌های بازالت‌های ساب آکالن، آندزیتیک بازالت و آندزیت می‌باشد. براساس نمودارهای عناصر نادر خاکی نورمالیز شده نسبت به کندریت و عناصر کمیاب نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه، این سنگ‌ها خصوصیات سری‌های کالک آکالن را نشان می‌دهند و با تهی‌شدگی از عناصر HFSE و غنی‌شدگی از LREE و LILE مشخص می‌شوند. این خصوصیات مشابه با دیگر افیولیت‌های تتیسی است که در امتداد خط درز بیتلس-زاگرس رخنمون دارند، است و بیان‌گر شکل‌گیری آن‌ها در بالای پهنه فرورانش (سوپراسابداکشن) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بازالتی، افیولیت، پهنه فرورانش، نورآباد.

مقدمه

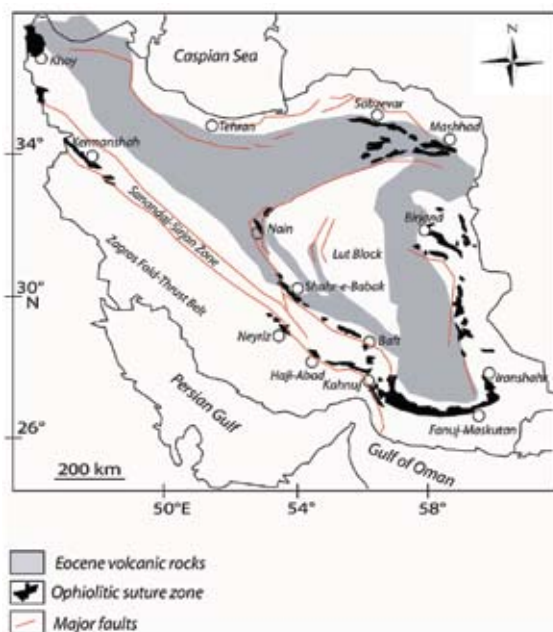
2003 and 2006; Hebert and Laurent, 1990; Lytwyn and Casey, 1993; Parlak et al., 1996 and 2000; Robertson, 2002; Sengor, 1990; Dilek et al., 1999). افیولیت‌های کرتاسه فوقانی زاگرس بخشی از این کمربند افیولیتی بوده که به دو گروه افیولیت‌های زاگرس بیرونی

به‌طور کلی کمربند افیولیتی خاور مدیترانه-عمان دارای ویژگی‌های افیولیت‌های مرتبط با محیط‌های فرورانش یا سوپراسابداکشن^۲ (SSZ) می‌باشند (Alabaster et al., 1982; Babaie et al., 2006; Bagci et al., 2008; Floyd et al., 1998; Godard et al.,

1. Superasubduction

* نویسنده مرتبط zahrakamali84@gmail.com

می‌باشد. این مجموعه افیولیتی شامل توالی‌های گوشته‌ای مشتمل بر پریدوتیت‌ها، سریانتینیت‌ها و گابروهای پگماتیتهای (که به صورت لنز در داخل پریدوتیت‌ها تزریق شده‌اند) است (Allahyari et al., 2010). در حالی که توالی‌های پوسته‌ای در این مجموعه افیولیتی شامل گابروهایی با لایه‌بندی موضعی، گابروهای ایزوتروپ، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بازالتی و سنگ‌های رسوبی (شامل رادیولاریت و آهک‌های پلاژیک کرتاسه فوقانی) می‌باشند. افیولیت کرمانشاه در مساحتی به وسعت ۲۴۰۰ کیلومتر مربع پراکنده است و در طرف شمال شرق توسط سنگ‌های دگرگونی پهنه سندانج-سیرجان و از طرف جنوب‌باختر توسط آهک‌های بیستون و رادیولاریت‌های کرمانشاه و پس از آن سنگ‌های رسوبی کمربند چین‌خورده و تراستی زاگرس احاطه شده‌اند.



شکل ۱. نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران با تکیه بر موقعیت افیولیت‌های کمربند خارجی زاگرس و افیولیت‌های کرمانشاه (Stocklin, 1977)

به‌طور کلی سکانس افیولیتی کرمانشاه را می‌توان به پنج بخش به شرح زیر تقسیم‌بندی است (مرادپور، ۱۳۸۴):

۱. پریدوتیت‌های گوشته‌ای شامل هارزبورژیت‌های تهی شده و یا هارزبورژیت‌های آلوده شده توسط مذاب‌های گابرویی که لنزهایی از گابرو پگماتیتهای در این سکانس تزریق شده‌اند. در برخی موارد هارزبورژیت‌ها به صورت

و زاگرس درونی تقسیم می‌شوند (Stocklin, 1977). افیولیت‌های کمربند درونی شامل افیولیت‌های اطراف خرده قاره ایران مرکزی است در حالی که افیولیت‌های بیرونی شامل افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و حاجی‌آباد-اسفندقه می‌باشند که با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاوری بخشی از کمربند افیولیتی ۳۰۰۰ کیلومتری هستند که از قبرس تا عمان پراکندگی دارند. افیولیت‌های کرمانشاه به‌عنوان بخشی از این کمربند افیولیتی با ۲۰۰ کیلومتر طول و ۳۰-۶۰ کیلومتر پهنا در باختر ایران (شکل ۱) بخشی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس می‌باشند که بر روی حاشیه غیر فعال عربی رانده شده است. به‌طور کلی افیولیت‌های کرمانشاه به‌صورت رخنمون‌های پراکنده‌ای در شهرهای الشتر و نورآباد (کیانی، ۱۳۹۰)، صحنه (حقیقی، ۱۳۷۴، مرادپور، ۱۳۸۴) و هرسین (الهیاری و همکاران، ۱۳۹۱، موسوی و همکاران ۱۳۹۲، ترکیان و همکاران، ۱۳۹۲)، کرمانشاه و کامیاران (احمدی، ۱۳۸۰) برونزد دارند. براساس مطالعات الهیاری و همکاران (۱۳۹۱) گدازه‌های بالشی منطقه هرسین متعلق به محیط E-MORB و بازالت‌های WPB می‌باشند. همچنین مطالعات موسوی و همکاران (۱۳۹۲) متعلق بودن گدازه‌های بالشی منطقه هرسین-صحنه به یک محیط E-MORB را تأیید می‌کند. این در حالی است که ترکیان و همکاران (۱۳۹۲) معتقدند که دایک‌های دیابازی منطقه هرسین-صحنه در یک خاستگاه زمین‌ساختی حوضه پشت‌کمانی بوجود آمده‌اند. با این حال، در این مطالعه سعی می‌شود تا زمین‌شناسی صحرایی، ژئوشیمی، تکتونیک و پترولوژی دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی افیولیت نورآباد به‌عنوان بخشی از افیولیت‌های کرمانشاه مورد بررسی قرار گیرند.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه افیولیتی کرمانشاه-نورآباد با روند شمال غربی-جنوب شرقی در جنوب و جنوب غرب تراست اصلی زاگرس، در پهنه خرد شده قرار دارد (شکل ۱). به‌طور کلی توالی‌های سنگی در پهنه افیولیتی کرمانشاه-نورآباد (از جنوب باختر به سمت شمال خاور) مشتمل بر رادیولاریت‌های کرمانشاه، آهک‌های بیستون و مجموعه افیولیتی کرتاسه فوقانی کرمانشاه

و پیلولاواهایی با ترکیب بازالتی تا آندزیتی می‌باشند (Shafaii Moghadam and Stern, 2011).

بافت‌های حفره‌دار و بادامکی خاص این سنگ‌ها بوده، حفره‌ها توسط کلسیت و کوارتز پرشدگی نشان می‌دهند (شکل ۴- F و D). سکانس ضخیمی از پیلولاواها به‌همراه جریان‌های گدازه‌ای بازالتی در اطرف هرسین، در امتداد رودخانه گاماسیاب دیده شده اما بهترین رخنمون این سنگ‌ها در ناحیه روستای خران تا سرتخت (اطراف کامیاران) می‌باشد (Shafaii Moghadam and Stern, 2011).

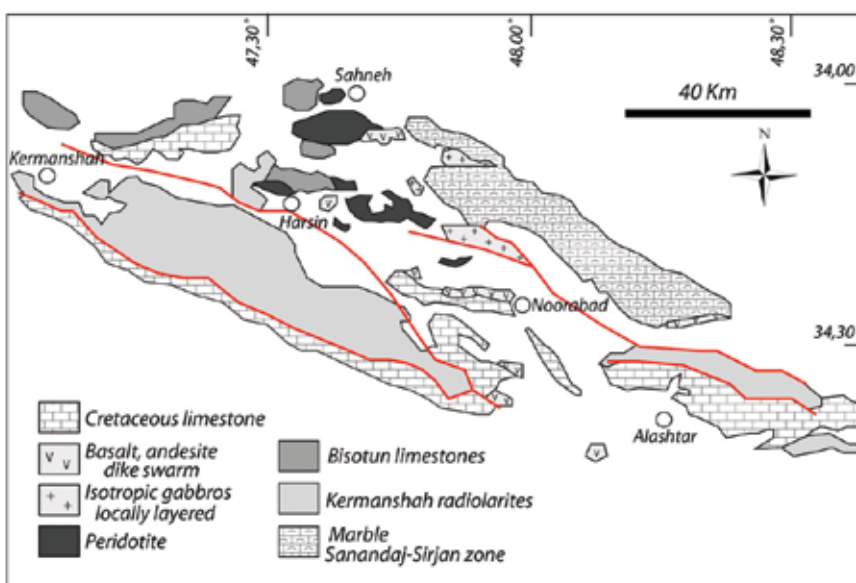
۵. دایک‌های دیابازی منفرد (تا انبوهه‌های دایکی) که دارای حجم گسترده ولی با پراکنده‌گی زیاد بوده و در مناطقی از جمله جنوب الشتر (شمال روستای ژیران)، جنوب نورآباد (جنوب روستای دم باغ)، دره گاماسیاب (غرب نورآباد)، شمال‌باختر نورآباد (شمال روستای مله کبود)، خاور هرسین (شمال روستای تمرگ) رخنمون دارند (کیانی، ۱۳۹۰) (شکل ۲).

