

سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و شیمی کانی توده نفوذی پراچان (شمال کرج)

اسماعیل کشت‌کار^{۱*}، منصور قربانی^{۲*} و جعفر عمرانی^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران ایران

^۳دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۱/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۱/۲۰

چکیده

در شمال روستای پراچان (شمال کرج)، سیلی با ترکیب گابرو تا مونزونیت به درون توف‌های کرج تزریق شده است. مجموعه کانی‌های تشکیل‌دهنده این توده شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، آلکالی‌فلدسپار، الیون و بیوتیت است. مطالعات شیمی کانی انجام شده روی کلینوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های توده نفوذی بیانگر حضور دو نوع کلینوپروکسن با ترکیب دیوپسید و اوژیت است. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بیانگر شکل‌گیری آنها در محیط مرتبط با فرورانش است. میانگین دمای تبلور کلینوپروکسن‌ها حدود ۱۱۲۰ تا ۱۱۷۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی شده است و به نظر می‌رسد که کلینوپروکسن‌ها در دمای پایین‌تری نسبت به ارتوپروکسن‌ها شکل گرفته باشند. ترکیب پلاژیوکلاز این سنگ‌ها متغیر است و از آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند. همچنین آلکالی‌فلدسپارها در محدوده ارتوکلاز و الیون‌ها در محدوده هیالوسیدریت جای می‌گیرند. بیوتیت یکی از شاخص‌ترین کانی‌های فرومیزین در سنگ‌های مورد مطالعه است که از دید ترکیبی میان قطب آیت و سیدروفیلیت جای گرفته و از نوع بیوتیت‌های غنی از منیزیم است. بیشتر این بیوتیت‌ها از نوع ماگمایی اولیه هستند و بخشی از آنها در محدوده بیوتیت‌های دوباره متعادل شده جانمایی می‌شوند. شواهد سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که در تکوین سنگ‌های منطقه، فرایند تفریق از گابرو به مونزونیت نقش اصلی را داشته است. غنی‌شدگی LILE (Th و Ba, Rb) و همچنین افت عناصر HFSE (Ti و Nb) در الگوی توزیع عناصر کمیاب از نمودارهای عنکبوتی، ویژگی سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش را نشان می‌دهد. همچنین در این نمودارها LREE نسبت به HREE دارای غنی‌شدگی است که این ویژگی‌ها نیز در سنگ‌های مناطق فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای دیده می‌شود. مطالعات ژئوشیمیایی و پتروژنی انجام شده، بیانگر نقش تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای، در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مزبور است. این ماگما از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر سنگ‌کره قاره‌ای با ترکیب گارنت-لرزلولیت حاصل شده است.

کلیدواژه‌ها: پراچان، گابرو، مونزونیت، سازند کرج، پهنه فرورانش

*نویسنده مسئول: منصور قربانی

E-mail: m_ghorbani@hotmail.com

۱- پیش‌نوشتار

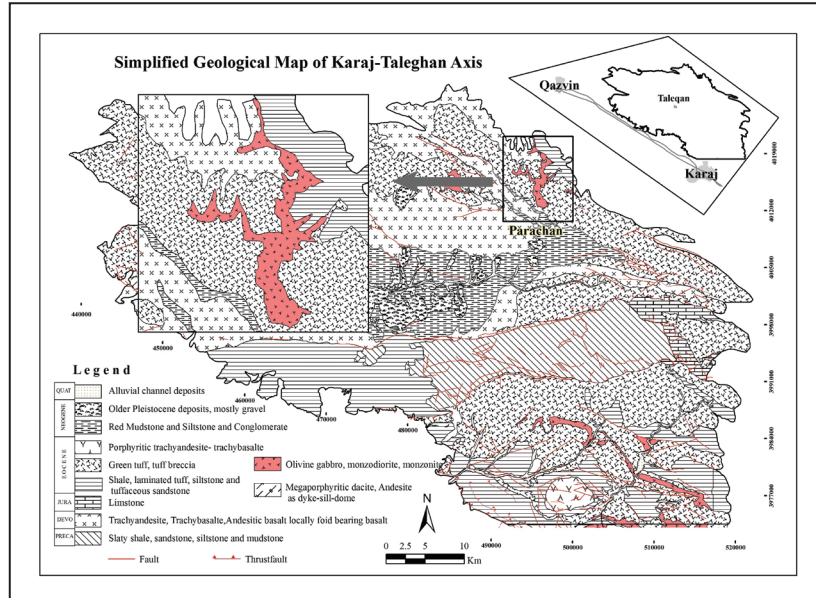
با توجه به اهمیت توده‌های نفوذی به عنوان سنگ‌هایی که بخش بزرگی از پوسته نواحی قاره‌ای کره زمین را به خود اختصاص داده و همواره مورد توجه زمین‌شناسان بوده‌اند؛ توده‌های نفوذی باید از جنبه‌های مختلف مطالعه و همه عوامل مؤثر در مطالعه دقیق آن در نظر گرفته شوند. پراچان، روستایی از توابع بخش مرکزی شهرستان طالقان در استان البرز است. توده شمال پراچان به صورت نفوذی کوچک در پهنه البرز مرکزی جای و با سازند کرج و گسل‌های اصلی منطقه ارتباط مستقیم دارد (شکل ۱). در مطالعات پیشین ترکیب توده نفوذی را بازیک تا حدواسط و از نوع مونزونیت-مونزودیوریت و ماهیت آن را متآلومین می‌دانند (خوشحال خمیران، ۱۳۹۲). در این پژوهش سعی شده است که توده نفوذی یاد شده، به صورت هر چند اجمالی ولی از زوایای مختلف زمین‌شناسی، به ویژه ژئوشیمی و شیمی کانی مورد بررسی قرار گیرد.

۲- زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری مجموعه نفوذی شمال پراچان

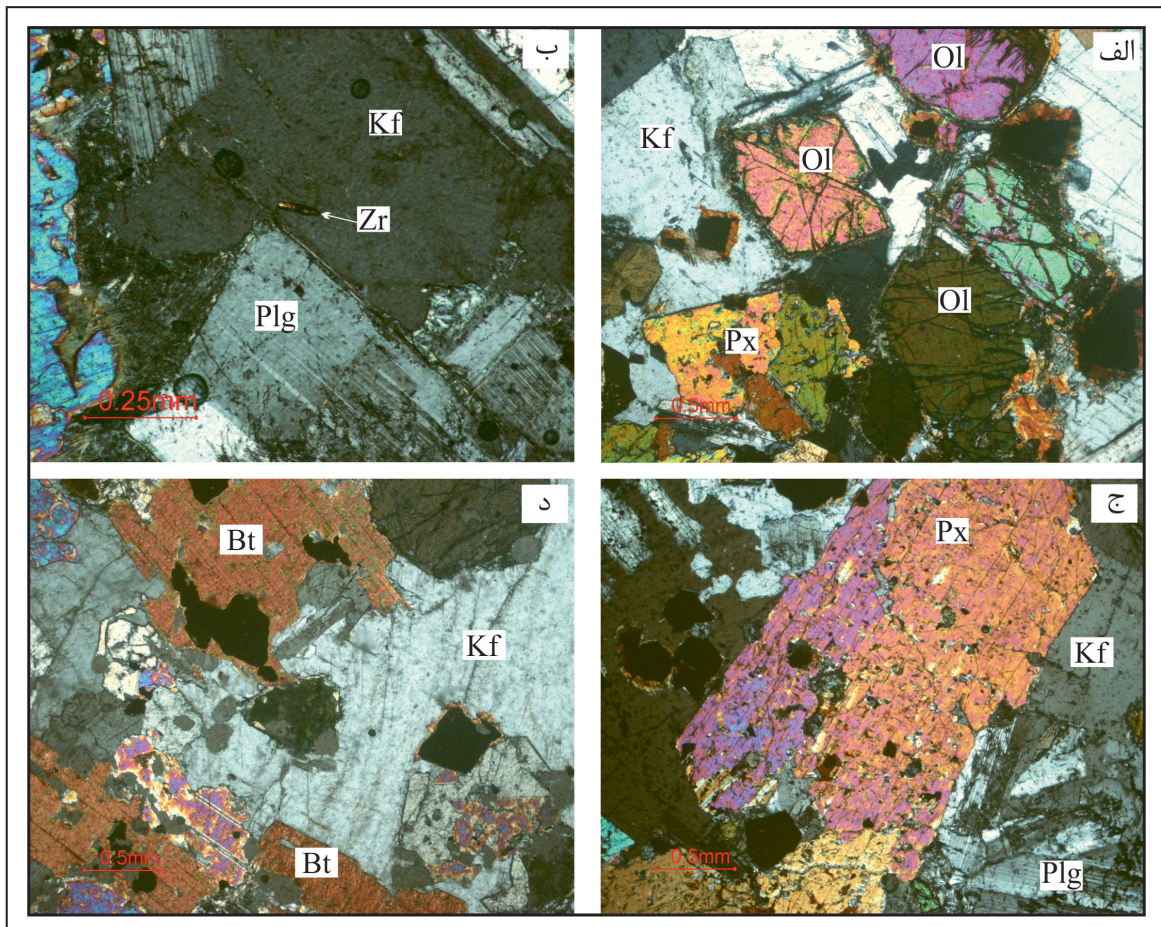
این توده با ماهیت سنگ‌شناسی الیون گابرو، پیروکسن‌الیون مونزودیوریت، پیروکسن مونزونیت و دایک‌های سینیت در شمال روستای پراچان (شمال طالقان علیا) در میان توف‌های سازند کرج به حالت سیل، لوپولیت، فاکولیت و استوک دیده می‌شود و افزون بر چینه‌های آذرآواری سازند کرج، آتشفشانی‌های اتوسن بالایی-الیگوسن را قطع کرده (شکل ۱) و به همین دلیل سنی پس از الیگوسن به آنها نسبت داده شده است. الیون گابروها در صحرا به صورت ستیغ‌ساز و سیاه رنگ دیده می‌شوند و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده، آنها شامل پلاژیوکلاز (۵۲ درصد)، کلینوپروکسن (۱۹ درصد)، الیون (۱۳ درصد)، کانی کدر (۷ درصد)، بیوتیت (۷ درصد)، کانی‌های فرعی ۲ درصد و بافت‌های موجود شامل بافت دانه‌ای، پورفیری، افیتیک، ساب‌افیتیک و پوئی‌کلیتیک هستند. پیروکسن‌الیون مونزودیوریت‌ها

بیوتیت‌ها به صورت پراکنده با اندازه‌های درشت تا متوسط به دو صورت اولیه و ثانویه و شکل دار (شکل ۲-د) تا بی شکل دیده می‌شوند که گاه به کلریت و کانی‌های اپیک تجزیه شده‌اند. الیون‌ها به صورت نیمه‌شکل دار تا بی شکل با اندازه‌های به نسبت متوسط در متن سنگ دیده می‌شوند (شکل ۲-الف).

