

پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های سینیتی و گابرویی شمال معدن فسفات اسفوردی (شمال خاور بافق)

میر علی اصغر مختاری^{۱*}، محمد ابراهیمی^۱، بیتا جاوید فخر^۱، سیده طاهره نبوی شقاقی^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان

۲- دانشجوی کارشناسی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۱۶

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۵/۶/۲۰

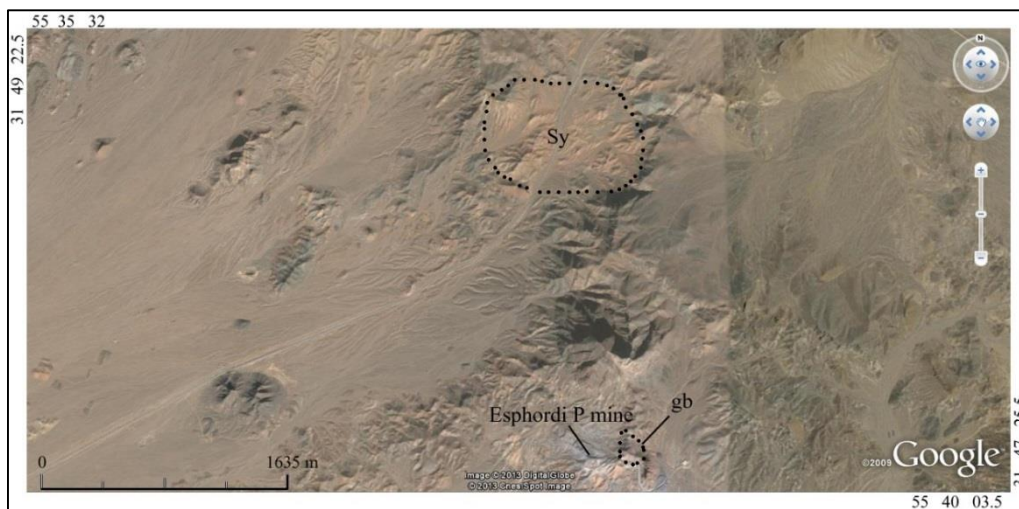
چکیده

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال خاور بافق و در مجاورت معدن فسفات اسفوردی واقع شده است. این منطقه دربرگیرنده واحدهای سنگی سری ریزو به سن پرکامبرین بالایی - کامبرین بوده که توده‌های نفوذی متعددی با ترکیب سینیتی و گابرویی به داخل آن نفوذ کرده‌اند. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که سینیت‌ها حاوی بافت‌های هتروگرانولار، پرتیتی و صفحه شطرنجی بوده و متشکل از آلکالی فلدسپار (ارتوز)، پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن و بیوتیت می‌باشند. توده گابرویی دارای بافت‌های هتروگرانولار و اینترگرانولار به همراه کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت است. مطالعات ژئوشیمیایی حاکی از ماهیت آلکالی و محتوای پتاسیم بالا تا شوشونیتی این توده‌های نفوذی است. در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده، توده‌های مزبور از الگوی مشابهی برخوردار هستند که می‌تواند نشانگر ارتباط ژنتیکی آنها باشد. این نمودارها یک الگوی غنی از LILE همراه با آنومالی منفی عناصر HFSE را نشان می‌دهند. الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت نشانگر یک الگوی پرشیب غنی از عناصر LREE با نسبت بالای LREE/HREE می‌باشد. الگوهای یادشده همراه با آنومالی مثبت و منفی عناصر مزبور، احتمالاً مرتبط با درجات پایین ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم‌شده همراه با آلیش ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای می‌باشد. با توجه به نتایج مطالعات ژئوشیمی و نمودارهای تمایز محیط‌های تکتونیک، می‌توان گفت که توده‌های نفوذی مورد مطالعه در ارتباط با حوضه کششی و ریفتی تشکیل شده است.

واژگان کلیدی: اسفوردی، بافق، پترولوژی، سینیت، گابرو.

مقدمه

منطقه بافق- ساغند (بلوک پشت بادام) یک زون متالوژنیکی مهم می‌باشد که کانی‌سازی‌های ارزشمندی از عناصر مختلف نظیر آهن (چغارت، چادرملو، سه‌چاهون، لکه‌سیاه، میشدوان، چاه گز و ...)، فسفات (اسفوردی، زیرگان و گزستان)، سرب و روی (کوشک و گزستان)، اورانیوم (ساغند) و عناصر کمیاب خاکی (کانسارهای فسفات و آهن- فسفات) در آن تشکیل شده و امروزه به عنوان یکی از شاخص‌ترین مناطق معدنی ایران شناخته می‌شود. مطالعات متعددی در رابطه با کانسارهای مزبور توسط محققان مختلف (حقی‌پور، ۱۹۷۴؛ درویش‌زاده، ۱۳۶۲؛ عابدیان، ۱۳۶۲؛ دلیران، ۱۹۹۰؛ سهیلی و مهدوی، ۱۳۷۰؛ درویش‌زاده و آل‌طه، ۱۳۷۵؛ فورستر و جعفرزاده، ۱۹۹۴؛ موسوی‌ماکوئی، ۱۳۷۷؛ سامانی، ۱۳۶۴، ۱۳۷۱، ۱۳۷۷ و ۱۳۷۸؛ رحمانی و مختاری، ۱۳۸۱؛ مختاری و همکاران، ۱۳۸۲؛ بنیادی، ۱۳۸۷؛ گل‌کرم و همکاران، ۱۳۸۹؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹؛ جمی، ۲۰۰۵؛ تراب و لمن، ۲۰۰۷؛ مختاری و امامی، ۲۰۰۸؛ تراب، ۲۰۱۰؛ بنیادی و همکاران، ۲۰۱۱؛ بومری، ۱۳۹۱؛ مختاری و همکاران، ۲۰۱۳؛ بیات، ۱۳۹۳؛ محمدی، ۱۳۹۳؛ محمدی و همکاران، ۱۳۹۴) انجام شده است. لیکن مطالعات دقیق بر روی توده‌های نفوذی این منطقه کمتر مورد توجه قرار گرفته است. توده‌های سینیتی و گابرویی مورد مطالعه، از توده‌های نفوذی کوچک موجود در بلوک پشت بادام می‌باشند که در شمال و مجاورت معدن فسفات اسفوردی رخنمون یافته‌اند (شکل ۱). علیرغم نزدیکی این توده‌ها به کانی‌سازی‌های فسفات و آهن- فسفات منطقه، تاکنون مطالعه علمی دقیقی در مورد پترولوژی و ژئوشیمی آن‌ها انجام نشده است. در این نوشتار سعی بر این است که ویژگی‌های سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و محیط تکتونوماگمایی این توده‌ها ارائه شود.



شکل ۱: موقعیت توده‌های سینیتی (Sy) و گابرویی (gb) و معدن فسفات اسفوردی بر روی تصویر گوگل ارث.

مواد و روش‌ها

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی می‌باشد. مطالعات صحرایی شامل شناسایی بخش‌های مختلف توده‌های نفوذی و شناسایی ارتباط آنها با سنگ‌های میزبان و نمونه‌گیری از آنها برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. در این راستا بیش از ۲۵ نمونه برداشت گردید که تعداد ۲۰ مقطع نازک برای مطالعات

سنگ‌شناختی تهیه گردید. پس از مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۷ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌های مربوط به توده‌های سینیتی و گابرویی انتخاب و جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش‌های XRF و ICP-MS توسط شرکت کیمیا پژوه البرز آنالیز گردیدند (جدول ۱). قبل از استفاده از داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی و پردازش آن‌ها، تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I) و آهن کل بر روی آن‌ها صورت گرفت. مقادیر FeO و Fe_2O_3 نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از روش ابروین و باراگر (۱۹۷۱) از روی Fe_2O_{3t} حاصل از نتایج آنالیز نمونه‌ها، محاسبه گردید.

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه (عناصر اصلی به درصد و عناصر کمیاب به ppm می‌باشد).

شماره نمونه	N2	N3	N5	N6	N7	N10	N11
SiO ₂	58.15	56.91	57.10	56.40	56.88	44.81	45.34
Al ₂ O ₃	15.01	13.04	14.53	13.94	14.20	13.71	15.86
Fe ₂ O ₃	2.64	3.25	2.44	2.98	2.71	2.21	1.98
FeO	4.23	6.37	4.68	5.3	5.14	14.11	11.81
Na ₂ O	4.48	5.53	4.55	6.95	6.11	4.35	3.75
K ₂ O	6.07	3.70	7.76	7.91	7.51	6.78	6.33
CaO	5.30	6.77	5.02	3.16	4.59	4.22	5.41
MgO	3.77	3.32	3.30	2.73	2.30	3.62	4.32
MnO	0.06	0.12	0.15	0.14	0.16	0.19	0.18
P ₂ O ₅	0.10	0.16	0.17	0.12	0.19	1.72	1.69
TiO ₂	0.08	0.20	0.14	0.11	0.16	3.30	3.41
LOI	0.11	0.56	0.13	0.68	0.43	0.71	0.53
Total	100.0	99.92	99.97	99.93	100.3	100.0	99.98
Ba	668	704	695	743	707	737	675
Y	32.05	32.29	31.64	30.63	23.64	31.69	33.74
Th	31.1	35.3	30.5	36.1	27	24.3	30.5
Zn	180	189	186	200	150	198	181
V	5.8	6.2	6.1	6.5	4.9	6.5	5.9
Cs	1.84	1.94	1.91	2.05	1.55	2.03	1.86
Co	1.8	1.9	1.8	2	1.5	29	27
Rb	126.4	165.4	98.4	136.7	97.4	112.4	106.4
Zr	203.4	276.7	188.7	277.4	179.4	276.4	268.4
Pb	25.7	27.1	26.7	28.6	21.6	28.4	25.9
Cu	7.8	8.2	8.1	8.7	6.5	8.6	7.9
Cr	18.8	19.8	19.5	20.9	30.7	31	29
Sc	27.84	29.34	28.95	30.95	23.39	30.72	28.08
Li	18.34	19.33	19.07	20.39	15.41	20.24	18.5
Sr	230	243	240	256	216	254	232
Nb	8.73	7.15	8.79	2.68	7.33	9.73	5.87
Ga	14.36	13.64	10.58	7.89	8.34	9.34	12.11
Ni	2.1	2.3	2.25	2.4	1.8	2.4	2.2
Hf	4.15	5.69	5.34	5.67	5.98	6.79	6.69
Ta	0.86	1.24	0.73	1.68	0.82	1.65	1.84
Be	1.1	1.16	1.14	1.22	0.92	1.21	1.11
La	135	142	140	150	141	127	142
Nd	66.1	66.1	65.2	69.7	64	57.7	55.5
Gd	9.3	9.2	4.84	5.17	6.6	6.7	7.3
Ho	1.17	1.45	1.33	1.13	1.48	1.13	1.47
Yb	2.13	2.7	2.1	2.9	2.1	1.7	2.2
Ce	265	280	331.1	276	223	193	214
Sm	9	8.3	9.7	8.3	9.9	9.7	9.9
Tb	1.5	1.6	0.86	0.96	1.3	2.2	2.1

