توده نفوذی شکرناب، بخشی از ماگماتیسم ترشیری در البرز مرکزی، ایران

علی کنعانیان، سید محسن حیدری: دانشگاه تهران
عباس آسیابانها: دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین

چکیده

توده نفوذی شکرناب بخشی از ماگماتیسم گسترده ترشیری در زون البرز مرکزی است. این توده که در داخل توف‌های سبز سازند کرج تزریق شده است، از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی متنوع بوده و از بخش‌های مختلف گابرویی، مونزونیتی و سیینیتی تشکیل شده است. سنگ‌های توده نفوذی شکرناب از لحاظ اختصاصات ژئوشیمیایی ترکیب آلکالن پتاسیک دارند و از لحاظ فراوانی آلومینیم از نوع متاآلومین هستند. در ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها آنومالی منفی Nb، غنی شدگی از عناصر LIL، و تهی‌شدگی از عناصر HFS به چشم می‌خورد. بررسی الگوی پراکندگی عناصر کمیاب در سنگ‌های توده نفوذی شکرناب نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین بررسی شده به یک محیط فرورانش مرتبط بوده و احتمالاً در حاشیه فعال قاره‌ای جایگزین شده‌اند. بر اساس روابط صحرایی، بررسی‌های پتروگرافی و مطالعات ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب معلوم می‌شود که تفریق بلوری نقش مؤثری در ایجاد تنوع سنگ‌شناسی توده نفوذی شکرناب داشته است.

مقدمه

توده نفوذی شکرناب در فاصله ۳۵ کیلومتری شمال شرق شهر قزوین واقع شده است و دارای موقعیت جغرافیایی'۲۲ °۵۰ تا '۲۷ °۵۰ طول شرقی و '۱۵ °۳٦ تا '۱۹ °۳٦ عرض شمالی است. بهترین راه دسترسی به منطقه، جاده آسفالته منتهی به روستای شکرناب است که از اتوبان تهران ـ قزوین در نزدیکی روستای کوندج منشعب می‌شود و پس از گذشتن از روستای انجیلاق، تا شکرناب، ادامه می‌یابد.

توده نفوذی شکرناب که از بخش‌های مونزونیتی، گابرویی و سیینیتی تشکیل شده است[۱]، نظیر گابروهای مبارک آباد[۲]، دیوریت‌های سد کرج[۳] و دیگر توده‌های نفوذی کوچک و پراکنده ترشیری البرز مرکزی [٤] و [۵] در داخل توف‌های سبز سازند کرج نفوذ کرده است.

توف‌های میزبان توده مذکور آثار چندانی از دگرگونی حرارتی نشان نمی‌دهند[٦]، اما بر اثر چرخش سیالات

واژه‌های کلیدی: متا آلومین، فرورانش، مونزونیت، تفریق، البرز

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

هیدروترمال در اطراف توده، سنگ‌های میزبان در امتداد شکستگی‌ها و در معابر عبور سیالات تا حدی متحمل دگرسانی شده‌اند[۷] و آثار کائولینیت، کلسیت و زئولیت ثانویه در آن‌ها دیده می‌شود.

هدف اصلی این مقاله، معرفی جایگاه تکتونیکی و خاستگاه ماگمایی توده نفوذی شکرناب و همچنین بررسی عوامل موثر در ایجاد تنوع سنگ‌شناسی توده نفوذی مورد پژوهش است. در این راستا علاوه بر پژوهش‌های صحرایی و پتروگرافی تعداد ۱۱ نمونه از سالم‌ترین سنگ‌های توده نفوذی انتخاب و پس از آمادسازی در آزمایشگاه تهیه نمونه دانشگاه تهران، به منظور سنجش عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP به آزمایشگاه ALS chemex کشور کانادا ارسال شد و نتایج آنالیزهای شیمیایی (جدول ۱) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

موقعیت زمین‌شناسی

توده نفوذی شکرناب با ترکیب عمدتاً مونزونیت در داخل سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن البرز تزریق شده است. مقادیر کمتری گابرو و سینیت به صورت توده‌های کوچک و دایک، مونزونیت‌ها را همراهی می‌کنند. اولین بررسی‌های چینه‌شناسی و تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی پالئوژن در البرز غربی مربوط به تحقیقات آنلز و همکاران[۵] است که در منطقه طالقان و قزوین انجام شد. ایشان ضمن تقسیم‌بندی محصولات آتشفشانی پالئوژن به سه فاز آتشفشانی۱ تا۳ برای هر یک لیتولوژی خاصی را معرفی کرده‌اند؛ به طوری که فاز ۱(ائوسن؟) غالباً از توف‌های اسیدی و آندزیتی و مادستون‌های توفی، فاز دوم و سوم(الیگوسن؟) به ترتیب از گدازه‌های بازیک و گدازه‌های آندزیتی- اسیدی تشکیل شده است. بر اساس این بررسی‌ها، بعد از پالئوژن پسین توده‌های نفوذی متعددی در داخل سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن تزریق شده‌اند که توده نفوذی شکرناب یکی از آن‌ها است. به هر حال به نظرمی‌رسد که با بررسی مشخصات پترولوژیکی این توده و شناسایی محیط تکتونیکی تشکیل آن بتوان گامی به سمت تشخیص نحوه تکوین نوار ماگمایی ترشیری البرز برداشت.

پتروگرافی و رده‌بندی سنگ‌های نفوذی شکرناب

توده نفوذی شکرناب از لحاظ سنگ‌شناسی شامل بخش‌های مختلف گابرویی، مونزونیتی و سیینیتی است.

۱ـ گابروها

بخش گابرویی با گسترش محدود در قسمت‌های شرقی و جنوبی توده نفوذی شکرناب رخنمون دارد(شکل۱) گابروها در محل همبری با توف‌های میزبان توده نفوذی، حاشیه انجماد سریع همراه با بافت پورفیری نشان می‌دهند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های نفوذی منطقه شکرناب

Rock	Monzonite				Syenite		Gabbro				
Sample	M14	M57	S12	S2	S4	S13	M11	S3	G2	G3	G4
SiO_2 (%wt)	49.21	48.22	51.96	50.67	62.35	60.96	45.42	45.86	46.10	44.03	44.82
Al_2O_3 (%wt)	18.76	17.18	19.13	20.52	16.74	16.47	11.81	11.77	13.44	11.11	12.14
K_2O (%wt)	2.69	2.85	3.52	2.86	7.83	0.38	1.44	1.33	1.63	2.49	2.48
MgO (%wt)	3.38	4.42	2.10	1.75	0.81	0.16	10.10	9.94	9.26	9.97	9.44
Na_2O (%wt)	3.46	3.13	4.52	4.05	3.97	9.23	1.94	1.69	2.09	1.32	1.52
P_2O_5 (%wt)	0.38	0.37	0.39	0.34	0.06	0.08	0.21	0.26	0.37	0.49	0.51
TiO_2 (%wt)	1.11	1.27	1.24	1.06	0.53	0.51	1.79	1.64	1.62	1.72	1.62
MnO (%wt)	0.16	0.21	0.12	0.11	0.08	0.06	0.24	0.23	0.20	0.25	0.24
CaO (%wt)	8.43	8.29	6.24	7.99	1.33	5.93	10.47	10.36	10.45	8.69	8.49
Fe_2O_3 (%wt)	3.21	3.65	3.09	2.61	2.22	0.56	4.62	4.15	2.37	2.64	2.52
FeO (%wt)	5.59	6.52	4.26	4.12	1.91	0.62	11.64	11.60	10.64	11.93	11.38
LOI (%wt)	2.89	2.93	3.21	3.41	2.11	4.31	0.20	0.54	0.89	3.93	4.02
Total	99.27	99.04	99.78	99.49	99.94	99.27	99.88	99.37	99.06	98.56	99.18
Zr (ppm)	119.5	106.5	154	123	480	397	78	71.4	89.01	93.76	97.71
Rb (ppm)	69.6	64.2	84.2	62.8	172	6.2	34.6	29.6	30.77	49.9	50.58
Sm (ppm)	5.8	6.2	6.9	5.9	8.5	5.5	4.7	4.5	17.23	20.27	20.85
Sr (ppm)	741	722	715	829	188	87.8	418	435	437.7	413.12	479.46
Ta (ppm)	0.5	0.5	0.5	0.5	2	1.5	<0.5	0.4			
Tb (ppm)	0.8	0.9	1.1	0.8	1.2	1	0.7	0.78			
Th (ppm)	5	5	6	5	17	19	3	2.2	2.45	3.2	2.99
Ba (ppm)	543	696	909	821	641	59	354	340	555.27	636.13	681.17
Ce (ppm)	55.5	55.5	69.5	57.5	108	43.5	35	32.8	55.17	65.95	68.96
Co (ppm)	24.5	29	14	15	4	2	59.5	59.5	61.32	69.75	65.98
Dy (ppm)	4.6	5	6	4.7	7.2	6.5	4.4	3.75			
Er (ppm)	2.6	2.9	3.5	2.7	4.7	4.8	2.4	2.19			
Eu (ppm)	1.8	2	2.4	2	1.7	1.5	1.5	1.62	9.49	18.29	17.81
Ga (ppm)	20	20	22	21	22	19	17	15	17.06	17.2	17.31
V (ppm)	215	260	140	135	10	20	535	391	279.77	291.37	281.02
W (ppm)	4	3	3	3	4	3	3	6			
Y (ppm)	25	27	31.5	26	41	44.5	22.5	19.8	25.16	30.1	29.32
Tm (ppm)	0.4	0.4	0.5	0.4	0.8	0.8	0.3	0.29			
U (ppm)	1.5	1	1.5	1.5	4	7.5	0.5	0.63			
Gd (ppm)	5.5	6.5	7.8	5.9	8.7	6.3	5.1	4.86			
Hf (ppm)	3	3	4	4	13	12	3	2			
Ho (ppm)	0.9	1	1.2	0.9	1.5	1.5	0.8	0.81			
La (ppm)	29	29	38	30.5	59.5	27.5	18.5	15.4	47.76	53	48.8
Lu (ppm)	0.4	0.4	0.4	0.4	0.8	0.9	0.3	0.28			
Ni (ppm)	35	35	10	15	5	10	100	117	111.76	118.8	110.02
Pr (ppm)	6.9	7.1	8.7	7.3	12.4	5.4	4.5	4.23			
Cs (ppm)	1.1	1.8	14.1	0.7	1	<0.1	1.5	1.4	3.09	3.84	3.73
Cr (ppm)	50	60	30	20	20	30	190	204	195.75	178.06	162.76
Yb (ppm)	2.3	2.5	3	2.3	5	6	2	2	3.7	4.26	4.17
Nb (ppm)	11	11	17	13	33	32	7	7	5.36	8.14	7.96
Nd (ppm)	27.5	29	33.5	28.5	43.5	22	19.5	18.8	23.95	28.01	26.83

