

بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی

حبیب ا. قاسمی^{(۱)*} و خدیجه جمشیدی^۲

۱. دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود

۲. دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود

تاریخ دریافت: ۹۰/۷/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۲/۴/۲

چکیده

سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک، عمدتاً به شکل نفوذی و گاهی خروجی، در محدوده استان سمنان و به صورت پراکنده در بخش‌های مختلف زون البرز شرقی حضور دارند. ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها در نمونه‌های نفوذی، از الیون‌گابرو تا مونزونیت و در نمونه‌های خروجی، الیون‌بازالت است. جایگاه درون ورقه قاره‌ای تشکیل این سنگ‌ها در نمودارهای تکتونوماگمایی مختلف به تأیید رسیده است. همچنین بررسی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی، از نشأت‌گیری ماگمای والد این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده زیر لیتوسفر قاره‌ای با ترکیب گارنت‌لرزلولیت حکایت دارند. ماگمای آلکالن مذکور در فشارهای بیش از ۳۰-۲۵ کیلو بار و از اعماق ۹۰-۱۰۰ کیلومتری منشأ گرفته و در حین صعود و جایگزینی، توسط سنگ‌های پوسته قاره‌ای، متحمل آلیش پوسته‌ای اندکی شده است.

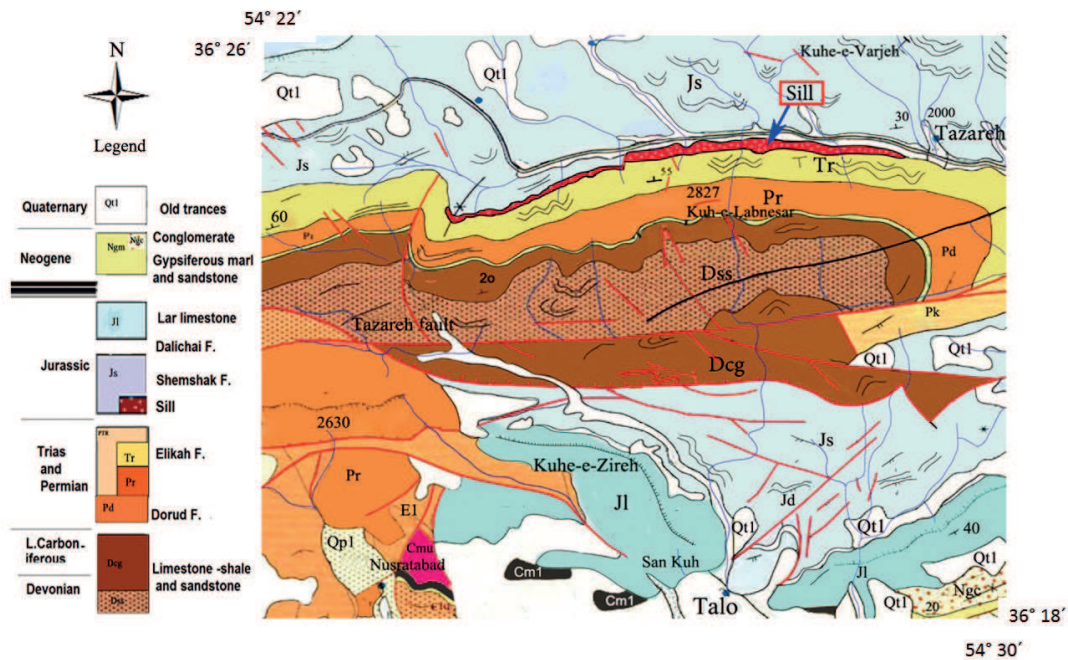
واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آلکالن بازیک، شمشک، البرز شرقی.

مقدمه

تا مونزونیت در داخل بخش قاعده‌ای سازند شمشک رخنمون دارند. سنگ‌های مورد بحث در مناطق چشمه‌علی و تویه‌دروار (در شمال و شمال‌غرب شهرستان دامغان) و شه‌میرزاد (در شمال سمنان) به صورت گدازه الیون‌بازالتی در مرز بین سازندهای الیکا و شمشک حضور دارند. شکل‌های (۱) و (۲) بخش‌هایی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) را به تصویر کشیده‌اند که بیان‌گر رخنمون سنگ‌های آذرین مورد بحث، به ترتیب به شکل سیل درون بخش قاعده‌ای سازند شمشک در منطقه طزره و به شکل استوک‌های کوچک در بخش زیرین سازند شمشک در منطقه کلاته رودبار است. حضور فراوان آپاتیت، اسفن و فلوگوپیت در سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، نشان‌دهنده بالا بودن مقادیر P و Ti و طبیعت آلکالن ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست (جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰). مطالعات ژئوشیمیایی صورت گرفته توسط قاسمی و جمشیدی (۱۳۹۰) بیان‌گر منشأ واحد برای سنگ‌های

در بخش‌های مختلفی از زون البرز، در قاعده سازند شمشک، سنگ‌های آلکالن به شکل گدازه بازالتی گزارش شده‌اند (Fu-ron, 1964; Delenbach, 1964; Glaus, 1964; Allenbach, 1966, Annells et al, 1975 و آقناباتی، ۱۳۸۳). مقدسی (۱۳۸۲)، برای اولین بار به مطالعه زمین‌شناسی این سنگ‌ها پرداخت و ماهیت گدازه‌ای آن‌ها را به جز در مناطق چشمه‌علی، تویه‌دروار و شه‌میرزاد نفی کرد. در این بررسی، ماهیت آلکالن و جایگاه درون ورقه‌ای قاره‌ای تشکیل این سنگ‌ها نیز مشخص گردید (مقدسی و قاسمی، ۱۳۸۲). جمشیدی (۱۳۸۹) به مطالعه دقیق‌تر و گسترده‌تر رخنمون‌های این سنگ‌ها در اطراف شاهرود و دامغان پرداخت. سنگ‌های مورد مطالعه، در مناطق قشلاق (ناحیه خوش بیلاق در شمال شاهرود)، طزره، تالو و کلاته‌رودبار (در شمال و شمال‌غرب شهرستان دامغان) به شکل نفوذی (دایک، سیل و استوک‌های کوچک) و با یک طیف ترکیبی تفریقی از الیون‌گابرو

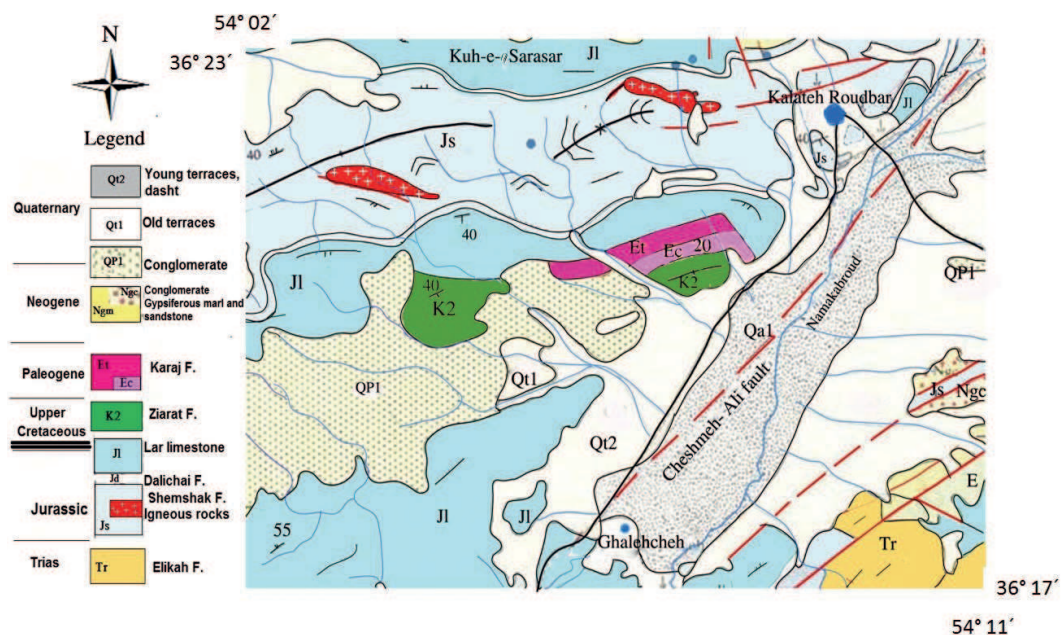
* نویسنده مرتبط h-ghasemi@shahroodut.ac.ir



شکل ۱. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) و حضور سنگ‌های آذرین بازیک مورد مطالعه به شکل سیل در قاعده سازند شمشک.

