

## بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی گرانیت دهنو

اسماعیل درویشی

استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد الیگودرز e.darvishi@iau-aligudarz.ac.ir

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۴/۸ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۱/۲۲

### چکیده

توده گرانیتی دهنو در شرق روستای دهنو و جنوب شهرستان خمین و درون کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان واقع شده است. ترکیب سنگ شناسی این توده در محدوده گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت (تونالیت)، مونزوگرانیت و لویکوگرانیت می باشد. کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند، مسکویت، تورمالین، زیرکن، آندالوزیت و آپاتیت از جمله کانی های اصلی و فرعی موجود در سنگ های این توده می باشند. این توده، میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و رگه های سیلیسی تورمالین دار و دایک های آپلیتی متعدد و به ندرت دلریتی می باشد. مطالعات کانی شناسی و ژئوشیمیایی بر پراکومین و کالک آلکالن بودن و منشاء دوگانه حاصل اختلاط ماگمای جبه ای (حاصل ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی) و مذاب آناتکسی (حاصل ذوب بخشی رسوبات پوسته قاره ای) سنگ های این توده دلالت دارند و غنی شدگی سنگ های گرانیتی منطقه از عناصر LILE نظیر Rb, K, Cs و تهی شدگی از عناصر HFSE به ویژه Ti, Nb و P با الگوی گرانیت های مرتبط با فرورانش همخوانی دارد همچنین از لحاظ محیط نکتونیک جزه گرانیتوئیدهای قوس ولکانیکی (VAG) محسوب می شود.

واژگان کلیدی: گرانیتوئید، زون دگرگونی، سنندج- سیرجان، نئوتیس

### مقدمه

طی چهار مرحله می باشد [12]: ۱- تشکیل تئیس دریایی در تریاس ۲- فرورانش صفحه اقیانوسی تئیس در امتداد حاشیه شمال خاوری در زمان ژوراسیک- میوسن. ۳- جایگیری افیولیت ها در امتداد حاشیه شمال خاوری صفحه عربی در زمان کرتاسه. ۴- برخورد حاشیه شمال خاوری صفحه عربی با ایران مرکزی در زمان میوسن. از سوی دیگر بربریان و کینگ وجود دگرگونی و ماگماتیسیم کالک آلکالن در طول کمربند سنندج - سیرجان در زمان مزوزوئیک را نشانگر توسعه کمان ماگمایی در طی فرورانش از زمان

منطقه مورد مطالعه در کمربند دگرگونی سنندج- سیرجان و بین طول های جغرافیایی  $29^{\circ}50'$  تا  $29^{\circ}43'$  درجه شرقی و عرض های جغرافیایی  $33^{\circ}24'$  تا  $33^{\circ}27'$  درجه شمالی و در جنوب شهرستان خمین در استان مرکزی واقع شده است. کمربند سنندج- سیرجان فعال ترین کمربند ساختمانی ایران است که تا دوران سنوزوئیک به علت وقوع فازهای کوهزایی، فرآیندهای دگرگونی و ماگماتیسیم زیادی را در خود ثبت کرده است و تکامل زمین ساختی این منطقه مرتبط با زایش اقیانوس نئوتئیس در

جایگزینی توده های گرانیتوئیدی می باشد.  
۲- زون فرعی بلندی های دیرین میانی، که ویژگی آن حضور سنگ های دگرگونی پرکامبرین - پالئوزوئیک است.

۳- زون فرعی مزوزوئیک حاشیه ای، با ویژگی ادامه رسوبگذاری از ژوراسیک تا کرتاسه مشخص است. توده نفوذی مورد مطالعه در سنگ های دگرگونه شیست، فیلیت و اسلیت تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین نفوذ کرده و پیرامون آن خصوصاً در قسمت شمالی توده هاله دگرگونی مجاورتی به وجود آمده است. رسوبات کرتاسه پایین با پی سنگ کنگلومرا به ضخامت ۱۰ تا ۲۰ متر سنگ های یاد شده را به صورت دگرشیب می پوشاند. مشاهدات صحرایی در روی زمین شواهد روشنی جهت تشخیص زمان دقیق جایگزینی این توده را نشان می دهد چراکه این توده درون شیست، و فیلیت های همدان- گلبایگان به سن ژوراسیک زیرین نفوذ نموده و آنها را مجدداً دگرگون نموده و همچنین قلوه هائی از سنگ های توده در کنگلومرای الیگوسن دیده می شود و نیز نشانه ای از دگرگونی در ماسه سنگ های کرتاسه زیرین منطقه مشاهده می گردد از این رو می توان گفت که توده گرانیتی مذکور در زمان ژوراسیک میانی - کرتاسه جایگزین شده است. همچنین بر اساس مطالعات سن سنجی به روش U-Pb که بر روی توده های الوند، بروجرد، الیگودرز و دهنو انجام داده اند [۹]. سن نفوذی معادل ژوراسیک میانی تا کرتاسه میانی برای این توده ها در نظر گرفته اند و نیز رجائیه در مقاله ای به بررسی آنکلاوهای میکروگرانولار موجود در توده مزبور پرداخته و برای گرانیت دهنو منشاء

تریاس به شمار می آورند [۳]. جایگیری توده های نفوذی در کمربند سنندج - سیرجان در تکامل ساختاری این زون نقش به سزایی داشته است. سنگ های در برگیرنده توده نفوذی الیگودرز شامل شیست اسلیت و فیلیت های تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (شیست و فیلیت های همدان- گلبایگان) بوده که تاثیر حرارتی توده نفوذی دهنو بر روی این اسلیت و فیلیت ها موجب تشکیل رخساره آلیت- اپیدوت هورنفلس شده است. این توده نفوذی جزء توده های گرانیتوئیدی کمربند سنندج - سیرجان بوده و هدف این مقاله بررسی ترکیب کانی شناسی، سنگ شناسی ژئوشیمی توده گرانیتی دهنو به منظور شناخت محیط تکتونو ماگمایی و پترولوژی آن می باشد.

