

پتروگرافی، ژئوشیمی و خاستگاه تکتونو ماگمایی توده‌های نفوذی منطقه جاسب

راضیه محمدی^۱، ناصر عبادتی^۲

۱- استادیار دانشگاه آزاد اسلامی، واحد آشتیان

۲- استادیار دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر

چکیده

منطقه جاسب در حدود ۱۰۰ کیلومتری جنوب شهر قم واقع شده است. این منطقه بخش کوچکی از پهنه ایران مرکزی را تشکیل داده و در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه به انوسن- اولیگوسن و میوسن تعلق دارند. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های مذکور شامل گرانیت، کوارتز مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت، میکرودیوریت کوارتزار و گابرودیوریت می‌باشد. داده‌های ژئوشیمیایی حاکی از سری ماگمایی عمدتاً کالکوالکالن و در برخی موارد تولیتی (گابرودیوریت‌ها) برای توده‌های مزبور است و سنگ‌های گرانیتی منطقه از نوع I می‌باشد.

توده‌های با ترکیب حد واسط احتمالاً از تحول یک ماگمای بازیک حاصل شده‌اند. آنچه مشخص است، کاهش مقدار کانی‌های مافیک و ازدیاد آلکالی فلدسپارها، کوارتز و زیرکن طی روند تفریق انجام شده و الگوی ماگماتیسیم منطقه ظاهراً از الگوی VAG و SynCOLG تبعیت می‌نماید.

در این پژوهش، پس از برداشت‌های صحرایی و مطالعات میدانی ابتدا پتروگرافی و ژئوشیمی نمونه‌ها مورد بررسی قرار گرفته و سپس با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی و بررسی محیط تکتونوماگمایی سری ماگمایی مشخص شده، مورد بحث قرار می‌گیرند.

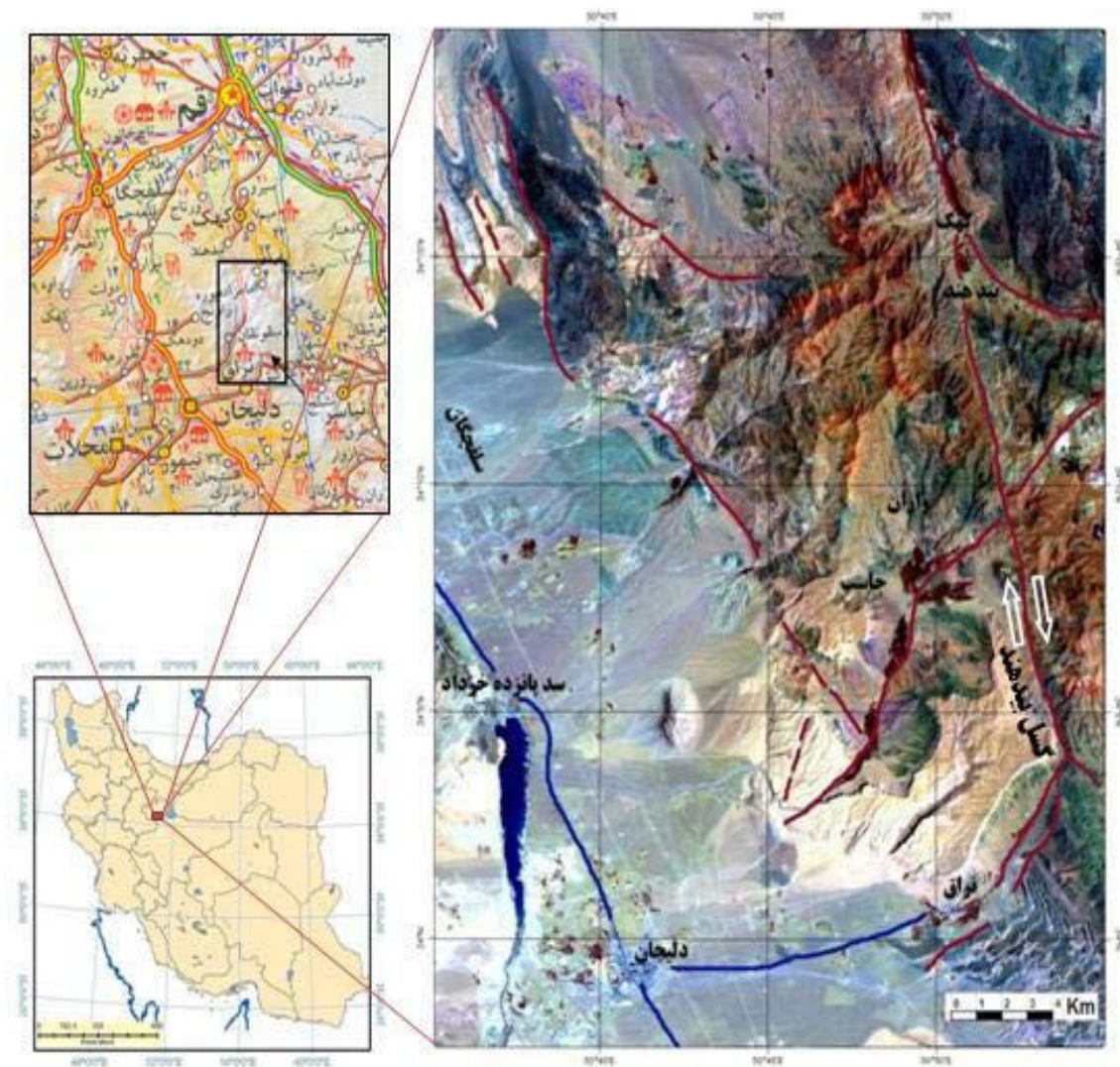
واژگان کلیدی: پتروگرافی، ژئوشیمی، توده‌های نفوذی، جاسب، محیط تکتونوماگمایی.

مقدمه

دلیجان از طریق جاده فرعی جاسب که به روستای واران می‌رسد، می‌باشد و دستیابی به توده‌های نفوذی را امکان‌پذیر می‌سازد. این منطقه بخش کوچکی از پهنه ایران مرکزی بوده و در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد.

منطقه جاسب در حدود ۱۰ کیلومتری شمال شهرستان دلیجان و ۱۰۰ کیلومتری جنوب قم واقع شده است (شکل ۱) و محدوده مورد مطالعه در مختصات جغرافیایی $50^{\circ}40'$ تا $50^{\circ}55'$ طول شرقی و $34^{\circ}00'$ تا $34^{\circ}15'$ عرض شمالی قرار دارد.

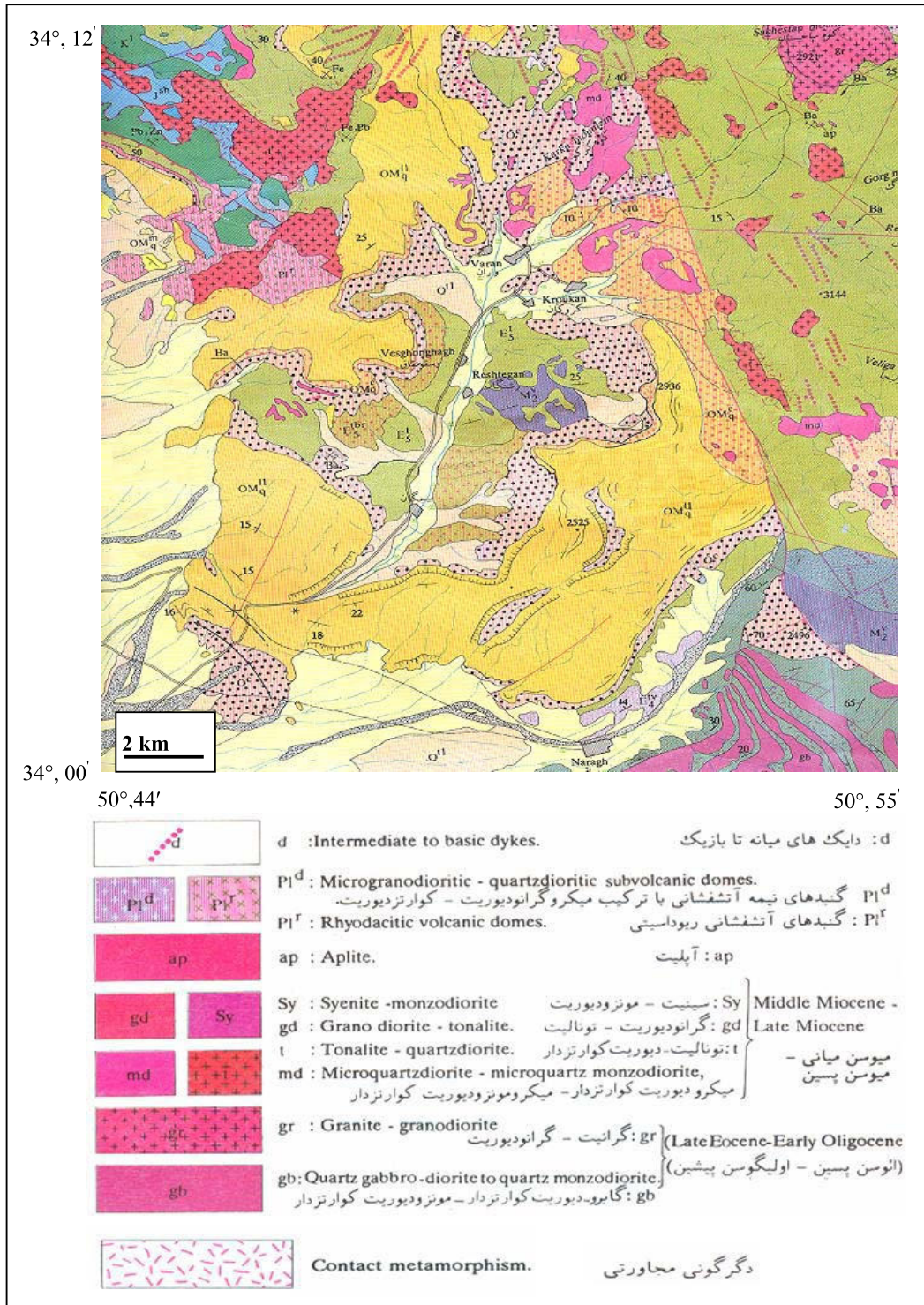
راه دسترسی به این منطقه عمدتاً از جاده سلفچگان- دلیجان است در حدود ۱۰ کیلومتری



