

بررسی سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی - ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه شرق قاسم‌آباد دهنه، جنوب غرب نیشابور

حبیب قره‌باغی^{۱*}، سید احمد مظاهری^۲

۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: H.gharahbaghi@yahoo.com

دریافت مقاله: ۹۳/۸/۹، پذیرش مقاله: ۹۳/۱۱/۲

چکیده

منطقه قاسم‌آباد دهنه در ۴۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان نیشابور، بخشی از زون ساختاری سبزواری است. ترکیب سنگ‌های آذرین بیرونی به سن ائوسن از تراکی‌اندزیت تا داسیت و سنگ‌های درونی به سن الیگومیوسن از گرانیت فلدسپار قلیایی تا گابرویدوریت در تغییر است. بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، این توده‌های نفوذی دارای ماهیت کلسیمی قلیایی و متالومینوس هستند و در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، موقعیت زمین‌ساختی توده نفوذی قاسم‌آباد دهنه، با گرانیتوئیدهای نوع کمان‌آشفشانی (VAG) قابل مقایسه است. این توده‌ها در رژیم کمان‌های آشفشانی مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای به‌وجود آمده‌اند و بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی و روابط صحرایی، حاصل مشارکت مذاب حاصل از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه‌گوشته‌ای روی آن است. ماگمای حاصل متحمل تفریق بلوری و آغشتگی ماگما با پوسته بالایی است.

واژه‌های کلیدی: نیشابور، قاسم‌آباد دهنه، کمان‌آشفشانی، نوع I

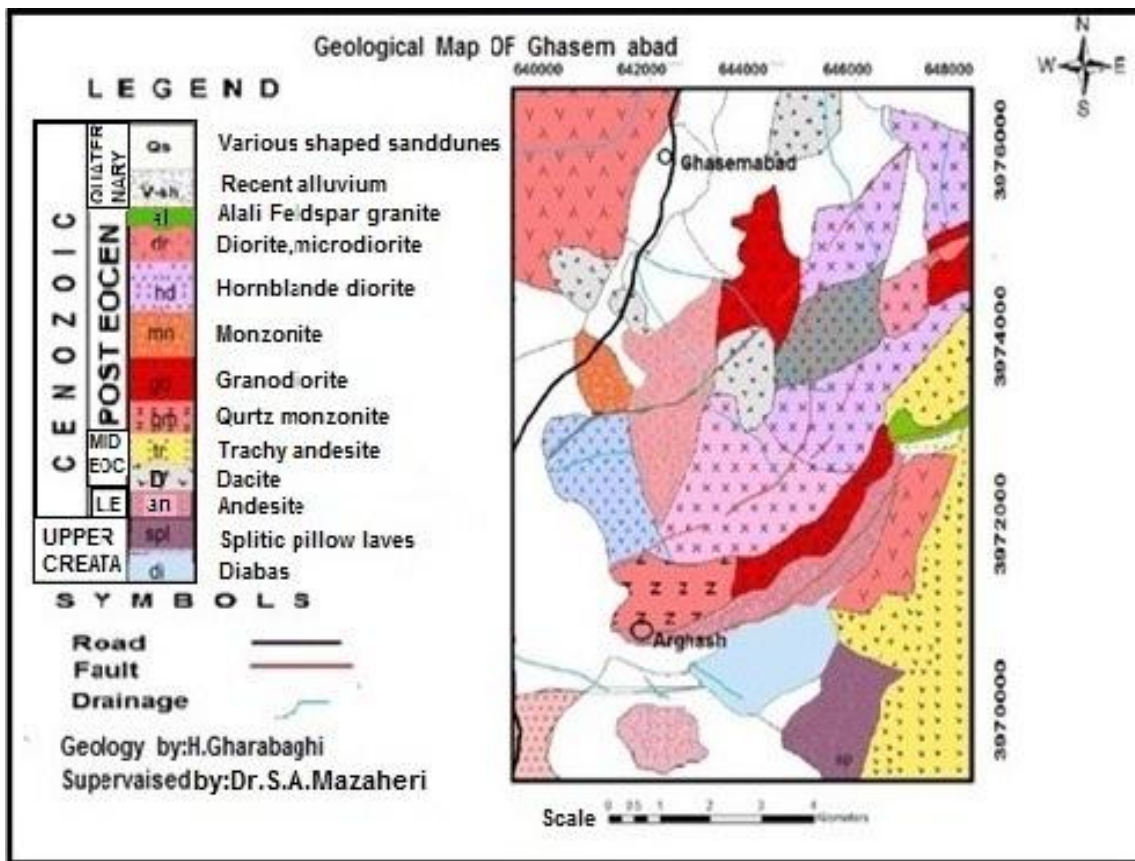
۱- مقدمه

عملکرد فاز کوهزایی آلپ میانی منطقه مورد مطالعه به دلیل متأثر شدن از چند فاز کوهزایی و نزدیکی به گسل‌های بزرگی چون گسل درونه و بینالود دچار چین‌خوردگی و شکستگی حاصل از گسلش و ایجاد درز و شکاف شده است (نادری، ۱۳۷۷).

۲- موقعیت زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان خراسان رضوی، در ۴۰ کیلومتری جنوب غرب نیشابور قرار گرفته و در شمال غرب چارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ کدکن در محدوده بین عرض جغرافیایی ۵۱°، ۳۵° و ۳۵°، شمالی و طول جغرافیایی ۳۳°، ۵۸° و ۳۶°، شرقی واقع شده است (نادری، ۱۳۷۷). در این پژوهش سنگ‌شناسی به‌ویژه بررسی سنگ‌زایی، محیط زمین‌ساختی-ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه بررسی شده است. ذکر این نکته ضروری است که ترکیب سنگ‌های بیرونی از تراکی‌اندزیت تا داسیت با سن ائوسن و سنگ‌های درونی از فلدسپار قلیایی گرانیت تا گابرویدوریت با سن اولیگومیوسن متغیر است (شکل ۱).

منطقه مورد مطالعه، بخشی از زون سبزواری است که خود بخشی از خردقاره ایران مرکزی است (معین وزیری، ۱۳۷۵). توده‌های این پهنه به سبب اهمیتی که در آگاهی از ژئودینامیک پوسته ایران دارند، مورد توجه بسیاری زمین‌شناسان بوده است. (بهروزی، ۱۳۷۰) و (کوثری، ۱۳۷۷). در تریاس پسین- ژوراسیک بر اثر رخداد سیمیرین پیشین، کافتش موجب جداسازی خردقاره شرق مرکز ایران از زون البرز و تشکیل اقیانوس باریکی شد که بر اثر رخداد لارامید در اواخر کرتاسه روند این حرکت معکوس شد، در حالی که تشکیل کافت ادامه یافت و پوسته اقیانوسی نئوتتیس با شیب به سمت شمال شرق به زیر کوه‌های چین‌خورده بینالود فرورفت و اقیانوس یادشده بسته شد. شکل‌گیری فرورانش پرسیب به‌سوی شمال، یک کمان ماگمایی از نوع جزایر کمانی را در بخش جلویی لبه جنوبی زون البرز شرقی (زون بینالود) ایجاد کرد. سنگ‌های آذرین جوان‌تر از اقیولیت‌ها، در واقع کمان‌ماگمایی را تشکیل داده است. فعالیت‌های زمین‌ساختی حاکم در منطقه در طول زمان‌های مختلف توانسته این توالی را به هم زند. بر اثر



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

۳- روش مطالعه

در این تحقیق پس از چند نوبت انجام عملیات صحرایی، بیش از ۳۰۰ نمونه از سنگ‌های منطقه برداشت شد. سپس ۵۰ مقطع نازک برای مطالعات سنگ‌نگاری تهیه و ۱۳ نمونه از سنگ‌های پلوتونیک و ۳ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی منطقه برای تجزیه به روش XRF به آزمایشگاه کانسارن بینالود تهران ارسال و تجزیه شد (جدول ۱). سپس با استفاده از نرم‌افزارهای PETROGRAPH، GCDKIT، ArcMap و Excel نقشه‌ها و نمودارهای لازم تهیه شدند. سپس با استفاده از داده‌های صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و سنگ‌نگاری و همچنین مطالعات ژئوشیمیایی به تفسیر محیط و سنگ‌زایی مجموعه سنگ‌های آذرین مورد مطالعه پرداخته شده است.

