

پترولوژی و ژئوشیمی عناصر اصلی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان

عبدالرضا جعفریان*^۱، ممحمدهاشم امامی^۲ و منصور وثوقی عابدینی^۳

۱) دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران، r.jafarian@gmail.com

۲) سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین

۳) دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

(* عهده‌دار مکاتبات)

چکیده

مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان "م.ب.س.م" دامنه‌ای از سنگ‌های ولکانیک مافیک شامل بازالت، تراکی بازالت، بازالتیک تراکی آندزیت و بازالتیک آندزیت به ضخامت ۱۰۶۸ متر می‌باشد. وجود سنگ‌های ولکانیک فلسیک و سرشار از سیلیس با ترکیب ریولیتی به همراه این مجموعه مافیک، ولکانیسم دو منشائی را محتمل می‌سازد. علاوه بر این وجود زینولیت‌های آلکالی فلدسپات گرانیت در افق آگلومرایی این مجموعه دلالت بر نقش آرایش پوسته‌ی قاره‌ای فلسیک در ماگمای اولیه "م.ب.س.م" است. این آرایش در نمونه‌های سرشار از اکسید پتاسیم (K_2O) با آلکالینیتی بالا مشهود است. ماگماتیسم "م.ب.س.م" ویژگی سری‌های ترنزشنال را ارائه می‌کند. به طوری که نمونه‌های آن در حول و حوش خط جدا کننده‌ی سری آلکانل از ساب آلکانل ولی با گرایش بیشتر به سری آلکانل قرار می‌گیرند.

واژه‌های کلیدی: بازالت‌های سلطان میدان، بازالت‌های قاره‌ای، بازالت‌های ترنزشنال، ولکانیسم دو منشائی.

۱- مقدمه

Chemex واقع در ونکوور کانادا ارسال گردید. اکسیدهای عناصر اصلی توسط دستگاه طیف سنج جرمی پلازما جفت القائی (ICP-AES) آنالیز شدند. آستانه‌ی دقت برای عناصر اصلی ۰/۰۱ درصد می‌باشد. مقدار مواد فرار (LOI: Loss On Ignition) توسط روش گراویمتری پس از $1000^{\circ}C$ به مدت یک ساعت، اندازه‌گیری شد. جهت تعیین روایی (Validity) دستگاه، نمونه‌ی استاندارد (OREAS-45P) مورد آنالیز قرار گرفت و خطای دستگاه در محدوده‌ی قابل قبول بود. جهت تعیین پایایی (Reliability) دستگاه، نمونه‌ی (X16) دوباره آنالیز شد و انحراف معیار آن بین صفر برای (K_2O) و ۰/۰۷ برای (SiO_2) بود.

مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان "م.ب.س.م" از نظر موقعیت چینه‌شناسی سنی معادل پالئوزوئیک آغازین (سیلورین) را ارائه می‌نماید، اما تعیین سن رادیومتری آن توسط روش پتاسیم-آرگون (K_{Ar}) (Jenny 1977) سن این مجموعه را تا ژوراسیک زیرین نیز نشان می‌دهد که مغایر با موقعیت چینه‌ای آن است. با این که این مجموعه به عنوان یک سازند در زمین‌شناسی ایران مطرح است اما تاکنون تحقیق جامعی در ژئوشیمی و سنگ‌شناسی آن انجام نشده است. از آنجائی که بازسازی حرکات پالئوزوئیک آغازین در ایران به دلیل کمبود داده‌ها امکان پذیر نشده است (Berberian 1976)، لذا هدف این تحقیق بررسی دقیق پتروگرافی، چینه‌شناسی و ژئوشیمی عناصر اصلی "م.ب.س.م" می‌باشد.