این تحقیق با هدف تکمیل مطالعات پترولوژیکی بر روی سنگ‌های آذرین رخنمون یافته در بخش زیرین مجموعه شمشک و با توجه ویژه به بررسی خصوصیات سنگ‌های محل منشأ که از ذوب آن‌ها، ماگماهای سازنده این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند، به نگارش در آمده است. نظر به این‌که برای مطالعه خصوصیات ناحیه منشأ صرفاً باید از ترکیبات ماگمای اولیه استفاده کرد، لذا

آذرین مذکور و نقش تبلور تفریقی به همراه هضم و آلیش ماگمایی در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. ماگماتیسم آلکالن در مناطق مورد بحث با تشکیل حوضه‌های کششی کافتی پشت کمان در زون البرز در طول تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین در ارتباط می‌باشد (جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰؛ دروزی و مسعودی، ۱۳۹۱؛ Wilmsen et al., 2009).



شکل ۲. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) و حضور رخنمون‌های از سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به شکل استوک درون بخش زیرین سازند شمشک.

می‌باشند (شکل ۳- الف و ب). حضور اسفن، آپاتیت و فلوگوپیت در این نمونه‌ها، ماهیت آلکالن ماگمای سازنده این سنگ‌ها را به اثبات می‌رسانند. سیل‌های دیابازی منطقه طزره، عمدتاً دارای بافت افیتیک و کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و اوژیت هستند (شکل ۳- ج). نمونه‌های آتشفشانی مناطق چشمه‌علی، تویه‌دروار و شه‌میرزاد دارای بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری با کانی‌های پلاژیوکلاز، الیوین ایدنگستی شده (شکل ۳- د) و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن بوده و ترکیب اولیوین بازالتی دارند (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹).

نتایج و بحث

با توجه به نمودار مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر درصد وزنی SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)، نمونه‌های بازیک مورد بررسی در محدوده سری آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۴- الف). این نمونه‌ها، در نمودار درصد وزنی TiO_2 مقابل نسبت $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ (De Albuquerque, 1979)، در محدوده بازالت‌های آلکالن و خارج از محدوده‌های سری تولیتی و سنگ‌های مرتبط با جزایر کمانی واقع می‌شوند (شکل ۴- ب) که با جایگزینی این سنگ‌ها در یک محیط کشتی درون قاره‌ای (محل تشکیل سازند شمشک) مطابقت دارد. بازالت‌های درون ورقه‌ای دارای مقادیر Ti بالاتری نسبت به سایر انواع بازالت‌ها در محیط‌های تکتونیکی دیگر هستند. این امر احتمالاً منعکس‌کننده یک محل منشأ غنی‌شده نسبت به محل منشأ مورب و بازالت‌های کمان آتشفشانی می‌باشد. از طرف دیگر، ترکیبات آلکالن در مقایسه با سنگ‌های تولیتی با مقادیر Zr یکسان، دارای P_2O_5 بالاتری هستند (Winchester and Floyd, 1976).

منشأ ماگماتیسم آلکالن در محیط‌های کشتی درون ورقه‌ای همچنان مورد بحث است. درحال حاضر عقیده بر این است که بازالت‌های آلکالن جزایر اقیانوسی (OIB)، تنها از گوشته استنوسفری مشتق می‌شوند (Alici et al., 2002) ولی ماگماهای آلکالن درون قاره‌ای می‌توانند به وسیله ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده غنی از LREE و LILE ایجاد شوند (Upad- hyay et al., 2006). به عقیده (Fitton 1987) ذوب بخشی درجه پائین یک گوشته استنوسفری منجر به تشکیل مذاب‌های آلکالن قاره‌ای می‌شود. (Menzies 1987) تولید ماگماهای آلکالن را به واکنش یک مذاب استنوسفری با گوشته لیتوسفری نسبت می‌دهد. غنی‌شدگی از LREE، Ba، Pb و تهی‌شدگی از HREE در ماگماهای آلکالن قاره‌ای را می‌توان به منشأ گوشته لیتوسفری نسبت داد (Alici et al., 2002; Gourgaud and Vincent, 2004). (Aldinucci et al., 2008). امروزه، از مقادیر نسبت‌های عناصر اصلی، کمیاب خاکی (REE) و نسبت‌های آن‌ها با یکدیگر، برای شناسایی منابع مختلف گوشته‌ای و همچنین تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق منشأ استفاده می‌شود (Furman, 2007; Zhao and Zhou, 2007). با مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی نظیر SiO_2 و FeO در ترکیبات اولیه، میزان فشار و عمق

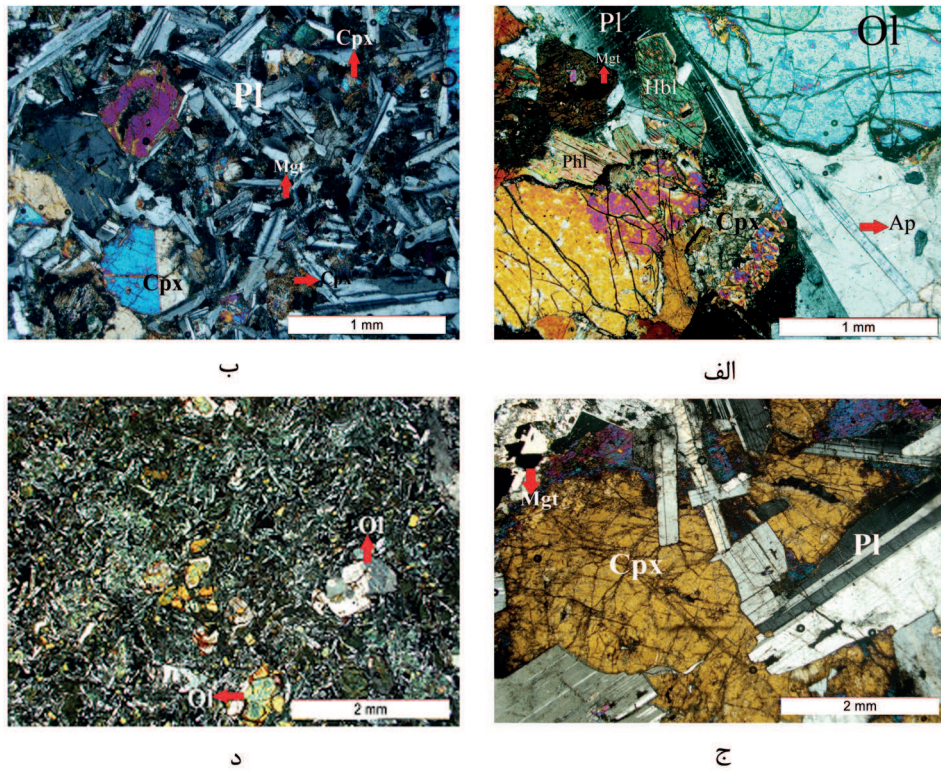
در این نوشتار فقط از داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به نمونه‌های بازیک (گابرویی و بازالتی) استفاده شده و از داده‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های تفریق یافته (مانند مونزونیت و دیوریت) استفاده نشده است. مسائل مهم مورد بررسی در بحث منشأ سنگ‌های بازیک، شامل مطالعه ترکیب گوشته محل منبع، درجه ذوب بخشی آن و همچنین موقعیت یا ژرفای محیط تشکیل مذاب است. در این تحقیق، خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های بازیک قاعده سازند شمشک به کمک شواهد ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی بررسی شده است.

روش انجام پژوهش

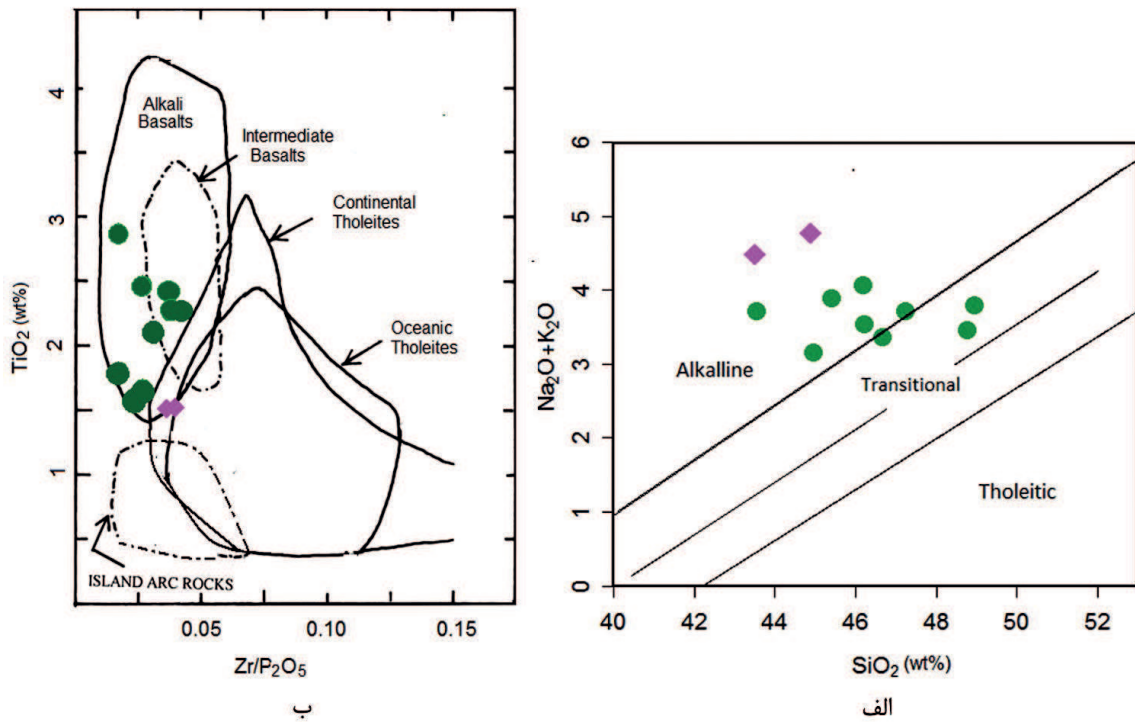
پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری‌های میدانی در مناطق مورد هدف که سنگ‌های آذرین آلکالن وابسته به کافت زایی پشت کمان البرز در آن رخنمون دارند، بیش از ۷۰ مقطع نازک میکروسکپی جهت بررسی‌های پتروگرافی بر روی این سنگ‌ها تهیه شد. از بین نمونه‌های کمتر دگرسان شده و سالم، تعداد ۱۱ نمونه سنگی شامل نه نمونه گابرویی و دو نمونه بازالتی کمتر دگرسان شده انتخاب و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش ICP-MS (بسته ترکیبی ۴A و ۴B) تجزیه شد. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها (جدول ۱) با هدف بررسی ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های آذرین بخش زیرین سازند شمشک، توسط نرم‌افزارهای مختلف پترولوژیکی مورد پردازش قرار گرفته‌اند.