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی با اصلاحات جزیی از آنلز و همکاران [۵]

از حاشیه توده به سمت مرکز، بلورها درشت‌تر شده است و سنگ‌ها بافت‌های افیتیک، ساب افیتیک و گرانولار(شکل۲) به خود می‌گیرند. کانی‌های اصلی در بخش گابرویی، شامل بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز کم و بیش سوسوریتی‌شده و بلورهای کاملاً بی‌شکل کلینوپیروکسن(اوژیت) هستند که تیغه‌های پلاژیوکلاز را به صورت بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک در برگرفته‌اند. کانی‌های فرعی شامل اولیوین، بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های اُپک هستند. کانی‌های ثانویه کلسیت، سوسوریت، کلریت و سرپانتین حاصل دگرسانی کانی‌های اصلی و فرعی‌اند

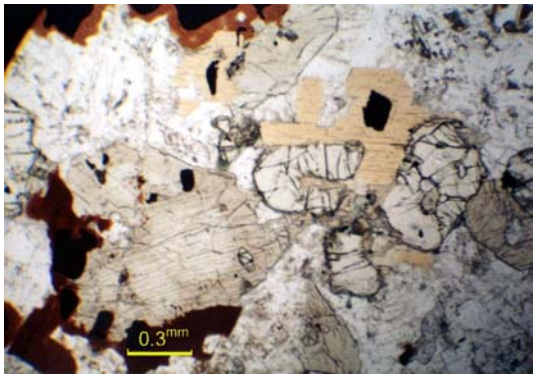
۲- مونزونیت‌ها

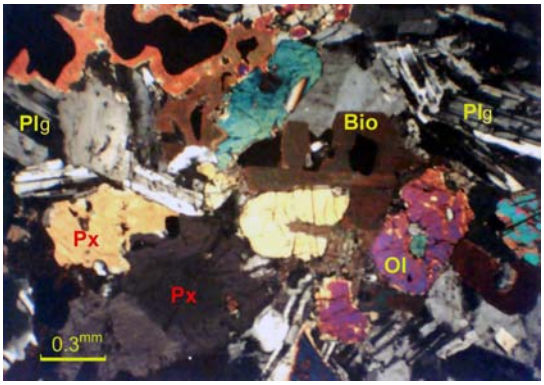
بخش مونزونیتی قسمت عمده توده نفوذی شکرناب را تشکیل می‌دهد. این بخش همانند بخش گابرویی در محل همبری با توف‌ها، حاشیه انجماد سریع نشان می‌دهد. این در حالی است که در محل همبری گابروها با مونزونیت‌ها هیچ گونه حاشیه انجماد سریع نه در داخل گابروها و نه در داخل مونزونیت‌ها دیده نمی‌شود، که این امر می‌تواند حاکی از همزمانی شکل‌گیری این سنگ‌ها باشد.

کانی‌های اصلی بخش مونزونیتی شامل پلاژیوکلازها و آلکالی‌فلدسپارها هستند. در این بخش پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بیش‌تر از بخش گابرویی حضور دارند. آلکالی‌فلدسپارهای رسی شده و کاملاً بی‌شکل،

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

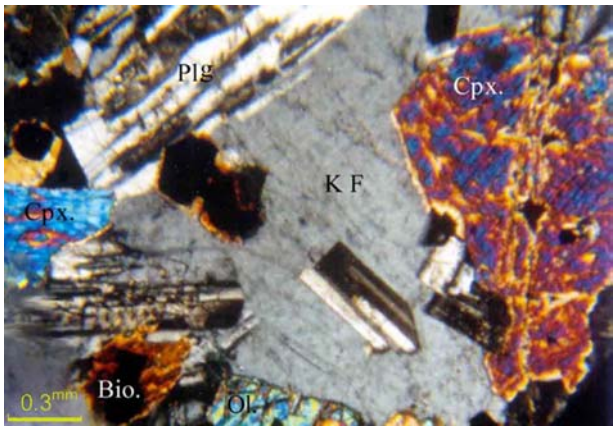
بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز را با بافت پوئی‌کلیتیک در برگرفته‌اند(شکل۳).





شکل ۲- تصویر میکروسکپی گابروهای شکرناب با آنالیزور (XPL) در سمت چپ و بدون آنالیزور (PPL) در سمت راست. کانی‌های این سنگ‌ها شامل اولیوین (Ol)، پیروکسن (Px)، پلاژیوکلاز (Plg) و بیوتیت (Bio) است

کانی‌های فرعی شامل کلینوپیروکسن، الیوین، بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های اُپک هستند. مقدار الیوین خیلی کم‌تر از بخش گابرویی است و در بعضی از نمونه‌ها اصلاً مشاهده نمی‌شود. مقدار کانی‌های اُپک در این بخش نسبت به بخش گابرویی به مراتب کم‌تر است. سوزن‌های آپاتیت نیز نسبت به بخش گابرویی کم‌ترند.

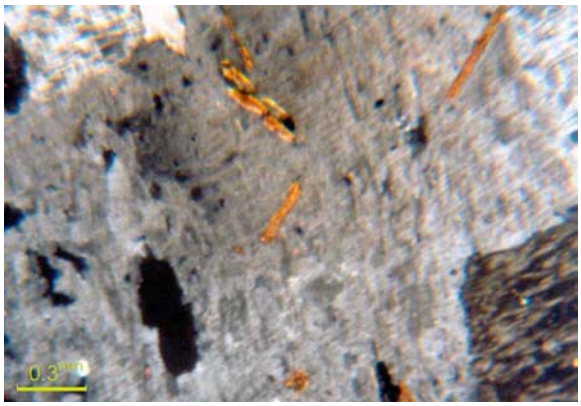


شکل ۳- تصویر میکروسکپی مونزونیت‌های شکرناب در نیکل‌های متقاطع (XPL). کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل اولیوین (Ol)، کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Plg)، آلکالی فلدسپار (KF) و بیوتیت (Bio) است

۳- سیینیت‌ها

سیینیت‌ها از دیگر بخش‌های توده نفوذی شکرناب هستند که عموماً به صورت دایک و رگه‌های نازک و ضخیم دیده می‌شوند. رگه‌های نازک و ریز بلور سیینیتی، فاقد کانی‌های مافیک هستند، در حالی که بخش عمده دایک‌های حجیم‌تر از بلورهای آلکالی‌فلدسپار میکروپرتیتی(در حدود ۸۵ تا ۹۰ درصد)، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار تشکیل شده‌اند(شکل۴). کانی‌های فرعی عبارتند از: بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز سوسوریتی شده، گاهی بیوتیت و همچنین کوارتزهای بی‌شکل که در فضای بین آلکالی‌فلدسپارهای میکروپرتیتی حضور دارند. کانی‌های اُپک ریز، بی‌شکل و پراکنده، بسیار کمتر از بخش‌های قبلی مخصوصاً بخش گابرویی‌اند. آپاتیت‌های سوزنی نیز بسیار ناچیزند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

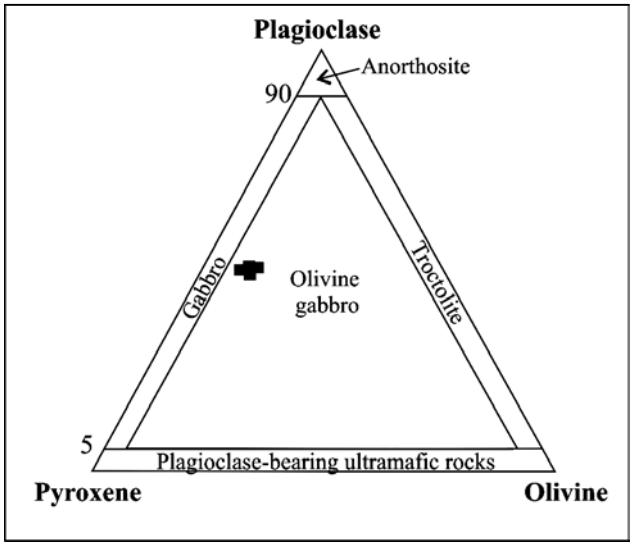


شکل ۴- تصویر میکروسکپی سینیت‌های شکرناب در نیکل‌های متقاطع (XPL) این سنگ‌ها عمدتاً از آلکالی فلدسپار و مقدار کمی بیوتیت تشکیل شده‌اند

رده‌بندی سنگ‌های منطقه

برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین توده نفوذی شکرناب، علاوه بر بررسی‌های پتروگرافی و آنالیز مدال، تعدادی از نمونه‌های مربوط به بخش‌های مختلف توده، نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های مختلف برروی نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی منتقل شد و سپس سنگ‌های بررسی شده نام‌گذاری شدند.

