

## پetroگرافی و پترولوژی گدازه های اولیگومیوسن منطقه رزن همدان

راضیه محمدی\*

گروه زمین شناسی ، واحد علوم و تحقیقات ، دانشگاه آزاد اسلامی ، تهران ، ایران

محمد هاشم امامی

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران ، ایران

منصور وثوقی عابدینی

دانشکده علوم زمین ، دانشگاه شهید بهشتی ، تهران ، ایران

### چکیده

منطقه رزن همدان در حدود ۳۰۰ کیلومتری جنوب غرب تهران واقع شده است . در این منطقه که بخش جنوبی آن در زون سنندج - سیرجان و بخش شمالی آن در زون ایران مرکزی قرار دارد ، سازند قم به سن اولیگومیوسن بخوبی گسترش یافته است . گدازه ها و ولکانی کلاستیک ها ( توف و ایگنمبریت ) بخش های مهمی از این سازند را تشکیل می دهند . این بخش ها بصورت نوار طولی به موازات روند عمومی زاگرس رخنمون یافته اند . این تحقیق وضعیت پترولوژی گدازه های رخنمون یافته متعلق به سازند قم به سن اولیگومیوسن در منطقه را مورد کنکاش قرار می دهد . بررسی پترولوژی گدازه های منطقه بر اساس مطالعات صحرایی ، پتروگرافی ، ژئوشیمیایی ( XRF ، ژئوشیمی ایزوتوپی و آنالیز SEM ) ، بررسی ، تجزیه و تحلیل و تلفیق نتایج بدست آمده استوار است . این تحقیق نشان می دهد که گدازه های منطقه شامل داسیت - ریوداسیت ، آندزیت ، تراکی آندزیت ، هورنبلند آندزیت ، آندزیت بازالتی و تراکی بازالت می باشند و ماگمای تشکیل دهنده این سنگ ها در حین کانی سازی ، صعود ، فوران و انجماد ، دچار تحولاتی گردیده اند و آرایش ماگمایی و تا حدودی اختلاط ماگمایی بر روی ماگمای تشکیل دهنده این سنگ ها مؤثر بوده است .

واژه های کلیدی : رزن همدان - پترولوژی - پتروگرافی - ژئوشیمی - گدازه - اولیگومیوسن - سازند قم - آندزیت

\*عده دار مکاتبات

## مقدمه

بر اساس تقسیمات کشوری، بخشی از منطقه مورد مطالعه در استان همدان و بخشی دیگر در استان قزوین قرار می‌گرفته و از نظر مختصات جغرافیایی در  $49^{\circ}$  تا  $49^{\circ}30'$  طول شرقی و  $35^{\circ}15'$  تا  $35^{\circ}45'$  عرض شمالی واقع گردیده است. این منطقه از شمال شرق به آبگرم در استان قزوین و از جنوب غرب به کبودر آهنگ در استان همدان می‌رسد. از سالها پیش برخی مطالعات زمین‌شناختی بر روی این منطقه صورت گرفته است. استال<sup>(۱)</sup>، فری<sup>(۲)</sup>، مهاجر و پیرس<sup>(۳)</sup>، بلورچی و حاجیان<sup>(۴)</sup> و علایی و فودازی<sup>(۵)</sup> از جمله زمین‌شناسانی بودند که به بررسی منطقه از دیدگاه‌های گوناگون بویژه زمین‌شناسی عمومی آن پرداختند. در این میان تحقیقات بلورچی و حاجیان<sup>(۴)</sup> از گستردگی بیشتر و علایی و فودازی<sup>(۵)</sup> با جزئیات بیشتری همراه بود. بلورچی و حاجیان<sup>(۴)</sup> اقدام به تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودر آهنگ نموده و سنگ‌های آذرین منطقه را به دلیل عدم وجود فلدسپاتوئید در مقاطع نازک و نورم، جزء سری کالکوالکالن برشمردند. علایی و فودازی<sup>(۵)</sup> به تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ مبادرت نموده و ضمن شناسایی نهشته‌ها و سازندهای مختلف به تفکیک واحدهای زمین‌شناسی منطقه پرداختند.

امروزه مطالعات پترولوژی یک منطقه به عنوان مطالعات پایه‌ای که دستاوردها و نتایج آن در ابعاد مختلف زمین‌شناسی می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد، از اهمیت خاصی برخوردار است. چنین مطالعاتی در بسیاری از مناطق دنیا صورت پذیرفته و یا در حال انجام است.

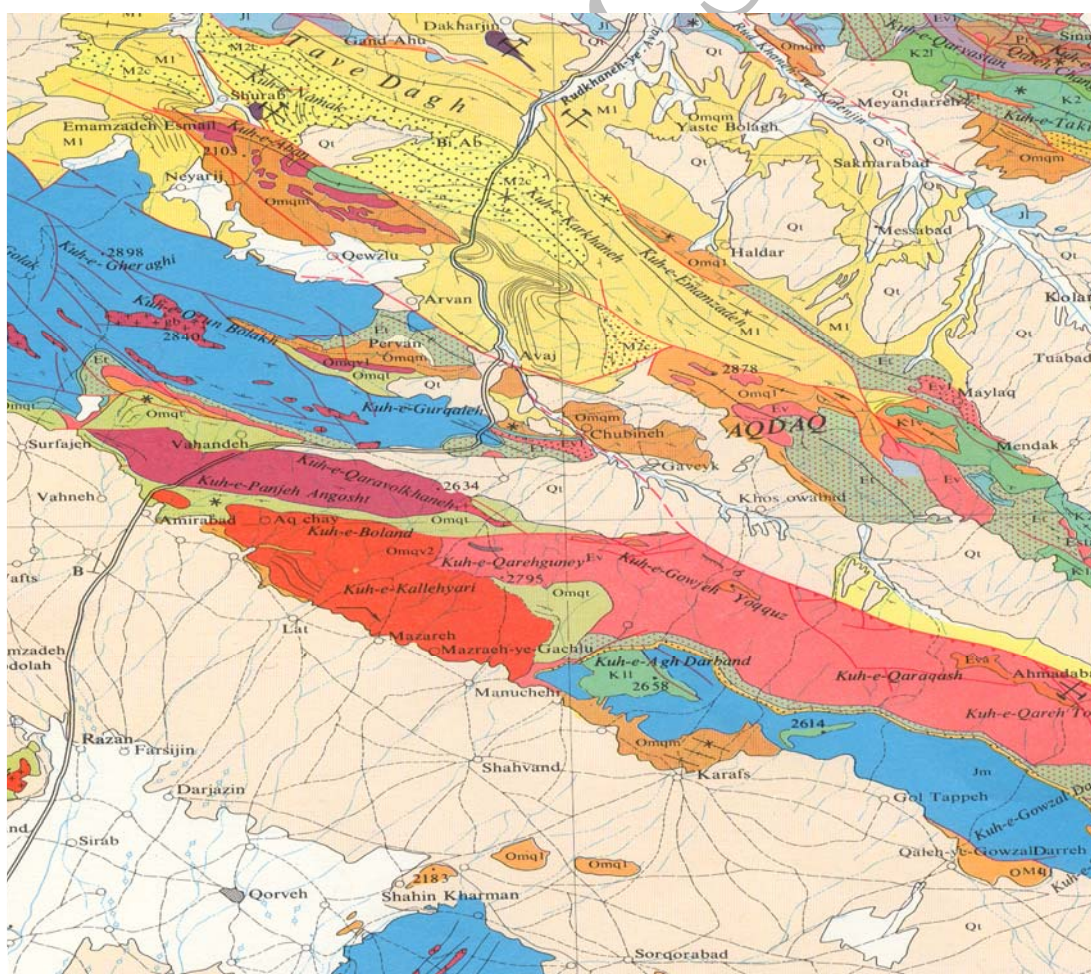
مطالعه مقاطع میکروسکوپی و تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی همراه با شواهد صحرایی نکات مهمی را از وضعیت زمین‌شناسی منطقه از دیدگاه پترولوژی آشکار می‌سازد. به منظور بررسی وضعیت پترولوژی منطقه ابتدا مطالعات صحرایی بصورت کلی و عمومی و سپس نمونه برداری با سکانس‌های عمودی (مقطع عرضی) انجام پذیرفت. در ادامه نیز مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌ها انجام شد. این مقاله در حقیقت دستاوردهایی از این تحقیق می‌باشد. از اینرو در این مقاله ابتدا ضمن نگاهی اجمالی به زمین‌شناسی عمومی منطقه، به معرفی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مذکور پرداخته، پس از ذکر خصوصیات پتروگرافی و ژئوشیمی آنها، ادامه بحث را به سرشت و خاستگاه ماگمایی در قالب تحولات، پتروژنز و محیط تکنولوگمایی معطوف می‌نماییم.

## زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

منطقه مطالعه شده در غرب ایران بین استان‌های همدان و قزوین واقع گردیده و شهرستان رزن و آوج از مراکز مهم جمعیتی منطقه محسوب می‌شوند. از نظر زمین‌شناسی این منطقه بخشی از چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودرآهنگ (شکل ۱-۲)، ۱:۱۰۰۰۰۰۰ رزن (بخش جنوبی) و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ آوج (بخش شمالی) به شمار می‌رود. مرز بین زون‌های ایران مرکزی و سندج سیرجان از این منطقه می‌گذرد و در حقیقت این منطقه بخشی از دو زون را به خود اختصاص می‌دهد. در منطقه رزن نهشته‌های متعلق به پالئوزوئیک و تریاس زیرین تا میانی رخنمون ندارند. قدیمی‌ترین برون‌زدها به سنگ‌های دگرگونی خفیف اسلیتی و شیستی تریاس بالایی - ژوراسیک تعلق دارد<sup>(۴)</sup>. سنگ‌های کرتاسه شامل آهک بیومیکریتی و شیل‌هایی است که کمی دگرگونی حاصل نموده‌اند<sup>(۵)</sup>. سیستم ترشیاری که با دگرشیبی روی سنگ‌های قدیمی تر قرار گرفته است، بطور محلی با

کنگومرا و ماسه سنگ های قرمز رنگ آغاز می شود ( سازند فجن ) و سپس با آهک نومولیت دار ( سازند زیارت ) دنبال می شود <sup>(۴)</sup>. واحدهای ائوسن در منطقه ضخامت زیادی داشته و در برگیرنده گدازه، مواد آذرآواری توف و توفیت و سنگ های رسوبی است. این ردیف سنگی قابل مقایسه با تقسیم بندی های انجام شده در چهارگوش قم ( E1 تا E5 ) است <sup>(۵)</sup>. این واحدها را بلورچی <sup>(۴)</sup> به سازند کرج نسبت داده است. ته نشین های تخریبی اولیگوسن ( سازند قرمز زیرین ) و رسوبات دریایی اولیگوسن - میوسن ( سازند قم ) با ناپیوستگی روی سنگ های قدیمی تر قرار گرفته اند. سازند قم که در محیط دریایی تشکیل شده است عبارت است از سنگ های آهکی، مارن، توف و بلاخره سنگ های آذرین خروجی که ضخامت آنها بین ۵۰۰ تا ۳۵۰۰ متر است <sup>(۴)</sup>. در برخی نواحی ایگنمبریت نیز ترکیبات فوق را همراهی می کند. جوانترین سنگها در منطقه سنگ های رسوبی متعلق به کواترنری است که بیشتر آبرفت ها و تراس های آبرفتی را تشکیل می دهند. نتایج بدست آمده پس از پردازش داده های شیمیایی ( آنالیز به روش XRF ) و پتروگرافی مربوط به ۲۷ نمونه از سنگ های منطقه و طبقه بندی های مختلف ( جدول ۱-۲ ) نشان می دهد که سنگ های متعلق به اولیگومیوسن شامل داسیت - ریوداسیت، آندزیت، تراکی آندزیت، هورنبلند آندزیت، آندزیت بازالتی و تراکی بازالت است.

۳۵°/۱۵'



۳۵°/۴۵'

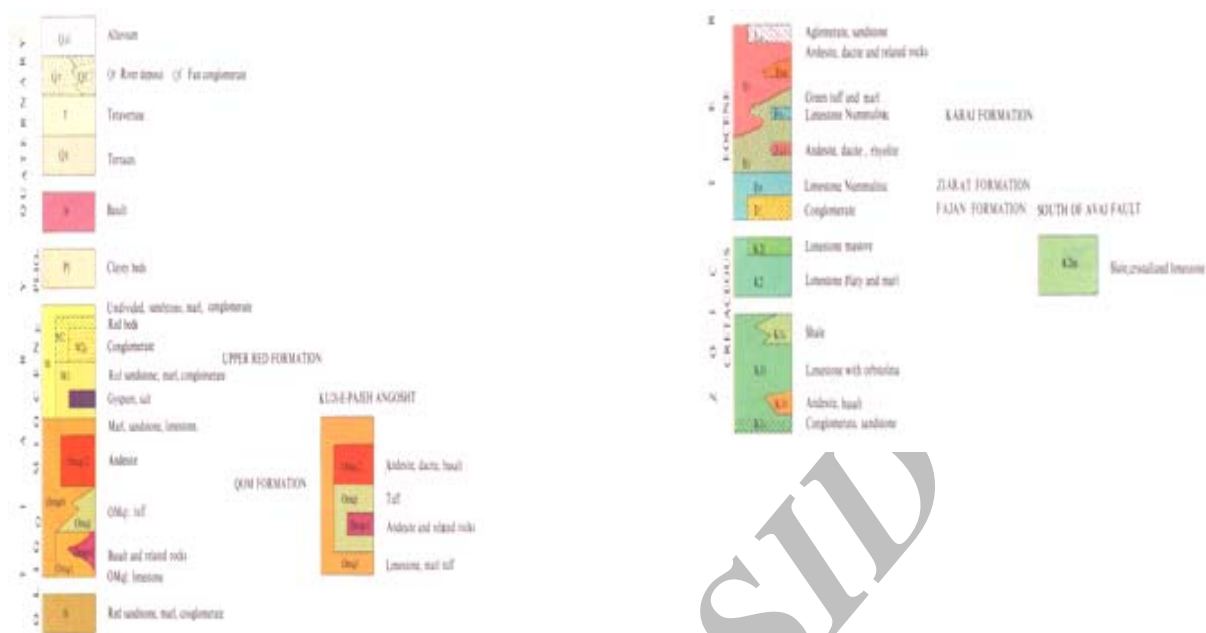
۰۴۹

n 5 10 15 km

۴۹°/۳۰'

### LEGEND

شکل ۱-۲ نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه  
( بخشی از چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ کیودرآهنگ )



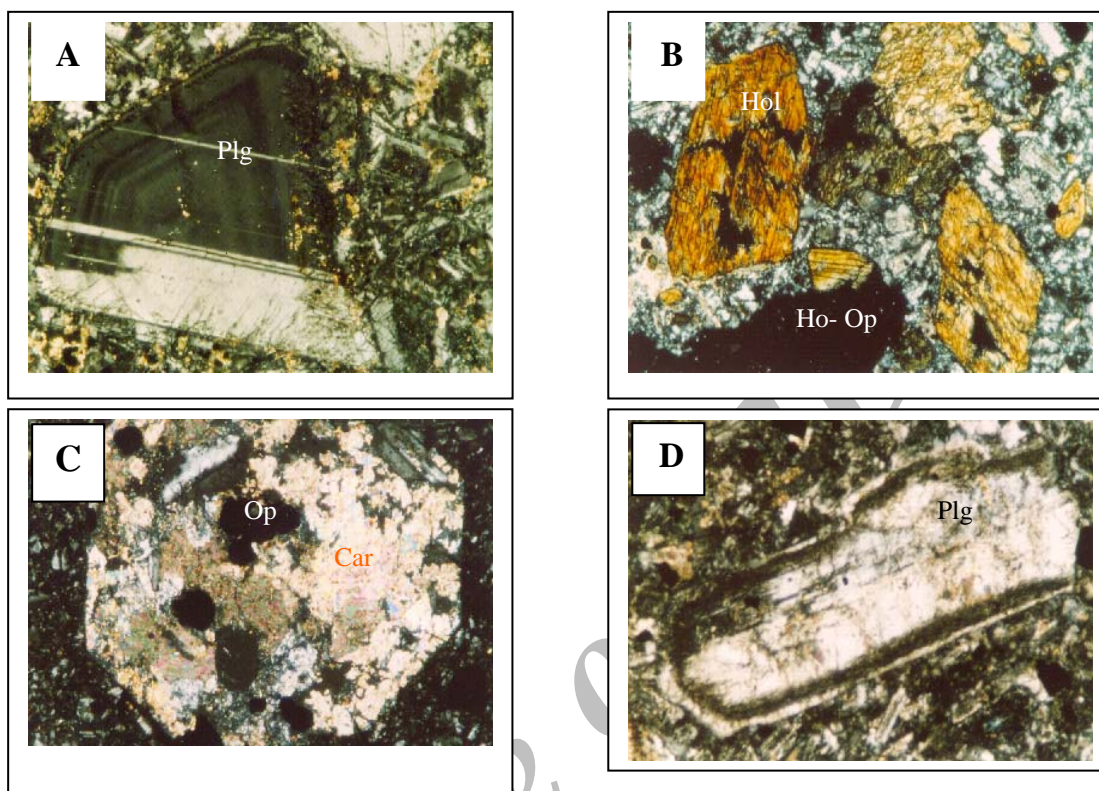
### پetroگرافی گدازه های منطقه

بافت گدازه ها پورفیری ، میکرولیتیک پورفیری ، گلوپورفیری و هیالوپورفیری می باشد و فنوکریست ها گاه بافت سری ایت را نشان می دهند. آلتراسیون کائولینیتی شدن ، سریسیتی شدن و سوسوریتی شدن در فلدسپات ها ، کلریتی شدن در آمفیبول ها و بیوتیت ها کم و بیش در اکثر نمونه ها دیده می شود. در آندزیت ها که بیشترین سهم از گدازه های منطقه را به خود اختصاص می دهند ، کانی های اصلی عبارتند از : پلاژیوکلاز ، هورنبلند و پیروکسن ، بیوتیت ، کانی های تیره ، آپاتیت و زیرکن نیز به مقدار کمی در سنگ ها دیده می شوند. درشت بلورهای اصلی این سنگ ها را پلاژیوکلازهای خود شکلی تشکیل می دهند که زونینگ و ماکل پلی سنتتیک از ویژگی های شایع آنها است (شکل ۱-۳ A).