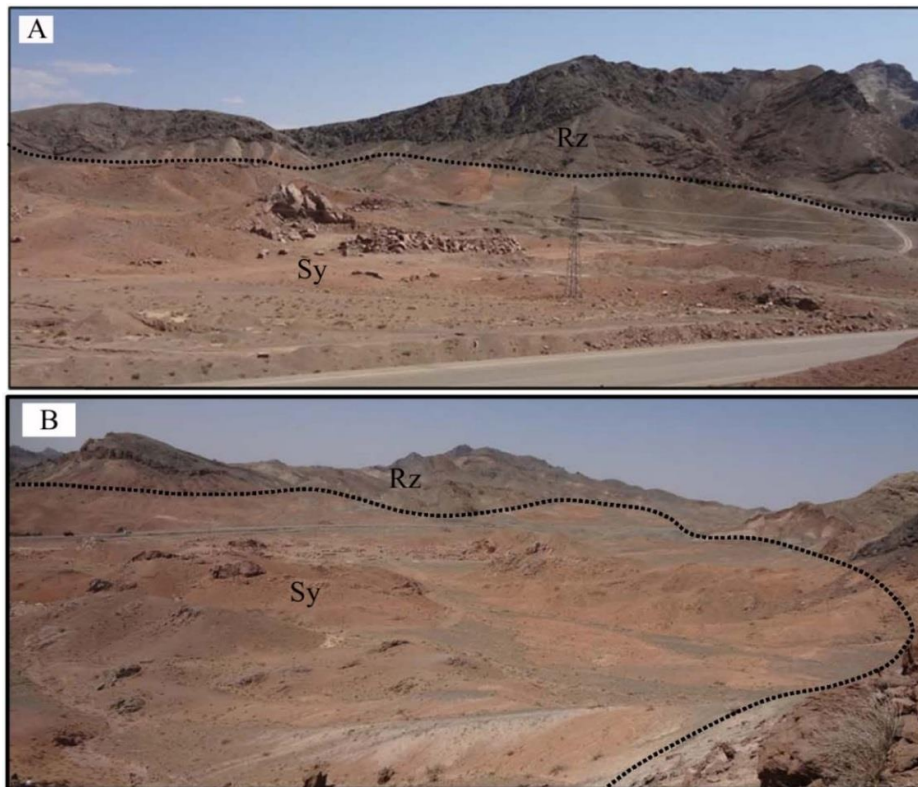
Er	3.1	2.7	2.7	2.5	3.4	2.2	2.5
Lu	0.25	0.29	0.33	0.27	0.31	0.33	0.29
Pr	24.5	24.3	24	25	17.8	18	18.8
Eu	1.6	1.4	1.4	2.1	1.7	2	2
Dy	6.02	7.34	6.41	6.64	4.64	4.45	4.23
Tm	0.24	0.32	0.48	0.43	0.35	0.74	0.62

بحث و نتایج

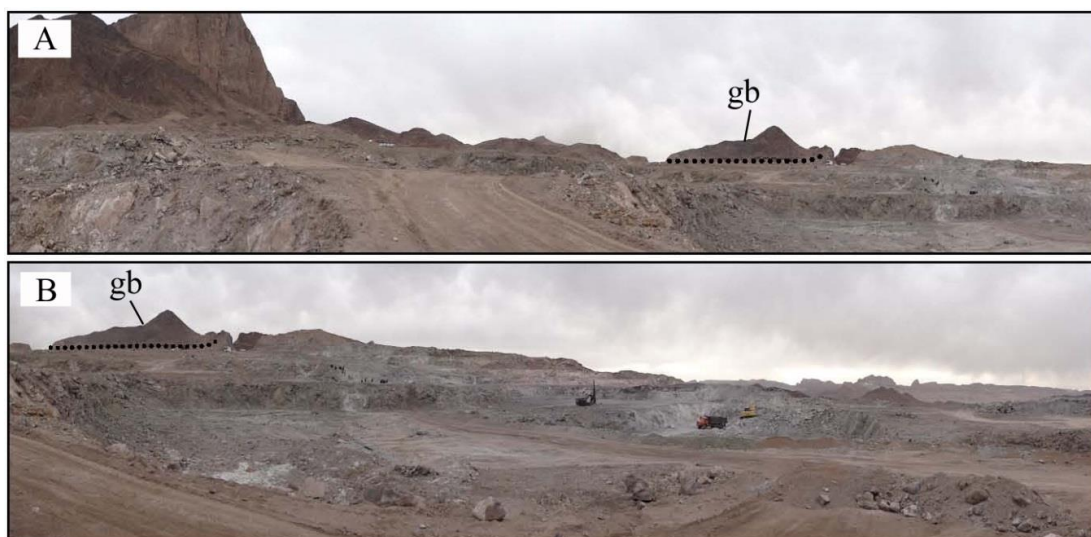
زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در ۳۰ کیلومتری شمال‌خاور بافق (۱۲۰ کیلومتری خاور یزد) واقع شده است. در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)، منطقه مورد مطالعه بخشی از بلوک پشت بادام را در پهنه ایران مرکزی تشکیل می‌دهد. بلوک پشت بادام در بین گسل‌های بزرگ کوه‌بنان در خاور و گسل پشت بادام در باختر محدود می‌باشد. تنوع لیتولوژی و فازهای ماگمایی که در ایران مرکزی دیده می‌شود، در این ناحیه نیز به خوبی آشکار است. عمده‌ترین مجموعه سنگ‌های آذرین و دگرگونه در بلوک پشت بادام، به سیستم‌های پرکامبرین و کامبرین آغازی مربوط می‌شود. در مقیاس کوچک‌تر، منطقه مورد مطالعه بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اسفوردی (سهیلی و مهدوی، ۱۳۷۰) را در بخش‌های باختری آن و در شمال معدن فسفات اسفوردی به خود اختصاص داده است. بر اساس نقشه اسفوردی (سهیلی و مهدوی، ۱۳۷۰)، واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه متشکل از گدازه‌های اسیدی، توف‌های اسیدی، گدازه‌های حدواسط تا بازیک، دولومیت چرت‌دار، دولومیت آهکی و آهک ضخیم‌لایه و در نهایت گدازه‌های آندزیتی متعلق به پرکامبرین بالایی- کامبرین زیرین می‌باشند که در مجموع تحت عنوان سری ریزو در نظر گرفته شده‌اند. این مجموعه توسط توده‌های نفوذی کوچک متعددی قطع شده است که در منطقه مورد مطالعه (معدن اسفوردی و شمال آن)، دو توده با ترکیب سینیتی و گابرویی قابل مشاهده هستند. توده سینیتی یادشده با ابعاد نسبتاً کوچک در بخش شمالی معدن اسفوردی (فاصله حدود یک کیلومتر از محل معدن) در دو سمت جاده بافق- معدن سه‌چاهون، در بین واحدهای سری ریزو قابل مشاهده است (شکل ۲). این توده در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی (سهیلی و مهدوی، ۱۳۷۰) به عنوان یک توده نفوذی با ترکیب گابرویی معرفی شده است. این توده به داخل واحدهای سری ریزو نفوذ کرده است، لیکن هاله دگرگونی و دگرسانی شاخصی در محل کنتاکت آنها مشاهده نمی‌شود. به دلیل عملکرد متاسوماتیسم بر روی توده سینیتی، تغییر رنگ نسبتاً مشخصی در بخش‌های مختلف توده دیده می‌شود. تغییرات بافتی مشخصی در توده سینیتی قابل مشاهده است به‌طوری‌که بخش‌های داخلی تر توده، دارای بافت گرانولار دانه‌درشت بوده، در حالیکه به سمت حاشیه توده، بافت سنگ‌ها دانه ریزتر می‌شود. مطالعات صحرایی و بررسی تصاویر ماهواره‌ای حاکی از وجود یک ساختار حلقوی در این منطقه می‌باشد به گونه‌ای که سینیت‌ها در مرکز و با ارتفاع کمتر قرار رخنمون داشته، در حالیکه واحدهای سنگی سری ریزو به صورت ارتفاعات نسبتاً بلندی آن را احاطه کرده‌اند (شکل ۲). لازم به توضیح است که بلاغی و همکاران (۱۳۸۹) در مطالعات خود بر روی سنگ‌های آذرین بهاباد، توده‌های نفوذی (گابرو، دیوریت، سینیت و گرانیت) این منطقه را به اردوویسین- سیلورین منتسب کرده‌اند. علاوه بر توده سینیتی یادشده، در مجاورت بلافضل حاشیه خاوری معدن فسفات اسفوردی، توده نفوذی تیره‌رنگی با ارتفاع نسبتاً کم خودنمایی می‌کند (شکل ۳). این توده دارای بافت گرانولار دانه‌ریز بوده و ترکیب گابرویی دارد. این توده در مطالعات جمعی (۲۰۰۵) به عنوان

یک توده دیابازی معرفی شده است. در بررسی‌های صحرایی، توده گابرویی مزبور کمترین دگرسانی را نشان می‌دهد که در مجاورت مستقیم کانی‌سازی فسفات اسفوردی و دگرسانی‌های شدید آن رخنمون یافته است.