۳- زمین‌شناسی عمومی نامیه

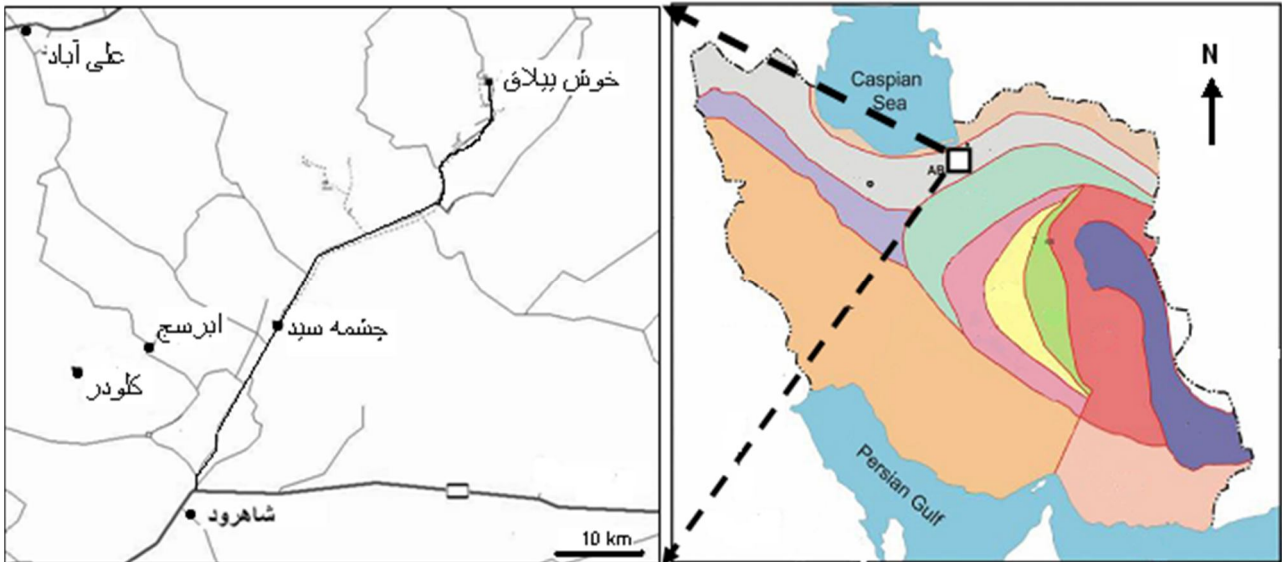
در شمال و شمال شرق شهرستان شاهرود و در ارتفاعات البرز جنوبی ضخامت زیادی از سنگ‌های ولکانیک مافیک رخنمون دارند که به طور ناپیوسته به امتداد بیش از ۱۰۰ کیلومتر کشیدگی دارند. حد غربی این سنگ‌های ولکانیک از روستای نگارمن شروع شده و در امتداد رشته کوه‌های البرز جنوبی تا روستای ابرسج به طور پیوسته

۲- روش‌های آنالیز

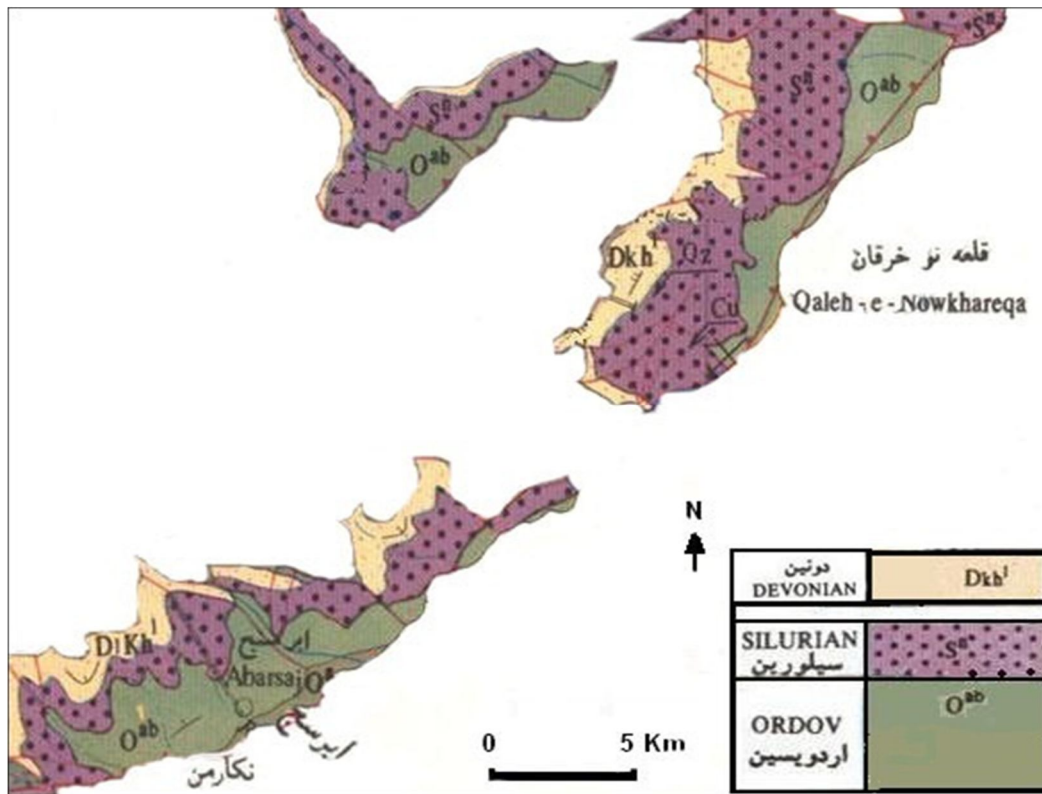
جهت بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی "م.ب.س.م" از میان بیش از ۱۵۰ نمونه سنگ و مطالعه‌ی میکروسکوپی آن‌ها ۴۵ نمونه که کمترین آثار آلتراسیون را دارا بودند، جهت آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه (Als)

در تاقدیس کوه کلبه درویش واقع در شمال شرق قطری رخنمون می‌یابد، مجدداً پیوستگی این مجموعه از گردنه‌ی خوش بیلاق شروع می‌شود و تا روستای تیل‌آباد رخنمون دارد (تصویر ۱ و ۲).