استراتیگرافی توسط آهک‌های میوسن (معادل سازند قم) پوشیده شده‌اند.

۲. گابروهای ایزوتروپ تا کومولایی که به‌صورت موضعی دارای لایه‌بندی می‌باشند.

۳. سکانسی از دایک‌های صفحه‌ای با حاشیه سرد شده نامتقارن. کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای متشکل از دایک‌های اولیه بازالتی- دیابازی بوده که توسط دایک‌های تأخیری فلسیک میکرودیوریتی تا ریولیتی قطع می‌گردند. لنزهایی از پلاژیوگرانیت‌ها نیز همراه با این دایک‌ها دیده می‌شوند.

۴. سکانس ضخیمی از گدازه‌های جریان‌ی و پیلولاواها. اگرچه گسل خوردگی و خردشدگی روابط بین واحدهای سنگ‌شناسی منطقه را از بین برده است اما با این حال، کنتاکت عادی بین کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای و پیلولاواها در بسیاری از موارد دیده می‌شود (کیانی، ۱۳۹۰). سنگ‌های ولکانیکی افیولیت‌های کرمانشاه مشتمل بر گدازه‌های جریان‌ی



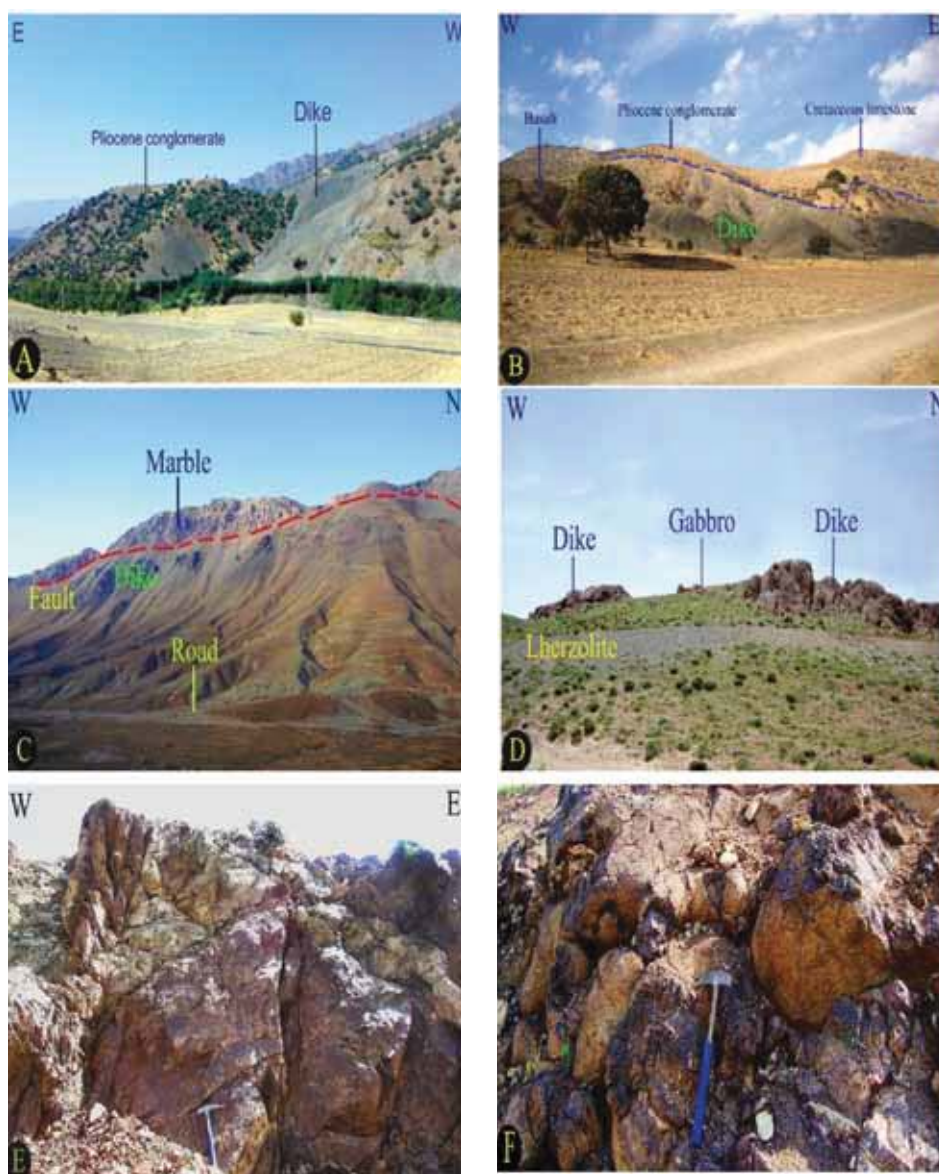
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده افیولیت‌های نورآباد- کرمانشاه (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه اقتباس از Braud (1978)، با اندکی تغییرات از کیانی (۱۳۹۰))

کنگلومرای پلیوسن (سازند کنگلومرای بختیاری) پوشیده شده‌اند (شکل ۳- B). همراه با این دایک‌های دیابازی منفرد، گدازه‌های بازالتی نیز دیده شده که شدیداً تحت تأثیر دگرسانی و هوازدگی قرار گرفته‌اند. در ناحیه دره گاماسیاب،

این دایک‌ها در سطح تازه دارای رنگ سبز و در سطح هوازده دارای رنگ قهوه‌ای می‌باشند. دایک‌های جنوب الشتر توسط سازند آغاچاری و کنگلومرای پلیوسن (سازند بختیاری) (شکل ۳- A) و دایک‌های جنوب نورآباد توسط

بایور (باختر نورآباد) پراکندگی دارند (شکل ۳-E). در این منطقه بازلت‌ها به صورت گسله در کنار آهک‌های میوسن قرار گرفته‌اند. بیشترین حجم گدازه‌های بالشی در خاور هرسین و در دو منطقه گردنه گشور و شمال روستای تمرگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳-F). این سنگ‌ها در این ناحیه به همراه دایک‌ها به صورت گسله بر روی پریدوتیت‌ها قرار گرفته‌اند.

دایک‌ها به صورت گسله در زیر مرم‌های ناحیه مورد مطالعه قرار دارند (شکل ۳-C). دایک‌های شمال غرب نورآباد به صورت خرد شده و درهم همراه با گابروها و لِرزولیت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-D). در مجموعه افیولیتی نورآباد، گدازه‌های بازلتی به دو صورت جریان‌های گدازه‌ای اسپلیتی شده و گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند. جریان‌های گدازه‌ای اسپلیتی شده در افیولیت‌های مورد مطالعه در داخل دره



شکل ۳. تصاویر صحرائی از دایک‌ها و گدازه‌های بالشی منطقه مورد مطالعه، (A) دایک‌های دیابازی جنوب الشتر (شمال روستای ژیریان) که توسط سازندهای آجاجاری و کنگلومرای بختیاری پوشیده شده‌اند، (B) دایک‌های جنوب نورآباد (غرب روستای دم باغ) که توسط کنگلومرای بختیاری پوشیده شده و دارای مرز گسله با آهک‌های کرتاسه هستند، (C) دایک‌های منفرد رودخانه گاماسیاب که دارای مرز گسله با مرم می‌باشند، (D) دایک‌های شمال روستای مله کبود (شمال باختر نورآباد) که همراه با گابروها و لِرزولیت‌ها می‌باشند، (E) گدازه‌های بازلتی اسپلیتی شده در دره بایور غرب شهر نورآباد و (F) گدازه‌های بالشی گردنه گشور در خاور هرسین

مواد و روش مطالعه

دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۵۰-۴۰٪)، کلینوپیروکسن (۳۰-۴۰٪) و کانی‌های اوپک (۳-۵٪) بوده که گاهی از دگرسانی آن‌ها کانی‌هایی نظیر آمفیبول، کلریت، زئولیت، پره‌نیت و سریسیت به وجود آمده است. این سنگ‌ها دارای بافت‌های اینترگرانولار، میکروگرانولار و پویی کیلیتیک می‌باشند. پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه شکل دار است و بر اثر دگرسانی به سریسیت تبدیل شده‌اند. فضای بین تیغه‌های پلاژیوکلاز توسط کانی‌های بی شکل کلینوپیروکسن و کانی‌های اوپک پر شده است (شکل ۴- A و D). بعضی از پلاژیوکلازهای دانه درشت این سنگ‌ها به صورت پویی کیلیتیک دارای ادخال‌هایی از پیروکسن و کانی‌های اوپک می‌باشند (شکل ۴- B). کلینو پیروکسن‌ها در این سنگ‌ها تحت تأثیر فرآیند اورالیتی شدن از اطراف به آمفیبول تبدیل گشته‌اند. در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه، کانی‌های اوپک به صورت پویی کیلیتیک در داخل پیروکسن‌های اورالیتی شده دیده می‌شوند. کانی‌های اوپک در دایک‌های دیابازی مورد مطالعه به صورت بلورهای اسکلتی خود شکل و نیمه شکل دار می‌باشند که در حاشیه بر اثر دگرسانی به اکسیدهای آهن آبدار تبدیل شده‌اند.