پتروگرافی

سنگ‌های آذرین موجود درون بخش قاعده‌ای سازند شمشک، در منطقه قشلاق (ناحیه خوش بیلاق در شمال شاهرود) به شکل یک سیل تفریق یافته به ضخامت حدود ۱۰۰ متر در میان شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های بخش زیرین سازند شمشک دیده می‌شوند. بخش‌های بالا و پایین این سیل دارای حاشیه انجماد سریع بوده و بسیار ریزدانه هستند، اما با حرکت به سمت بخش میانی، سنگ‌ها دانه‌درشت‌تر می‌شوند. بخش میانی، از پایین به بالا شامل الیوین‌گابرو، گابرو، دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت است. در مناطق طزره، تالو و کلاته‌رودبار (در شمال و شمال‌غرب شهرستان دامغان) نیز این سنگ‌ها به شکل نفوذی (دایک، سیل و استوک‌های کوچک) در همان افق چینه‌شناسی دیده می‌شوند و غالباً شامل الیوین‌گابرو، گابرو و دیوریت می‌باشند. اما در مناطق چشمه‌علی و تویه‌دروار (در شمال و شمال‌غرب شهرستان دامغان) و شه‌میرزاد (در شمال سمنان)، رخنمون سنگ‌های مزبور به شکل گدازه بازالتی است و در افق چینه‌شناسی پایین‌تر (آغاز رسوبگذاری سازند شمشک) حضور دارند. مطالعات میکروسکپی روی نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند که سنگ‌های الیوین‌گابرویی و گابرویی قاعده سازند شمشک در مناطق قشلاق، تالو و کلاته‌رودبار دارای بافت‌های انباشتی، دانه‌ای، ایتراگرانولار و افیتیک و حاوی کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از الف) بافت انباشتی همراه با کانی‌های موجود در الیون گابروی تالو، ب) بافت اینترگرانولار و حضور کانی‌های اوژیت و پلاژیوکلاز در گابروی قشلاق، ج) بافت افیتیک و کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و منیتیت در سیل دیابازی طزره، د) بافت گلوپورفیری، تجمع موضعی بلورهای الیون در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و الیون در بازالت چشمه‌علی. علائم اختصاری مورد استفاده در این اشکال عبارتند از: الیون = Ol، کلینوپیروکسن = Cpx، پلاژیوکلاز = Pl، هورنبلند = Hbl، فلوگوپیت = Phl، آپاتیت = Ap، منیتیت = Mgt.



شکل ۴. الف) نمودار Na_2O+K_2O در برابر درصد وزنی SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) و ب) نمودار درصد وزنی TiO_2 در مقابل نسبت Zr/P_2O_5 (De Albuquerque, 1979).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مافیک در مناطق مورد مطالعه.

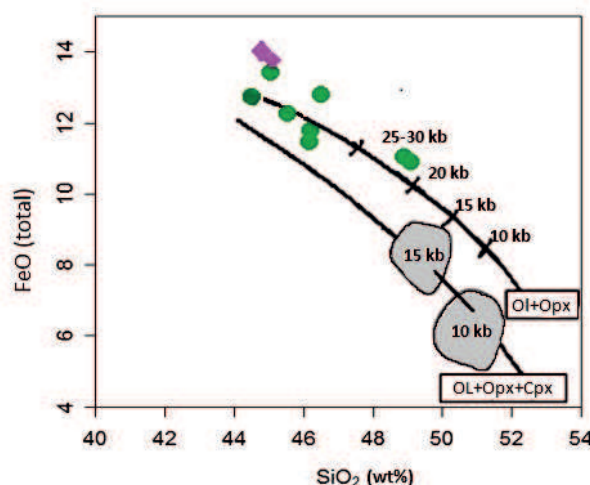
Samples	Gabro GHESHLAGH			Gabro TALO			Gabro TAZARE	Gabro KALATE RODBAR		Basalt CHESHME ALI	
	GH-1	GH-2	GH-3	TA-1	TA-2	TA-3	T-1	K-1	K-2	CH-1	CH-2
SiO ₂	46.66	44.94	43.54	46.73	46.17	49.75	47.24	46.21	45.40	44.99	43.49
Al ₂ O ₃	12.51	10.78	15.83	17.2	18.16	14.75	13.93	15.99	16.25	14.33	14.66
FeO _{total}	13.18	14.20	12.69	16.23	11.47	11.24	15.65	11.80	12.22	14.57	15.79
MgO	11.36	14.29	9.44	2.15	6.35	6.59	6.20	7.41	7.25	1.99	2.34
CaO	8.29	8.21	9.82	6.67	6.53	10.66	9.79	10.21	10.07	8.07	7.92
Na ₂ O	2.25	2.12	2.57	2.83	3.07	2.87	2.93	2.82	2.98	4.40	4.11
K ₂ O	1.06	1.00	1.06	0.41	0.91	0.70	0.77	0.61	0.80	0.14	0.11
TiO ₂	2.08	2.28	2.21	1.95	1.53	1.99	2.44	1.33	1.39	1.15	1.16
P ₂ O ₅	0.31	0.30	0.29	0.79	0.25	0.23	0.23	0.18	0.18	0.12	0.12
MnO	0.19	0.19	0.15	0.08	0.09	0.13	0.13	0.17	0.20	0.19	0.19
Cr ₂ O ₃	0.096	0.111	0.052	0.031	0.029	0.025	0.012	0.03	0.03	0.06	0.06
L.O.I	1.9	1.5	2.2	0.9	2.3	1.0	0.7	3.1	3.1	9.5	9.5
Sc	24	26	31	30	28	30	36	29	30	26	28
Ba	278	245	224	121	223	238	287	212	183	108	73
Be	1.0	2.0	1.0	-	-	-	-	1.0	1.0	1.0	-
Co	59.3	71.3	53.9	41.4	36.6	41.5	45.3	44.1	41.2	64.4	70.1
Cs	0.4	0.3	0.5	0.3	0.8	0.4	0.5	0.3	0.5	0.5	0.5
Ga	16.1	14.6	18.3	18.2	16.9	18.9	19.4	16.2	16.5	16.9	16.9
Hf	4.7	4.4	4.6	3.6	2.1	3.9	2.3	2	2.1	2.2	2.0
Nb	21.1	20.9	19.1	11.9	13.7	11.3	13	20.2	20.8	10.5	9.6
Rb	20.1	18.4	20.1	7.6	18.5	12.4	13.6	11.7	16.3	3.7	2.8
Sr	468.9	405.6	372.8	461.3	450.3	485.5	399.3	360	347.6	146	134.2
Ta	1.3	1.4	1.2	8.0	0.8	7.0	0.8	1.1	1.1	0.6	0.6
Th	2.6	2.3	1.8	1.1	0.8	1.4	0.9	1.8	1.9	1.7	1.5
U	0.7	0.6	0.5	0.3	0.2	0.3	0.2	0.5	0.4	0.1	0.1
V	200	231	236	233	194	225	447	232	232	234	221
Zr	177.7	165.1	149.6	128.7	72.8	130.5	83.1	73.1	70.7	74.4	70.4
Y	20.5	20.6	22.7	22.9	18.8	22.7	19.3	17.7	16.8	14.9	14.5
Mo	1.4	0.9	0.3	0.5	0.2	0.9	0.4	0.8	0.7	0.2	0.2
Cu	73	69.7	121.4	56.3	26.6	72.2	114.3	81.9	109.6	24.4	21.2
Pb	3.2	3.1	4.3	1.4	1.2	2.4	42.7	1.6	13.4	1.1	1.3
Zn	75	51	42	18	14	13	10	37	51	60	60
Ni	283.1	380.6	102.2	45.7	42.1	26	20.9	81.7	66.6	272.9	278.3
As	0.7	-	0.8	0.8	1.7	1.0	1.5	0.9	-	-	1.6
La	21.1	19.2	18.2	11.8	9.9	11.7	10.3	12.2	11.9	8.5	8.2
Ce	47.7	45	40.2	28.6	21.3	29	23.4	24.9	23.2	18.5	17.4
Pr	6.27	5.85	5.46	4.02	3.01	4.05	3.08	2.91	2.71	2.41	2.23
Nd	27.6	25.9	24.1	19.3	13.9	20.5	19	12.3	12.4	11.7	10.2
Sm	5.73	5.29	5.26	4.49	3.25	4.61	3.71	2.83	2.84	2.6	2.53
Eu	1.83	1.72	1.73	1.52	1.16	1.61	1.45	1.07	1.1	0.95	0.89
Gd	5.34	4.96	5.46	4.94	3.75	4.87	4.2	3.36	3.15	3.01	2.89