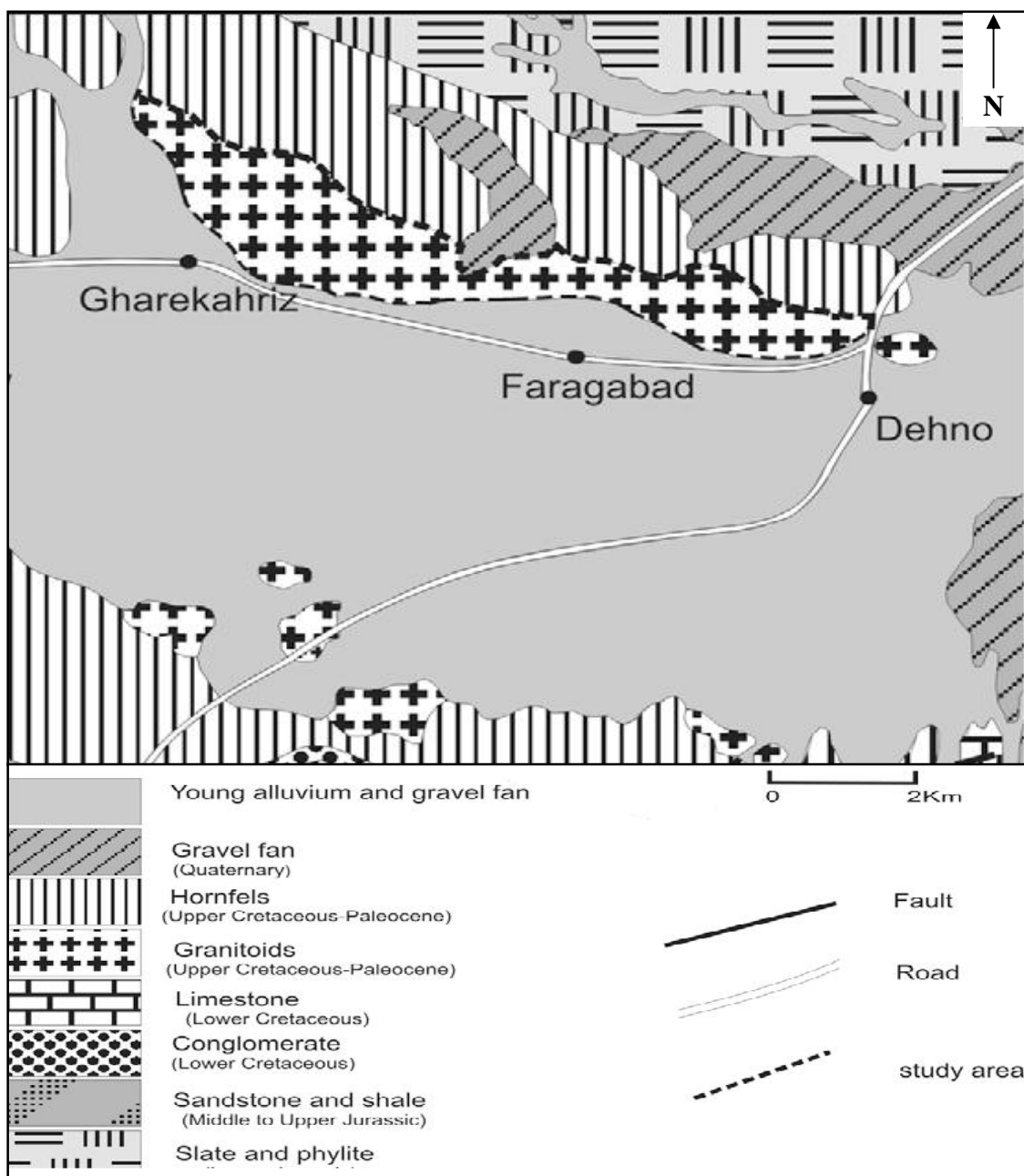
### زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه قسمتی از کمربند سنندج- سیرجان می باشد که در قسمت مرکزی این زون و در شرق روستای دهنو با فاصله ۲۰ کیلومتری از شهر الیگودرز در شمال شرقی این شهر و در استان مرکزی واقع شده است و از نظر جغرافیایی بخش جنوبی شهرستان خمین می باشد که فاصله آن تا این شهرستان حدود ۴۰ کیلومتر می باشد. زون سنندج- سیرجان در اصل جزئی از ایران مرکزی بوده که با اختصاصات ویژه ای مشخص و به صورت نوار طویل شده ای به موازات روراندگی زاگرس قرار دارد [12]، این کمربند از شمال شرقی به جنوب غربی شامل سه زیر زون فرعی [۱] به شرح زیر می گردد:

۱- زون فرعی مزوزوئیک داخلی، که ویژگی آن حضور سنگ های دگرگونی اسلیت، فیلیت و

موازات گسل اصلی زاگرس است. همچنین بررسی های زمین شناسی ساختمانی توده نفوذی مورد مطالعه از جمله مطالعه گسل های عمده، جهت یافتگی آنکلاوها و بررسی درزه ها و شکستگی ها نشان دهنده حکمفرما بودن نیروهای فشاری برشی - راست بر در منطقه می باشد [۲].

اختلاط ماگمایی بین ماگمای بازیک و ذوب رسوبات پوسته ای در نظر گرفتند [14]. از لحاظ زمین شناسی ساختمانی با توجه به اینکه این کمر بند جزء ناآرام ترین و به عبارتی فعال ترین زون ساختمانی ایران به شمار می رود تا سنوزوئیک فازهای دگرگونی و ماگماتیسیم مهمی را پشت سر گذاشته است و روند کلی آن شمال غربی - جنوب شرقی می باشد که به



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ الیگودرز با تغییرات) [۱]

### روش تحقیق

به منظور بررسی و مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی گرانیت دهنو پس از بررسی ها و مطالعات صحرایی در چندین نیمرخ، نمونه برداری و برداشت های صحرایی انجام شد و سپس تعداد ۵۰ مقطع میکروسکوپی تهیه و پس از مطالعه پتروگرافی تعداد ۱۰ نمونه جهت تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS Chemex کانادا ارسال شد که نتایج تجزیه ها در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ های منطقه مطالعاتی به روش ICP-MS