هورنبلندهای خود شکل که در برخی موارد دارای حاشیه اپاسیتی شده و اکسیده می باشند ، از دیگر فنوکریست ها محسوب می شوند. هورنبلند آندزیت ها حاوی مقادیر بیشتری هورنبلند بصورت یوهدرال ( سالم و اپاسیتی شده ) می باشند ( شکل ۱-۳ B ) و آندزیت های بازالتی علاوه بر هورنبلند دارای مقادیر قابل توجهی پیروکسن های خود شکل هستند که در بسیاری موارد در حاشیه اپاسیتی و کربناتی شده اند. گاه اپاسیتی و کربناتی شدن به حدی پیشرفت نموده است که فقط قالبی از این کانی ها بجا مانده است ( شکل ۱-۳ C ). یکی از تفاوت های مهم داسیت ها - ریوداسیت ها با دیگر نمونه ها در زیر میکروسکوپ حضور چشمگیر و فراوان تر پلاژیوکلازها با بافت غربالی در این نمونه ها است. بطور کلی در این سنگ ها دو نوع پلاژیوکلاز با بافت متفاوت به چشم می خورد. نوع اول که شدیداً غربالی بوده و گاه دارای ادخال های شیشه می باشند ( شکل ۱-۳ D ) و نسبت به نوع دوم فراوانی کمتری دارند و نوع دوم که بافت غربالی نشان نمی دهند و شکل بلوری بالنسبه کامل تری نیز دارند. این نوع پلاژیوکلازها در برخی نمونه ها فنوکریست های ریز متن سنگ را می سازند و دارای منطقه بندی می باشند (علل تشکیل بافت غربالی در ادامه بحث خواهد شد). هورنبلند و بیوتیت نیز در این سنگ ها



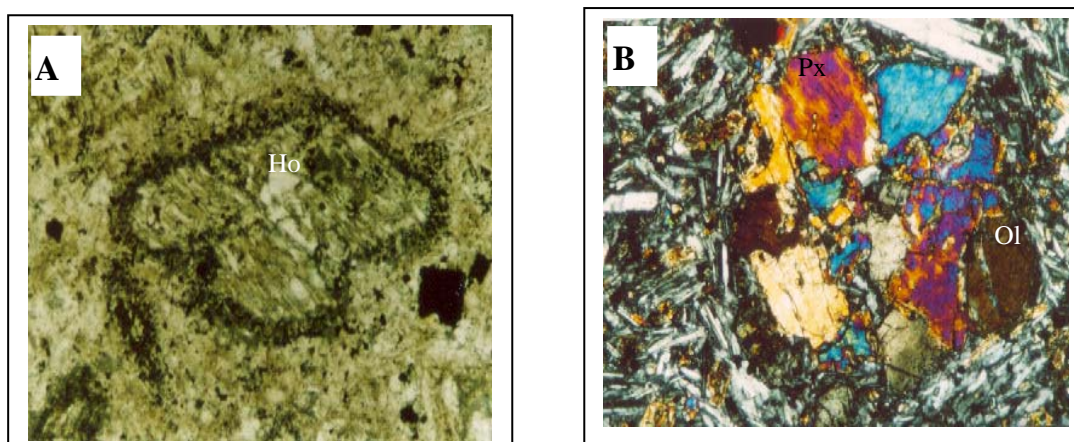
بصورت فنوکریست دیده می شوند. که میزان هورنبلند نسبت به آندزیت ها بویژه هورنبلند آندزیت ها کمتر بوده، اما بیوتیت فراوان تر است. کوارتز و فلدسپات آلکالن نیز به مقدار کمی در اینگونه سنگ ها دیده می شوند.



شکل ۱-۳: A: فنوکریست زونه پلاژیوکلاز (plg) همراه با ماکل پلی سنتتیک در یک نمونه آندزیت نور XPL قطر میدان دید ۳ میلیمتر  
 B: هورنبلندهای خود شکل سالم (Ho) و اپاسیتی شده (Ho-Op) در یک نمونه هورنبلند آندزیت نور XPL قطر میدان دید ۶ میلیمتر  
 C: فنوکریست یوهدرال پیروکسن که بطور کامل کربناتی (Car) و اپاسیتی (Op) شده است در یک نمونه آندزیت بازالتی نور XPL قطر میدان دید ۳ میلیمتر  
 D: فنوکریست پلاژیوکلاز (plg) دارای بافت غربالی در یک نمونه داسیت نور XPL قطر میدان دید ۳ میلیمتر

در تراکی آندزیت ها، پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن از کانی های اصلی سنگ محسوب شده و اوژیت، بیوتیت، هورنبلند، آپاتیت و کوارتز با فراوانی کمتر با آنها همراه هستند. پلاژیوکلازها که درشت بلورهای سنگ را می سازند و مقدار آنها چندان زیاد نیست، عموماً منطقه بندی نشان می دهند. در برخی موارد معدود نیز دارای بافت غربالی هستند. برخی از پلاژیوکلازها دارای حواشی گرد شده اند که می تواند در اثر جذب مجدد ناقص باشد. هورنبلندها و بندرت بیوتیت های موجود نیز دارای حاشیه اپاسیتی شده اند و برخی آمفیبول ها دارای حاشیه واجذبی می باشند (شکل ۲-۳ A). حضور فلدسپات های آلکالن (معمولاً سانیدین) در زمینه باعث شکل گیری بافت میکرولیتیک (گاه جریان) در سنگ شده است. کانی عمده تراکی بازالت ها را پیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز و تا حدودی اولیوین می سازند. پلاژیوکلازها به عنوان فنوکریست کمتر در این سنگ ها دیده می شوند. زاویه خاموشی پلاژیوکلازها، ترکیب آنها را آندزین تا لابرادوریت نشان می دهد. خمیره سنگ از میکرولیت های پلاژیوکلاز تشکیل شده که گاه بافت جریانی را به نمایش می گذارند. فنوکریست های پیروکسن

بصورت یوهدرال و سابهدرال قابل مشاهده اند که برخی از آنها سالم و برخی دیگر اپاسیتی شده اند. در این نوع سنگ ها بافت گلومروپورفیری دیده می شود ( شکل ۳-۲ B ) که می تواند نشانه ای از تبلور تفریقی باشد.



شکل ۳-۲: A: فنوکریست یوهدرال تا سابهدرال هورنبلند با حاشیه واجذبی و تحلیل رفتگی در یک خمیره میکروولیتی در یک نمونه تراکی آندزیت نور NL قطر میدان دید ۳ میلیمتر  
B: تجمع پیروکسن و اولیوین در یک نمونه تراکی بازالت ( بافت گلومروپورفیری ) ، نور XPL قطر میدان دید ۳ میلیمتر

### ژئوشیمی

#### عناصر اصلی

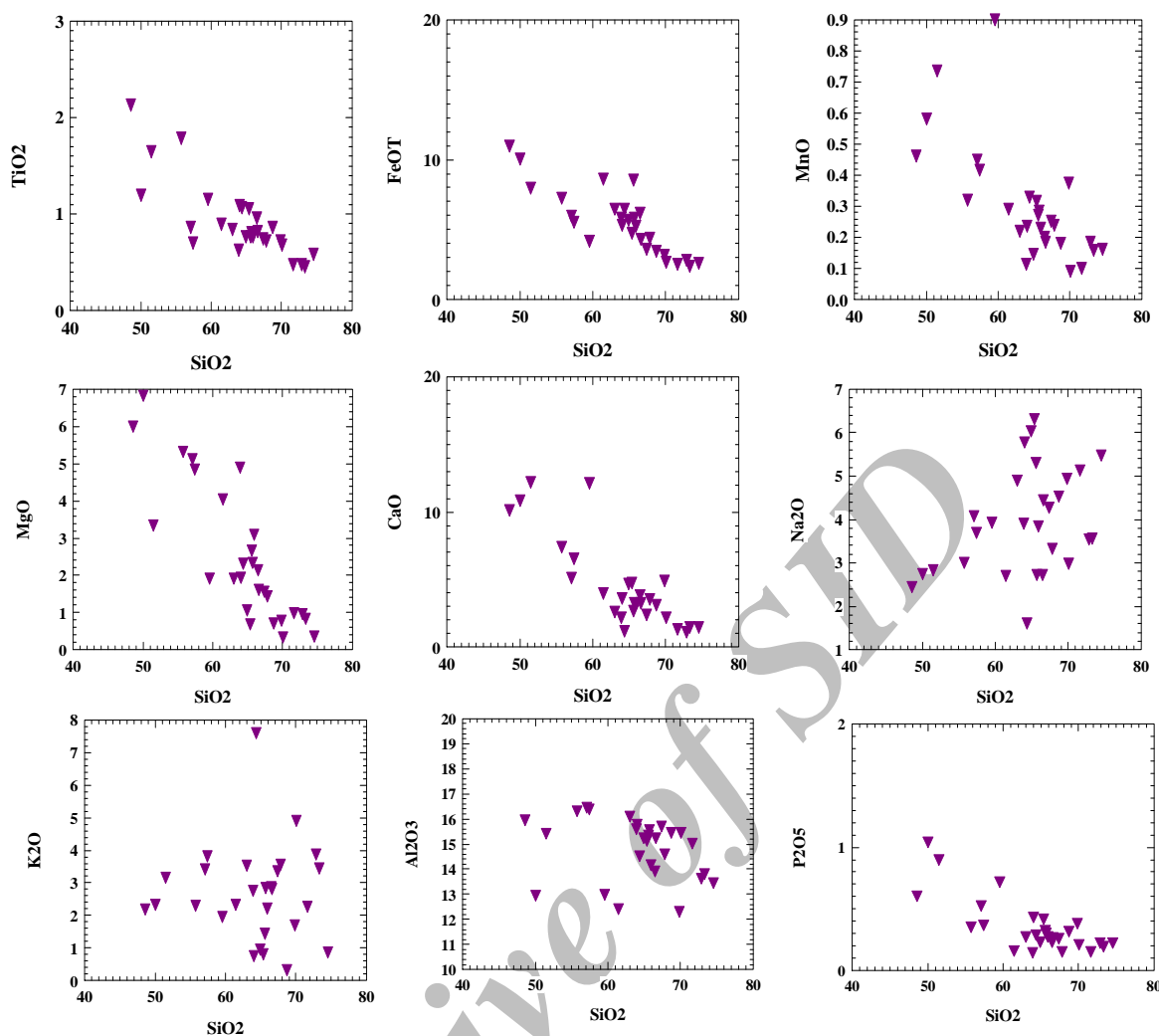
تعداد ۲۷ نمونه انتخاب شده پس از مطالعات میکروسکوپی برای آنالیز XRF به آزمایشگاه شرکت بینالود و سازمان زمین شناسی ارسال شد و سپس نمودارها و نورم ها توسط نرم افزارهای Minpet ، Newpet و Igpert ترسیم و معین گردید. بررسی تغییرات عناصر اصلی گدازه های اولیگومیوسن در دیاگرام های تیپ هارکر که بر اساس داده های ژئوشیمیایی جدول (۴-۱) ترسیم گردیده اند ( شکل ۴-۱ )، تا حدودی ارتباط ژئوشیمیایی منطقی را آشکار سازد ولی پراکندگی هایی را نیز به همراه دارد. با توجه به روند نمونه برداری، ارتباط ژئوشیمیایی مبین تفریق در ماگمای مسئول تشکیل دهنده سنگ های مذکور است؛ اما پراکندگی می تواند به دلیل وجود فنوکریست ها در سنگ های مورد مطالعه بوده و یا به علت تحولات از نوع آلودگی باشد که شواهد آن در بررسی میکروسکوپی و ژئوشیمی دیده شده است و حتی ممکن است در نتیجه ذوب بخشی و اختلاط ماگمایی باشد. از سوی دیگر باید توجه داشت تبلور تفریقی تنها فرایندی نیست که قادر به بوجود آوردن روندهای پیوسته در دیاگرام های تغییر هارکراست. ذوب بخشی، آلودگی پیوسته ای و اختلاط ماگماها می توانند تأثیرات مشابهی داشته باشند<sup>(۶)</sup>

