ماگماتیسم سیلورین درمنطقه ابیانه-سه (کاشان-ایران مرکزی)

فریماه آیتی*[۱]، محمود خلیلی[۲]، موسی نقره ئیان[۲]، محمد علی مکیزاده[۲]

[۱]عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور شهر کرد

[۲]گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

*مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: *F_ayati@geol.ui.ac.ir*

(دریافت: ۸۸/۵/۵ ؛ پذیرش: ۸۸/۱۲/۸)

چکیده

برونزدهای آتشفشانی پالئوزوئیک در منطقه ابیانه - سُه با ترکیب بازالتی به صورت جریانی از گدازه با ساخت توده ای، بالشی و گاهی بادامکی و رنگ سیاه مایل به سبز و به صورت بین لایه ای درماسه سنگ ها و رسوبات کربناتی رخنمون دارند. این افق های ولکانیکی در طی چند فاز پیاپی فوران نموده اند. بین دو فوران متوالی و در وقفه زمان اندکی، رسوبگذاری ماسه سنگها، آهکهای ماسه‌ای و رسوبات کربناته به وقوع پیوسته است.کانی‌های بازالتهای مورد مطالعه عمدتاً شامل پلاژیوکلاز کلسیک، الیوین و کلینوپیروکسن (اوژیت) می‌باشد. براساس مطالعات ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی ماهیت تولئیتی تا آلکالن نشان می دهند و براساس نمودارهای تعیین کننده سری ماگمایی، این ولکانیک ها، ویژگی های سری تحولی را از خود به نمایش می گذارند. چنین رهیافتی همراه با سایر ویژگی های شیمیایی و سنگ شناسی این نمونه‌ها، وابستگی آنها را به یک رژیم زمین ساختی کششی آشکار می سازد. غنای این بازالتها از نظر تیتانیوم، وسعت و ضخامت قابل توجه ولکانیکها و میان لایه بودن آنها با رسوبات آهکی و ماسه سنگی، نشانگر ارتباط این سنگ ها به یک رژیم زمین ساختی کششی از نوع ریفت درون قاره ای و وجود حرکات ضربانی کششی – فشارشی درزمان پالئوزوئیک درایران می باشد. مقدار کم عناصر نادر خاکی سنگین در این بازالتها با منشا گارنت لرزولیتی سازگار است. تشابه الگوها و آنومالی ها در دیاگرام های عنکبوتی بیانگر وجود یک خاستگاه مشترک برای ولکانیک ها ی مورد مطالعه می باشد.

واژه های کلیدی: ماگماتیسم سیلورین، سری تحولی، ریفت درون قاره

مقدمه

هر چند مدت زمان پالئوزوئیک نسبت به دوران مزوزوئیک و ترشیر بسیار طولانی تر بوده ولی ماگماتیسم نفوذی این زمان در گستره‌ی ایران ناچیز می باشد. بر این اساس حجم داده های ماگماتیسم پالئوزوئیک درصفحه ایران چندان قابل توجه نیست. فقدان نسبی سنگهای نفوذی پالئوزوئیک شاید ناشی از عدم تاثیر فازهای کوهزایی و در مقابل تشدید فعالیت های ریفتی درون قاره ای در ایران بوده باشد. وسعت و حجم کم سنگ های آذرین پالئوزوئیک سبب شده تا تحقیقات پترولوژی چندانی پیرامون آنها صورت نگیرد. در چهارگوش های نقشه‌برداری شده، همیشه بخش کوچکی به پالئوزوئیک تعلق داشته و به ندرت، جزء ناچیزی از این بخش کوچک را سنگ های آذرین دگرسان شدهٔ این دوران تشکیل داده است. از آنجایی که اطلاعات چندانی پیرامون ماگماتیسم پالئوزوئیک زیرین به لحاظ گستره کم آن درپهنه ایران مرکزی وجود ندارد، لذا بر آن شدیم تا ولکانیک های این دوره را به ویژه از دیدگاه تکتونوماگماتیسم در منطقه ابیانه – سه مورد بررسی های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی قرار دهیم.

روش کار: مطالعات زمین شناسی اولیه در محدوده مورد مطالعه شامل مطالعات میکروسکوپی، آنالیز XRF (دانشگاه اصفهان و آزمایشگاه Amdel استرالیا)، آنالیز ICP-MS (آزمایشگاه Amdel استرالیا) و آنالیزهای مایکروپروب (دانشگاه اکلاهماسیتی آمریکا) بر روی نمونه‌های مورد بررسی درمنطقه بوده است.

زمین شناسی منطقه ابیانه :

منطقه ابیانه - سُه در ۱۴۰کیلومتری شمال اصفهان و درجنوب کاشان و در محدوده طول های جغرافیایی″۱۵ ′۱۹ ،°۵۱ و″۳۰ ′۵۰ ،°۵۱ و عرضهای جغرافیایی″ ۰ ′۱۰ ،°۳۳ و″ ۰ ′۳۸ ،°۳۳ شمالی قرار دارد (شکل ۱). بخش اعظم سنگهای آتشفشانی این منطقه متعلق به سنگ های پیروکلاستیکی ائوسن بوده و ترکیب عمومی آنها توف ، توف آندزیتی ، داسیت ، ریوداسیت ، توف برشی و لاپیلی است. سنگ های آتشفشانی پلیوسن از توف و گدازه های داسیتی که رسوبات الیگومیوسن را می پوشاند، شروع شده و به گدازه های آندزیتی که مربوط به آخرین فعالیت آتشفشانی ناحیه است ختم می‌گردند

Archive of SID

www.SID.ir

(زاهدی، ۱۳۵۱). به طور کلی بیشتر روانه‌های آتشفشانی پالئوزوئیک بر اثر فرسایش و رسوب مجدد به سنگ های ساده تبدیل شده و اگر اثراتی از گدازه‌ها باقی مانده یا توسط رسوبات جوانتر پوشیده شده و یا شدیدا تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته اند. سنگهای بازالتی در سازند کهر قدیمی ترین فعالیت آتشفشانی منطقه را نشان می دهد . دومین فعالیت ولکانیکی در دوران اول نیز با سنگهای بازالتی، مشخص می‌گردد . سنگ های اخیر که مورد بحث این مقاله می باشند با سن حدود ۴۵۸ میلیون سال (زاهدی، ۱۳۵۱) به حالت لایه ای در شروع سازند نیور(سیلورین) و یا به صورت افق های ولکانیکی دربین رسوبات و دولومیت های سلطانیه (اینفراکامبرین) و نیز سازند میلا جای گرفته اند (شکل ۲).

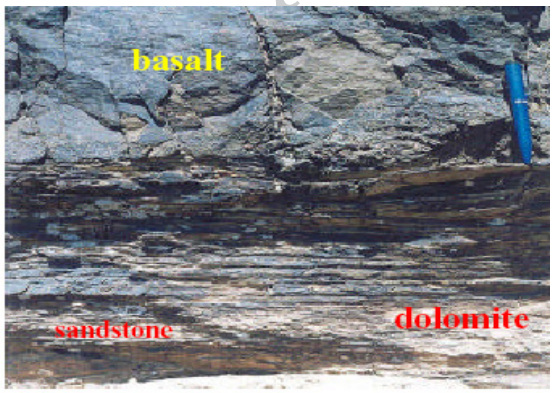
شکل ۱: نقشه دستیابی به منطقه مورد مطالعه.

شکل۲: برون ریزی ولکانیسم سیلورین برروی کربنات‌های سازند میلا (کنتاکت نامنظم).