امتداد دارد، در این ناحیه به طول حدود ۳ کیلومتر این مجموعه قطع شده و دوباره در سمت شمال شرق روستای میغان به سمت شمال قلعه نوخرقان و روستای ابر به‌طور پیوسته امتداد دارد. مجدداً در روستای ابر به‌دلیل گسل خوردگی این مجموعه ولکانیک قطع شده و



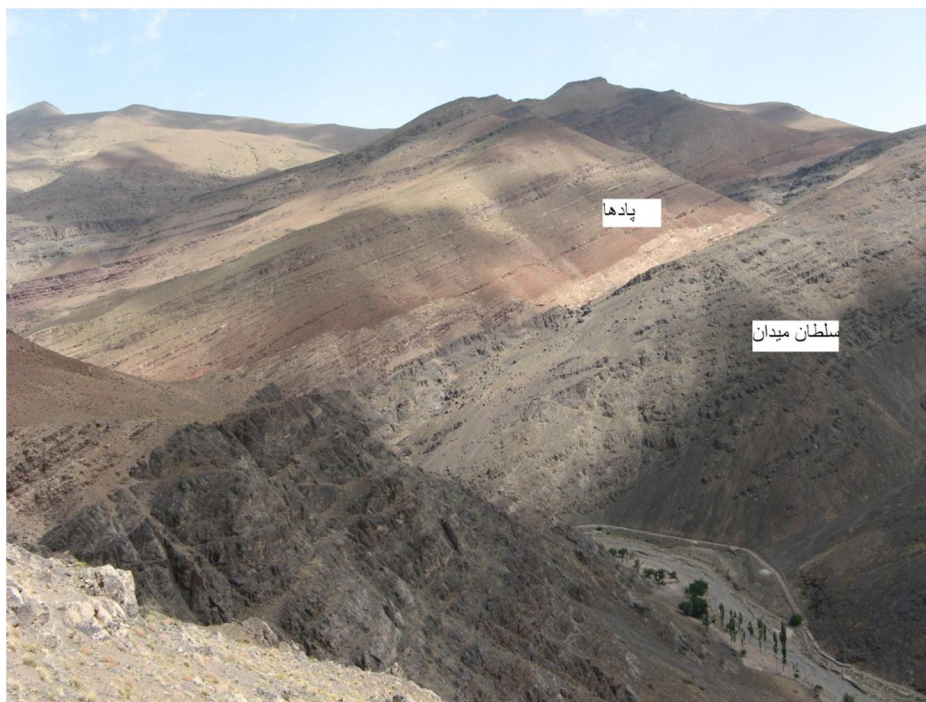
تصویر ۱- نقشه‌ی سمت چپ: موقعیت جغرافیایی مکان‌های نمونه‌برداری از سنگ‌های ولکانیک مافیک سازند سلطان میدان، نقشه‌ی سمت راست: زون‌های ساختاری ایران (Alavi 1991) که ناحیه‌ی مورد مطالعه با علامت مربع سفید در زون ساختاری البرز قرار دارد.



تصویر ۲- نقشه‌ی زمین‌شناسی موقعیت سنگ‌های ولکانیک مافیک سیلورین سلطان میدان (حک و اصلاح شده از چهار گوش ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان)، (شهرابی ۱۳۶۹).

گرفته سن نسبی سیلورین را می‌توان به آن نسبت داد. این مجموعه‌ی ولکانیک در پالئوزوئیک آغازین فوران کرده است و از طرفی از نظر زون ساختاری در البرز قرار دارد. به دلیل سن کهن آن و تأثیر فرآیندهای ساختمانی که البرز را تحت تأثیر خود قرار داده، دچار گسل خوردگی و راندگی‌های البرز شده است. کنتاکت این ارتفاعات با دشت مجاور به صورت یک راندگی بزرگ است. در بعضی نواحی از "م.ب.س.م" به‌ویژه در محل گردنه‌ی خوش بیلاق وجود ساخت‌های بالشی (تصویر ۴) بیانگر محیط زیردریایی چنین فوران‌هایی می‌باشد.