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱- سنگ‌های پلوتونیک مافیک

۴-۱-۱- گابرو دیوریت

بافت غالب میکروسکوپی نیمه‌خودریخت‌دانه‌ای و بافت‌های فرعی

غربالی و اینترسرتال هستند. پلاژیوکلازها (حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد) و هورنبلند (۷۰ تا ۷۵ درصد) و پیروکسن (حدود ۳ تا ۵ درصد) کانی‌های اصلی بوده و پلاژیوکلاز غالباً خوش‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار و دارای دوقلویی پلی‌سینتیک و ترکیب الیگوکلاز تا لابرادوریت هستند که بر اثر تجزیه به سریست تبدیل شده‌اند. پیروکسن‌ها عمدتاً به صورت نیمه‌وجه‌دار بوده و برخی از حاشیه‌ها به آمفیبول تبدیل شده‌اند. هورنبلند بیشتر به صورت نیمه‌وجه‌دار و خوش‌وجه و بعضی به اکتینولیت، کلریت و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت به صورت میانبار در پلاژیوکلاز و دارای رگه‌هایی از کربنات و کوارتز هستند (شکل ۲- الف).

۴-۲- سنگ‌های نفوذی حاداسط

۴-۲-۱- دیوریت

بافت اصلی پورفیری، بافت‌های فرعی شامل غربالی و ساب‌افیتیک است. کانی‌های اصلی آن پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. پلاژیوکلاز به صورت خوش‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار، ریزدانه تا درشت‌دانه با دوقلویی پلی‌سینتیک (حدود ۳۵-۴۰ درصد)، است. پیروکسن به صورت بی‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار (تقریباً ۴۵-۴۰ درصد) و دارای دگرسانی هستند. کانی‌های فرعی شامل کانی‌های مات، کوارتز، فلدسپار قلیایی و کانی‌های ثانوی کلریت، اکتینولیت،

سریسیت، هورنبلند و اپیدوت هستند (شکل ۲-ب).

درصد) خوش‌وجه تا بی‌وجه، دارای میانبار کوارتز و دگرسانی سریسیت است. کانی‌های متداول، هورنبلند (حدود ۱۰ درصد)، بیوتیت (حدود ۳ درصد) و کلینوپیروکسن (حدود ۲ درصد) است. کانی‌های فرعی (کمتر از ۵ درصد) آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های مات مشاهده می‌شود (شکل ۲-ث).

۴-۲-۲- پیروکسن - هورنبلند - کوارتز دیوریت

بافت اصلی نیمه‌خودریخت‌دانه‌ای، بافت فرعی غربالی است. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز به‌صورت خوش‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار (حدود ۵۰ درصد)، دارای دوقلویی پلی‌سینتتیک که بر اثر نیروی فشارشی به‌صورت نوار شکنجی (کینگ باند) در آمده و برخی دارای زون‌بندی هستند، بیشتر پلاژیوکلازها به سریسیت و کلسیت تجزیه شده‌اند. کوارتز نیمه‌خودریخت (حدود ۱۰) با خاموشی موجی و بلورهای ریز و متوسط و گاه دارای بافت کنسرتال است. هورنبلند خودریخت تا نیمه‌خودریخت (حدود ۱۵ درصد) دارد. کانی‌های فرعی فلدسپار قلیایی بی‌وجه (کمتر از ۵ درصد) فاقد دوقلویی، به‌صورت پراکنده در بین بلورهای دیگر قرار گرفته است. میکروکلین دارای بافت مشبک است. پیروکسن (حدود ۵ درصد)، دوشکستی بالا دارد و گاهی به‌صورت رگه دیده می‌شود و کانی‌های ثانویه کانی‌های کلریت و اکتینولیت از تجزیه هورنبلند و پیروکسن حاصل شده است. کانی‌های فرعی اسفن (گوه‌ای)، زیرکن (بیگانه‌ریخت یا گزنومورف در پلاژیوکلازها)، آپاتیت (خودریخت) و کانی مات (شکل‌دار و بی‌شکل) است (شکل ۲-پ).

۴-۳-۲- مونزوگرانیت

بافت میکروسکوپی نیمه‌خودریخت‌دانه‌ای، بافت فرعی پرتیتی و پورفیروبید است. کوارتز (۱۵ تا ۲۰ درصد)، بی‌شکل است. پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصد) خوش‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار در حد اولیگوکلاز، ابعاد ریز و متوسط، دارای دوقلویی پلی‌سینتتیک، در حال تجزیه به سریسیت، کلریت و اپیدوت هستند. فلدسپارهای قلیایی (۲۰ تا ۲۵ درصد) بی‌شکل و دارای میانبار کوارتز است. کانی‌های متداول شامل هورنبلند سبز (۷-۵ درصد) با رخ لوزی شکل و دوقلویی متقارن و بیوتیت (۳-۲ درصد) است. کانی‌های فرعی (۲ تا ۳ درصد) شامل اسفن، زیرکن، آپاتیت و مات است (شکل ۲-ج).

۴-۴- سنگ‌های بیرونی

۴-۴-۱- آندزیت

بافت‌های میکروسکوپی پورفیری، ویتروفیری، میکروولیتی، خلیجی و گلوومروپورفیری هستند. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز خوش‌وجه و نیمه‌وجه‌دار است که به‌صورت درشت‌بلور (۵-۱۵ درصد) و میکروولیت ریزدانه در زمینه و در بلورها به‌صورت کشیده، جریان، زون‌بندی و بافت گلوومروپورفیری مشاهده می‌شود. فلدسپار قلیایی حدود (۲-۳ درصد) از نوع سانیدین است. کلینوپیروکسن، هورنبلند و بیوتیت جزو کانی‌های مافیک هستند. هورنبلندها که دارای حاشیه سوخته هستند. کانی‌های فرعی شامل اسفن، آپاتیت و کانی‌های مات و از کانی‌های ثانویه می‌توان به بیوتیت، سریسیت، اکتینولیت، کلسیت و اپیدوت اشاره کرد (شکل ۲-ح).

۴-۴-۲- داسیت

بافت اصلی مشاهده‌شده در این نمونه‌ها پورفیری و کانی‌های اصلی آن شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی، آمفیبول (اکتینولیت) است. پلاژیوکلازها به‌صورت خوش‌وجه تا بی‌وجه ریزدانه تا متوسط دانه است که دانه‌های ریز به‌صورت خمیره در زمینه هستند و کانی‌های متوسط دانه به‌صورت پورفیری و گاهی دارای زون‌بندی هستند (حدود ۳۵-۴۰ درصد). کوارتزها به‌صورت خوش‌وجه تا بی‌وجه با خاموشی موجی و در برخی موارد دارای بافت خلیجی مشاهده می‌شوند (۲۵-۲۰ درصد). سانیدین با کشیدگی زیاد در زمینه دیده می‌شود (حدود ۳۰ درصد) و بیشتر به کانی‌های رسی دگرسان شده است. کانی‌های فرعی شامل کلریت، اکتینولیت و اپیدوت است (شکل ۲-خ).

۴-۲-۳- دیوریت

بافت اصلی نیمه‌خودریخت‌دانه‌ای و بافت‌های فرعی شامل غربالی، اینترسرتال هستند کانی‌های اصلی آن پلاژیوکلاز و آمفیبول است. پلاژیوکلاز (حدود ۶۵-۷۰ درصد)، نوع اولیگوکلاز و آندزین، نیمه‌وجه‌دار، متوسط دانه تا درشت‌دانه با دوقلویی پلی‌سینتتیک که بر اثر نیروی فشارشی به‌صورت نوار شکنجی در آمده‌اند، برخی به سریسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند که نشانه فوگاسیته اکسیژن بالا است و دارای میانبار اسفن، کوارتز، زیرکن و هورنبلند است. هورنبلند (تقریباً ۱۵ تا ۲۰ درصد) به‌صورت خوش‌وجه و نیمه‌وجه‌دار برخی در حال تبدیل به اکتینولیت است. برخی آمفیبول‌ها اولیه نبوده بلکه حاصل دگرسانی پسرونده پیروکسن هستند. کانی‌های فرعی شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن، فلدسپار قلیایی از نوع میکروکلین، ارتوکلاز، اوژیت و مات است (شکل ۲-ت).