Element/Sample	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>	D <sub>4</sub>	D <sub>5</sub>	D <sub>6</sub>	D <sub>7</sub>	D <sub>8</sub>	D <sub>9</sub>	D <sub>10</sub>
SiO <sub>2</sub> (%)	63.89	65.44	64.33	66.44	67.38	67.65	68.22	69.01	72.21	73.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	14.96	14.56	14.03	14.88	14.99	14.25	14.87	14.98	14.01	14.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	6.31	6.21	5.21	5.31	4.47	4.25	3.33	3.15	2.55	2.31
MgO (%)	2.64	2.55	2.21	2.02	1.92	1.39	1.65	1.14	0.98	1.08
CaO (%)	4.24	4.30	5.05	4.08	3.25	2.14	2.99	2.77	1.09	0.98
Na <sub>2</sub> O (%)	1.98	1.88	2	2.12	1.99	2.31	2.58	3.05	3.57	3.87
K <sub>2</sub> O (%)	2.28	2.19	2.32	2.20	3.12	4.14	4.17	4.18	2.87	2.98
MnO (%)	0.15	0.12	0.1	0.1	0.06	0.08	0.05	0.05	0.03	0.04
TiO <sub>2</sub> (%)	0.64	0.53	0.62	0.53	0.45	0.52	0.49	0.42	0.32	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.14	0.15	0.13	0.16	0.17	0.14	0.15	0.16	0.34	0.38
L.O.I (%)	1.7	1.9	1.8	1.99	1.72	1.26	1.15	1.3	1.4	1.3
Total (%)	99.46	99.34	99.75	99.71	99.68	99.86	99.91	99.93	99.8	99.97
Ni (ppm)	17.5	17.2	19.1	18.2	16.2	15.1	13.2	12.3	7.6	9.5
Rb (ppm)	125.6	136.6	114.5	125.02	166.9	178.7	210	205	162	169
Ba (ppm)	305	302	325	289	420	375	359	302	95.2	101
Sr (ppm)	179.2	181	171	173	159.2	160	161	189	69	78
Cs (ppm)	11	11.3	12	14.5	13.5	16	14.1	13.9	8.9	9.3
Y (ppm)	30.4	29.8	27.4	30.5	29.9	28.1	30.7	31	12.8	13.7
Cr (ppm)	76.8	75.7	89.2	81.9	28.1	37.19	17.9	28.8	31	44
Zr (ppm)	130.7	127.2	131	125	178.9	120.2	109.8	129	81	84.1
La (ppm)	20.9	19.5	28.1	18.2	32.9	25.6	31.9	27	16	18
Ce (ppm)	47.9	44	59	38	70.9	72.1	65.8	56.9	33.1	35.1
Pr (ppm)	5.9	5.6	6.5	4.6	6.9	8.2	5.5	6.2	4.5	4.9
Nd (ppm)	18.99	18.85	22.79	17.87	27	29	30.5	22.1	12.1	13.1
Sm (ppm)	3.99	5.9	4.91	4.3	6.1	5.2	6.9	4.8	3.9	3.1
Eu (ppm)	0.92	0.97	0.98	1.08	0.91	0.97	0.82	0.86	0.78	0.46
Gd (ppm)	4.15	4.32	4.6	4.8	5.4	4.8	4.7	4.81	4.56	5.11
Tb (ppm)	0.77	0.85	0.79	0.87	0.73	0.86	0.74	0.81	0.68	0.83
Dy (ppm)	4.21	3.41	4.27	4.41	4.51	5.1	6.1	4.35	1.81	1.32
Ho (ppm)	0.91	0.84	0.92	0.91	1.01	0.9	0.98	0.87	0.26	0.29
Er (ppm)	2.52	1.99	2.39	2.8	3.1	2.98	2.32	2.21	0.78	0.51
Tm (ppm)	0.36	0.32	0.36	0.4	0.42	0.48	0.37	0.36	0.10	0.15
Yb (ppm)	2.52	2.94	2.5	2.9	3.18	3.01	2.6	2.71	0.87	0.61
Lu (ppm)	0.38	0.30	0.35	0.39	0.41	0.51	0.45	0.38	0.09	0.08
Ga (ppm)	20	19.2	21	19.8	21.4	18.9	19.2	18.6	20.3	21
Th (ppm)	9.3	8.2	12	9.7	13.6	17	13.5	14.6	8.6	9
Ta (ppm)	0.8	0.7	0.9	1	1.4	1.1	0.9	1.2	1.4	1.8
Nb (ppm)	12.4	11.3	10.8	11	9.9	12.9	11.5	10.8	10.1	10
Hf (ppm)	4.6	5.2	4.8	4	4.2	5	3.8	3.4	2.4	2.1
U (ppm)	1.7	1.9	1.6	2	1.4	1.9	1.8	1.5	1.4	1.7
Co (ppm)	14.5	16.8	15.8	10	10.5	9	11	9	3	4
Pb (ppm)	10.5	9.8	11.1	11.9	8.5	7.9	10.2	9.6	5.1	6
V (ppm)	22	115	110	85	54	59	44	60	30	32

### پتروگرافی توده گرانیتی دهنو

ترکیب سنگ شناسی توده گرانیتی منطقه با استفاده از مطالعات صحرایی و پتروگرافی در محدوده گرانیت گرانودیوریت، مونزوگرانیت، تونالیت (کوارتزدیوریت) تا لویکوگرانیت تورمالین دار می‌باشد. اندازه بلورهای این سنگ‌ها متوسط تا درشت بوده و بافت‌های عمده آنها شامل بافت‌های گرانولار، مورتار، پورفیروئید پوئی کلیتیک، کاتاکلاستیک و میرمکیت می‌باشد. همچنین دایک‌هایی از جنس آپلیت، دلریت و رگه‌هایی سیلیسی تورمالین دار این سنگ‌ها را قطع نموده است (شکل ۲ و ۵). در بعضی از رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی توده مورد مطالعه بلورهای ریز و درشت تورمالین به وفور مشاهده می‌گردد (شکل ۶ و ۷) و حضور بلورهای تورمالین مؤید حضور محلول‌های پنوماتیتی حاوی عنصر بر (B) می‌باشد. این توده میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک می‌باشد (شکل ۳).



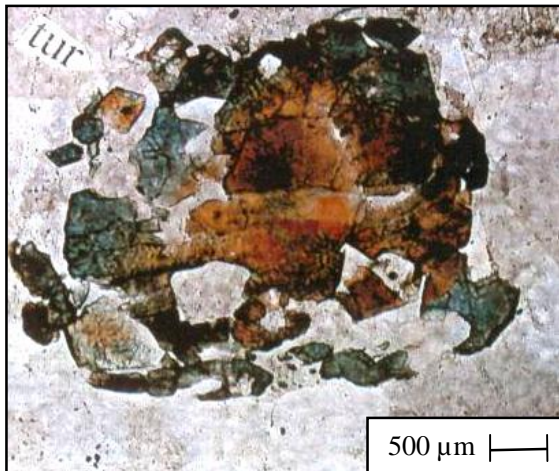
شکل ۲- رخنمون بلورهای تورمالین در رگه‌های سیلیسی گرانیت دهنو



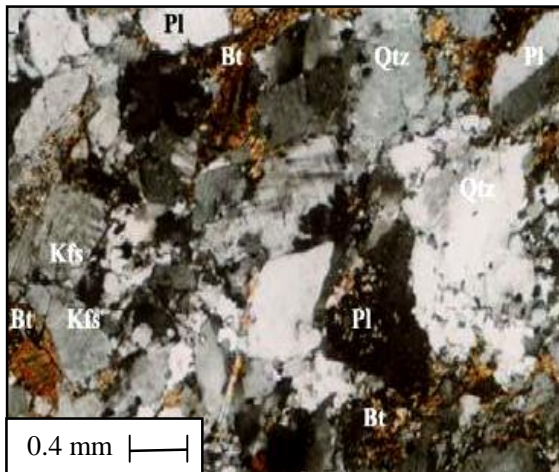
شکل ۳- رخنمون آنکلاو میکروگرانولار مافیک در گرانیت دهنو آنکلاوها ریز دانه تر و مافیک تر از توده میزبان بوده و به راحتی از سنگ میزبان خود جدا نمی‌شوند و از لحاظ ترکیب شیمیایی و کانی شناسی با گرانیت میزبان مشابه بوده و در محدوده زمانی تبلور ماگمای میزبان متبلور شده‌اند و ترکیب بازیک آنها بیانگر مشارکت جبهه در تکوین سنگ‌های گرانیتی می‌باشد [7] و همچنین وجود آنکلاوهای سورمیکاسه در گرانیت منطقه (بسیار کم و نادر) دلالت بر تاثیر مکانیسم ذوب بخشی مواد رسوبی دگرگون شده (پلیتی) در پوسته فوقانی در روند شکل‌گیری سنگ‌های منطقه دارد [12]. کانی‌های عمده سنگ‌های گرانیتی منطقه شامل: کوارتز پتاسیم فلدسپار (زیرکن و میکروکلین) پلاژیوکلاز و بیوتیت بوده که مسکویت اولیه نیز در آنها فراوان دیده می‌شود. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به زیرکن، آندالوزیت، روتیل و تورمالین اشاره کرد (اشکال ۴، ۶ و ۸) که حضور کانی آندالوزیت و آنکلاوهای سورمیکاسه در این سنگ‌ها می‌تواند دلالت بر تاثیر مکانیسم ذوب بخشی رسوبات پوسته قاره‌ای در روند شکل‌گیری این توده نفوذی داشته باشد.