به صورت نیمه‌شکل دار، با اندازه‌های بزرگ دیده می‌شوند که آثار تجزیه‌شدگی به کانی‌های رسی و سرسیت و ادخال آپاتیت دارند. پیروکسن‌ها به صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار هستند که در برخی موارد بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، الیون و نیز کانی‌های کدر را دربر گرفته‌اند و بافت پویی کلیتیک تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ج).



شکل ۱- موقعیت مجموعه نفوذی پراچان در نقشه زمین‌شناسی ساده شده.



شکل ۲- الف) بافت گرانولار در الیون مونزودیوریت؛ ب) حضور زیرکن در دایک‌های سینیته؛ ج) پیروکسن با حاشیه انحلالی، بافت پویی کلیتیک و ادخال‌های بیوتیت؛ د) بیوتیت‌ها با اندازه‌های درشت تا متوسط در مونزویت‌ها.

۳- روش مطالعه

ایران انجام شد (جدول‌های ۱، ۳، ۴ و ۵). این دستگاه با ولتاژ شتاب‌دهنده 15 Kv و جریان nA20 کار می‌کند و تجزیه کمی دقیق نقطه‌ای با رزولوشن ۱۰ تا ۱۰۰ میکرون را در هر نقطه دلخواه از عنصر برلیم (Be) تا اورانیم (U) ارائه می‌دهد. همچنین پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری ۶ نمونه سالم و غیر هوازده از توده برای بررسی‌های سنگ‌شناسی انتخاب شد. تجزیه شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمپاب نمونه‌ها پس از خریدایش و آماده‌سازی نمونه‌ها در دانشگاه شهید بهشتی، با روش ICP-MS و ICP-AES (بسته آنالیزی 4A4B) در آزمایشگاه G2R دانشگاه ناسی فرانسه انجام شد (جدول ۲).

به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، ۴۰ نمونه از سنگ‌های مجموعه نفوذی مورد مطالعه برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد که ۳ مقطع از میان ۴۰ مقطع گرفته شده از نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده، برای تجزیه میکروپروب انتخاب شد. سپس برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، پیروکسن و الیون، تجزیه الکترون پروب ریزپردازش ELECTRON PROBE MICRO ANALYZER با دستگاه مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی‌های بیوتیت (wt%) (فرمول ساختاری بر پایه ۲۲ اکسیژن به دست آمده است).

Rock Type	PR26	PR27	PR28	PR29	PR30	PR31
SiO ₂	38	38.15	38.99	37.11	37.61	37.64
TiO ₂	6.81	6.18	4.79	6.54	6.83	6.23
Al ₂ O ₃	12.71	13.01	13.11	12.44	12.31	12.78
FeO	13.00	12.20	11.22	15.25	15.44	14.90
MnO	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09
MgO	15.88	16.92	18.72	14.27	14.30	15.05
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01
Na ₂ O	0.54	0.53	0.37	0.94	0.59	0.53
K ₂ O	10.41	10.36	10.65	10.08	10.14	10.35
Total	97.44	97.47	97.94	96.74	97.32	97.60
Si	5.81	5.80	5.87	5.79	5.82	5.80
Al ^{IV}	2.29	2.33	2.32	2.29	2.25	2.32
Al ^{VI}	2.19	2.20	2.13	2.19	2.15	2.22
Al ^{VI}	0.10	0.13	0.19	0.00	0.00	0.00
Ti	0.78	0.71	0.54	0.77	0.79	0.72
Fe	1.66	1.55	1.41	1.99	2.00	1.92
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.62	3.84	4.20	3.32	3.30	3.45
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.16	0.16	0.11	0.28	0.18	0.16
K	2.03	2.01	2.04	2.00	2.00	2.03
Mg/(Mg+ Fe ²⁺)	0.69	0.71	0.75	0.63	0.62	0.64

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب و خاکی کمیاب (بر حسب گرم بر تن) توده نفوذی پراچان.

Samples	93-PR4	93-PR5	93-PR8	93-PR12	93-PR3	93-PR6	Samples	93-PR4	93-PR5	93-PR8	93-PR12	93-PR3	93-PR6
SiO ₂	51.41	51.6	52.16	52.25	53.4	58.5	Sc	26.97	23.36	21.86	22.73	20.65	8.18
Al ₂ O ₃	15.77	16.395	16.435	16.333	16.798	16.908	Sb	0.246	0.235	0.256	0.389	0.421	< L.D.
Fe ₂ O ₃	9.584	9.094	8.633	8.514	8.138	4.747	Sm	6.457	6.407	6.487	6.864	6.319	6.947
MnO	0.1547	0.1434	0.1388	0.1374	0.1304	0.064	Sn	2.464	2.543	2.559	3.018	2.544	3.278
MgO	5.538	4.726	4.275	4.412	4.23	1.197	Sr	576.2	585.2	592	569.1	654.6	458.3
CaO	7.864	7.404	7.179	7.253	6.976	2.079	Ta	0.964	0.919	1.154	1.156	1.106	1.802
Na ₂ O	2.997	3.239	3.217	3.307	3.165	4.099	Tb	0.812	0.805	0.817	0.86	0.806	0.854
K ₂ O	3.691	3.953	4.234	4.031	4.42	7.89	Th	12.23	11.35	9.986	13.37	14.35	20.24
TiO ₂	1.136	1.176	1.112	1.11	1.039	1.032	Tm	0.376	0.359	0.369	0.396	0.363	0.425
P ₂ O ₅	0.48	0.53	0.51	0.5	0.5	0.33	U	3.528	3.022	2.773	3.847	3.938	5.513
PF	0.87	1.5	1.23	1.22	1.24	2.21	V	213.6	205.5	191.6	186.6	170.7	56.61
Total	99.49	99.76	99.12	99.06	100.03	99.06	W	2.392	2.164	154.5	2.606	2.79	2.191
As	3.047	2.119	2.052	2.629	3.847	< L.D.	Y	27.04	26.49	26.09	27.91	25.8	28.35
Ba	799.2	869.5	895.5	830.8	866.8	771.7	Yb	2.54	2.427	2.469	2.667	2.445	2.953
Be	2.803	2.781	2.542	3.39	3.272	3.293	Zn	91.82	88.82	90.54	86.49	85.72	44.87
Bi	0.164	0.128	< L.D.	< L.D.	0.214	< L.D.	Zr	175.4	209.6	153.9	180.2	196.8	291
Cd	0.127	0.131	0.161	0.124	0.131	0.188	Ce/Yb	28.76	24.84	27.01	27.95	26.14	26.14
Ce	63.09	65.55	64.53	69.71	70.33	82.53	Rb/Zr	0.87	0.83	0.70	1.06	1.00	0.92
Co	29.9	26.25	35.02	23.67	23.24	6.476							
Cr	153.2	155.3	105	147	121.8	14.23							
Cs	5.703	6.035	4.916	6.921	5.965	2.034							
Cu	96.51	108.9	109.2	92.03	93.29	126.8							
Dy	5.016	4.801	4.871	5.135	4.808	5.152							
Er	2.59	2.52	2.591	2.729	2.573	2.878							
Eu	1.6	1.664	1.749	1.669	1.596	1.681							
Ga	18.91	18.22	18.86	19.05	18.73	18.64							
Gd	5.358	5.471	5.625	5.856	5.555	5.674							
Ge	1.47	1.431	1.499	1.521	1.459	1.143							
Hf	4.436	4.859	3.947	4.886	4.694	7.038							
Ho	0.999	0.975	0.987	1.041	0.976	1.053							
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.							
La	31.08	32.25	32.13	34.82	34.63	40.4							
Lu	0.387	0.376	0.383	0.405	0.383	0.456							
Mo	1.741	1.883	1.511	1.909	2.062	2.159							
Nb	13.57	13.61	12.35	15.92	15.54	25.47							
Nd	30.54	30.58	30.84	32.44	31.24	34.65							
Ni	63.2	57.77	50.86	51.13	57.61	< L.D.							
Pb	16.1297	16.7943	17.1871	17.7714	15.8428	10.45							
Pr	7.51	7.769	7.86	8.346	8.137	9.437							
Rb	146.3	146.5	154.5	166.5	170.6	308							

جدول ۳- نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی‌های پیروکسن (w%) (فرمول ساختاری بر پایه ۶ اتم اکسیژن به دست آمده است).