ادامه جدول ۱.

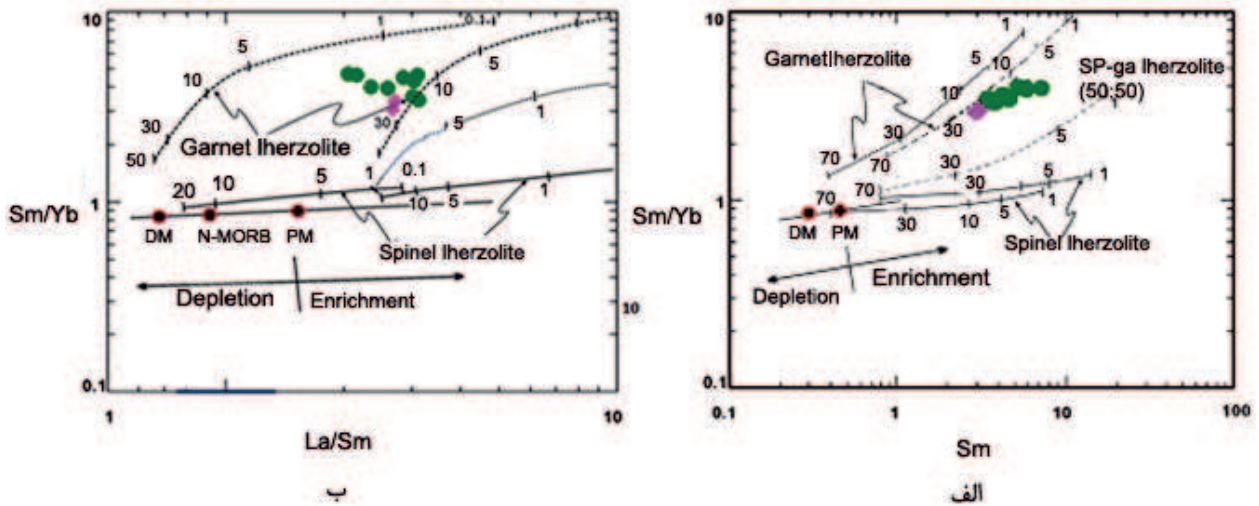
Tb	0.7	0.68	0.73	0.7	0.53	0.69	0.59	0.49	0.49	0.42	0.42
Dy	4.27	4.23	4.57	4.45	3.32	4.59	4.05	3.37	3.34	2.98	2.8
Ho	0.74	0.76	0.82	0.83	0.7	0.84	0.73	0.66	0.65	0.59	0.58
Er	1.96	2.11	2.18	2.33	1.84	2.38	2.24	1.9	1.82	1.7	1.83
Tm	0.23	0.23	0.23	0.26	0.23	0.26	0.24	0.23	0.21	0.2	0.2
Yb	1.7	1.68	1.59	1.82	1.64	1.83	1.85	1.69	1.63	1.48	1.6
Lu	0.24	0.24	0.23	0.26	0.22	0.25	0.26	0.24	0.23	0.21	0.21
Ba/Zr	1.62	1.48	1.50	0.94	3.06	1.82	3.45	2.90	2.59	1.45	1.04
K/Nd	384.06	386.10	439.83	212.44	654.68	341.46	405.26	495.93	645.19	119.66	107.84

دارای ضریب توزیع مشابهی در اسپینل هستند، اما نسبت La/Sm با افزایش درجه ذوب بخشی در مذاب کاهش می‌یابد (Aldanmaz et al., 2000). لذا مذاب حاصل از ذوب بخشی یک منبع اسپینل لرزولیتی، یک روند افقی ذوب در امتداد منحنی ذوب اسپینل لرزولیت ایجاد می‌کند (شکل ۶) که درون و یا نزدیک به ترکیبات گوشته تهی شده قرار می‌گیرد. در مقابل، گارنت دارای ضریب توزیع بسیار بالایی برای Yb ($D_{\text{garnet/melt}} = 6.6$) در مقایسه با Sm ($D_{\text{garnet/melt}} = 0.25$) می‌باشد (Johnson, 1994). لذا، ذوب بخشی درجه پائین تا متوسط یک منبع گارنت لرزولیتی (با گارنت باقیمانده در محل منبع) منجر به تولید مذابی با نسبت Sm/Yb بالاتر در مقایسه با منبع گوشته‌ای می‌شود (Aldanmaz et al., 2000). نمونه‌های بازیک مورد مطالعه دارای نسبت Sm/Yb بالایی هستند و در نمودار Sm/Yb در برابر Sm، نزدیک منبع گوشته‌ای گارنت-لرزولیتی و دور از منحنی گوشته اسپینل-لرزولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف). نسبت Sm/Yb و حضور گارنت در محل منشأ (Aldanmaz et al., 2000)، منعکس‌کننده تشکیل ماگمای آلکالن سازنده سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در فشارهای بالا می‌باشد. نسبت La/Sm به عنوان یک معیار مناسب برای اندازه‌گیری تهی‌شدگی و یا غنی‌شدگی محل منبع از LREE منظور می‌شود (Koglin et al., 2008). تمرکز La و نسبت La/

ذوب بخشی گوشته را می‌توان تخمین زد (Baker and Stolper, 1994; Kushiro, 1996). نمودار FeO کل در برابر SiO_2 ، براساس مذاب‌های در حال تعادل با گوشته پریدوتیتی تحت شرایط آزمایشگاهی ترسیم شده‌است. اگرچه این آزمایش‌های هم‌فشار، مستقیماً با سیستم‌های طبیعی که به وسیله ذوب بخشی حاصل از کاهش فشار آدیاباتیک تشکیل می‌شوند، قابل مقایسه نیستند اما فشارهای نسبی به دست آمده از این روش‌ها می‌تواند بسیار مفید باشد (Furman, 2007). بر اساس این نمودار، مذاب سازنده نمونه‌های بازیک مورد مطالعه، در فشار بیشتر از ۲۵-۳۰ کیلوپار ایجاد شده‌است (شکل ۵). این محدوده فشار نیازمند حضور گارنت و فلوگوپیت در ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ می‌باشد و یک گوشته گارنت-لرزولیتی فلوگوپیت‌دار را در ذهن تداعی می‌کند. نمودارهای نسبت Sm/Yb در مقابل میزان Sm و نسبت Sm/Yb در برابر نسبت La/Sm برای تعیین درجات مختلف ذوب بخشی و ترکیبات کانی‌شناسی محل منشأ ماگماهای آلکالن کاربرد بسیار گسترده‌ای دارند (Aldanmaz et al., 2000; Zhao and Zhou, 2007). این نمودارها، تغییرات درجه ذوب بخشی در دو محل منبع گوشته اسپینل-لرزولیتی و گارنت-لرزولیتی را نشان می‌دهند. در اثر ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل-لرزولیتی، نسبت Sm/Yb تغییر چندانی نمی‌کند، زیرا Sm و Yb



شکل ۵. نمودار FeO در مقابل SiO_2 (Baker and Stolper, 1994; Kushiro, 1996) برای تعیین عمق و درجه ذوب محل منشأ ماگماهای بازیک گوشته‌ای و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی آن.