ژنی، (Jenny 1977) این سنگ‌های مافیک را سازند سلطان میدان نام‌گذاری کرد. از نظر موقعیت چینه‌شناسی مجموعه‌ی بازالتی به‌طور هم‌شیب بر روی ماسه سنگ‌های زیتونی رنگ میکاسه‌ی سازند محلی ابرسج (شهرابی ۱۳۶۹)، که معادل سازند شیرگشت (اردوسین بالایی) می‌باشد، قرار دارد و خود به‌طور ناهمساز (disconformable) توسط ماسه‌سنگ‌های قرمز و صورتی رنگ کوارتز آرنایت سازند پادها پوشیده شده است (تصویر ۳).
مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان از نظر موقعیت چینه‌شناسی و چون بر روی ماسه سنگ‌های سازند محلی ابرسج و در زیر سازند پادها قرار



تصویر ۳- مقطع دره‌ی ابرسج کنتاکت ناهمساز مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان "م.ب.س.م" با سازند پادها.



تصویر ۴- گدازه‌های بالشی در "م.ب.س.م" ناحیه‌ی خوش بیلاق

حداً پایینی "م.ب.س.م" در مناطقی که گسل خوردگی یا راندگی‌ها آن را مخدوش نکرده است، درماتس سنگ‌های زیتونی رنگ میکاسه سازند ابرسج آثارفسیل (Trace fossil) و به‌ویژه شکل امواج (Ripple mark) مشاهده می‌شود. رخنمون رسوبات کربناته (دولومیتی) با لایه‌بندی منظم، در ابتدای دره‌ی اوستا (شمال غرب دهکده ابرسج)، که به قسمت تحتانی سازند ابرسج تعلق دارد، بیانگر تغییر محیط رسوبی دریایی عمیق به رسوبات دریایی کم عمق و اپی کنتیننتال است (Kuepou et al. 2006). قرار گرفتن "م.ب.س.م" بر روی این نهشته‌های اپی کنتیننتال اردوسین، ممکن است نشانه‌ای از ریفتینگ در پلات فرم پالئوزوئیک آغازین به‌ویژه در دوره‌ی سیلورین باشد (Ersoy et al. 2010). با توجه به موقعیت استراتیگرافی "م.ب.س.م" و هم‌زمانی آن با فاز کوهزایی کالدونین در سرزمین‌های کالدوناید به‌نظر می‌رسد که این فاز کوهزایی در سرزمین ایران به‌صورت خشکی‌زایی عمل کرده است. در اغلب نواحی ایران زمین، با بیرون آمدن از آب نبود رسوب‌گذاری سیلورین گزارش شده است. طبقات کامبرین و اردوسین در ایران مرکزی، شمال و شمال غربی به‌وسیله‌ی رسوبات دونین یا سنگ‌های جوانتر پوشیده شده است (خسروتهرانی ۱۳۶۴).

یکی دیگر از ساختارهای جالب توجه در "م.ب.س.م" دره‌های ستونی (Columnar joints) یا منشورهای بازالتی است که در نواحی خوش بیلاق و نگارمن رخنمون دارند (تصویر ۵). ستون منشوری این بازالت‌ها به‌دلیل کشش حاصل از چروکیدگی و ایجاد دره‌های کششی، شکل می‌گیرند. در اثر این پدیده، شکستگی‌های سه‌گانه ایجاد شده و در امتداد سطح ایزوترم گسترش می‌یابند تا این‌که به شکستگی مجاور برسند. شبکه‌ی این شکستگی‌ها اشکال سه بعدی و چند وجهی منظم با ۴ و ۵ و ۶ یا ۷ وجه، مشابه ترک‌های گل در رس‌ها، به‌وجود می‌آورند. همچنان‌که انقباض ناشی از سرد شدن به قسمت‌های داخلی‌تر بدنه‌ی ماگمایی نفوذ می‌کند، شکستگی‌های چند وجهی نیز به‌صورت منشورهای ستونی چند وجهی شکل می‌گیرند.