Rock Type	CPX									OPX		
	PR9	PR10	PR11	PR21	PR22	PR23	PR39	PR40	PR41	PR18	PR19	PR20
SiO ₂	53.10	51.16	52.57	51.33	50.55	50.39	52.69	51.53	50.80	52.54	52.68	52.92
TiO ₂	0.38	1.04	0.12	0.86	1.05	1.04	0.28	0.84	0.96	0.21	0.21	0.17
Al ₂ O ₃	0.89	2.86	0.69	2.16	2.91	2.88	1.01	2.09	2.47	0.68	0.52	0.45
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
FeO	10.37	9.19	10.00	8.83	9.11	9.38	9.35	9.65	9.23	23.52	23.16	23.40
MnO	0.37	0.27	0.38	0.35	0.25	0.30	0.36	0.34	0.31	0.81	0.83	0.82
MgO	14.06	14.37	14.25	14.09	14.28	14.00	14.59	14.75	14.49	21.98	21.77	22.00
CaO	21.13	21.55	22.54	21.61	21.87	21.68	21.91	20.86	21.84	1.00	0.99	1.13
Na ₂ O	0.45	0.40	0.23	0.41	0.37	0.39	0.35	0.71	0.42	0.11	W0.37	0.05
K ₂ O	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.05	0.01	0.06	0.05	0.02
Si	1.97	1.88	1.95	1.92	1.87	1.87	1.95	1.89	1.88	1.95	1.95	1.96
Ti	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00
Al	0.04	0.12	0.03	0.09	0.13	0.13	0.04	0.09	0.11	0.03	0.02	0.02
Al ^{IV}	0.02	0.09	0.03	0.06	0.10	0.10	0.04	0.08	0.10	0.03	0.02	0.02
Al ^{VI}	0.02	0.04	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.04	0.08	0.09	0.06	0.10	0.09	0.07	0.13	0.12	0.08	0.09	0.05
Fe ²⁺	0.28	0.21	0.22	0.22	0.18	0.20	0.22	0.17	0.17	0.65	0.63	0.67
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03
Mg	0.78	0.79	0.79	0.78	0.79	0.78	0.80	0.81	0.80	1.21	1.20	1.22
Ca	0.84	0.85	0.89	0.86	0.87	0.86	0.87	0.82	0.86	0.04	0.04	0.04
Na	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.01	0.03	0.00
Wo	44.20	46.08	46.94	46.27	47.18	47.02	45.84	45.62	47.17	2.08	2.10	2.32
En	40.92	42.75	41.29	41.98	42.86	42.24	42.47	44.88	43.55	63.71	64.17	62.94
Fs	14.89	11.17	11.76	11.75	9.96	10.74	11.69	9.50	9.28	34.21	33.73	34.74

جدول ۴- نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار (w%) (فرمول ساختاری بر پایه ۱۸ اکسیژن به دست آمده است).

Location	Plg							A.f						
	Sample No.	PR1	PR2	PR3	PR4	PR12	PR13	PR14	PR5	PR6	PR7	PR8	PR15	PR16
SiO ₂	56.30	57.06	57.33	53.85	58.00	54.17	54.32	64.80	64.74	63.04	63.41	64.11	64.90	64.36
TiO ₂	0.09	0.10	0.09	0.08	0.10	0.10	0.10	0.14	0.12	0.10	0.05	0.14	0.18	0.18
Al ₂ O ₃	26.40	26.16	25.86	28.41	25.79	28.63	28.78	19.01	18.92	19.62	18.31	19.25	19.25	19.32
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.45	0.42	0.38	0.31	0.33	0.37	0.33	0.14	0.19	0.20	0.19	0.13	0.17	0.29
MgO	0.00	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00
CaO	9.57	8.99	8.69	11.59	8.63	11.67	11.57	0.68	0.73	1.52	0.59	1.13	1.12	1.15
Na ₂ O	5.95	6.27	6.58	4.98	6.26	5.01	4.98	3.30	3.44	3.92	3.35	3.95	3.89	3.60
K ₂ O	0.77	0.86	0.65	0.38	0.85	0.41	0.31	12.71	12.44	11.13	13.07	11.03	11.13	11.28
Total	99.54	99.92	99.62	99.63	99.99	100.38	100.40	100.78	100.59	99.54	99.00	99.77	100.66	100.19
Si	2.54	2.56	2.58	2.44	2.61	2.44	2.45	2.93	2.93	2.87	2.91	2.91	2.93	2.92
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	1.41	1.39	1.37	1.52	1.37	1.52	1.53	1.01	1.01	1.05	0.99	1.03	1.02	1.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.46	0.43	0.42	0.56	0.42	0.56	0.56	0.03	0.04	0.07	0.03	0.06	0.05	0.06
Na	0.52	0.55	0.57	0.44	0.55	0.44	0.43	0.29	0.30	0.35	0.30	0.35	0.34	0.32
K	0.04	0.05	0.04	0.02	0.05	0.02	0.02	0.73	0.72	0.65	0.76	0.64	0.64	0.65
XAn	45.03	42.09	40.66	55.05	41.15	54.98	55.22	3.12	3.35	6.95	2.66	5.28	5.23	5.45
XAb	50.66	53.12	55.72	42.80	54.02	42.72	43.01	27.41	28.60	32.44	27.29	33.38	32.88	30.88
XOr	4.31	4.79	3.62	2.15	4.83	2.30	1.76	69.47	68.05	60.61	70.05	61.34	61.89	63.67

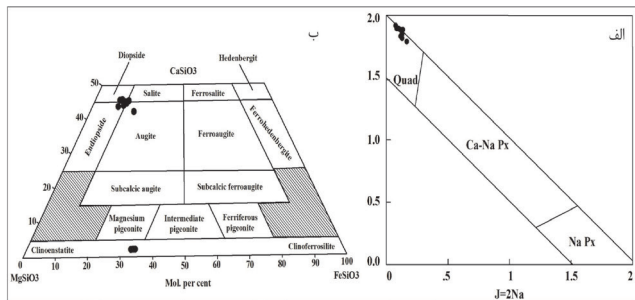
جدول ۵- نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی‌های الیون (فرمول ساختاری بر پایه ۱۴ اکسیژن به دست آمده است).

Rock Type	PR32	PR33	PR34	PR35
SiO ₂	35.93	36	35.91	36.05
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	0.01	0.03	0	0.03
FeO	34.46	34.32	34.39	35.06
MnO	0.83	0.8	0.75	0.77
MgO	29.31	28.87	28.93	29.19
CaO	0.11	0.13	0.11	0.07
Na ₂ O	0.07	0.18	0.04	0.07
K ₂ O	0	0.02	0.01	0.01
Si	0.99	0.99	0.99	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.03	0.01	0.01	0.02
Fe ²⁺	0.76	0.78	0.78	0.78
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	1.20	1.19	1.19	1.19
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Te	0.96	0.93	0.87	0.89
Fo	59.58	59.32	59.37	59.15
Fa	39.30	39.56	39.59	39.86

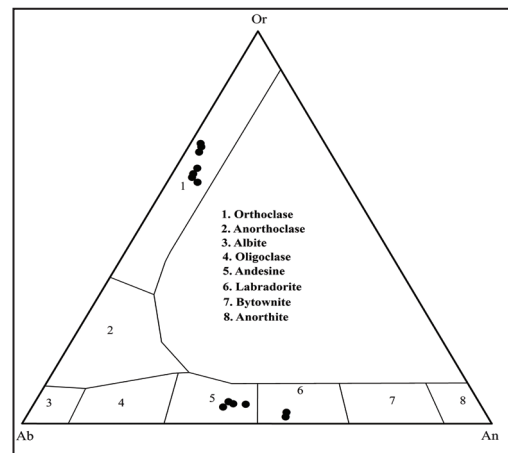
۴- شیمی کانی‌ها

۴-۱. شیمی فلدسپارها

به منظور تفکیک و رده‌بندی فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه از شکل ۳ استفاده شده است. با دقت در شکل ۳ به آسانی می‌توان دید که پلاژیو کلازهای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در دو محدوده آندزین و لابرادوریت (An=40-60) جای گرفته‌اند. در بیشتر سنگ‌های منطقه پراچان، کانی پلاژیو کلاز دارای منطقه‌بندی (زونینگ) است که به منظور تشخیص منطقه‌بندی عادی یا وارون، تجزیه ریزپردازش الکترونی از مرکز به طرف حاشیه بلور انجام گردید. با بررسی نتایج مشخص شد، که گستره تغییر ترکیب از آندزین تا لابرادوریت در تغییر است. در این مجموعه، مرکز پلاژیو کلازها نسبت به حاشیه از درصد آنورتیت بیشتری برخوردار بوده و این نمایانگر منطقه‌بندی عادی در این کانی‌هاست. همچنین بر پایه شکل ۳ نیز به آسانی قابل دریافت است که آلکالی فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه در محدوده ارتو کلاز (Or=65-75) جایابی می‌شوند.



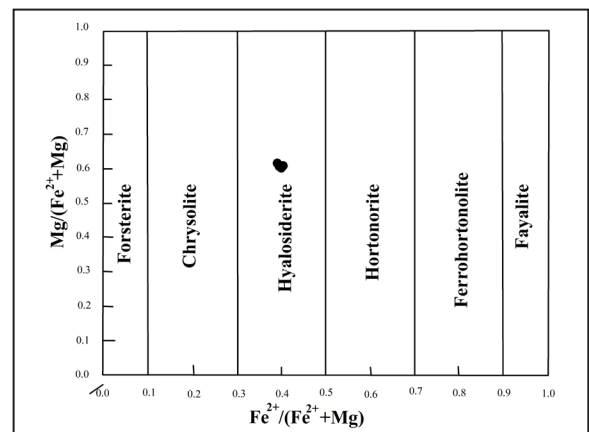
شکل ۵- الف) رده‌بندی پیروکسن‌ها در نمودار Q-J؛ ب) نمایش ترکیب پیروکسن‌های نفوذی پراچان در نمودار En-Fs-Wo (Morimoto, 1988).



شکل ۳- فلدسپارهای پراچان در نمودار رده‌بندی Or-Ab-An.

۴-۲. شیمی الیون

به منظور تفکیک و بررسی الیون‌ها از شکل ۴ استفاده شده است. همان‌طور که در نمودار Fa-Fo (Deer et al., 1992) دیده می‌شود ترکیب الیون‌های توده نفوذی پراچان در محدوده هیالوسیدریت جای می‌گیرند.