شکل ۱ - موقعیت جغرافیایی در تصویر ماهواره‌ای و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

توده‌های نفوذی منطقه به ائوسن تا اولیگوسن و میوسن تعلق داشته و این توده‌ها بصورت پراکنده در سطح منطقه رخنمون دارند (شکل ۲).

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوب غربی چهارگوش ۲۵۰۰۰۰ : ۱ قم [۲] و بخش جنوبی چهارگوش ۱۰۰۰۰۰ : ۱ کهک [۳] قرار دارد. این

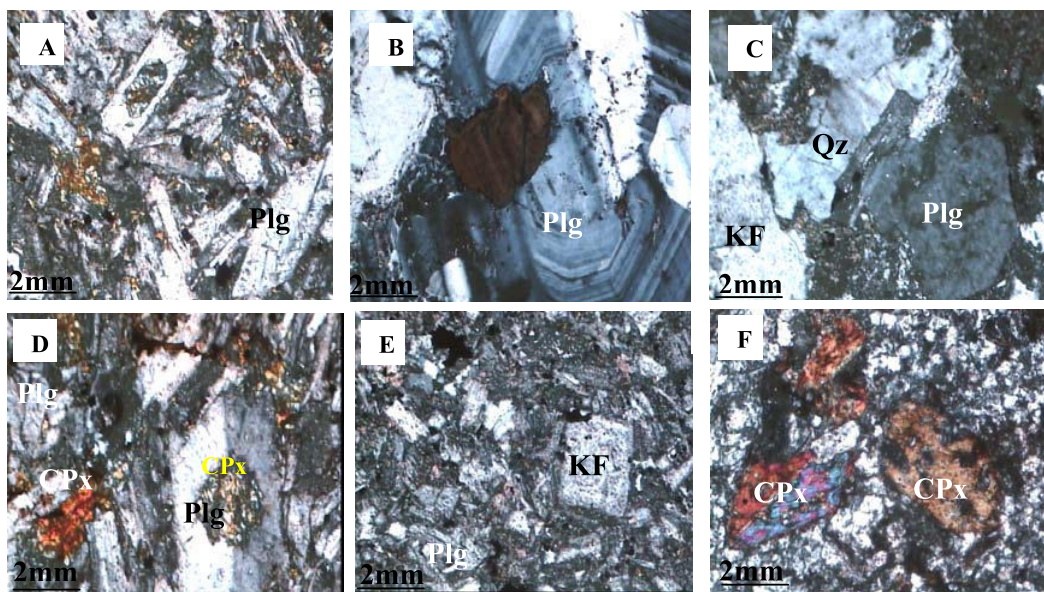


شکل ۲- نقشه زمین شناسی و پراکنندگی توده های نفوذی در آن. با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ [۳]

پetroگرافی توده های نفوذی

می‌دهند. کوارتز نیز بین ۲۵ تا ۴۵ درصد سنگ را تشکیل داده و معمولاً بی‌شکل ظاهر می‌شود. آمفیبول نیز از نوع هورنبلند و به صورت سالم و دگرسان شده دیده می‌شود و اصولاً آمفیبول‌ها تبلور تحت فشار را نشان می‌دهند [۵]. تونالیت (t) که در بخش شمال غرب منطقه رخنمون دارند، دارای رنگ خاکستری روشن بوده و بافت آن‌ها عمدتاً از نوع گرانولار و حاوی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپات آلکالن هستند (شکل ۳). اندازه پلاژیوکلازها گاه تا ۲/۵ میلی متر نیز می‌رسد. حجم این کانی‌ها تا بیش از ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و تا اندازه‌ای به کانی‌های رسی، سریسیت و گاه اپیدوت و کلریت تجزیه شده‌اند، در این سنگ کوارتز به صورت بی‌شکل دیده می‌شود و بین ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند.

ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های مذکور شامل گرانیت، کوارتز مونزونیت، تونالیت، میکرودیوریت کوارتز دار و گابرودیوریت- گابرو می‌گردد. گرانیت‌ها (gr) با بافت گرانولار و پورفیریک، دارای ترکیب کانی‌شناسی فلدسپات، کوارتز، پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی و مسکویت، آمفیبول، اسفن، آپاتیت و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی و کربنات، کائولینیت، سریسیت، اپیدوت و کلریت، کانی‌های ثانویه گرانیت‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۳). فلدسپات‌های آلکالن حدود ۳۰ تا ۵۰ درصد کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل داده که گاه به صورت هم‌رشدی پرتیتی یافت می‌شود. پلاژیوکلازها که طبق اندازه‌گیری زاویه خاموشی (بر اساس روش میشل لوی) در حد آلبیت- اولیگوکلاز می‌باشند، حدود ۲۰ تا ۴۰ درصد سنگ را تشکیل



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، نور پلاریزه متقاطع IP (XPL) بزرگنمایی ۶۳X

A- متن سنگ با بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریت - تونالیت

B- بلور درشت پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی در گابرودیوریت

C- بلورهای کوارتز و فلدسپات در گرانیت

D- متن سنگ با بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در میکرودیوریت کوارتز داری که نسبتاً تجزیه شدگی نشان می‌دهد

E- متن سنگ با بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن در نمونه دیگری از میکرودیوریت کوارتز دار

F- بلورهای خودشکل تا نیمه شکل دار کلینو پیروکسن (CPX) در گابرودیوریت

حضور دارند. کانی‌های بیوتیت، اپاک و کلریت از جمله کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها هستند.

در بخش شمال شرق منطقه دایک‌هایی با روند نسبی شمالی- جنوبی، تهنشست‌های اولیگو میوسن مربوط به سازند قم و سازندهای قدیمی‌تر (اولیگوسن و ائوسن) را قطع نموده‌اند. بنابراین سنی جوان‌تر از میوسن دارند. از نظر پتروگرافی، این سنگ‌ها ترکیب میکرودیوریت تا میکرودیوریت کوارتزار را نشان می‌دهند. بافت این سنگ‌ها میکروگرانولار، اینتر سرتال و اینترگرانولار و گاه پورفیری است. پلاژیوکلاز و آمفیبول کانی‌های عمده و کلینو پیروکسن و کوارتز (کم‌تر از ۱۰ درصد) کانی‌های فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز و آمفیبول در مقاطع نازک نمونه‌ها قابل مشاهده‌اند. ترکیب پلاژیوکلازها بر اساس زاویه خاموشی آندزین تا لابرادوریت است.

ته‌نشست‌های آهکی سازند قم در شمال شرقی منطقه و در مجاورت توده‌های نسبتاً دیوریتی متبلور شده‌اند. این تهنشست‌ها در اثر همبری با توده‌های تونالیتی نیز دگرگونی یافته‌اند و با توجه به تغییرات کانی‌شناسی (حضور کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، ترمولیت- اکتینولیت) و مشاهدات صحرایی، می‌توان حد رخساره هورنبلند هورنفلس را برای این سنگ‌ها در حاشیه توده‌های نفوذی پیشنهاد نمود.