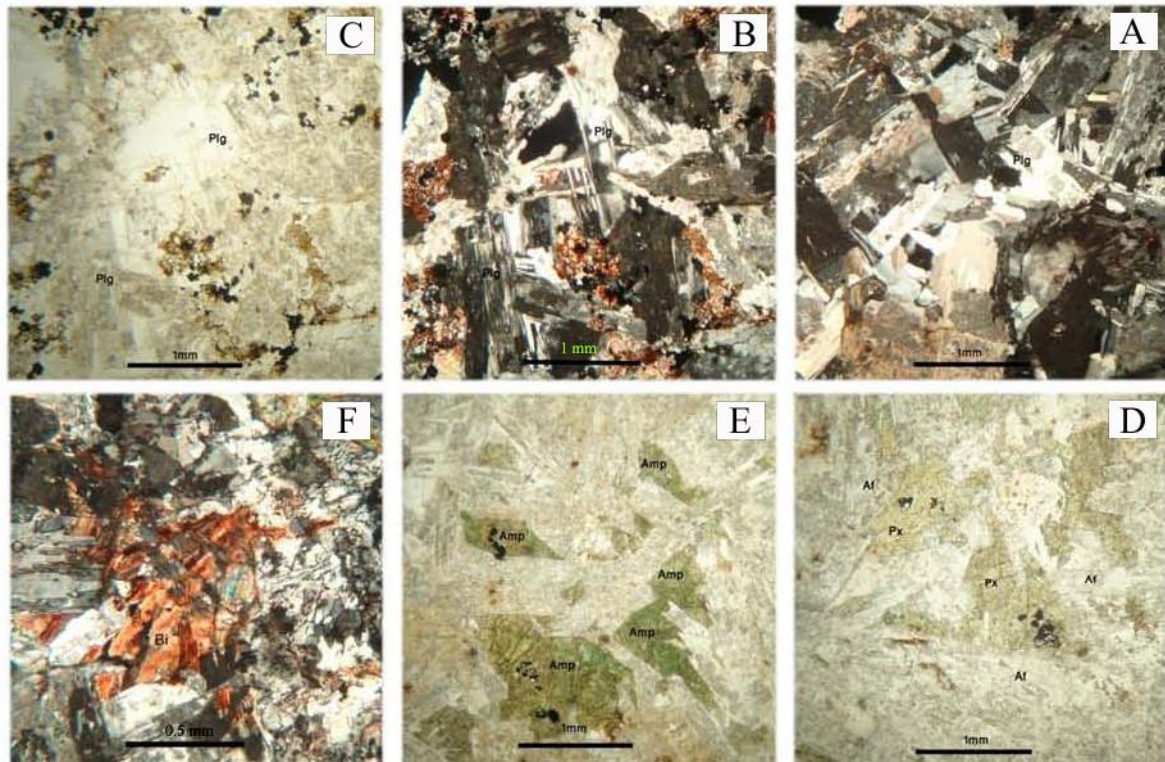
شکل ۲: دو نمای مختلف از توده سینیتی بصورت تپه‌های کم‌ارتفاع و جایگیری آن در داخل بلندی‌های اطراف متشکل از واحدهای سری ریزو. (A دید به خاور، B دید به شمال باختر. (Sy: سینیت، Rz: سری ریزو).



شکل ۳: دو نمای مختلف از توده گابرویی به صورت گنبدی کوچک در حاشیه باختری معدن فسفات اسفوردی. (A در حاشیه چپ تصویر، ریولیت و دولومیت‌های مربوط به سری ریزو با مورفولوژی خشن مشخص هستند (دید به خاور). (B دید به جنوب خاور.

سنگ‌شناسی

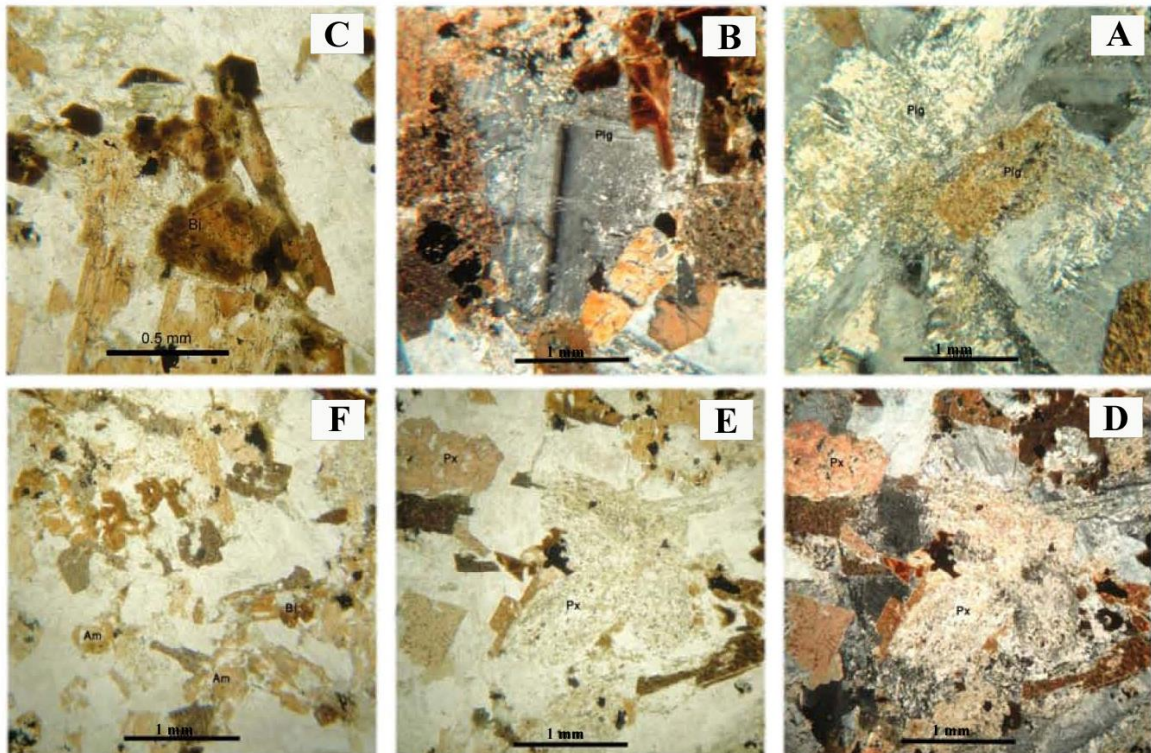
سینیت: توده سینیتی شمال معدن اسفوردی در مقیاس ماکروسکوپی به رنگ صورتی روشن تا صورتی تیره و قرمز گوشتی می‌باشد. بافت غالب این سنگ‌ها از نوع هتروگرانولار بوده ولی بافت‌های دیگری مانند پوئی-کیلیتیک، پرتیتی و بافت صفحه شطرنجی نیز دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها عبارت از آلکالی فلدسپار (ارتوز) (۴۵-۵۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۵-۱۵ درصد)، آمفیبول (۱۵-۱۰ درصد) و پیروکسن (۱۰-۵ درصد) بوده و کوارتز (تا ۳ درصد)، بیوتیت (تا ۲ درصد)، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر به‌عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند. کلسیت، سریسیت، کانی‌های رسی، کلریت، بیوتیت، اپیدوت، اکتینولیت و اکسیدهای آهن در اثر دگرسانی در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. ترکیب کلی این توده، سینیتی بوده و در مواردی به سمت کوارتزسینیت میل می‌کند. آلکالی فلدسپارها به درجات نسبتاً شدیدی متحمل دگرسانی به کانی‌های رسی شده و ظاهری کدر و غبارآلود نشان می‌دهند. بافت پرتیتی در برخی بلورهای آلکالی فلدسپار قابل مشاهده است. بلورهای پلاژیوکلاز مربوط به دو نسل متفاوت می‌باشند: انواع شکل‌دار درشت و انواع تیغه‌ای کوچک (شکل ۴ A). انواع شکل‌دار که اولیه بوده و مشابه با آلکالی فلدسپارها، متحمل دگرسانی نسبتاً گسترده به کانی‌های رسی، سریسیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت شده‌اند (شکل ۴ C). گروه دوم، بلورهای تیغه‌ای کوچک هستند که کاملاً سالم بوده و بصورت مجموعه‌هایی در همراهی با کوارتز و گاه کلسیت مشاهده می‌شوند. این گروه از پلاژیوکلازها، دارای ترکیب سدیک‌تر می‌باشند. شریفی (۱۳۷۶)، تشکیل این پلاژیوکلازها را به دگرسانی سدیک نسبت داده است. به این مفهوم که در نتیجه عملکرد سیالات غنی از Na^+ ، این عنصر جانشین Ca^{2+} در شبکه پلاژیوکلاز کلسیک شده و پلاژیوکلاز سدیک تولید می‌کند. یون‌های Ca^{2+} و Al^{3+} آزاد شده نیز در تشکیل کانی‌های کلسیت و موسکویت شرکت می‌کند. مطالعات بافتی حاکی از همراهی پلاژیوکلاز سدیک با کلسیت و گاه موسکویت (سریسیت) در نمونه‌های مورد مطالعه است. برخی بلورهای پلاژیوکلاز، بافت صفحه شطرنجی نشان می‌دهند (شکل ۴ B). در این پلاژیوکلازها، تیغه‌های آلبیتی کوچک طوری قرار می‌گیرند که بافتی شبیه صفحه شطرنج را به وجود می‌آورند با این تفاوت که هر یک از واحدها به صورت مربع نبوده و حالتی نامنظم دارند. به اعتقاد اسمیت (۱۹۷۴)، تنش و فشارهای تکنیکی در تشکیل پلاژیوکلاز صفحه شطرنجی نقش مؤثری دارد. این بافت توسط اسمیت (۱۹۷۴) به متاسوماتیسم سدیک فلدسپات پتاسیم‌دار اولیه نسبت داده شده است. پیروکسن‌ها اکثراً ترکیب سدیک داشته اما پیروکسن‌های غیر سدیک (کلینوپیروکسن) نیز حضور دارند (شکل ۴ D). دگرسانی پیروکسن‌های سدیک و کلینوپیروکسن‌ها به آمفیبول‌های ثانویه (اکتینولیت) در برخی نقاط قابل مشاهده است. در نتیجه دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها، کلسیت نیز تشکیل شده است. آمفیبول‌های اولیه موجود در این سنگ‌ها از نوع قهوه‌ای و سدیک هستند (شکل ۴ E). آمفیبول‌های سدیک با چندرنگی آبی تا سبز متمایل به آبی مشخص می‌شوند. فراوانی آمفیبول‌ها بیشتر از پیروکسن‌ها است، لیکن آمفیبول‌ها عمدتاً ثانویه می‌باشند. بیوتیت هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه در این سنگ‌ها وجود دارد (شکل ۴ F). بلورهای بیوتیت اولیه موجود در سنگ، تحت تأثیر محلول‌های گرمایی، به درجات شدیدی به کلریت تجزیه شده‌اند. کوارتز هم به صورت اولیه در فضای بین بلورها و هم به صورت ثانویه به همراه آلبیت در اثر دگرسانی و متاسوماتیسم سدیک و سیلیسی در نمونه‌ها مشاهده می‌شود. فراوانی کوارتزهای اولیه و ثانویه در مجموع کمتر از ۳ درصد می‌باشد.