۴-۳- سنگ‌های نفوذی اسیدی

۴-۳-۱- گرانودیوریت

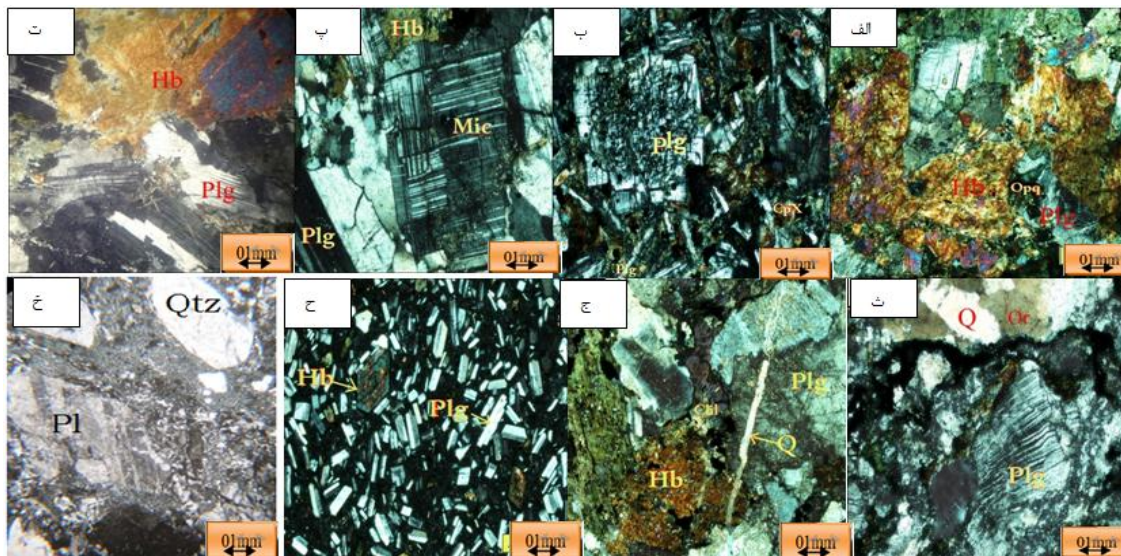
بافت اصلی میکروسکوپی نیمه‌خودریخت‌دانه‌ای و کانی‌های اصلی فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کوارتز است. پلاژیوکلاز (حدود ۳۵-۴۰ درصد) دارای دگرسانی سریسیت، اپیدوت و کلسیت و خوش‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار، دارای دوقلویی پلی‌سینتتیک و گاه نوار شکنجی و زون‌بندی است. کوارتز (حدود ۳۰-۲۵)، متوسط دانه و نیمه‌خودریخت، دارای خاموشی موجی و گاه دارای شکستگی و میانبار آپاتیت است. فلدسپار قلیایی (حدود ۲۰-۱۵

جدول ۱- نتایج تجزیه XRF نمونه‌های منطقه مورد مطالعه

شماره نمونه	G2	G7	G14	G21	G29	G117	G140	G198
نام سنگ	گابرودیوریت	داسیت	گابرودیوریت	گرانیت	گابرودیوریت	گابرودیوریت	تراکی آندزیت	دیوریت
SiO ₂ (%wt)	50.51	67.92	53.65	71.08	53.86	50.83	57.14	59.73
TiO ₂ (%wt)	0.656	0.420	1.082	0.318	0.578	0.770	0.654	0.465
Al ₂ O ₃ (%wt)	11.02	16.58	18.02	13.58	19.74	15.56	16.70	16.63
Fe ₂ O ₃ (%wt)	10.12	2.40	6.61	2.80	5.98	9.77	4.18	5.59
MnO (%wt)	0.214	0.010	0.103	0.031	0.076	0.204	0.029	0.085
MgO (%wt)	11.98	1.28	5.84	1.79	4.95	8.83	4.72	4.19
CaO (%wt)	11.34	4.35	9.49	3.01	9.36	9.20	7.02	8.01
Na ₂ O (%wt)	0.96	5.34	3.13	2.70	3.24	1.54	3.85	3.11
K ₂ O (%wt)	0.27	0.44	0.23	3.41	0.330	0.20	2.90	0.24
P ₂ O ₅ (%wt)	0.126	0.082	0.223	0.044	0.130	0.133	0.310	0.098
LOI (%wt)	2.49	0.84	1.22	0.96	1.41	2.67	1.87	1.52
Total	99.686	99.662	99.598	99.723	99.654	99.707	98.373	99.668
Rb (ppm)	15	13	12	121	18	15	50	17
Ba (ppm)	45	127	107	113	39	45	168	58
Th (ppm)	3	5	6	8	9	5	4	3
Nb (ppm)	14	12	10	9	14	12	13	8
Sr (ppm)	283	683	612	188	699	389	2031	445
Zr (ppm)	95	483	190	240	122	125	342	137
Y (ppm)	10	39	25	59	17	15	17	13
V (ppm)	168	45	181	62	150	164	143	96
Cr (ppm)	671	5	42	7	2	263	121	2
Co (ppm)	9	7	5	6	1	2	3	6
Ni (ppm)	294	35	63	46	49	172	167	45
Cu (ppm)	5	28	7	49	17	11	74	31
Zn (ppm)	61	21	33	40	29	84	71	46
Pb (ppm)	4	12	12	16	7	9	15	11
Ce (ppm)	24	47	27	41	32	5	44	3
La (ppm)	9	21	11	18	14	1	18	1
W (ppm)	1	1	1	1	1	1	1	1
As (ppm)	6	8	9	1	4	52	93	39
U (ppm)	1	2	5	6	7	2	1	1
Mo (ppm)	8	5	2	3	2	4	5	6
Ga (ppm)	13	22	17	14	17	15	21	16
Cl (ppm)	259	94	299	132	268	100	73	199

ادامه جدول ۱

شماره نمونه	G201	G203	G231	G244	G246	G323	G343	G346
نام سنگ	بازالت آندزیت	گابرو دیوریت	دیوریت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانودیوریت	گرانیت	دیوریت
SiO ₂ (%wt)	52.63	51.45	55.65	67.73	80.91	69.21	74.21	59.41
TiO ₂ (%wt)	0.771	1.004	0.709	0.222	0.090	0.383	0.307	1.068
Al ₂ O ₃ (%wt)	16.35	17.26	18.25	17.84	10.15	15.01	13.14	17.31
Fe ₂ O ₃ (%wt)	8.26	8.23	8.17	2.90	0.57	3.58	2.30	3.14
MnO (%wt)	0.199	0.133	0.146	0.005	0.001	0.065	0.024	0.108
MgO (%wt)	8.35	7.74	3.95	0.70	0.03	1.29	0.55	5.10
CaO (%wt)	0.75	9.98	8.35	4.31	0.67	3.44	1.73	8.02
Na ₂ O (%wt)	1.68	1.76	2.06	4.08	1.69	3.28	2.90	3.50
K ₂ O (%wt)	0.11	0.08	0.33	0.37	4.99	2.37	3.63	0.24
P ₂ O ₅ (%wt)	0.097	0.116	0.081	0.103	0.002	0.061	0.033	0.249
LOI (%wt)	1.50	1.79	1.72	1.41	0.59	0.96	0.68	1.36
Total	99.697	99.543	99.416	99.670	99.683	99.649	99.504	99.505
Rb (ppm)	15	11	19	20	115	75	142	14
Ba (ppm)	80	67	89	126	87	70	102	63
Th (ppm)	6	5	2	1	7	5	9	7
Nb (ppm)	17	15	12	10	14	7	2	9
Sr (ppm)	305	361	467	757	66	297	152	399
Zr (ppm)	120	127	98	196	101	207	302	259
Y (ppm)	18	17	12	13	37	34	63	31
V (ppm)	162	169	178	41	11	78	52	196
Cr (ppm)	309	193	6	5	4	1	5	87
Co (ppm)	8	4	5	6	3	1	4	6
Ni (ppm)	177	115	43	37	36	41	38	78
Cu (ppm)	21	62	1266	25	25	27	39	24
Zn (ppm)	79	60	53	18	17	50	40	39
Pb (ppm)	7	6	6	13	10	13	13	3
Ce (ppm)	34	32	4	67	10	36	44	40
La (ppm)	15	11	1	30	4	17	19	16
W (ppm)	1	1	1	1	1	1	1	1
As (ppm)	12	6	18	2	5	9	42	6
U (ppm)	3	4	1	1	3	2	4	6
Mo (ppm)	5	2	8	6	3	2	1	3
Ga (ppm)	12	15	10	18	19	8	19	6
Cl (ppm)	143	154	224	198	111	126	59	463



شکل ۲- الف) مقطع میکروسکوپی از بافت نیمه‌خودریخت در واحد گابرودیوریتی، XPL (ب) مقطع میکروسکوپی از بافت غربالی و پورفیری در دیوریت، XPL (پ) تصویری از دیوریت با بافت نیمه‌خودریخت، XPL (ت) تصویر کانی‌های سنگ‌ساز دیوریت، پلاژیوکلاز (با دوقلوبی پلی‌سینتیک) و هورنبلند، XPL (ث) تصویر بافت نیمه‌خودریخت در واحد گرانودیوریت دارای دوقلوبی پلی‌سینتیک خمیده پلاژیوکلاز، XPL (ج) تصویر مونوگرانیت و دگرسانی پلاژیوکلاز به کلریت و دارای رگه کوارتز، XPL (ح) آندزیت دارای بافت جریان‌ی زمین‌نهان بلورین و هورنبلند دارای زون‌بندی ترکیبی، XPL (خ) نمایش پلاژیوکلازی با حاشیه تحلیل‌رفته در داسیت