این سنگ ها که از وسعت کمی برخوردارست و در بین رسوبات پالئوزوئیک پراکنده اند، دراین پژوهش بیشتر مورد توجه قرار گرفته است. این آذرین های قلیایی را می‌توان در انتهای دره تاره و سربستان درجنوب ابیانه و درشمال سرمرغ سُه به وفور مشاهده نمود. درمنطقه مورد مطالعه همچنین ولکانیک ها که غالبا به شدت دگرسان شده اند (اسپیلتی زاسیون) به صورت جریانی از گدازه ی دانه ریز با بافت افانتیک، ساخت توده ای ، بالشی و رنگ سیاه مایل به سبز و به حالت بین لایه ای با ماسه سنگ ها و رسوبات کربناته مشاهده می شوند. وجود ساخت بالشی و بادامکی به فوران زیردریایی (شکل۳) و شکستگی های ستونی (Columnar Jointing) در ولکانیک‌ها احتمالا به رخداد ولکانیسم درمحیط خشکی درمقطعی از زمان سیلورین اشاره دارد.

شکل ۳: نمای ساخت بالشی درولکانیک های منطقه مورد مطالعه.

افق های ولکانیکی در تناوب با رسوبات قرار دارند و محققین منشا آنها را به ریفت های درون قاره ای در پالئوزوئیک نسبت می دهند (معین وزیری، ۱۳۷۵). این افق ها در طی چند فاز پیاپی و با وقفه زمانی اندکی فوران نموده است و رسوبگذاری ماسه سنگها و رسوبات آهکی- کربناته در وقفه زمانی بین دو فوران متوالی روی داده است. رسوبات کربناته و ماسه سنگی در اثر حرکات گوناگون تکتونیکی و تحت تاثیر فشار افق های ولکانیکی جوانتر بر روی هم لغزیده اند و می‌توان آثار وزن ولکانیک ها را بر روی آنها به خوبی مشاهده نمود (شکل۴). افق های ولکانیکی مذکور همگی هم شیب می باشند (شکل۵) و ترادف آنها با رسوبات حاکی از وجود حرکات پالسی کششی _ فشارشی است که با فاز کوهزایی کالدونین درایران قابل تطبیق می باشد. در زمان



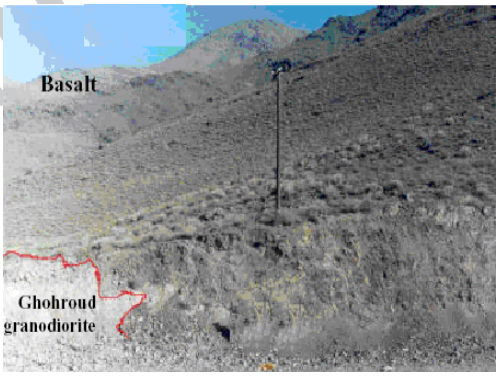
شکل۴: مرز رسوبات ماسه سنگی- دولومیتی با ولکانیک ها و ایجاد خمیدگی مختصری در رسوبات در اثر وزن ولکانیکها.

Archive of SID

www.SID.ir

پلیوسن، منطقه سُه و نواحی مجاور آن ناظر یک فعالیت شدید آتشفشانی همراه با تزریق ماگمای اسیدی (توده گرانودیوریتی قهرود) بوده اند. در دره اصلی قهرود مجاور روستای جوینان توده نفوذی گرانیتوئیدی قهرود به داخل ولکانیک های مورد مطالعه نفوذ کرده و موجب دگرگونی مجاورتی سنگهای همبر شده است (شکل ۶).

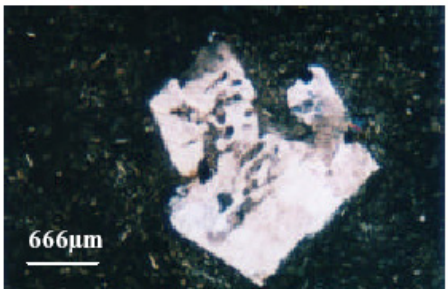
شکل۵: افق های ولکانیکی مرتبط با هم که در قاعده رسوبات سازند نیور(سیلورین) به چشم می خورد (الف) ونمایش افق دوم ولکانیکی (ب) که بعد از یک ترادف رسوبی تخریبی-کربناته و با ضخامت کمتر در بالای رخنمون اصلی قرارگرفته است.



شکل ۶ : کنتاکت گرانودیوریت قهرود با ولکانیک ها.

پتروگرافی ولکانیک ها:

بررسی های میکروسکوپی نشان می دهند که سنگ‌های مورد مطالعه اکثراً از نوع بازالت و بازالت اندزیتی بوده و درمجموع دارای بافت پورفیری، اینترسرتال، میکرولیتیک و بادامکی می باشند. نمونه‌های مورد مطالعه حاوی فنوکریست های پلاژیوکلاز، الیوین همراه با آثاری از کلینوپیروکسن هستند. این بلورها درخمیره ای متشکل ازسوزن های پلاژیوکلاز و کانی‌های ثانویه کربناته، کلریت و اکسید آهن قرارگرفته اند. کانی‌های اپاک مانند مگنتیت ، هماتیت و ایلمنیت و همچنین کانی‌های کلسیت، کوارتز، زئولیت وکلریت به عنوان کانی‌های ثانوی و به صورت پرکننده حفرات وشکستگی‌ها مشاهده می‌گردند. آپاتیت نیز به صورت بلورهای کشیده و سوزنی شکل وتوسط بی‌رفرنژانس بسیار ضعیف قابل تشخیص می باشد. تیتانیت به صورت لوکوکسن در نتیجه تخریب کانی‌های تیتان دار تحت تاثیر محلولهای هیدروترمال تشکیل شده است. عمده کانی تشکیل دهنده این بازالت ها پلاژیوکلاز است که بلورهای شکل دار تا نیمه شکل آن به صورت فنوکریست و نیز به صورت میکرولیت دیده می‌شود. پلاژیوکلازهای کلسیک کم وبیش به سوسوریت دگرسان شده اند وکانی‌های ثانوی کلسیت، کلریت، اپیدوت وکانی‌های رسی درآنها به وجود آمده اند. تعدادی از پلاژیوکلازها دارای حاشیه تحلیل رفته وگرد شده می باشند. گرد شدگی و تحلیل رفتن حاشیه پلاژیوکلاز نشان دهنده عدم تعادل این کانی با مذاب درفشارهای پایین است. احتمالا این فنوکریست ها جزء اولین کانی‌هایی بوده اند که قبل از بیرون ریزی و دراعماق نسبتا زیاد تشکیل شده اند و پس از رسیدن به ترازهای سطحی و کاهش فشار؛ دچار ذوب درحاشیه خود شده اند (شکل۷).



شکل۷: پزوئیدومورف کلسیتی شده پلاژیوکلاز با حاشیه تحلیل رفته و خلیج خورده.

نتایج حاصل از آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلازها (جدول ۱) نشان می دهد که گاهی ترکیب پلاژیوکلازها در هسته و حاشیه کاملا سدیک می باشد. رخداد دگرسانی در ولکانیت‌های مورد مطالعه خاصه رخداد پدیده اسپیلیتی زاسیون می‌تواند باعث رخداد این پدیده و همچنین ایجاد فلدسپات نئوفورم شود. حضور فلدسپات های سدیک نئوفورم و همچنین حضور کانی‌های آبدار همچون کلریت و اپیدوت حاکی از رخداد این دگرسانی می باشد. تغییر و تحولاتی همچون تبدیل الیوین به کلریت، تبدیل پلاژیوکلاز کلسیک به آلبیت (آلبیتی شدن)، تبدیل پیروکسن اوژیت به اکتینولیت و تبدیل اکسیدهای آهن تیتانیوم به تیتانیت ولوکوکسن را می‌توان به عنوان شاخص فرایند اسپیلیتی شدن ذکر کرد. سریسیتی شدن پلاژیوکلازهای اسیدی نیزدرمقاطع به چشم می‌خورد.