شکل ۴: (A) بلورهای پلاژیوکلاز ثانویه سالم و دگرسان نشده در همراهی با پلاژیوکلازهای اولیه دگرسان شده (نور XPL). (B) بلورهای پلاژیوکلاز اولیه با بافت شطرنجی و دگرسان شده (نور XPL). (C) بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده به کانی-های رسی (نور PPL). (D) بلورهای پیروکسن سدیک به رنگ سبز در فضای بین پلاژیوکلازهای دگرسان شده (نور PPL). (E) آمفیبول‌های سدیک با رنگ سبز تیره تا قهوه‌ای در بین پلاژیوکلازهای دگرسان شده (نور PPL). (F) ورقه‌های کوچک بیوتیت کلریتی شده (نور XPL).

گابرو: این توده در فاصله حدود یک کیلومتری جنوب سینیت‌ها، با ابعاد تقریبی 200×150 متر در مجاورت بلافضل حاشیه خاوری معدن فسفات اسفوردی واقع شده و با رنگ تیره خود در داخل دولومیت‌ها و ریولیت‌ها مشاهده می‌گردد. این سنگ‌ها در مقیاس ماکروسکوپی، ملانوکرات و دانه متوسط و به رنگ سبز مایل به سیاه بوده و بافت گرانولار دارند. در مقیاس میکروسکوپی، بافت‌های غالب در این سنگ‌ها هتروگرانولار، اینترگرانولار و پوئی کیلیتیک می‌باشند. کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۵-۴۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۲۰-۱۵ درصد)، آمفیبول (۱۵-۱۰ درصد) و بیوتیت (۲۰-۱۵ درصد) به عنوان کانی‌های اصلی و آپاتیت، روتیل، اسفن و کانی‌های کدر به‌عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها حضور دارند. کانی‌هایی مانند اپیدوت، کلسیت، کلریت، سربیسیت، اکتینولیت، کانی‌های رسی و کانی‌های کدر در اثر دگرسانی کانی‌های اولیه تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها به درجات متغیری متحمل دگرسانی سوسوریتی شده‌اند (شکل ۵ A). منطقه‌بندی در برخی بلورها دیده می‌شود (شکل ۵ B). به عقیده شلی (۱۹۹۳)، بلورهای منطقه‌ای نشانگر آهسته بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور است. همچنین، منطقه‌بندی می‌تواند نشان‌دهنده منشأ هتروژنی ماگما، آلودگی توسط سنگ‌های میزبان و نیز کم‌عمق بودن جایگاه تبلور باشد (نگودی و همکاران، ۲۰۰۳). بلورهای ورقه‌ای بیوتیت یکی از کانی‌های غالب این سنگ‌ها است (شکل ۵ A تا F). در بعضی نقاط، ادخال‌هایی سوزنی شکل از کانی روتیل در داخل بیوتیت‌ها، دیده می‌شود که هم به صورت مثلثی شکل و هم به صورت ستاره‌ای (بافت ساژنیتی) قابل

مشاهده هستند. حضور کانی بیوتیت در سنگ‌های گابرویی، نشانگر آلکالن و آبدار بودن ماگمای گابرویی می‌باشد. پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع کلینوپیروکسن است (شکل ۵ D و E). در برخی نمونه‌ها، پیروکسن‌ها متحمل دگرسانی شده و توسط کلریت و اکتینولیت جایگزین شده‌اند که گاه با تشکیل اسفن‌های ثانویه نیز همراه هستند. به دلیل تشکیل اسفن‌های ثانویه از این پیروکسن‌ها، ترکیب احتمالی آنها از نوع اوژیت و تیتان- اوژیت می‌باشد. آمفیبول دیگر کانی غالب این سنگ‌ها است (شکل ۵ F). با توجه به خصوصیات نوری (بیرفرزانس قهوه‌ای)، می‌توان گفت که ترکیب آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند قهوه‌ای می‌باشد.

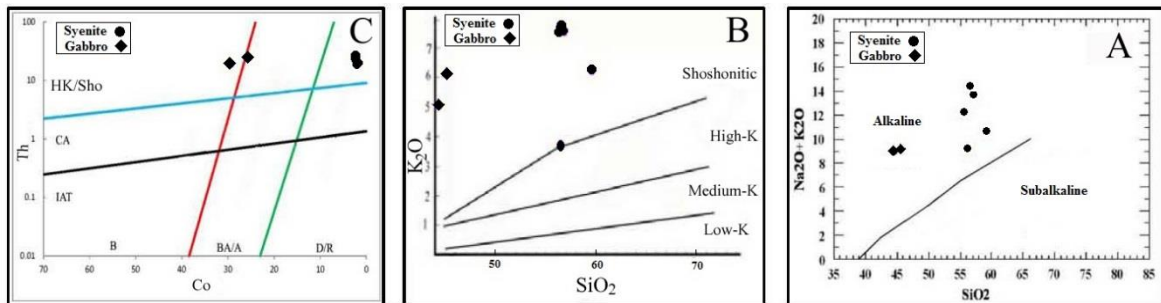


شکل ۵: (A) بلورهای پلاژیوکلاز سریسیتی شده به همراه بیوتیت (نور XPL). (B) بلور پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی با دگرسانی سریسیتی در همراهی با بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن (نور XPL). (C) تجمع بلورهای بیوتیت (نور PPL). (D) بلورهای کلینوپیروکسن در همراهی با پلاژیوکلازهای سریسیتی و بیوتیت (نور XPL). (E) تصویر D در نور PPL. (F) تجمع بلورهای آمفیبول و بیوتیت در کنار هم (نور PPL).

ژئوشیمی

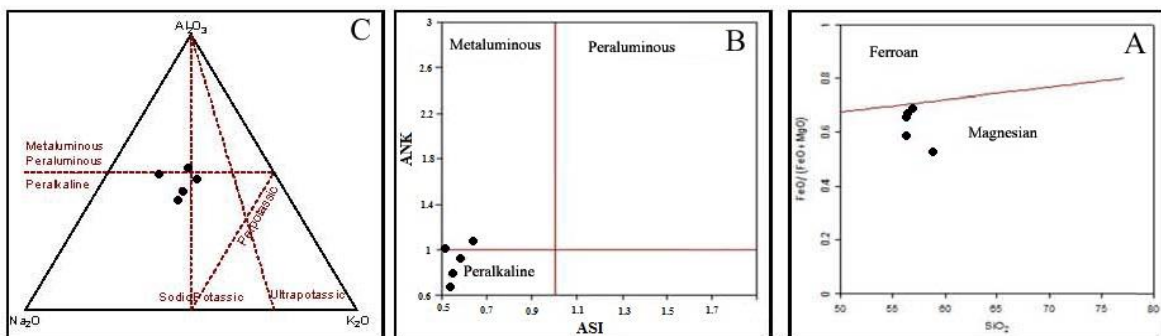
همچنانکه پیشتر گفته شد، در راستای پژوهش حاضر، تعداد ۷ نمونه از توده‌های سینیتی و گابرویی به روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه‌های کیمیاپژوه البرز مورد آنالیز قرار گرفته‌اند (جدول ۱). همچنانکه در جدول ۱ مشخص است، نمونه شماره N3 دارای عیار K_2O نسبتاً پایین تری در مقایسه با دیگر نمونه‌های سینیتی است. با توجه به مطالعات سنگ‌شناسی، به نظر می‌رسد که عیار پایین تر اکسید مزبور در این نمونه در ارتباط با محتوای پایین تر بیوتیت و آلکالی فلدسپار در این نمونه می‌باشد. بر اساس نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۶ A). در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (ریکوود، ۱۹۸۹)، تمام نمونه‌های سینیتی و گابرویی در قلمرو شوشونیتی و اولتراپتاسیک قرار می‌گیرند (شکل ۶ B). بر اساس نمودار Co در مقابل Th (هاستی و همکاران، ۲۰۰۷) نیز، همه نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در قلمرو پتاسیم بالا تا شوشونیتی واقع می‌شوند (شکل ۶ C). بالا بودن

عناصر آلکالن در این نمونه‌ها ناشی از متاسوماتیسم و افزایش عناصر آلکالن در این سنگ‌ها است. از شواهد افزایش K_2O در این سنگ‌ها، تشکیل بیوتیت‌ها متاسوماتیک نوظهور می‌باشد. همچنین، افزایش Na_2O و K_2O در طی متاسوماتیسم به این سنگ‌ها، منجر به تشکیل نفلین نورماتیو و ارتوکلاز نورماتیو در این سنگ‌ها می‌شود.

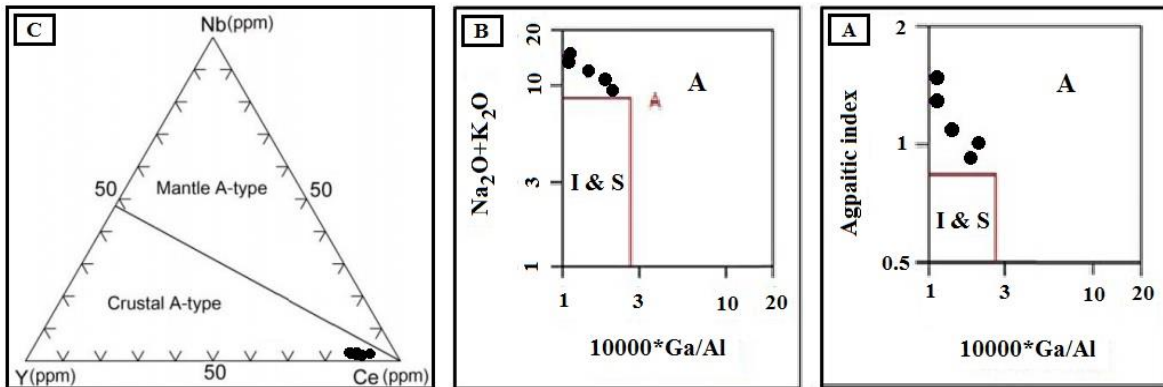


شکل ۶: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی: (A) نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (ایروین و باراکار، ۱۹۷۱)، (B) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (ریکوود، ۱۹۸۹)، (C) نمودار Co در مقابل Th (هاستی و همکاران، ۲۰۰۷).