پس از بازدید صحرایی تعداد ۴۰ نمونه از بازالت‌ها و دایک‌های کمتر دگرسان شده منطقه نورآباد برداشته شد و به منظور مطالعات پتروگرافی از آن‌ها مقاطع نازک تهیه شد. پس از مطالعات پتروگرافی برای تعیین میزان عناصر اصلی توسط دستگاه ICP-AES و تعیین عناصر جزئی به همراه عناصر نادر خاکی (REE توسط دستگاه ICP-MS)، شش نمونه از بازالت‌ها (نمونه‌های B-01، NK-01، NK-02، NK-11 و در غرب نورآباد و نمونه‌های NK-28 و B-02 در منطقه گشور در شمال غرب نورآباد) و شش نمونه از دایک‌های دیابازی (نمونه‌های D-01، D-02، NK-27 و در منطقه تمرگ و دره بایور در شمال غرب نورآباد، D-03 در منطقه گاماسیاب شرق نورآباد، N-06 در شمال غرب نورآباد و نمونه NK-34 در جنوب غرب الشتر) به کشور استرالیا ارسال شد و در آزمایشگاه LABWEST این کشور مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت که نتایج آن‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

بحث

پتروگرافی

دایک‌های دیابازی: به‌طور کلی دایک‌های دیابازی

جدول ۱. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی (اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی) به روش ICP-AES و عناصر نادر و نادر خاکی برحسب (ppm) به روش ICP-MS گدازه‌های بازالتی و دایک‌های دیابازی

Sample	B-01	B-02	NK-01	NK-02	NK-11	NK-28	D-01	D-02	D-03	N-06	NK-27	NK-34
SiO ₂ (%W)	50.4	51.1	51.3	50.9	51.2	50.6	50.9	51.7	49.2	50.45	51.5	49.2
TiO ₂	0.7	1.04	0.6	0.64	1.41	1.01	1.43	1.18	0.61	0.72	1.39	1.13
Al ₂ O ₃	12.89	12.96	14.13	13.77	10.5	13.28	15.22	14.35	13.17	14.19	13.57	14.39
Fe ₂ O ₃	9.78	7.37	10.93	11.77	15.9	6.59	8.93	9.35	11.2	11.55	9.25	8.2
MnO	0.1	0.23	0.1	0.09	0.13	0.16	0.16	0.14	0.2	0.08	0.13	0.12
MgO	5.71	6.54	5.12	5.92	4.1	5.61	6.8	6.32	6.15	5.34	6.84	6.73
CaO	14.84	14.16	10.76	10.92	10.42	16.32	11.52	10.51	12.29	10.9	11.31	13.17
Na ₂ O	2.15	2.36	3.12	3.2	2.6	2.64	2.53	2.29	3.78	3.16	2.3	2.83
K ₂ O	0.11	0.79	0.24	0.18	0.46	0.8	0.15	0.28	0.4	0.02	0.1	0.07
P ₂ O ₅	0.13	0.79	0.23	0.18	0.46	0.8	0.26	0.32	0.2	0.23	0.41	0.3
LOI	2	1.9	2.2	1.8	2.2	2.1	1.85	2.2	2.4	2.25	2.3	2.7
Total	98.81	99.24	98.73	99.37	99.39	99.92	99.75	98.65	99.59	98.9	99.11	98.84
Ag	0.01	0.13	0.03	0.04	0.05	0.09	0.1	0.11	0.08	0.03	0.12	0.05
As	4.7	2.3	0.5	0.7	0.7	4.4	0.9	1.0	6.5	0.5	1.4	0.6
Ba	49.5	160.5	20.8	6.2	6.3	120.7	31.4	31	131.4	14.1	15.2	7.4
Be	0.3	0.9	0.5	0.8	0.9	1.1	0.2	0.7	0.4	0.3	0.5	0.4

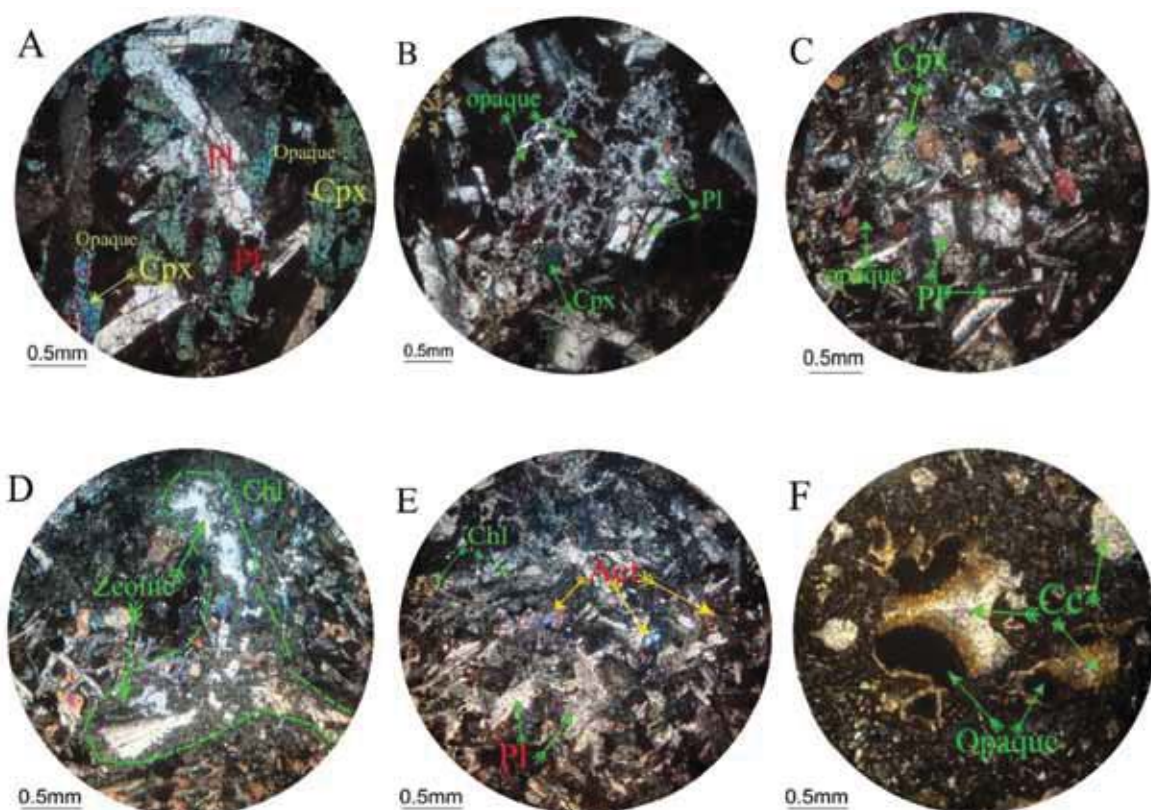
ادامه جدول ۱.

Sample	B-01	B-02	NK-01	NK-02	NK-11	NK-28	D-01	D-02	D-03	N-06	NK-27	NK-34
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cd	0.2	0.4	0.06	0.11	0.13	0.4	0.41	0.18	0.32	0.06	0.24	0.14
Co	25.2	36.1	22.6	21.8	23.6	35	28.5	29.9	34.1	20.4	21.5	22.5
Cr	107	124	108	25	2	106	2	3	74	15	2	11
Cs	0.1	0.8	0.1	0.2	0.1	0.4	0.1	0.1	0.7	0.1	0.1	0.3
Cu	60.9	67.2	38.3	40.5	33.7	86	144.5	161.6	89.5	32.1	95.7	62.2
Hg	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
In	0.03	0.05	0.04	0.02	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.02	0.04	0.02
Li	19.9	18.4	0.6	12.3	6.4	18.3	19.4	6.9	10.5	7.7	4.1	7.9
Mo	0.4	1.1	0.1	0.4	0.7	1	0.7	0.5	0.6	0.3	1.1	1.1
Nb	0.5	7.6	1.2	1.4	1.7	4.2	3.9	4.2	1.2	1.3	5.5	1.8
Ni	91.9	93.5	72.4	66.9	6.3	116.7	29.9	26.3	50.6	34.7	28	63.5
Pb	1.0	2.1	1.0	3.0	2.8	2.5	8.1	2.3	6.4	0.3	3	2
Rb	1.9	24.8	1.4	3.3	3	20.5	3.5	8.8	7.9	0.3	2.4	1.6
Re	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
S	198	75	50	344	223	138	122	50	817	50	3498	735
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1.8	0.1	0.2	0.1
Sc	14	19	12	9	10	26	9	18	17	6	23	9
Se	0.27	0.42	0.37	0.26	0.55	0.54	0.54	0.5	0.43	0.27	0.82	0.42
Sn	5.4	2.6	1.1	1.2	1.9	1.5	1.4	1.2	1.2	1	1.8	1.2
Sr	98.9	180.4	50.7	33.8	26.6	161.6	66.8	33.4	97.5	30	55.2	52
Te	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Th	0.18	7.38	1.87	2.31	0.67	6.71	2.47	2.68	0.27	0.34	3.73	0.92
Tl	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
U	0.11	1.16	0.44	0.81	0.17	1.07	0.55	0.66	0.1	0.05	0.94	0.15
V	101	126	124	62	187	131	226	190	161	117	204	108
W	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Y	15.67	16.38	26.87	12.02	34.21	22.51	21.77	23.38	18.15	21.09	30.71	21.36
Zn	52	118.9	56.9	56.7	114.3	120.8	101.2	106.1	136.2	49.8	108	79
Zr	44	82	9	52	48	112	38	91	13	16	162	50
Ce	7.95	73.41	22.7	19.66	30.13	74.29	36.05	38.99	19.11	22.03	58.34	31.01
Dy	4.06	4.82	5.59	3.73	8.31	4.88	6.47	6.7	4.66	5.93	9.53	7.9
Er	2.63	2.45	3.5	2.2	5.33	2.47	4.17	4.2	2.79	3.49	6.01	5.13
Eu	0.97	2.21	1.33	1.02	1.92	2.22	1.78	1.88	1.3	1.63	2.46	1.86
Gd	3.78	7.1	5.52	3.77	8.37	7.31	6.63	7.01	4.8	6.11	9.61	7.68
Ho	0.98	1.01	1.33	0.87	2.01	1	1.54	1.57	1.05	1.35	2.23	1.88
La	2.52	49.8	9.73	8.7	11.71	61.44	17.3	17.8	7.96	8.94	28.07	12.34
Lu	0.66	0.35	0.48	0.35	0.85	0.33	0.68	0.67	0.4	0.53	0.97	0.86
Nd	7.79	38.73	15.23	11.71	22.28	42.64	20.72	22.38	13.1	16.38	32.46	21.64
Pr	1.36	9.58	3.12	2.5	4.4	10.68	4.51	4.88	2.6	3.2	7.07	4.36
Sm	2.5	6.85	4	2.89	6.03	7.09	5.03	5.42	3.48	4.52	7.50	5.75
Tb	0.64	0.93	0.9	0.6	1.32	0.92	1.04	1.07	0.74	0.98	1.53	1.27
Tm	0.49	0.4	0.61	0.39	0.97	0.42	0.76	0.77	0.48	0.63	1.11	0.96
Yb	2.66	2.10	3.25	2.17	5.32	2.09	4.16	4.19	2.58	3.42	6.10	5.23