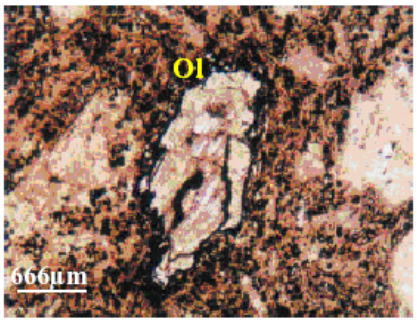
دراین حالت عناصرآلکالن مثل سدیم وپتاسیم ازسیلیکاتها خارج شده و آلومینوسیلیکاتها به ویژه پلاژیوکلاز ازبین می‌رود. درتعدادی ازنمونه‌ها دگرسانی به حدی است که پاراژنز اولیه کانی‌ها ازبین رفته است و حضور گسترده کانی‌های ثانویه نظیر کلریت در نمونه‌ها پیامد دگرسانی این سنگ ها است. فنوکریست های الیوین، شکل دار تا نیمه

Archive of SID
www.SID.ir

شکل و بدون حاشیه واکنشی می باشند و می‌توان ایدنگسیتی شدن را درانها مشاهده نمود(شکل ۸).

جدول ۱: نتایج آنالیز مایکروپروب درشت بلورهای پلاژیوکلاز از هسته به طرف حاشیه.

Plagioclase :core to rim	*S-Ta-pl-1*	*S-Ta-pl-2*	*S-Ta-pl-3*
SiO_2	67.51	67.45	67.04
TiO_2	0.01	0.02	0.06
Al_2O_3	19.43	19.41	19.12
Fe_2O_3	0.25	0.14	0.21
MgO	0.02	0	0.03
CaO	0.19	0.26	0.73
BaO	0.02	0	0
Na2O	11.64	11.51	11.41
K2O	0.18	0.06	0.19
Total	99.25	99.85	98.8
Si	2.97	2.98	2.97
Ti	0	0.001	0.002
Al	1.011	1.012	1
Fe3+	0.008	0.005	0.007
Mg	0.001	0	0.002
Ca	0.009	0.012	0.035
Ba	0	0	0
Na	0.995	0.987	0.982
K	0.01	0.004	0.011
Sum	5.014	5.003	5.015
Ab%	98.11	98.43	95.59
An%	0.87	1.22	3.38
Or%	0.98	0.35	1.03
Cel%	0.04	0	0.01



شکل ۸: الیوین ایدنگسیتی و کلریتی شده

حضور فنوکریست های شکل دار الیوین بدون حاشیه واکنشی از ویژگی های بازالت های آلکالن است. ایدنگزیت محصول معمول وفراگیرآلتراسیون ماگمای دما بالا می باشد (Shelly 1993) بنابراین الیوین هایی که از نظرآهن (فایالیت) غنی شدگی بیشتری نشان می دهند، اغلب به ایدنگزیت تبدیل می شوند. شدت ایدنگسیتی شدن گاهی به حدی است که دراکثرموارد فقط قالب کانی اولیه باقی مانده است. فنوکریست های پیروکسن به صورت منشورهای کوتاه، شکل دار تا نیمه شکل به رنگ سبز روشن مایل به زرد مشاهده می‌شود. در تعدادی از فنوکریست های کلینوپیروکسن تا حدی اورالیتیزاسیون مشاهده می‌شود و آمفیبول سبز به همراه کلریت و اپیدوت محصول این نوع دگرسانی می باشد

پتروگرافی مجموعه دگرگونی و رسوبی:

با نفوذ توده نفوذی گرانیتوئیدی قهرود به داخل ولکانیک های مورد مطالعه در منطقه ابیانه، دگرگونی مجاورتی با کنتاکتی غیر واضح در سنگهای همبر رخ داده است. این همبری باعث به وجود آمدن مجموعه‌ای ازکانی‌های دگرگونی شده است. این متاولکانیک ها با رنگ های سیاه تا خاکستری همراه با لکه‌هایی ازکردیریت درشمال روستای جوینان رخنمون دارند. بافت های مشاهده شده شامل گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک وگزنوبلاستیک هستند ومجموعه کانی‌هایی همچون کلینوپیروکسن، کوارتز، کردیریت، بیوتیت و مسکویت، آمفیبول و تورمالین درآنها قابل رویت می باشند. ترکیب شیمیایی وکانی شناسی رسوبات آواری، به ویژه ماسه سنگ ها به منشا و موقعیت تکتونیکی آنها بستگی دارد. براساس نوع دانه‌های آواری و همچنین عناصر اصلی و فرعی آنها می‌توان رسوبات آواری قدیمی را به محیط های تکتونیکی خاصی نسبت داد برای مثال ماسه سنگ های کراتونیکی به دلیل حمل و نقل مکرر درآبهای کم عمق و پرانرژی ازکوارتز وچرت غنی هستند. همچنین حاوی کانی‌های آواری مانند زیرکن، گارنت، تورمالین و روتیل می باشند که مشخصه یک محیط آرام وثابت تکتونیکی است. ماسه سنگ های حواشی واگرای قاره ای تاحدودی کوارتز و چرت کمتری داشته و حدود ۲۰ تا۳۰ درصد ذرات لیتیک دگرگونی ویا رسوبی دارند. ماسه سنگ های حاشیه های قاره ای همگرا حاوی قطعات ولکانیکی همراه با فلدسپات (پلاژیوکلازبا ترکیب An>30%) می باشند و نهایتاً ماسه سنگ های نواحی ریفتی درون قاره ای ازفلدسپات (عمدتاً K- فلدسپات) نسبتاً غنی می‌باشند زیرا در این محیط ها گرانیت‌هایی که براثرنیروهای کششی به وجود می آیند رخنمون دارند (Blatt 1982). میزان کوارتز درتعدادی ازمقاطع مورد مطالعه به بیش از ۹۰ درصد می رسد (عمدتاًکوارتزآرنایت) و سیمان بین ذرات شامل اکسید آهن وکربنات می باشد. در این مقاطع همچنین فلدسپات های پتاسیک سریسیتی شده به چشم می خورد که مشخصه ماسه سنگ های مربوط به نواحی ریفتی درون قاره ای می باشد (شکل ۹). کانی‌شناسی رسوبات آواری مورد مطالعه ، حضور افق های ولکانیکی و همچنین همراهی ومیان لایه بودن این ولکانیت ها با رسوبات مذکور همگی نشان از محیط ریفتی و وجود حرکات ضربانی کششی-فشارشی می‌باشد

مینرال شیمی کلینوپیروکسن:

بسیاری از بازالت های هوازده و متامورف شده حاوی کریستال های کلینوپیروکسن تازه و هوانزده می باشند که در زمینه آلتره شده سنگ قرارگرفته اند. ترکیب پیروکسن در سنگهایی که متامورفیسم درجه پایین را تحمل کرده اند چندان تغییر نمی کند و بدین جهت از شیمی

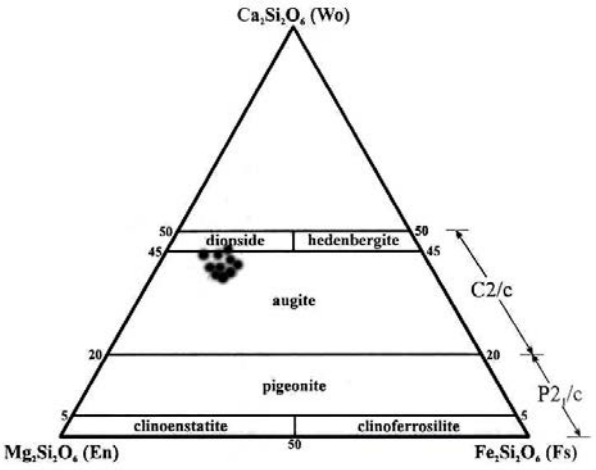
Archive of SID

www.SID.ir

پیروکسن می‌توان جهت شناسایی محیط پالئوتکتونیکی ماگمای خروجی و تشخیص نوع ماگمای مادر بهره برد (Nisbet 1977). بر این اساس و به منظور تعیین فرمول دقیق ساختمانی و ترکیب شیمیایی این کانی، نمونه‌هایی از آن مورد آنالیز مایکروپروب قرار گرفت که نتایج آن درجدول ۲ امده است. ترکیب پیروکسن مورد مطالعه اوژیت می باشد که به شرح زیر محاسبه و در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