اغلب سنگ های آتشفشانی اولیگومیوسن در نورم خودکوارتز دارند و حداکثر کوارتز نورماتیو نمونه ها ۳۶ درصد است. در نمونه هایی اولیوین نورماتیو دیده می شود. تعداد نمونه های حاوی کروندوم نورماتیو نیز قابل ملاحظه است که نشان دهنده مقدار آلومین نسبتاً زیاد در نمونه ها می باشد. آنورتیت نورماتیو نمونه ها بین ۴ تا ۲۰ درصد در نوسان است. در نمونه هایی نفلین نورماتیو به چشم می خورد. آپاتیت تقریباً در همه نمونه ها حضور

دارد و پیروکسن نورماتیو (انواع دیوپسید و هیپرستن) در اکثر نمونه ها دیده می شود و با بازیگ تر شدن سنگ مقدار آن افزایش نشان می دهد. درنورم سنگ ها نمونه های دارای فلدسپاتوئید تا نمونه های غنی از کوارتز مشاهده می شود.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
R.Sb.04	63.86	0.623	15.59	2.153	3.847	0.1133	4.9	2.127	3.9	2.75	0.142
R.Sb.06	63	0.84	16.08	2.34	4.34	0.22	1.92	2.56	4.9	3.53	0.272
R.Sb.10	51.44	1.641	15.42	3.141	5.159	0.735	3.35	12.21	2.84	3.16	0.895
R.AC.24	64.38	1.068	14.52	2.568	4.176	0.33	2.3	1.163	1.6	7.603	0.29
R.AC.30	65.72	0.804	15.54	2.332	3.706	0.283	2.34	3.229	2.719	2.85	0.303
R.Nz.37	64.87	0.77	15.23	2.304	3.63	0.147	1.065	4.685	6.025	0.95	0.23
R.Nz.39	63.98	1.09	15.78	2.27	3	0.237	1.946	3.61	5.78	0.76	0.43
R.Nz.40	65.38	1.06	15.11	2.56	2.467	0.315	0.678	4.717	6.307	0.817	0.415
R.Nz.41	69.8	0.723	12.3	2.232	1.127	0.374	0.788	4.9	4.93	1.708	0.38
R.Nz.42	66.36	0.815	15.23	2.315	2.225	0.185	1.6	3.27	4.44	2.8	0.266
R.Nz.45	67.32	0.74	15.7	2.24	1.6	0.253	1.565	2.405	4.27	3.365	0.258
R.Sz.51	66.46	0.96	13.92	2.46	3.98	0.2	2.129	3.84	2.718	2.86	0.23
R.E.102	73.33	0.45	13.81	1.95	0.6	0.16	0.82	1.42	3.55	3.45	0.195
R.E.103	72.8	0.47	13.64	1.97	1.06	0.185	0.95	1.1	3.54	3.88	0.22
R.E.104	74.53	0.58	13.45	2.08	0.75	0.163	0.35	1.42	5.47	0.86	0.22
R.E.108	71.66	0.48	15.02	1.98	0.77	0.1	0.97	1.33	5.12	2.27	0.152
R.E.110	68.7	0.86	15.44	2.36	1.35	0.182	0.712	3.112	4.52	0.33	0.318
R.E.115	65.94	0.77	14.16	2.27	3.817	0.23	3.076	3.186	3.85	2.197	0.27
R.E.116	65.56	0.77	15.34	2.27	3.43	0.272	2.67	2.63	5.3	1.44	0.324
R.E.117	70.11	0.68	15.46	2.18	0.73	0.092	0.333	2.16	2.98	4.9	0.207
R.AF.408	48.64	2.127	15.96	3.63	7.73	0.46	6.007	10.12	2.44	2.177	0.607
R.AF.415	50.07	1.19	12.96	2.69	7.59	0.58	6.81	10.83	2.75	2.32	1.04
R.AF.203	67.77	0.72	14.58	2.22	2.36	0.24	1.44	3.49	3.32	3.55	0.15
R.AF.155	55.7	1.79	16.31	3.29	4.29	0.319	5.309	7.37	3	2.29	0.35
R.AF.321	57.38	0.705	16.37	2.205	3.555	0.415	4.84	6.51	3.7	3.805	0.365
R.AF.322	57.06	0.86	16.45	2.36	3.82	0.45	5.107	5.1	4.078	3.417	0.527
R.A.206	61.46	0.894	12.39	2.394	6.43	0.291	4.05	3.97	2.71	2.34	0.159

جدول ۴-۱ داده های آنالیزی عناصر اصلی در گدازه های اولیگومیوسن به روش XRF به درصد



شکل ۴-۱ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (به درصد) در مقابل  $\text{SiO}_2$  (به درصد) (تپ هارکر)

### عناصر فرعی و کمیاب

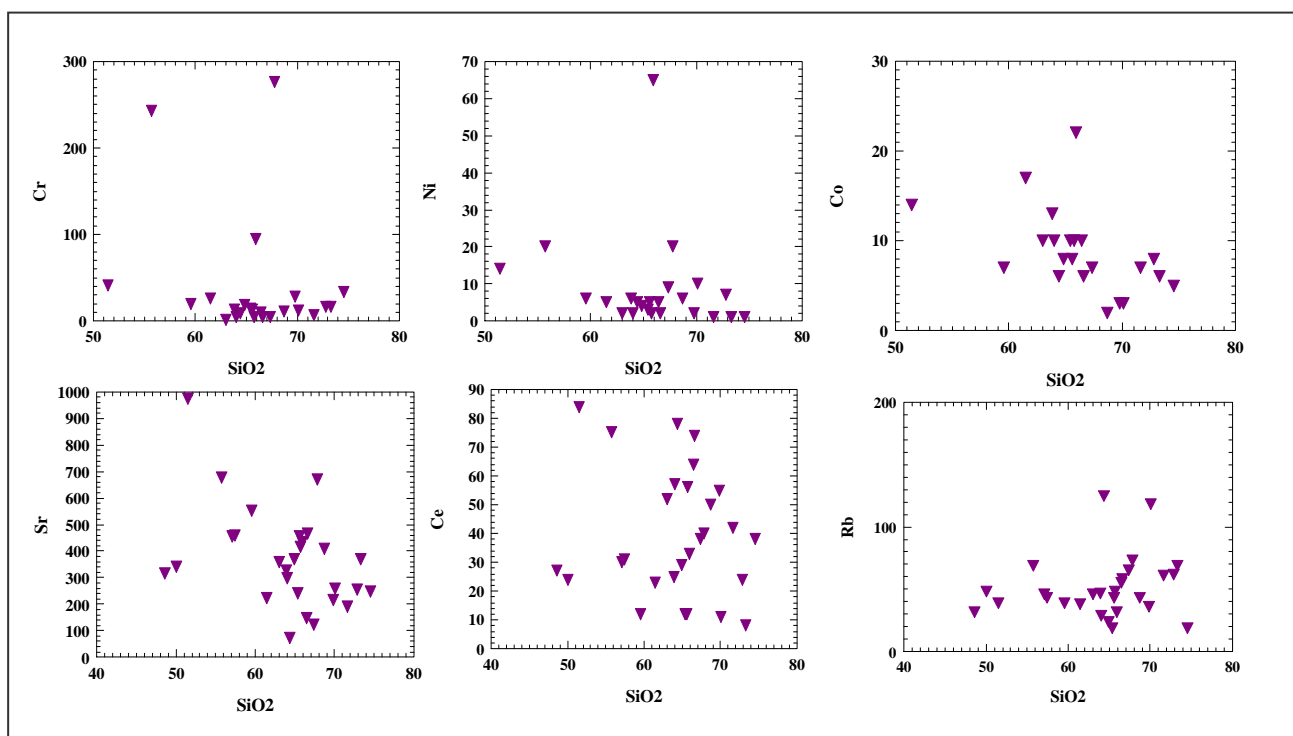
نمودارهای مختلفی که بر اساس داده های ژئوشیمیایی عناصر فرعی و کمیاب (جدول ۴-۲) در مقابل  $\text{SiO}_2$  ترسیم گردیده اند (شکل ۴-۲) حاکی از پراکندگی های بیشتری نسبت به عناصر اصلی می باشد. با توجه به حساسیت برخی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل تحولات ماگمایی، پراکندگی ها بازگو کننده تغییر شرایط ژئوشیمیایی در حین تشکیل، صعود، فوران و انجماد می باشد. احتمالاً دلایلی که باعث پراکندگی در روند عناصر اصلی گردیده و در بخش عناصر اصلی مورد بحث قرار گرفت، در عناصر فرعی نیز تأثیر گذار بوده و پراکندگی هایی را موجب شده است. علیرغم وجود پراکندگی ها، برخی نمودارها روند صعودی و یا نزولی مشخصی را نشان می دهند. سیر نزولی  $\text{Co}$ ،  $\text{Ni}$ ،  $\text{Cr}$ ،  $\text{V}$  و  $\text{Y}$  تبلور بخشی مگنتیت و کانی های فرومنیزین حرارت بالا مانند پیروکسن در مراحل اولیه تفریق را می رساند. این در حالی است که  $\text{Rb}$  و  $\text{Zr}$  دارای سیر صعودی بوده و طبق