پلاژیوکلاز به همراه میکروولیت‌های پلاژیوکلاز طی پدیده اسپیلیتی شدن به آلبیت (همراه با سریسیت) تبدیل شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها هم به صورت ریز بلور در زمینه سنگ و هم به صورت درشت بلور در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. کلینوپیروکسن‌ها تحت تأثیر فرایند اورالیتی شدن به آمفیبول و گاهی حتی به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۴-E). کانی‌های اوپک در این سنگ‌ها به دو صورت اسکلتی (در بازالت‌های اسپیلیتی) و نیمه کروی تا کروی (در بازالت‌های بالشی) دیده می‌شوند. در بازالت‌های بالشی گردنه کشور، کربنات کلسیم به همراه اکسیدهای آهن آب‌دار حفرات سنگ را پر کرده و بافت حفره‌دار (بادامکی) را به وجود آورده‌اند (شکل ۴-F).

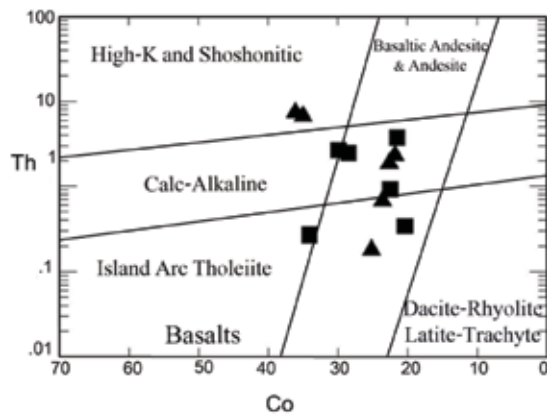
بازالت‌ها (گدازه‌های جریانی و بالشی): گدازه‌های

بازالتی مورد مطالعه در منطقه نورآباد به دو صورت جریان‌های گدازه‌ای اسپیلیتی شده و گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند. این سنگ‌های بازالتی دارای بافت میکروولیتیک پورفیریتیک، هیالوپورفیریتیک و حفره‌دار می‌باشند. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰٪)، کلینوپیروکسن (۲۰-۳۰٪)، کانی‌های اوپک (۱۰-۲۰٪) و کانی‌های حاصل از دگرسانی شامل آمفیبول‌های ثانویه (اکتینولیت)، کلسیت و کلریت می‌باشند. حفرات و شکستگی‌های بازالت‌ها توسط کلریت، زئولیت و پرهنیت پر شده‌اند (شکل ۴-D). در این سنگ‌ها، درشت بلورهای



شکل ۴. A) بافت اینترگرانولار تا ساب افیتیک در دایک‌های شرق هرسین، B) ادخال‌هایی از کانی‌های اوپک و کلینوپیروکسن در درون پلاژیوکلاز سریسیتی شده و تشکیل بافت پویی کلریتیک در دایک‌های شرق هرسین، C) پر شدن فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز توسط کانی‌های اوپک و کلینوپیروکسن و تشکیل بافت اینترگرانولار در دایک‌های جنوب الشتر، D) پرشدگی حفرات بازالت‌ها توسط کانی‌های کلریت و زئولیت در شرق هرسین، E) بافت اینترسرتال در بازالت‌های اسپیلیتی شده، فضاها بین بلورهای پلاژیوکلازهای سریسیتی شده گاهی توسط آمفیبول (اکتینولیت) و کلریت پر شده است، F) پر شدن حفرات گدازه‌های بالشی گردنه کشور توسط کانی‌های اکسید آهن آب‌دار و کربنات کلسیم (تمام تصاویر در نور XPL هستند)

ژئوشیمی



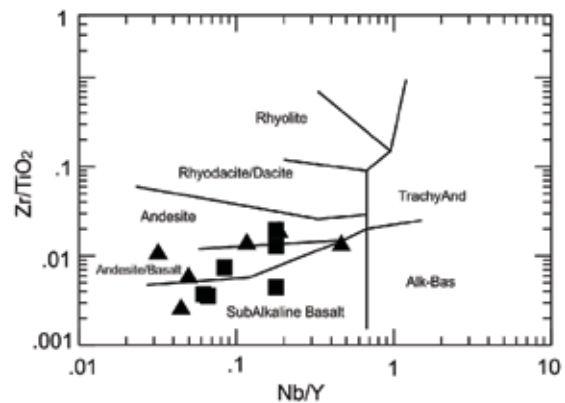
شکل ۶. نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007) برای نمونه‌های مورد مطالعه. بر طبق این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت، بازالتیک آندزیت و آندزیت‌های مربوط به سری‌های تولیتی و کالک آلکالن جزایر قوسی قرار گرفته‌اند (علائم مشابه شکل ۵)

الگوی عناصر نادر خاکی در نمودار عنکبوتی نورمالیز شده نسبت به کندریت برای بازالت‌های نورآباد سه روند متفاوت را نشان می‌دهد:

۱. نمونه‌های NK-28 و B-02 دارای غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) هستند (شکل B-۷) که نشانه تشابه بازالت‌های مورد نظر به سری‌های کالک آلکالن و همچنین تولید ماگما در یک محیط فرورانش می‌باشند. این روند عناصر نادر خاکی مشابه با بازالت‌ها و افیولیت‌های نیریز (Sarkarinejad, 1994) و گدازه‌های کالک آلکالن مجموعه افیولیتی نائین- بافت می‌باشد (Shafaii Moghadam et al., 2009).

۲. نمونه‌های NK-11، NK-1 و NK-2 با الگوی تقریباً مسطح تا اندکی غنی شده از عناصر LREE مشخص و (La_(n)/Yb_(n)=1.6-2.9) که این، ویژگی سنگ‌های حدواسط بین سری‌های تولیتی جزایر قوسی و کالک آلکالن می‌باشد.

بر اساس نمودار Nb/Y در مقابل Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های بازالت‌های ساب‌الکالن، آندزیتیک بازالت و آندزیت واقع می‌شوند (شکل ۵). نسبت Nb/Y در این نمودار، شاخص تفکیک سری‌های ماگمایی می‌باشد، بدین ترتیب که نمونه‌های دارای بالاترین نسبت Nb/Y ماهیت کالک آلکالن نشان می‌دهند (مانند نمونه B-02، بازالت گردنه گشور). از طرف دیگر نمونه‌های دارای کمترین میزان Nb/Y (مانند نمونه B-01، بازالت دره بایور) دارای ماهیت تولیتی می‌باشند (شکل ۵).



شکل ۵. نمودار نسبت Nb/Y در مقابل Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) (علائم نمونه‌های مورد مطالعه: مثلث = گدازه‌های بازالتی و مربع = دایک‌های دیابازی)

بر اساس نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007) که برای تقسیم‌بندی نمونه‌های دارای آلتراسیون کارایی دارد، نمونه‌های مورد مطالعه در میدان بازالت، بازالتیک آندزیت و آندزیت تولیتی و کالک آلکالن جزایر قوسی قرار می‌گیرند. نمونه‌های B-02 و NK-28 با میزان توریم بالاتر نسبت به دیگر نمونه‌ها گرایش به بازالت‌های کالک آلکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی نشان می‌دهند (شکل ۶).

حاصل از ورقه فرورانش شده با ناحیه منشأ بازالت‌ها در گوه گوشته‌ای در نظر گرفته شود. البته این نکته را نیز بایستی توجه داشت که آنومالی مثبت عناصری همچون U، Pb و K (به جز توریم) می‌تواند در طی آلتراسیون سنگ‌های مورد نظر نیز حادث شود.