مقدار فلدسپات آلکالن در نمونه‌ها معمولاً کم‌تر از پلاژیوکلاز و کوارتز است و گاهی در مرزهای پلاژیوکلازها مشاهده می‌شوند. این کانی نیز تا حدی دگرسانی کائولینیتی نشان می‌دهند. بیوتیت به صورت اولیه و ثانویه و معمولاً به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل ظاهر می‌شوند. مجموعه‌ای از کانی‌های کلریت، اسفن، اکسیدهای آهن نتیجه دگرسانی بیوتیت در نمونه‌ها وجود دارد. آمفیبول نیز در برخی مقاطع دیده می‌شود ولی در مجموع کم‌تر از ۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. آپاتیت، اسفن، زیرکن از دیگر کانی‌های فرعی سنگ در مقادیر ناچیزی حضور دارند. میکرودیوریت کوارتز دار (md) تا کوارتز مونزو دیوریت در شمال روستای کروگان رخنمون یافته است. این سنگ‌ها به رنگ سبز بوده و در مقاطع نازک بافت میکروگرانولار نشان می‌دهند. گابرو دیوریت- گابروها تا کوارتز گابرو دیوریت‌ها به رنگ سبز روشن تا سبز تیره در بخش‌های جنوبی منطقه رخنمون یافته‌اند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، فلدسپات آلکالن و کوارتز می‌گردد.

پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و دارای ترکیب آندزین تا لابرادوریت (بر مبنای زاویه خاموشی آنها) هستند (شکل ۳) و منطقه‌بندی و ماکل‌های پلی سنتتیک و کارلسباد در آنها نیز شایع است. دگرسانی پلاژیوکلازها به کانی رسی، سریسیت، کربنات و گاه کلریت مشاهده می‌شود. کلینو پیروکسن اوژیت با رخ کاملاً مشخص و اندازه‌های متفاوت (گاهی تا بیش از ۳ میلی متر) در سنگ دیده می‌شود و وادخال‌هایی آنها را همراهی می‌کنند. کوارتز و فلدسپات آلکالن عموماً به صورت بی‌شکل و در فضای بین کانی‌ها و به مقدار کم (حدود ۵ درصد)

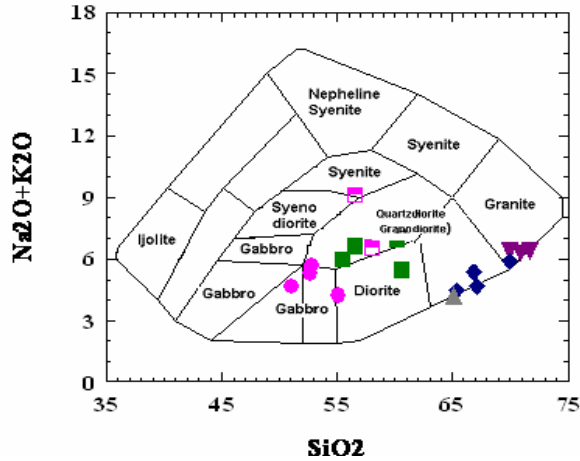
ژئوشیمی

نرم افزار پترولوژی Minpet، داده‌ها در نمودارهای مختلف پیاده و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. نمودار نام‌گذاری سنگ‌ها با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی (شکل ۳) نشان دهنده ترکیب کلی سنگ شناسی در محدوده‌های گابرو، گابرودیوریت و گرانیت (ائوسن پسین- اولیگوسن پیشین)، کوارتز دیوریت و گرانودیوریت (میوسن) است که با نتایج حاصل از بررسی مقاطع نازک، همخوانی نسبتاً خوبی دارد.

پس از بررسی‌های پتروگرافی مقاطع نازک مربوط به توده‌های نفوذی، تعداد ۱۸ نمونه انتخاب و بر روی آنها آنالیز XRF انجام شد. داده‌های حاصل از آنالیز اکسیدهای عناصر اصلی در جدول ۱ آمده است. از آنجا که ترکیب سنگ آذرین تا حدود زیادی نشان‌دهنده ترکیب ماگمایی منشا آن می‌باشد و مطالعات پتروگرافی به تنهایی گویا نیست و می‌توان ماهیت ماگما را در روند تفریق و تکامل آن با بررسی ژئوشیمی عناصر مورد مطالعه قرار داد. با استفاده از

جدول ۱ - نتایج داده‌های آنالیز XRF (اکسیدهای عناصر اصلی) برای سنگ‌های نفوذی منطقه جاسب

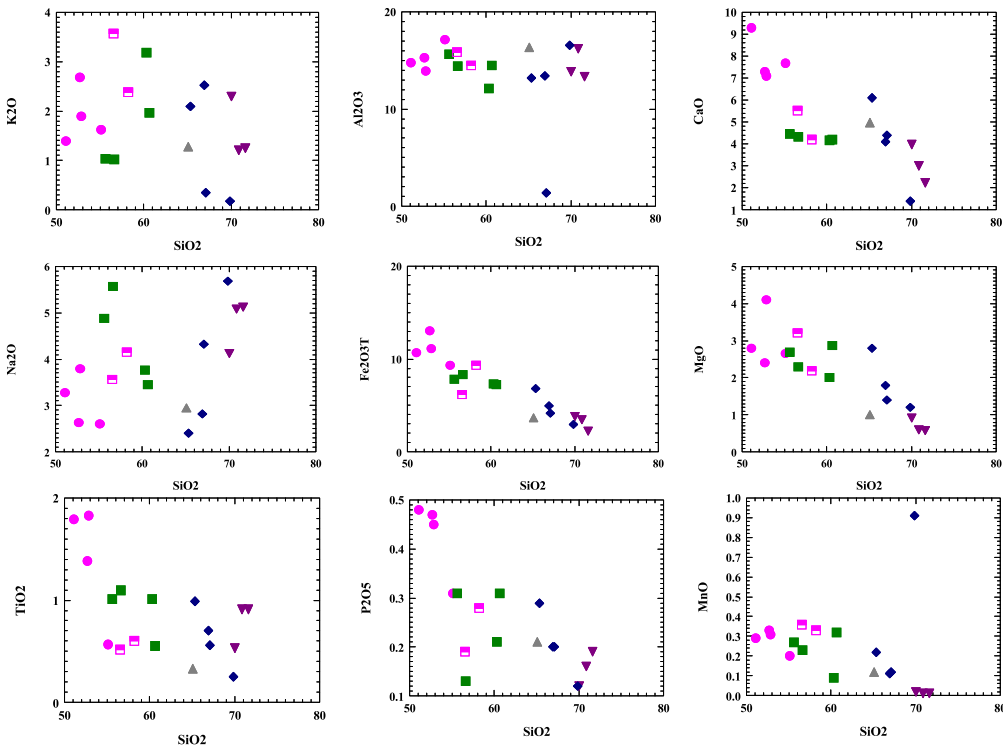
No.	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	total
1	M.J.01	67.35	13.80	2.08	1.56	0.92	3.98	4.12	1.13	0.53	0.02	0.12	95.61
2	M.J.02	70.9	15.23	2.51	0.83	0.6	3.02	5.08	1.21	0.91	0.01	0.16	99.46
3	M.J.03	71.65	13.31	1.85	0.33	0.57	2.24	5.13	1.25	0.91	0.01	0.19	97.44
4	M.J.04	55.12	17.11	2.35	6.29	2.65	7.68	2.61	1.62	0.57	0.2	0.31	96.51
5	M.J.05	52.65	15.3	2.88	9.15	2.41	7.28	2.63	2.68	1.38	0.33	0.47	97.16
6	M.J.06	52.86	13.91	3.32	7.04	3.1	7.1	4.8	1.9	1.83	0.31	0.45	96.62
7	M.J.07	51.07	14.78	3.32	6.61	2.79	9.29	3.28	1.39	1.79	0.29	0.48	95.09
8	M.J.08	55.59	15.63	2.51	4.79	2.68	4.44	4.88	1.03	1.01	0.27	0.31	93.14
9	M.J.09	56.59	14.43	2.61	5.12	2.29	4.33	5.57	1.02	1.1	0.23	0.13	93.42
10	M.J.10	60.29	12.1	2.56	4.21	2.012	4.18	3.76	3.18	1.01	0.09	0.21	93.6
11	M.J.11	60.6	14.49	2.05	4.68	2.86	4.21	3.45	1.97	0.55	0.32	0.31	95.49
12	M.J.12	67.1	12.39	2.06	1.9	1.4	4.39	4.32	0.34	0.56	0.12	0.2	94.78
13	M.J.13	66.9	13.41	2.11	2.58	1.79	4.1	2.82	2.53	0.7	0.11	0.2	97.25
14	M.J.14	65.31	13.2	2.41	3.96	2.8	6.11	1.01	1.09	0.99	0.22	0.29	97.39
15	M.J.15	69.9	16.56	1.8	1.04	1.2	1.4	5.68	0.18	0.25	0.91	0.12	99.04
16	M.J.16	65.1	16.32	1.9	1.6	1.01	4.97	2.95	1.28	0.33	0.12	0.21	95.79
17	M.J.17	56.51	15.81	2.03	3.75	2.21	4.51	3.56	5.57	0.52	0.36	0.19	95.02
18	M.J.18	58.18	14.48	2.16	6.45	2.19	4.2	4.15	2.38	0.6	0.33	0.28	95.4



شکل ۴ - نمودار نامگذاری سنگ‌های آذرین نفوذی مربوط به منطقه جاسب بر اساس داده‌های آنالیز XRF [13] شرح علائم: گرانیت (▽) گابرو دیوریت - گابرو (●) میکرودیوریت - کوآرتز دیوریت (■ و ◆) تونالیت - نمونه‌های دایک (□)

سنگ‌های بازیک‌تر و روند نسبتاً صعودی برای سنگ‌های حد واسط و اسیدی بوده، اما با بی‌نظمی‌هایی نیز همراه است.