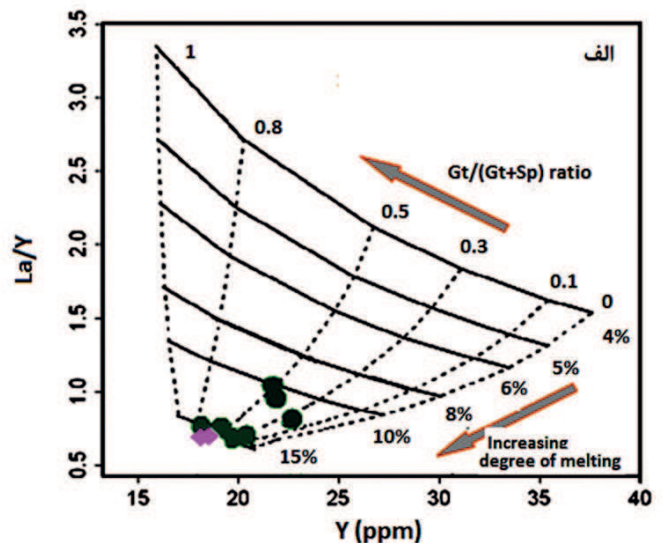
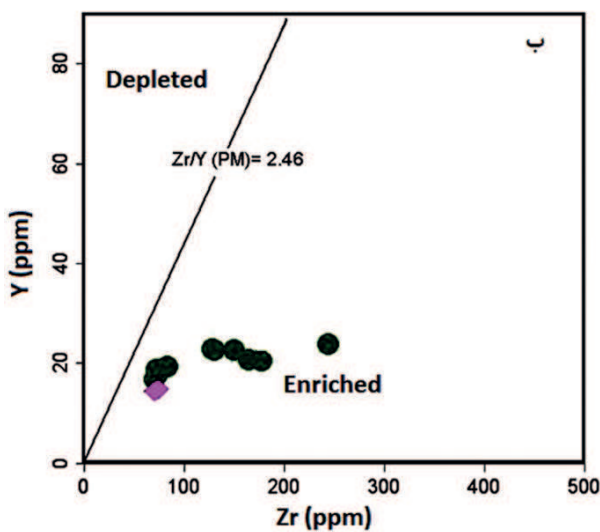


شکل ۶. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی سنگ منشأ، الف) Sm/Yb در برابر Sm و ب) Sm/Yb در برابر La/Sm (Aldanmaz et al., 2000; Zhao and Zhou, 2007).

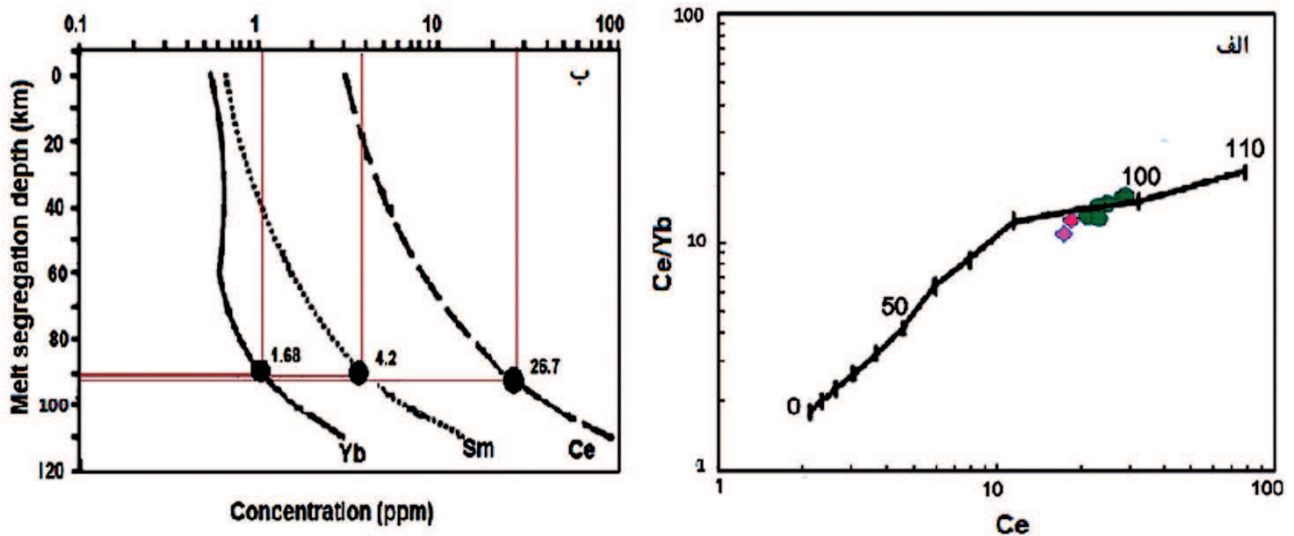
یا عدم وجود غنی‌شدگی در محل منشأ گوشته‌ای سنگ‌های مورد بررسی و بر اساس داده‌های Sun and McDonough (1989) معرفی شد. براساس این نمودار، نسبت Zr/Y در گوشته اولیه برابر با $2/46$ است، اما این نسبت در نمونه‌های مورد نظر در حدود $8/5$ می‌باشد، لذا این نمونه‌ها در محدوده گوشته غنی شده قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). نسبت‌های REE‌ها مانند نسبت Ce/Yb در خلال فرآیندهای تبلور تفریقی نسبتاً ثابت مانده و تغییر چندانی نمی‌کنند، لذا این عناصر می‌توانند یک شاخص مناسب برای نشان دادن عمق ذوب بخشی باشند. موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Ce/Yb در مقابل Ce بیانگر اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری ذوب بخشی محل منبع این سنگ‌هاست (Ellam and Cox, 1991) که منطبق بر یک گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای می‌باشد (شکل ۸-الف). موقعیت این نمونه‌ها در شکل (۸-ب)

در سنگ‌های آلکالن مورد بررسی، از مقادیر گوشته تهی شده (DDM) و گوشته اولیه (PM) بیشتر بوده و در نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm در محدوده گوشته غنی شده واقع می‌شوند (شکل ۶-ب). با توجه به این نمودار، نمونه‌های مورد نظر بر روی منحنی ذوب گارنت لرزولیت قرار گرفته و درجه ذوب بخشی ۱۰-۱۶ درصدی را نشان می‌دهند.

با توجه به نمودار نسبت La/Y در برابر Y (Lustrino and Sharkov, 2006)، ماگمای آلکالن نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه می‌تواند از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع پریدوتیتی با نسبت (گارنت + اسپینل)/گارنت بین $0/3$ تا $0/8$ تولید شده باشد (شکل ۷-الف). بازالت آلکالن منطقه چشمه علی، همانند نمودارهای پیشین، درجه ذوب بالاتری نشان می‌دهد. نمودار تغییرات عناصر ناسازگار Y در مقابل Zr برای تشخیص وجود و



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های آذرین مورد مطالعه در الف) نمودار La/Y - Y (Lustrino and Sharkov, 2006) جهت تعیین کانی‌شناسی و درجه ذوب بخشی محل منشأ آن‌ها، ب) نمودار تغییرات Y در مقابل Zr جهت تعیین ویژگی غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی محل منشأ آن‌ها.



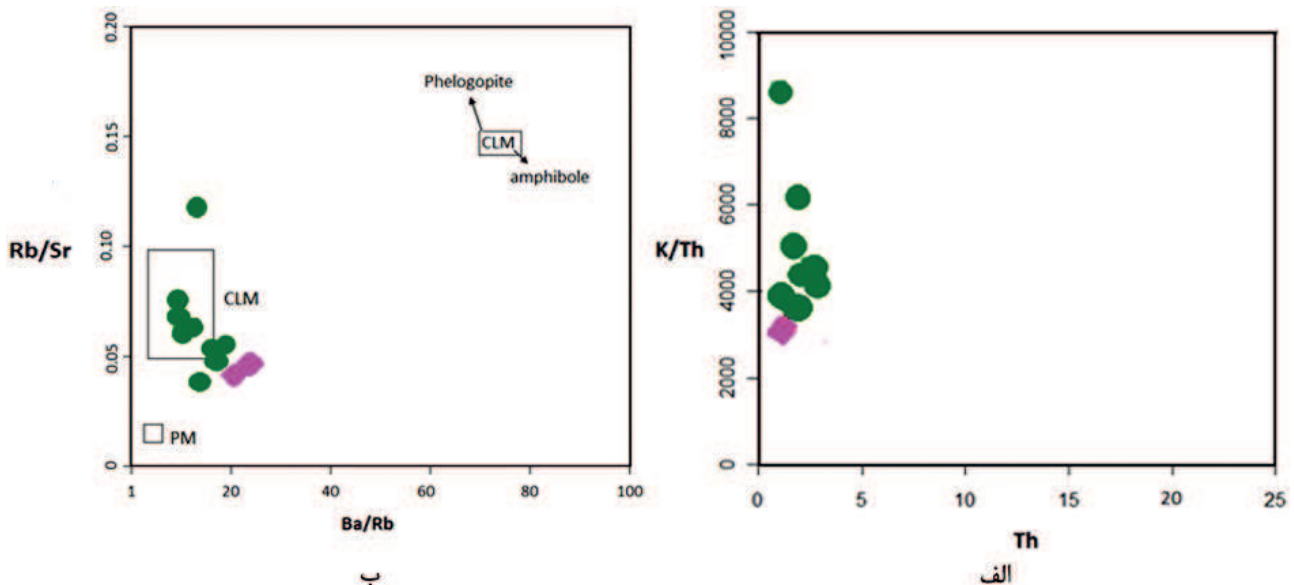
شکل ۸ الف) نمودار Ce/Yb در مقابل Ce و ب) نمودار تمرکز میانگین عناصر Yb، Sm و Ce در مقابل عمق جدایش (Ellam and Cox, 1991). بر اساس این نمودارها، سنگ‌های بازیک مورد مطالعه از اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری گوشته منشأ گرفته‌اند.