براساس نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)، همه نمونه‌های سینیتی مورد مطالعه در قلمرو منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۷ A). براساس ضریب اشباع آلومین (ASI)، بخش عمده نمونه‌های سینیتی مورد مطالعه در نمودار A/CNK در مقابل A/NK (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)، در محدوده پراآلکالن واقع شده و یک نمونه در محدوده متآلومین قرار می‌گیرد (شکل ۷ B). بر اساس نمودار مثلثی $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ (مولر و گروز، ۱۹۹۷) نیز بخش عمده نمونه‌ها در محدوده پراآلکالن و یک نمونه در محدوده متآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۷ C). بر روی نمودارهای تفکیک انواع گرانیتوئید (والن و همکاران، ۱۹۸۷)، نمونه‌های سینیتی مورد مطالعه در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع A واقع می‌شوند (شکل ۸ A و B). با استفاده از نمودار $Nb-Y-Ce$ (ابی، ۱۹۹۲)، گرانیت‌ها نوع A به دو گروه با منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای تقسیم می‌شوند. بر اساس این نمودار، نمونه‌های سینیتی از نوع گرانیت‌های نوع A با منشأ پوسته‌ای هستند (شکل ۸ C).



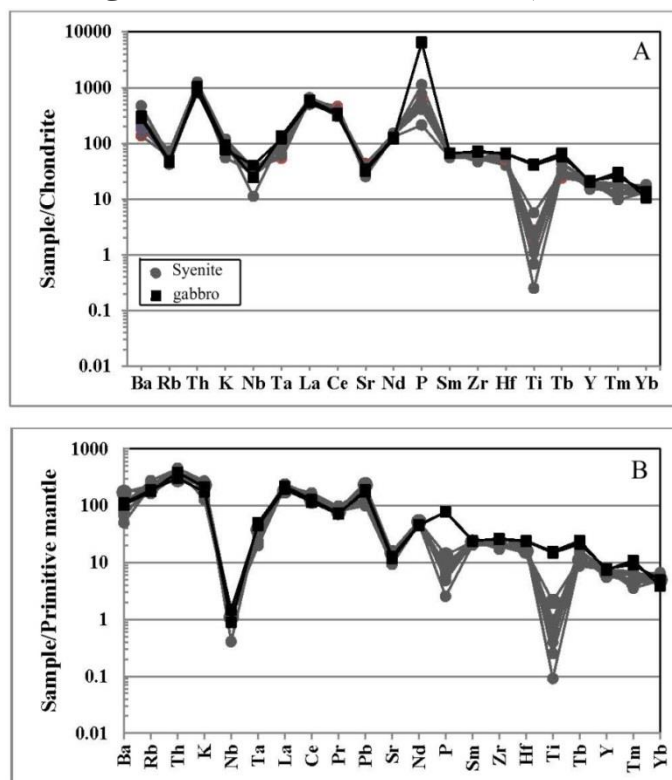
شکل ۷: موقعیت نمونه‌های مربوط به توده سینیتی مورد مطالعه بر روی: (A) نمودار SiO_2 در مقابل $FeO/(FeO+MgO)$ (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)، (B) نمودار A/CNK در مقابل A/NK (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)، (C) نمودار مثلثی $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ (مولر و گروز، ۱۹۹۷).



شکل ۸: A و B: نمودارهای تفکیک انواع گرانیتوئید (والن و همکاران، ۱۹۸۷) که نمونه‌های سینیتی بر روی آن‌ها پلات شده‌اند. C: نمودار مثلثی Nb-Y-Ce (ابی، ۱۹۹۲) برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع A که نمونه‌های سینیتی بر روی آن پلات شده‌اند.

در نمودار چند عنصری بهنجارشده عناصر کمیاب نسبت به کندریت (مک‌دوناف و سان، ۱۹۹۵)، هر دو توده سینیتی و گابرویی از الگوی مشابهی برخوردار هستند (شکل ۹ A). این الگوهای مشابه می‌تواند بیانگر ارتباط ژنتیکی گروه‌های سنگی مورد مطالعه باشد. در این نمودار، غنی‌شدگی از عناصر LIL به همراه آنومالی منفی عناصر HFS نشان می‌دهند که از خصوصیات عمده ماگماهای وابسته به فرورانش است (سگدی و همکاران، ۲۰۰۱؛ ماچادو و همکاران، ۲۰۰۵؛ کوشجو و جنلی، ۲۰۱۰). غنی‌شدگی از LILE می‌تواند در نتیجه ورود این عناصر از پوسته فرورونده به گوشته بالای آن و وقوع فرآیند متاسوماتیسم به وجود آید (محمد و همکاران، ۲۰۰۰؛ سگدی و همکاران، ۲۰۰۱). همچنین این عناصر می‌تواند در نتیجه آلودگی پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه باشد (ویلسون، ۱۹۸۹؛ رولینسون، ۱۹۹۳). وجود آنومالی مثبت در عناصری چون K و Th، انعکاسی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای مولد توده‌های نفوذی مورد مطالعه بوده و از آن به عنوان تسلط پوسته‌ای یاد شده است (هاریس و همکاران، ۱۹۸۶). غنی‌شدگی Th احتمالاً به آلودگی پوسته‌ای یا خصوصیات منشأ وابسته است (کوشجو و جنلی، ۲۰۱۰). معمولاً Th به دنبال فرآیند متاسوماتیسم، در مناطق فرورانشی به خاستگاه گوشته‌ای اضافه می‌شود (ماچادو و همکاران، ۲۰۰۵). در مقابل، عناصر با پتانسیل یونی بالا و غیر متحرک نظیر Nb، Ti و به درجات کمتری Ta، آنومالی منفی نشان می‌دهند. آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). به عقیده شانگ و همکاران (۲۰۰۴)، فقط ۲ درصد آلودگی گوشته اولیه با پوسته قاره‌ای بالایی می‌تواند آنومالی‌های شدید منفی برای Ti و Nb ایجاد کند، بدون اینکه در ترکیب عناصر اصلی تغییرات چندانی رخ دهد. آنومالی منفی عناصر با میدان پایداری بالا نظیر Nb و Ti می‌تواند در ارتباط با ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش (ویلسون، ۱۹۸۹؛ کاستر و هارمز، ۱۹۸۸؛ وترین و رودینوف، ۲۰۰۸؛ هونگ یان و همکاران، ۲۰۰۹؛ کالاپاتی و همکاران، ۲۰۱۰)، شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (رولینسون، ۱۹۹۳؛ لمن و سیسون، ۱۹۹۶؛ دوستال و همکاران، ۲۰۰۱؛ شانگ و همکاران، ۲۰۰۴) و نشانه فقر این عناصر در منشأ و همچنین پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آن‌ها در طی فرآیند تفریق (وو و همکاران، ۲۰۰۳) باشد. آنومالی منفی Sr می‌تواند مرتبط با شیمی ناحیه منشأ (تهی‌شدگی از Sr)، تبلور تفریقی کانی‌های حاوی این عنصر نظیر پلاژیوکلاز و شرایط P و T ناحیه ذوب باشد (بلوندی و گرین، ۲۰۰۰). ذوب در فشار بالاتر و دمای کمتر، آنومالی منفی این عنصر را بوجود خواهد آورد (بلوندی و گرین،

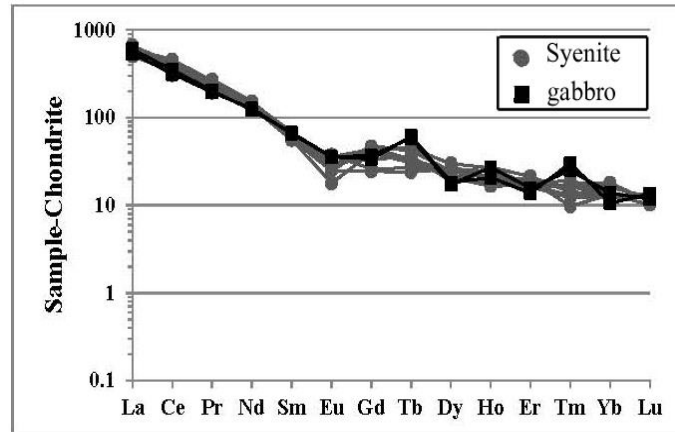
۲۰۰۰). بر این اساس، با توجه به عدم وجود شواهد تفریقی برای پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه، می‌توان گفت که آنومالی منفی Sr در ارتباط با فقیر بودن این عنصر در ناحیه منشأ و یا ذوب در فشار بالا و دمای کمتر (پایداری کانی‌های حاوی این عنصر در ناحیه منشأ) بوده است. به اعتقاد کارمالکار و سارما (۲۰۰۳)، وجود آنومالی منفی در سنگ‌ها نشانگر عدم حضور آمفیبول در ناحیه سنگ منشأ می‌باشد.



شکل ۹: A: الگوی عناصر کمیاب برای نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. مقادیر بهنجارسازی از مک‌دوناف و سان (۱۹۹۵). B: الگوی عناصر کمیاب برای نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند. مقادیر بهنجارسازی از مک‌دوناف و سان (۱۹۹۵).

تفاوت عمده سنگ‌های سینیتی و گابرویی در روند و فراوانی دو عنصر P و Ti می‌باشد، به طوری که سنگ‌های سینیتی حاوی آنومالی منفی مشخص در Ti و آنومالی مثبت ضعیف در P بوده و سنگ‌های گابرویی حاوی آنومالی مثبت شاخص در P و آنومالی منفی ضعیف در Ti می‌باشند (شکل ۹ A). آنومالی مثبت P می‌تواند در ارتباط با تمرکز بلورهای آپاتیت در این سنگ‌ها باشد. در سنگ‌های گابرویی، بلورهای آپاتیت با فراوانی قابل توجه حضور دارند که می‌تواند آنومالی مثبت شاخص تر P را توجیه نماید. آنومالی‌های منفی و مثبت Ti توسط کانی‌های تیتانیوم‌دار مانند اسفن و کانی‌های دیگر نظیر آمفیبول‌ها، ایلمنیت و تیتانومگنتیت کنترل می‌شود (گلن، ۲۰۰۴). آنومالی منفی مشخص Ti در نمونه‌های سینیتی می‌تواند با تفریق کانی‌های تیتانیوم‌دار مرتبط باشد در حالیکه آنومالی منفی ضعیف تر Ti در نمونه‌های گابرویی را می‌توان مرتبط با تمرکز بالای بیوتیت حاوی رشته‌های روتیل در این سنگ‌ها در نظر گرفت. آنومالی مثبت عناصر La و Ce در نمونه‌های سینیتی و گابرویی را نیز می‌توان در ارتباط با تمرکز بالای آپاتیت و آنومالی مثبت P در این سنگ‌ها تفسیر کرد. در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (مک‌دوناف و سان، ۱۹۹۵) برای سنگ‌های مورد مطالعه، همانند کندریت‌ها حاوی غنی‌شدگی عناصر LILE و تهی‌شدگی عناصر HFSE بوده، تفاوت بارز این دو نمودار، آنومالی منفی P در