جدول۲: نتایج آنالیزمایکروپروب چند درشت بلور کلینوپیروکسن درولکانیک های منطقه ابیانه – سه.

elements	*Px-1*	*px-2*	*px-3*	*px-4*	*px-5*	*px-6*	*px-7*
SiO_2	49.46	49.61	49.33	49.74	52.53	49.58	48.06
TiO_2	1.35	1.17	1.19	1.05	0.66	1.33	1.48
Al_2O_3	3.88	3.63	3.56	3.3	1.83	4.13	4.36
Fe_2O_3	2.95	2.95	3.96	3.14	0	1.53	3.55
FeO	4.11	3.73	2.9	3.01	5.82	7.85	8.25
MnO	0.11	0.14	0.12	0.1	0.14	0.13	0.16
MgO	15.54	15.65	15.76	16.26	16.93	14.21	13.91
CaO	21.33	21.31	21.57	21.14	20.46	21.18	21.4
Na_2O	0.24	0.27	0.28	0.27	0.21	0.3	0.3
K_2O	0	0	0	0	0	0.01	0
Tot	98.97	98.49	98.68	98	98.58	98.73	98.28
Si	1.84	1.85	1.83	1.863	1.95	1.861	1.821
Ti	0.038	0.033	0.033	0.03	0.019	0.038	0.042
Al^{IV}	0.156	0.145	0.157	0.137	0.05	0.139	0.179
Al^{Vi}	0.015	0.015	0	0.009	0.03	0.043	0.016
Fe^{3+}	0.083	0.083	0.111	0.088	0	0.043	0.16
Fe^{2+}	0.128	0.117	0.091	0.094	0.181	0.203	0.16
Mn	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004
Mg	0.864	0.874	0.877	0.908	0.937	0.795	0.785
Ca	0.852	0.854	0.863	0.858	0.814	0.855	0.869
Na	0.017	0.019	0.021	0.02	0.015	0.022	0.022
Tot	4	4	4	4	3.99	4	4



شکل۱۰ : دیاگرام مثلثی $CaSi_2O_6$-$MgSi_2O_6$-$Fe_2Si_2O_6$ (Morimoto 1988).

فرمول عمومی پیروکسن ها $M_2M_1T_2O_6$ می باشد. M_2 مربوط به کاتیونهایی در کوردیناسیون کج شده اکتاهدرال، M_1 مربوط به کاتیونهایی در کوردیناسیون منظم اکتاهدرال و T مربوط به کاتیونهایی در کوردیناسیون تتراهدرال می‌باشند.

برای به دست آوردن فرمول شیمیایی پیروکسن آنالیز شده، محاسبات باید بر اساس شش اتم اکسیژن و تفکیک Fe^{2+} و Fe^{3+} به این ترتیب انجام گیرد:

۱- مقدار T به ۲ رسانده می شود، ابتدا Si^{4+}، سپس Al^{3+} و بالاخره Fe^{3+} جایگزین می گردند.

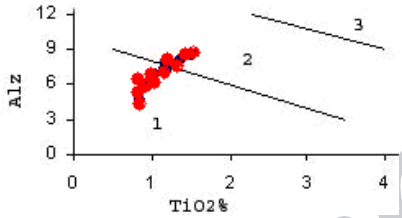
۲- مجموع M_1 را به ۱ رسانده، کل Al^{3+} و Fe^{3+} اضافه آمده از مرحلهٔ قبل را به آن اضافه کرده. سپس Fe^{2+}, Ti^{4+} , Cr^{3+} , V^{3+} , Zr^{4+} و,Sc^{3+}, Zn^{2+}, Mg^{2+} بالاخره Mn^{2+} را اضافه می کنیم.

۳- به موقعیت M_2 کل Mg^{2+},Fe^{2+},Mn^{2+} اضافه آمده از محل M_1 را افزوده، سپس مقادیر Li^{1+},Ca^{2+},Na^{2+} را اضافه کرده تا مقدار آن به ۱ برسد.

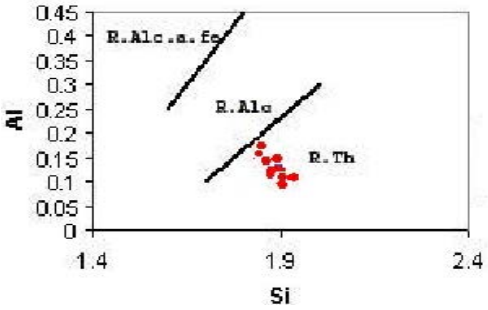
با این روش فرمول کلی پیروکسن آنالیز شده به این صورت است:

$[(Ca_{0.84}, Na_{0.018}, Fe^{2+}_{0.11}, Mn_{0.04})\ (Al_{0.018}, Fe^{3+}_{0.08}, Mg_{0\text{-}9}, Ti_{0.03})\ (Si_{1.87}, Al_{0.13}, O_6)]$

جهت شناسایی سرشت ماگمای مولد، ترکیب شیمیایی پیروکسن ها در نمودارهای $Al_z.TiO_2$ و Al.Si (Le Bas 1962) ترسیم گردیدند. در دیاگرام Al_z/TiO_2 نمونه های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن(شکل ۱۱) و در نمودار Al/Si این نمونه ها در محدوده تولئیتی ترسیم می گردند(شکل۱۲).



شکل۱۱: تغییرات $Alz/.TiO_2$ برای کلینوپیروکسن های منطقه مورد مطالعه 1:Subalkaline (Tholeiitic or Calcalcaline), 2: Alkaline, 3: Per alkaline.(Le Bas 1962) Alz=100Al ^{IV}.z, z=2



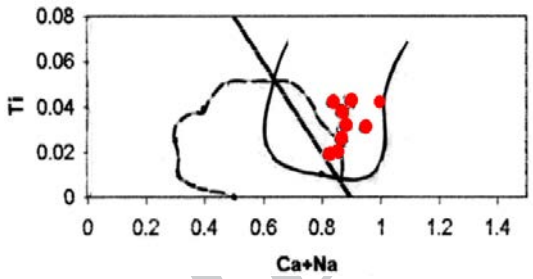
شکل۱۲: تغییرات Al/Si برای کلینوپیروکسن های مورد مطالعه. Alkaline feldspathoid (Alc.Fe), Th: Tholeiite, A: Alkaline (LeBas 1962).

ترکیب کلینوپیروکسن ها، بر اساس شیمی گدازه میزبان آنها تغییر می‌کند. این امر خاصه در مورد فنوکریستهای کلینوپیروکسن، صادق بوده و ترکیب آنها تفاوتهای شیمیایی انواع مختلف ماگماهای بازالتی را

Archive of SID

www.SID.ir

به صورتی خیلی دقیق تر از ترکیب زمینه منعکس می کند. این ویژگی به عنوان مشخصه ای برای بازالتهای جایگاههای مختلف تکتونیکی به کار رفته و در مورد بازالتهای دگرسان شده که هسته فنوکریستهای کلینو پیروکسن آنها از نظر شیمیایی ممکن است مصون از تغییر بماند، کاربرد بهتری دارد. دردیاگرام Ti در مقابل (Ca+Na) اوژیت های مورد مطالعه به طرف میدان الکالن متمایل شده اند (شکل ۱۳).