از نمودار نسبت K/Th در مقابل Th (Furman, 2007) استفاده شده است (شکل ۹-الف). فلوگوپیت در مقایسه با آمفیبول، از مقادیر پتاسیم بالاتری در ساختار خود برخوردار است. پائین‌ترین درجات ذوب بخشی یک منبع آمفیبول‌دار، با بالاترین مقدار Th و یا کمترین مقدار K/Th مشخص می‌شود. در مقابل، یک منشأ فلوگوپیت‌دار با همان مقادیر Th، اما نسبت بالاتر K/Th، بیان‌گر درجه ذوب بیشتر می‌باشد (Furman, 2007). نمونه‌های مورد مطالعه از نسبت K/Th تقریباً بالایی برخوردار هستند که می‌تواند با تولید ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم شده حاوی فلوگوپیت مطابقت داشته باشد. برآوردهای آزمایشگاهی، نشان‌دهنده پایداری فلوگوپیت

که براساس تمرکز میانگین عناصر Yb، Sm و Ce ترسیم شد (El-lam and Cox, 1991) نیز با عمق جدایش ماگمای مولد در حدود ۹۰ کیلومتر مطابقت دارد.

بررسی نقش فازهای آبدار در ناحیه محل منشأ

حضور فازهای آبدار مانند فلوگوپیت و آمفیبول در لیتوسفر زیرقاره‌ای را می‌توان به یک منشأ متاسوماتیکی نسبت داد (Guo and Green, 2003). به عقیده Wass and Roge (1980) متاسوماتیسم گوشته بالایی، مقدمه‌ای بر وقوع ماگماتیسیم آلکانل قاره‌ای می‌باشد. جهت بررسی فرایند متاسوماتیسم گوشته‌ای و نقش فازهای آبدار از جمله آمفیبول و فلوگوپیت در ناحیه منشأ،



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای بررسی نقش آمفیبول و فلوگوپیت در ناحیه منشأ، الف) نسبت K/Th در مقابل Th (Furman, 2007) و ب) نمودار نسبت Rb/Sr در برابر Ba/Rb.

آلایش یافته با پوسته، این میزان بین ۲ تا ۵ تغییر می‌کند (Hoang and Flower, 1998). میانگین این نسبت در نمونه‌های بازیک مورد بررسی، ۴ می‌باشد و به خوبی آغشتگی این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. میزان بالای نسبت $K/Nd > 300$ نیز بیانگر آلایش پوسته‌ای سنگ‌هاست (Haase and Renno, 2008). این نسبت با میانگین نزدیک به ۴۰۰ در سنگ‌های آذرین مورد بحث نشان‌دهنده نقش آلایش پوسته‌ای ماگماهای سازنده آن‌ها در طول صعود است.

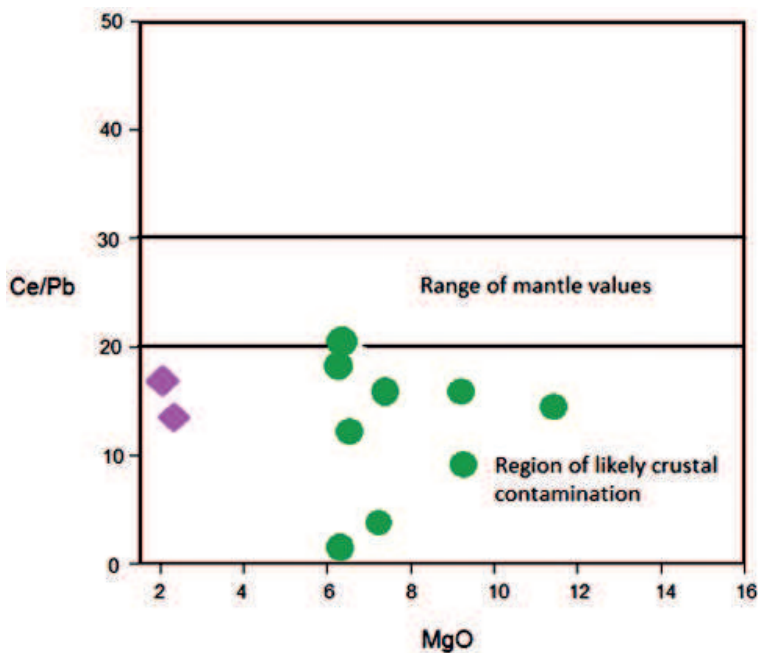
ارتباط ماگماتیسم با زمین ساخت منطقه

سنگ‌های آذرین بازیک مورد مطالعه با ماهیت آلکان درون ورقه قاره‌ای به صورت پراکنده در بخش قاعده‌ای سازند شمشک در زون البرز رخنمون دارند. دروزی و مسعودی (۱۳۹۱) نیز حضور یک توده گابرویی آلکان با ترکیب ترالیت - تشنیت در بخش شیلی - سیلنتی پایینی سازند شمشک در البرز مرکزی را گزارش کرده‌اند. سعیدی (۱۳۷۲) سن این توده را ژوراسیک میانی دانسته است. شناخت بیشتر تحولات زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه به‌عنوان بخشی از زون زمین‌شناسی و ساختاری البرز، در ارائه یک الگوی تکتونوماگمایی برای چگونگی رویداد ماگماتیسم آلکان در حوضه رسوبگذاری شمشک کمک قابل توجهی خواهد کرد. مدل‌های ژئودینامیکی از ورقه ایران نشان می‌دهند که در مرز تریاس میانی - بالایی تغییرات قابل ملاحظه‌ای در الگوی رسوبگذاری رخ داده است که با جایگزینی رسوبات سکوی قاره‌ای کربناته (سازند الیکا و شتری) به‌وسیله رسوبات آواری سیلیسی گروه شمشک به سن تریاس بالایی - ژوراسیک میانی قابل تشخیص است. این رخداد، منعکس‌کننده کوهزایی سیمیرین پیشین و توسعه گروه شمشک به‌عنوان رسوبات مولاس

در فشارهای نزدیک به ۳۵-۳۰ کیلو بار و با عمق حداقل ۱۰۰-۹۰ کیلومتر می‌باشند (Olafsson and Eggler, 1983; Wal-lace and Green, 1988; Sato et al., 1997; Furman, 2007). شواهد مذکور طبیعت آلکان سنگ‌های مافیک مورد بررسی و ذوب بخشی یک منبع گارنت - پریدوتیتی در اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری مطابقت دارد. براساس نمودار نسبت Rb/Sr در مقابل نسبت Ba/Rb نیز محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازیک مورد بحث، لیتوسفر زیر قاره‌ای بوده و روند تغییرات Rb/Sr و Ba/Rb ، حضور فاز آبدار فلوگوپیت را در ناحیه منبع تأیید می‌کند (شکل ۹-ب).

بررسی نقش آلایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های بازیک مورد مطالعه

به دلیل عبور ماگماهای آلکان از لیتوسفر ضخیم زیرقاره‌ای در هنگام صعود، بررسی اثر فرایندهای ماگمایی همچون آلایش و هضم سنگ‌های پوسته‌ای قاره‌ای بر آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است. مواد پوسته‌ای از K_2O ، Na_2O ، LILE، Pb و Th غنی هستند. لذا آلایش پوسته‌ای، باعث افزایش مقدار این عناصر در ماگمای عبوری می‌شود (Kürkcüoğlu et al., 2008). نسبت Ce/Pb به‌عنوان یک شاخص حساس در تشخیص آلایش پوسته‌ای عمل می‌کند. میانگین نسبت Ce/Pb در مایعات بازالتی مشتق شده از گوشته در محدوده 25 ± 5 (Hofmann et al., 1986) و در پوسته قاره‌ای، برابر با $3/3$ می‌باشد (Rudnick and Fountain, 1995). نسبت Ce/Pb در نمونه‌های بازیک مورد نظر در محدوده ۳ تا ۲۰ بوده و براساس نمودار Ce/Pb در مقابل MgO از Furman (2007) در قلمرو مقادیر آلایش یافته با پوسته واقع می‌شود (شکل ۱۰). یکی از شاخصه‌های مهم هضم و آلایش پوسته‌ای، نسبت‌های بالای Ba/Zr است. در بازالت‌های قاره‌ای