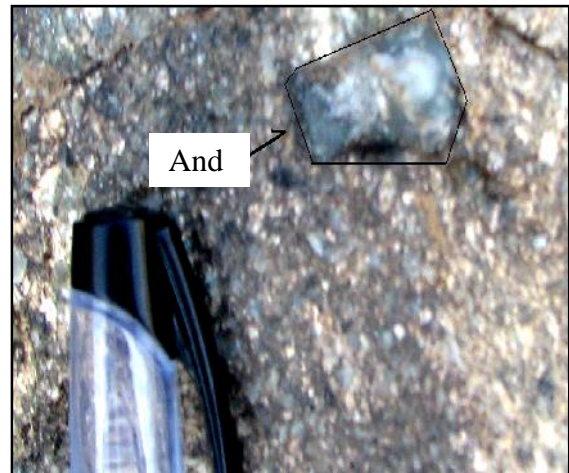
(شکل ۱۰). همچنین در سنگ های مونوزوگرانیته و کوارتزیدیوریت های منطقه کانی های گروه آمفیبول (هورنبلند) مشاهده می شود (شکل ۱۱). دگرسانی متداول در سنگ های مذکور شامل سریستی و سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها (شکل ۹)، کلریتی شدن بیوتیت ها و کائولینیتی شدن در فلدسپار پتاسیم (مخصوصاً ارتوز) می باشد.



شکل ۶- بلور درشت تورمالین در سنگ های لویکوگرانیته منطقه (PPL)



شکل ۷- کانی های کوارتز، ارتوز و پلاژیوکلاز با بافت گرانولار در سنگ های گرانودیوریتی منطقه (XPL)

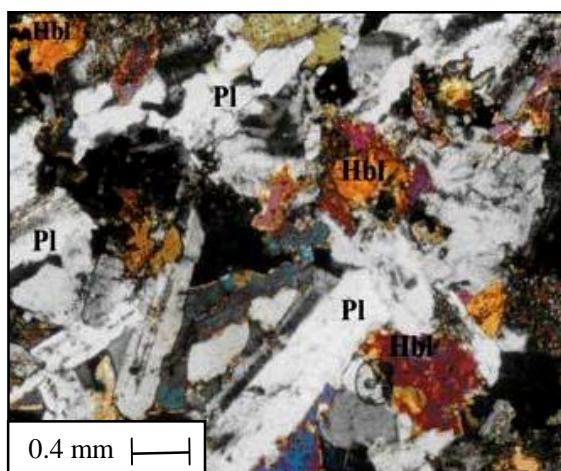


شکل ۴- رخنمون بلور آندالوزیت در گرانیته دهنو

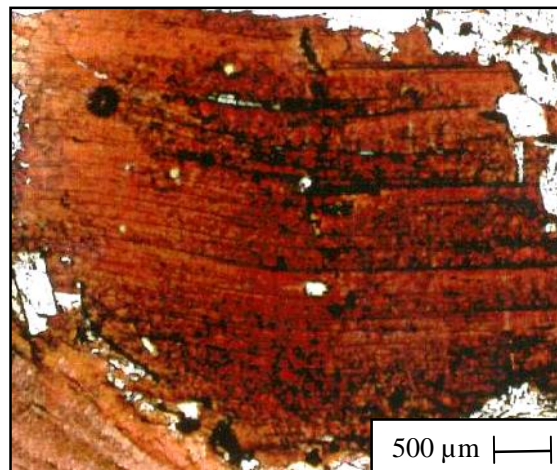


شکل ۵- رخنمون دایک های آپلیتی در گرانیته دهنو

زیرکن به صورت دونسل مختلف در درون بیوتیت (این سنگ ها) مشاهده می شود، نسل اولیه که اکثراً هاله پلئوکروئیک دارند (بی شکل و گزنومورف بوده) و احتمالاً به دلیل غنای اولیه زیرکن ها از عناصر رادیواکتیو مانند اورانیوم و توریم جانشین شده در آنها و یا قدمت سنی آنهاست که این نسل قدیمی تر بوده و بیانگر منشاء رسوبی این سنگ ها می باشد (شکل ۸) و نسل دوم که فاقد هاله پلئوکروئیک بوده، شکل دارند و احتمالاً در طی تبلور ماگما بوجود آمده و نسبت به نسل اول جوانترند، همچنین وجود بافت کینگ باند در بیوتیت ها نشان دهنده استرس حاکم بر منطقه دارد



شکل ۱۱- کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز در سنگ های موزوگرانیت منطقه مطالعاتی (XPL)

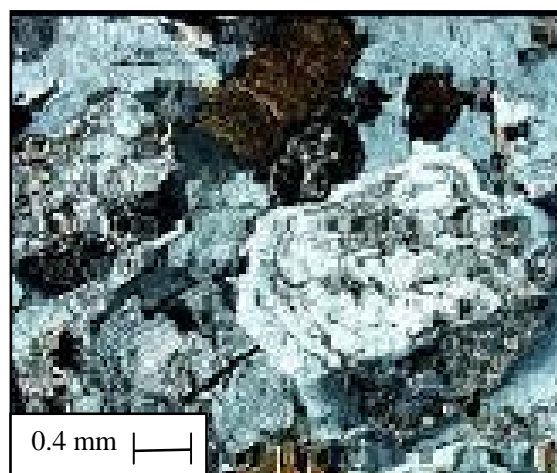


شکل ۸- بلور درشت بیوتیت با کینگ بابد و هاله پلئوکروسیسم در اطراف زیرکن در توانلیت های منطقه (PPL)

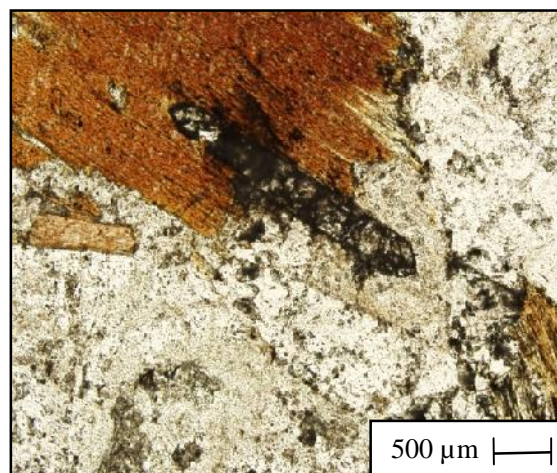
### بررسی و تفسیرهای ژئوشیمی گرانیت دهنو

مطالعات ژئوشیمی سنگ های نفوذی منطقه می تواند راهنمای خوبی برای تعیین مشخصات منشاء ماگما شرایط ذوب بخشی و تشکیل ماگما، نحوه جایگزینی و آرایش ماگما و تغییرات بعدی در ماگما باشد. به طوری که با کمک گرفتن از مطالعات پتروگرافی پترولوژی، ژئوشیمیایی، مشاهدات صحرایی و استفاده از نمودارهای محیط تکتونیکی می توان سری ماگمایی مجموعه را تعیین کرد و آن را از نظر پتروژنز تقسیم بندی نمود و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ ها را مورد بررسی قرار داد. به همین منظور با استفاده از داده های آنالیزهای ژئوشیمی به روش ICP-MS که در دانشگاه ونکور کانادا (آزمایشگاه ALS Chemex) انجام شده است سنگ های توده نفوذی منطقه بررسی های ژئوشیمیایی و با استفاده از عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای مختلف سری ماگمایی توده مذکور مشخص گردید.