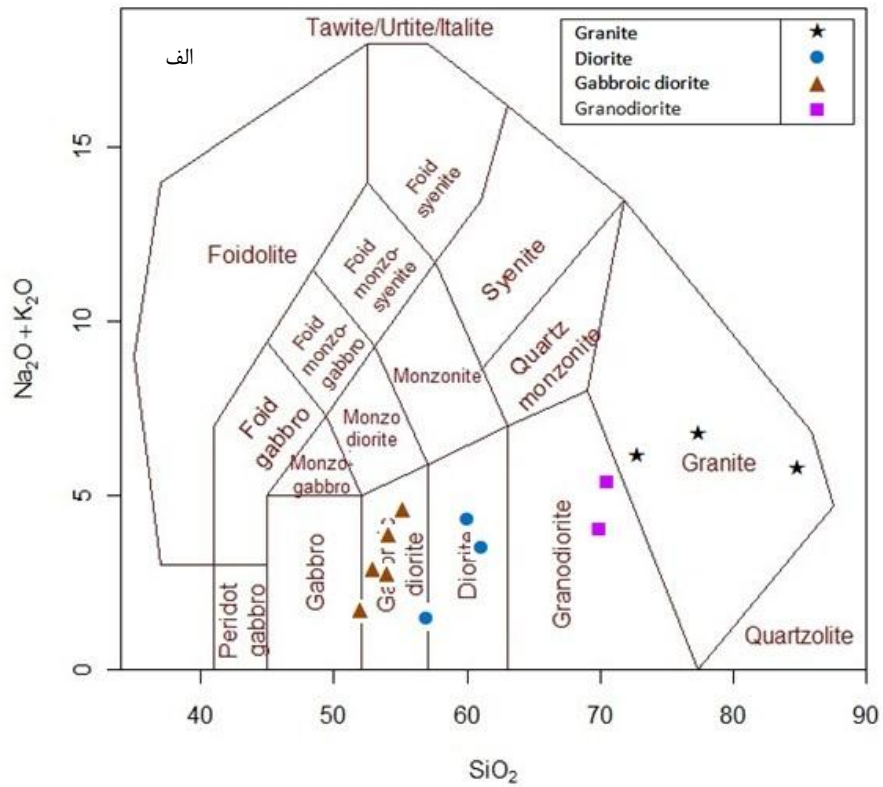
۵- ژئوشیمی

(al., 1991) می‌تواند ناشی از حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (روتیل، ایلمنیت، آپاتیت) در سنگ‌های اِکلوژیته پوخته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه ذوب نشده محل خاستگاه باشد، زیرا عناصر یادشده در این فازها به‌شدت سازگارند. عنصر Pb نسبت به عناصر، غنی‌شدگی نشان می‌دهد. سرب در کانی‌های پتاسیم‌دار به‌صورت یک عنصر پذیرفته‌شده وجود دارد و بنابراین با پیشرفت تفریق، نسبت پتاسیم به سرب زیاد می‌شود؛ بی‌هنجاری مثبت Pb می‌تواند بیانگر متاسوماتیسم گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوخته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوخته قاره‌ای باشد (Kamber et al., 2002). غنی‌شدگی عنصر Th, Zr نسبت به عناصر Nb, P, Ti نشان می‌دهد که این موضوع بیانگر توزیع عناصر کمیاب در پوخته و آرایش پوخته‌ای باشد (Rudnick, 1995). بی‌هنجاری منفی Ti نیز بازتاب‌کننده نقش اکسیدهای Fe-Ti است (Rollinson, 1993). بی‌هنجاری منفی Ti توسط کانی‌های تیتان‌دار مانند اِسفن، ایلمنیت، روتیل و بعضی آمفیبول‌ها کنترل می‌شود. با افزایش انحلال‌پذیری، کانی‌های تیتان‌دار در سیالات آبدار کاهش می‌یابد (Glenn, 2004) و کانی‌های یادشده که غنی از عناصر HFS هستند، طی فرایند ذوب‌بخشی در ژرفای بیش از ۳۰ کیلومتر به‌صورت فازهای برج‌باقی می‌مانند و باعث پیدایش بی‌هنجاری منفی در مذاب می‌شوند (Glenn, 2004). سنگ‌های منطقه از عناصری مانند U, Pb غنی‌شدگی دارند. این غنی‌شدگی و تهی‌شدگی از مشخصات ماگمای مربوط به زون فرورانش است (Sajona et al., 2008). Yan et al., (2008). همچنان که Wilson, (1989) و Sajona et al., (1996) نتیجه گرفتند که بی‌هنجاری منفی Ti-Nb در سنگ‌های ماگمایی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط فرورانش است و همچنین Sajona et al., (1996) بر این باورند که بی‌هنجاری مثبت Rb نیز نشان‌دهنده محیط‌های فرورانش هستند (شکل ۵).

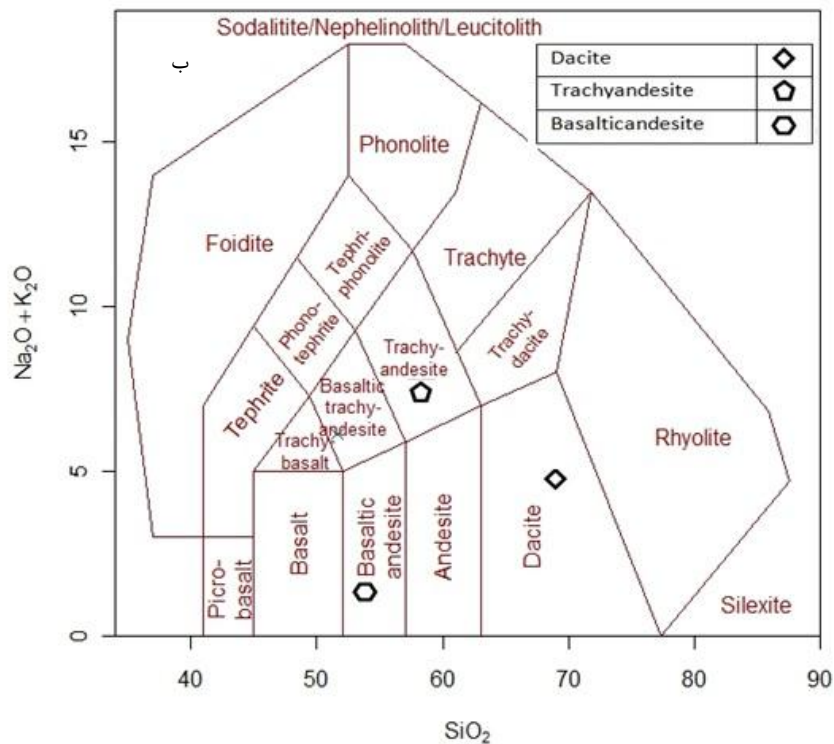
سنگ‌های نفوذی در رده‌بندی شیمیایی سنگ‌ها بر اساس نمودار قلیایی به سیلیس (Middlemost, 1985) در محدوده‌های گابرودیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت (شکل ۳- الف) و سنگ‌های آتشفشانی بر اساس نمودار (Middlemost, 1994) در محدوده تراکی‌آندزیت، بازالت آندزیت و داسیت (شکل ۳- ب) قرار می‌گیرند. سنگ‌های منطقه در محدوده کلسیمی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴- الف). تقسیم‌بندی سنگ‌ها بر اساس درجه اشباع Al_2O_3 در نمودار تغییرات A/CNK برابر A/NK (Shand, 1943) نمونه‌های اسیدی در محدوده پراآلومینیم، نمونه‌های مافیکی و حدواسط در محدوده متاآلومینوس قرار گرفته‌اند (شکل ۴- ب).