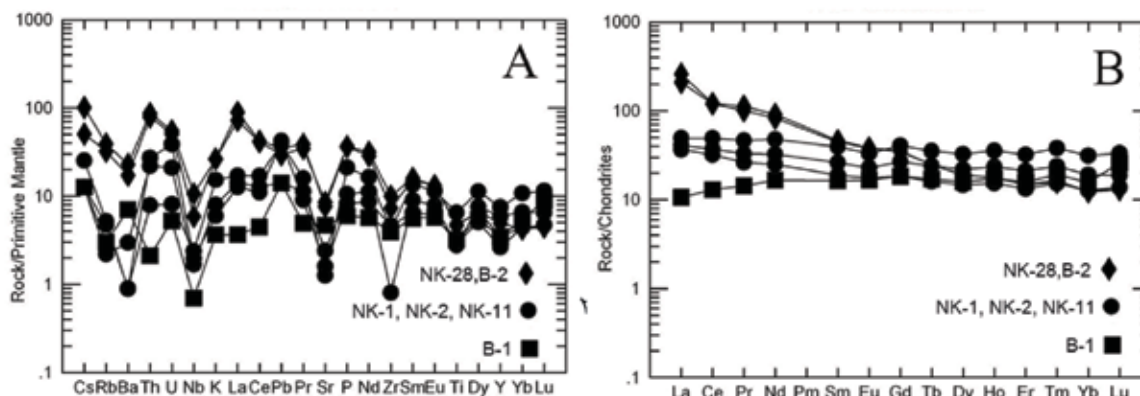
در نمودار عناصر کمیاب نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌های گردنه گشور (نمونه‌های 28-NK و 2-B) نسبت به نمونه‌های اطراف نورآباد دارای آنومالی منفی شدیدی از Zr، Ti، Nb و غنی شدگی از عناصر LILE به همراه LREE بوده و شدیداً خصوصیت کالک آلکان نشان می‌دهند (شکل ۷-۸).

در نمودار عنکبوتی نورمالیز شده نسبت به کندریت، دایک‌های دیابازی غنی شدگی در LREE نسبت به عناصر $(\text{HREE La}_{(n)}/\text{Yb}_{(n)}=1.7-3.3)$ را نشان می‌دهند (شکل ۸-۸). این غنی شدگی دایک‌های دیابازی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی شدگی از عناصر خاکی سنگین (HREE)، از اختصاصات بارز ماگمای کالک آلکان مرتبط با قوس‌های آتشفشانی می‌باشد (Monnier et al., 1995). الگوی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای دایک‌های مورد مطالعه یک الگوی مشابه (همانند الگوی عناصر نادر خاکی) را برای همه نمونه‌ها نشان می‌دهد، بنابراین دایک‌های مورد مطالعه دارای منشأ مشترکی می‌باشند. بر طبق این نمودار، اکثر دایک‌های دیابازی همانند سنگ‌های بازالتی از عناصر ناسازگار بزرگ یون (LILE) مانند U، Cs، Rb، Pb و Th غنی شدگی $(\text{Th}_{(n)}/\text{La}_{(n)}=1.2)$ و از عناصر ناسازگار با قدرت میدانی بالا (HFSE) مانند Zr، Nb، Ti و Y (برای مثال $\text{Nb}_{(n)}/\text{La}_{(n)}=0.14-0.23$) تهی شدگی نشان می‌دهند که اشتقاق ماگمای مادر این دایک‌های دیابازی را از یک محیط مرتبط با فرورانش محرز می‌سازد. البته این سنگ‌ها به علت دگرسانی، از عناصر Ba و K (در همه نمونه‌ها) و Pb (فقط در نمونه ۳-D گاماسیاب) تهی شدگی نشان می‌دهند.

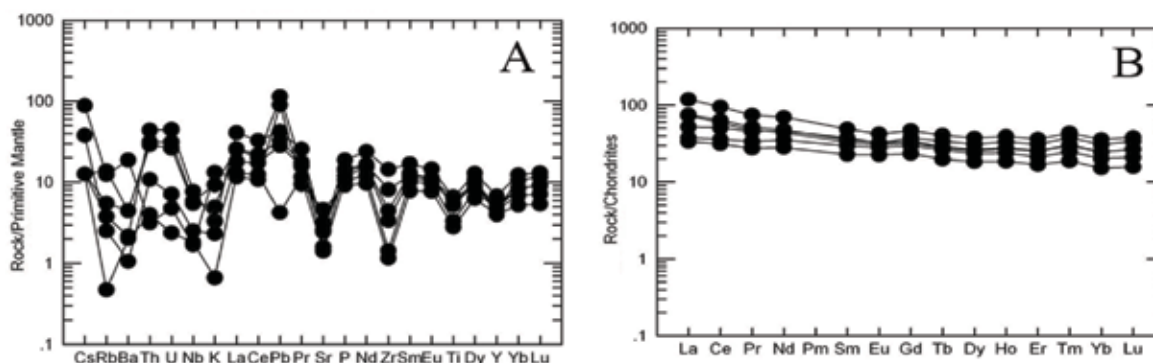
۳. نمونه B.01 از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE تهی شده است $(\text{La}_{(n)}/\text{Yb}_{(n)}=0.7)$ که نشان‌دهنده گرایش این نمونه بازالتی به بازالت‌های نوع N-MORB می‌باشد، هر چند تهی شدگی در Nb نشان‌دهنده گرایش به تولیت جزایر قوسی این نمونه می‌باشد (شکل ۷-۸). این الگوهای عناصر نادر خاکی مشابه با الگوی عناصر نادر خاکی آندزیت‌های جنوب نورآباد (ناحیه فرهادآباد) می‌باشند که نادری و همکاران (۱۳۹۰) آن‌ها را مربوط به اشتقاق یک قوس آتشفشانی درون اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفته‌اند.

در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، بازالت‌های مورد مطالعه از عناصر ناسازگار بزرگ یون (LILE) مانند U، Cs، K، Rb، Pb و Th دارای غنی شدگی بوده (برای مثال $\text{Th}_{(n)}/\text{La}_{(n)}=2.1$) در حالی که از عناصر ناسازگار با قدرت میدانی بالا (HFSE) مانند Zr، Nb، Ti و Y تهی شدگی نشان می‌دهند (برای مثال $\text{Nb}_{(n)}/\text{La}_{(n)}=0.07-0.2$) (شکل ۷-۸). در ماگماهای مرتبط با پهنه‌های فرورانش، فراوانی LILE‌ها توسط فازهای سیال مشتق شده از ورقه فرورانش شده همراه با رسوبات درگیر در ناحیه منشأ ماگماها کنترل شده اما فراوانی HFSE تابعی از شیمی منشأ و فرآیندهای ذوب و تبلور در ماگما است (Pearce, 1982).

آنومالی منفی Nb و غنی شدگی در LILE‌ها نسبت به HFSE‌ها از مشخصات بارز محیط‌های وابسته به فرورانش می‌باشد (Rolland et al., 2000; Kelemen et al., 1996; Staudigel et al., 1993). همچنین می‌توان گفت که غنی شدگی در U، Pb، Th و K می‌تواند حاصل آلودگی ماگما با پوسته قوس در پهنه‌های سوپراسابداکشن در طی صعود ماگما باشد، اما با توجه به آنومالی بالای این عناصر خصوصاً توریم از یک طرف و مطالعات ایزوتوپی Nd-Hf برای گدازه‌های افیولیت‌های دهشیر (Shafaii Moghadam et al., 2012) نشان داده است که آلودگی توسط پوسته قوس نزدیک به صفر بوده و نمی‌تواند چنین آنومالی را توجیه نماید، بلکه آنومالی توریم می‌تواند در اثر واکنش سیالات



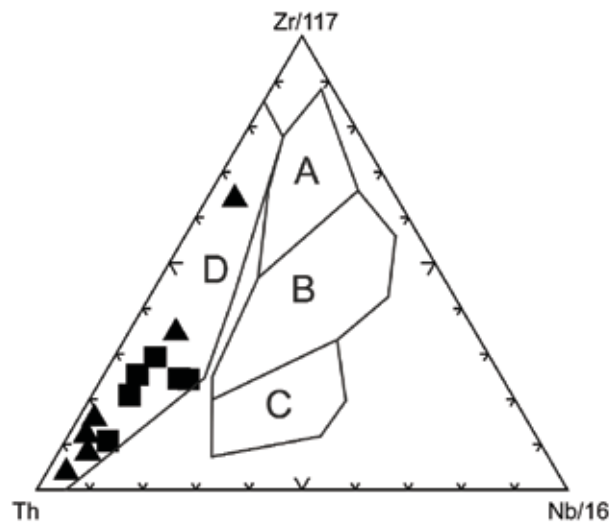
شکل ۷. A) الگوی پراکندگی عناصر کمیاب بازالت‌های مورد مطالعه نسبت به ترکیب گوشته اولیه، B) الگوی عناصر نادر خاکی بازالت‌های مورد مطالعه نسبت به ترکیب کندریت (مقادیر نورمالیز شده از (Sun and Mc Donough, 1989)



شکل ۸. A) الگوی عناصر کمیاب دایک‌های دیابازی نسبت به ترکیب گوشته اولیه، B) الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی دایک‌های دیابازی نسبت به ترکیب کندریت (مقادیر نورمالیز شده از (Sun and Mc Donough, 1989)

مرتبط با پهنه‌های فرورانش در ارتباط با نقش رسوبات (همراه پوسته اقیانوسی فرورونده) در ناحیه منشأ گوشته‌ای مذاب‌های بازالتی می‌باشد. سیالات آزاد شده از رسوبات و یا ذوب بخشی این رسوبات باعث غنی‌شدگی ماگماهای قوس از توریم شده، اما با توجه به این‌که نسبت Sr/Y در بازالت‌های منطقه مورد مطالعه پائین می‌باشد (۰/۸ تا ۱۱) لذا ذوب رسوبات منتفی می‌باشد و علت افزایش میزان توریم در سنگ‌های آتشفشانی ناحیه مورد مطالعه را می‌توان به آزاد شدن سیالات از رسوبات فرورونده در پهنه فرورانش مرتبط دانست.