کاهش تبلور کانی‌های فرو منیزین صورت گرفته است. روند کاهشی ترکیب سنگ‌شناسی مختلف نیز در ارتباط با اکسید MgO ممکن است به دلیل تفریق باشد. TiO₂ دارای روند نزولی برای



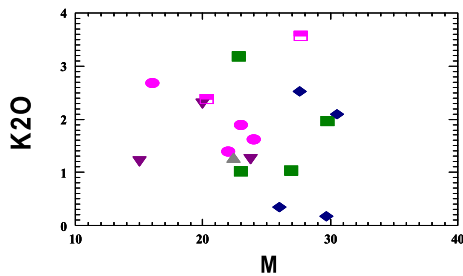
شکل ۵ - نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO₂ برای توده‌های مختلف نفوذی (علائم مشابه شکل ۴ می‌باشند)

اندازه‌گیری می‌شود [25]. علیرغم آنکه نمونه‌های حد واسط نسبت به بازیک‌ها جوان‌تر هستند، اما با توجه به هم سن بودن نسبی گرانیته‌ها به عنوان سنگ‌های اسیدی و گابرو- گابرودیوریت‌ها به عنوان بازیک‌ترین نمونه‌های محدوده مورد مطالعه، روابط ژنتیکی مشخصی بین تمام نمونه‌ها اعم از اسیدی، حد واسط و بازیک وجود ندارد. بنابراین نمی‌توان یک روند تحولی یکسانی برای آنها در نظر گرفت. از این رو بهتر است از نمودارهای دیگری نیز استفاده شود. نمایش تغییرات برخی از عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق لارسن [21] نشانگر وجود یک رابطه خطی بین آن‌ها بوده و تغییرات مربوط به SiO_2 و MgO که متغیرهای تفریق‌های مهمی را در سری‌های مزبور تشکیل می‌دهد، منظم‌تر می‌باشند (شکل ۶). در صورتی که فرایند تفریق از حد واسط تا اسیدی عامل تحول ماگمایی در منطقه باشد، تغییرات کانی‌شناسی نیز می‌بایستی روابط منظمی را در ارتباط با عناصر مربوطه داشته باشند. مقایسه کلی نشان می‌دهد که پیروکسن‌ها و تا حدودی کانی‌های تیره اتومورف در سنگ‌های دیوریت و گابرو حضور فعال داشته و به طرف قطب اسیدی‌تر مقادیر فوق کاهش می‌یابد و در عوض بر فراوانی آلکالی فلدسپارها و کوارتز و در عین حال فراوانی برخی دیگر از فازهای فرعی افزوده می‌شود.

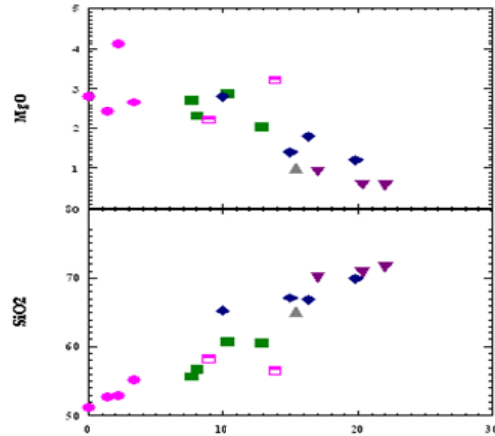
شکل ۷ نمایش رفتار منیزیم را که به صورت عدد منیزیم معرفی می‌گردد نشان می‌دهد که با وجود K_2O نشانگر رابطه معکوس بین آن دو می‌باشد. به عقیده فیلیپتس [22] مایعات با $M < 0.8$ حاصل تفریق پلاژیوکلاز و اوژیت از ماگمای اولیه هستند.

اکسید آلومینیوم گرچه در کل روند نسبتاً یکنواخت رو به کاهشی را نشان می‌دهد، اما نمونه‌های گابرودیوریتی، دارای روند افزایشی هستند. در حالی که نمونه‌های گرانیته روند کاهشی نشان داده که حاکی از تبلور پلاژیوکلازهای سدیک‌تر در نمونه‌ها است. اکسید CaO نیز در همه نمونه‌ها تقریباً با افزایش سیلیس کاهش نشان می‌دهد که با پراکندگی‌هایی نیز همراه است. سنگ‌های گابرودیوریتی چندان تغییری نداشته و نسبتاً یکنواخت هستند. مقدار درصد Na_2O نیز برای سنگ‌های گابرودیوریتی کاهش و برای سنگ‌های اسیدی افزایش نشان می‌دهد، گرچه روند کلی آن صعودی همراه با پراکندگی‌هایی است. مقدار این اکسید در برخی نمونه‌های گابرودیوریتی بالا است. که به دلیل حضور برخی فلدسپات‌های آلکالن (پرتیتی شده) در سنگ است. افزایش این اکسید در سنگ‌های اسیدی‌تر به علت افزایش مقدار آلبیت در نمونه‌ها است. داده‌های جدول (۱) نشان می‌دهند که اکسید K_2O گرچه در کل دارای مقادیر بالایی نیست، اما روند آن با Na_2O مطابقت ندارد. برخی نمونه‌های حد واسط به سمت بازیک، افزایش چشمگیری را نشان می‌دهند. تغییرات درصد اکسید MnO نیز حاکی از یک روند نزولی نسبتاً منظمی است. کم‌تر بودن مقدار کانی فرومنیزین در نمونه‌های اسیدی‌تر، روند کاهشی را به ویژه برای سنگ‌های اسیدی‌تر توجیه می‌کند، اما مقدار آن برای سنگ‌های بازیک‌تر بیشتر است. به طور کلی نمودار تغییرات P_2O_5 دارای روند نزولی برای نمونه‌های بازیک و صعودی برای نمونه‌های حد واسط و اسیدی است. با توجه به نمودارهای شکل ۵ برای ترکیب‌های سنگی مختلف، سنگ‌های گابرودیوریتی و گرانیته (اوسن پسین- اولیگوسن پیشین) کمتر پراکندگی نشان می‌دهند.

روند کلی اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 تا حدودی روند تفریق ماگمایی را نشان می‌دهد، گرچه تفریق فازهای جدا شده از ماگما توسط تعادل جرمی



شکل ۷ - تغییرات M در برابر K2O، تمرکز پایین K2O در مقادیر بالاتر M نشان دهنده رفتار ناسازگار این عنصر با ماگمای در حال تبلور می باشد. علائم مشابه شکل ۴ هستند.

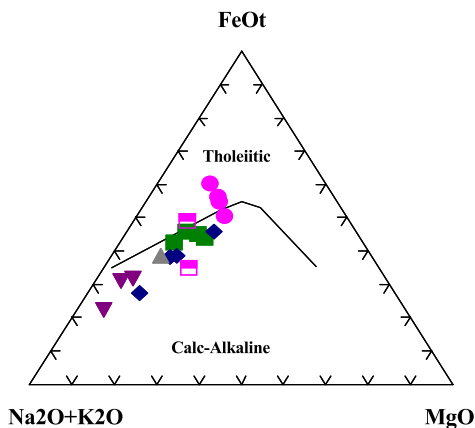


شکل ۶ - نمایش تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق لارسن [21] (LI)، علائم مشابه شکل ۴ بوده و توضیحات در متن آورده شده اند.

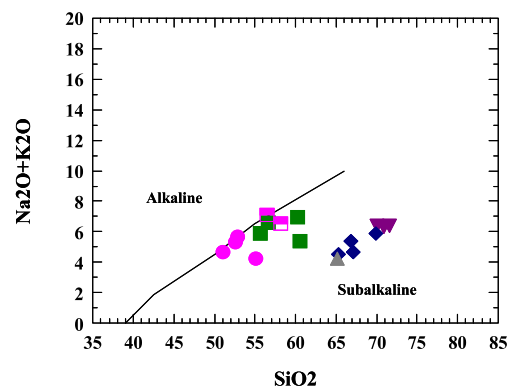
آلکالن قرار گرفته و در نمودار دوم (شکل ۹) نمونه‌ها عمدتاً در محدوده کالکوآلکالن واقع شده‌اند. نمونه‌های گابرودیوریتی در محدوده تولییتی قرار گرفته‌اند. نحوه قرارگیری نمونه‌ها در نمودار دوم تا حدود زیادی تفریق ماگمایی را نیز به نمایش می‌گذارند.