بخش‌های بازیک توده نفوذی از لحاظ فراوانی کانی‌های مدال همگی در محدوده گابرو و دیوریت واقع می‌شوند. این نمونه‌ها در نمودار مخصوص گابروها، یعنی نمودار سه تایی پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین در محدوده الیوین گابرو و نزدیک به محدوده گابرو قرار گرفته‌اند(شکل۵). بقیه سنگ‌های توده بررسی شده در نمودار چهارتایی QAPF [۸] در محدوده مونزونیت قرار می‌گیرند. نمونه مربوط به رگه ماگمایی در محدوده آلکالی‌فلدسپار سیینیت و دو نمونه مربوط به دایک نیز در همین محدوده و نزدیک به مرز با محدوده آلکالی‌فلدسپار کوارتز سیینیت واقع می‌شوند.



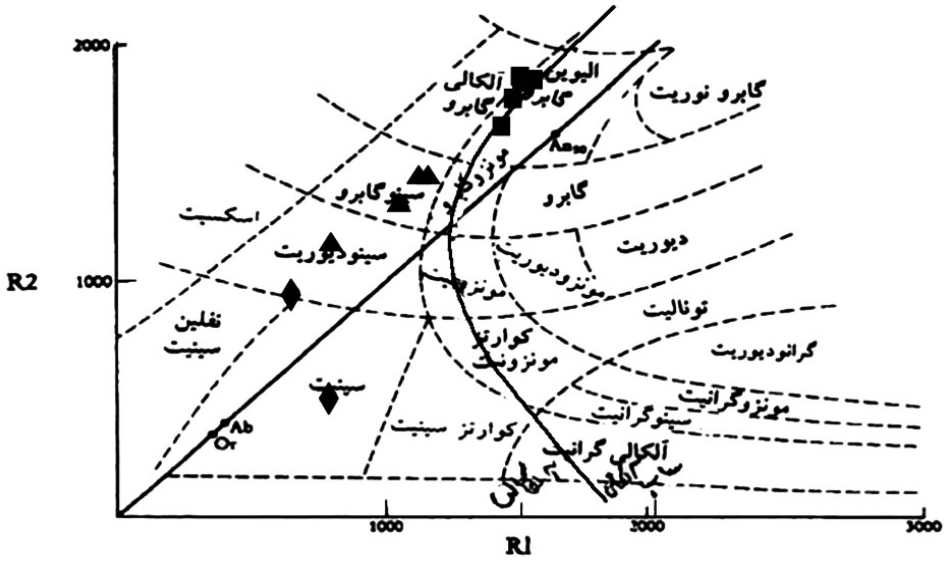
شکل۵- الف) نمونه‌های بازیک توده نفوذی شکرناب بر روی نمودار پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن-اولیوین در محدوده الیوین‌گابرو [۸] قرارمی‌گیرند

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

دولاروش و همکاران[۹] نمودار نسبت کاتیونی R_1/R_2 را برای تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی پیشنهاد کرده‌اند، این روش برای نام‌گذاری سنگ‌های مافیک روشی شایسته است، اما برای سنگ‌های گرانیتی به دلیل این‌که پتاسیم فلدسپار و آلبیت دقیقاً در یک نقطه جای می‌گیرند، مناسب نیست[۱۰]. نمونه‌های مافیک توده نفوذی در مرز بین آلکالی‌گابرو و الیوین‌گابرو و داخل محدوده الیوین‌گابرو قرار دارند (شکل۶). سه نمونه فلسیک در محدوده سینوگابرو و یک نمونه در محدوده سینودیوریت که هر دو محدوده معادل مونزونیت هستند، قرارمی‌گیرند. نمونه مربوط به دایک در محدوده سیینیت و نمونه مربوط به رگه آذرین در مرز بین محدوده سیینیت و سینودیوریت و نفلین‌سیینیت واقع شده است.

میزان سیلیس در توده نفوذی شکرناب از ۴۴% در یک نمونه گابرویی تا ۶۲/۳۵% در یک نمونه سیینیتی متغیر بوده و مجموع آلکالی در این توده از ۳% تا ۱۱/۸% تغییر می‌کند، بنا بر این، تمام نمونه‌های مربوط به توده نفوذی شکرناب بر اساس طبقه‌بندی ایروین و باراگار[۱۱] در محدوده آلکالن و تا حدودی نزدیک به مرز آلکالن و ساب‌آلکالن واقع می‌شوند.

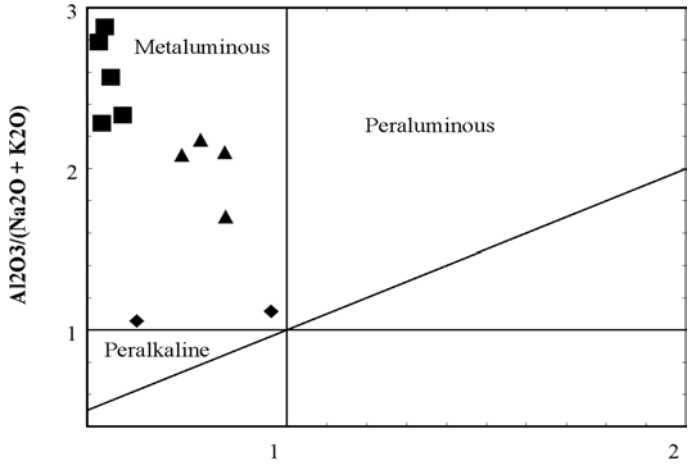
با توجه به آلکالن بودن سنگ‌های توده نفوذی شکرناب و با توجه به پایین‌ترین مقدار K2O و Na2O در یک نمونه گابرویی، که به ترتیب ۱/۳۳% و ۰/۲۶% و بالاترین مقدار این دو اکسید در یک نمونه مونزونیتی، که به ترتیب، ۳/۵۲% و ۰/۳۹% است. بخش‌های گابرویی و مونزونیتی توده نفوذی مورد بررسی، طبق رده‌بندی میدل موست[۱۲] آلکالن پتاسیک هستند. نمونه دایک سیینیتی به دلیل داشتن پتاسیم زیاد (۷/۸۳%)، از نوع پتاسیک و نمونه مربوط به رگه سیینیتی به خاطر دارا بودن سدیم زیاد (۹/۲۳%) از نوع آلکالن سدیک است.



شکل۶- نمودار نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی براساس نسبت کاتیونی R1/R2 [۹] و موقعیت نمونه‌های بررسی شده در آن. مربع‌ها نمونه‌های گابرویی، مثلث‌ها نمونه‌های مونزونیتی و لوزی‌ها نمونه‌های سیینیتی‌اند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

فراوانی Al_2O_3 در هر یک از نمونه‌های بررسی شده از مجموع آلکالی‌ها (Na_2O+K_2O) بیش‌تر و از مجموع اکسیدهای Na_2O، K_2O و CaO کمتر است. بنابر این، نمونه‌ها از لحاظ درجه اشباع از آلومین[۱۳] همگی در قلمرو سنگ‌های متاآلومین واقع می‌شوند (شکل۷) و از این لحاظ ویژگی سنگ‌های آذرین نوع I مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند[۱٤].



شکل ۷- نمونه‌های بررسی شده از لحاظ درجه اشباع از آلومین همگی در قلمرو متاآلومین[۱۳] قرار می‌گیرند(علائم مشابه شکل ۶ است)

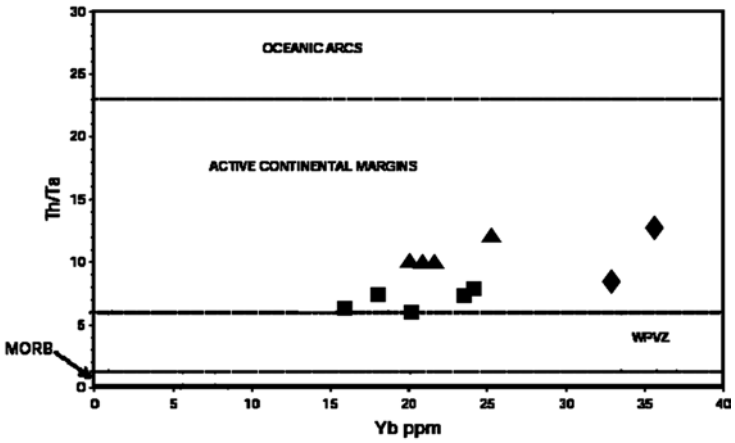
محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های آذرین بررسی شده

عده‌ای از محققان منشأ ماگماتیسم ترسیر ایران را فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در امتداد زاگرس می‌دانند که نوار آتشفشانی ارومیه- دختر می‌تواند مشخص‌کننده امتداد اصلی آن باشد[٤]،[۱٥]،[۱٦]،[۱۷]. در حالی که عده‌ای دیگر از پژوهندگان معتقدند که ماگماتیسم ایران در ترسیر (به‌خصوص ائوسن) به علت وجود تیغه‌های گرمایی در زیر بلوک ایران مرکزی انجام شده و پدیده‌ای مشابه با آن‌چه هم‌اکنون در شرق آفریقا جریان دارد. عامل ماگماتیسم زون ارومیه- دختر محسوب می‌شود[۱۸]،[۱۹]،[۲۰]. گروه اخیر معتقدند که در ترسیر یک سیستم کششی باعث تشکیل مجموعه‌ای از ریفت‌ها شده که بعداً در اثر حرکات فشارشی پیرنه و آسترین، قبل از تشکیل اقیانوس بسته شده است.

از بین داده‌های ژئوشیمیایی موجود، عناصر کمیاب به خصوص عناصر کمیاب سازگار، خیلی کم تحت تأثیر فرآیندهای ثانویه قرار می‌گیرند و به خوبی می‌توانند نمایانگر شرایط تشکیل و تحولات اولیه ماگمایی باشند[۲۱]. بنا بر این تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی از روی فراوانی و توزیع این عناصر دارای اعتبار بیش‌تری نسبت به فراوانی عناصر اصلی است[۲۲]،[۲۳].