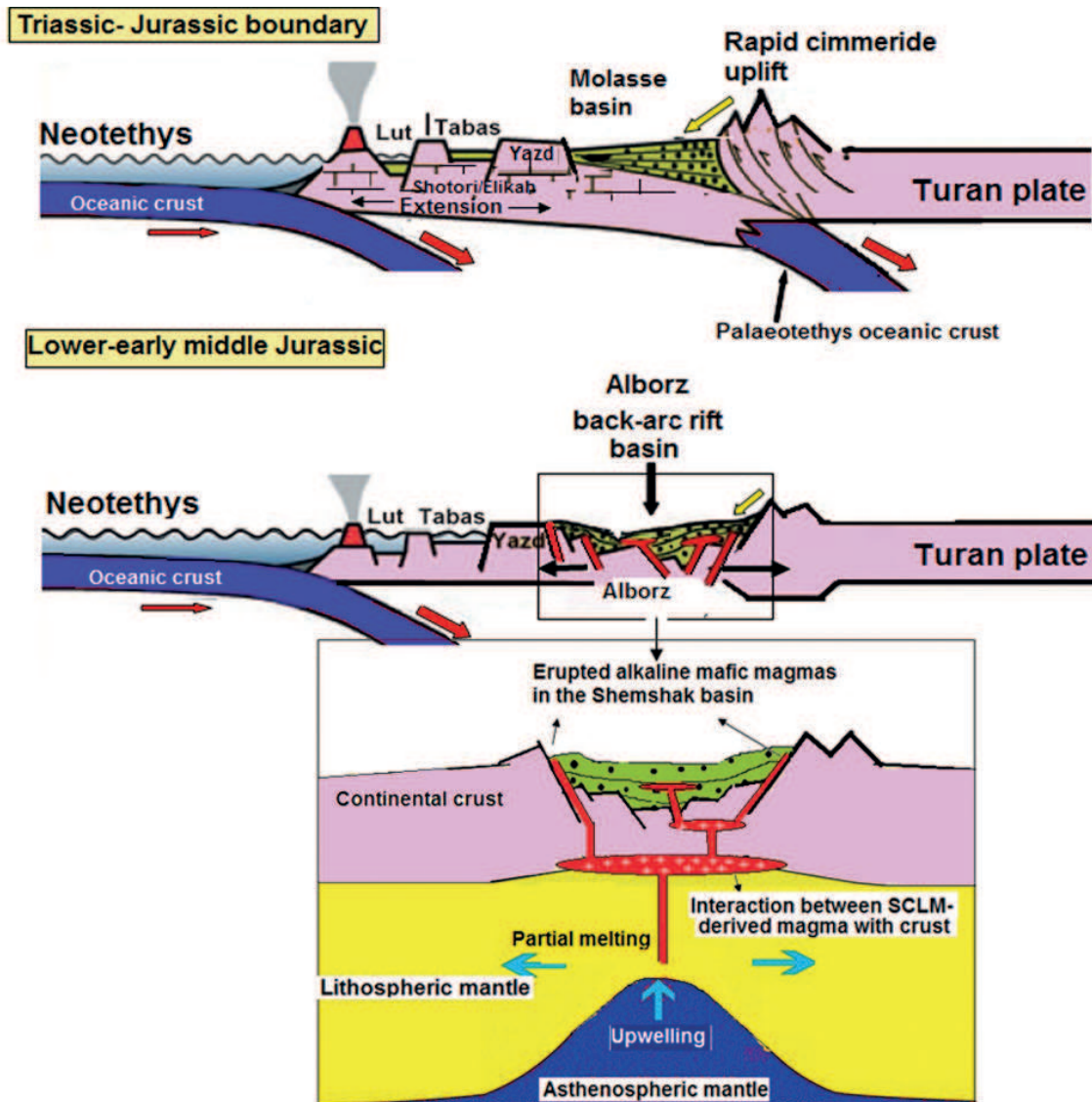
شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (Furman, 2007) برای تعیین نقش آلایش پوسته‌ای ماگمای آن‌ها.

در تریاس بالایی (نورین - رتین)، فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ورقه ایران منجر به تشکیل حوضه‌های کششی بعدی و کاهش فشار بر ورقه ایران شد. پس از تنش رسوبات آواری سیلیسی در حوضه پیش بوم پیرامونی البرز، در مرز تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین، یک حادثه کوهزایی مهم (رخداد سیمیرین میانی) به همراه افزایش سرعت رسوبگذاری، حوضه مذکور را تحت تأثیر قرار می‌دهد، به طوری که رسوبات مولاس ژوراسیک زیرین بر روی رسوبات فلیش تریاس بالایی ته‌نشین می‌شوند.

در ژوراسیک زیرین - میانی آهنگ بالای فرونشست تکتونیکی (m/Ma60) و تغییرات شدید ضخامت جانبی رخساره‌ها از شمال به جنوب البرز بیانگر شروع بازشدگی در شمال ایران است (Für-sich et al., 2005, 2009) که با فرورانش مداوم اقیانوس نئوتتیس

سیمیرین است که در یک حوضه پیش بوم پساکوهزایی ته‌نشین شده است (Seyed-Emami et al., 2006; Zanchi et al., 2009; Wilmsen et al., 2009). کوهزایی سیمیرین پیشین با تصادم ورقه ایران به عنوان بخشی از ایالت سیمیرین با حاشیه شمالی اوراسیا (ورقه توران) در تریاس بالایی و بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در ارتباط بوده است.

در تریاس میانی (اشکوب لادنین) جدایش و حرکت رو به شمال ورقه ایران (ایالت سیمیرین) منجر به باریک شدن قابل ملاحظه اقیانوس پالئوتتیس و گسترش سریع‌تر بستر اقیانوس نئوتتیس شد. تصادم اولیه ورقه ایران و اوراسیا (ورقه توران) ناشی از بسته شدن بستر اقیانوس پالئوتتیس در مرز تریاس میانی - بالایی، سبب سوق دادن حاشیه شمالی ورقه ایران به داخل یک حوضه پیش بوم پیرامونی شد (Wilmsen et al., 2009).



شکل ۱۱. مدل ژئودینامیکی تحولات زمین‌ساختی تریاس بالایی - ابتدای ژوراسیک میانی ورقه ایران و تشکیل حوضه بازشدگی پشت کمان و رسوبگذاری سازند شمشک در این حوضه، با الهام از مدل ژئودینامیکی (Wilmsen et al., 2009). چگونگی تشکیل ماگماتیسم آکالن درون ورقه‌ای و صعود آن از طریق سیستم گسلی در البرز.

این رخداد ماگمایی در حوضه رسوبگذاری سازند شمشک را می‌توان به تشکیل حوضه‌های کافتی پشت کمان ناشی از کشش و وارفتگی پوسته البرز بعد از رویداد زمین‌ساختی تریاس بالایی (سیمرین پیشین) نسبت داد. در نتیجه این رویداد کششی، گوشته استنوسفری به شکل ستونی شروع به بالا آمدن کرد. ذوب بخشی ناشی از کاهش فشار در قسمت سر ستون منجر به تولید ماگمای آلکالی شد که از طریق گسل‌های نرمال در داخل حوضه رسوبگذاری سازند شمشک (تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین) در حاشیه قاره‌ای غیر فعال البرز جایگزین گردید.

منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ اول.
- جمشیدی، خ.، ۱۳۸۹. مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران.
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح.، طاهری، ع. و صادقیان، م.، ۱۳۸۸. زمین‌شناسی و پتروژنز توده نفوذی بازیگ تفریق یافته قشلاق واقع در قاعده سازند شمشک، گردنه خوش بیلاق، شمال شرق شاهرود. هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه همدان.
- دروزی، ر. و مسعودی، ف.، ۱۳۹۱. زمین‌شیمی، پتروژنز و محیط تکتونیکی توده گابرویی ترالیتی و تشنیتی کمرین (البرز مرکزی). مجله پترولوژی، ۱۲، ۸۹-۱۰۲.
- شهیدی، ع.، ۱۳۹۱. چرخش شاخه خاوری البرز بر پایه داده‌های تنش دیرینه. سمینار تخصصی زمین‌شناسی البرز شرقی، دانشگاه دامغان.
- صادقیان، م.، ۱۳۹۱. شواهد ماگماتیسیم سیمیرین میانی در پهنه سندانج - سیرجان تا حاشیه جنوبی پهنه البرز شرقی. سمینار تخصصی زمین‌شناسی البرز شرقی، دانشگاه دامغان.
- علوی، م. و صالحی‌راد، ر.، ۱۹۷۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی، پترولوژی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازیگ آلکالی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۴، ۶۹۹-۷۱۴.
- مقدسی، ص. و قاسمی، ح.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین قاعده سازند شمشک در البرز شرقی. چکیده مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- مقدسی، ص.، ۱۳۸۲. پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینه‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز شرقی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران.
- سعیدی، ع.، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بلده. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.