روند تفریق ماگمایی با افزایش میزان  $\text{SiO}_2$ ، افزایش نشان می دهند. Sr که تحت شرایط گوشته بیشتر به صورت یک عنصر ناسازگار عمل می کند، ترجیحاً در فاز مذاب تمرکز می یابد<sup>(۶)</sup>. بنابراین می بایست در روند تفریق ماگمایی مقدار آن افزایش یابد؛ اما نمودار تغییرات آن در مقابل  $\text{SiO}_2$  روند منفی را به نمایش می گذارد. این مسئله نشان دهنده تغییر و تحولی است که در ماگما اتفاق افتاده و این عنصر در حین تبلور ماگمایی روند معمول خود را پشت سر گذاشته است.

Samples	Rb	Sr	V	Ce	Y	Zr	Zn	Ba	Pb	Co	Cr	Ni
R.Sb.04	47	325	94	25	16	142	91	778	7	13	13	6
R.Sb.06	40	359	100	52	15	137	57	1498	6	10	1	2
R.Sb.10	39	975	129	84	16	163	96	1129	32	14	41	14
R.AC.24	125	71	95	78	26	195	726	2641	105	9	9	5
R.AC.30	48	415	95	56	14	125	74	985	7	10	5	2
R.Nz.37	24	369	99	29	17	196	50	224	43	8	19	4
R.Nz.39	29	297	106	57	20	237	101	442	31	10	4	2
R.Nz.40	19	242	118	12	18	216	50	237	28	10	14	3
R.Nz.41	36	214	55	55	17	254	38	370	24	3	28	2
R.Nz.42	58	466	69	74	22	319	70	689	22	6	5	2
R.Nz.45	65	122	53	38	23	381	72	697	26	7	4	9
R.Sz.51	55	146	97	64	27	246	122	565	10	10	10	5
R.E.102	69	371	37	8	17	181	52	1440	17	6	16	1
R.E.103	62	255	43	24	17	178	68	964	28	8	16	7
R.E.104	19	248	54	38	18	218	29	234	36	5	33	1
R.E.108	61	190	96	42	19	214	44	525	10	7	7	1
R.E.110	43	409	71	50	18	275	67	934	14	2	11	6
R.E.115	84	662	95	42	18	158	105	1031	11	9	13	6
R.E.116	43	454	94	12	16	184	116	651	28	8	13	5
R.E.117	118	260	46	11	21	223	79	960	29	3	12	10
R.AF.408	32	316	-	27	29	160	-	382	-	-	-	-
R.AF.415	48	342	-	24	36	212	-	435	-	-	-	-
R.AF.203	73	670	-	40	25	144	-	1283	-	-	274	20
R.AF.155	69	676	-	75	27	160	-	1070	-	-	243	20
R.AF.321	43	459	-	31	31	197	-	637	-	-	-	-
R.AF.322	46	457	-	30	29	184	-	612	-	-	-	-
R.A.206	38	223	135	23	19	140	298	861	82	17	26	5

جدول ۲-۴: داده های آنالیزی برخی عناصر فرعی و کمیاب در گدازه های اولیگومیوسن به روش XRF به ppm



شکل ۲-۴ نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب (بر حسب ppm) در مقابل  $\text{SiO}_2$  (به درصد) (تیپ هارکر)

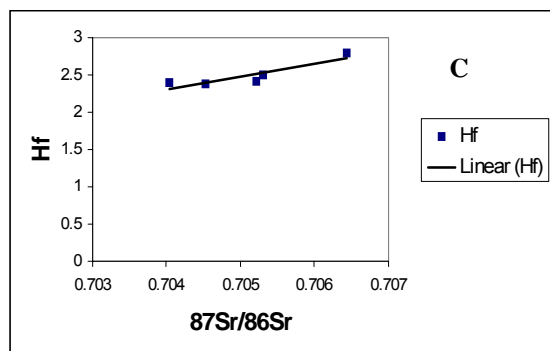
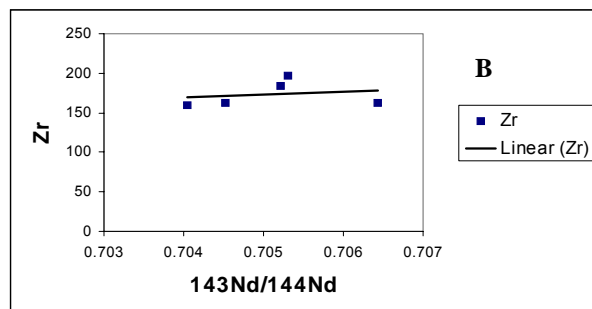
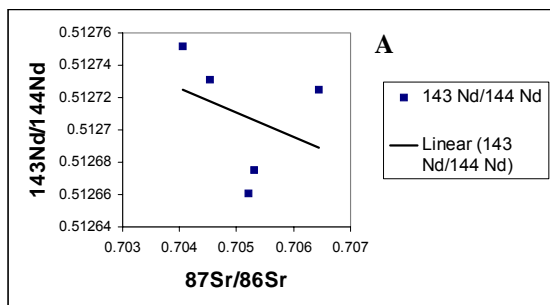
### ژئوشیمی ایزوتوپی

اهمیت تغییرات ایزوتوپی رادیوژنیک در آن است که آنها مکرراً در وقایع تفریق شیمیایی که تشکیل و تکامل ماگماها را همراهی می کنند، باقی می ماند. زیرا ایزوتوپ های سنگین تر، از یکدیگر ضمن تعادل کریستال - مایع جدا نمی شوند. بنابراین در اثنای ذوب بخشی ماگما ترکیب ایزوتوپی منشأ خود را به ارث می برد. این وضعیت در حین فرایندهای تبلور تفریقی بعدی ثابت خواهد ماند مشروط بر آنکه ماگما بوسیله تأثیر متقابل سنگ های دیواره با ترکیب ایزوتوپی مشخص با بخش های دیگر آلوده نشود.<sup>(۷)</sup> به منظور بررسی ژئوشیمی ایزوتوپی با هدف کامل تر نمودن مطالعات ژئوشیمیایی، بویژه برای تشخیص آرایش احتمالی ماگما، ۵ نمونه از آندزیت های اولیگومیوسن برای آنالیز ایزوتوپی به کشور چین ارسال شد و از نسبت های ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  در آنها اندازه گیری به عمل آمد (جدول ۳-۴). این دو نسبت ایزوتوپی در مقابل هم دارای روند منفی می باشند (شکل ۳-۴ A). همبستگی مثبت بین دو عنصر  $\text{Hf}$  و  $\text{Zr}$  با نسبت ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  که در نمونه های آنالیز شده به چشم می خورد، را برخی محققین<sup>(۶)</sup> به اختلاط ماگمایی با منشأ های متفاوت نسبت داده اند (شکل ۳-۴ B و C)

Sample	Sr	Nd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
RA.206	223	11	0.706435	0.512725
RAF.155	676	9	0.704045	0.512752
R.AF.321	459	14	0.705309	0.512675
R.AF.322	457	18	0.705216	0.512661
S.Sb.10	975	10	0.704528	0.512731

جدول ۳-۴ مقادیر Sr و Nd بر حسب ppm در نمونه های گدازه های اولیگومیوسن و نسبت های ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  همان نمونه ها

BSE		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
نسبت (تخمین) های ایزوتوپی امروزی		/ - /	/
نسبت های ایزوتوپ	آند	/ - /	/ - /
آندزیت ها ( برای مقایسه )	امریکا	/ - /	/ - /
نسبت های آندزیت ها	کلمبیا ریور	/ - /	/ - /
( مقایسه شده )	قوس سوندا ( جاوه )	/ - /	/ - /

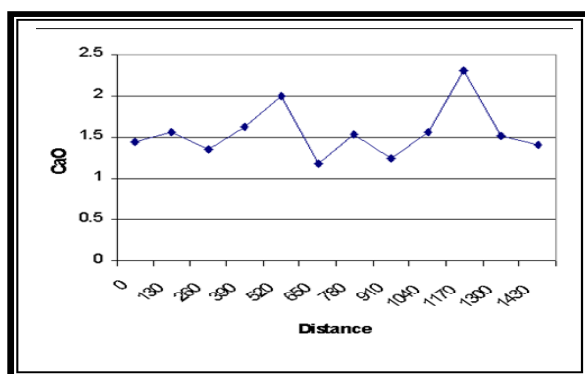


شکل ۳-۴:  
 A: نمودار رگرسیون تغییرات  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$   
 B: نمودار همبستگی ژئوشیمیایی عنصر Zr با نسبت های ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   
 C: نمودار همبستگی ژئوشیمیایی عنصر Hf با نسبت های ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