تعیین سری ماگمایی و خاستگاه تکتونوماگمایی توده‌های نفوذی

به منظور تمایز سری ماگمایی از نمودارهای ایروین-بارگار [19] با استفاده از داده‌های عناصر اصلی استفاده شده است. این نمودارها در زیر نشان داده شده‌اند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، در نمودار اول (شکل ۸) نمونه‌ها در محدوده ساب



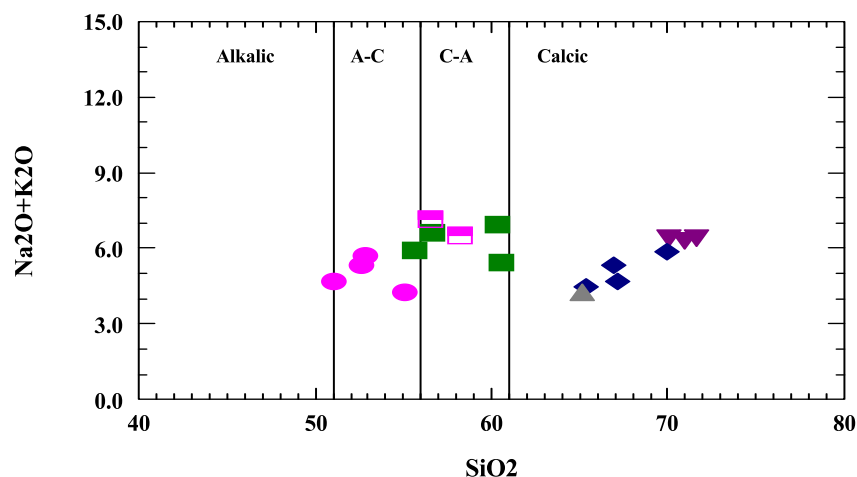
شکل ۹ - نمودار تغییراتی AFM به منظور تمایز دو گروه آلکالن و تولییتی، خط مرزی روند تغییرات را در طی تفریق ماگمایی نشان می‌دهد [19] (علائم مشابه شکل ۴ می‌باشند)



شکل ۸ - تمایز سری های ساب آلکالن و آلکالن بر اساس روابط سیلیس با مجموع آلکالن‌ها [19] (علائم مشابه شکل ۴ می‌باشند)

مقدار فشار بخار آب ماگما که با عمق تبلور آن مطابقت دارد، بین ۲-۰/۲ کیلوپار باشد. نمایش اندیس پیکاک نشان می‌دهد که نمونه‌های گرانیت و تونالیت در محدوده آهکی و نمونه‌های گابرو دیوریتی - گابرویی در محدوده آکالن- آهکی و بقیه نمونه‌ها در محدوده آهکی - آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

مشخصات کانی‌شناسی توده‌های نفوذی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نظر درجه اشباع از آلومینیم [16]، ویژگی مت‌آلومینیمی دارند و با توجه به اینکه یک ماگمای پرآلومینیمی (مسکویت‌دار) به هیچ وجه در فشار ۴ کیلوپار متبلور نخواهد شد [22] و از سوی دیگر نظر به نیوآمفیبول و بیوتیت [7]، می‌توان انتظار داشت که



شکل ۱۰- نمودار پیکاک که در آن نمایش مقادیر SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O به صورت یکجا صورت می‌گیرد. اندیس الکالی-آهک مشخص می‌نماید که نمونه‌های گرانیت و تونالیت در محدوده آهکی و نمونه‌های گابرو دیوریتی-گابرویی در محدوده آکالن-آهکی و بقیه نمونه‌ها در میان این دو محدوده قرار می‌گیرند (علایم مشابه شکل ۴ می‌باشد)

- فراوانی کوارتز در گرانیتوئیدهای نوع I از انواع دیگر کمتر است.
 - مسکویت به ویژه از نوع اولیه در این نوع گرانیتوئیدها کمتر دیده می‌شود.
 - کانی‌هایی مانند گارنت، سیلیمانیت، آندالوزیت، کوردیریت نیز در گرانیتوئیدهای نوع I قابل مشاهده نیست.
 - کانی‌های اپاک به ویژه اکسیدهای آهن در این نوع گرانیت بیشتر دیده می‌شود.
 - اسفن نیز از کانی‌های شایع این نوع گرانیتوئیدها است.

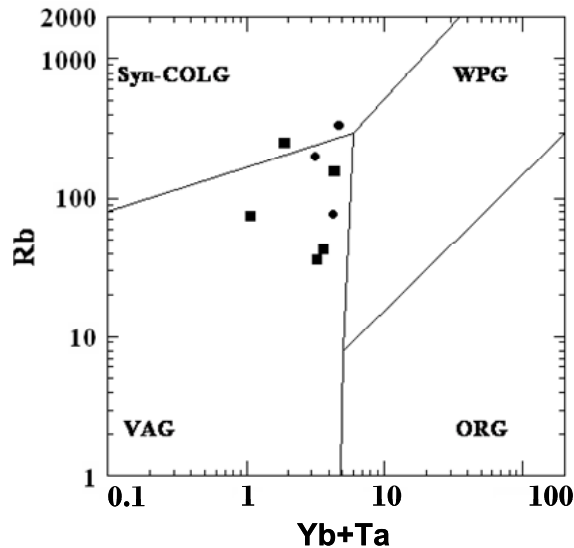
در سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه نمونه‌های گرانیت وجود دارد که پتروگرافی و ژئوشیمی آن‌ها مورد بحث قرار گرفت. مطالعات مختلفی بر روی منشاء و خاستگاه گرانیت‌ها صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به کارهای ایشی هارا [20]، چاپل و وایت [10 و 11 و 12] دیدر وبربریان [8]، ایشی هارا [20] اشاره نمود. بر اساس این مطالعات، ویژگی‌های انواع مختلف گرانیتوئیدها (انواع A, S, I, M) مشخص شده‌اند. برخی ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I عبارتند از:

بر اساس نظریه‌پیرس و همکاران [25]، که اولین رده‌بندی نوین را بر مبنای تکتونیک جامع کره زمین معرفی نمودند، نمایش نمونه‌ها بر حسب مقادیر Rb, Y, Nb نشان می‌دهد که ماگماتیسم منطقه از الگوی (VAG Volcanic Arc Granite) تبعیت نموده‌اند (شکل ۱۱).

- آمفیبول آنها از نوع هورنبلند است.

- نسبت $Fe_2O_3/FeO > 0.4$ در گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد.

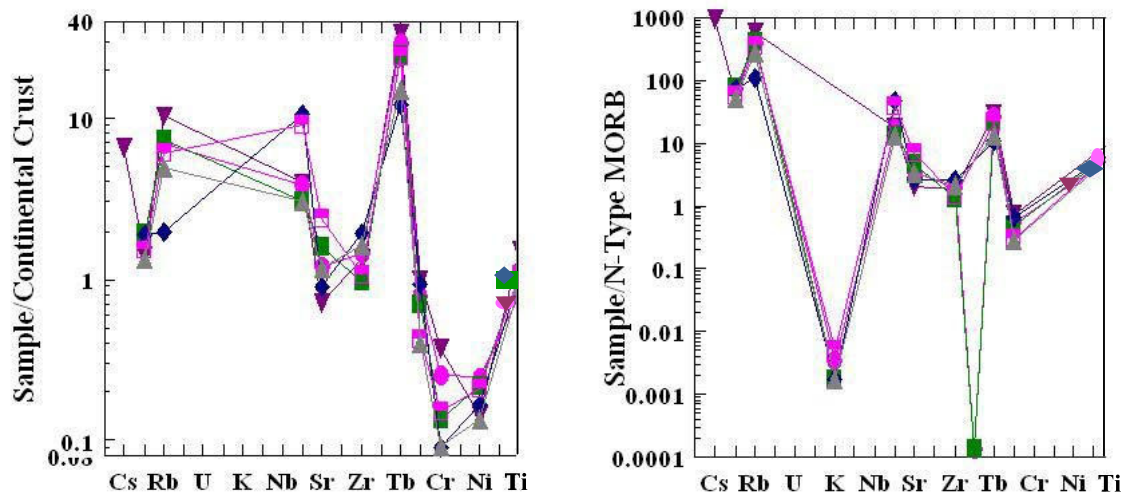
- نمونه‌های مورد مطالعه نیز چنین خصوصیات کانی‌شناسی را نشان می‌دهند با توجه به جدول نیز چنین چیزی مشاهده می‌شود.



شکل ۱۱ - نمودار تمایز تکتونیک انواع گرانیتوئیدها شامل SynCOLG, WPG, ORG, VAG [22]. گرانیت‌ها با دایره و تونالیت‌ها با مستطیل سیاه نشان داده شده‌اند. همانگونه که مشخص است نمونه‌ها در محدوده‌های VAG و SynCOLG واقع می‌شوند.