چنین ستون‌هایی تنها از منظر زیبایی نیست که جالب توجه می‌باشند، بلکه محور طولی آن‌ها عمود بر سطوح همدمای (Isothermel Cooling) است. لذا الگوی این دره‌ها جهت تعیین واحدهای منفرد در حال سرد شدن در یک‌سری از توالی‌های ولکانیک مفید هستند. اندازه‌ی ستون‌ها در ارتباط با نرخ سرد شدن ماگما می‌باشد، به‌طوری‌که سرد شدن سریع، سبب تشکیل ستون‌های نازک‌تر می‌گردد. جریان‌های ضخیم‌تر و منظم‌تر از ردف بالایی است (Spry 1962). جهت ترسیم ستون چینه‌شناسی "م.ب.س.م" پیمایش‌های مختلفی در طول این سازند انجام شد. از میان آن‌ها، پیمایش ابرسج به‌دلیل گسله نبودن

حداً پایینی "م.ب.س.م" در مناطقی که گسل خوردگی یا راندگی‌ها آن را مخدوش نکرده است، درماتس سنگ‌های زیتونی رنگ میکاسه سازند ابرسج آثارفسیل (Trace fossil) و به‌ویژه شکل امواج (Ripple mark) مشاهده می‌شود. رخنمون رسوبات کربناته (دولومیتی) با لایه‌بندی منظم، در ابتدای دره‌ی اوستا (شمال غرب دهکده ابرسج)، که به قسمت تحتانی سازند ابرسج تعلق دارد، بیانگر تغییر محیط رسوبی دریایی عمیق به رسوبات دریایی کم عمق و اپی کنتیننتال است (Kuepou et al. 2006). قرار گرفتن "م.ب.س.م" بر روی این نهشته‌های اپی کنتیننتال اردوسین، ممکن است نشانه‌ای از ریفتینگ در پلات فرم پالئوزوئیک آغازین به‌ویژه در دوره‌ی سیلورین باشد (Ersoy et al. 2010). با توجه به موقعیت استراتیگرافی "م.ب.س.م" و هم‌زمانی آن با فاز کوهزایی کالدونین در سرزمین‌های کالدوناید به‌نظر می‌رسد که این فاز کوهزایی در سرزمین ایران به‌صورت خشکی‌زایی عمل کرده است. در اغلب نواحی ایران زمین، با بیرون آمدن از آب نبود رسوب‌گذاری سیلورین گزارش شده است. طبقات کامبرین و اردوسین در ایران مرکزی، شمال و شمال غربی به‌وسیله‌ی رسوبات دونین یا سنگ‌های جوانتر پوشیده شده است (خسروتهرانی ۱۳۶۴).

۴- یافته‌ها

۴-۱- چینه‌شناسی "م.ب.س.م"

سازند سلطان میدان اولین بار توسط (ژنی ۱۹۷۷)، در منطقه‌ای به‌همین نام در ۹ کیلومتری غرب دهکده‌ی ابر نام‌گذاری شد. ضخامت اندازه‌گیری شده توسط ژنی در کوه بیدر ۷۰۰ متر گزارش شده است. وجود گدازه‌های بالشی (تصویر ۴) در ناحیه‌ی خوش بیلاق دلالت بر نقش و حضور آب در شکل‌گیری چنین ساختاری است. گدازه‌های بالشی معمولاً از ماگمای بازالتی با گرانروی پایین تشکیل می‌شوند که در تماس با آب یا رسوبات اشباع از آب، حتی در توده‌های نفوذی کم عمق می‌تواند شکل گیرد (Walker 1992). فراوانی آن‌ها در کف دریا بیشتر از سایر مناطق است. هنگام فوران گدازه‌های بازالتی و تماس آن‌ها با آب سرد دریا شکل مدور و بالش مانند پیدا می‌کنند

سنگ‌های پادها (N20E, 20 NW) برای تعیین ضخامت گدازه‌های "م.ب.س.م" استفاده شده است. با توجه به روش فوق، "م.ب.س.م" در ناحیه‌ی ابرسج، ۱۰۶۹ متر ضخامت دارد. بر اساس اندازه‌گیری‌های فوق ستون استراتیگرافی سازند سلطان میدان به شرح (تصویر ۷) ترسیم گردید (Peate et al. 2005). لازم به ذکر است که اگر چه "م.ب.س.م" در ناحیه‌ی خوش بیلاق رخنمون نسبتاً وسیعی دارد، اما در این ناحیه "م.ب.س.م" در هسته‌ی آنتی کلینال خوش بیلاق قرار گرفته و ضخامت این مجموعه به دلیل شکستگی و راندگی‌های موجود در بیش از مقدار واقعی بوده و همچنین به دلیل راندگی‌های خاص البرز و ساختارهای دوپلکس لایه‌ها تکرار شده‌اند. در ناحیه‌ی کوه کلبه درویش با چنین ساختاری آنتی کلینال مانند مواجه هستیم که اندازه‌گیری ضخامت را دچار اشکال می‌کند. یکی از ویژگی‌های چینه‌شناسی "م.ب.س.م" وجود یک باند آگلومرای با ضخامت حدود ۱۰۰ متر در افق‌های میانی تا فوقانی این مجموعه است (تصویر ۶). از ویژگی‌های این افق آگلومرای علاوه بر وجود قطعات مدور ولکانیک، زینولایت‌های مدور صورتی رنگ گرانیته است که گاه تا بیش از ۵۰ سانتیمتر قطر دارند. چنین افق آگلومرای در تمام پیمایش‌های "م.ب.س.م" مشاهده می‌شود و آن را می‌توان به‌عنوان یک طبقه کلیدی به‌کار برد. به‌عنوان مثال در مناطقی مانند ناحیه‌ی خوش بیلاق این افق آگلومرای به دلیل گسل خوردگی در افق‌های مختلف تکرار شده است.