۶- سنگ‌زایی

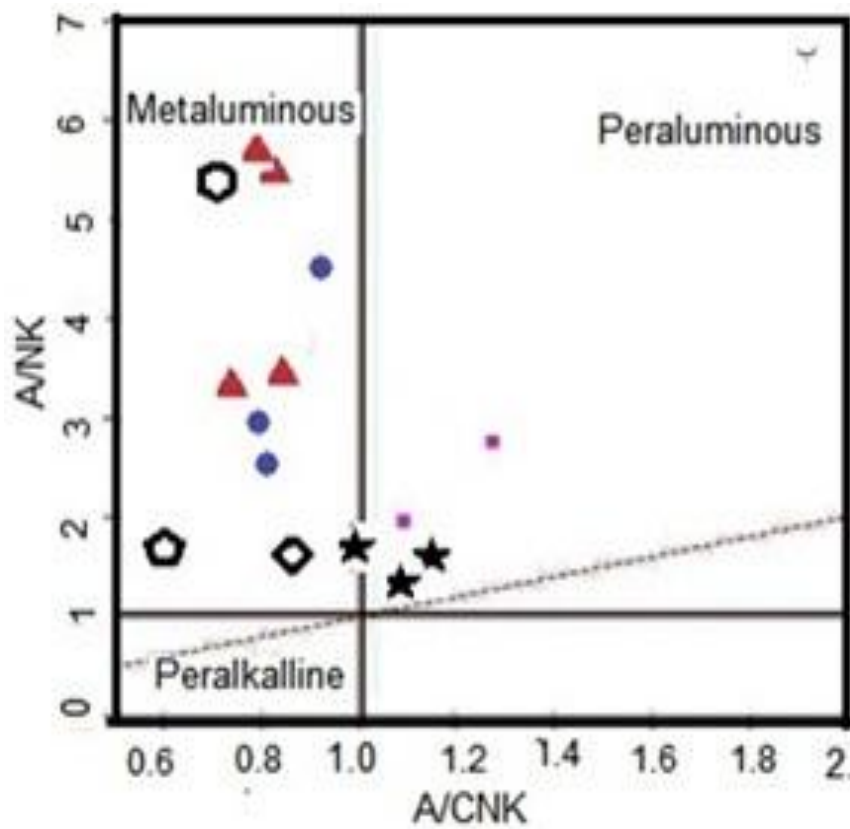
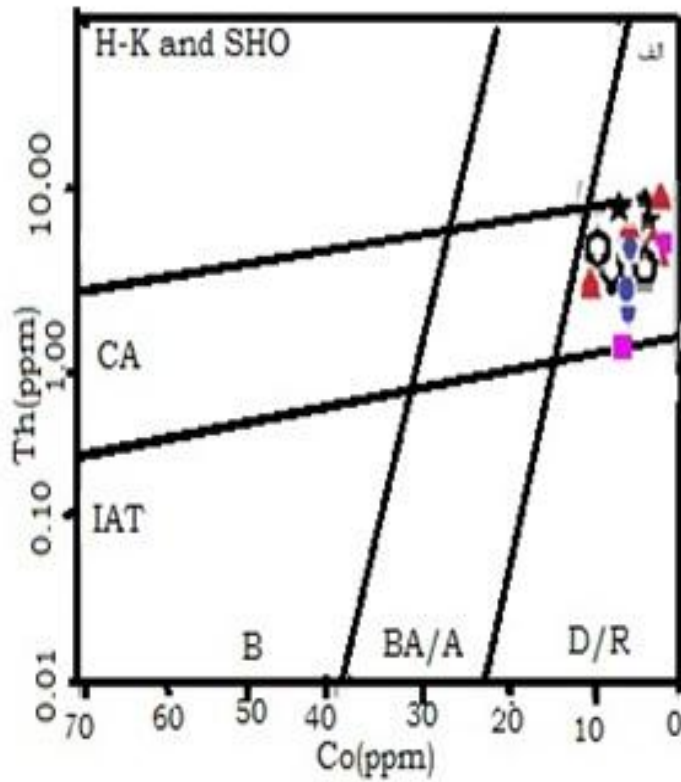
در نمودارهای عنکبوتی که بر اساس داده‌ها نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (Sun & McDonough, 1989)، الگوی تغییرات عناصر سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته اولیه مشابه بوده و تفاوت در میزان تمرکز این عناصر است. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و منشأ مشترک آن‌ها باشد (Chen et al., 2002). تهی‌شدگی سنگ‌های منطقه از عناصر با شدت میدان بالا (HFS) مانند Ti, P, Nb که از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کم‌مانی است، می‌تواند ناشی از خاستگاه ماگما از یک پوخته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشته-ای دگرتهاد روی آن، تحمل فرایند تبلور جدایشی و نیز هضم و آرایش ماگما با مواد پوخته‌ای باشد (Nagudi et al., 2003)؛ اما به عقیده Ayers et al.



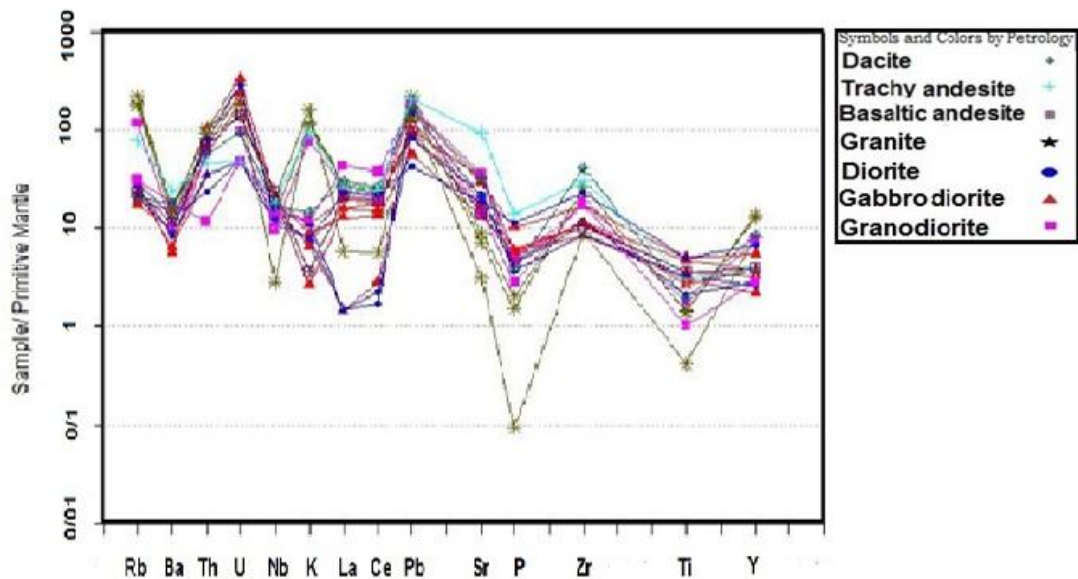
TAS (Middlemost 1994)



شکل ۳- نمودار رده‌بندی الف) سنگ‌های پلوتونیک با استفاده از نسبت کاتیون‌ها (Middlemost, 1985)، ب) سنگ‌های آتشفشانی (Middlemost, 1994)



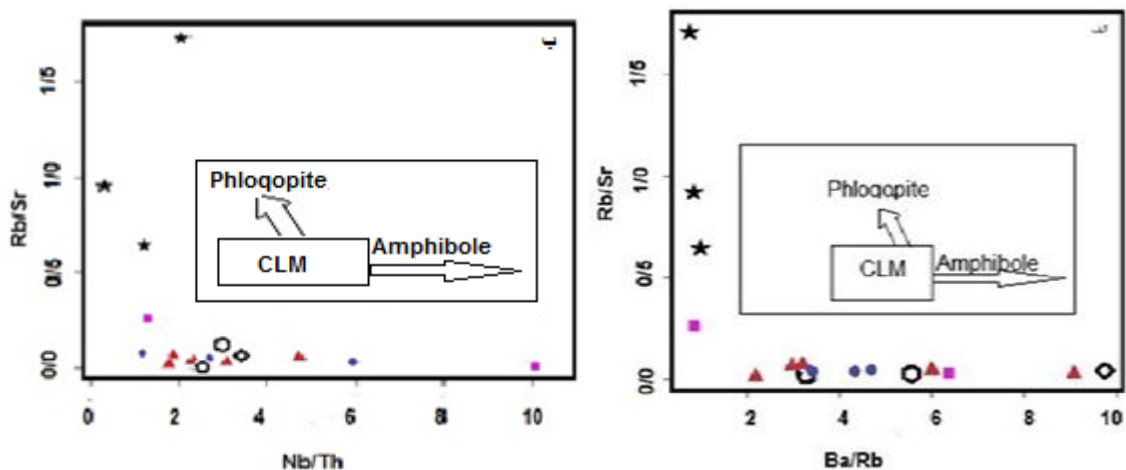
شکل ۴- الف) نمودار تعیین سری ماگمایی (Hastie et al., 2007)، ب) تقسیم‌بندی بر اساس درجه اشباع Al_2O_3 (Shand, 1943). در نمونه‌های سنگی منطقه نمادها مانند شکل ۳- الف، ب



شکل ۵- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & Mcdonough, 1989)

هستند (Adam, 1993) و (LaTourette, 1995). از این ویژگی‌ها می‌توان در تشخیص حضور و یا عدم حضور این فازها در منشأ استفاده کرد، به‌گونه‌ای که مواد مذاب در حال تعادل با فلوگوپیت، دارای مقادیر بالایی از نسبت Rb/Sr و مقادیر کم Ba/Rb نسبت به مواد مذاب تشکیل شده از منبع آمفیبول‌دار هستند. همچنین مواد مذاب منشأ گرفته از یک منبع آمفیبول‌دار حاوی مقادیر زیادی Ba و نسبت بالای Ba/Rb هستند (Furman & Graham, 1999) (شکل ۶- الف). به دلیل سازگاری بیشتر عنصر Nb در ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت و نیز تحرک کم این عنصر در طی دگرسانی (شکل ۶- ب) می‌توان نتیجه گرفت منشأ مواد مذاب تشکیل شده از منبع آمفیبول‌دار نشأت گرفته‌اند.