می‌شود [25]. همان‌گونه که در شکل ۱۲ مشخص است، در مقایسه با N-MORB، نمونه‌های دیوریتی و گابروها در برخی از عناصر هر دو مجموعه مانند K و Ti فقیر شدگی نشان می‌دهند. عناصر HFS غیر متحرک‌اند و این عناصر بوسیله شیمی سنگ منشاء و فرایندهای بلور-مذاب که در حین تشکیل سنگ صورت می‌گیرد، کنترل می‌شوند، در حالی که غلظت عناصر LIL تابعی از رفتار فاز سیال است [25]. بنابراین تغییرات عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه به دلیل تأثیر هر دو عامل تبلور و فاز سیال است.

الگوی پراکندگی عناصر کمیاب (شکل ۱۲) نیز انطباق بیشتری را با الگوی نرمالیزه شده پوسته‌ای نشان می‌دهد. این ارتباط موقعیت توده‌ها را مشخص می‌سازد. با توجه به عملکرد قوی سیالات به عنوان یکی از عوامل تولید ماگما در مناطق VAG و با عنایت به میزان قدرت جابجایی عناصر HFS و LIL در این مناطق، ماگماهای حاصل معمولاً از نظر عناصر فوق به ترتیب فقیر شدگی و غنی شدگی را نشان خواهند داد [29]. تحرک عناصر کمیاب به وسیله تغییرات کانی‌شناسی که در طی دگرسانی صورت می‌گیرد و ماهیت فاز سیال کنترل



شکل ۱۲ - مقایسه الگوی پراکندگی عناصر کمیاب در توده‌های مورد مطالعه که با پوسته قاره‌ای و مورب نرمالیزه شده‌اند.

(علائم مشابه شکل ۴ می‌باشد). [۲۲]

قاره‌ای نسبت می‌دهند [22]، عمیدی [7] و [15] دلایلی که محققان یاد شده به آن استناد می‌کنند، متعدد است. مواردی از قبیل عدم وجود دگرگونی دوگانه یا مزدوج که می‌بایست در مناطق فرورانش یافت شود، قرار گرفتن گدازه‌های آتشفشانی ترشیری در مجاورت و امتداد گسل‌ها، وجود رخساره‌های رسوبی متفاوت در طی پالئوزوئیک و مزوزوئیک که تأیید کننده سرزمین‌های هورست و گرانی است، وجود ماگمای آلکالن متعلق به ائوسن فوقانی و عدم نظم و ترتیب در قرارگیری گدازه‌های آلکالن و کالکوآلکالن از جمله دلایل این محققین محسوب می‌شود. امامی [۱]، طی مطالعاتی بر روی سنگ‌های آتشفشانی منطقه قم-آران، عامل اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های کالکوآلکالن را اختلاط ماگمایی دانسته است. محققین دیگری از جمله تکین [27]، فورستر [16]، بربریان و کینگ [8] با انجام مطالعات زیادی بر روی زون ارومیه- دختر دلایلی را بر خاستگاه فرورانشی برمی‌شمارند. بسته شدن اقیانوس نئوتیس، وجود گدازه‌های کالکوآلکالن و اسیدی زیاد، وجود نوارهای افیولیتی، وجود

از نظر تکنونیک گسل بزرگ و امتداد لغز بیدهند با روند شمالی- جنوبی به طول ۳۵ کیلومتر منطقه مورد مطالعه را نیز تحت تأثیر قرار داده است. این گسل که متشکل از چند قطعه با آرایش نردبانی است، از نوع راستگرد می‌باشد. برونزد دایک‌های متعدد به موازات گسل مزبور نشان از تأثیر گسلش در منطقه دارد. در منطقه جاسب در برخی موارد چین‌خوردگی‌هایی دیده می‌شود که اثری از خمش گسلی است.

برخی توده‌های نفوذی مانند گرانودیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها توسط توده‌هایی با ترکیب اسیدی تر قطع شده‌اند. از طرف دیگر برخی توده‌های نفوذی مانند تونالیت‌ها ته‌نشست‌های سازند قم را قطع نموده‌اند، بنابراین زمان نفوذ آنها باید میوسن میانی تا بالایی باشد.

منطقه مورد مطالعه بخش کوچکی از زون ارومیه دختر است. در ارتباط با محیط تکتونوماگمایی این زیر زون نظریات مختلفی ابراز شده است. گروهی از محققین خاستگاه ماگماهای مختلف اعم از آلکالن و کالکوآلکالن این کمر بند آتشفشانی را به ریف

ماگماهای با پتاسیم زیاد مانند سری ماگمایی شوشونیتی، هم امتداد و موازی بودن زون زاگرس رانده و زون ارومیه- دختر و وجود معادن مس پورفیری از دلایلی محسوب می‌شوند که به عقیده محققین نامبرده ماگماهای کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر دارای خاستگاه فرورانشی هستند [۴].

پیچیدگی‌های بسیار زیادی که زون ماگمایی، دگرگونی سندنج- سیرجان نشان می‌دهد، الگوی مناسب و کامل تکتونوماگمایی که مبین خاستگاه ماگماتیزم باشد را با دشواری زیادی همراه نموده است. همان‌گونه که ذکر شد، مشاهدات و تعابیر متنوعی از ویژگی‌های ماگمایی این زون بعمل آمده است. در ارتباط با این پژوهش می‌توان گفت که به جز ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های گابرو دیوریتی که بازی‌ترین سنگ محدوده قلمداد می‌شود و در محدوده سری ماگمایی تولیتی قرار می‌گیرد، بقیه نمونه‌ها در محدوده کالکوالکالن واقع می‌شوند. احتمالاً تفریق ماگمایی مسبب تنوع نفوذی‌های مختلف است. به نظر می‌رسد سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه از نوع I باشد. از نظر زمانی توده‌های آذرین درونی منطقه متعلق به مدت زمان طولانی هستند. توده‌های کوچک کوارتز دیوریتی ظاهراً قدیمی‌ترین سنگ‌های نفوذی منطقه را تشکیل می‌دهند و بر روی تهنشست‌های قدیمی مؤثر بوده‌اند. آنچه که مشخص است، وضعیت کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر با یک ریفت ایده‌آل تطابق ندارد، اما فعالیت‌های کوهزایی مختلف و حرکات دینامیکی مرتبط با آن به ویژه در زمان اولیگو میوسن و میوسن، ماگماتیزم منطقه به خصوص فعالیت‌های آتشفشانی را به همراه داشته است.

الگوی دگرشکلی و تکوین زمین‌ساختی

پهنه آتشفشانی ارومیه- دختر توسط گسل قم- زفره با طول حدود ۲۲۰ کیلومتر در بخش‌های میانی بریده

شده است. تحلیل هندسه ساختارهای مرتبط با این گسل نشانگر حرکت امتداد لغز راستگرد با مؤلفه کم معکوس در سه تکه شمال غربی، میانی و جنوب شرقی می‌باشد [5]. روند گسل‌های معکوس و راندگی در ارتباط با گسل قم- زفره به همراه موقعیت هندسی چین‌های گسترش یافته تأثیر حرکت امتداد لغز در زایش و تکوین آنها را نشان می‌دهد [5]. این حرکت باعث به وجود آمدن ساختارهای فشاری گل‌گونه مثبت (Positive Flower Structure) مثل جنوب کاشان و جنوب اردستان و همچنین جنوب کهک و بیدهند شده است و در مقایسه با آنها مناطق دشت شمال کاشان و دشت جنوب زفره، باتلاق گاوخونی در جنوب شرقی و همچنین شمال دلیجان تا سلفچگان به صورت قرینه متأثر از محل‌های کششی سیستم راست لغز بوده‌اند [23]. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه توسط گسل بیدهند با ساز و کار امتداد لغز راستگرد بریده و جابجا شده‌اند و این بریدگی‌های سنگ‌های آتشفشانی پهنه ارومیه- دختر تا گسل‌های جنوب ساوه و سلفچگان قابل تعقیب است و در محدوده جاسب نیز گسلش متشکل از چند قطعه با آرایش نردبانی می‌باشد.