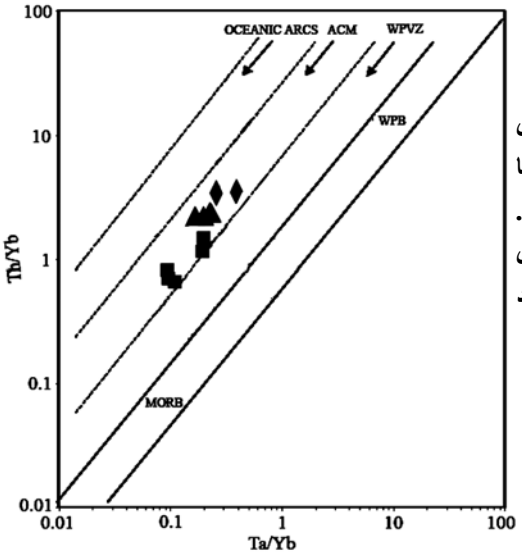
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

گرتن و اسکاندل[۲۴] از مقایسه نسبت Th/Ta در مقابل میزان Yb برای تفکیک نمونه‌های مربوط به محدوده‌ها حاشیه فعال قاره‌ای و مناطق درون ورقه‌ای از هم استفاده نموده‌اند. همین محققان با بازنگری نمودار پیشنهادی خود[۲۵]، سنگ‌های آذرین مربوط به محدوده‌های بازالت‌های میان اقیانوسی، مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای، حاشیه فعال قاره‌ای و قوس‌های اقیانوسی را از هم جدا کرده‌اند. همان‌طور که در شکل ۸ ملاحظه می‌شود، تمام نمونه‌های توده نفوذی شکرناب در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند. به هر حال واضح است که برای حصول اطمینان از تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی به داده‌های تکمیلی ایزوتوپی نیازمندیم؛ چرا که احتمال تغییر فراوانی عناصر Th و Ta از طریق آلودگی پوسته وجود دارد.



شکل۸- در این نمودار[۲۵] تمام نمونه‌های توده نفوذی شکرناب در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند. WPVZ مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای‌اند(علائم مشابه شکل۶ است)

اسکاندل و گرتن[۲۵]، با استفاده از نسبت لگاریتمیTh/Yb در مقابل نسبت لگاریتمی Ta/Yb، علاوه بر محدوده‌های مشخص شده در نمودار قبلی خود، محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای را نیز نشان داده‌اند(شکل۹). بر اساس این نمودار نیز نمونه‌های توده نفوذی شکرناب در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند.



شکل۹- در این نمودار[۲۵] نیز همانند نمودار قبل نمونه‌های بررسی شده در قلمرو سنگ‌های مرتبط با فرورانش و در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. WPB بازالت‌های درون ورقه‌ای، ACM حاشیه فعال قاره‌ای و WPVZ مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای‌اند (علائم مشابه شکل۶ است)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

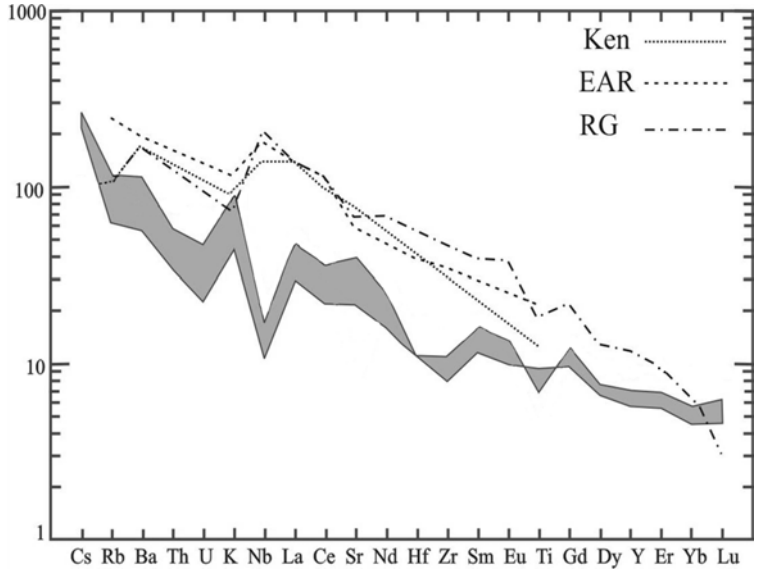
مناطق مختلف تکتونیکی دارای الگوهای تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی(نمودارهای عنکبوتی) خاصی هستند. بنا بر این، علاوه بر نمودارهای تکتونوماگمایی که در بخش‌های قبلی مورد بررسی واقع شد، با بررسی الگوهای ایجاد شده در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آذرین بررسی شده و مقایسه آن‌ها با الگوهای مربوط به مناطق شاخص دنیا تا حدود زیادی می‌توان به محیط تشکیل آن‌ها پی برد.

۱ـ مقایسه اختصاصات ژئوشیمیایی سنگ‌های بررسی شده با مناطق ریفتی دنیا

در نمودار عنکبوتی شکل۱۰ الگوی عناصر کمیاب مربوط به توده نفوذی شکرناب با الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین ریفت شرق آفریقا[۲۶]، ریفت کنیا[۲۶] و ریفت راین واقع در مرکز آلمان[۲۷] که از شاخص‌ترین مناطق بازشدگی در دنیا هستند، مقایسه شده است. نمونه‌های مربوط به منطقه بررسی شده همگی نسبت به Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در صورتی که نمونه‌های مربوط به ریفت شرق آفریقا، ریفت کنیا و ریفت راین نسبت به این عناصر غنی‌شدگی نشان می‌دهند، این امر می‌تواند نشان‌دهنده محیط تکتونیکی کاملاً متفاوت منطقه بررسی شده با مناطق یاد شده باشد.

۲ـ مقایسه اختصاصات ژئوشیمیایی سنگ‌های بررسی شده با مناطق فرورانش در دنیا

سنگ‌های بررسی شده، غنی‌شدگی نسبی ازLILE(K، Rb، Sr و Ba) و تهی‌شدگی از HFSE(Nb، Zr، Ti و Y) را نشان می‌دهند، که حاکی از تشکیل ماگمای مرتبط با فرورانش در این منطقه است[۲۸]. همچنین تهی‌شدگی Ti و Nb نشان‌دهنده تشکیل این ماگما در حاشیه قاره است و آنومالی منفی Ce نیز حاکی از وجود مقدار کمی رسوب در ضمن فرورانش است[۲۹].



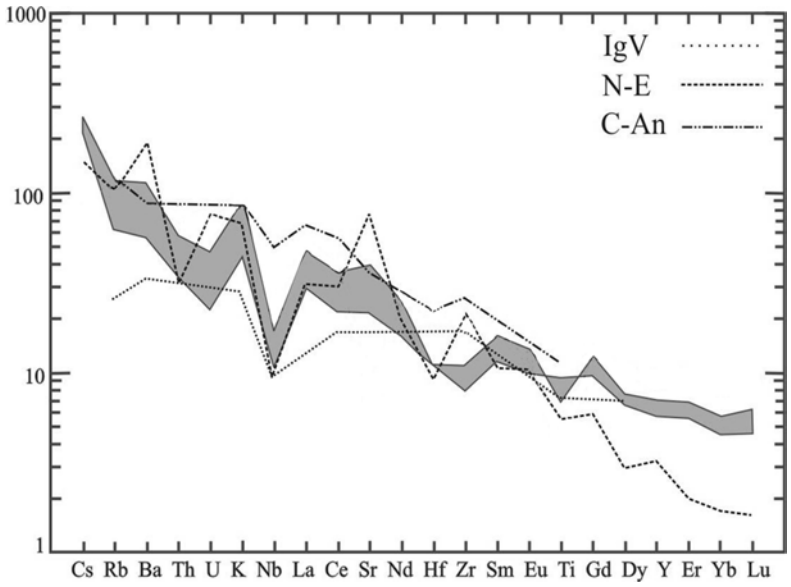
شکل۱۰ـ نمودار عنکبوتی نمونه‌های توده نفوذی شکرناب با نمونه‌های مربوط به برخی از مناطق ریفت دنیا مقایسه شده است. نمونه‌ها همگی نسبت به گوشته اولیه نرمالیزه شده‌اند. محدوده خاکستری مربوط به توده نفوذی شکرناب، EAR معرف ریفت شرق آفریقا[۲۶] ، Ken معرف ریفت کنیا[۲۶] و RG معرف ریفت راین واقع در مرکز آلمان [۲۷] هستند

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

در نمودار عنکبوتی شکل۱۱ الگوی عناصر ردیاب مربوط به توده نفوذی شکرناب با الگوی عناصر ردیاب مربوط به بخش مرکزی آند[۲۶]، کمان ماگمایی ناکفا در شمال اریتره[۳۰] و توده نفوذی وادی دبر در صحرای شرقی مصر[۲۸] که با زون فرورانش مرتبط هستند، مقایسه شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود الگوی پراکندگی عناصر ردیاب این مناطق مشابهت زیادی با هم نشان‌می‌دهند، که می‌تواند دلیلی بر مشابهت محیط تکتونیکی تشکیل آن‌ها و ارتباط آن‌ها با زون فرورانش باشد.

تأثیر پدیده‌های آلایش، تفریق و ذوب‌بخشی در بروز تنوع سنگ‌شناسی

برای ایجاد تنوعی مانند آن‌چه در توده نفوذی شکرناب مشاهده می‌شود، عوامل متفاوتی همچون آلایش، ذوب‌بخشی و تفریق بلوری می‌توانند دخیل باشند. اثبات یا رد پدیده آلایش از طریق بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی در کنار بررسی‌های ژئوشیمیایی بهترین نتیجه را در بر دارد.