شکل۱۳: دیاگرام Ca+Na/Ti وپلات پیروکسنهای مورد مطالعه درآن (لتریرو همکاران،۱۹۸۲) (Alc: بازالتهای آلکالن جزایر اقیانوسی و قاره ای) (Th: تولئیتها و بازالتهای کالک آلکالن)

ژئوشیمی:

مطالعه‌ی ولکانیکها به لحاظ ترکیب شیمیایی محدود آنها که غالباً به عنوان ماگمای اولیه منجمد شده یا ماگمای اولیه کمی تغییریافته که تحت فرایندهای نسبتا ساده ای درگوشته فوقانی به وجود آمده اند، از اهمیت زیادی برخوردار است. بر این اساس مطالعه ی این بازالتها می‌تواند دریچه ای به منظور پی بردن به ترکیب شیمیایی و اوضاع فیزیکی حاکم برگوشته بگشاید. جهت نام گذاری و بررسی سنگ های گستره ی مورد مطالعه چندین نمونه مورد آنالیزشیمیایی(XRF و-ICP MS) قرار گرفت که میانگین نتایج آنها درجدول 3 آورده شده است. بر پایه داده های حاصل، میزان TiO_2 و P_2O_5 در نمونه‌های مورد مطالعه بالا می باشد که بیشتر با سری ماگمایی آلکالن مطابقت دارد . اکثر این نمونه ها در نمودار SiO_2/Na_2O+K2O (Cox *et al.* 1979) در قلمرو بازالت و بازالت آندزیتی ترسیم می‌گردند. دو نمونه هم به دلیل افزایش SiO_2 تحت تاثیر فرایندهای آلتراسیون به سمت آندزیت گرایش پیدا کرده‌اند (شکل۱۴).همانطور که ملاحظه می گردد، نمونه های مورد بررسی درمحدوده آلکالی بازالت و ساب آلکالی بازالت واقع شده اند. این سنگها بر اساس نمودار $Zr / TiO_2 - Nb/ Y$ (Floyd & Winchester, 1977) به دلیل بالا بودن میزا ن Nb/Y در محدوده بازالت آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۱۵) و درنمودار TiO_2-Zr/P2O5 درمحدوده تو.لئیتی با گرایش به سمت آلکالن قرار می گیرند (شکل۱۶).

جدول۳: نتایج آنالیز شیمیایی XRF تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه (بر حسب درصد وزنی).

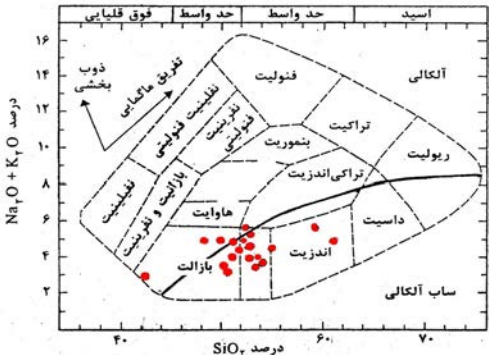
WT%	S-Ta-B	S-Ta-17	S-Ta-8	S-Ta-13	S-Ta-10	S-Ta-14	S-Ta-16
SiO_2	42.06	52.91	47.75	49.9	53.02	51.2	50.39
TiO_2	2.297	2.479	2.727	3.504	2.538	2.763	2.458
Al_2O_3	14.99	17.64	17.66	17.1	17.37	15.82	16.27
Fe_2O_3	15.13	10.98	15.03	15.25	11.19	12.23	12.05
MnO	0.056	0.158	0.097	0.153	0.079	0.121	0.202
MgO	6.69	5.81	6.38	5.74	4.6	4.27	5.38
CaO	11.08	3.77	4.41	3.43	3.22	4.4	5.47
Na_2O	1.499	2.549	1.147	3.308	2.48	3.71	2.74
K_2O	1.48	1.3	3.71	1.22	2.64	0.94	0.9
P_2O_5	0.718	0.252	0.28	0.295	0.347	0.342	0.362
LOI	4	2.01	0.75	0.1	2.5	4.02	3.7
Tot	100	99.858	99.941	100	99.984	99.816	99.922
Cr	50	67	80	61	44	23	19
Ni	14	19	51	39	41	29	28
Co	18	45	42	41	37	32	36
V	58	197	282	246	291	332	230
Cu	10	16	12	16	2	2	1
Pb	11	13	19	14	8	6	4
zn	127	283	234	261	203	214	275
S	379	456	164	357	19	15	15
Rb	38	27	57	26	41	20	17
Ba	127	193	421	200	306	181	131
Sr	157	186	109	186	105	178	148
Ga	12	11	23	14		-	-
Nb	33	38	18	20	25	25	37
Hf	8	9	14	20	-	-	-
Zr	509	315	255	245	197	194	252
Y	87	56	34	28	19	16	21
U	5	9	2	7	1	1	2
La	28	39	29	36	-	-	-
Ce	34	26	28	19	45	16	34

ادامه جدول۳

WT%	S-TA-18	S-TA-25	TA-F	F8	F12	G9	G11
SiO_2	59.49	55.27	52.37	52.9	61.19	53.67	53.77
TiO_2	2.805	3.063	2.681	2.753	2.553	3.229	2.223
Al_2O_3	16.81	14.89	17.11	17.01	13.8	15.14	15.01
Fe_2O_3	11.62	11.89	13.68	12.72	8.82	10.66	13.76
MnO	0.04	0.123	0.08	0.021	0.01	0.263	0.223
MgO	1.43	1.79	4.03	3.21	1.64	6.32	6.43
CaO	1.89	5.72	4.08	1.33	1.38	2.36	2.82
Na_2O	3.08	2.85	3.53	3.4	4.59	2.95	2.81
K_2O	2.32	1.41	1.86	1.04	0.19	0.17	0.48
P_2O_5	0.45	1.25	0.351	0.626	0.597	0.786	0.272
LOI	0.05	1.74	0.20	4.90	5.03	4.30	2.20
Tot	99.98	100.00	99.97	99.91	99.80	99.85	100.00
Cr	3	1	28	1	4	17	68
Ni	1	2	29	35	1	18	37
Co	12	19	33	50	26	27	40
V	292	265	328	278	226	310	283
Cu	1	1	2	1	3	4	3
Pb	8	8	11	2	8	6	8
Zn	75	110	132	36	29	205	230
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
S	12	11	16	14	10	10	13
Rb	39	27	29	21	10	9	13
Ba	298	254	226	159	169	189	361
Sr	98	145	113	280	304	107	153
Ga	-	-	-	-	-	-	-
Nb	34	35	28	43	41	59	28
Hf	-	-	-	-	-	-	-
Zr	236	272	194	303	340	417	214
Y	17	23	16	19	18	25	16
U	5	1	3	5	4	5	2
La	-	-	-	-	-	-	-
Ce	74	164	76	28	17	23	55

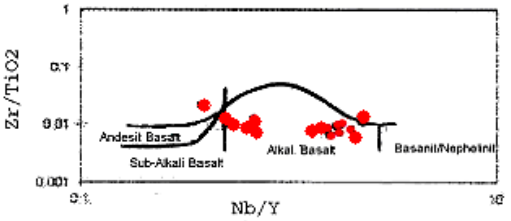
Archive of SID

www.SID.ir

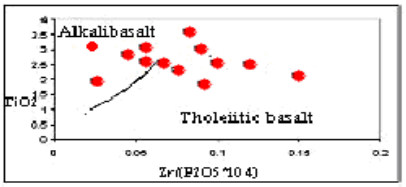


شکل۱۴: نمودار نام گذاری سنگ های آتشفشانی وتفکیک سری سنگ های ساب آلکالن ازسری آلکالن (Cox et al. 1979).