با استفاده از نمودار تعیین ضریب اشباع آلومین [22] سنگ های توده مذکور اکثراً در محدوده گرانیت های پرآلومین واقع شدند (شکل ۱۲) و همچنین به کمک

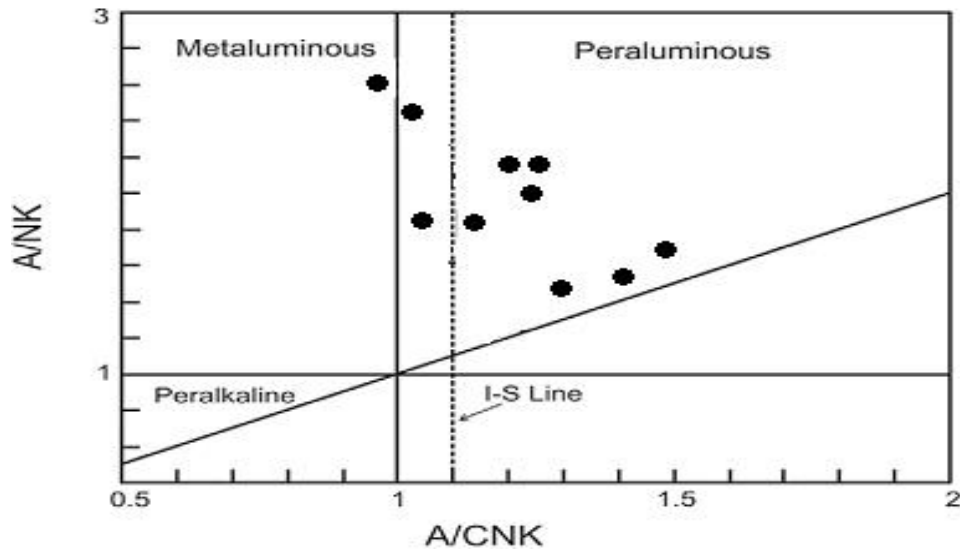


شکل ۹- نمایی از بلور پلاژیوکلاز با زونینگ و آثار تجزیه شدگی به سرسیت در گرانودیوریت ها (XPL)

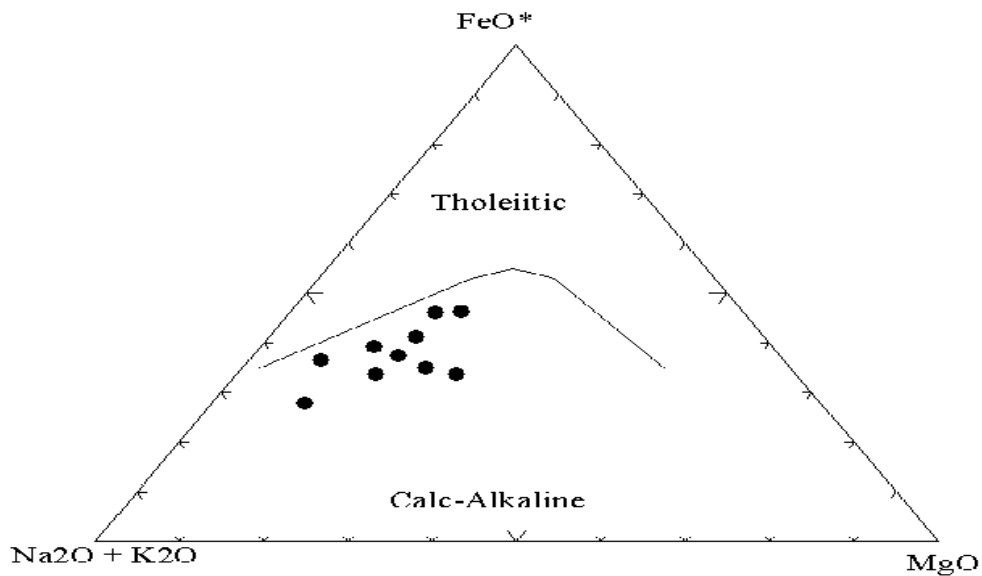


شکل ۱۰- بلور زیرکن شکل دار درون کانی بیوتیت در گرانیت های منطقه (PPL)

نمودار AFM [11] سنگ های توده نفوذی منطقه جزء سری کالک آلکالن محسوب می شوند (شکل ۱۳). از لحاظ موقعیت محیط تکتونیکی با استفاده از داده های ژئوشیمیایی عناصر فرعی و به کمک نمودارها تعیین موقعیت تکتونیکی Pearce و همکاران [13] سنگ های توده نفوذی منطقه جزء گرانیتوئیدهای قوس ولکانیکی قرار می گیرند (شکل ۱۴ a,b).

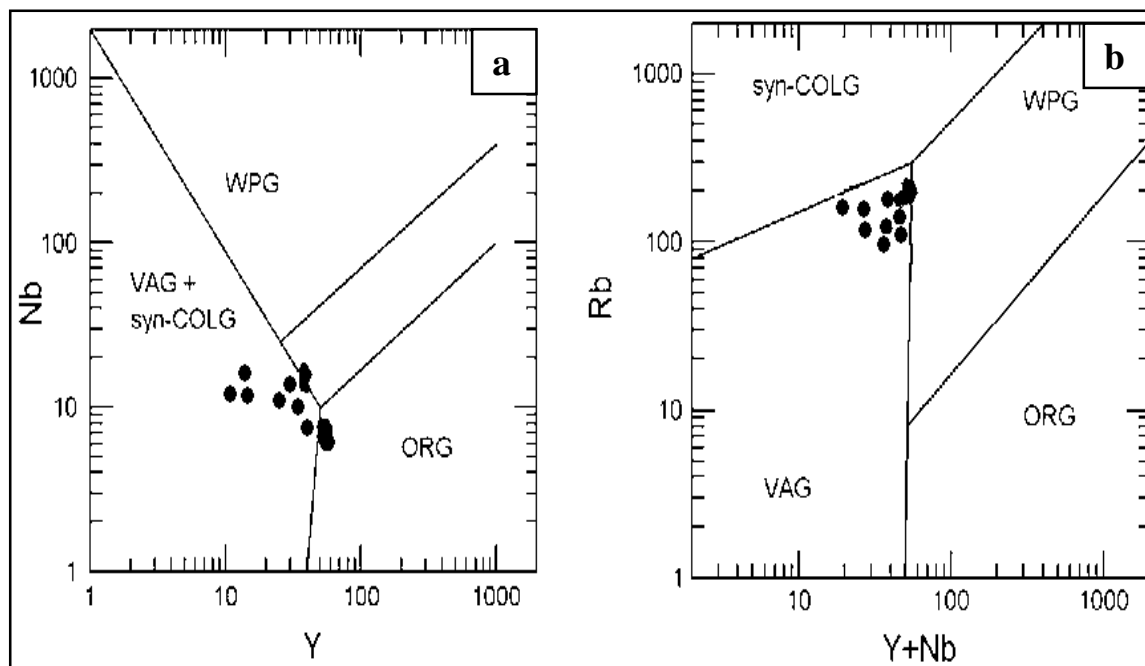


شکل ۱۲- نمودار تعیین ضریب اشباع از آلومین و موقعیت سنگ ها منطقه در آن [22]



شکل ۱۳- نمودار AFM ابروین و بارگار برای تعیین سری ماگمایی سنگ های منطقه [11]





شکل ۱۴- دیاگرام های (a,b) تعیین محیط تکتونیکی گرانیت های مختلف با استفاده از دیاگرام های پیشنهادی Pearce و همکاران [13] و موقعیت سنگ های منطقه در آن.