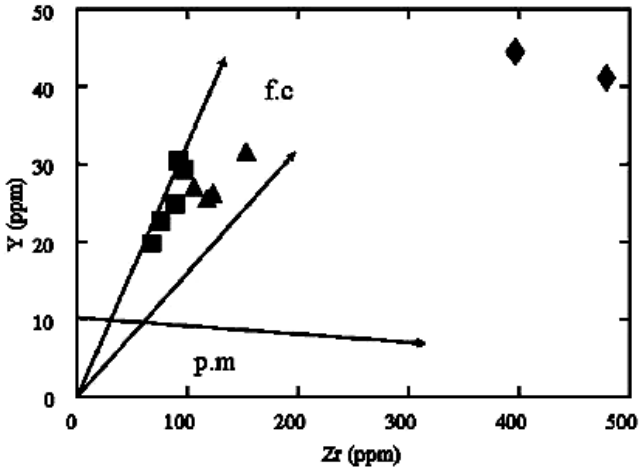
شکل۱۱- نمودار عنکبوتی نمونه‌های توده نفوذی شکرناب با نمونه‌های مربوط به برخی از مناطق فرورانش دنیا مقایسه شده است. نمونه‌ها همگی نسبت به گوشته اولیه نرمالیزه شده‌اند. محدوده خاکستری مربوط به توده نفوذی شکرناب، IgV معرف توده نفوذی وادی دبر واقع در صحرای شرقی مصر[۲۸]، N-E معرف کمان ماگمایی ناکفا واقع در شمال اریتره[۳۰] و C-An معرف آند مرکزی[۲۶] هستند

توده‌های نفوذی حد واسط و بازیک کم‌عمق معمولاً حاشیه انجماد سریعی دارند. این حاشیه انجماد سریع در اطراف توده نفوذی بررسی شده نیز وجود دارد که مانع تماس مستقیم ماگما با سنگ‌های میزبان و هضم احتمالی آن‌ها می‌شود. بنا بر این، احتمال انجام واکنش با سنگ دیواره در زمان طولانی جایگزینی ماگمای گابرویی ناچیز است.

بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی توده نفوذی بررسی شده هیچ یک از نشانه‌های آلایش(وجود آنکلاو با منشأ خارجی، اجتماع بلورهای نامتعادل، وجود بافت‌های نامتعادل در بلورها ، بافت غربالی، وجود کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های آذرین،...) را نشان نمی‌دهد. با این حال این پدیده به‌طور کامل رد نمی‌شود و احتمالاً نقش ناچیزی ایفا می‌کند.

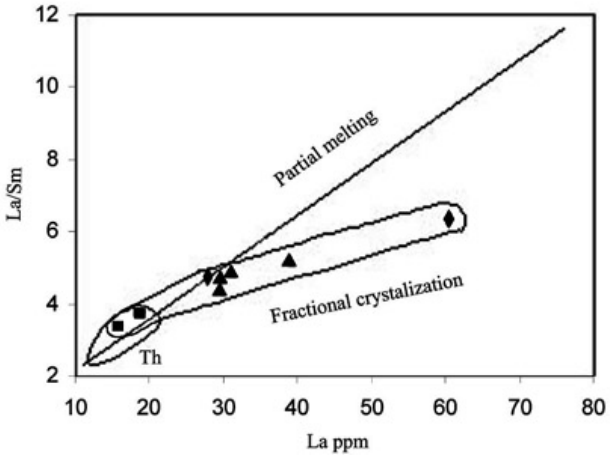
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

در پدیده تفریق بلوری(f.c) همراه با افزایش مقدار Zr مقدار Y نیز افزایش می‌یابد. در صورتی‌که، در پدیده ذوب‌بخشی(p.m) همراه با افزایش مقدار Zr مقدار Y کاهش می‌یابد[۳۱]. نمونه‌های گابرویی و نمونه‌های مربوط به بخش مونزونیتی توده نفوذی شکرناب در محدوده تفریق بلوری واقع شده‌اند(شکل۱۲). به دلیل این‌که Zr یک عنصر ناسازگار است، بنا بر این تا مراحل انتهایی تفریق ماگمایی در بخش مایع باقی می‌ماند و در سینیت‌ها بسیار غنی‌شده‌تر است.



شکل۱۲- نمودار Y در مقابل Zr[۳۱]. مطابق این نمودار، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی شکرناب در محدوده تفریق بلوری (f.c) واقع شده‌اند. P.m روند مربوط به ذوب‌بخشی را نشان می‌دهد (علائم مشابه شکل۶ است)

در پدیده ذوب‌بخشی روند تغییرات نسبت La/Sm در مقابل میزان La در مقایسه با پدیده تفریق بلوری روند صعودی‌تری را نشان می‌دهد[۳۲]. روند تغییرات نمونه‌های توده نفوذی شکرناب از گابرو به سمت مونزونیت و در نهایت سینیت بیش‌تر با امتداد مربوط به تفریق بلوری هم‌آهنگ است(شکل۱۳).

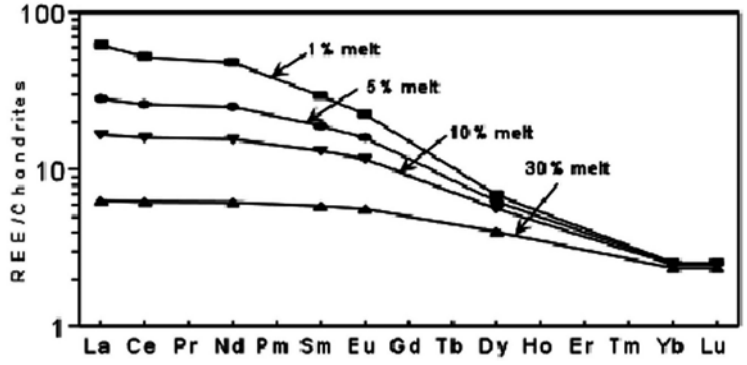


شکل۱۳- در این نمودار روند مربوط به ذوب‌بخشی و تفریق بلوری نشان داده شده است[۳۲]. روند تغییرات نمونه‌های بررسی شده با تفریق بلوری تطابق بیش‌تری نشان می‌دهد (علائم مشابه شکل۶ است)

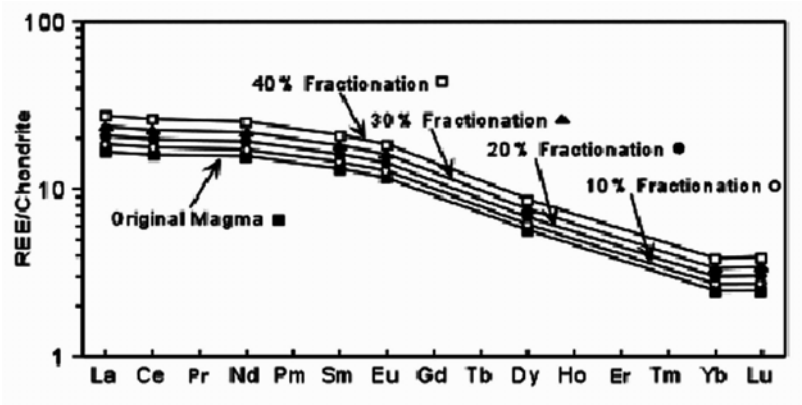
با بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی مربوط به درصدهای مختلف ذوب‌بخشی و درجات مختلف تفریق بلوری (شکل‌های۱۴ و ۱۵) که نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند [۲۱ و ۳۳]، ملاحظه می‌شود که در مراحل ابتدایی ذوب‌بخشی عناصر کمیاب سبک شدیداً وارد مذاب اولیه می‌شوند در صورتی که به سمت عناصر

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

سنگین‌تر این غنی‌شدگی کاهش می‌یابد تا جایی که میزان عناصر کمیاب Yb و Lu در درصدهای مختلف ذوب‌بخشی تقریباً یکسان است، ولی در مورد تفریق بلوری با افزایش روند تفریق، فراوانی تمام عناصر کمیاب به یک میزان افزایش می‌یابد.

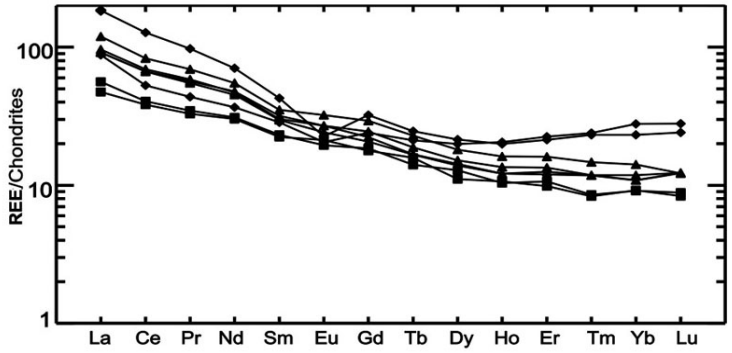


شکل۱۴- الگوی مربوط به درجات مختلف ذوب‌بخشی[۳۳] که بر اساس عناصر کمیاب خاکی و نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند



شکل۱۵- الگوی مربوط به درصدهای مختلف تفریق بلوری[۳۳] که براساس عناصر کمیاب خاکی و نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند

با مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی حاصل از سنگ‌های توده نفوذی شکرناب و الگوهای مربوط به ذوب‌بخشی و تفریق بلوری که نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند(شکل۱۶)، مشاهده می‌کنیم که الگوی سنگ‌های توده نفوذی شکرناب کاملاً مشابه الگوی مربوط به تفریق بلوری است.