### بحث بر روی شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی تحولات ماگمایی

اپاسیتی شدن برخی هورنبلندها، پیروکسن ها و در موارد معدودی بیوتیت ها که در بررسی میکروسکوپی نمونه ها دیده می شود، را برخی محققین به افت سریع فشار مربوط می دانند<sup>(۸)</sup>. عقیده بر آن است که افت فشار محدوده پایداری این کانی ها را کاهش داده و آنها را دچار واجذبی می نماید. در نتیجه حاشیه های سیاه رنگی در اطراف بلورهایی مانند هورنبلند تشکیل می شود که به آن ها حاشیه های اپاسیتی می گویند<sup>(۹)</sup>. بطور کلی در نمونه های برداشت شده آمفیبول های زیادی دیده می شود این موضوع مؤید مقادیر قابل توجهی آب در ماگمای سازنده این کانی ها و سنگ ها می باشد ( حداقل ۳ درصد ). همانگونه که در بخش پتروگرافی ذکر شد؛ برخی از گدازه های اولیگومیوسن بویژه داسیت ها دارای بافت غربالی هستند. در مورد علت تشکیل این بافت سه نظریه وجود دارد که عبارتند از: رشد اسکلتی سریع، اختلاط ماگمایی و افت سریع فشار یا دکمپرسیون ماگمایی که جزئیات هر نظریه توسط محققین مختلف بحث شده است<sup>(۱۰)</sup> از بین این نظریه ها، رشد سریع اسکلتی طرفداران چندانی ندارد، اما دو عامل دیگر را امروزه مهمترین عوامل تشکیل بافت غربالی می دانند. در مطالعه میکروسکوپی و ژئوشیمی سنگ های منطقه به مواردی بر می خوریم که عده ای از محققین آن ها را به اختلاط ماگمایی نسبت می دهند. از آن جمله می توان به وجود میکروپیلوهای بازیک در زمینه برخی داسیت ها، حضور دو نوع آمفیبول یا دو نوع پیروکسن کاملاً اپاسیتی شده و کاملاً سالم در یک مقطع و در کنار هم، حالت غباری و وجود حفره های بسیار ریز روی برخی پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی اشاره نمود. این در حالی است که برخی شواهد دیگر همراه با بافت غربالی، تشکیل این بافت را به افت سریع فشار نسبت می دهند. ناپایداری بیوتیت و هورنبلند و تشکیل حاشیه های واجذبی و وجود بلورهای خود شکل پلاژیوکلاز در خمیره سنگ همراه با بافت غربالی از دلایل تشکیل بافت غربالی بر اثر افت فشار برمی شمردند<sup>(۱۰)</sup>. با توجه به شواهد پتروگرافی ذکر شده و نشانه هایی از آلیش ماگمایی که ژئوشیمی ایزوتوپی آن را تأیید می کند، این فرضیه قوت می گیرد که احتمالاً در تشکیل این نوع بافت در پلاژیوکلازها هر دو عامل کاهش فشار، در حین صعود ( بدلیل فوران ) و اختلاط ماگمایی نقش داشته اند. اغلب فنوکریست های فلدسپات بویژه پلاژیوکلازها به عنوان عمده ترین متشکله های گدازه های منطقه پدیده سریستی شدن را تحمل نموده اند و اثر آن بصورت لکه و یا دانه های ریزی در سطح و یا در حواشی کانی ها دیده می شود. رشد سریست نیازمند افزایش آب و  $K^+$  است. یک منبع مهم  $K^+$  فرایند کلریتی شدن بیوتیت است که در نتیجه این عمل  $K^+$  با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می شود و  $Ca^{2+}$  آزاد می کند<sup>(۱۱)</sup>. منطقه بندی ( زونینگ ) نیز یکی دیگر از پدیده های قابل مشاهده در مقاطع نازک سنگ ها است. اصولاً زونینگ نمایانگر نرسیدن بلور به شرایط تعادلی در هنگام تبلور می باشد و اغلب در طی تبلور سریع تر ماگما ایجاد می شود<sup>(۱۱)</sup>. برخی از منطقه بندی های موجود در بلورهای پلاژیوکلاز ( بویژه در آندزیت ها ) حالت نوسانی دارند. در زونینگ نوسانی تغییر ناموزون بصورت بخشی و تغییر میزان آنورتیت بویژه در اثر نوسانات  $PH_2O$  در ماده مذاب بوجود می آید<sup>(۱۲)</sup>. برای تعیین نوع زونینگ ( عادی، معکوس یا نوسانی ) از دو روش اندازه گیری زاویه خاموشی و آنالیز به روش SEM ( میکروسکوپ الکترونی ) استفاده شده است. در روش دوم مقادیر  $Ca$  و  $Na$  در امتدادی مستقیم بصورت طولی از یک انتها به انتهای دیگر بلور با فاصله های بسیار کم و کاملاً منظم اندازه گیری شده است و با نرم

افزار آماری SPSS نمودار فراوانی - فاصله آن ترسیم شده است. این نمودار و همچنین بررسی زوایای خاموشی نشان می دهد که منطقه بندی پلاژیوکلازهای انتخاب شده از نوع نوسانی بوده است (شکل ۵-۱). برخی دیگر از منطقه بندی ها نیز عادی می باشند. ایجاد تغییرات ترکیبی ناگهانی مانند منطقه بندی نوسانی مستلزم تغییرات ناگهانی در شرایط دینامیکی تبلور است و امروزه اغلب محققین (از جمله شلی<sup>(۱۱)</sup>، میلر<sup>(۱۳)</sup>) به اختلاط ماگمایی متوسل می شوند. برخی دیگر<sup>(۱۴)</sup> آن را حاصل ترکیبی از دو فرایند اختلاط ماگمایی و تبلور غیر تعادلی می دانند.

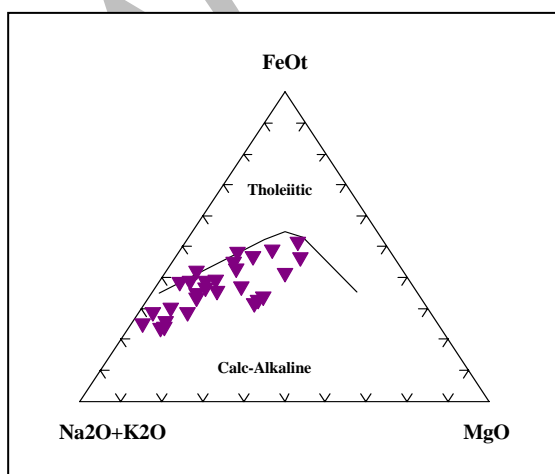


شکل ۵-۱: نمودار فراوانی - فاصله برای تغییرات مقادیر CaO از یک نمونه پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی و بدون بافت غربالی (فاصله ها بر حسب میکرون) توسط روش SEM

### پتروژنز و محیط تکتونوماگمایی

#### تعیین سری ماگمایی

به منظور تعیین سری ماگمایی از نمودار AFM (ایروین - باراگار ۱۹۷۱) استفاده شده است (شکل ۶-۱). در نمودار مذکور نمونه های متعلق به اولیگومیوسن عمدتاً در محدوده کالک آلکان و در مرز کالک آلکان و تولئی ایتی قرار گرفته اند. این نمودار علاوه بر آنکه سری ماگمایی سنگ های آذرین خروجی منطقه را مشخص می نماید، بازگوکننده تفریق ماگمایی نیز هست؛ زیرا نمونه ها طوری در نمودار قرار گرفته اند که به اعتقاد بسیاری از محققین (ویلسون<sup>(۶)</sup> و رولینسون<sup>(۷)</sup>، شلی<sup>(۱۱)</sup>) روند تفریق ماگمایی را مشخص می نمایند.