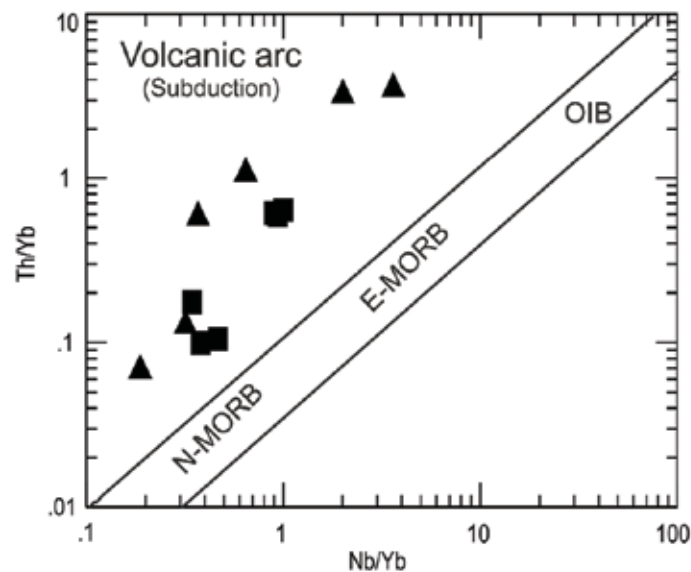
با توجه به الگوی عناصر نادر خاکی و کمیاب، گدازه‌ها و دایک‌های مورد مطالعه عمدتاً دارای خصوصیات کالک‌آلکالن می‌باشند و در ارتباط با یک محیط سوپراساداکشن هستند. علاوه بر این نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Th-Zr-Nb Wood, 1980) در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی واقع می‌شوند. نمونه B.01 در محدوده تولیت‌های جزایر قوسی قرار گرفته در حالی که بقیه نمونه‌ها گرایش به بازالت‌های کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند (شکل ۹). بالا بودن میزان عنصر Th در بازالت‌های مناطق



شکل ۹. نمودار مثلثی (Th-Zr-Nb Wood, 1980) که بر اساس آن نمونه‌های مورد مطالعه در میدان D یعنی بازالت‌های پهنه فرورانش قرار می‌گیرند. محدوده‌های مورد نظر در این نمودار شامل (B E-MORB)، (A N-MORB) و تولیت‌های درون صفحه‌ای، (C) بازالت‌های آکالن درون صفحه‌ای، (D) بازالت‌های پهنه فرورانش می‌باشد

گوشته‌ای یعنی روند N-MORB-OIB مربوط به اضافه شدن فاز سیال حاصل از ورقه فرورانش شده به ماگماهای ایجاد شده در یک پهنه فرورانش می‌باشد. بازالت‌های B-2 و NK-28 دارای بیشترین نسبت Th/Yb و نمونه B-1 دارای کمترین مقدار این نسبت می‌باشند.

در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb Pearce and (Peate, 1995) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های پهنه فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). نسبت Th/Yb در این نمودار شاخص خوبی برای جدا سازی نمونه‌های مرتبط با پهنه فرورانش از دیگر محیط‌ها می‌باشد زیرا افزایش این نسبت و بالاتر قرار گرفتن نمونه‌ها از روند



شکل ۱۰. نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce and Peate, 1995) برای نمونه‌های مورد مطالعه. بر طبق این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه بالاتر از روند گوشته‌ای یعنی در محدوده مرتبط با پهنه فرورانش قرار می‌گیرند

مدل تکتونیکی و جایگزینی افیولیت نورآباد

حوادث تکتونیکی مختلفی توسط محققین برای اقیانوس نئوتتیس بیان شده است (Berberian and King, 1981; Desmons and Beccaluva, 1983; Dercourt et al., 1986; Lippard et al., 1986; Glennie, 2000; Stampfli et al., 2001; Golonka, 2004; Agard et al., 2005; Robertson, 2007; Ghasemi and Talbot, 2003; Mohajjel et al., 2005) که با هم مشابه بوده ولی دارای زمان‌های گوناگونی هستند (Allahyari et al., 2010). طبق نظر Mohajjel et al (2003) تکمیل تکتونیکی و زایش اقیانوس نئوتتیس در طی چهار مرحله انجام گرفته است:

۱- تشکیل نئوتتیس در تریاس؛ ۲- فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در امتداد حاشیه شمال خاوری در زمان ژوراسیک- میوسن؛ ۳- فرارانش افیولیت‌ها در امتداد حاشیه شمال خاوری ورقه عربی در زمان کرتاسه؛ ۴- برخورد حاشیه شمال خاوری ورقه عربی با ایران مرکزی در زمان میوسن.

طبق نظر Ghasemi and Stampfli et al. (2001) و Talbot, (2005) بازشدن اقیانوس نئوتتیس در زمان پرمین رخ داده است ولی بعضی محققان (Lippard et al., 1986; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2010; Allahyari et al., 2005) معتقد هستند که این باز شدگی در زمان تریاس اتفاق افتاده است (شکل ۱۱- A). به گفته برخی نویسندگان، لیتوسفر نئوتتیس در اوایل ژوراسیک (Dercourt et al., 1986) یا ژوراسیک میانی (Agard et al., 2005) به زیر حاشیه ایران فرورانش کرده است. بین زمان آغاز فرورانش و تولید ماگما در پهنه‌های فرورانش حدود ۲۰-۱۵ میلیون سال فاصله زمانی وجود دارد (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۳) با توجه به این موضوع و تعیین سن‌های انجام گرفته بر روی توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد (Shahbazi et al., 2007) و همدان (Ahmadi Khalaji et al., 2010) و الیگودرز (Esna-Ashari et al., 2012) که سن تشکیل این توده‌ها را متعلق به ژوراسیک میانی می‌دانند می‌توان گفت پوسته اقیانوس نئوتتیس در اواخر

تریاس- اوایل ژوراسیک (فاز کمپرسیونی سیمرین پیشین) به زیر حاشیه ایران فرورانش کرده است (شکل ۱۱- B). و با ذوب این پوسته اقیانوسی توده‌های گرانیتوئیدی مذکور تشکیل شده و سپس در پهنه سنج - سیرجان جایگیری شده‌اند (شکل ۱۱- C). (Dercourt et al (1986) معتقد هستند که در زمان فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر ایران پهنه گسترش پشته میان اقیانوسی هنوز وجود داشته است که در نزدیکی حاشیه بلوک عربی بوده است.

Dercourt et al (1986) و Agard et al. (2005) معتقد هستند که گسترش اقیانوس نئوتتیس همانند افیولیت‌های ایران و عمان (Desmons and Delaloye, 1986; Knipper et al., 1980) تا اواخر کرتاسه ادامه داشته است. و (Desmons and Beccaluva, 1983) معتقد هستند که پهنه فرورانش در درون اقیانوس نئوتتیس در اواخر کرتاسه و در نزدیک حاشیه بلوک عربی قرار داشته است ولی Ghasemi and Talbot (2005) این فرورانش را متعلق به کرتاسه دانسته اما Agard et al (2005). پیشنهاد می‌کنند که فرورانش درون اقیانوسی در اوایل کرتاسه رخ داده است. با توجه به شواهد آتشفشانی، دگرشیمی‌های موجود و قرارگیری واحد آهکی به سن آلبین - سنومانین (Shahidi and Nazari, 1997) بر روی آندزیت‌های جنوب نورآباد (نادری و همکاران، ۱۳۹۰) احتمالاً فرورانش درون اقیانوسی در اواخر ژوراسیک (سیمرین پسین) به وقوع پیوسته است (شکل ۱۱- D). (Berberian and King پیشنهاد کرده‌اند که ماگماتیسم مدل آندی در حاشیه ایران (پهنه سنج - سیرجان) در این زمان رخ داده است. این پیشنهاد دارای فاصله زمانی ۱۱۰ میلیون سال از زمان جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی (ژوراسیک میانی) تا ماگماتیسم در این زمان (کرتاسه بالایی) می‌باشد که یک فاصله زمانی طولانی و غیرمنطقی برای انجام فعالیت آتشفشانی می‌باشد (شکل ۱۱- D).

در مورد برخورد حاشیه بلوک عربی با قوس درون اقیانوس اجماع نظر وجود داشته و تمام محققین قبلی این برخورد را به اواخر کرتاسه (فاز لارامین) نسبت داده‌اند (شکل ۱۱- E). در این زمان نفوذی‌های پهنه ارومیه- دختر بر اثر فرورانش بیشتر