شکل۱۶- الگوی حاصل از سنگ‌های توده نفوذی شکرناب که براساس عناصر کمیاب خاکی و نسبت به کندریت[۳۳] نرمالیزه شده است(علائم مشابه شکل۶ است)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

بررسی نقش ذوب‌بخشی و تفریق بلوری با استفاده از توزیع عناصر کمیاب

همان‌طور که قبلاً نیز ذکر شد عوامل مختلفی که می‌توانند منجر به بروز تنوع ترکیبی در توده‌های نفوذی شوند شامل فرایندهای ذوب‌بخشی، تفریق بلوری و آلایش هستند. در این بخش بر اساس مدل‌سازی‌های ژئوشیمیایی و به کمک نمودارهای مربوطه[۲۱] به بررسی نقش دو پدیده تفریق بلوری و ذوب‌بخشی در ایجاد تنوع سنگ‌شناسی توده نفوذی بررسی شده می‌پردازیم.

در ابتدا با طرح این سوال که « آیا مونزونیت‌ها می‌توانند محصول ذوب‌بخشی گابروهای منطقه باشند؟» به مدل‌سازی ژئوشیمیایی توزیع عناصر کمیاب در این سنگ‌ها می‌پردازیم. در مدل ذوب‌بخشی ارتباط بین غلظت عناصر در سنگ منشا و ماگمای حاصله بر اساس فرمول زیر است[۲۱]:

$$C_l/C_0=(1/D)(1-F)1/D-1 \qquad (۱)$$

در این معادله C_l غلظت عنصر مورد نظر در مایع نهایی(در اینجا مونزونیت‌ها در نظر گرفته شده‌اند)، C_0 غلظت عنصر مورد نظر در ماده منشأ(در اینجا گابروها در نظر گرفته شده‌اند)، D ضریب توزیع کلی عنصر مورد نظر در مذاب حاصله و F کسر مایع باقی‌مانده هستند.

در طی ذوب‌بخشی فازهای فلسیک زودتر وارد فاز مایع می‌شوند و ذوب فازهای مافیک و بازیک مربوط به درجات بالاتر ذوب‌بخشی است. سنگ‌های بررسی شده عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اولیوین تشکیل شده‌اند، لذا برای مدل‌سازی ژئوشیمیایی از میانگین ضریب توزیع عناصر کمیاب در ترکیب این کانی‌ها استفاده شده است. مقدار ضریب توزیع کلی هر عنصر از روی جدول ضریب توزیع کانی_مذاب در مذاب‌های بازالتی[۲۱] اقتباس شده است(جدول۲). ضریب توزیع کلی در ماده منشأ و یا ماده محصول از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$D=\sum X_i.D_i \qquad (۲)$$

در اینجا D_i یا Dmean ضریب توزیع کلی یک عنصر مشخص در کانی مفروض است که از میانگین ضرایب توزیع ارائه شده در رولینسون[۲۱] اقتباس شده است(جداول۲ و ۳). X_i درصد کانی مورد نظر در ماده منشأ و D ضریب توزیع کلی عنصر در سنگ است.

جدول۲- ضرایب توزیع کانی- مذاب برای مذاب‌های بازالتی تا آندزیتی- بازالتی[۲۱]

عنصر کمیاب	پلاژیوکلاز	الیوین	کلینوپیروکسن
	D mean	D mean	D mean
Zr	۰/۰۳۰۰۵	۰/۰۱۲	۰/۱
Nb	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۵
Lu	۰/۰۴۳۹	۰/۰۳۰۷	۰/۵۳۳
Sm	۰/۰۵۹۴۷	۰/۰۰۶۸	۰/۴۷۲۵
Yb	۰/۰۴۸	۰/۰۳۱۵۵	۰/۵۸۱
Y	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۹
Dy	۰/۰۴۶۹	۰/۰۱۱۳	۰/۶۳۱

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

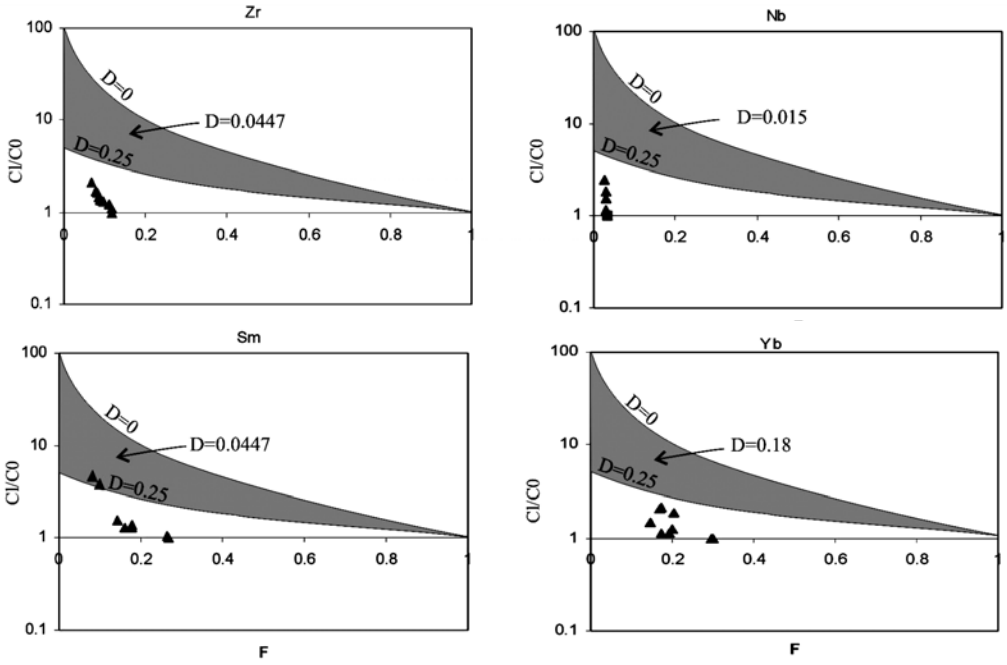
جدول۳- مقادیر ضریب توزیع کلی و درصد نسبی متشکلین اصلی یکی از نمونه‌های گابرویی بررسی شده

عنصر	پلاژیوکلاز		الیوین		کلینوپیروکسن		D
کمیاب	D mean	XI	D mean	XI	D mean	XI	
Zr	۰/۰۳۰۰۵	۳۴/۹	۰/۰۱۲	۱۶/۵۲	۰/۱	۲۹/۸۲	۰/۰۴۲
Nb	۰/۰۱	۳۴/۹	۰/۰۱	۱۶/۵۲	۰/۰۰۵	۲۹/۸۲	۰/۰۰۷
Lu	۰/۰۴۳۹	۳۴/۹	۰/۰۳۰۷	۱۶/۵۲	۰/۵۳۳	۲۹/۸۲	۰/۱۷۹
Sm	۰/۰۵۹۴۷	۳۴/۹	۰/۰۰۶۸	۱۶/۵۲	۰/۴۷۲۵	۲۹/۸۲	۰/۱۶۲
Yb	۰/۰۴۸	۳۴/۹	۰/۰۳۱۵۵	۱۶/۵۲	۰/۵۸۱	۲۹/۸۲	۰/۱۹۵
Y	۰/۰۳	۳۴/۹	۰/۰۱	۱۶/۵۲	۰/۹	۲۹/۸۲	۰/۲۸۱
Dy	۰/۰۴۶۹	۳۴/۹	۰/۰۱۱۳	۱۶/۵۲	۰/۶۳۱	۲۹/۸۲	۰/۲۰۶

از آن‌جا که گابروها به عنوان ماده منبع(C_0) و مونزونیت‌ها به عنوان محصول ابتدایی ذوب‌بخشی(C_l) در نظر گرفته شده‌اند، بنا بر این، مقدار کسر مایع باقی‌مانده برای هرسنگ طبق فرمول(۳) محاسبه می‌شود[۲].

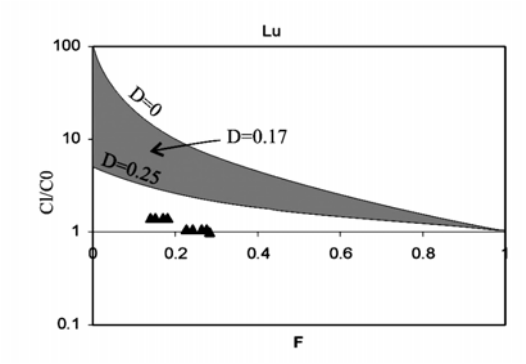
$$F=1-(DC_l/C_0)D/1-D \quad (۳)$$

نتایج محاسبه F در برابر روند تغییر تمرکز پنج عنصر Zr، Nb، Lu، Sm و Yb طبق مدل ذوب‌بخشی در شکل۱۷ ترسیم شده است. همان‌طور که در این شکل ملاحظه می‌شود، روند تغییرات پنج عنصر ذکر شده از گابرو به مونزونیت با مدل ذوب‌بخشی از یک ترکیب بازالتی(گابرویی) سازگار نیست و موقعیت نمونه‌ها خارج از محدوده فرمول ذوب‌بخشی واقع شده و هم‌آهنگی با مدل ذوب‌بخشی و فرمول مربوط به آن ندارد. بنا بر این، در پاسخ به سوال طرح شده می‌توان ابراز داشت که رابطه بین گابروها و مونزونیت‌ها، رابطه مربوط به فرآیند ذوب‌بخشی نیست؛ به همین جهت دومین احتمال مورد بحث یعنی تفریق بلوری را بررسی می‌کنیم.