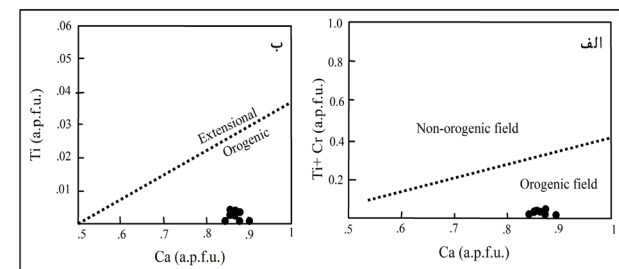


شکل ۴- ترکیب الیون در سنگ‌های پراچان بر پایه نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ در برابر $Mg/(Fe^{2+} + Mg)$ (Deer et al., 1992).

۴-۳. شیمی پیروکسن

در نمودار شکل ۵- الف، رده‌بندی پیروکسن‌ها با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها به ۴ گروه: (۱) پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad)، (۲) پیروکسن‌های Ca-Na، (۳) پیروکسن‌های Na و (۴) دیگر پیروکسن‌ها (Other) تقسیم می‌شوند (Morimoto, 1988). پیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار J-Q در محدوده

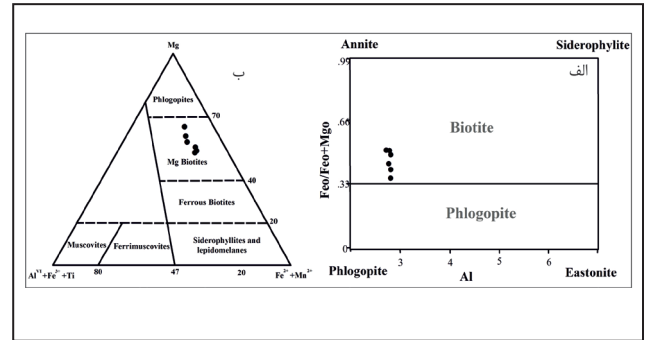
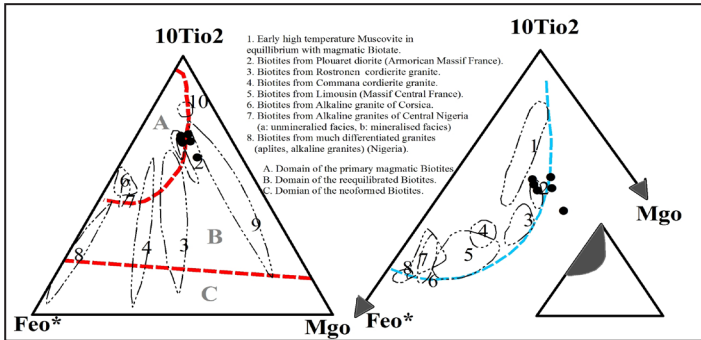
آهن- منیزیم- کلسیم جای گرفته‌اند. در این نمودار شاخص‌های J و Q مطابق رابطه زیر به دست می‌آیند: $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ و $J = 2Na + R^+$ (R: Al, Fe^{3+} , Cr^{3+} , Sc^{3+}). برای تفکیک پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe از نمودار شکل ۵- ب استفاده شد (Morimoto, 1988). چنانچه ملاحظه می‌شود کلینوپيروکسن‌ها در نمودار Wo-En-Fs در محدوده اوژیت و دیوسید و ارتوپيروکسن‌ها در محدوده هیپرستن جایابی شده‌اند. در نمودار تفکیکی Ca برابر $Ti + Cr$ و نمودار Ca در برابر Ti (Letterrier et al., 1982)، خاستگاه همه کلینوپيروکسن‌ها در میدان کوهزایی جای می‌گیرند (شکل ۶).



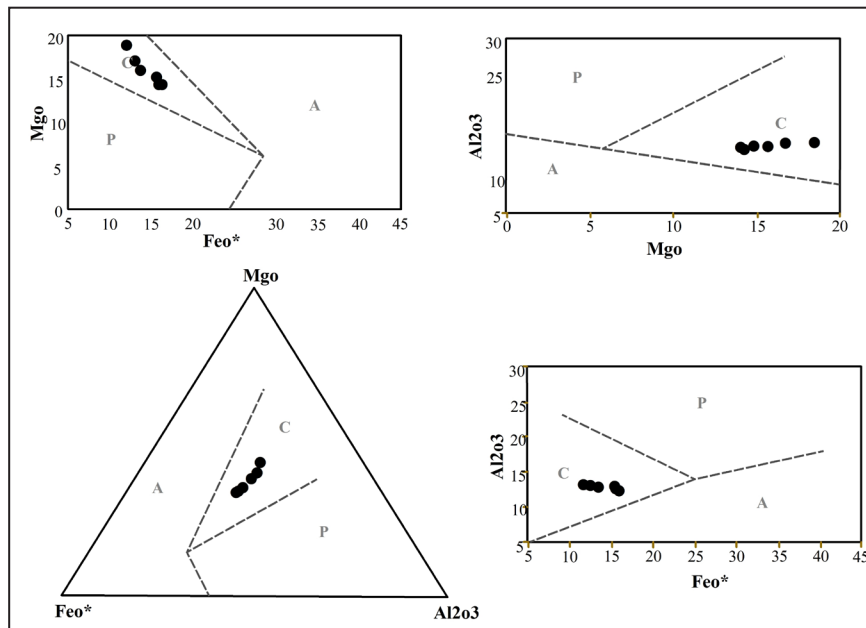
شکل ۶- محیط تشکیل کلینوپيروکسن‌ها در نمودار: الف) Ca در برابر $Ti + Cr$ ؛ ب) Ca در برابر Ti (Letterrier et al., 1982).

۴-۴. شیمی بیوتیت

با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان نوع ماگما را تشخیص داد (Deer et al., 1992)؛ ماهیت آن را تعیین (Morimoto, 1988)، واحدهای سنگی منطقه را رده‌بندی و تحلیل‌های پترولوژیکی ارائه کرد. بر پایه مقادیر کاتیونی Al و $Fe/Fe + Mg$ ، می‌کها به چهار گروه آیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت تقسیم می‌شوند (Spear, 1984) که در میان اعضای انتهایی این گروه‌ها تبادل کاتیونی Si-Al و Fe-Mg رایج و نسبت $Fe/Fe + Mg = 0.33$ جدا کننده می‌کهاهای بیوتیتی از فلوگوپیتی است. بر پایه رده‌بندی Spear (1984) می‌کهاهای توده‌های نفوذی پراچان در محدوده بیوتیت و در میان قطب آیت و سیدروفیلیت و نزدیک به قطب آیت جایابی شده‌اند (شکل ۷- الف). مطابق با نمودار رده‌بندی (Forster 1960)، بیوتیت‌های مورد بررسی همگی از نوع بیوتیت‌های غنی از منیزیم هستند (شکل ۷- ب). بررسی وضعیت بیوتیت‌ها در نمودار سه تایی $TiO_2-FeO-MgO$ (Nachit et al., 2005) برای سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها، از نوع ماگمایی اولیه و دوباره متعادل شده هستند (شکل ۸). در شکل ۹، نمودارهای (Abdel-Rahman 1994) برای تعیین سری ماگمایی بر پایه ترکیب بیوتیت نشان داده شده است. در این نمودارها با استفاده از مقادیر $Al_2O_3-FeO-MgO$ در بیوتیت‌ها، گرانیتوبیدها در سه گروه رده‌بندی می‌شوند که شامل سنگ‌های زیر هستند: سنگ‌های آلکانل و ناکوهزایی (A)، گرانیت برخورداری نوع S-Type (P) و گرانیت‌های کوهزایی کالک آلکانل از نوع I و وابسته به فرورانش (C). در شکل ۹، موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به تصویر در آمده که همه نمونه‌های بیوتیت در پهنه C جای می‌گیرند و به قلمرو گرانیتوبیدهای کالک آلکانل فرورانشی وابسته‌اند.



شکل ۷- الف) بررسی میکاهای آهن و منیزیم‌دار در نمودار چهار قطبی (Spear, 1984)؛ شکل ۸- تعیین منشأ و بررسی وضعیت بیوتیت‌های توده نفوذی پراچان در نمودار سه‌تایی (Nachit et al., 2005) TiO₂-FeO-MgO. ب) بیوتیت‌ها از نوع غنی از منیزیم هستند (Forster, 1960).



شکل ۹- تعیین سری ماگمایی بر پایه شیمی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994). محدوده‌ها A: آلکان؛ C: کالک آلکان؛ P: پرآلومین.

۵- دماسنجی و فشارسنجی

۵-۱. دماسنجی دو فلدسپار

تا ۱۱۷۰ درجه سانتی‌گراد به دست می‌آید. همچنین با استفاده از نمودار دمای تبلور پیروکسن (Lindsley, 1983) برای فشار ۵ کیلوبار، ترکیب پیروکسن‌ها گستره‌ای از ۶۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد (دمای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد مربوط به ارتوپروکسن‌های شمال پراچان است و به نظر می‌رسد که کلینوپروکسن‌ها در دمای پایین‌تری نسبت به ارتوپروکسن‌ها شکل گرفته باشند) را به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۱).

۵-۳. فشارسنجی با استفاده پیروکسن

به منظور تعیین فشار با استفاده از نمودار (Soesoo (1997) و با استفاده از مقادیر XPT و YPT مطابق شکل ۱۰-ج، میزان فشار تبلور کلینوپروکسن‌های توده نفوذی پراچان حدود ۲ تا ۶ کیلوبار برآورد می‌شود.

۶- ژئوشیمی

۶-۱. رده‌بندی و نام‌گذاری

برای نام‌گذاری سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای ارائه شده توسط پژوهشگران مختلف استفاده شد. توده نفوذی پراچان بر پایه نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس (Middlemost, 1985) در محدوده مونزدیوریت و سینیت (شکل ۱۲-الف) و با استفاده از مقادیر کاتیونی و متغیرهای R1 و R2 (De La Roche et al., 1980) در گستره مونزوگابرو و سینوگابرو و سینیت جای می‌گیرند (شکل ۱۲-ب).