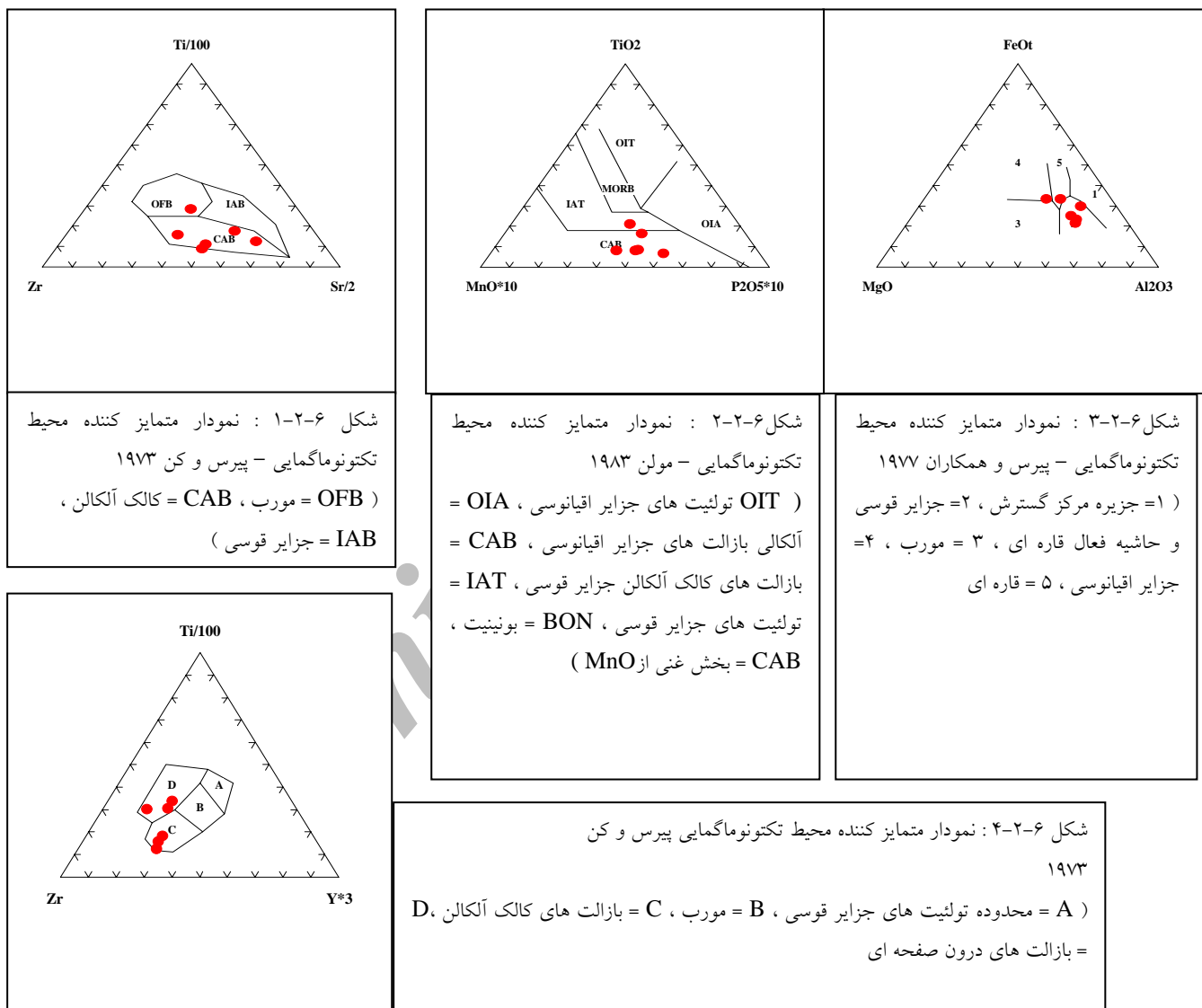


شکل ۶-۱: نمودار تعیین سری ماگمایی AFM (ایروین باراگار ۱۹۷۱)



## محیط تکتونوماگمایی

نمودارهای متمایز کننده محیط های تکتونوماگمایی ، نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی هستند که در آن ماگماهای تولید شده و جایگاه های متفاوت تکتونیکی می توانند بر اساس شیمی اشان از یکدیگر متمایز شوند<sup>(۱۵)</sup> . برای تعیین محیط تکتونوماگمایی از نمونه های بازیگ تر در نمودارهای زیر استفاده شده است .



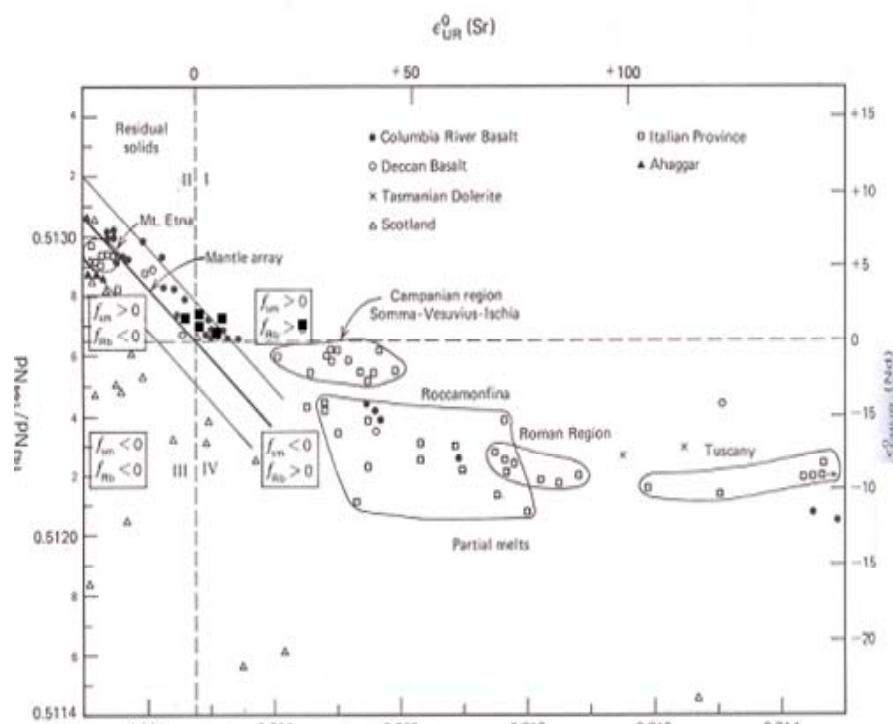
نمودارهای فوق نشان می دهند که نمونه های بازیگ گدازه های اولیگومیوسن عمدتاً در محدوده های کالک آلکان و حاشیه فعال قاره ای واقع می شوند . نمودار شکل ۶-۲-۱ علاوه بر محیط تکتونوماگمایی ، بازگوکننده تمایل نمونه ها به سمت قطب Sr می باشد . با توجه به حضور پلاژیوکلاز در این نمونه ها ، این عنصر بیشتر به ورود در پلاژیوکلازها تمایل نشان داده است .

## پتروژنز

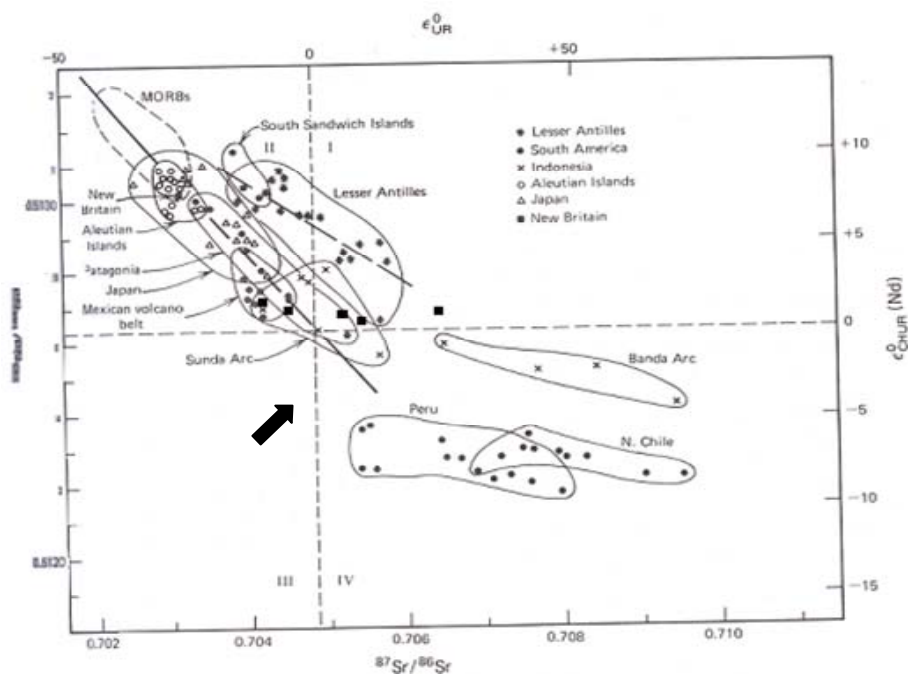
پتروژنز منشاء، شرایط تشکیل و تحولات بعدی ماگمای تشکیل دهنده سنگ ها را مورد بررسی قرار می دهد. شناخت پتروژنز سنگ های یک ناحیه مستلزم تجزیه و تحلیل نتایج مطالعات میکروسکوپی، ژئوشیمیایی و شواهد صحرایی است؛ درست مانند کنار هم گذاردن قطعات پازل و بدست آوردن تصویر کامل اولیه.

امروزه مطالعات ژئوشیمیایی ایزوتوپی به عنوان بخش اساسی از تعبیر و تفسیرهای پتروژنتیک سنگ های آذرین مورد توجه قرار گرفته است. در این میان ایزوتوپ های رادیوژنیک  $Nd$  و  $Sr$  نقش مؤثری در تعیین آلودگی احتمالی یک ماگما با مواد پوسته ای دارند. در کل ترکیب ایزوتوپی مجموعه نمونه های آتشفشانی منطقه تمرکز کل آنها را از نظر ترکیب مشابه  $BSE$  یا ترکیب ایزوتوپی کل زمین معلوم می دارد و بنظر می رسد ماگماتیسم بازالتی از بخش های گوشته ای تحول نیافته (یا کمتر متحول شده) مشتق شده باشند. البته یک نمونه غنی از نسبت  $^{87}Sr/^{86}Sr$  جدایش خود را نسبت به سایر انواع مشخص می کند. این نمونه احتمالاً متأثر از دخالت یک ماده سازنده غنی از  $Rb/Sr$  بوده است. با توجه به همزمانی تمامی نمونه ها، احتمالاً این غنی شدگی توسط فاز سیال غنی از  $Rb/Sr$  در گوشته و یا با مواد پوسته ای که غنی از نسبت  $Rb/Sr$  داده های نسبت های ایزوتوپی  $^{87}Sr/^{86}Sr$  و  $^{143}Nd/^{144}Nd$  در نمونه های منطقه با داده های همین نسبت ها در بسیاری از محیط های تکتونوماگمایی مختلف دنیا مقایسه شده اند. نتیجه مقایسه نشان می دهد که محدوده داده های فوق با دو ناحیه از دنیا که از نظر تکتونیکی کاملاً متفاوتند، مشابهت نشان می دهد. یکی از این دو، ناحیه کلمبیا ریور در امریکا است که یک ناحیه کششی محسوب می شود. اکثر نمونه های متعلق به این منطقه در داخل و یا نزدیکی محدوده آرایش گوشته ای قرار می گیرند (شکل ۱-۳-۶) ناحیه دیگر جاوه (قوس سوندا) است که مربوط به یک محیط کمپرسیونی (حاشیه قاره ای و جزایر قوسی) است (شکل ۲-۳-۶). بنابراین می بایست عامل مشترکی توانسته باشد نسبت های ایزوتوپی را به نوعی تغییر دهد که هر دو ناحیه از نظر ژئوشیمی چنین وضعیتی را دارا باشند.