است که این عنصر در مراحل انتهایی تفریق ماگمایی در سنگ های تفریق یافته تر و اسیدی، وارد کانی هایی چون آلکالی فلدسپار می شود. فراوانی این پتاسیم می تواند بیانگر دخالت پوسته قاره ای در تکوین ماگمای مولد سنگ های منطقه باشد [5]. Ce و La دارای عدد اتمی کوچکتری نسبت به بقیه عناصر گروه REE و دارای شعاع یونی بزرگتری می باشند و بنابراین غنی شدگی نشان می دهند، در صورتی که Y و Lu با شعاع یونی کوچکتر فراوانی پایینی را دارند. آنومالی پایین و تهی شدگی نیوبوم در سنگ های منطقه نشان دهنده به وجود آمدن ماگما از جبهه متاسوماتیکی شده فرورانش می باشد [18]. Ti تیتانیوم در سنگ های آذرین اصولاً به صورت ایلمینیت حضور دارد. این عنصر می تواند جانشین Al در کوردیناسیون شش گردیده و به همین دلیل در پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت احتمالاً به صورت اسیر شده حضور دارد. تیتانیوم در مسکوویت دیده

همچنین با توجه به آنالیز ژئوشیمیایی سنگ کل نمونه های منطقه مطالعاتی (جدول ۱) تغییرات مقدار  $\text{SiO}_2$  از حدود ۶۳ درصد تا ۷۳ درصد بوده که با افزایش آن مقدار  $\text{Na}_2\text{O}, \text{Ta}, \text{Rb}, \text{Th}$  افزایش می یابد و مقدار  $\text{MgO}, \text{TiO}_2, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MnO}, \text{Zr}, \text{Hf}, \text{Sr}$  کاهش می یابند. این تغییرات نشان می دهد که پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و زیرکن نقش مهمی در تبلور سنگ های منطقه مطالعاتی داشته است [16]. برای رسم نمودارهای عنکبوتی از عناصر REE و سایر عناصری که در پتروژنز گرانیت ها مهم می باشد مانند عناصر  $\text{Tb}, \text{Yb}, \text{Ba}, \text{Rb}, \text{Th}, \text{K}$ ،  $\text{Ti}, \text{Hf}, \text{Zr}, \text{Sr}, \text{Ta}, \text{Nb}$  استفاده شده است. در این نمودارها (اشکال ۱۷ و ۱۸) مقادیر عناصر کمیاب نسبت به مقادیر آنها در کندریت نرمالیزه شده است [21]. هدف از نرمالیزه کردن به دست آوردن الگوی مناسب در فراوانی عناصر سنگ های منطقه می باشد. غنی شدگی K در سنگ های منطقه نشان دهنده این

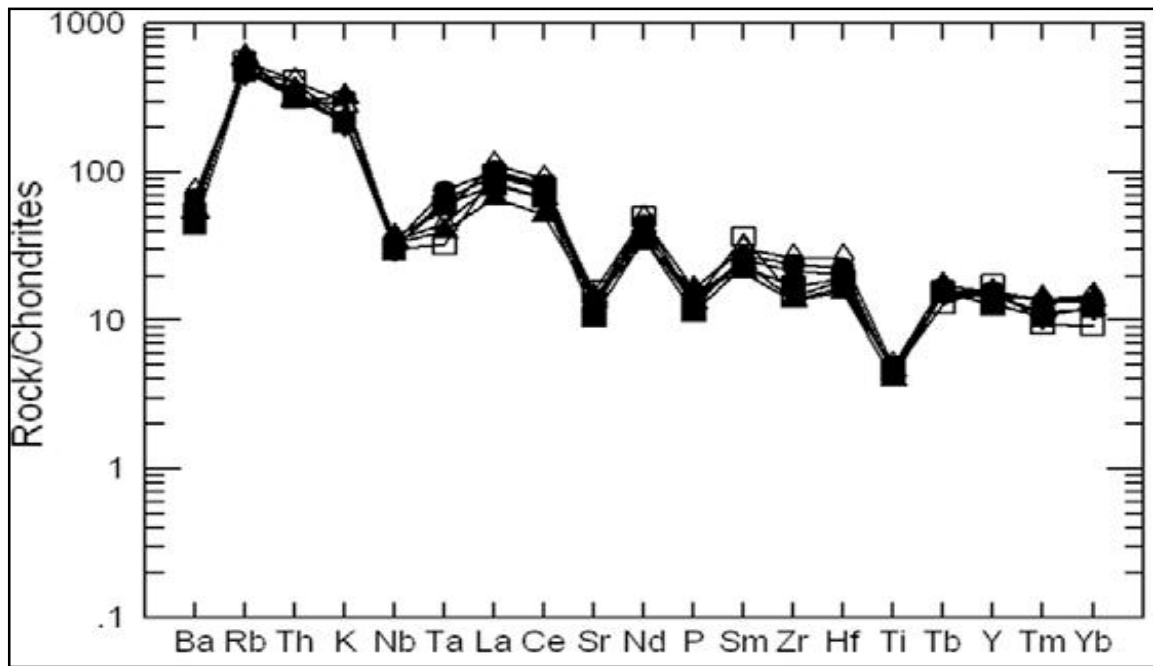
(La,Ce,Nd) نسبت به FSE نظیر (Yb,Y,Sm, Zr , ) غنی شدگی نشان می دهند (اشکال ۱۵ تا ۱۸). به عبارت دیگر، عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه هستند که اختلاف بین آنها زیاد بوده و نشانگر محیط های در ارتباط با فرورانش می باشند زیرا که رسوبات و مایعات همراه آنها می توانند باعث غنی شدگی غیرعادی عناصر کمیاب شوند [17,15,10] بنابراین با توجه به اینکه توده نفوذی منطقه مورد مطالعه از نوع گرانیتوئیدهای هیبریدی (با منشاء جبه ای و پوسته ای) و کالک آلکالن و پرآلومین می باشد چنین می توان استنتاج کرد که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر میکروپلیت ایران مرکزی در طول زمان تریاس - ژوراسیک به علت ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده و متاسوماتیکی شده، ماگما ایجاد شده و در مسیر عبور با سنگ های پوسته ای آمیخته و توسط مکانیسم آناتکسی و ذوب بخشی رسوبات پوسته ای دچار تغییرات شدید گردیده (از جمله پرآلومین بودن) و باعث تشکیل ماگمای گرانیتی هیبریدی (حاصل اختلاط ماگمای با منشاء جبه ای و مذاب آناتکسی حاصل ذوب بخشی رسوبات پوسته قاره ای) گردیده است. کلارک [6] معتقد است که گرانیتوئیدهایی که مخلوط شده اند (اختلاط ماگمای با منشاء جبه ای با سنگ های پوسته قاره ای) بعد از تفریق وسیع آمفیبول، اثر متقابل مواد فرار و یا هضم سنگ های پلیتی می توانند دارای ترکیبی پرآلومین باشند.