دمای توده نفوذی پراچان با استفاده از نمودار سه‌تایی آلکیت، آنورتیت، ارتوکلاز (شکل ۱۰-الف)، در حدود ۵۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی می‌شود که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی به نظر می‌رسد که دمای به‌دست آمده کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه است. احتمالاً پایین بودن دمای به دست آمده، ناشی از تحولات زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول تبلور است (Koroll et al., 1993).

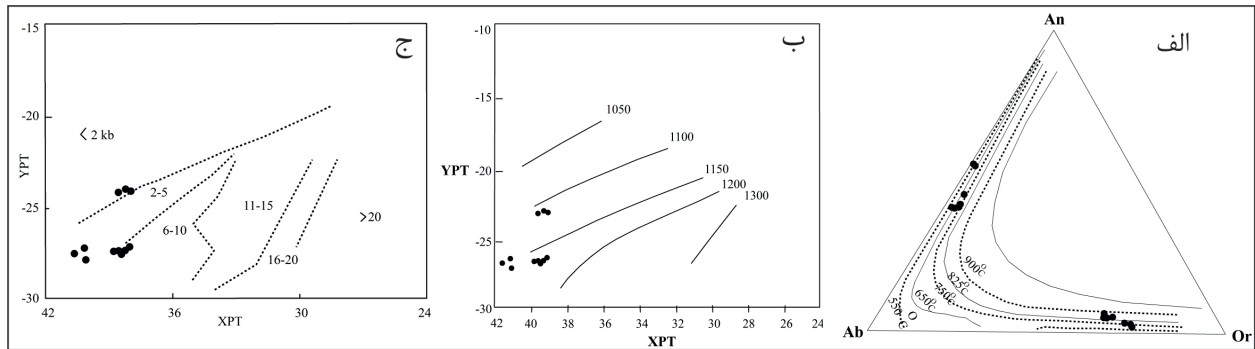
۵-۲. دماسنجی با استفاده پیروکسن

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار مهمی برای سنجش دما در سنگ‌های آذرین به شمار می‌رود. برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها از شاخص‌های XPT و YPT (شکل ۱۰-ب) استفاده شده که بر پایه روابط زیر به دست آمده (Soesoo, 1997) است:

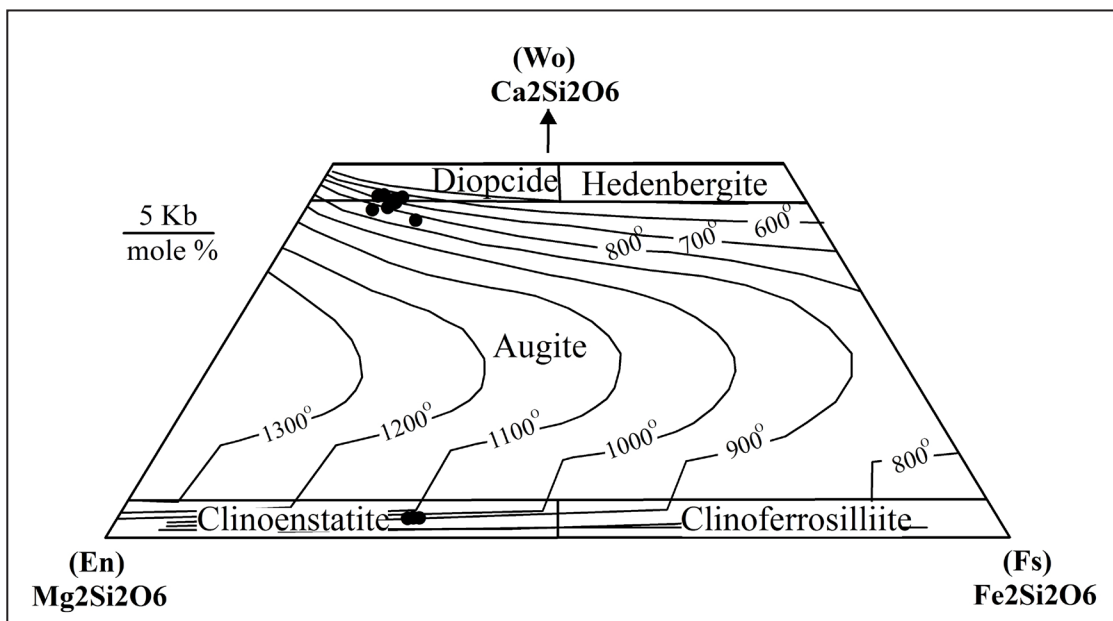
$$XpT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO(tot) - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$$

$$YpT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO(tot) + 0.235 MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$$

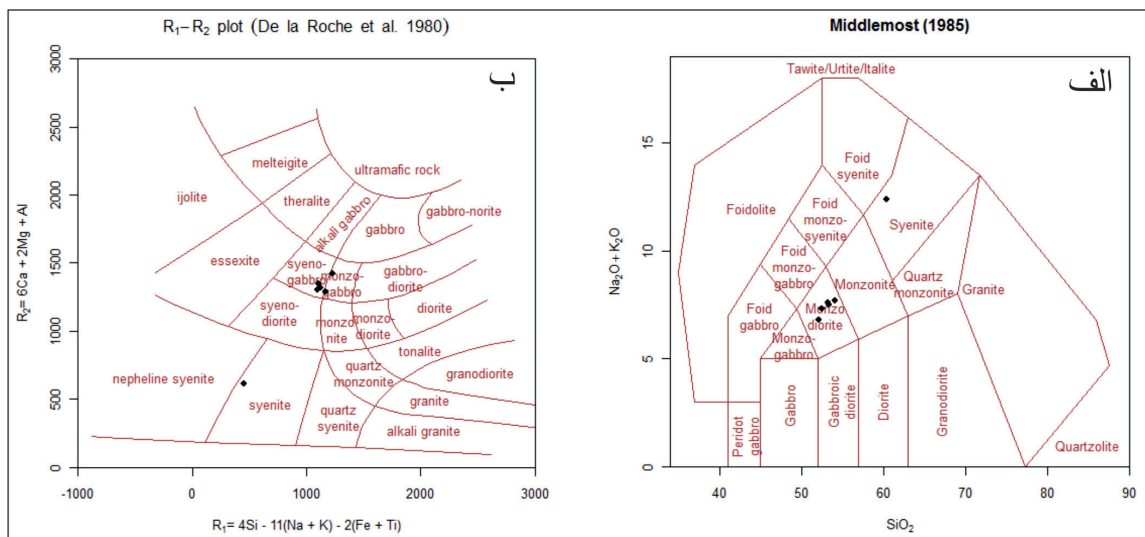
برتری مهم این روش در دماسنجی این است که اولاً حضور همزمان دو پیروکسن الزامی نیست و دوم، برای انواع پیروکسن‌های Mg-Ca-Fe دار و Fe-Mg دار قابل استفاده است. طبق این روش دمای تشکیل پیروکسن‌ها در توده پراچان حدود ۱۱۲۰



شکل ۱۰- الف) نمودار آنورتیت- ارتوز- آلپیت برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپاری موجود در توده نفوذی پراچان برای گستره فشار ۱ کیلوبار (Koroll et al., 1993)؛
 ب) تعیین دمای تبلور پیروکسن‌ها؛ ج) تعیین فشار تبلور پیروکسن‌ها با استفاده نمودار (Soesoo (1997).



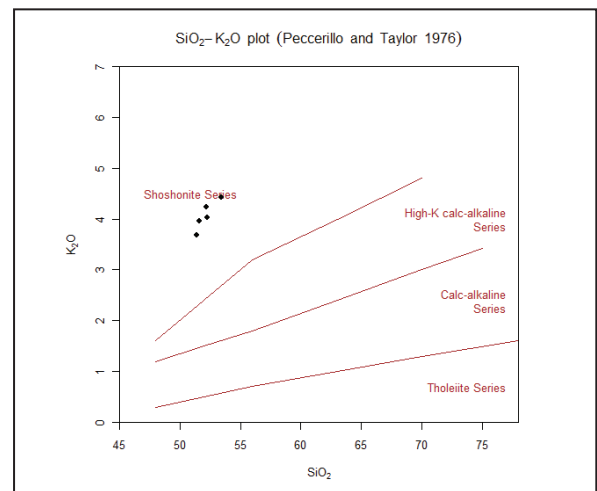
شکل ۱۱- دمای تبلور پیروکسن‌های محور کرج- طالقان روی نمودار ترسیم‌ی (Lindsley (1983) برای فشار گستره ۵ کیلوبار.



شکل ۱۲- رده بندی شیمیایی بر پایه نمودار: الف) مجموع قلیایی نسبت به سیلیس (Middlemost, 1985)؛ ب) کاتیونی (De La Roche et al., 1980) R1-R2

۶-۲. سری ماگمایی

با توجه به اهمیت شناخت نوع ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین و مقایسه ویژگی‌های انواع ماگما، برای پی بردن به شباهت‌ها و تفاوت‌های ماگمای مادر توده مورد مطالعه از نمودارهای خاص جدایشی و تعیین نوع ماگما استفاده شد. در نمودار تعیین سری ماگمایی، نمونه‌های مورد بررسی از دید مقدار پتاسیم از هم جدا می‌شوند (Peccerillo and Taylor, 1976) و در گستره شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۱۳). تشکیل ماگماهای شوشونیتی به ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیک نسبت داده شده است (Conceicao and Green, 2004).



شکل ۱۳- نمودار K_2O در برابر SiO_2 ، برای تعیین سری ماگمایی (Peccerillo and Taylor, 1976).