۱۴-۲- پتره‌گرافی "م.ب.س.م"

از نمونه‌های برداشت شده در پیمایش‌های مختلف جهت مطالعه‌ی میکروسکوپی مقطع نازک تهیه شد که تنوع سنگ‌شناسی، بافتی و کانی‌شناسی این مجموعه به شرح زیر است:



تصویر ۶- باند آگلومرای در "م.ب.س.م" به همراه قطعات مدور ولکانیک و زینولایت‌های صورتی رنگ گرانیته که به‌عنوان یک طبقه کلیدی (Keybed) در تمام گستره‌ی این مجموعه مشاهده می‌شود.



تصویر ۵- منشورهای بازالتی چند ردیفی "م.ب.س.م" در ناحیه‌ی دره کلودر.

حد بالایی و پایینی "م.ب.س.م" برای تهیه‌ی ستون استراتیگرافی "م.ب.س.م" انتخاب گردید و کل مسیر پیمایش مترکشی شد. مختصات نقاط نمونه‌برداری و همچنین شیب و امتداد واحدهای زیرین (سازند ماسه سنگی ابرسج) و بالایی (سازند ماسه سنگی بادها) با کمپاس و (Global Positioning System, GPS) برداشت شد. با توجه به صخره‌ای بودن و دشواری عبور از کوه و مترکشی در مسیرهای ایده‌آل عمود بر امتداد طبقات، گاه مجبور به انحراف از مسیر مترکشی عمود بر امتداد طبقه بوده، لذا از معادله‌ی (۱) (Ragan 1985) انحراف از امتداد طبقات را تصحیح کرده و نهایتاً ضخامت ۱۰۶۹ متر برای "م.ب.س.م" در این پیمایش به‌دست آمد.

$$t = l(\cos \sigma \sin \beta \sin \delta \pm \sin \sigma \cos \delta) \quad (1)$$

t = ضخامت حقیقی

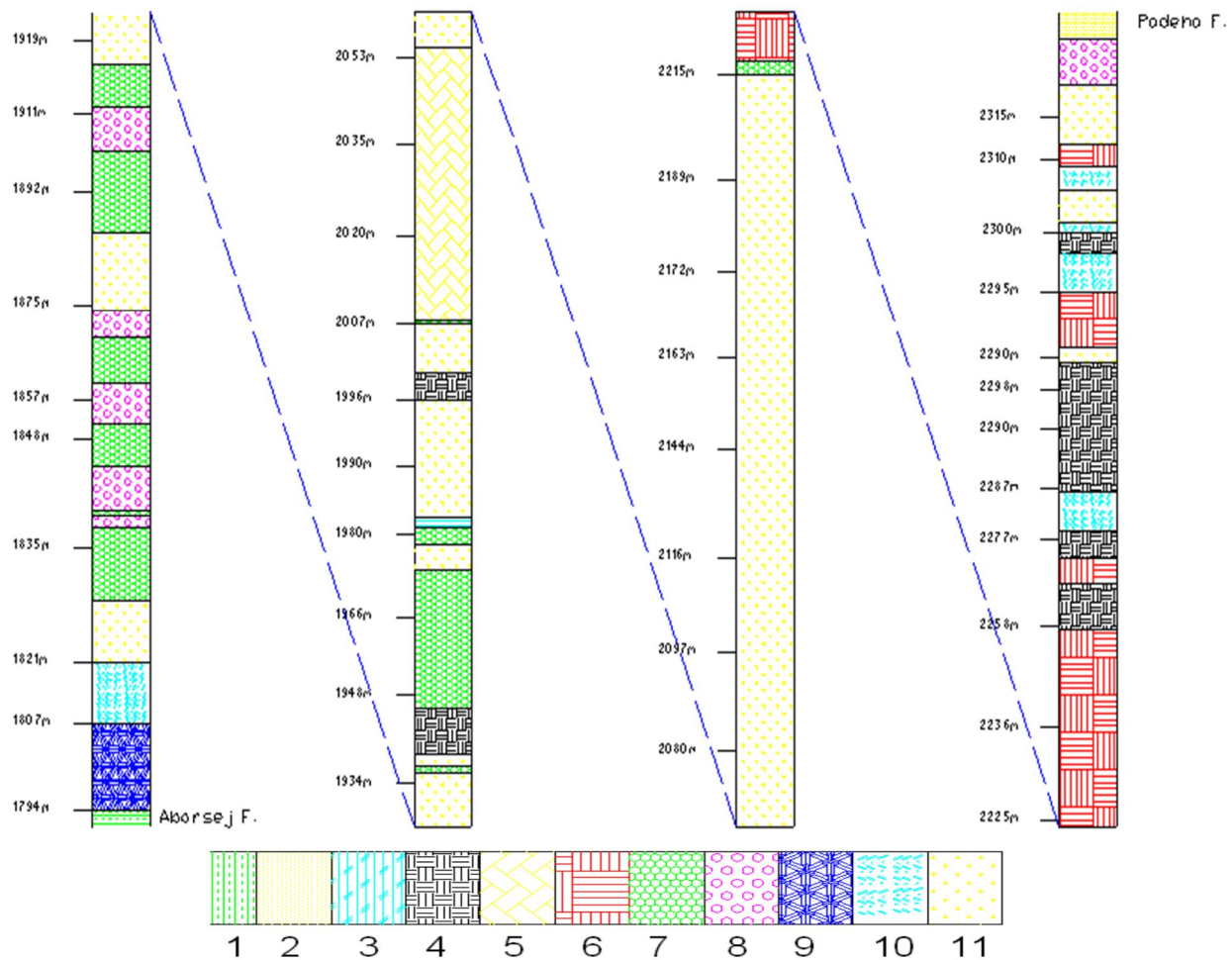
l = طول اندازه‌گیری شده بر روی شیب توپوگرافی توسط متر