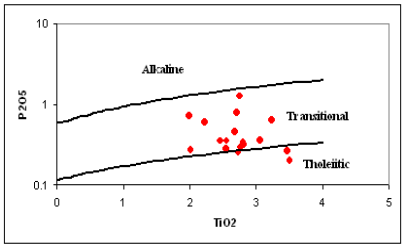
Winchester & Floyd (۱۹۷۶) دریافتند که مقدار نسبت Zr/P_2O_5 می تواند به واسطه تحرک P در اثردگرسانی پیشرونده، تغییر یابد. این بدان معناست که این نمودار برای سنگهای شدیداً دگرسان شده باید با احتیاط به کار رود. بر اساس نمودار TiO_2 به P_2O_5 (شکل ۱۷) و Ni به P_2O_5 (شکل ۱۸) نمونه ها دارای طبیعت تحولی می‌باشند.



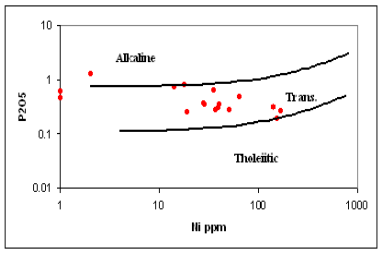
شکل ۱۵ : دیاگرام Zr/TiO_2-Nb.Y (Floyd & Winchester 1977). اکثر نمونه های مورد مطالعه درمیدان آلکالی بازالت واقع شده اند.



شکل ۱۶: نمودار متمایز کننده بازالت ها بر اساس TiO_2-Zr/P_2O_5*10^4 (Floyd & Winchester, 1975) . نمونه های مورد بررسی در میدان تولئیتی با گرایش به سمت آلکالی بازالت واقع شده اند.

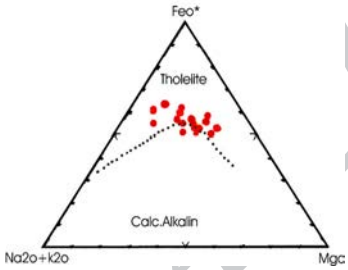


شکل ۱۷: نمودارTiO_2/P_2O_5 و موقعیت قرارگیری نمونه های مورد نظر درآن (Floyd & Winchester 1975).



شکل ۱۸: نمودار Ni/P_2O_5 و موقعیت نمونه های مورد بررسی درآن(Floyd & Winchester 1975).

با استفاده از دیاگرام سه گوش AFM می‌توان انواع سری های ماگمایی را با استفاده از مقدار آهن موجود در آنها از یکدیگر تفکیک نمود. درمراحل اولیه و اصلی تفریق بازالت های تولئیتی، روند غنی شدگی ازآهن دیده می‌شود ولی در ماگماهای کالکوآلکالن چنین روندی وجود ندارد. نمونه‌های پلات شده در شکل نشان می دهد که بازالت ها روند غنی شدگی از آهن نشان داده و تمایل تولئیتی از خود به نمایش می گذارند (شکل ۱۹). بر اساس نمودارهای هارکر (نشان داده نشده) می‌توان به تجزیه و تحلیل ویژگی های ژئوشیمیایی، ارتباط و روند تکاملی ولکانیک‌های مورد مطالعه پرداخت. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه دارای ترکیب یکنواخت و بازالتی می باشند. با توجه به میزان پاین کروم، نیکل و اکسید منیزیوم در این نمونه‌ها از طرفی می‌توان گفت که این نمونه‌ها کم و بیش دچار تفریق شده اند و از طرفی این احتمال وجود دارد که میزان این عناصر در منبع اولیه پایین بوده باشد.



شکل ۱۹: دیاگرام AFM (A= Na_2O+K_2O ،F= FeO ،M= MgO) وموقعیت قرارگیری سنگهای آذرین منطقه ابیانه – سه. (Irvin & Baragar, 1971)

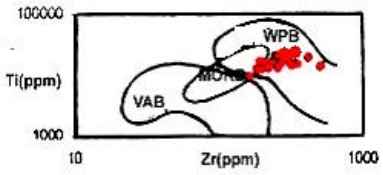
بررسی مسائل تکتونوماگمایی و خاستگاه بازالت ها:

همانگونه که ملاحظه گردید، سنگ های بازالتی گستره ی مورد بررسی درقلمرو ساب آلکالن(تولئیتی) با گرایش به سمت آلکالن قرار می گیرد. اکثر این سنگها ازتیتان غنی هستند (با میانگین ۲,۶۷ درصد وزنی تیتان). بازالت های غنی ازتیتان (TiO_2>2%) به سری آلکالن ریفت های قاره ای نسبت داده می شود. همچنین به دلیل فراوانی نسبی اکسیدهای آهن درنمونه ها واژه فروبازالت را هم می توان برای این سنگها به کار برد. حضور فروبازالتهای سری تحولی و نیز غنی بودن

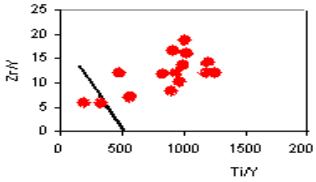
www.SID.ir

نمونه ها ازTiO_2 و وقوع فازهای خشکی‌زائی همراه با ولکانیسم بازیک در پالئوزوئیک میانی و نیز تشکیل گرابن‌های متعدد در ایران (Ganser 1955, Assereto 1963, Stockline 1968, Stockline 1977) نشانگر آنست که دراین زمان، در پلاتفرم ایران ریفتهای قاره‌ای در حال تشکیل بوده است. بدین ترتیب سنگهای آتشفشانی بازیک تا متوسط در ناحیه رباط قره بیل، خاور سمنان، ازبک کوه و انارک (نبوی ۱۳۵۵) و همچنین جنوب کاشان (سُه) تشکیل شده است. درمجموع ماهیت بازالتی این سنگها مشخص می شود ونیز بدون تردید این سنگها ماهیت آلکالن تا ساب آلکالن با گرایش بیشتری به سمت الکالن ودرحقیقت خصوصیات سری تحولی را ازخود نشان می‌دهند.

به منظور تعیین محیط تکتونوماگمایی این سنگها، نمودارهای Ti-Zr (Pearce 1982)، Zr/Y-Ti/Y (Pearce & Gale 1977) و Ti/Y-Nb/Y (Pearce 1982) مورد بهره قرار گرفت (شکل های ۲۰ تا ۲۲). بر اساس این نمودارها، نمونه های مورد مطالعه درمحدوده ی بازالت های درون صفحه ای واقع می شوند. در نمودار های Ti-Zr و Zr/Y-Ti/Y که از غنای Ti وZr به منظور تفکیک بازالت های درون صفحه ای از بازالتهای سایر محیط های تکتونیکی استفاده می شود، نمونه های مورد تحقیق در میدان WPB واقع می شوند (شکل‌های۲۱ و ۲۰).

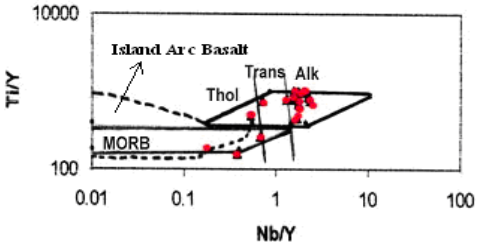


شکل۲۰: نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی بازالتها براساس فراوانی Ti و Zr (Pearce 1982).