در بخش شمالی منطقه در ادامه بیرون‌زدگی‌های ناحیه کهک تا جنوب قم سنگ‌های آذرین گرانودیوریت و آپلیت‌ها به سن اولیگوسن پیشین تا میوسن پسین و دایک‌های بازیگ جوان‌تر رخمون دارند که اغلب آنها در پایانه گسل بیدهند و تعدادی از گسل‌های معکوس با مؤلفه امتداد لغز موجود به گسل قم- زفره منتهی می‌شوند. ارتباط زایش این گسل‌ها با یکدیگر مکانیسم فشاری را در محدوده گسل بیدهند و قم- زفره را باعث شده و با فاصله گرفتن از گسل بیدهند به سمت غرب (به سمت سلفچگان) موقعیت‌های فرونشستی

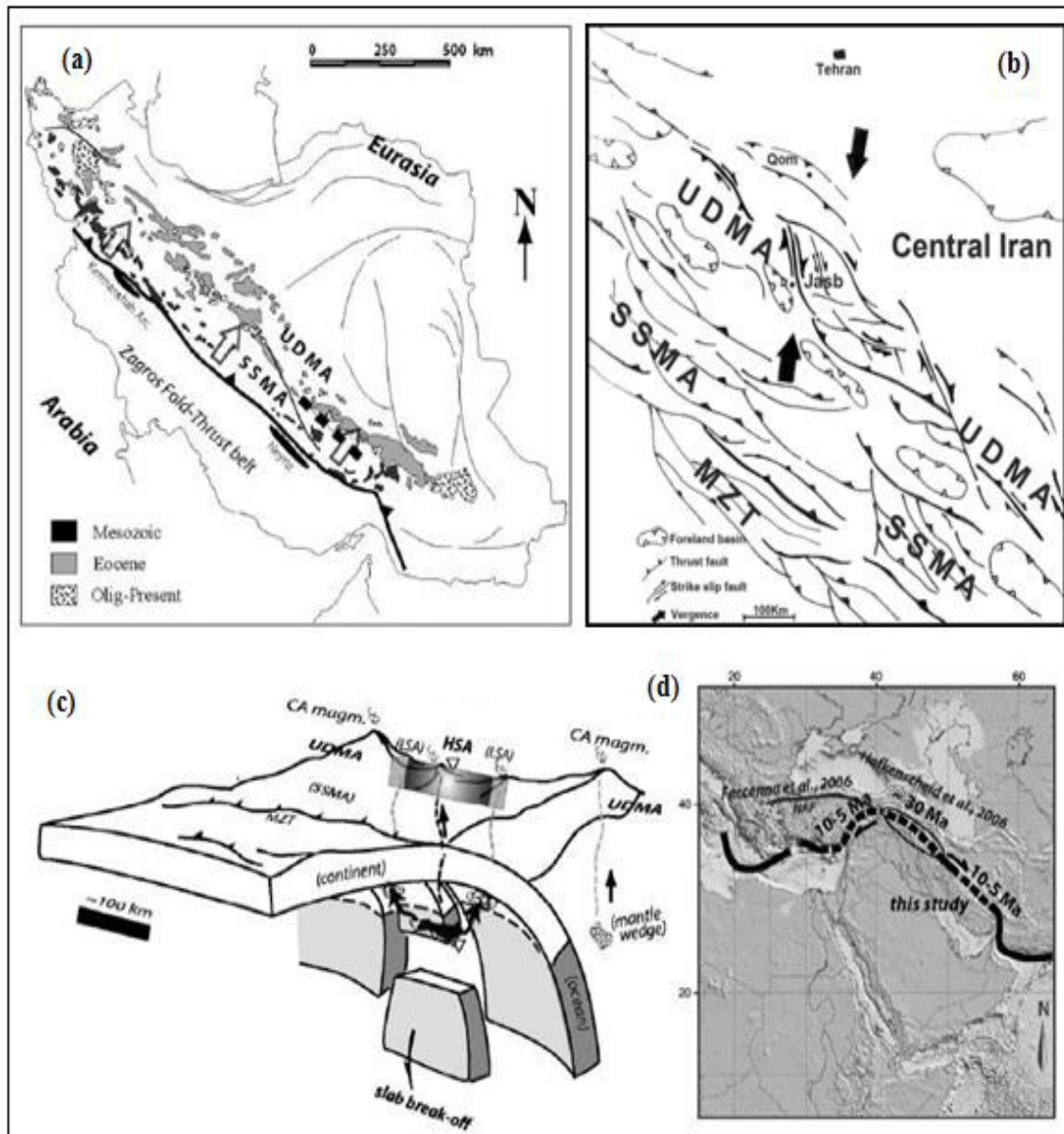
و خط درز بین ورقه ایران و عربستان در شمال شرق این پهنه در نظر گرفته شده است [24].

در گذر از این کمان ماگمایی در بخش‌های شمال شرقی به حوضه‌های فرونشستی پشت کمانی می‌رسیم و در ادامه در یک دگر شکلی پیشرونده جوان‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی با فاصله گرفتن از خط درز به سمت ورقه ایران از ائوسن میانی شروع و در الیگوسن فعالیت آن تشدید می‌گردد و در حاشیه ورقه ایران کمان داخلی ماگمایی ارومیه- دختر را موازات خط درز ایجاد نموده است. مکانیزم ایجاد کمربند ماگمایی ارومیه- دختر با یک الگوی کافت برخوردی که در ادامه یک رژیم فشاری به وجود آمده قابل مقایسه است. حاشیه جنوب غربی ورقه ایران در راستای شمال غربی- جنوب شرقی با روند تقریبی خط درز (حدود $40^{\circ}N$) با ورقه عربستان برخورد دارد و همان‌طوری که ذکر شد راستای تنش فشارهای وارده ($20^{\circ}N$) نسبت به خط درز عمود نبوده و در نتیجه زمین ساخت برخوردی پیش رونده در ادامه دگرشکلی باعث ایجاد گسل‌های بنیادی فشاری با مؤلفه چیره امتداد لغز راست لغز می‌گردد و نتیجه آن توسعه حوضه‌های کششی به صورت متناوب با مناطق فشاری می‌باشد که در امتداد این مناطق، فعالیت‌های ماگمایی از ائوسن تا کواترنری در مراحل مختلف تنش‌های وارده، بیرون‌زدگی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را باعث شده است.

مشهود و به تدریج به سمت شمال غرب حوضه‌های کششی توسعه یافته‌اند.

تکوین زمین ساختی

به منظور تجزیه و تحلیل ساختمان‌های زمین‌شناسی منطقه و تعیین ارتباط آنها با الگوی زمین‌ساختی حاکم در یک مقیاس وسیع‌تر، لازم است روند زون‌های اصلی همجوار نیز تشریح گردد. در برش زمین‌شناسی از ناحیه زاگرس تا ایران مرکزی حاشیه غیر فعال قاره‌ای ورقه عربی به زیر حاشیه فعال قاره‌ای ورقه ایران فرو رانده می‌شود. از شمال شرق به سوی جنوب غربی به ترتیب چهار کمربند کاملاً مجزا شامل کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، کمربند ماگمایی سنندج- سیرجان، کمربند راندگی اصلی زاگرس و کمربند چین خورده زاگرس قابل تشخیص است. شواهد چینه‌نگاری و بررسی‌های ساختمانی بیانگر شروع فرآیند رانده شدن از اواخر کرتاسه تاکنون بوده و حرکت و تنش‌های عمومی در جهت شمالی شرقی- جنوب غربی ($20^{\circ}N$) در زمان‌های متوالی ادامه یافته و در هر مرحله بر روی ساختمان‌های قبل از آن تأثیر گذاشته و تغییرات تکنونوماگمایی نیز متأثر از آن بوده است. به هر حال شدت تغییر شکل از جنوب غربی چین‌خوردگی‌های زاگرس به طرف شمال شرق افزایش یافته و از جمله مهمترین فعالیت‌های ماگمایی بر روی ورقه ایران می‌توان به فعالیت ماگمایی طی زمان مزوزوئیک و ایجاد کمان ماگمایی پهنه سنندج- سیرجان اشاره کرد که روند عمومی راندگی‌ها و ساختمان‌های موجود در آن موازی با سایر عناصر ساختاری موجود در کمربند کوهزایی زاگرس است. در سال‌های اخیر جایگاه زمین‌ساختی پهنه سنندج- سیرجان (توسط علوی ۱۹۹۴) جزئی از کمربند کوهزایی زاگرس و ورقه عربستان عنوان شده



شکل ۱۳- موقعیت تکتونوماگما سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در کمربند ارومیه- دختر و جایگاه عمومی آن: شکل (a) پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی کمربند ارومیه- دختر (UDMA: Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc) در ائوسن و الیگوسن تا پیلوکواترن را نشان می‌دهد که دو مرحله فعالیت آتشفشانی حداقل قابل تشخیص است و کمربند ماگمایی سندج- سیرجان (SSMA: Sanandaj-Sirjan Magmatic Arc) که فعالیت‌های آذرین با سن مزوزوئیک تا کرتاسه را نشان می‌دهد [24]. شکل (b) نشانگر موقعیت ساختاری منطقه جاسب در راستای گسل‌های فشاری با مولفه امتدادلغز راستگرد- قه‌ زفره و بیدهند را در یک فشاری که توسط یک حوضه کششی از کمربند سندج- سیرجان جدا افتاده می‌باشد. شکل (c) نشانگر مدل عمومی ذوب بخشی در یک حاشیه فرورانش و تشکیل کمان آتشفشانی کالکرآکالن (CA.Magmatic) در کمربند ارومیه- دختر با فاصله گرفتن از خط درز (SSMA) روراندگی اصلی زاگرس (MZT: Main Zagros Thrust) است. شکل (d) خط ضخیم نشانگر موقعیت خط درز نئوتتیس از ایران تا گسل آناتولی و جنوب ترکیه است. بر اساس مطالعات (Hafkensheid, 2006) ذوب بخشی و جدا شدن قطعه فرورانش در شمال غربی زاگرس از ۳۰ تا ۴۰ میلیون سال قبل و در جنوب شرقی ترکیه و جنوب شرقی زاگرس به ۵ تا ۱۰ میلیون سال قبل تخمین زده می‌شود [24].