σ = شیب توپوگرافی

β = زاویه‌ی جاده مابین امتداد متر (پیمایش) با امتداد طبقه که مابین آزمون متر و امتداد طبقه اندازه‌گیری می‌شود.

δ = شیب طبقه

اگر دقیقاً عمود بر امتداد طبقات مترکشی شود $\beta = 90^\circ$ خواهد بود در صورتی‌که با انحراف از این مسیر زاویه β از 90° کمتر می‌شود و در معادله‌ی (۱) تغییر β در اندازه‌گیری ضخامت حقیقی "م.ب.س.م" اعمال شده است. از طرفی چون ماسه سنگ‌های کوارتز آرنایت صورتی رنگ سازند پادها به‌طور هم‌شیب و ناهمساز بر روی "م.ب.س.م" قرار گرفته‌اند (تصویر ۳)، از شیب و امتداد ماسه



تصویر ۷- ستون استراتیگرافی "م.ب.س.م" به ضخامت ۱۰۶۹ متر (۱: سازند ابرسج، ۲: سازند پادها، ۳: آکالی فلدسپار فیریک، ۴: دیاباز، ۵: آگلومرا، ۶: پلاژیوکلاز-فیریک درشت، ۷: آفیریک آمیگدال، ۸: پیروکسن فیریک، ۹: پیروکسن - پلاژیوکلاز فیریک، ۱۰: پلاژیوکلاز فیریک، ۱۱: افیریک).

سنگ‌های الیوین بازالت: شامل فنوکریست‌های الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و خمیره‌ی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و شیشه که نشانگر بافت‌های هیالو میکرولیتیک پرفیریک تا گلومرو پرفیریک می‌باشند.

سنگ‌های دیابازی: شامل کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و خمیره‌ی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن که غالباً کانی‌های فرو منیزین به کلریت تجزیه شده‌اند و بافت اینترگرانولار پرفیریک را نشان می‌دهند.

سنگ‌های بازالتی: شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و خمیره‌ی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و شیشه می‌باشند که بافت پرفیریک همراه با خمیره‌ای که گاهاً بافت جریان‌ی را نمایش می‌دهند.

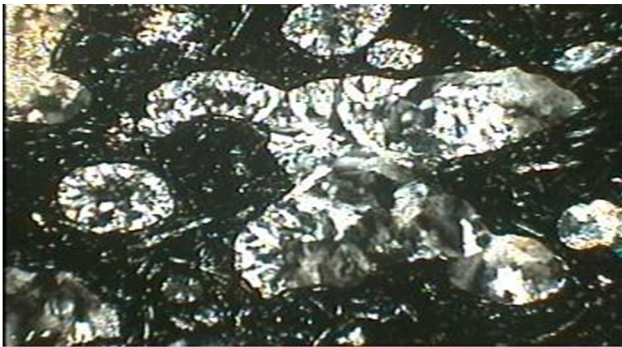
سنگ‌های آکالی بازالت: با فنوکریست‌های سانیدین، پلاژیوکلاز و خمیره‌ی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به همراه شیشه با بافت هیالو میکرولیتیک پرفیریک.