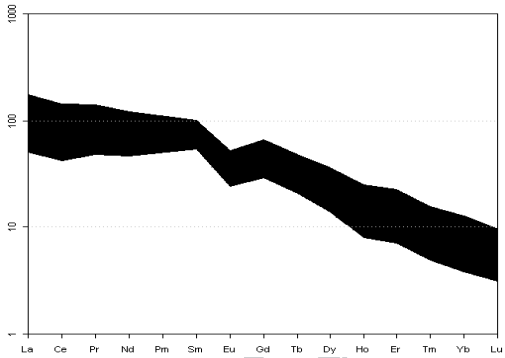
شکل۲۱: نمودار متمایز کننده بازالت ها براساس Zr/Y-Ti/Y که محدوده های بازالتهای درون صفحه‌ای و بازالت ها ی حاشیه صفحه ای (یعنی سایر انواع بازالتها) را از هم جدا می کند(Peace & Gale 1977)

میزان بالای Zr,Y و نیز نسبت بالای Zr.Y (بین ۱۱-۴) (Pearce & Norry, 1979) بیانگر یک محیط درون صفحه ای برای ولکانیک های مورد بررسی می باشد (Murphy 1987). بازالتهای درون صفحه ای دارای Nb/Y وTi/Y بالاتری از سایر انواع بازالتها هستند و این تفاوتها احتمالاً منعکس کنندهٔ یک منشأ گوشته ای غنی شده نسبت به منشأ MORB و بازالتهای قوس آتشفشانی است. تفاوت نسبت Nb/Y امکان تقسیم بندی بازالتهای داخل صفحه‌ای را به انواع تولئیتی، حدواسط و آلکالن فراهم می‌سازد. نمونه های مورد مطالعه عمدتا در محدوده‌ی آلکالن قرار می‌گیرند (شکل۲۲).

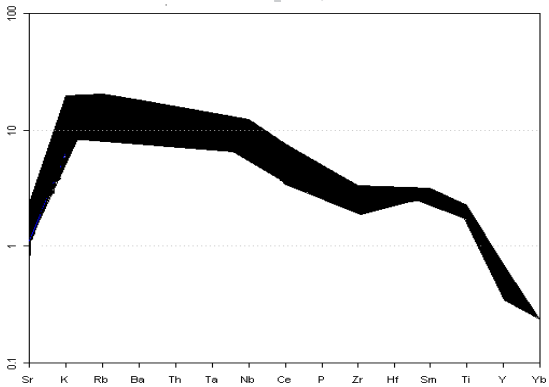


شکل۲۲: نمودار متمایزکننده بازالت ها براساس Ti/Y-Nb/Y که محدوده بازالتهای درون صفحه‌ای، MORB وبازالت های قوس آتشفشانی (خطوط منقطع) رانشان می‌دهد (Pearce 1982).

بازالت‌های ریفت‌های قاره‌ای معمولاً دارای ترکیب آلکالی است و از نفلین بازالتهای شدیداً تحت اشباع تا بازالت های تحولی اندکی آلکالن تغییر می‌کند. این تغییرات اتفاقی نبوده و به نظر می‌رسد که نتیجه تحول سیستم ریفت ازنظر زمانی ومکانی باشد. گسترش تفریق در آلکالی بازالت‌ها که از اعماق بیشتری به سمت بالا صعود می‌کنند، نسبت به تولئیت‌ها بیشتر است. بازالت‌های تحولی (انتقالی) در عمق متوسط بین الکالی بازالت ها و تولئیتی‌ها تشکیل می‌شوند.



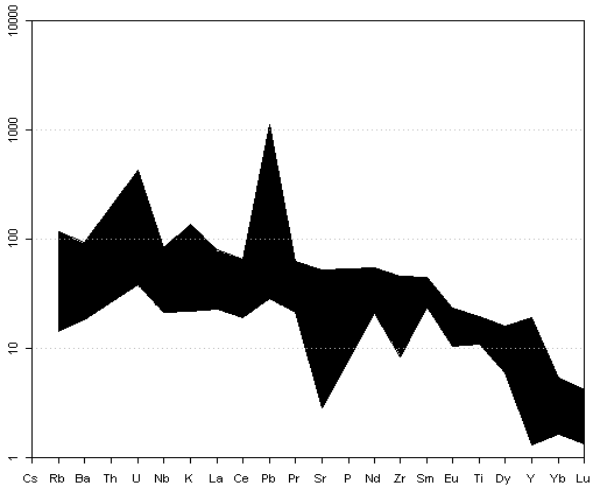
شکل۲۳: دیاگرام عنکبوتی عناصر کمیاب ولکانیک های منطقه برحسب کندریت (مقادیر نرمالیز شده از McDonough & Sun 1995)



شکل ۲۴: دیاگرام عنکبوتی عناصرکمیاب ولکانیک های منطقه برحسب مورب نرمالیزشده (مقادیر نرمالیز شده از Hoffman 1988)

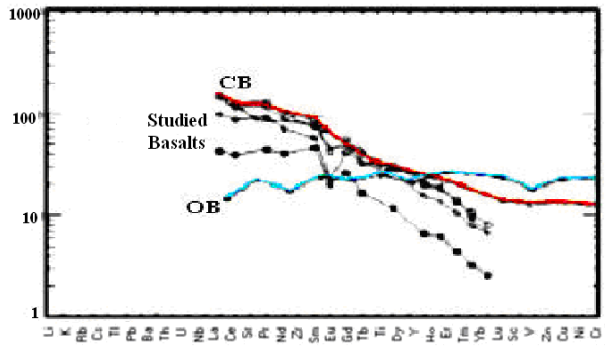
Archive of SID

www.SID.ir



شکل۲۵: دیاگرام عنکبوتی عناصرکمیاب ولکانیک های منطقه نرمالیز شده برحسب Primary mantle. (مقادیر نرمالیز از Mcdonough & Sun 1995).

همانگونه که ملاحظه می شود الگوی REE ها در این سنگها شکل یکنواخت داشته و لذا شبیه به الگوی REE متعلق به بازالت های آلکالن مربوط به شکاف های قاره ای می باشد مقادیر REE بهنجار شده بر حسب کندریت، مورب وگوشته اولیه حاکی از غنی شدگی LREE نسبت به HREE می باشد. کاهش HREE دراین بازالتها با منشاء گارنت لرزولیتی (گارنت برجا مانده وسایر اجزاء ذوب شده) سازگار است . از آنجایی که یکی از شرایط لازم برای تشکیل گارنت عمق مناسب است، لذا ماگمای اولیه سنگهایی که میزان عناصر کمیاب سبک آنها در مقایسه با عناصر کمیاب سنگین غنی شدگی نشان می دهد، از اعماق منشأ می گیرد که متحمل درجه نسبتاً کم ذوب بخشی شده و کانی گارنت به صورت فاز باقی مانده در سنگ اولیه به جا مانده است. واکنش مذاب با پوسته قاره‌ای می‌تواند از دیگر دلایل غنی شدگی عناصر فوق العاده ناسازگار (یاHREE<LREE) باشد (Wilson, 1989). در این نمودارها آنومالی نسبتا منفی Eu مشاهده می‌شود. آنومالی‌های Eu اغلب توسط فلدسپاتها (به ویژه در ماگمای فلسیک) کنترل می شود. آنومالی منفی Eu می‌تواند ناشی از دگرسانی و آلبیتی شدن پلاژیوکلازها باشد زیرا Eu تمایل زیادی به جانشینی کلسیم پلاژیوکلازها دارد. در ولکانیکهای منطقه مذکور غنی شدگی LREE ، نسبت بالای La/Sm (3-5)و نسبت متوسط La/Yb (6-11) با ماهیت تحولی این سنگها سازگار است. با توجه به این نکته که هرمحصول ماگمایی مشتق شده ازیک منشا گوشته ای تهی شده، بدون هیچ آلودگی پوسته ای باید یک الگوی عناصر ناسازگار مسطح ازخود نشان دهد (کریم زاده ثمرین، ۱۳۸۱)، غنی شدگی درعناصر ناسازگار و عناصرLILE همچون Ba، K و Rb درنمونه های مورد مطالعه احتمالاً درنتیجه آلودگی مذاب باپوسته قاره ای است که این ماگما درگذر صعود به سطوح بالای پوسته دچار این حادثه شده است. تشابه الگوهای REE در همه نمونه ها نشانه وجود یک خاستگاه مشترک برای همه ولکانیک ها ی مورد مطالعه می باشد. درشکل ۲۶ الگوی عنکبوتی نمونه بازالت های مناطق مورد بررسی با الگوی نمودارهای عنکبوتی بازالت های قاره ای و اقیانوسی مقایسه شده که همخوانی بیشتر الگوی نمودار بازالت های گستره ایران مرکزی با الگوی نمودار بازالت های قاره ای قابل توجه است و می تواند به منشاء قاره ای ولکانیکها ی مورد مطالعه اشاره داشته باشد.