شکل ۱۷

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]



شکل۱۷- غنی‌شدگی عناصر کمیاب در مدل ذوب‌بخشی نسبت به ماده منشأ(گابروها) در درجات مختلف کسر مذاب حاصله (مونزونیت‌ها). C_l غلظت عنصر مورد نظر در مایع نهایی، C_0 غلظت عنصر مورد نظر در ماده منشأ، D ضریب توزیع کلی عنصر مورد نظر در مذاب حاصله و F کسر مایع باقی‌مانده هستند (مثلث‌های توپر نمونه‌های بررسی شده‌اند)

در مدل تفریق بلوری احتمال شکل‌گیری مونزونیت‌ها را از تفریق ماگمای گابرویی مورد کنکاش قرار می‌دهیم. در این مدل فرض می‌شود که از یک ماده مذاب منشأ (در اینجا گابروها) در اثر تفریق کانی‌های مختلف و جدایش آن‌ها، یک مذاب باقی‌مانده (مونزونیت‌ها) ایجاد می‌شود. این نوع تفریق دارای دو حالت تبلور تعادلی و تبلور بخشی است. در تبلور تعادلی، کانی‌های متبلور شده با مذاب در تماس باقی می‌مانند و در حالت تبلور بخشی یا تفریق هر کانی به محض تبلور از سیستم مذاب جدا می‌شود. مدل تبلور بخشی با شرایط تفریق در طبیعت سازگاری بیش‌تری نشان می‌دهد [۳٤]، ولی مدل تفریق تعادلی یک فرایند معمول نیست و به طور موردی در ماگماهای مافیک دیده می‌شود [۲۱]. در مدل تبلور تفریقی تمرکز عناصر کمیاب در مذاب باقی‌مانده پس از تفریق از مذاب اولیه از فرمول‌های زیر [۳۵] تبعیت می‌کند:

$$C_l/C_0 = F\ (D -1) \quad (۴)$$

یا به عبارتی:

$$C_l = (1/C_0)\ F\ (D-1) \quad (۵)$$

برای بررسی مدل تفریق در سنگ‌های بررسی شده، با تکیه بر شواهد پتروگرافی و مطالب ژئوشیمیایی ذکر شده در بخش‌های قبلی، چهار روند مختلف را به ترتیب به صورت تفریق صد در صد پلاژیوکلاز، تفریق ۷۰ درصد پلاژیوکلاز و ۳۰ درصد الیوین، تفریق ۴۰ درصد پلاژیوکلاز و ۶۰ درصد کلینوپیروکسن و در نهایت تفریق صد در صد کلینوپیروکسن را مد نظر قرار می‌دهیم.

در این مدل ترکیب گابروها به عنوان ماده اولیه و مونزونیت‌ها به عنوان محصول تفریق فرض شده‌اند. براین اساس، برای هر نمونه می‌توان کسر ماده مذاب را از رابطه زیر به دست آورد:

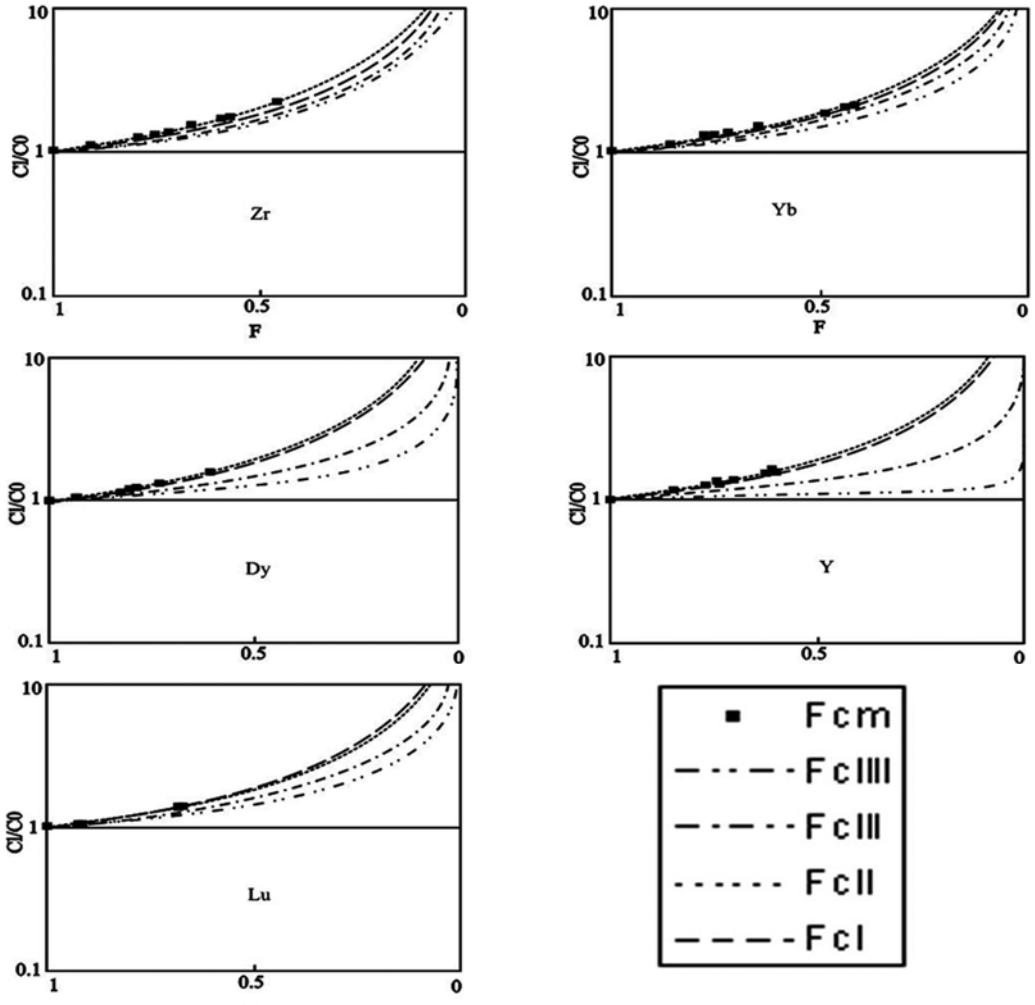
$$F = (C_l/C_0)\ 1/D - 1 \quad (۶)$$

مقدار ضریب توزیع کلی هر عنصر برای چهار حالت یاد شده مانند روش قبلی محاسبه می‌شود(جدول۴). در شکل ۱۸ تغییرات غلظت پنج عنصر کمیاب Zr، Yb، Dy، Y و Lu در طی تفریق بلوری برای روندهای در نظر گرفته شده محاسبه و رسم شده‌اند. چنان‌که در این شکل مشاهده می‌شود، روند تغییرات پنج عنصر در سنگ‌های گابرویی و مونزونیتی مورد نظر با روند تفریق بلوری گابرو به مونزونیت همخوانی خوبی دارد و بیش‌ترین تطابق را با روند تفریق ۷۰% پلاژیوکلاز و ۳۰% الیوین نشان می‌دهد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

جدول۴- مقادیر ضریب توزیع کلی و درصد اختیاری هر یک از عناصر تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی در طی هر یک از چهار روند تفریق مدل‌سازی شده ریلی.X_iPlg، X_iOl، X_iCpx و D به ترتیب کسر فراوانی پلاژیوکلاز، الیوین، کلینوپیروکسن و ضریب توزیع کلی را برای هر یک از چهار روند I، II، III و IIII نشان می‌دهند

I		II			III			IIII		عنصر کمیاب
XiPlg	DI	XiPlg	XiOl	DII	XiPlg	XiCpx	DIII	XiCpx	DIIII	
٪۱۰۰	۰/۰۳۰۰۵	٪۷۰	٪۳۰	۰/۰۲۴۶	٪۴۰	٪۶۰	۰/۱۲	٪۱۰۰	۰/۱۸	Zr
٪۱۰۰	۰/۰۴۸۷	٪۷۰	٪۳۰	۰/۰۴۳۵	٪۴۰	٪۶۰	۰/۲۲	٪۱۰۰	۰/۳۴	Yb
٪۱۰۰	۰/۰۴۶۹	٪۷۰	٪۳۰	۰/۰۱۱۳	٪۴۰	٪۶۰	۰/۴	٪۱۰۰	۰/۶۳۱	Dy
٪۱۰۰	۰/۰۳	٪۷۰	٪۳۰	۰/۰۲۴	٪۴۰	٪۶۰	۰/۵۵	٪۱۰۰	۰/۹	Y
٪۱۰۰	۰/۰۴۳۹	٪۷۰	٪۳۰	۰/۰۴	٪۴۰	٪۶۰	۰/۲۷	٪۱۰۰	۰/۴۲	Lu



شکل۱۸- غنی‌شدگی عناصر کمیاب در طی تفریق بلوری مدل‌سازی شده از گابروها به مونزونیت‌ها. در این‌جا گابروها به عنوان منشأ و مونزونیت‌ها به عنوان ماده نهایی حاصل تبلور در نظر گرفته شده‌اند. روند تفریق سنگ‌های بررسی شده با روند تفریق ۷۰% پلاژیوکلاز و ۳۰% الیوین بیش‌ترین هم‌آهنگی را دارد

Cpx %۶۰Plg + %۴۰ Ol = FcII%۳۰Plg + %۷۰ Plg = FcI%۱۰۰

سنگ‌های بررسی شده=Fcm Cpx = FcIII%۱۰۰ = FcIII

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین، بخش اعظم محدوده بررسی شده را تشکیل داده‌اند. مجموعه آتشفشانی رسوبی ائوسن که عمدتاً با نام توف‌های سبز سازند کرج شناخته می‌شوند عمده‌ترین سنگ‌های منطقه است و توده نفوذی عمدتاً مونزونیتی شکرناب درون این توف‌ها جایگزین شده است. این توده نفوذی در بخش شمالی و شرقی منطقه بررسی شده، توف‌ها را تحت تأثیر قرار داده و تا حدی دگرسانی نموده است. شواهدی نظیر وجود آثار دگرسانی ضعیف به صورت تشکیل زئولیت و کلسیت ثانویه در توف‌های محل تماس، حضور حاشیه انجماد سریع در اطراف توده و همچنین وجود زائده‌هایی از توده در بین لایه‌های توف حاکی از نفوذ توده بررسی شده در زمان پس از ائوسن است.