۶-۳. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

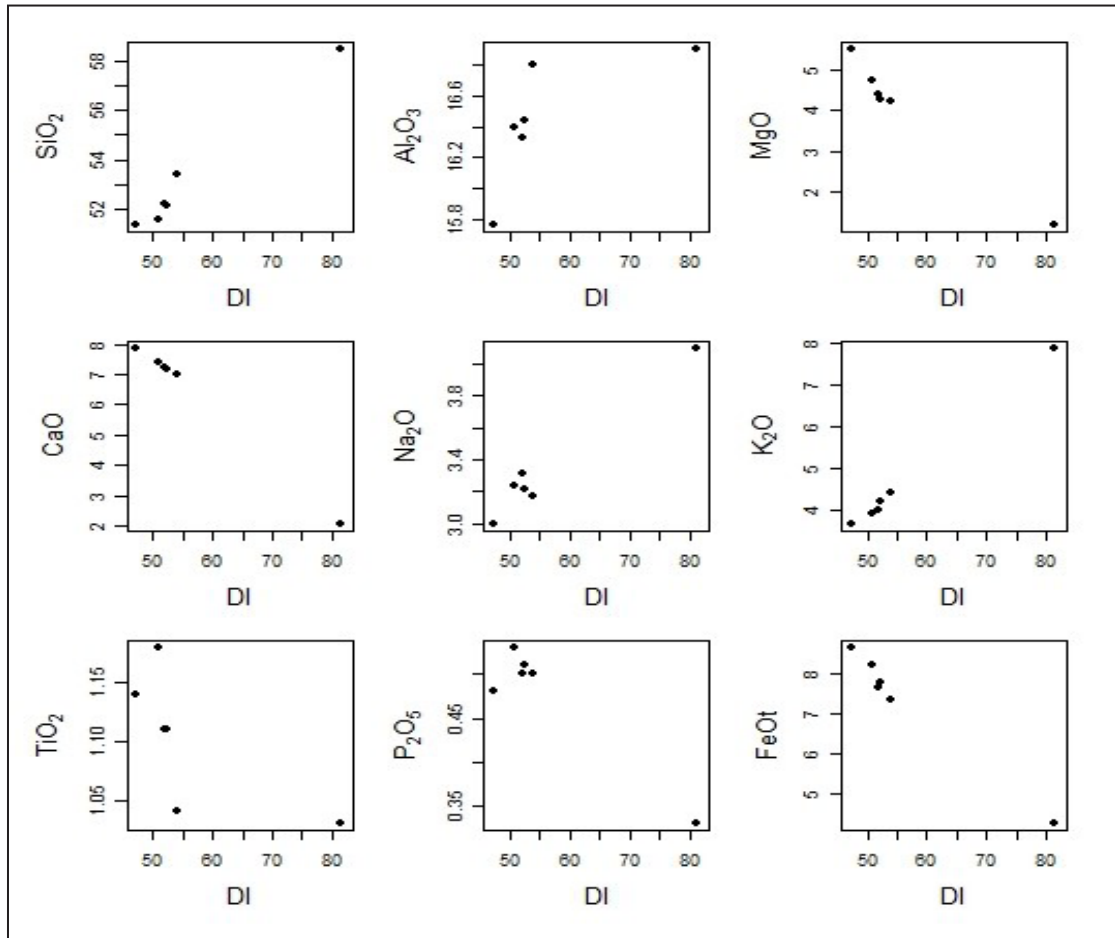
تغییرات مقادیر عناصرها در شناخت تحولات ماگمایی (پدیده تفریق بلورین یا ذوب بخشی) می‌تواند مفید باشد. بنابراین همه نمونه‌های تجزیه شده در نمودارهای تغییر عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) تقریباً یک پیوستگی و رابطه خطی از خود نشان می‌دهند و روند تغییرات برای همه عناصر مطابق آنچه در فرایند تفریق بلورین وجود دارد نمایش داده می‌شود (شکل ۱۴). ضریب تفریق (D.I) عبارت است از حاصل جمع درصد وزنی کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، آلپیت، نفلین، لوسیت و کالسلیت ($D.I = Q + Or + Ab + Ne + Leu + Ks$) به دست آمده به روش نورمانیو. به‌طور کلی در این نمودارها با افزایش D.I، مقادیر SiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O روند افزایشی و مقادیر CaO ، FeO ، MgO و TiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهند. در این نمودارها با افزایش D.I مقدار SiO_2 از الیون گابرو به سوی مونزونیت زیاد می‌شود. در نمودار تغییرات Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O در برابر D.I، با افزایش تفریق از الیون گابرو به سوی مونزونیت، مقادیر این اکسیدها افزایش می‌یابد و در ترم‌های تفریق یافته‌تر در ساختمان کانی‌های آلکالی-فلدسپار و پلاژیوکلاز سدیک شرکت می‌کنند. از سوی دیگر، روندهای پراکنده در نمودارهای $K_2O/D.I$ و $Na_2O/D.I$ ناشی از حساسیت این عناصر نسبت به دگرسانی، به علت تحرک و جابه‌جایی آنها بوده است. در نمودار تغییرات CaO در برابر D.I مقادیر CaO با افزایش ضریب تفریق کاهش می‌یابد. این روند مشابه با روندهای دیده شده در نمودارهای $MgO/D.I$ و $Fe_2O_3/D.I$ است. در مراحل اولیه تبلور، کلسیم در ساختمان پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و پیروکسن مصرف و آهن و منیزیم در شبکه کانی‌های فرومنیزین مانند الیون و پیروکسن وارد می‌شوند؛ بنابراین با افزایش تفریق، مقادیر این اکسیدها در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد. مقدار TiO_2 هر سنگ با مقدار FeO آن رابطه مستقیم دارد. پراکندگی تغییرات TiO_2 در برابر D.I، بازتابی از تبلور نسبت‌های متفاوتی از فازهای تیتان اوژیت و اکسیدهای آهن-تیتان را در مراحل مختلف تفریق است. تغییرات P_2O_5 در برابر ضریب تفریق به‌صورت پراکنده است؛ به‌طوری که در ابتدا، مقادیر P_2O_5 روندی افزایشی دارد و با افزایش تفریق روند کاهشی از خود

نشان می‌دهد که این خود به حضور آپاتیت و جدایش آن از مذاب باز می‌گردد (شکل ۱۴).

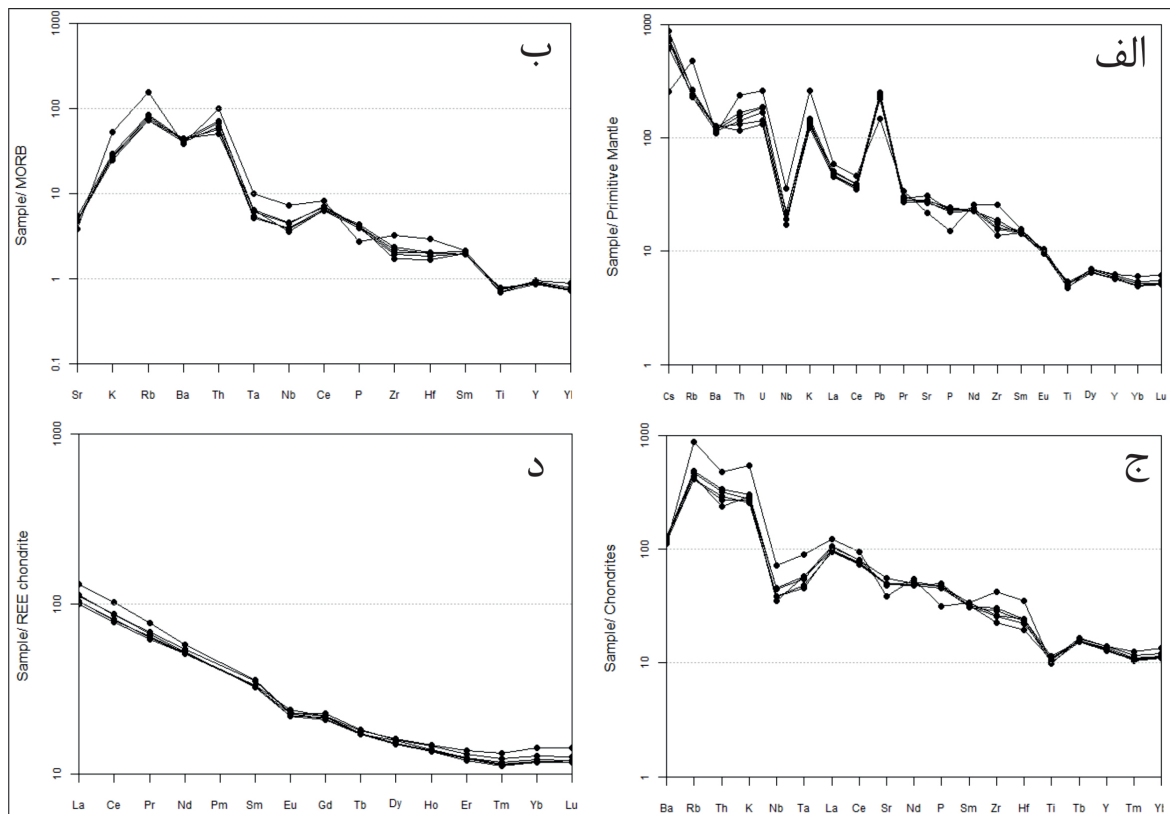
۶-۴. نمودارهای عنکبوتی

عناصر کمیاب نسبت به عناصر اصلی کارآیی بهتری در متمایز کردن فرایندهای سنگ‌شناختی دارند (Wilson, 1989). به عبارتی، مطالعات این عناصر، بخش اصلی سنگ‌شناسی مدرن به شمار می‌رود. به این منظور، عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه مورد بررسی با داده‌های گوشته اولیه، کندریت و مورب بهنجار شدند. بر پایه شکل ۱۵ عناصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb ، K و Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند به دلیل تحرک و ورود آنها به سیال آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرو رونده به گوه گوشته‌ای باشد. محتوای پایین عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb و Ti به دلیل عدم تحرک این عناصر در فاز سیال و بیانگر فعالیت ماگمایی در ارتباط با فرورانش است. همچنین احتمال اینکه عناصر HFSE در فازهایی مانند روتیل و یا ایلمینیت وارد شوند؛ بسیار زیاد است که این مطلب نیز به وجود ورقه فرورانده شده اشاره می‌کند (Ryerson and Watson, 1987). عناصر خاکی کمیاب (REE) نیز ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی مشابهی دارند. این عناصر اختلافات کوچکی در رفتارهای شیمیایی خود دارند که دلیل آن کاهش یکنواخت اندازه یونی با افزایش عدد اتمی در آنهاست. این رفتار در میان عناصر خاکی کمیاب سبب می‌شود که توسط برخی از فرایندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک شوند. روند غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در توده نفوذی مورد مطالعه (شکل ۱۵-د) می‌تواند به علت حضور کانی‌های فرعی همچون آپاتیت و اسفن (که غنی از REE هستند) و یا ماگمای تشکیل شده در پهنه فرورانش باشد (Rolinson, 1993; Pearce et al., 1984).