شکل۲۶ : مقایسه بین روند عناصرکمیاب درنمونه‌ها ی مورد مطالعه با بازالت های قاره ای واقیانوسی. C.F: continental basalt و O.B: oceanic basalt.

نتیجه گیری:

سنگ های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در منطقه ابیانه که در گستره ایران مرکزی واقع شده مورد بررسی پترولوژی و ژئوشیمی قرار گرفت که نتایج حاصل به شرح زیر است:

۱-مطالعات پتروگرافی – پترولوژی نشان می دهد که سنگ های مورد تحقیق کاملاً یکنواخت و غالباً از نوع بازالت می باشند.

۲-اگرچه تجزیه و اسپیلیتی شدن سنگها (متاسوماتیسم رخ داده توسط آب دریا) موقعیت تکتونیکی، نام گذاری و طبیعت ماگما ی مولد را دچار ابهام نموده با این حال مطالعات میکروسکوپی دقیق نشان می دهد که بازالت های مورد بررسی اکثراً بافت پورفیری و میکرولیتیک پورفیری دارند. فنوکریست های این بازالت ها از نوع پلاژیوکلاز، الیوین وگاهی پیروکسن است و اجزای عمده ی زمینه این سنگ ها را سوزن های پلاژیوکلاز و کانی‌های اپاک تشکیل می دهد.

۳-ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه حاکی از غنی بودن اکثر نمونه‌ها از تیتان می باشد(با میانگین ۲,۶۷ درصد وزنی) در همین رابطه بازالت های غنی ازتیتان (TiO2>2%) را به سری آلکالن ریفت های قاره ای نسبت می دهند. به طور کلی غنای این بازالتها ازنظر تیتان، گسترش و ضخامت قابل توجه این سنگ ها و تناوب افق های ولکانیکی با ماسه سنگ ها رسوبات کربناته، نشانه ارتباط آنها به یک رژیم زمین ساختی کششی ازنوع ریفت درون قاره ای می باشد .

۴-فراوانی نسبی اکسیدهای آهن در نمونه‌ها و بررسی سنگ شناسی

Archive of SID
www.SID.ir

حاکی از وجود یک فازکانه زایی آهن در مراحل نهایی انجماد ماگما است. در نتیجه برای این نمونه‌ها می‌توان واژه فروبازالت را به کار برد.

۵- نمونه‌های مورد مطالعه بر اساس الگوهای عناصر کمیاب غیر متحرک، با درنظر گرفتن شکل های عناصر کمیاب، غنی شدگی نمونه‌ها از آهن و همچنین با توجه به ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن ها، خاصیت تولئیتی ازخودنشان می دهند. در مجموع کاربرد نمودارهای تعیین سری ماگمایی نشان می دهد که این سنگها ماهیت ساب آلکالن تا آلکالن و در حقیقت ویژگی های سری تحولی را از خود نشان می دهند.

۶- کاهش HREE درقیاس با LREE ها در این سنگها با منشاء گارنت لرزولیتی سازگار است و از طرفی غنی شدگی در عناصری همچون LREE و Rb, K و Ba می‌تواند تا حدودی نتیجه ی آلودگی مذاب با پوسته قاره ای باشد که ماگما در گذر صعود به سطوح بالای پوسته دچار این حادثه شده است.

۷- باتوجه به نمودارهای عنکبوتی و شباهت روندها و آنومالی ها، ولکانیکها همگی دارای یک خاستگاه و منشا هستند.

۸-بر پایه مطالعات میکروسکوپی و ژئوشیمی عناصر اصلی وکمیاب، ماگماتیسم منطقه، طبیعت ساب آلکالن متمایل به آلکالن (تحولی) از خود نشان می دهد. چنین رهیافتی همراه با سایر ویژگی های شیمیایی و سنگ شناسی، وابستگی آنها را به یک رژیم زمین ساختی کششی آشکار می سازد.

منابع:

آیتی ف.، خلیلی م.، نقره ئیان م. سینایی ا. ۱۳۸۳: پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین (سیلورین) دردره ابیانه (کاشان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم. دانشگاه اصفهان. ۱۸۰ صفحه.

کریم زاده ثمرین ع. ۱۳۸۱: کاربرد داده های ژئوشیمیایی. انتشارات دانشگاه تبریز. ۵۵۷ صفحه.

زاهدی م. ۱۳۵۱: بررسی زمین شناسی ناحیه سه، جنوب کاشان. گزارش شماره ۲۷ سازمان زمین شناسی کشور. ۱۹۷ صفحه.

زاهدی م. ۱۳۵۱: نقشه زمین شناسی چهارگوش سُه، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. چاپ سازمان زمین شناسی کشور.

معین وزیری ح. ۱۳۷۵: دیباچه ای بر ماگماتیسم درایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران. ۴۴۰ صفحه.

نبوی م.ح. ۱۳۵۵: دیباچه ای بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور. ۱۰۹ صفحه.

Assereto, R., (1963) The Paleozoic formations in central Elbourzz(Iran). Preliminary note; Riv. Ital. *Paleont. Stratigr.*. **69:** 4, 505 - 543.

Blatt, H.,(1982) Sedimentary petrology, Freeman and Company, San Francisco, 564.

Cox, K. G., J. D. Bell, and Pankhurst,(1979), The interpretation of igneous rocks;London, Allen & Unwin, 450.

Floyd, P. A. and J. A.Winchester, (1975) Magma – type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. *Sci. Lett*., **27:** 211-218.

Gansser, A.,(1955) New aspects of the Geology in central Iran (with discussion): World Petrol. Congr., 4th, Rome, *Sc.*, **1:** 278-300.

Irvin, T.N. and W.K.A. Baragar, (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. *J. Earth Sci*., **8**: 523-548.

Kushiro, J.,(1960) Si-Al relation in clinopyroxene from igneous rocks. Amer. *Jour. Sci*.. **258**: 548-554.

McDonough, W. F. and Sun, S.,(1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol*.. **120**: 223-254.

Morimoto, N., (1988) Nomenclature of pyroxene, *Mineral mag*. **52**: 535-550.

Nisbet, E. G. and Pearce, J. A.,(1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. Contrib. *Mineral. Petrol.*. **63**: 149-160.

Pearce, J. A. and G. H. Gale, (1977) Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. Geol. Soc. Spec. Publ.. **7**: 14-24.

Pearce, J. A. and M. J. Norry,(1979) Petrogenetic implication of Ti, Zr,Y and Nb variation in volcanic rocks. Contrib. *Mineral. Petrol.*. **69**: 33-47.

Pearce, J. A., (1982) Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S.(ed.), Andesites, Wiley, Chichester. 525-548.

Shelley, D.,(1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, 630.

Stocklin, J.,(1968) Structual history and tectonics of Iran: A review; Am. Assoc. *Petrol. Geol. B*. **52.7**: 1229-1258.

Stocklin, J.,(1977) Structual correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, Mem. Ser. *Soc. Geol. France*. **8**: 333-353.

Tsuchiyama, A.,(1985) Dissolution Kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside- albite – anorthite, and origin of

Archive of SID

www.SID.ir

dusty plagioclase in andesite, Contrib. *Mineral. Petrol*. **89**: 1-16.

Washington, H. S., (1992), Decan Traps and other plateau basalts. *Geol. Soc. Am., Bull*. **33**: 765-804.

Winchester J.A. Floyd P.A. 1977: Geochemical discriminiation of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20: 325-343.

Archive of SID

www.SID.ir