با استفاده از فراوانی نسبی عناصر ناسازگار مانند K, Rb, Sr, Ba, Nb و Th می‌توان در تعیین حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ بهره گرفت، اهمیت این عناصر به این دلیل است که می‌توانند تأییدکننده تاریخچه غنی‌شدگی متاسوماتیکی در محل منبع بوده و نیز به درک عمق محل ذوب، کمک کنند (Furman & Graham, 1999). بررسی برخی منابع حاوی آمفیبول و فلوگوپیت نشان دهنده عملکرد متاسوماتیسم غنی از سیالات قبل از ذوب این فازهاست در برخی مواقع منبع غنی از آمفیبول بازتاب‌کننده متاسوماتیسم کربناتی است، درحالی‌که فراوانی فلوگوپیت عملکرد بارزتر فرایند متاسوتیسم را نشان می‌دهد (Furman & Graham, 1999). Ba و Rb در ترکیب فلوگوپیت عناصری سازگارند (LaTourette, 1995)، درحالی‌که Sr, Rb و Ba دارای سازگاری متوسطی در آمفیبول

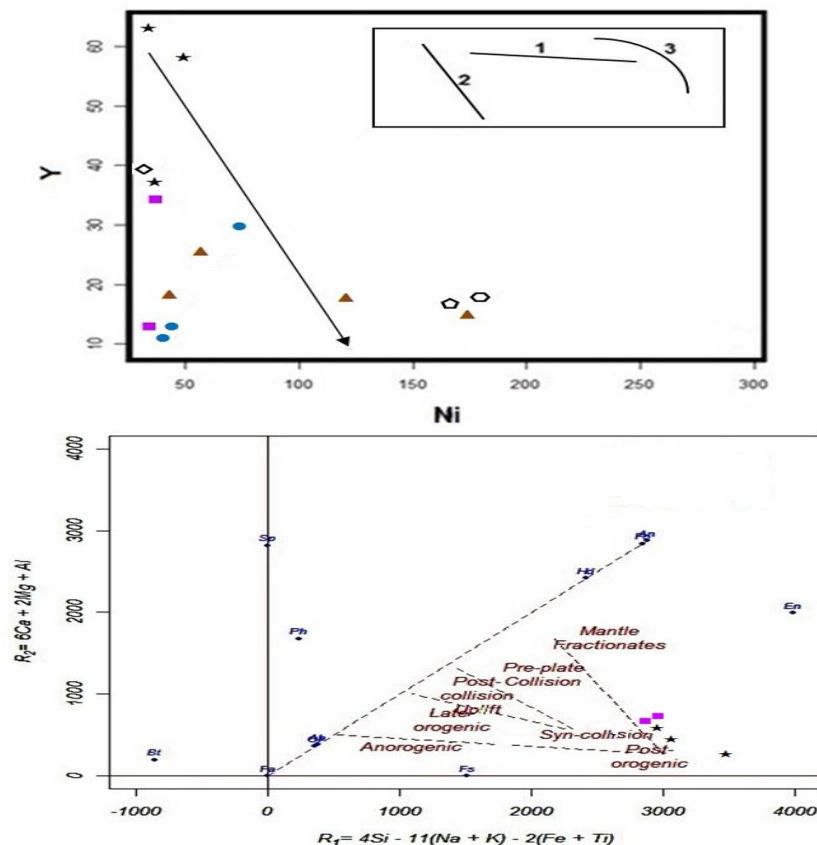


شکل ۶- نمودار الف) و ب) برای تشخیص حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در محل منشأ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (Furman & Graham, 1999).

علائم مانند شکل ۳- الف، ب

تشکیل سنگ‌های اسیدی میزان آن کاهش یافته، اما Y افزایش دارد. بر اساس نمودار (Batchelor & Bowden, 1985) نموداری با $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ $R2=6Ca+2Mg+Al$ متغیرهای، تمامی نمونه‌های گرانیت حاصل از مشتقات تفریق گوشته‌ای است که سپس با مذاب‌های پوسته‌ای، آمیخته شده‌اند (شکل ۷-ب).

مقایسه تبلور تفریقی و ذوب‌بخشی در سنگ‌های آذرین بر اساس نمودار (Cocherie et al., 1986) تغییرات عنصر کاملاً ناسازگار Y در برابر عنصر کاملاً سازگار Ni را نشان می‌دهد که از میان فرایند آمیختگی ماگمایی، تبلوربخشی و ذوب‌بخشی، فرایند تبلوربخشی مسئول اصلی تحولات ماگمایی در منطقه مورد مطالعه بوده است (شکل ۷-الف). با توجه به نمودار تغییرات Y در برابر Ni، نیکل با ادامه تفریق و

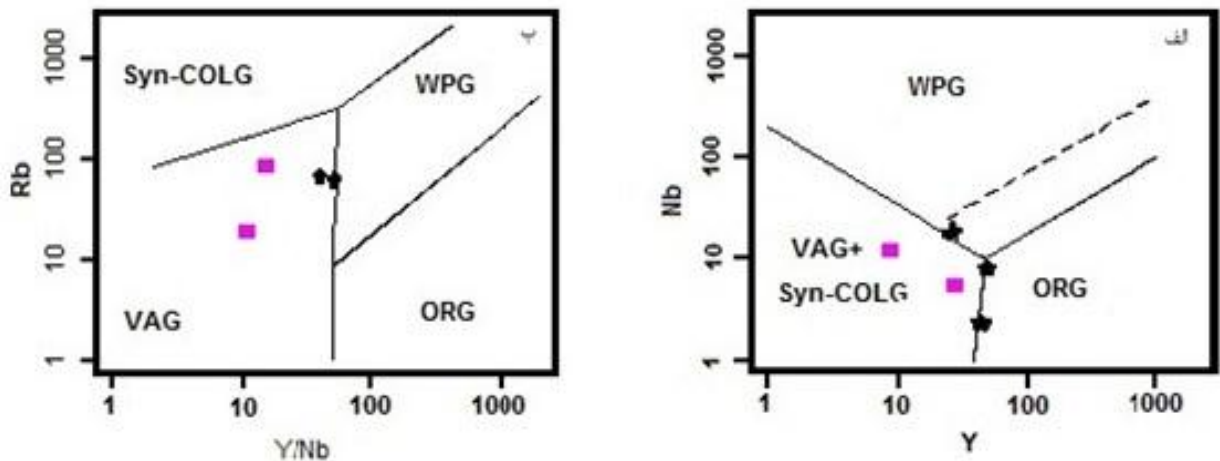


شکل ۷-الف) نمودار لگاریتمی عناصر سازگار در برابر عناصر ناسازگار (Cocherie et al., 1986) برای نمونه‌های مورد مطالعه (منحنی شماره ۱ نشان‌دهنده تبلوربخشی، منحنی شماره ۲ نشان‌دهنده ذوب‌بخشی، منحنی شماره ۳ نشان‌دهنده اختلاط ماگمایی است. همان‌گونه مشاهده می‌شود روند تغییرات نمونه مورد مطالعه شبیه منحنی شماره ۲ است که گویای این است که ذوب‌بخشی نقش موثری در تشکیل داشته است. شکل ۷-ب) نمونه‌های گرانیتیوید در نمودار (Batchelor & R1-R2 Bowden, 1985) علائم مانند شکل ۳-الف، ب

۷- محیط زمین‌ساختی

با توجه به شکل ۶-ب برای تفکیک نوع محیط از نمودار Nb/Y استفاده شده و مشاهده می‌شود که نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های کمان-آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار دارند (شکل ۸-الف)؛ بنابراین $Rb/Y+Nb$ گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های کمان-آتشفشانی متمایز می‌کند، همان‌گونه که نمودار مربوط (Pearce et al., 1984) نشان می‌دهد همه نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های کمان‌آتشفشانی مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۸-ب).