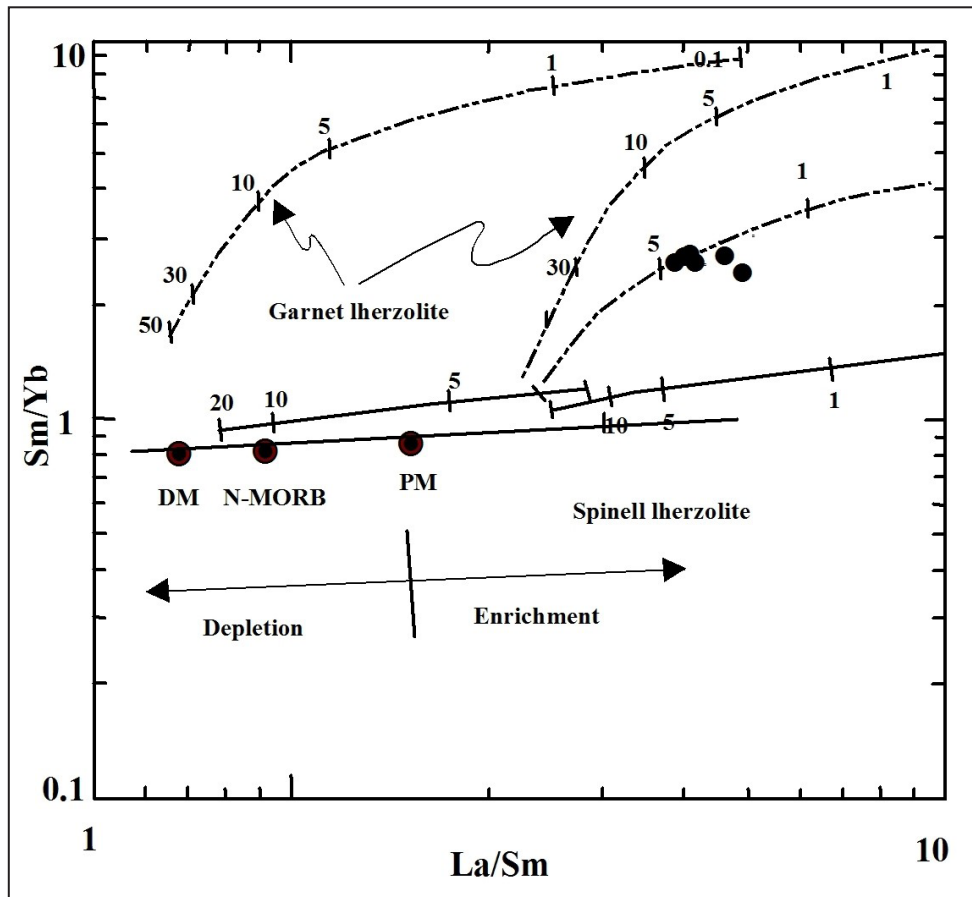
نمونه‌های توده پراچان دارای نسبت Sm/Yb بالایی هستند و در نمودار شکل ۱۶ نزدیک منبع گوشته‌ای گارنت-لرزلولیت و دور از منحنی اسپینل-لرزلولیت قرار می‌گیرند. در این نمودار تمرکز La و نسبت La/Sm در سنگ‌های آلکالن مورد بررسی از مقادیر گوشته تهی شده (DDM) و گوشته‌ی اولیه (PM) بیشتر است و در محدوده گوشته غنی شده جای می‌گیرند (شکل ۱۶). بر پایه نمودار تغییرات Th/Ta در برابر Ta/Yb و تغییرات Th/Hf در برابر Ta/Hf (شکل ۱۷) نمونه‌های مورد مطالعه با محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره بیشترین انطباق را دارند (Schandl and gorton, 2002). همچنین نسبت $(Ce/Yb)_N$ می‌تواند نشان‌دهنده ژرفا و نرخ ذوب سنگ مادر باشد. کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر پایه نسبت Ce/Yb به دو دسته غنی شده و کمتر غنی شده تقسیم کرد (Juteau and Maury, 1997). اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد از نوع غنی شده و اگر کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمتر غنی شده است. مقدار کم این نسبت نشان می‌دهد که ماگما از بخش‌های بالایی گوشته (ژرفای کم) یا نرخ ذوب زیاد ریشه گرفته است. در برابر آن، ماگماهایی با نسبت بالایی $(Ce/Yb)_N$ نشان‌دهنده این است که ماگما از ژرفای زیاد (گستره پایداری گارنت) و نرخ ذوب کم (فشار زیاد) ریشه گرفته است (Cotton et al., 1995). با توجه به جدول ۲ مقدار $(Ce/Yb)_N$ در توده پراچان ۲۶/۸۰ است که نشان‌دهنده وابستگی نمونه‌ها به یک کمان آتشفشانی غنی شده است. به باور Conly et al. (2005) نسبت $Rb/Zr > 0.12$ نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم است که میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه مورد بررسی در حدود ۰/۹ است (جدول ۲). به منظور بررسی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار نسبت Ce/Pb در برابر SiO_2 (Furman, 2007) استفاده شد که نمونه‌های پراچان، در محدوده مقادیر آرایش یافته با پوسته قرار گرفته‌اند (شکل ۱۸-الف). موقعیت قرارگیری نمونه‌های پراچان که بر پایه تمرکز میانگین عناصر Sm ، Yb و Ce رسم شده (Ellam and Cox, 1991) نیز با ژرفای جدایش ماگمای مولد در ژرفای بیش از ۱۰۰ کیلومتری همخوانی دارد (شکل ۱۸-ب).



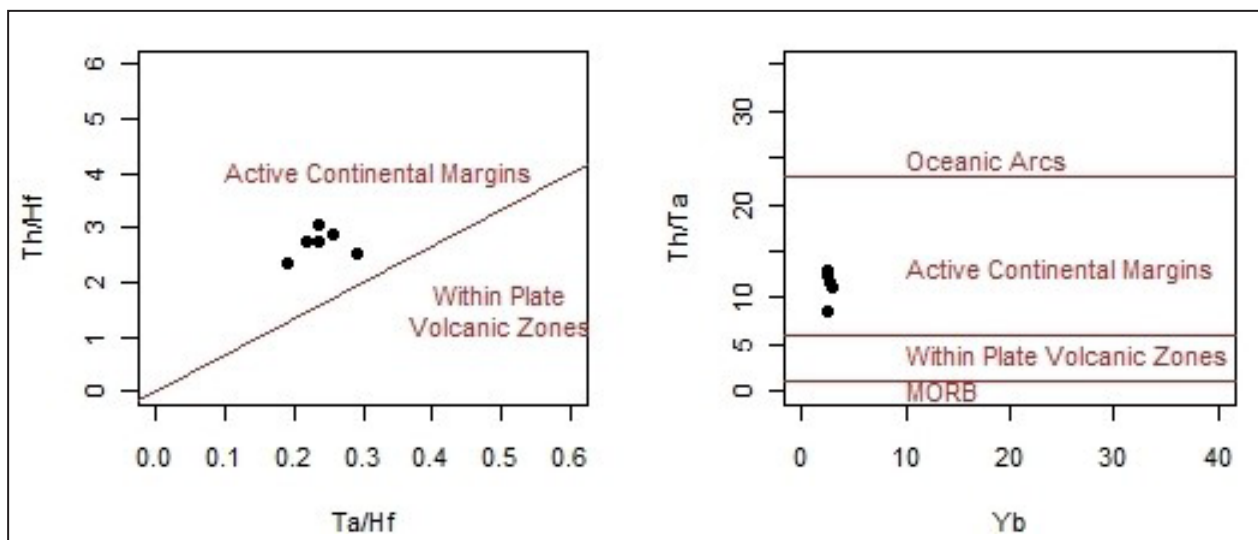
شکل ۱۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق نمونه‌های شمال پراچان (اکسیدها بر حسب درصد وزنی).



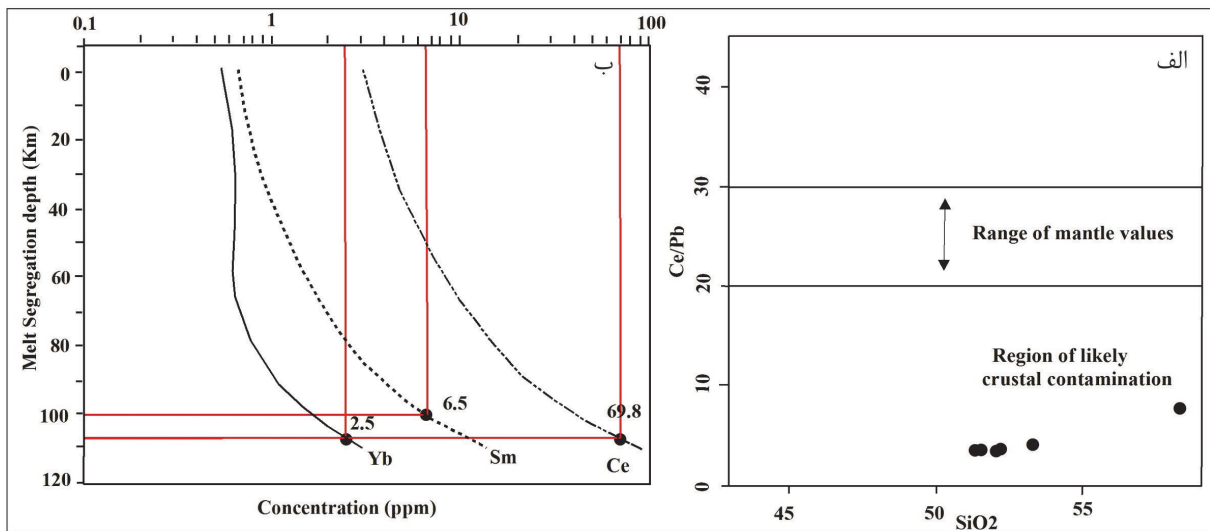
شکل ۱۵- نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب: الف) بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)؛ ب) بهنجار شده با مورب (Pearce et al., 1984)؛ ج) بهنجار شده با کندریت (Thompson, 1982)؛ د) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984).