نمونه‌های سینیتی و آنومالی مثبت P در نمونه‌های گابرویی است (شکل ۹ B). این آنومالی با تمرکز بیشتر بلورهای آپاتیت در نمونه‌های گابرویی سازگاری دارد. در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه، آنومالی مثبت ضعیف Pb در نمونه‌های مربوط به توده‌های گابرویی و سینیتی مشاهده می‌شود. آنومالی مثبت Pb می‌تواند به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده و یا آلیش ماگما با سنگ‌های پوسته قاره‌ای ارتباط داشته باشد (کامبر و همکاران، ۲۰۰۲). همچنانکه پیشتر گفته شد، غنی‌شدگی از LILE و همچنین Pb در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌تواند در نتیجه ورود این عناصر از پوسته فرورونده به گوشته بالای آن و وقوع فرآیند متاسوماتیسم به وجود آید. با در نظر گرفتن آنومالی مثبت Pb در نمونه‌های مورد مطالعه در همراهی با آنومالی مثبت عناصر LILE و آنومالی منفی عناصر HFSE، تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان در ارتباط با ذوب گوشته متاسوماتیسم شده همراه با آلیش پوسته‌ای ماگمای گوشته‌ای در ترازهای بالاتر در نظر گرفت. الگوی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه، شیب منفی داشته و در آن LREEها نسبت به HREEها غنی‌شدگی مشخصی نشان می‌دهند (شکل ۱۰). نسبت بالای LREE/HREE می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی و بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (ویلسون، ۱۹۸۹؛ رایت و مک‌کوری، ۱۹۹۷)، وجود گارنت باقی‌مانده در سنگ منشأ (ژائو و همکاران، ۲۰۰۷) و آلودگی ماگما بوسیله مواد پوسته‌ای (سریوستاوا و سیگ، ۲۰۰۴) باشد. در مجموع می‌توان گفت که غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE با نسبت بالای LREE/HREE در سنگ‌های مورد مطالعه در ارتباط با درجات پایین ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده همراه با آلیش پوسته‌ای باشد. در نمودار بهنجار شده به کندریت، گابروها فاقد آنومالی منفی Eu بوده اما سینیت‌ها آنومالی منفی ضعیف Eu نشان می‌دهند. آنومالی Eu اغلب به‌وسیله فلدسپارها (به‌ویژه در ماگماهای فلسیک) کنترل می‌شوند زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم سازگار است در حالیکه سایر عناصر کمیاب خاکی سه ظرفیتی، ناسازگار هستند. بنابراین جدا شدن فلدسپارها چه به‌وسیله تفریق بلوری و چه به‌علت ذوب بخشی که در آن فلدسپات در تفاله باقی می‌ماند، باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود. برعکس نقش فلدسپارها، در مقیاس کوچکتر کانی‌های هورنبلند، اسفن، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و گارنت ممکن است باعث پیدایش آنومالی مثبت Eu در مذاب شوند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶). آنومالی مثبت Eu می‌تواند نتیجه انباشت پلاژیوکلاز در نمونه مورد نظر باشد. نبود آنومالی‌های مثبت و منفی هم نشان‌دهنده این است که تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در تحول ماگما ندارد و ممکن است فقط متحمل تبلور فشار بالا قبل از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد (یینگ و همکاران، ۲۰۰۷). به اعتقاد ویلسون (۲۰۰۷)، اگر آنومالی منفی Eu همراه با آنومالی منفی Sr باشد، تفریق پلاژیوکلاز عامل بوجود آمدن آنومالی منفی Eu می‌باشد. با توجه به وجود آنومالی منفی شاخص Sr در نمودارهای عنکبوتی و فقدان آنومالی منفی مشخص Eu در گابروها، می‌توان نتیجه گرفت که تفریق پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها فرایند کنترل‌کننده آنومالی‌های مزبور نبوده است. لیکن آنومالی منفی Eu در سینیت‌ها می‌تواند در ارتباط با تفریق پلاژیوکلاز ماگمای مادر باشد.

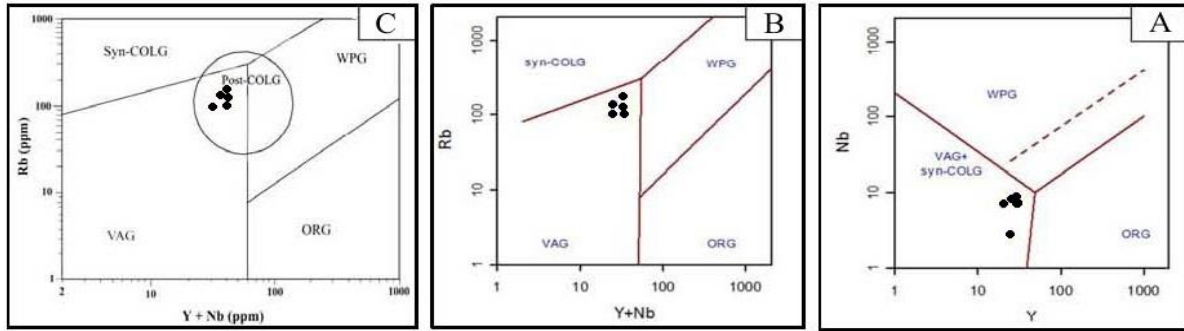


شکل ۱۰: الگوی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. مقادیر بهنجارسازی از مک‌دوناف و سان (۱۹۹۵).

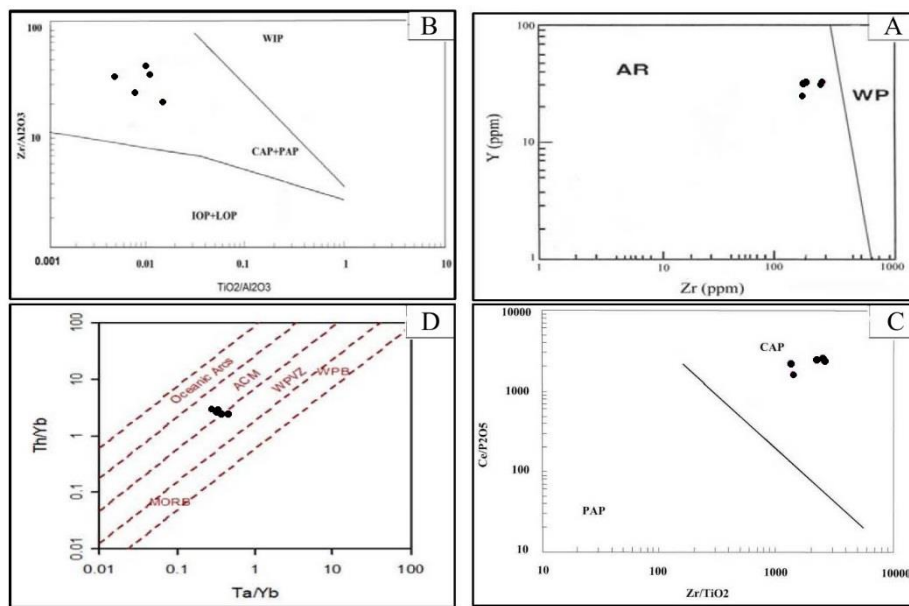
جایگاه تکتونوماگمایی

به منظور مشخص نمودن محیط تکتونیکی توده سینیتی مورد مطالعه، از نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی پیرس و همکاران (۱۹۸۴) و پیرس (۱۹۹۶) استفاده شده است. براساس نمودار Nb در مقابل Y، همه نمونه‌های سینیتی در قلمرو مشترک کمان ماگمایی و محیط همزمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ A). از نمودار Rb در مقابل Y+Nb برای تفکیک قلمروهای کمان ماگمایی و محیط برخوردی استفاده گردید که بر اساس این نمودار، همه نمونه‌های سینیتی در قلمرو کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ B). براساس نمودار پیرس (۱۹۹۶)، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو مشترک بین گرانیتهای کمان آتشفشانی و بعد از برخورد واقع می‌شوند (شکل ۱۱ C). طبق نمودار Y در مقابل Zr (مولر و گروز، ۱۹۹۷)، نمونه‌های سینیتی در قلمرو گرانیتهای مرتبط با کمان واقع می‌شوند (شکل ۱۲ A). برای شناسایی نوع محیط تکتونوماگمایی مرتبط با کمان، با استفاده از نمودار Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 (مولر و گروز، ۱۹۹۷)، تمامی نمونه‌ها در قلمرو کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ B). برای تمایز کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی بعد از برخورد، نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Ce/P_2O_5 (مولر و گروز، ۱۹۹۷) استفاده گردید که براساس این نمودار، نمونه‌های سینیتی در قلمرو کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ C). در نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (شندل و گورتن، ۲۰۰۲)، نمونه‌های سینیتی مورد مطالعه در قلمرو کمان حاشیه فعال قاره‌ای با گرایش به مناطق آتشفشانی داخل صفحه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۱۲ D).

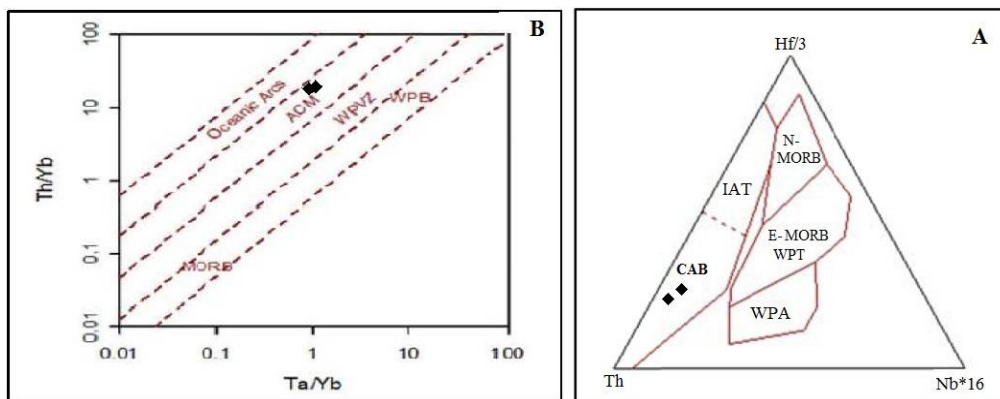
برای تعیین جایگاه تکتونیکی نمونه‌های گابروئی از دیاگرام مثلثی عناصر Th-Hf/3-Nb/16 (وود، ۱۹۸۰) و نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (شندل و گورتن، ۲۰۰۲) استفاده گردید. بر اساس نمودارهای یادشده، نمونه‌های گابرویی در قلمرو بازالت‌های حواشی فعال قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل ۱۳).