و باز شدن نهایی حوضه‌های کافت پشت کمان در طول حاشیه اوراسیا در ارتباط بوده است (Brunet et al., 2003; Golonka, 2004; Wilmsen et al., 2009). موارد مذکور همراه با یک روند عمیق شدن وابسته به کافت در واحدهای سنگی ژوراسیک میانی - بالایی (سازندهای دلیچای، لار و چمن بید) و وجود دایک‌ها و سیل‌های دیابازی در سازندهای شمشک و کشف رود، بازگو کننده فعالیت‌های تکتونیکی شدید همراه با رسوب‌گذاری و حمایت از یک الگوی کافتی برای محیط رسوب‌گذاری این سازندهاست (Taheri et al. 2009). شهیدی (۱۳۹۱) نیز وجود یک محیط کششی در زمان رسوبگذاری سازند شمشک را تأکید کرده است.

فوران‌های آتشفشانی آلکالی در مجموعه شمشک را می‌توان به سیستم‌های گسلی نرمال حاصل از کشش مذکور و بالازدگی و فرونشست حوضه مرتبط دانست (Wilmsen et al., 2009). برخی از محققین بر وجود گسل‌های نرمال مرتبط با کشش و بالازدگی بعد از رسوبگذاری سازند الیکا در حوضه پیش بوم البرز تأیید کرده‌اند (Zanchi et al., 2009). کاهش فشار ناشی از کشیدگی و نازک‌شدگی پوسته قاره‌ای بر روی گوشته و صعود آرام ستون گوشته استنوسفری، بدون از دست دادن گرما (صعود آدیاباتیک)، سبب ذوب بخشی (۱۵-۱۰ درصدی) منطقه سر ستون گوشته زیر لیتوسفر قاره‌ای (SCLM) شده است.

مذاب بازالتی آلکالی حاصل از طریق گسل‌های نرمال بالا آمده‌اند. این مذاب در طول صعود متحمل آلیش پوسته‌ای ناشی از هضم مواد قاره‌ای شده است. صادقیان (۱۳۹۱) به حضور دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرویی مشابهی در مناطق دلب و بند هزار چاه در شمال ایران مرکزی، در همان افق چینه‌شناسی اشاره کرده و با مطالعات چینه‌شناسی و تعیین سن ایزوتوپی، محدوده سنی ژوراسیک میانی تا اوایل ژوراسیک بالایی را برای آن‌ها در نظر گرفته است. این دایک‌ها، واحدهای کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل‌های متعلق به تریاس پایانی - ژوراسیک زیرین (معادل سازند شمشک در البرز) را قطع کرده‌اند و با ماگماتیسیم مرتبط با کشش ناشی از بسته شدن پالئوتیس و تداوم فرورانش ثوتتیس به زیر ایران مرکزی در ارتباط هستند (شکل ۱۱).

پس از حادثه سیمیرین میانی و از بازوسین بالایی (اواخر ژوراسیک میانی) با شروع مرحله جدیدی از فرونشست سریع در شمال ایران، سازند دلیچای و سپس سازند لار متعلق به محیط دریایی عمیق رسوبگذاری کردند. روند عمیق‌تر شدن وابسته به کشش پوسته و توسعه بیشتر کافت‌زایی پشت کمان منجر به ظهور حوضه خزر جنوبی در البرز شد (Brunet et al., 2003).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین بازیگ آلکالی به فراوانی در بخش شیلی - سیلتی قاعده سازند شمشک حضور دارند. مطالعات ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی حاکی از تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای غنی شده گارنت‌لرزلولیتی است.

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Aldinucci, M., Gandin, A. and Sandrelli, F., 2008. The Mesozoic continental rifting in the Mediterranean area: insights from the Verrucano tectofacies of southern Tuscany (Northern Apennines, Italy). *Journal of Earth Science (Geol Rundsch)*, 97, 1247-1269.
- Alici, P., Temel, A. and Gourgaud, A., 2002. Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 487-510.
- Allenbach, P., 1966. *Geologie und petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral Elborz)*, Iran. *Mittlung Nr. 63*, Geologisches Institut, EHT- Zurich, 114.
- Annells, R.N., Arthurton, R.S., Bazely, R.A. and Davis, R.G., 1975. Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangles map (1:250000). Geological Survey of Iran. E3, E4, 94.
- Baker, M.B. and Stolper, E.M., 1994. Determining the composition of highpressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 58, 2811-2827.
- Brunet M.F., Korotaev M., Ershov A. and Nikishin A., 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156, 119-148.
- Brunet, M.F., Korotaev, M., Ershov, A. and Nikishin, A., 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156, 119-148.
- De Albuquerque, C.A.R., 1979. Origin of plutonic rocks of southern Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 719-731.
- Delenbach, J., 1964. Contribution a l'etude geologique de la region situee a l'est de Teheran (Iran). *Faculte Science Universite de Strasbourg (France)*, 117.
- Ellam, R.M and Cox, K.G., 1991. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 105, 330-342.
- Fitton, J.G., 1987. The Cameroon Line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Upadhyay, D. Raith, M.M. Mezger, K. and Hammerschmidt, K., 2006. Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India. *Lithos*, 89, 447-477.
- Furman, T., 2007. Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48, 147-160.
- Furon, R., 1964. *Geologie du plateau Iranien. (Iran, Afghanistan- Belouchistan)*. *Memories du Museum national d'histoire naturelle*. Paris.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M.R., 2009. The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin In: *South Caspian to Central Iran Basins*. (ed), Brunet, M. F., Wilmsen, M., Granath, J.W. Geological Society, 312, 189-203.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Cecca, F. and Majidifard, M.R., 2005. The upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) of the Eastern Alborz (Iran): Biota and palaeoenvironments during a transgressive-regressive cycle. *Facies*, 51, 365-384.
- Glaus, M., 1964. Trias und oberperm im Centralen Elburs (Persian). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 2-57.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235- 273.
- Gourgaud, A. and Vincent, P.M., 2004. Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129, 261-290.
- Guo, J. and Green, T.H., 2003. Experimental study of barium partitioning between phlogopite and silicate liquid at upper-mantle pressure and temperature. *Lithos*, 24, 83-95.
- Haase, K.M. and Renno, A.D., 2008. Variation of magma generation and mantle sources during continental rifting observed in Cenozoic lavas from the Eger Rift, Central Europe. *Chemical Geology*, 257, 192-202.
- Hoang, N. and Flower, M., 1998. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'diffuse igneous province'. *Journal of Petrology*, 39, 369-395.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White,

- W.M., 1986. Nd and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science*, 79: 33-45.
- Johnson, K.T.M., 1994. Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine*, 58, 454-455.
- Koglin, N., Kostopoulos, D. and Reischmann, T., 2008. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samothraki mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints. *Tectonophysics*, 473, 53-68.
- Kürkcüoğlu, K., Furman, T. and Hanan, B., 2008. Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey. *Lithos*, 101, 416-434.
- Kushiro, I., 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. In: Basu, A., Hart, S. (Eds.): *Earth Processes, Reading the Isotopic Code*. American Geophysical Union 95, 109-122.
- Lustrino, M. and Sharkov, E., 2006. Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics. *Journal of Geodynamics*, 42, 115-139.
- Menzies, M., 1987. Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior. In: Upadhyay, D. Raith, M.M. Mezger, K. and Hammerschmidt, K., 2006. Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India. *Lithos*, 89, 447/477.
- Olafsson, M. and Eggler, D.H., 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth and Planetary Science*, 64, 305-315.
- Peccerillo, R. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution of Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33, 267-309.
- Sato, K., Katsura, T. and Ito, E., 1997. Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implications for mantle metasomatism. *Earth and Planetary Science*, 146, 511-526.
- Seyed-Emami, K., Fursich, F.T., Wilmsen, M., Cecca, F., Majidifard, M.R., Schairer, G. and Shekarifard, A., 2006. Stratigraphy and ammonite of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 28, 259-275.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry M.J. (eds): *Magmatism in oceanic basins*. Geological Society of London, 42, 313-345
- Taheri J., Fursich F.T. and Wilmsen M., 2009. Stratigraphy, depositional environment and geodynamic significance of the Upper Bajocian-Bathonian Kashafrud Formation, NE Iran. *Geological Society of London*, 312, 205-219.
- Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K. and Hammerschmidt, K., 2006. Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India. *Lithos*, 89, 447-477.
- Wallace, M.E. and Green, D.H., 1988. An experimental determination of primary carbonatite composition. *Nature*, 335, 343-345.
- Wass, S.Y. and Roge, N.W., 1980. Mantle metasomatism- precursor to continental alkaline volcanism. *Journal of Geochemical et Cosmochimica Acta*, 44, 1811-1823.
- Wilmsen, M., Fursich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. and Taheri, J., 2009. The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21, 211-218.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1976. Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science*, 28, 459-469.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. In: South Caspian to Central Iran Basins (M.-F. Brunet, M. Wilmsen and J. Granath, eds). *Geological Society of London*, 312, 31-55.
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152, 27-47.