شکل ۱۶- نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm برای تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی (Aldanmaz et al., 2000) سنگ منشأ ماگمای تشکیل دهنده توده پراچان.



شکل ۱۷- تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی توده‌های نفوذی بر پایه نمودار تغییرات Th/Ta در برابر Ta/Yb و نمودار تغییرات Th/Hf در برابر Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002).



شکل ۱۸- الف) نمودار Ce/Pb در برابر SiO_2 برای تعیین آرایش پوسته‌ای ماگما؛ ب) نمودار تمرکز میانگین عناصر Yb, Sm, Ce در برابر ژرفای جدایش (Ellam and Cox, 1991) بر پایه این نمودار سنگ‌های محور کرج- طالقان از ژرفای ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری منشأ گرفته‌اند.

۷- نتیجه گیری

شده است. شواهد سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که در تکوین سنگ‌های منطقه فرایند تفریق از گابرو به مونزونیت نقش اصلی را داشته است. غنی‌شدگی LILE (Th و K, Rb) و همچنین افت عناصر HFSE (Nb و Ti) در الگوی توزیع عناصر کمیاب از نمودارهای عنکبوتی، ویژگی سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش را نشان می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی دارند که این ویژگی‌ها نیز در سنگ‌های مناطق فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای دیده می‌شود. بر پایه نمودارهای تمایز محیط تکتونوماگمایی تعیین درجه ذوب و ژرفای منشأ، ماگمای سازنده سنگ‌های پراچان از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده گارنت لرزولیتی زیر سنگ‌کره قاره‌ای، در فشارهای بیش از ۳۰ کیلو بار، معادل ژرفای بیش از ۹۰ کیلومتری تشکیل و دچار آرایش پوسته‌ای شده‌اند. بالا بودن مقدار $(Ce/Yb)_N$ در توده مورد مطالعه نشان‌دهنده این است که ماگما از ژرفای زیاد و نرخ ذوب کم ریشه گرفته و یا به عبارت دیگر نشان‌دهنده وابستگی نمونه‌ها به یک کمان آتشفشانی غنی شده است. همچنین بالا بودن مقدار Rb/Zr نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم است. با توجه به موارد یاد شده به نظر می‌رسد که ماگمای مادر به وجود آورنده سنگ‌های منطقه، از ذوب گوشته متأثر از متاسوماتیسم و وابسته به فرایندهای فرورانش به وجود آمده باشد. این ماگما در هنگام بالا آمدگی دچار فرایندهای تغییر و تحول شده و ترم‌های فلسیک تر، از تحول ماگمای شوشونیتی اولیه به وجود آمده است.

در شمال روستای پراچان، سیلی با ترکیب گابرو تا مونزونیت به درون توف‌های کرج تزریق شده است. با توجه به اینکه این توده در توف‌های ائوسن تزریق شده است؛ سن ائوسن بالایی و احتمالاً الیگوسن دارد. سنگ‌های این توده در نمونه دستی به صورت مزوکرات تا ملانوکرات با بلورهای قابل تشخیص پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی، ترکیب سنگ‌شناسی این توده شامل الیون گابرو، پیروکسن الیون مونزودوریت، پیروکسن مونزونیت و دایک‌های آلکالی فلدسپار سینیت است. کانی‌های چیره در ترکیب این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن، پتاسیم فلدسپار، الیون و بیوتیت است. ترکیب پلاژیوکلازها در این توده متغیر است و از آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند. آلکالی فلدسپارها در محدوده ارتوکلاز، کلینوپيروکسن‌ها در محدوده اوژیت، دیوپسید و ارتوپيروکسن‌ها در محدوده هیپرستن و الیون‌ها در قلمرو هیالوسیدریت جای می‌گیرند. بیوتیت یکی از شاخص‌ترین کانی فرومنیزین در سنگ‌های نفوذی پراچان است و از دید ترکیبی میان قطب آنیت و سیدروفیلیت جای گرفته است. این بیوتیت‌ها در محدوده بیوتیت‌های غنی از منیزیم و از نوع ماگمایی اولیه و دوباره متعادل شده هستند. دمای جایگیری توده نفوذی مورد بحث، بر پایه دمای تشکیل پیروکسن‌ها ۱۱۲۰ تا ۱۱۷۰ به دست آمده و میزان فشار تبلور کلینوپيروکسن‌ها حدود ۲ تا ۶ کیلو بار برآورد می‌شود. ماگمای مادر مجموعه فوق شوشونیتی است که تشکیل ماگماهای شوشونیتی به ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیک نسبت داده

کتابنگاری

خوشحال خمیران ف.، ۱۳۹۲- شواهد ماگماتیسیم پس از الیگوسن در مناطق آوه و پراچان، ناحیه طالقان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

References

- Abdel-Rahman, A., 1994- Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas, *Journal of Petrology* 35: 525– 541.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, *J. of Volcan. geotherm. Res.* 102, 67-95.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare Earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Conceicao, R. V. and Green, D. H., 2004- Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Journal of Geology* 72: 209-229.
- Conly, A. G., Bernan, J. M., Bellon, H. and Scott, S. D., 2005- Arc to rift transitional volcanism in the Sanata Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Geology* 72: 303-341.
- Cotton, J., Le, D. A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R., 1995- Origin of anomalous rare earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119: 115-138.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183–210.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- *An Introduction to the Rock Forming Minerals*" 2nd ed., Longman, London 696p.
- Ellam, R. M. and Cox, K. G., 1991- An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 105, 330-342.
- Forster, M. D., 1960- Interpretation of the composition of tri octahedral mica. United State Geological Survey. Professional Paper 354-B: 1-48.
- Furman, T., 2007- Geochemistry of East African Rift basalts: An overview: *Journal of African Earth Sciences*, v. 48, 147-160.
- Juteau, T. and Maury, R., 1997- *Geologie de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogens*. Masson, Paris.
- Koroll, H., Evangelakakakis, C. and Voll, G., 1993- Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 510–518.
- Letterrier, J., Maury, C. R., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth and Planetary Science Letter*, 59: 139-154.
- Lindsley, I., 1983- Pyroxene thermometry, *American Mineralogist* 68: 477-493.
- Middlemost, E. A. K., 1985- *Magmas and magmatic rocks*, longman. London and NewYork.266 p.
- Morimoto, N., 1988- Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27: 143-156.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H. and Ohoud, M. B., 2005- Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, *Comptes Rendus Geoscience* 337 1415-1420.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 68-81.
- Rolinson, H., 1993- *Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation*. Harlow, Longman, London 352 p.
- Ryerson, F. J. and Watson, E. B., 1987- Rutile saturation in magmas: implications for Ti Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 225-239.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in environments, *Economic Geology* 97: 629-642.
- Soesoo, A. A., 1997- Multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119: 55-60.
- Spear, J. A., 1984- Mica in igneous rock *Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy* 13: 299-356.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and process. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological society, London
- Thompson, R. N., 1982- British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis*, Springer Verlag466 p.

Petrology, geochemistry and mineral chemistry of Parachan intrusive body, North of Karaj

E. Keshtkar^{1*}, M. Ghorbani² and J. Omrani³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Geosciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Geosciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2016 February 13

Accepted: 2017 April 09

Abstract

A gabbro to monzonite sill is injected into the Karaj tuffs at the north of Parachan village, North of Karaj. The main minerals of these rocks are plagioclase, pyroxene, K feldspar, olivine and biotite. Clinopyroxene mineral chemistry studies carried out on the intrusive bodies, indicate two types of diopside and augite clinopyroxene composition. The chemical composition of the pyroxenes shows that these rocks have been crystallized in a subduction geological setting. The average crystallization temperature of clinopyroxenes is about 1120 to 1170 °C, and it seems that clinopyroxenes crystallized at lower temperature than orthopyroxenes. Plagioclase composition in these rocks is variable, changing from andesine to labradorite. K feldspars are in the orthoclase range and olivine are hyalosiderite. Biotite is one of the most prominent ferromagnesian minerals in the studied bodies. Compositionally, it is plotted between the fields of annite and siderophyllite. Most of these biotites are primary magmatic and some are plotted in the re-equilibrated field. Petrological evidence represent that fractional crystallization from gabbro to monzonite had main role in genesis of these rocks. Enrichment in LILE (Ba, Rb and Th) (and also depletion in HFSE (Nb and Ti) in Rare Earth Elements distribution pattern in spider diagrams, indicate features of subduction-related rocks. Also they are enriched in LREE rather than HREE, the characteristic which is usually observed in the rocks from subduction environments and active continental margins. Chemical and petrological studies, indicate role of fractional crystallization in the evolution of magma, although, minor amounts of assimilation and contamination of magma by crustal rocks occurred. This alkaline magma has been formed by low degree of partial melting of an enriched sub-continental lithospheric garnet-lherzolite mantle source.

Keywords: Parachan, Gabbro, Monzonite, Karaj formation, Subduction zone

For Persian Version see pages 151 to 164

*Corresponding author: M. Ghorbani; E-mail: m_ghorbani@hotmail.com