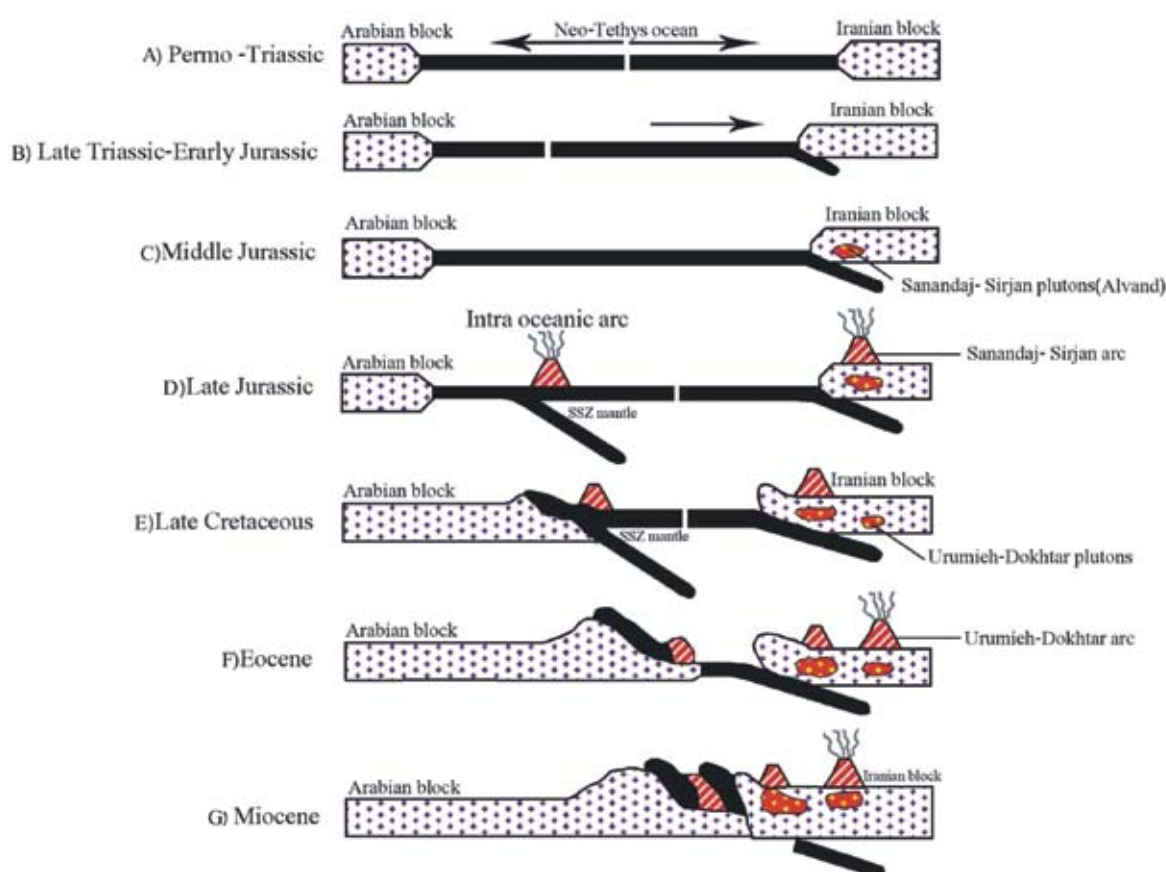
و غنی‌شدگی از LREE و LILE مشخص شوند. این خصوصیات مشابه با دیگر افیولیت‌های تتیسی که در امتداد خط درز بیتلس-زاگرس رخنمون دارند، است و شکل‌گیری آنها مرتبط با پهنه‌های فرورانش می‌باشد. سن افیولیت‌های کرمانشاه (مشابه با دیگر افیولیت‌های شرق مدیترانه-زاگرس-عمان) توسط روش K-Ar برابر 86.3 ± 7.8 Ma و 81.4 ± 3.8 Ma در نظر گرفته شده است (Delaloye and Desmons, 1980; Braud, 1970 and 1978; Ghazi and Hassanipak, 1999). خصوصیات ژئوشیمیایی توالی‌های آتشفشانی در مجموعه افیولیتی کرمانشاه مشابه با سری‌های تولیت جزایر قوسی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) همراه با مقادیر کمتری گدازه‌های مشابه مورب در نظر گرفته شده است (Desmons and Beccaluva, 1983; Ghazi and Hassanipak, 1999). به نظر می‌رسد که گدازه‌های تیپ آلکان (OIB) که در مجموعه افیولیتی کرمانشاه توسط Ghazi and Hassanipak (1999) ذکر شده است ارتباطی با خود مجموعه افیولیتی نداشته و مرتبط با ریفت‌زائی اولیه در زمان پرمین است و از توالی‌های بازالتی مابین آهک‌های بیستون نمونه‌برداری شده است. این تیپ بازالت‌های آلکان در سری‌های پیچاکون نیریز و حواسیانای عمان (به سن تریاس تا کرتاسه) نیز دیده می‌شوند و مرتبط با ریفت‌زائی گندوانا در مراحل اولیه شکل‌گیری اقیانوسی نئوتتیس می‌باشد. مطالعات Shafaii Moghadam and Stern (2011) نشان می‌دهد که بازالت‌های بالشی و دایک‌های موجود در کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای در افیولیت‌های کرمانشاه دارای خصوصیات تولیت جزایر قوسی و کالک‌آلکان هستند، و نتایج این مطالعه را تایید می‌نمایند.

پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر حاشیه ایران جایگیری شده‌اند. البته Shafaii Moghadam et al. (2009) ماگماتسیم (سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی) در این پهنه را متعلق به زمان ائوسن - میوسن می‌دانند که پس از بسته شدن اقیانوس نائین - بافت و بر اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران اتفاق افتاده است (شکل ۱۱-E).

با توجه به این‌که توده‌های پریدوتیتی افیولیت محورالشر - کرمانشاه توسط آهک‌های پلاژیک الیگو-میوسن متعلق به یک دریای گرم و حاشیه‌ای پوشیده شده‌اند، می‌توان گفت که در زمان ائوسن - میوسن هنوز برخورد بلوک‌های ایران و عربی صورت نگرفته بود. در این زمان فعالیت‌های ماگماتسیم (پلوتونیک - ولکانیک) در پهنه ارومیه - دختر به اوج خود رسیده است و توده‌های گرانیتی مانند توده گرانیتی مروک یا گوشه (شمال درود) در پهنه سنج - سیرجان جایگزین شده‌اند (احمدی خلجی، ۱۳۸۵) (شکل ۱۱-F).

Ghasemi and Talbot (2005) زمان برخورد بین صفحه ایران و عربستان را متعلق به زمان ائوسن میانی می‌دانند اما Agard et al. (2005) آغاز برخورد را به الیگوسن مربوط دانسته که تا پلیوسن ادامه داشته است. Mohajjel et al. (2003). زمان این برخورد را متعلق به میوسن می‌داند و Allahyari et al. (2010). آغاز زمان برخورد را الیگوسن بیان می‌کنند که تا زمان حال ادامه دارد (شکل ۱۱-G).

به‌طور کلی همان‌گونه که از نمودارهای عناصر نادر خاکی نورمالیز شده نسبت به کندریت و عناصر کمیاب نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه مشخص می‌باشد، دایک‌های دیابازی و گدازه‌های افیولیت‌های نورآباد، خصوصیات سری‌های کالک آلکان را نشان داده (به جز یک نمونه از گدازه‌های بازالتی) و با تهی‌شدگی از عناصر HFSE



شکل ۱۱. مدل شماتیک تکتونو-ماگمایی افیولیت نورآباد و مناطق اطراف آن. A)، باز شدگی در زمان تریاس، B)، فرورانش اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک، C)، فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر ایران پهنه گسترش پشته میان اقیانوسی، D)، فرورانش درون اقیانوسی در اواخر ژوراسیک، E)، بسته شدن اقیانوس نائین- بافت و بر اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نفوشتیس به زیر ایران، F)، اوج فعالیت‌های ماگماتیسم (پلوتونیک-ولکانیک) پهنه ارومیه - دختر، G)، آغاز زمان برخورد بین صفحه ایران و عربستان الیگوسن

نتیجه‌گیری

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی در منطقه نورآباد گسترش زیادی دارند و گدازه‌های بازالتی به دو صورت جریان‌های گدازه‌ای اسپلیتی شده و گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها با بافت میکرولیتیک پورفیریوتیک، هیالوپورفیریوتیک و حفره‌دار دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کانی‌های اوپک و آمفیبول‌های ثانویه (اکتینولیت) می‌باشند. حفرات و شکستگی‌های این سنگ‌ها توسط کلریت، زئولیت و پرهنیت پر شده است و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به همراه میکرولیت‌های پلاژیوکلاز طی پدیده اسپلیتی شدن به آلبیت

(همراه با سریسیت) تبدیل شده‌اند. کانی‌های اوپک در این سنگ‌ها به دو صورت اسکلتی (در بازالت‌های اسپلیتی) و نیمه‌کروی تا کروی (در بازالت‌های بالشی) دیده می‌شوند. دایک‌های دیابازی با بافت‌های اینترگرانولار، میکروگرانولار و پوبی کیلیتیک دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های اوپک است که گاهی از دگرسانی آن‌ها کانی‌هایی نظیر آمفیبول، کلریت، زئولیت، پرهنیت و سریسیت به وجود آمده‌اند. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های بازالتی و دایک‌های دیابازی افیولیت نورآباد در محدوده‌های بازالت‌های ساب‌آکالن، آندزیتیک بازالت و آندزیت واقع می‌شوند و اکثراً ماهیت کالک آکالن نشان می‌دهند. بالا بودن میزان

نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد خرم آباد، ۱۹۵.

- مرادپور، ن.، ۱۳۸۴. بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی افیولیت صحنه. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۴۸.

- معین وزیری، ح. و احمدی، ع.، ۱۳۸۳. پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۴۷.

- موسوی س.ا.، آلیانی، ف.، معانی جو، م. و سپاهی گرو، ع.ا.، ۱۳۹۲. سنگ شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های مافیک، حدواسط و فلسیک وابسته به آن در دنباله افیولیتی صحنه - هرسین (شمال شرق کرمانشاه). مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۲۶۶-۲۵۳.

- نادری، م.، احمدی خلجی، ا.، شاهرخی، س.، زارعی سهامیه، ر. و کیانی، م.، ۱۳۹۰. زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی اندیس مس جنوب شرق نورآباد (شمال غرب لرستان). دومین همایش ملی زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه لرستان.

- Agard, P., Omrani, L., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 94, 401-419.

- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 859-877, doi: 10.1016/j.jseae.2006.06.005.

- Alabaster, T., Pearce, J.A. and Malpas, J., 1982. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, 168-83.