نتیجه گیری

این منطقه که بخش کوچکی از کمربند ماگمایی ارومیه- دختر را تشکیل می‌دهد، توده‌های نفوذی کوچک و بزرگی به صورت پراکنده رخنمون یافته‌اند. توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه به ائوسن- اولیگوسن و میوسن تعلق داشته و به صورت پراکنده در منطقه مورد مطالعه رخنمون یافته‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های مذکور شامل گرانیت، کوارتز مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت، میکرودیوریت کوارتزار و گابرودیوریت می‌گردد. از عمده‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه می‌توان به پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، فلدسپات آلکالن و کوارتز اشاره نمود که در نمونه‌ها کم و بیش دیده می‌شوند. طبق مطالعات ژئوشیمیایی، به نظر می‌رسد تفریق ماگمایی در توده‌های حد واسط تا اسیدی منطقه مؤثر بوده. در همه نمونه‌ها کم و بیش کوارتز دیده می‌شود. تقریباً تمامی نمونه‌ها ساب آلکالن و متآلومینیمی می‌باشند و سری ماگمایی توده‌های نفوذی نیز به جز گابرودیوریت‌ها که در محدوده تولیتی قرار می‌گیرند، بقیه کالکوآلکالن است. با مشاهدات مختلف، به نظر می‌رسد سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه، بیشتر خصوصیات نوع I را نشان می‌دهند. توده‌های با ترکیب حد واسط احتمالاً از تحول یک ماگمای بازیک‌تری حاصل شده‌اند. آنچه مشخص می‌باشد، کاهش مقدار کانی‌های مافیک و ازدیاد آلکالی فلدسپارها، کوارتز و زیرکن طی روند تفریق می‌باشد. الگوی ماگماتیسیم منطقه ظاهراً از

الگوی VAG و SynCLOG تبعیت می‌نماید. نمودارهای عنکبوتی نیز حاکی از تأثیر تبلور و فاز سیال بر عناصر متحرک و غیر متحرک است. گرچه نظریات مختلفی در باره خاستگاه ماگمایی زون ارومیه- دختر وجود دارد، اما می‌توان گفت، فعالیت‌های کوهزایی مختلف و حرکات دینامیکی به ویژه در زمان اولیگو میوسن و میوسن، ماگماتیسیم به خصوص فعالیت‌های آتشفشانی منطقه را به همراه داشته است. به طور کلی و به ویژه در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه گسل طویل بیدهند در ماگماتیسیم و به خصوص فعالیت‌های آتشفشانی منطقه را به همراه داشته است. به طور کلی و به ویژه در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه گسل طویل بیدهند در ماگماتیسیم منطقه تأثیر داشته است و همان طوری که بیان شد در نتیجه زمین‌ساخت برخوردی پیش‌رونده در ادامه تشکیل کمان ماگمایی، دگرگونی سنندج- سیرجان و حوضه‌های فرونشستی پشت کمانی در حاشیه جنوب غربی ورقه ایران کمان ماگمایی ارومیه- دختر در فاصله‌ای دورتر از خط درز محل برخورد با یک الگوی کافت برخوردی که در ادامه یک رژیم فشاری با مولفه امتداد لغز است، به وجود آمده و قابل مقایسه می‌باشد. این دگر شکلی باعث ایجاد گسل‌های بنیادی شده که در مجاورت آنها حوضه‌های کششی به صورت متناوب با مناطق فشاری توسعه یافته‌اند و فعالیت‌های ماگمایی ائوسن تا کواترنری منطقه مورد مطالعه مرتبط با این تحولات قابل تفسیر می‌باشد.

منابع

- 13- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst., (1989): *The interpretation of Igneous Rocks*, Unwin Hyman, London, 450pp
- 14- Didier, J and Barbarian, B., (1991): *Enclaves and Granite Petrology*. Else, Sci. Pub, 625p
- 15- Emami, M.H., (1981): *Geologie de la Region de Qom – Aran (Iran) contribution a l'etude dynamique et geochemique du volcanisme tertiaire l'Iran central*. These doctoratw Earth Grenoble, 489p
- 16- Forster, H., (1976): *Continental Rift in Iran and relation to Aran structure*,
- 17- Harker, A., (1909): *The natural history of igneous rocks*, Methneue London, 344p
- 18- Hess, P.C., (1989): *Origins of igneous rocks*. Harvard University Press p 336
- 19- Irvin, T.N and Bargar, W.R.A., (1971): *A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*, Jou. Earth Scin. 8, 503-548pp
- 20- Ishihara, S., (1979): *The Magnetite series Granitic Rocks*, Min Geol, N.27, 293-305pp
- 21- Larsen, E.S., (1938): *Some new variation diagrams for group of Igneous rocks*. J.Geol., 465050., 520p
- 22- Lecuyer, J.L et Riou, R. (1976): *Geologie de la region de Mianeh (Azerbaijan)*. These 3 emecycle Universite scientifique et Medicale de Grenoble. 223p
- 23- Mohajjel, M, Fergosen, C, L, M, R, Sahandi, (2003), *cretaceous, Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj, Sirjan zone, Western Iran*, Journal of Asian Erth sciences 21, 397- 412.
- 24- Omrani, J, Agard, P, Whitechurch, H, Benoit, M, Prouteau, G, jolivet, L, (2008). *Arc- magmatism and subduction history beneath the zagris mouniains. Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences*, journal lithos, unve, plouzane, France, 380- 398.
- 25- Pearce, J.A, Harris, N.B.W., and Tindle, A.G.K., (1984): *Trace Elements Discrimination Diagramsw for the Tectonic Interpretation of Granitoid rocks*. Jour. Petrol., 25., 950-983pp
- 26- Phipotts, A.R., (1990): *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentic Hall., 498p
- ۱- امامی، م.ه. (۱۳۶۳) گزارش شواهد سنگ‌شناسی مربوط به اختلاط ماگماهای اسیدی و بازیک و بررسی آن در رابطه با ژنز داسیتوئیدهای منطقه قم- آران، سازمان زمین شناسی کشور، ۷۵ ص.
- ۲- امامی، م.ه. (۱۳۷۰)، سازمان زمین‌شناسی کشور، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش قم با مقیاس ۱: ۲۵۰۰۰۰
- ۳- قلمقاش، ج و باباخانی، ع، (۶۱۵۸) نقشه ۱: ۱۰۰۰۰۰ کهک و گزارش آن ورقه
- ۴- قلمقاش، ج، (۱۳۷۴) مطالعه پلوتونیسیم ترشیری در منطقه جنوب قم، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۷ ص.
- ۵- محجل، م و پروهان، ن، (۱۳۸۵)، هندسه و سیستماتیک سامانه گسل قم- زمزه و اهمیت آن در زمین‌ساخت ترافشاری سازمان زمین شناسی کشور، فصلنامه علوم زمین شماره ۵۶، ص ۷۲ - ۸۳
- ۶- معین وزیری، حسین و احمدی، ع، (۱۳۷۱)، پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۳۹ ص.
- 7- Amidi, S.M., (1975): *Contribution Al'etude stratigraphique, Petrologique et Petrochemique des Rochees Magamatiques de la Region de Natans- Nain- Surk (Iran Central)*, France, 316 p
- 8- Berberian, M., and King, G. (1981): *Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran*. Canad.J.Earth Scs-J. Vol.18.No2., 265 p
- 9- Best, M.G., (2001): *Igneous and metamorphic petrology*, W.H.Freeman and Company 630pp
- 10- Chappell, B.W. and Stephen, S.W., (1988): *Origin of in fractural (I-Type) Granite Magmas*, Earth.Sci. Edinbergh.
- 11- Chappell, B.W. and White, A.J.R., (1974): *Two Contrasting Granite Types*, Pac.Geo, 86p
- 12- Chapple, B.W. and White, A.J.R., (1992): *I and S types Granites in the Lachlan Fold*, Earth. Sci. Edinberg, 173p

27- Takin, M. (1972): Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature; Vol.235, Grol.surv. IranNo5334,147-150pp
28- Tatsumi,Y., Shukuno,H.,oshikawa,M., and Lee,M.W., (2005)س:The petrology and Geochemistry of Volcanic Rooks on Jeju Island :Plume Magmatism Along the Asian

Continental Margin, Jou.Petrology Vo.46, No.3 ,523-553 pp
29- Wilson, Ma., (1989): Igneous Petrogenesis .Unwin Hyman Ltd. Unwin, hyman, London, springer, 10 edition,466 pp.