شکل ۱۱: نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی و موقعیت نمونه‌های سینیتی بر روی آنها: (A) نمودار Y در مقابل Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). (B) نمودار Rb در مقابل Y+Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). (C) نمودار Rb در مقابل Y+Nb (پیرس، ۱۹۹۶).



شکل ۱۲: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای مولر و گروز (۱۹۹۷). (A) نمودار Zr در مقابل Y جهت تفکیک محیط داخل صفحه‌ای از محیط کمان. (B) نمودار Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 جهت تفکیک محیط داخل صفحه‌ای از انواع محیط‌های کمانی. (C) نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Ce/P_2O_5 جهت تفکیک کمان حاشیه فعال قاره‌ای از کمان بعد از برخورد. (D) نمودار Th/Ta در مقابل Yb (شندل و گورتن، ۲۰۰۲).



شکل ۱۳: موقعیت نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه بر روی: (A) نمودار مثلثی عناصر Th-Hf/3-Nb/16 (وود، ۱۹۸۰)، (B) نمودار Th/Ta در مقابل Yb (شندل و گورتن، ۲۰۰۲).

نتیجه گیری

با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، توده‌های نفوذی مورد مطالعه شامل دو گروه سنگی سینیتی و گابرویی می‌باشند. با استناد به ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی مورد مطالعه دارای ماهیت آلکالن با پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده و سینیت‌ها در زمره گرانیتوئیدهای نوع A با منشأ پوسته‌ای قرار می‌گیرند. با توجه به نمودارهای عنکبوتی و الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، الگوی مشابهی در این دو گروه سنگی وجود دارد. تشابه الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در این گروه‌های سنگی بیانگر ارتباط ژنتیکی و احتمالاً منشأ ماگمایی یکسان برای آن‌ها می‌باشد. در این نمودارها، عناصر LILE و LREE نسبت به عناصر HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در این نمودارها، تمامی نمونه‌ها یک الگوی غنی از LREE را با نسبت بالای LREE/HREE نشان می‌دهند. بر طبق این نمودارها، در هر دو گروه سنگی، عناصر لیتوفیل درشت‌یون نظیر Rb, Ba, K, Pb و Th غنی‌شدگی و آنومالی مثبت نشان می‌دهند. در مقابل، عناصر با پتانسیل یونی بالا و غیرمتحرک نظیر Nb و Ti، تهی‌شدگی و آنومالی منفی مشخصی را نشان می‌دهند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی یادشده می‌تواند در ارتباط با ذوب گوشته متاسوماتیسم شده همراه با آلیش پوسته‌ای ماگمای گوشته‌ای در ترازهای بالاتر باشد. بلاغی و همکاران (۱۳۸۹) بر این باورند که نسبت بالای LREE/HREE در سنگ‌های بازیک (گابرویی) منطقه بهاباد، بیانگر تشکیل آنها از یک منبع گوشته‌ای با درجات ذوب بخشی پایین تا متوسط می‌باشد. به اعتقاد بلاغی و همکاران (۱۳۸۹)، تهی‌شدگی سنگ‌ها از HREE، بیانگر حضور گارنت در ناحیه منشأ بوده و ماگمای مادر سنگ‌های بازیک از ذوب بخشی درجات پایین منبع گارنت پریدوتیتی در اعماق بین ۱۰۰-۸۰ کیلومتری از گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای منشأ گرفته است. آنومالی منفی Sr در نمودارهای عنکبوتی، بیانگر عدم حضور آمفیبول در ناحیه منشأ می‌باشد (کارمالکار و سارما، ۲۰۰۳)، از طرف دیگر، غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه از Rb و K می‌تواند تأییدی بر حضور فلوگوپیت در ناحیه منشأ باشد. بلاغی و همکاران (۱۳۸۹) برای سنگ‌های گابرویی و سینیتی جنوب بهاباد، یک منشأ حاوی فلوگوپیت را معرفی کرده‌اند. محیط تکتونوماگمایی عمومی ارائه شده برای ماگماتیسیم اینفراکامبرین ایران مرکزی عبارت از محیط کششی و ریفت قاره‌ای می‌باشد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ سامانی، ۱۳۷۷). این مدل بر این پایه استوار است که مراحل پایانی کوهزایی پان‌آفریکن در سپر عربی با جایگیری گرانیت‌های آلکالن نوع A و سنگ‌های آتشفشانی آلکالن بعد از کوهزایی همراه بوده است (جکسون و همکاران، ۱۹۸۴). مدل تکتونوماگمایی دیگری تحت عنوان ریفت نارس توسط تالبوت و علوی (۱۹۹۶) مطرح شده است که بر اساس آن، پوسته قاره‌ای اینفراکامبرین متحمل کشش شده، اما گسترش آن ناقص مانده است. محققین یادشده، ماگماتیسیم کامبرین آغازی را به ریفت قاره‌ای و بالآمدگی گوشته استنوسفری نسبت داده‌اند. از طرف دیگر، رضانی و تاگر (۲۰۰۳) اعتقاد دارند که تشکیل سنگ‌های آذرین و دگرگونی موجود در منطقه ساغند (ایران مرکزی) به سن اینفراکامبرین را نمی‌توان در قالب مدل ریفت قاره‌ای توضیح داد. به اعتقاد آنها، سنگ‌های رسوبی و گرانیتی کمپلکس بنه‌شورو که محصول دگرگونی و دگرشکلی ناحیه‌ای هستند، نشانگر وجود محیط فشارشی در پرکامبرین پایانی - کامبرین آغازی و دگرگونی در رخساره آمفیبولیت تحتانی در یک محیط کوهزایی می‌باشند. توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی - داسیتی مربوط به کامبرین آغازی با ماهیت کالک-آلکالن در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده و فاقد ماهیت آلکالن قابل انتساب به ماگماتیسیم داخل قاره‌ای هستند (رضانی و تاگر، ۲۰۰۳).

با در نظر گرفتن نتایج مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی و با توجه به مطالعات انجام شده قبلی در منطقه ایران مرکزی و بلوک پشت بادام، می‌توان مدل تکتونوماگمایی زیر را برای توده‌های نفوذی مورد مطالعه ارائه نمود: در پرکامبرین پایانی آغازی خردقاره‌هایی (مانند خردقاره چاپدون، خردقاره بنه‌شورو و خردقاره ناتک) در حاشیه گندوانا وجود داشته‌اند. فرورانش حوضه‌های اقیانوسی بین آنها منجر به تشکیل کمان‌های ماگمایی و دگرگونی‌های ناحیه‌ای در این خردقاره‌ها شده است (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳). نهایتاً با بسته شدن حوضه‌های یادشده، قطعات قاره‌ای به صورت یکپارچه درآمده و خردقاره ایران مرکزی را تشکیل داده‌اند. در ادامه، حوضه کششی و ریفتی بعد از برخورد در بخش‌هایی از خردقاره ایران مرکزی (بلوک پشت بادام) تشکیل شده است (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳). نتیجه این فرآیند، بالا آمدن گوشته استنوسفری و ذوب بخشی گوشته بالایی متاسوماتیسم‌شده و تشکیل ماگمای بازیک با ماهیت آلکالن بوده است (بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹). ماگمای بازیک اولیه به سمت بالا صعود کرده و در مخزن ماگمایی داخل پوسته جایگزین می‌شود. در این مخزن ماگمایی، ماگمای اولیه متحمل تفریق و آرایش پوسته‌ای شده و ترم‌های مختلف سنگی تشکیل می‌شوند. به این مفهوم که سنگ‌های سینیتی از تفریق ماگمای آلکالن بازیک (گابروها) تشکیل شده است. این فرایند در سنگ‌های گابرویی و سینیتی جنوب بهاباد توسط بلاغی و همکاران (۱۳۸۴) نیز گزارش شده است. آثار مربوط به متاسوماتیسم مرتبط با فرورانش ناحیه منشأ را می‌توان در آنومالی‌های عنصری نمودارهای عنکبوتی و همچنین موقعیت توده‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیک مشاهده نمود. لازم به توضیح است که با جایگیری ماگمای بازیک در پوسته و ذوب بخشی آن، مواد فلسیک پوسته‌ای نیز در تشکیل سنگ‌های گرانیتی کالک‌آلکالن هیبریدی نظیر گرانیت همیجان (بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹؛ محمدی، ۱۳۹۳؛ محمدی و همکاران، ۱۳۹۴) شرکت می‌نمایند.

سپاس‌گذاری

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین، نویسندگان بر خود واجب می‌دانند از دبیر محترم مجله و داوران محترم که با ارائه نظرات ارزنده علمی خود موجب غنای بیشتر نوشتار شده‌اند، کمال تشکر را دارند.

منابع

- آقاناتی، س.ع، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ ص.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۸۹. پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین جنوب بهاباد (باقی، ایران مرکزی)، پترولولژی، سال اول، شماره چهارم، ص ۴۵-۶۴.
- بنیادی، ز.، ۱۳۸۷. ژئوشیمی و ژنز کانسار منگنز نارینگان، بافق، استان یزد، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، رشته زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز.
- بومری، م.، ۱۳۹۱. بررسی کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، ناحیه بافق، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۲، شماره ۸۵، ص ۷۱-۸۲.
- بیات، ا.، ۱۳۹۳. ژئوشیمی توده‌های گابرویی-دیوریتی جنوب‌غرب بهاباد (استان یزد) و بررسی نقش احتمالی آنها در کانی‌سازی آهن-آپاتیت، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، رشته زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۶۲. بررسی فسفات بافق (اسفوردی)، مجله علوم دانشکده علوم دانشگاه تهران، شماره ۱۳،

جلد ۱.