بر اساس بررسی‌های (Ringwood, 1974) تصور می‌شود که سنگ‌های اقیانوسی به شدت دگرسان شده و آبدار هستند. در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر، آمفیبولیت صفحه اقیانوسی فرورونده به اکلوزیت تبدیل شده و مقداری آب آزاد می‌کند. این بخار آب به سمت بالا آمده و باعث ذوب‌بخشی پیرولیت سست‌کره بالای صفحه اقیانوسی فرورونده شده و تولید ماگمای بازالتی تولییتی می‌شود. این ماگما هنگام بالا آمدن دچار تفریق شده و ماگماهای آندزیت بازالتی و آندزیت شاخص را به وجود می‌آورد. در کمان‌های بالغ، سنگ‌های نفوذی دارای ترکیب دیوریت و گرانودیوریت نیز رخمون دارد که بازمانده اتاق‌های ماگمایی متبلور شده ذوب‌بخشی پوسته



شکل ۸- الف) نمونه‌های گرانیتوئید در نمودار Nb/Y، ب) نمونه‌های گرانیتوئید در نمودار Rb/(Y+Nb) (Pearce et al., 1984) در کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. علائم مانند شکل ۳- الف، ب

بر اساس نمودار Rb در برابر Zr/Rb و همچنین نمودار Rb در برابر Ba/Rb (Askren et al., 1999) سنگ‌های منطقه آلابش‌یافتگی با پوسته بالایی نشان می‌دهند (شکل ۱۱- الف و ب).

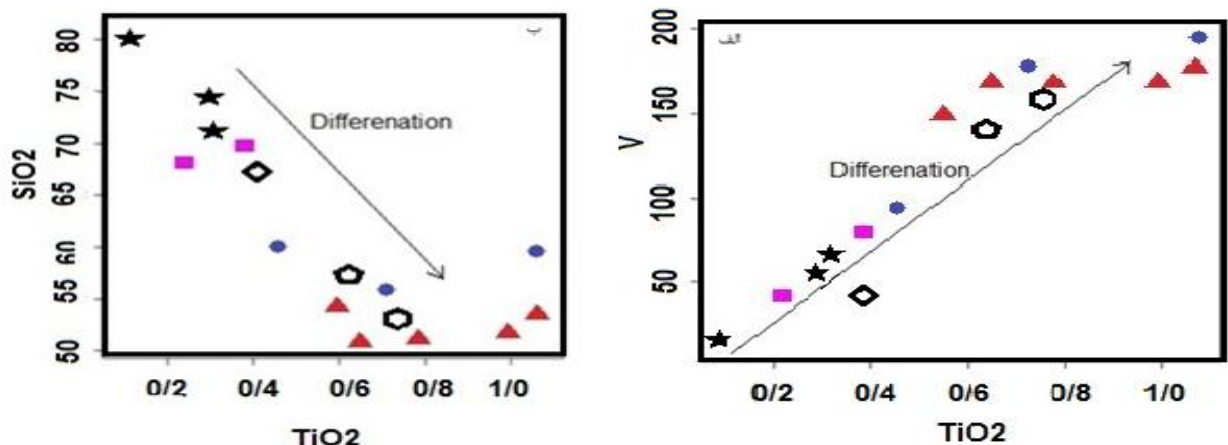
۹- ماهیت ماگما

گرانیت‌های نوع S نسبت به I حاوی پتاسیم بیشتری هستند (Chappell & White, 1992) در صورتی که محتوی سدیم در گرانیت‌های نوع I و S به ترتیب شامل مقادیر بالا و پایین است (Chappell & White, 2001) بنابراین درصد وزنی Na₂O در برابر K₂O می‌تواند متمایزکننده خوبی بین این گرانیت‌ها باشد (شکل ۱۲- الف). نمودار تغییرات SiO₂ در برابر Y (Furnes et al., 1996) به‌منظور تفکیک گرانیت‌های نوع I و A است، (شکل ۱۲- ب) نمونه‌ها در گستره I قرار می‌گیرند.

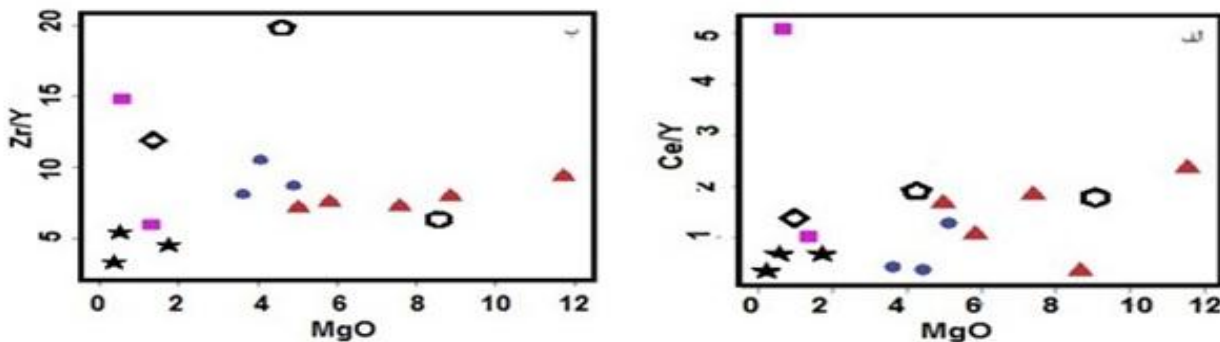
بر اساس نمودار (شکل ۹- الف) با افزایش تفریق، V-TiO₂ رفتار مشابه و سیر نزولی داشته، این امر می‌تواند با تشکیل مگنتیت در طی روند تفریق مرتبط باشد. اگر میزان V، Ti در ماگما هم‌هنگ نباشد مبین تبلور اسفن یا روتیل است و فقط میزان Ti ماگما کاهش می‌یابد. و در نمودار (شکل ۹- ب) TiO₂ در برابر SiO₂ روند نزولی را نشان می‌دهد به‌اصطلاح همبستگی منفی کلاسیک دارند (Mclemore et al., 1999).

۸- آلابش پوسته‌ای

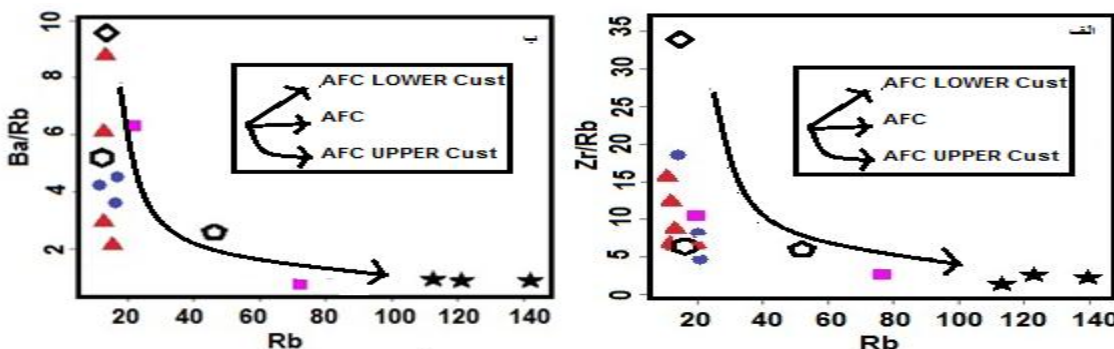
به عقیده (Conly et al., 2005) مقادیر Ce/Y و Zr/Y در طی فرایند تبلور جزء به جزء همواره به‌صورت تقریباً ثابت باقی می‌ماند و روندی تقریباً یکنواخت را با افزایش MgO از خود نشان می‌دهند. سنگ‌های منطقه مقادیر متغیری از Ce/Y و Zr/Y را از خود نشان می‌دهند پس ماگما، آلودگی با پوسته داشته است (شکل ۱۰- الف و ب).