نمی شود، زیرا در ماگماهای شدیداً سیلیسی تیتانیوم به صورت کانی تیتانیت از ماگما خارج می گردد و در سنگ های منطقه مورد مطالعه تیتانیوم آنومالی منفی از خود نشان می دهد و دلیل آن مربوط به جدایش آن در طول تفریق می باشد و همچنین دلالت بر شکل گیری سنگ ها در محیط فرورانش دارد [20]، (اشکال ۱۵ تا ۱۸). با مشاهده الگوی پراکندگی عناصر ناسازگار می توان موارد ذیل را استنباط نمود:

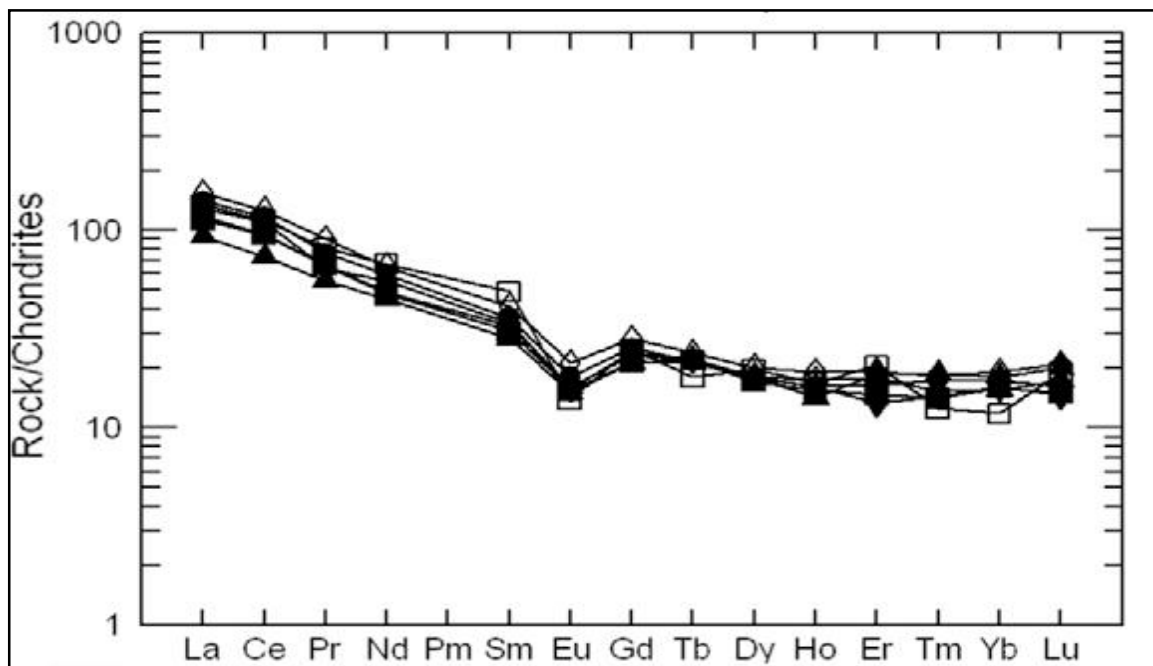
الف- الگوی مشابه نمونه ها، که نشان دهنده هم ماگما بودن آنها است.

ب- فراوانی عناصر K Th, U Cs می تواند بیانگر دخالت پوسته قاره ای در تکوین ماگمای مولد سنگ های منطقه باشد.

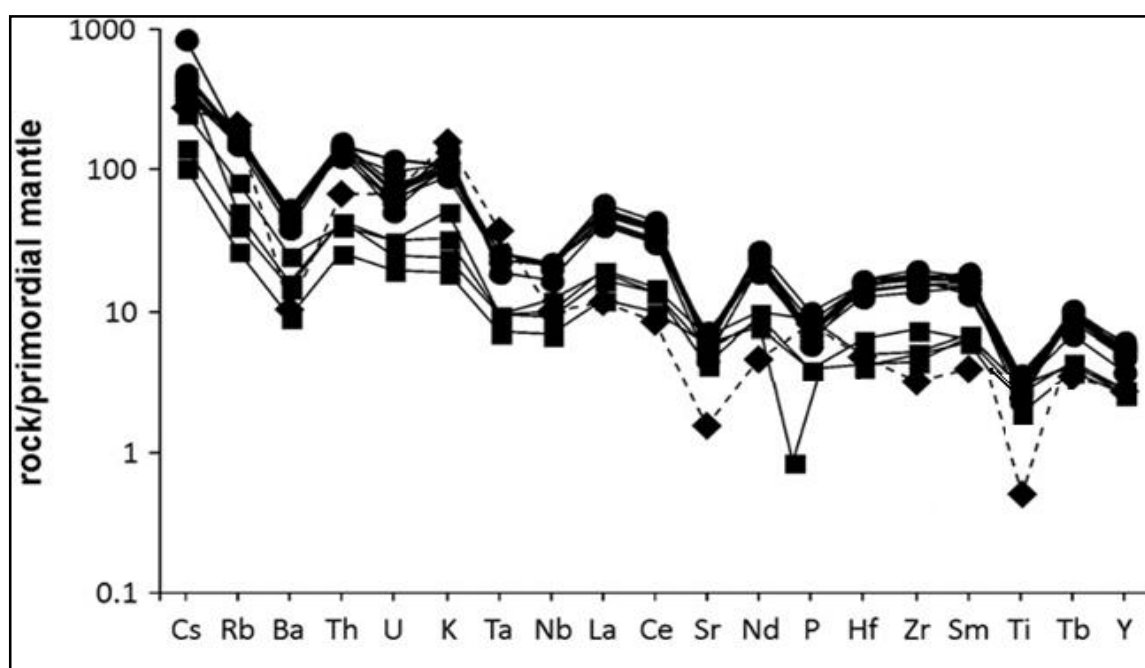
ج- الگوی پراکندگی عناصر REE توده گرانیتی دهنو مشابهت زیادی با الگوی پراکندگی قوس قاره ای عادی دارند. عنصر Eu در سنگ های منطقه ناهنجاری پایینی نشان می دهد (شکل ۱۶) که احتمالاً ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تبلور ماگما است و یا حاکی از وجود پلاژیوکلاز به طور اساسی در مجموعه باقیمانده است [18]. در این نمودارها ناهنجاری منفی عناصر Nb Ba Sr,Ti,P که خاص توده های گرانیتوئیدی کالکوالکالن قوسی می باشد مشاهده می گردد. علت تهی شدگی عنصر Sr، به خاطر جانشینی آن به جای K و Ca در فلدسپات ها Ba به خاطر جانشینی آن با K در بیوتیت و آلکالی فلدسپار، P به علت فراوانی فاز فرعی آپاتیت و Ti به علت وجود کانی های تیتان دار نظیر اسفن و ایلمنیت است [16]، همچنین در این نمودارها عناصر LILE مانند (Th,K,RB) و LREE مانند