- Allahyari, K., Saccan, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F., 2010. Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah Ophiolitic Complex (Zagros Belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic

عنصر Th در این سنگ‌ها با توجه به این که نسبت Sr/Y در آن‌ها پائین می‌باشد (۰/۸ تا ۱۱) بیانگر آزاد شدن سیالات از رسوبات فرورونده در پهنه فرورانش است و ذوب رسوبات منتهی می‌باشد. بر اساس نمودارهای عناصر نادر خاکی نورمالیز شده نسبت به کندریت و عناصر کمیاب نورمالیز شده نسبت به گوشته اولیه مشخص شد که دایک‌های دیابازی و گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه با تهی‌شدگی از عناصر HFSE و غنی‌شدگی از LREE و LILE مشخص شوند که این خصوصیات مشابه با دیگر افیولیت‌های تتیسی که در امتداد خط درز بیتلس - زاگرس رخنمون دارند، بوده و بیانگر شکل‌گیری آن‌ها در بالای پهنه فرورانش می‌باشد. این در حالی است که محققین قبلی معتقدند این گدازه‌های بالشی متعلق به محیط E-MORB و بازالت‌های WPB می‌باشند و دایک‌های دیابازی در یک خاستگاه زمین ساختی حوضه پشت کمانی بوجود آمده اند.

منابع

- احمدی، م.، ۱۳۸۰. بررسی پترولوژیکی مجموعه بازالتی کامیاران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۰۵.

- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرده، رساله دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۹۰.

- اللهیاری، خ.، پورمعافی، م. و خلعت بری جعفری، م.، ۱۳۹۱. سنگ شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی محدوده هرسین، افیولیت کرمانشاه، باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۸۴، ۱۸۹-۱۹۰.

- ترکیان، ا.، دارایی زاده، ز.، آلیانی، ف. و نقره بیان، م.، ۱۳۹۲. کاربرد داده‌های ژئوشیمی دایک‌های دیابازی افیولیت کرمانشاه (منطقه صحنه هرسین) در تعیین جایگاه زمین ساختی آن‌ها، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۳۳۱-۳۴۲.

- حقیقی، ن.، ۱۳۷۴. بررسی صحرایی و پتروگرافی سکانس افیولیتی صحنه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ۱۹۸.

- کیانی، م.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی، زمین شناسی اقتصادی و پتروژنز مجموعه افیولیتی در محور الشتر- کرمانشاه. پایان

- branch between Arabia and Iran. *Ophiolite*, 35, 2, 71-90, doi: 10.4454/ophiolite.v35i2.387.
- Babaie, H.A., Babaei, A., Ghazi, A.M. and Arvin, M., 2006. Geochemical, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, 57-70.
 - Bageci, U., Parlak, O. and Hock, V., 2008. Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kizildag (Hatay) ophiolite, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 43-71.
 - Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
 - Braud, J., 1970. Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux. *Comptes Rendus l Academie des Sciences*, 271, 1241-4.
 - Braud, J., 1978, Geological Map of Kermanshah, 1:250000 scale. Geological Survey of Iran.
 - Delaloye, M. and Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics*, 68, 83-111, doi: 10.1016/0040-1951(80)90009-8.
 - Dercourt, J., Zonenshian, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, et al., 1986. Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315, doi: 10.1016/0040-1951(86)90199-X.
 - Desmons, J. and Beccaluva, L., 1983. Mid-ocean ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications. *Chemical Geology*, 39, 39-63, doi: 10.1016/0009-2541(83)90071-2.
 - Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. and Grundvig, S., 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): implications for the Neo-Tethyan Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1192-1216.
 - Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A.A., 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 43, 11-22.
 - Floyd, P.A., Yaliniz, M.K. and Goncuoglu, M.C., 1998. Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Lithos*, 42, 225-241, doi: 10.1016/S0024-4937(97)00044-3.
 - Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2005. A new tectonic scenario for the Sanandaj - Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 1-11, doi: 10.1016/j.jseae.2005.01.003.
 - Ghazi, A.M. and Hassanipak, A.A., 1999. Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, western Iran: implications on Tethyan plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17, 319-332, doi: 10.1016/S0743-9547(98)00070-1.
 - Glennie, K.W., 2000. Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: a tale of two oceans, In: A.S. Alsharan and R.W. Scott (Eds.), *Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems*. SEPM, Geological Society of London Special Publication, 69: 9-20.
 - Godard, M., Dautria, J. M. and Perrin, M., 2003. Geochemical variability of the Oman ophiolite lavas: relationship with spatial distri-

- bution and paleomagnetic directions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)*, 4, 8609, doi: 10.1029/2002GC000452.
- Godard, M., Bosch, D. and Einaudi, F., 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, 234, 58-78, doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.04.005.
 - Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235-273, doi: 10.1016/j.tecto.2002.06.004.
 - Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
 - Hebert, R., and Laurent, R., 1990. The mineralogical study of a cross-section through the plutonic part of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-type ophiolite, in Malpas, J., et al., eds., *Ophiolites—Oceanic crustal analogues. Proceedings of the Symposium "Troodos 1987": Nicosia, Cyprus Geological Survey*, 149-164.
 - Kelemen, P.B., Shimizu, N. and Dunn, T., 1993. Relative depletion of Niobium in some arc magmas and the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 11-134, doi: 10.1016/0012-821X(93)90234-Z.
 - Knipper, A., Ricou, L.E. and Dercourt, J., 1986. Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean. *Tectonophysics*, 123, 213-240, doi: 10.1016/0040-1951(86)90198-8.
 - Lippard, S.J., Shelton, A.W. and Gass, I.G., 1986. The Ophiolite of Northern Oman. *Geological Society London Mem*, 11, 178.
 - Lytwyn, J.N. and Casey, J.F., 1993. The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kizildag) ophiolite, southern Turkey: Possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along forearc spreading centers. *Tectonophysics*, 223, 237-272, doi: 10.1016/0040-1951(93)90140-F.
 - Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahanadi, M.R., 2003. Cretaceous - Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397 - 412, doi: 10.1016/S1367-9120(02)00035-4.
 - Monnier, C., Girardeau, J., Maury, R.C. and Cotten, J., 1995. Back-arc basin origin for the East Sulawesi Ophiolite (eastern Indonesia). *Geology*, 23, 851-854, doi: 10.1130/0091-7613.
 - Parlak, O., Delaloye, M. and Bingöl, E., 1996. Geochemistry and mineralogy of post-metamorphic dike emplacement in the Mersin ophiolite (Southern Turkey): new age constraints from $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronology. *Terra Nova*, 8, 585-592.
 - Parlak, O., Hoeck, V. and Delaloye, M., 2000. Supra-subduction zone origin of the Pozanti-Karsanti ophiolite (S. Turkey) deduced from whole rock and mineral chemistry of the gabbro cumulates. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society of London Special Publication*, 173, 219-234, doi: 10.1144/GSL.SP.2000.173.01.11.
 - Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S.(ed), *Andesites*. Wiley, Chichester, 525-548
 - Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285.

- Robertson, A. H. F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 10-67, doi: 10.1016/S0024-4937(02)00160-3.
- Robertson, A. H. F., 2007. Overview of tectonic settings related to the rifting and opening of Mesozoic ocean basins in the Eastern Tethys: Oman, Himalayas and Eastern Mediterranean regions. In *Imaging, Mapping and Modeling Continental Lithosphere Extension and Breakup* (eds G. D. Karner, Manatschal, G and Pinheiro, L. M.). Geological Society of London, Special Publication, no 282, 325-388, doi: 10.1144/SP282.15.
- Rolland, Y., Pêcher, A. and Picard, C., 2000. Middle Cretaceous back arc formation and arc evolution along the Asian margin: the Shyok Suture Zone in northern Ladakh (NW Himalaya). *Tectonophysics*, 325, 145-173, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00135-9.
- Sarkarinejad, K., 1994. Petrology and tectonic setting of the Neyriz ophiolite, southeast Iran. In: Ishiwatari, A. et al. (Eds.) *Circum-Pacific Ophiolites*. Proceeding of the 29th International Geological Congress Part D: 221-234.
- Sengor, A. M. C., 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds A. H. F. Robertson, M. P. Searle and A. C. Ries), Geological Society of London Special Publication, 49, 797-831, doi: 10.1144/GSL.SP.1992.049.01.49.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2009. Significance of Nain- Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geosciences*, 341, 1016-1028, doi: 10.1016/j.crte.2009.06.011.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. J., 2011. Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine*, 148, 762-801, doi: 10.1017/S0016756811000410.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., Kimura, J.I., Hirahara, Y., Senda, R., and Miyazaki, T., 2012. Hf-Nd Isotopic Constraints on the Origins of Zagros Ophiolites. *The Island Arc*, 21, 202-214, doi: 10.1111/j.1440-1738.2012.00815.x.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M. 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 668-683, doi: 10.1016/j.jseaes.2010.04.014.
- Shahidi, M. and Nazari, H., 1997. Geological map of Harsin, 1/100.000 scale. Geological survey of Iran.
- Stampfli, G., Mosar, J., Faure, P., Pilleveit, A. and Vannay, J.C., 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neotethys East Mediterranean basin connection. In: P. Ziegler, W. Cacazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau (Eds.), *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins*. *Journal of Tethys*, 5, 51-108.
- Staudigel, H., Plank, T., White, W.M. and Schmincke, H., 1996. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the upper oceanic crust: DSDP Sites 417 and 418. In: Bebout, G. E. & Kirby, S. H. (eds) *SUBCON: Subduction from Top to Bottom*. Geophysical Monograph,

American Geophysical Union, 96, 19-38.

- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia. Mémoire Hors-Serie, Société Géologique de France, 8, 333-53.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). Magmatism in Ocean Basins, 42. Geological Society of London Special Publication, 313-345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325-343, doi: 10.1016/0009-2541(77)90057-2.

- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters, 50, 11 - 30, doi: 10.1016/0012-821X(80)90116-8.