پژوهش‌های صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که قسمت اعظم توده نفوذی ترکیب مونزونیتی دارد و گابروها تنها بخش کوچکی از توده را شامل می‌شوند. سیینیت‌ها نیز به طور عمده به صورت دایک‌ها و رگه‌های کوچک و بزرگ در توده نفوذی مشاهده می‌شوند و به نظر می‌رسد که مربوط به آخرین مرحله تبلور مایعات باقی‌مانده ماگمایی باشند.

با توجه به بررسی‌های پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی مورد استفاده، ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی شکرناب از گابرونوریت، الیوین‌گابرو، گابرو، سیینوگابرو، سیینودیوریت، مونزونیت، آلکالی‌فلدسپار سیینیت، سیینیت تا کوارتز سیینیت تغییر می‌کند. با توجه به درصدهای سیلیس و میزان آلکالی‌ها، توده نفوذی شکرناب آلکالن پتاسیک است. از نظر میزان اشباع بودن از آلومین، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی شکرناب همگی متاآلومین هستند.

نمودارهای تفکیک کننده محیطهای تکتونیکی، ارتباط محیط تشکیل سنگ‌های آذرین بررسی شده را با فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای نشان می‌دهند و از طرفی غنی‌شدگی نسبی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE در سنگ‌های بررسی شده حاکی از تشکیل ماگمای مرتبط با فرورانش در این منطقه است. همچنین تهی‌شدگی Ti و Nb نشان‌دهنده تشکیل این ماگما در حاشیه قاره است. مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بررسی شده با مناطق مشخصی از ریفت و فرورانش در دنیا نیز ارتباط این منطقه را با فرورانش تأیید می‌کند.

برای ایجاد تنوعی مانند آنچه در توده نفوذی شکرناب مشاهده می‌شود، عوامل متفاوتی همچون آلایش، ذوب‌بخشی و تفریق بلوری می‌توانند دخیل باشند.

بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی توده نفوذی بررسی شده هیچ‌یک از نشانه‌های آلایش را نشان نمی‌دهند؛ با این حال این پدیده به طور کامل رد نمی‌شود و احتمالاً نقش ناچیزی ایفا کرده است.

در نمودارهای تفکیک کننده روندهای ذوب‌بخشی و تفریق بلوری، روند تغییرات نمونه‌های توده نفوذی از گابرو به سمت مونزونیت و در نهایت سینیت بیش‌تر با امتداد مربوط به تفریق بلوری هم‌آهنگ است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی حاصل از سنگ‌های توده نفوذی بررسی شده با الگوهای عناصر کمیاب خاکی ذوب‌بخشی و تفریق بلوری، نشان می‌دهد که الگوی سنگ‌های توده نفوذی شکرناب کاملاً مشابه الگوی مربوط به تفریق بلوری است.

در مقایسه ذوب‌بخشی و تفریق بلوری با استفاده از توزیع عناصر کمیاب، ملاحظه شد که روند تغییرات عناصر کمیاب استفاده شده از گابرو به مونزونیت با مدل ذوب‌بخشی از یک ترکیب بازالتی (گابرویی) سازگار نیست و موقعیت نمونه‌ها خارج از محدوده فرمول ذوب‌بخشی واقع شده و هم‌آهنگی با مدل ذوب‌بخشی و فرمول مربوط به آن ندارد. در صورتی که روند تغییرات عناصر کمیاب استفاده شده با روند تفریق بلوری گابرو به مونزونیت همخوانی خوبی دارد و بیش‌ترین تطابق را با روند تفریق۷۰% پلاژیوکلاز و۳۰% الیوین نشان می‌دهد.

منابع

1. A. Kananian, S.M. Heidary and A. Asiabanha, Geochemistry and tectonic setting of Shekarnab plutonic rocks, NE Qazvin, Iran. 32nd International Geological Congress. Florence Italy (2004).
2. R. Assereto, The Jurassic Shemshak formation in central Elburz (Iran). Revisit a Italianadi paleontologia e stratigraphia, 74 (1966) 3-21.

۳- درویش‌زاده، علی: زمین‌شناسی ایران. نشر دانش امروز (وابسته به انتشارات امیر کبیر)، (۱۳۷۰) ۹۰۱ صفحه.

4. P. Stalder, Magmatismes tertiary et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz central (Iran). Bull. Suiss. Min. Petr. 51/1(1971) 138p.
5. R.N. Annells, R.S. Arthurton, R.A. Bazely and R.G. Davies, Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map, 1:250000. Geological survey of Iran, report No.E3, E4 (1975).

٦- حسینی طالقانی، جمال؛ بررسی پترولوژیکی توده‌های نفوذی شمال و شرق قزوین و پتانسیل‌های اقتصادی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه شهید بهشتی(۱۳۷۵).

۷- حیدری، سیدمحسن، کنعانیان، علی و آسیابان‌ها، عباس:« بررسی برخی از اختصاصات پترولوژیکی توده نفوذی شکرناب، شمال‌شرق قزوین»، چکیده مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور(۱۳۸۲) صفحه ۶۴۸.

8. A.L. Streckisen and R.W. Le Maitre, A chemical and approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Neues Jahrabuch fur Mineralgie Ab-handlungen, 136 (1979) 169-206.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

9. H. De La Roche, J. Leterrier, P. Grandclaude and M. Marchal, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses its relationship with current nomenclature. Chemical Geology, 29 (1980) 183-210.
10. B.R. Frost, C.G. Barnes, W.J. Collins, R.J. Arculus, D.J. Ellis and C.D. Frost, A geochemical classification for granitic rocks. Journal of petrology. 42 (2001) 2033-2048.
11. T.N. Irvine and W.R.A. Baragar, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth. Sci. 8 (1971) 523-548.
12. E.A.K. Middlemost, The basalt. Can. Earth. Sci. Rev. 11(1975) 337-364.
13. P.D Maniar and M. Piccoli, Tectonic discrimination of granitoids. Geol.Soc. Am.Bull. 101 (1989) 635-642.
14. R. Macdonald, J. Hawkesworth, and E. Heath, The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth-Science Reviews. 49 (2000) 1-76.
15. M. Takin, Iranian geology an Zeih continental drift in middle East. Geol. Survey of Iran, (1971) note n 81.
16. D. Jung, M. Kursten and M. Tarkian, Post Mezozoic Volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In Pilger, A. and Rosler, A., (edts)"Afar between continental and oceanic Rifting "I.G.C.Scient.Report, 116-2 (1975) 175-181.
17. H. Moine-Vaziri, Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. These d'Etat. Univer. Paris-Sud, ORSAY (1985).
18. M. Sabzehei, Les mélanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridional). Etude petrographique et structurale. These Doct. Etat, Univ. Grenoble, (1974) 306.
19. S.M. Amidi, Contribution a l'etude stratigraphique petrologique, et petrochimique de roches magmatiques de la region de Natanz-Nain –Surk (Iran central). These.Doct.Etat, Grenoble (1975).
20. M.H. Emami, Geologie de la region de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'etude dynamique et geochimique du Volcanisme tertiaire de l'Iran central. These d'Etat. Univer. Grenoble. France (1981).
21. H.R. Rollinsone, Using geochemical data. Longman. (1993) 325.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

22. A.H.F. Robertson, Role of the tectonic facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean region. Earth-Science Reviews 37 (1994) 139-213.

23. T. Ustaoemer and A.H.F. Robertson, Geochemical evidence used to test alternative plate tectonic models for pre-Upper Jurassic (Palaeotethyan) units in the Central Pontides, N Turkey. Geol. J. 34 (1999) 25-53.

24. M.P. Gorton and E.S. Schandl, From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and witin plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist, 38 (2000) 1065-1073.

25. E.S. Schandl and M.P. Gorton, Appplication of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. Economic Geology, 97 (2002) 629–642

26. M. Wilson, Igneous petrogenesis. Chapman & Hall. (1989) 466.

27. S. Jung and S. Hoernes, The major and trace element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-Type volcanic rocks from the Rohn area (Central Germany): Petrology, mantle source Characteristics and implication for asthenosphere-lithosphere interactions. Journal of Volcanology and Geochemical Research. 99 (2000) 27-53.

28. F. Fawzy Abu El-Ela, Geochemistry of an island arc plutonic suite: Wadi Dabar intrusive complex, Eastern Desert, Egypt. Journal of African Earth sciences. 24 (1997) 473-495.

29. P. Hollings, K. Ansdell, Paleoproterozoic arc magmatism imposed on an older backarc basin: implications for the tectonic evolution of the Trans-Hudson orogen, canada. GSA Bulletin, 114 (2002) 153-168.

30. M. Teklay, A. Kronerad and K. Mezger, Geochemistry, geochronology and Isotope geology of Nakfa intrusive rocks, Nortern Eritrea. Journal of African Earth Sciences. 33 (2001) 283-301.

31. J.A. Abdallah, A.A. Said and D. Visona, New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera-Shiikh (Nothern Somalia). Journal of African Earth Sciences, 23 (1997) 363-373.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

32. H.O. Hen, H.S. Hung, U.W. Wang and U.I. Hung, Petrology and geochemistry of neogene continental basalt and related rocks in Northern Taiwan (III): Alkali basalts and tholeiites from Shiting-Yinko area. Western Pacific Earth Sciences, 1 (2001) 19-46.

33. S.A. Nelson, Magmatic Differentiation. Chemical Variation in Rock Suites. EENS212. Tulane University. 15p www.tulane.edu/~sanelson/eens212 (2004).

34. K.G. Cox, J.D. Bell and R.j. Pankhurest, The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin. (1979) 450.

35. H. Neuman, J. Mead and C.J. Vitaliano, Trace element variation during fractional cristallization as calculated from the distribution law. Geochim. Cosmochim. Acta, (1954) 690.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]