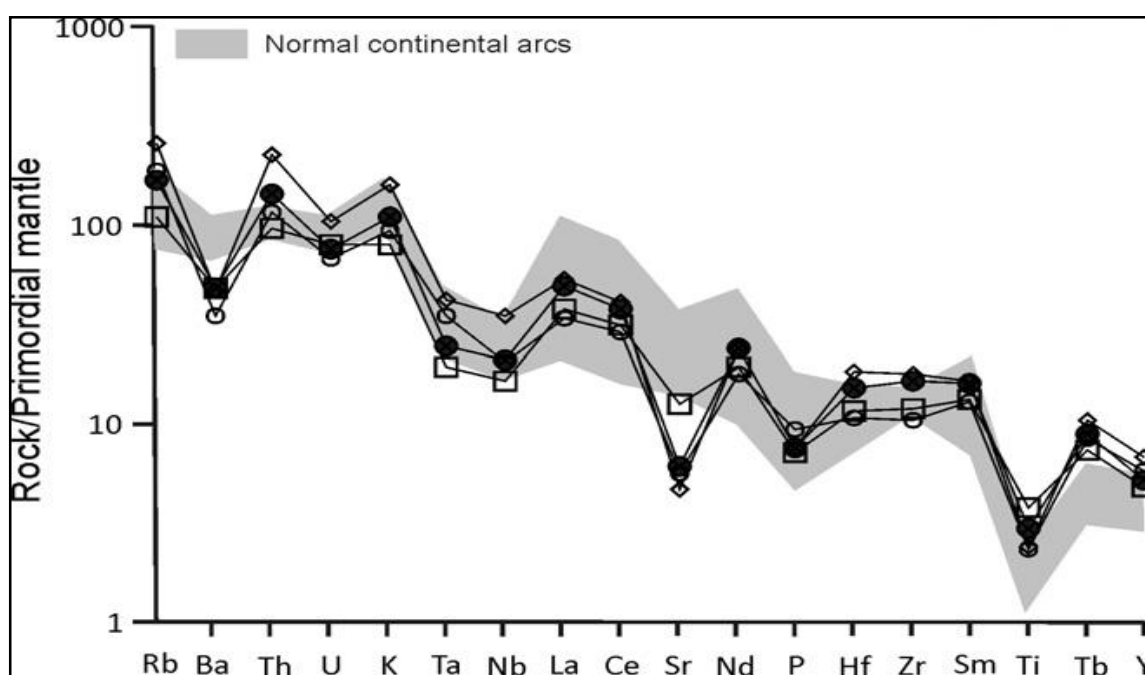
شکل ۱۵- نمودار عنکبوتی عناصر مهم سنگ های منطقه نرمالیزه شده به کندریت [4]



شکل ۱۶- نمودار عنکبوتی عناصر REE سنگ های منطقه نرمالیزه شده به کندریت [4]



شکل ۱۷- نمودار عنکبوتی عناصر مهم سنگ های منطقه نرمالیزه شده به گوشته اولیه [21]



شکل ۱۸- نمودار عنکبوتی عناصر REE سنگ های منطقه نرمالیزه شده به ماننل اولیه [21]



- ۱- سهیلی، م. جعفریان، م. عبداللهی، م. (۱۳۷۰)، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ الیگودرز با شرح مختصر، سازمان زمین شناسی ایران
- ۲- محجل، م. (۱۳۷۷)، پتروفابریک سنگ های میلوئیتی پهنه دورود- ازنا، راهنمایی بر تکنونیک راستبر در زون سنندج - سیرجان، خلاصه مجموعه مقالات هفدهمین گرده همایی علوم زمین، ص ۲۹- ۲۴.
- 3-Berberian, M. and King G.C.P., (1981). towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of Earthsciences.vol.18, No.2 . pp 210-265.
- 4-Boynton, W.V., (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Anderson, p (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, . pp 63-114.
- 5-Chappell, B.W.and Whit, A.j.R.(1992). Granitoid type and their distribution in the Lachlan fold belt, southeastem Australia. Geological Society of America Memoir, pp 159, 21-34.
- 6-Clark, D.B.,(1992). Granitoid Rocks: Chapman and Hall,. 238 p.
- 7-Cobbing,J.,(2000). The geology and mapping of Granite batholit,Spriger,140 p.
- 8-Didier, J.and Berbrin.,(1991) Eclaves and Granite Petrology: Elsevier, Amsterdam ., 525 p.
- 9-Esna-Ashari,A.M.Tiepolo.M,Vali, Vali zadeh ,J, Hassanzadeh, A, Sepahi.,(2011). Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Journal of Asian Earth Sciences, doi:10.1016/j. jseae.09.001.
- 10-Floyd, P. A. and Winchester, J. A.,(1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters 27 .,pp 211-218.
- 11-Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A.,(1971). Guide to the chemical classification of the common volcanics. Canadian Journal of Earth Scienc., 8., pp 523-545.
- 12-Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., (2003). Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. Journal of Asian earth Sciences 21, pp 397-412.

توده گرانیتی دهنو دارای ترکیب سنگ شناسی گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت (تونالیت)، مونزوگرانیت و لوبیکوگرانیت می باشد. کوارتز، آلکالی فلدسپار پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند مسکوویت، تورمالین زیرکن، آندالوزیت و آپاتیت از جمله کانی های اصلی و فرعی موجود در سنگ های این توده می باشند. این توده میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و رگه ها سیلیسی تورمالین دار و دایک های آپلیتی متعدد و به ندرت دلریتی می باشد. مطالعات کانی شناسی و ژئوشیمیایی بر پرآلومین و کالک آلکالن بودن و منشاء دوگانه حاصل اختلاط ماگمای جبه ای (حاصل ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی) و مذاب آناتکسی (حاصل ذوب بخشی رسوبات پوسته قاره ای) سنگ های این توده دلالت دارند و غنی شدگی سنگ های گرانیتی منطقه از عناصر LILE نظیر (U,Th,Rb,K,Cs) و تهی شدگی از عناصر HFSE به ویژه Ti,Nb و P با الگوی گرانیت های مرتبط با فروانش همخوانی دارد همچنین از لحاظ محیط تکتونیک جزء گرانیتوئیدهای قوس ولکانیکی (VAG) محسوب می شود.

### تشکر و قدردانی

این مقاله از طرح پژوهشی تحت عنوان پتروگرافی و ژئوشیمی گرانیت دهنو با حمایت های مالی حوزه معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه آزاد اسلامی واحد الیگودرز اجرا گردیده و از همکاری و مساعدت آنها صمیمانه قدردانی می شود.

- 13-Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., (1994). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, pp 956-983.
- 14-Rajaieh, M.M., Khalili, I., Richards, I. (2010). The significance of mafic microgranular enclaves in the petrogenesis of the Dehno Complex, Sanandaj-Sirjan belt, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, pp 24-36.
- 15-Rogers, G. and Haworth, C. J., (1989). A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 91., pp 271-285.
- 16-Rollinson, H.R., (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Addison Wesley Longman, Harlow. 352 p.
- 17-Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M., (1996). High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37., pp 693-726.
- 18-Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J., (1993). Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113., pp 333-351.
- 19-Wilson, M., (1989). *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman London.
- 20-Wilson, M., (2007) *Igneous Petrogenesis*. Springer Verlag, 466 p.
- 21-Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M., Tarney, J., (1979) Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70, pp 319-339.
- 22-Zen, E., (1986) Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology* 27, pp 1095-1117.