تحقیقات وسیع دی پائولو و واسریگ<sup>(۱۶)</sup> در این زمینه نشان می دهد که در هر دو ناحیه منابع ماگمایی با سنگ های قاره ای و یا توسط هضم در مخزن ماگمایی آرایش یافته اند. در این رابطه دگرسانی هیدروترمالی پوسته اقیانوسی، تأثیر رسوبات پوسته اقیانوسی و نقش سیالات را نباید از نظر دور داشت. احتمال می رود در منطقه مورد مطالعه نیز چنین وضعیتی حکمفرما بوده و ماگما تحت تأثیر سنگ ها و سیالات پوسته قرار گرفته باشند.



- - : توزیع نسبت های ایزوتوپی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  و  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  بازالت های قاره ای مناطق مختلف در دنیا [ داده ای ایزوتوپی کلمبیا ریور از کارلسون و همکاران (۱۹۸۱) و دی پائولو و واسربرگ (۱۹۷۹) می باشد ]. نمونه های منطقه با مربع های سیاه رنگ و نمونه های کلمبیا ریور با دایره های سیاه رنگ در اطراف نمونه های منطقه دیده می شوند.



شکل ۶-۳-۲ : نمودار نسبت های ایزوتوپی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  و  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  سنگهای آتشفشانی جزایر قوسی و حواشی قاره ای نزدیک به زون فرورانش (اقتباس از فار، گک ۱۹۸۶) نمونه های منطقه با مربع های کوچک سیاه رنگ و محدوده ایزوتوپی قوس سوندا با علامت  $\blacktriangleright$  مشخص شده اند.

در ایران برخی زمین شناسان معتقدند که فرورانشی بین نئوتیس و بلوک ایران در منطقه تراست زاگرس به وقوع پیوسته است (ولی زاده<sup>(۱۷)</sup>، معین وزیری<sup>(۱۸)</sup>). بنابراین نئوتیس می توانسته با گوشته متاسوماتیزه خود به زیر ایران مرکزی فرورانده شده و این گوشته طی دوران مزوزوئیک تا ائوسن تحول پیدا نموده و ماگماهایی را سبب شده باشد. بطور کلی مناطق ایران مرکزی و سنندج - سیرجان از نظر ماگماتیسیم و محیط های تکتونیکی پیچیدگی های زیادی را نشان می دهند از سویی عده ای از محققین فرورانش نئوتیس را عامل اصلی ماگماتیسیم منطقه قلمداد

می‌کنند<sup>(۱۷)</sup> و از سوی دیگر روند تغییرات سری‌های ماگمایی این مناطق با وضعیت یک فرورانش تیبیک بطور کامل مطابقت ندارد. از جمله می‌توان به این موضوع اشاره نمود که طبق مطالعاتی که بر روی پدیده فرورانش صورت پذیرفته است، می‌بایست در امتداد عمود بر زون فرورانش، ماگماتیسم از نظر زمانی تغییر یابد<sup>(۱۲)</sup>. اما در زونهای ایران مرکزی و البرز چنین وضعیتی بطور کامل مشاهده نشده است. در هردوی این مناطق ماگماتیسم متعلق به ائوسن مشاهده شده است. لذا در کل چنین می‌توان نتیجه‌گیری نمود که اگر پدیده فرورانش در بوجود آوردن ماگماهای منطقه سهیم بوده است، اما صرفاً ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده منشأ ماگماتیسم منطقه نیست، زیرا نتایج ایزوتوپی با این مسئله مغایرت دارد، بلکه ممکن است آبهای آزاد شده در طی فرایند فرورانش با پایین آوردن دمای ذوب سنگ‌های گوشته قاره‌ای، ذوب آنها را سبب شده باشد. همچنین احتمالاً در فازهای کششی مؤثر در منطقه در خلال اولیگومیوسن، گروهی از سنگ‌های بازیک بدون واکنشی اساسی با پوسته توانسته‌اند به سطح زمین راه یافته و ترکیب ایزوتوپی اولیه گوشته را از خود بروز دهند. در حالی که شاید در مورد ماگمای تشکیل دهنده نمونه خاص توقف و تفریق در پوسته بالایی سبب تأثیر منشأ غنی از Rb/Sr پوسته‌ای با ماگما بازیک شده باشد.

### نتیجه‌گیری

با تحقیقی که در منطقه رزن انجام شد، مشخص گردید گدازه‌های مربوط به سازند قم به سن اولیگومیوسن دارای ترکیب داسیت - ریوداسیت، آندزیت، تراکی آندزیت، هورنبلند آندزیت، آندزیت بازالتی و تراکی بازالت می‌باشند. در مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمیایی (عناصر اصلی، فرعی و ژئوشیمی ایزوتوپی) برخی شواهد نشان دهنده تفریق، آلیش و اختلاط ماگمایی است. مقایسه نسبت‌های  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  با دیگر مناطق جهان که وقوع فرایند فرورانش و ریفتینگ در آنها به اثبات رسیده است، نشان می‌دهد که با دو منطقه کلمبیا ریور (کششی) و جاوه - قوس سوندا (فرورانش) مشابهت دارند. در هر دو مورد علت حاصل آمدن این نسبت‌های ایزوتوپی را تأثیر سیالات پوسته‌ای و آلیش ماگمایی بویژه با مواد پوسته‌ای می‌دانند. احتمال می‌رود در این منطقه نیز چنین وضعیتی حکمفرما بوده باشد. بنظر می‌رسد با توجه به فرورانش نفوتمیس به زیر بلوک ایران، آب‌های آزاد شده از کانی‌های آبدار در سنگ‌های تحت فشار، باعث ذوب گوشته گردیده و ماگما شکل گرفته است. ماگماهای تشکیل دهنده برخی از گدازه‌ها در حین صعود در مسیر طولانی خود با مواد و سیالات پوسته‌ای آلیش یافته و در نتیجه نسبت‌های ایزوتوپی آن تغییر داده است.

از برادران ارجمند جناب آقای مهندس علایی و آقای محمد فودازی به خاطر همراهی در بازدید های صحرایی و در اختیار قرار دادن برخی منابع صمیمانه تشکر و قدردانی می نمایم .

## References

- 1- Stahl, A. F., *Reh. Geol.*, **5**(8), 45 (1991).
- 2- Frei, E., *Geological report on Jafarabad – Ab-e-Garm Region between Qazvin and Hamadan*. National Iranian oil Company, Tehran, Gr. No.72 (1952).
- 3- Mohajer, G.A., and Pierce, G.R., *Bull of the A.A.P.G.* **47**, No.10 (1963).
- 4- Blourchi, M.H., and Hajian, J., *Explanatory text of the Kabudar – Ahang Quadrangle Map* (Scale 1:250000), D5. *Geol. Surv. Iran* (1979).
- 5- Alai-Mahabadi, S., and Foudazi, M., *Geological map of Razan* (Scale: 1:100000), *Geo. Surv. Iran*, Sheet No. 5860 (2003).
- 6- Wilson, M., *Igneous petrogenesis*, Unwin Hyman, Lond, 191 (1989).
- 7- Rollinson, H. R., *Using geochemical datas: Evaluations, Presentations*. John Willy and sons, 355 (1997).
- 8- Rutherford, M. J., and Hill, P. E., *J. Geophy.Res.*, **98**, 19667 (1993).
- 9- Devine, J. D., and Sigurdsson, H., *J. Volc. Geotherm. Res.*, **69**, 35 (1995).
- 10- Amini, S, and Jalali, M., *Journal of Sciences Islamic Azad University(JSIAU), Geolog.*, **12**, 44 (2002).
- 11- Shelly, D., *Microscopic study of Igneous and Metamorphic rocks*, Champan & Hall, London, 184 (1993).
- 12- Gill, J.B., *Orogenic andesites and plate tectonics*, Berlin, Springer-Verlag, 152 (1981).
- 13- Miller, J. S., *J. Geoph.Res.*, **96**, 13629 (1991).
- 14- Stamatelopoulou – Seymour, K., Vlassopoulos, D., and Pearce, T. H., *Contrib. Min.Pet.*, **104**, 73 (1969).
- 15- Pearce, G. A., and Cann, J. R., *Earth Planet. Sci. Let.*, **19**, 290 (1993).
- 16- DePaolo, D. J., and Wasserburg, G. J., *Geochem. Cosmochim. Acta*, **43**, 618 (1979).
- 17- Valizadeh, M.V., *Experimental Petrology and Global tectonics*, **2**, *Andesites and Granites*, Tehran University, 409 (1997).
- 18- Moine –Vaziri, H., and Ahmadi, A., *Introduction of Magmatism In Iran*, Teacher Training University of Tehran (T.T.U), 394 (1997).