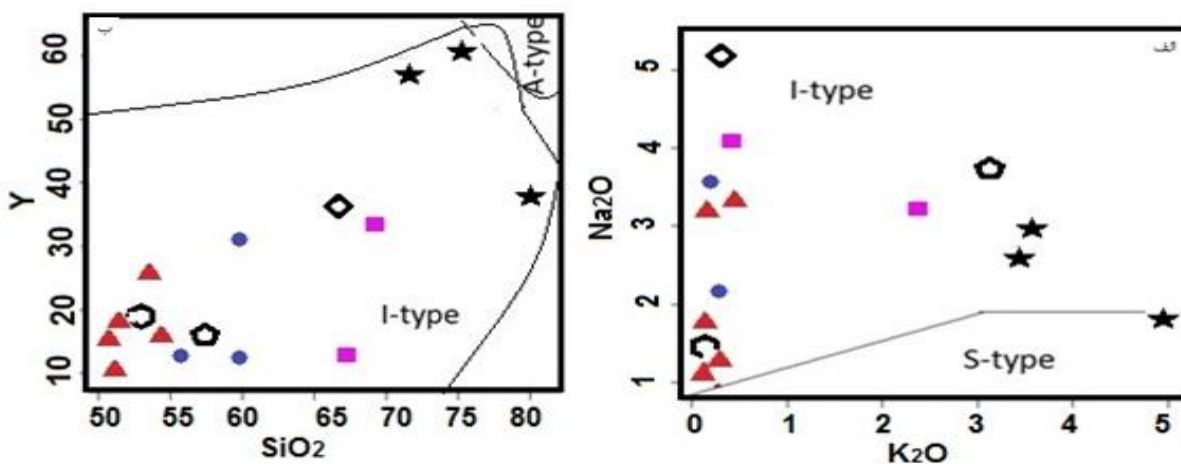
شکل ۹- الف و ب) بررسی روند تفریق با نمودارهای SiO₂-TiO₂ و V-TiO₂ (Mclemore et al., 1999) علائم مانند شکل ۳- الف، ب



شکل ۱۰- الف) نمودار Mg برای Ce/Y ب) نمودار Mg برای Zr/Y (Conly et al., 2005) فرایند آلیش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. علائم مانند شکل ۳- الف، ب



شکل ۱۱- الف) نمودار Rb برای Zr/Rb ب) نمودار Rb برای Ba/Rb (Askren et al., 1999) فرایند آلیش پوسته بالایی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. علائم مانند شکل ۳- الف، ب



شکل ۱۲- الف) نمونه‌ها در نمودار تغییرات K₂O در برابر Na₂O (Chappell & White, 2001)، ب) نمودار تغییرات SiO₂ در برابر Y به منظور تفکیک گرانیت‌های نوع I و A (Furnes et al., 1996) نمونه‌ها در گستره I قرار می‌گیرند علائم مانند شکل ۳- الف و ب

نتیجه‌گیری

سنگ‌های این منطقه شامل سنگ‌های نفوذی با ترکیب گابرو تا فلدسپار قلیایی گرانیت با بافت اصلی نیمه‌خودریخت دانه‌ای و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا داسیت با بافت اصلی پورفیری هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز در محدوده الیگوکلاز تا لابرادوریت، فلدسپار قلیایی و کوارتز و کانی‌های مافیک شامل آمفیبول‌های سبز، بیوتیت

سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، از نظر تقسیم‌بندی زمین‌ساختی بخشی از زون سبزواری است؛ که از انواع سنگ‌های حدواسط و اسیدی است.

distribution pattern in Log-Log diagrams for plutonic suite", *Geochemical and Cosmochimica Acta*. 50: P.2517-2522.

Conly, A.J., Brenan, J.M., Bellon, H., Scott, S.D., 2005, "Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142303. P. 341.

Furman, T., Graham, D., 1999, "Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province", *Lithos* 48, P.237-262.

Furnes, H., El-Sayed, M., Khalil, S.O., 1996, "Pan African magmatism in the wadi-El-imra district, Central Desert, Egept: geochemistry & tectonic environment", *Journal of the Geological Society Vol.153*, P.705-718.

Glenn, A.G., 2004, "The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus", *Contrib Mineral Petrol*, 147: P.511-527.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. & Mitchell, S.F., 2007, "Classification of altered Volcanic island Arc rocks using immobile trace elements: developments of the Th Co discrimination diagram", *Journal of Petrology*, P.48-2357.

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.

La Tourette, T., Hervig, R.L., Holloway, J.R., 1995, "Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt", *Earth and Planetary Science Letters* 135, P. 13-30.

Mclemore, V.T. Munroe, E.A, Eizler, M.T. Mckee., 1999, "Geochemistry of copper flat porphyry and associated deposits in the Hillsboro mining district, Sierra country, New Mexico, U.S.A Sure", *Geoch Explor* 67/167. P.189.

Middlemost, E.A.K., 1985, "Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology", *Longman London*, P. 266.

Middlemost, E. A. K., 1994, "Naming materials in the magma/igneous rock system", *Earth Sci., Rev.* 37, P.215-224.

Nagudi, N., Koberl, ch., Kurat, G., 2003, "Petrography and Geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin", *Journal of African earth Sciences*, 36. P.1-14.

Pearce, j.A., Harris, B.W.H., & A.G., 1984, "Tindie.Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *petrology*, vol.25, P.956-983.

Ringwood, A.E., 1974, "The petroloical evolution of island arc systemem", *Geol. Soc. Lond.*130: P.183-204.

Rollinson, H. R., 1993, "Using geochemical data: evaluation, presenta-tion, interpretation", *Longman Scientific and Technical, UK*, P.352.

Rudnick, R.L., Fountain DM., 1995, "Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective", *Rev. Geophys* 33: P.267-309.

Sajona, f.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, j. and Defant, M. Hig, 1996, "strength element of Pliocene-pleistocene island-arc basalt zamboanga peninsula western Mindanao", *Journal of petrology*.37, P.693-726.

و کلینوپیروکسن در حد دیوپسید، اوژیت و کانی‌های فرعی شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به اکتینولیت، سریسیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت اشاره کرد. پس بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی و روابط صحرایی سنگ‌های منطقه، هنگامی که صفحه اقیانوسی به اعماق فرو می‌رود، توسط سیالات آزاد شده ناشی از صفحه اقیانوسی فرورونده و گرمای ایجاد شده سبب ذوب‌بخشی گوشته و پوسته زیرین (آمفیبولیت) شده و ضمن تحمل فرایند تبلور تفریقی، هضم و آرایش ماگما با پوسته بالایی، ماگمایی با سری کلسیمی قلیایی نوع I و از نظر اندیس آلومینیم اغلب مت‌آلومینیم، در محدوده کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای، به درون مجموعه افیولیتی و سنگ‌های رسوبی نفوذ کرده است و طیف انواع سنگ‌های گرانیتوئید را سبب شده است.

مراجع

بهروزی، الف.، خلقی، م.، ج.، ۱۳۷۰، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ تربت‌حیدریه" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

کوثری، س.، ۱۳۷۷، "اکتشافات ژئوشیمی نیمه تفصیلی منطقه ارغش، طرح اکتشاف طلا" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۴۰ صفحه.

معین وزیری، ح.، ۱۳۷۵، "دیباچه‌ای بر ماگماتیسزم ایران" انتشارات دانشگاه تربیت‌معلم تهران، ۴۴۰ صفحه.

نادری، ن.، ۱۳۷۷، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ کدکن" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Adam, J.H., Green, T, H., Sie, S.H., 1993, "Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content", *ChemGeol.* 109: P. 29-49.

Askren, R.R.,Whiteny, J.A., and Roden M. F., 1999, "Petrology and geochemistry of the Huerto Andesite, San Juan volcanic field, Colorado.Contributions to Mineralogy and Petrology", P.189-206.

Ayers, J.C., Watson, E.B., 1991, "Solubility of apatite, monazite, Zircon, and rutite in super critical fluids with implication for subduction zone geochemistry", *Phil. Trans. R. Soc. London A*, 335365. P.375.

Batchelor, R.A., and Bowden, p., 1985, "petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters", *Chemical Geology* 48, P.43-55.

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992, "Iand S-typegranitesin theLachlan Flod Belt, Trans.r.soc", *Edinb. Earth Science* 83, P. 1-26.

Chappell, B.W., white, A.J.R., 2001, "Two contrasting granite types", 25 years late. *Australian Journal of Earth Science.* 48: P.489-499.

Chen, B., Jahn, B.M., Ye K., Liu, B., 2002, "Cogenetic relationship of the Yangkou gabbro-to-granite unite", *su-luterrane.j.geol.soc.london.* P.159.

Cocherie, A., 1986, "Systematic use of trace element

- Shand, S.J., 1943**, "Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to the Ore-Deposits", *3rd edition, J. Wiley & Sons, New York, P.488.*
- Sun. s., McDonough W.f., 1989**, "chemicaland isotopic systematic of oceanic basalts: implications for processes. In: Magmatism in the ocean basins", *Geol.soc.London specpulb* 42, P.313-345.
- Wilson, M., 1989**, "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", *Unwin hyman Ltd, London P.466.*
- Yan, J., and Zhao, J.X., 2008**, "Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China, Therole of lithosphere interaction", *Journal of Asian Earth Sciences, v. 33, P.106-121.*