- درویش‌زاده، ع. و آل طه، ب.، ۱۳۷۵. ماگماتیسیم و تکتونوماگماتیسیم پرکامبرین پسین در ایران مرکزی، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۱، جلد ۲۲، ص ۵۷-۷۸.
- رحمانی، ش. و مختاری، م.ع.ا.، ۱۳۸۱. اکتشاف عناصر کمیاب فلزی و کانی‌های قیمتی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۶۵ ص.
- سامانی، ب.، ۱۳۶۴. کشف ماگماتیسیم کربناتی و پدیده‌های همراه آن در ایران و ارتباط آنها با کانسارهای منطقه بافق- ساغند، نشریه علمی سازمان انرژی اتمی ایران، شماره ۴، ص ۹۹-۱۰۷.
- سامانی، ب.، ۱۳۷۱. معرفی سازند ساغند با رخساره ریفتی و جایگاه چینه‌نگاری آن در پرکامبرین پسین ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۶، ص ۳۲-۴۵.
- سامانی، ب.، ۱۳۷۷. فلززایی پرکامبرین در ایران مرکزی (بخش اول)، نشریه علمی سازمان انرژی اتمی ایران، شماره ۱۷، ص ۱-۱۶.
- سامانی، ب.، ۱۳۷۸. فلززایی پرکامبرین در ایران مرکزی (بخش دوم)، نشریه علمی سازمان انرژی اتمی ایران، شماره ۲۰، ص ۱۵-۳۱.
- سهیلی، م. و مهدوی، م.ع.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عابدیان، ن.، ۱۳۶۲. اکتشاف مقدماتی رخنمون‌های آپاتیت در منطقه بافق- پشت بادام، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۴۲ ص.
- کریم‌زاده ثمرین، ع.، ۱۳۸۱. کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی، انتشارات دانشگاه تبریز، ۵۵۷ ص.
- گل‌کرم، ش.، رشیدنژاد عمران، ن.، مسعودی، ف. و وهاب‌زاده، ق.، ۱۳۸۹. گرانیت زیرگان، ماگمایی یا متاسوماتیک؟ دو فصلنامه نشریه علوم (دانشگاه خوارزمی)، دوره ۱۰، شماره ۲، ص ۸۲۵-۸۴۰.
- محمدی، ف.، ۱۳۹۳. ژئوشیمی توده گرانیوتوئیدی عظیم‌آباد (جنوب غرب بهاباد) و بررسی نقش احتمالی آن در کانی‌سازی آهن- آپاتیت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، رشته زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان.
- محمدی، ف.، ابراهیمی، م. و مختاری، م.ع.ا.، ۱۳۹۴. سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده گرانیوتوئیدی همیجان و سنگ‌های اسیدی همراه (جنوب باختر بهاباد، ایران مرکزی)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۸، ص ۲۲۳-۲۳۶.
- مختاری، م.ع.ا.، امامی، م.ه. و رحمانی، ش.، ۱۳۸۲. کانی‌زایی عناصر نادر خاکی در منطقه بافق- پشت بادام، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- موسوی‌ماکویی، س.ع.، ۱۳۷۷. بررسی پترولوژی گرانیوت ناریگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، رشته زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۷ ص.

-Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 210-265.

-Blundy, J. and Green, T., 2000. A partitioning origin Strontium anomalies in mantle-derived melts: Goldschmidt conference, Oxford, UK, Journal of Conference Abstract, v. 5(2), 219 p.

-Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and

- geochemistry: *Chemical Geology*, v. 281, p. 253-269.
- Chalapati, N.V.R., Dongre, A., Kamde, G., Rajesh, K.S., Sridhar, M. and Kaminsky, F.V., 2010. Petrology, geochemistry and genesis of newly discovered Mesoproterozoic highly magnesia, calcite-rich kimberlitic from Siddanpalli, Eastern Dharwar Craton, Southern India: Products of subduction -related magmatic Sources? *Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 313- 328.
- Daliran, F., 1990. The magnetite- apatite deposit of Mishdovan, east central Iran, An alkali rhyolite hosted Kiruna- type occurrence in the Infracambrian Bafq metallotect: Ph.D. thesis, Univ., Heidelberg, Geowiss, Abhandl, 248 p.
- Dostal, J., Church, B.N., Reynolds, P.H. and Hopkinson, L., 2001. Eocene volcanism in the Buck Creek basin, Central British Columbia (Canada): Transition from arc to extensional volcanism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 107, p. 149-170.
- Förster, H.J. and Jafarzadeh, A., 1994. The Chador Malu iron ore deposit, Bafq district, Central Iran, magnetite filled pipes: neues jahrbuch für geologie und paläontologie monatshefte, v. 168, p. 524-534.
- Frost, B.F., Barnes, G.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geological classification for granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 42, p. 2033-2048.
- Glenn, A.G., 2004. The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus: *Contributions to mineralogy and Petrology*, v. 147, p. 511- 527.
- Haghipour, A., 1974. Etude geologique de la region de Biabanak- Bafq (Iran Central), Pour obtenir le grade de Docteur es sciences naturelles.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism: *Geological Society Special Publication*, v. 19, p. 67-81.
- 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*, v. 48, p. 2341-2357.
- Hongyan, G., Min, S., Chao, Y., Xiao, W., Zhao, G., Zhang, L., Wong, K. and Fuyuan, W., 2009. Geochemical, Sr-Nd and Zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late – Subduction: *Chemical Geology*, v. 266, p. 364- 398.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian journal of Earth Science*, v. 8, p. 523-276.
- Jackson, N.J., Walsh, J.N. and Pegram, E., 1984. Geology, geochemistry and petrogenesis of late Precambrian granitoids in the Central Hijaz region of the Arabian shield: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 87, p. 205-219.
- Jami, M., 2005. Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate- iron deposit, Bafq area, Central Iran, Unpublished Ph.D. thesis, University of South Wales, 403 p.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 144, p. 38-56.
- Karmalkar, N.R. and Sarma, P.K., 2003. Characterization and origin of silicic and alkali rich glasses in the upper mantle derived spinel peridotite xenoliths from alkali basalts, Deccan traps, Kutch, northwest India: *Current Science*, v. 85(3), p. 386-392.
- Kuşçu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99(3), p. 593-621.

- Kuster, D. and Harms, U., 1988. Post- collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review: *Lithos*, v. 45, p. 177- 195.
- Lehmann, W.P. and Sisson, V.B., 1996. Geochemistry of boron and its implication for crustal and mantle processes. In: Anovitz, L.M. and Grew, E.S. (Eds.), *Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry in the earth's crust*, Mineralogical Society of America, *Review In mineralogy*, v. 33, p. 645-707.
- Machado, A., Lima, E.F., Chemale, J.F., Morta, D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M., Figueiredo, A.M.G., Alexandre, F.M. and Urrutia, J.L., 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica: *Journal of South American Earth Science*, v. 18, p. 407-425.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. *Composition of the Earth: Chemical Geology*, v. 120, p. 223-253.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- Mohamed, F.H., Moghazi, A.M. and Hassanen, M.A., 2000. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt: *International Journal of Earth Science*, v. 88, p.764-777.
- Mokhtari, M.A.A. and Emami, M.H., 2008. REE pattern and REE mineralization in apatite-magnetite deposits of Bafq-Saghand district (Central Iran): *Geosciences, Scientific Quarterly Journal, Special Issue*, v. 17, p. 162-169.
- Mokhtari, M.A.A., Emami, M.H. and Hosseinzadeh, Gh., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry: *Journal of Earth System Sciences*, v. 122, p. 795- 803.
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. *Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization: Second edition*, Springer Verlag, 242 p.
- Nagudi, B., Koeberl, K. and Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the syeno-granite Uganda and implications for its origin: *Journal of African Earth Sciences*, v. 36, p. 73- 87.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of petrology*, v. 25, p. 956- 983.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rocks, *Episodes*, v. 19(4), p. 120-125.
- Ramazani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics: *American Journal of Science*, v. 303, p. 622-665.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxide of major and minor elements: *Lithos*, v.22, p. 247-264.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation*: Longman Scientific and Technical, 352 p.
- Schandle, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments: *Economic Geology*, v. 97, p. 629-642.
- Seghedi, I., Downes, H., Pecskey, Z., Thirlwall, M.F., Szakacs, A., Prychodko, M. and Matthey, D., 2001. Magma genesis in a subduction related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians: *Lithos*, v. 57(4), p. 237-262.
- Shang, C.K., Satir, M., Sieble, W., Nsifa, E.N., Taubald, H., Liegeois, J.P. and Tchoua, F.M., 2004. Geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematic: Case of the Sangmelima region,

- Ntem Complex, Southern Cameroon: *Journal of African Earth Science*, v. 40(1-2), p. 61-79.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*: Chapman and Hall, 445 p.
- Smith, J.V., 1974. *Feldspar minerals*: Berlin, Heidelberg, Springer Verlag, v. 2, 690 p.
- Srivastava, R.K. and Sigh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of per-Cambrian sub-alkaline mafic dikes from the Central Indian Craton: evidence for mantle metasomatism: *Journal of Asian Earth Science*, v. 23, p. 373-389.
- Talbot, C.J. and Alavi, M., 1996. The past of a future syntax across the Zagros. In: Alsop, G.I., Blundell, D.J. and Davison, I., (Eds.) *Salt Tectonics: Geological Society Special Publication*, v. 100, p. 89-109.
- Torab, F.M. and Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposit of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology: *Mineralogical Magazine*, v. 71(3), p. 347-363.
- Torab, F.M., 2010. Geochemistry and radio-isotope studies on the iron-apatite ores in Bafq metallogenic zone for determination of apatite origin: *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, v. 18(3), p. 409-418.
- Vetrin, V.R. and Rodionov, N.V., 2008. Sm-Nd Systematics and petrology of post-orogenic Granitoids in the Northern Baltic Shield: *Geochemistry International*, v. 46(11), p. 1090-1106.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J.F., Zhao, Z.H., Jian, P., Xiong, X.L., Bao, Z.W., Li, C.F. and Bai, Z.H., 2006. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization: *Lithos*, v. 89(3-4), p. 424-446.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 95, p. 407-419.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*: Unwin Hyman Ltd, 466 p.
- Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis*: Chapman and Hall, London, 466 p.
- 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 on the British Tertiary Volcanic Province: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 11-30.
- Wright, J.B. and Mc Curry, P., 1997. Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria and a possible Pan-African suture zone: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 37, p. 90-96.
- Wu, F., Jahn, B., Wildec, S.A., Lod, C.H., Yuie, T.F., Lina, Q., Ge, W. and Sun, D., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic: *Lithos*, v. 67, p. 191-204.
- Ying, J., Zhang, H., Sun, M., Tang, Y., Zhou, X. and Liu, X., 2007. Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi province, Western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime: *Lithos*, v. 98, p. 45-66.
- Zhou, H., Xiao, L., Dong, Y., Wang, Ch., Wang, F. and Ni, P., 2007. Geochemical and geochronological study of the Sanshui basin bimodal volcanic rock namics in south eastern China: *Journal of Asian Earth Science*, v. 34, p. 134-189.