سنگ‌های الیوین بازالت: با فنوکریست‌های الیوین، پلاژیوکلاز و سانیدین در یک خمیره‌ای با بافت هیالو میکرولیتیک پرفیریک، که زینولیت‌هایی از جنس میکرو گرانیت در آن‌ها مشاهده می‌شود. ویتریک توف: شامل کانی‌هایی از قطعات فلدسپات و بقایای کانی‌های مافیک دگرسان شده به کلریت و اکسیدهای آهن، در یک زمینه‌ای از شیشه پالائونیتی، با بافت هیالو میکرو کریستالین.

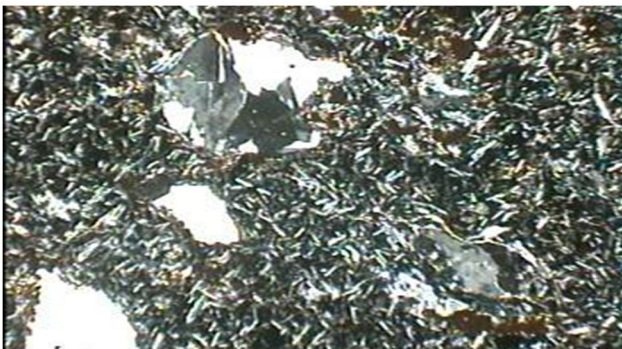
اپیدوزیت: که در اثر دگرسانی گرمابی بازالت‌ها با بافت دانه‌ای شامل اپیدوت و کوارتز به رنگ سبز دیده می‌شوند.

ریولیت: شامل فنوکریست‌های آکالی فلدسپار و کوارتز در یک خمیره از ریز بلورهای کوارتز و آکالی فلدسپار با بافت پرفیریک. زینولیت‌های گرانیتی: با ترکیب کوارتز، ارتوز پرتیتی، میکروکلین و آلپیت، ارتوزها غالباً به کاولن تجزیه شده‌اند.

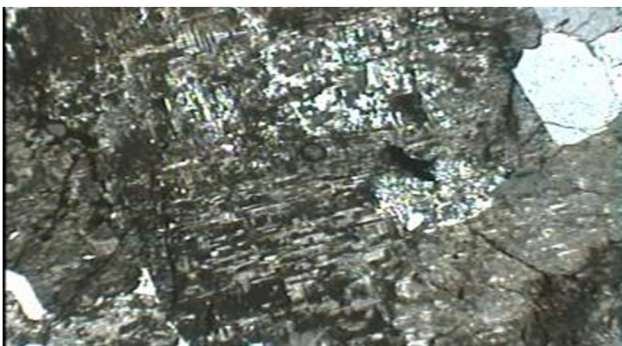
"م.ب.س.م"، مجموعه‌ای از سنگ‌های ولکانیک طیف بازالتی شامل: بازالت، بازالتیک آندزیت، تراکی بازالت، بازالتیک تراکی آندزیت و دیاباز می‌باشد. ولی نمونه‌های B1، X'2 و X19 به‌طور غیرمعمول



تصویر ۱۰- حفرات آمیگدال پر شده از کوارتز و کلریت در یک بازالت.



تصویر ۱۱- فنوکریست‌های ساینیدن در خمیره‌ی میکرولیتیک در یک آلکالی بازالت.



تصویر ۱۲- میکروکلین به همراه کوارتز در یک گرانیت (XPL).



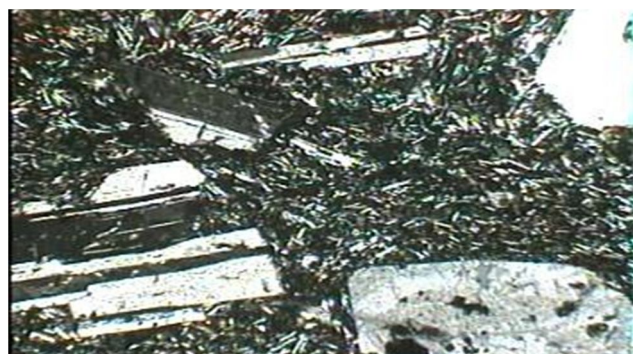
تصویر ۱۳- درشت بلورهای آلکالی فلدسپات (ساینیدن) به همراه زمینه دانه‌ریزتر کوارتز در یک ریولیت.

سرشار از زینولیت‌های صورتی رنگ با ترکیب آلکالی فلدسپات، کوارتز می‌باشند، علاوه بر این وجود فنوکریستال‌های آلکالی فلدسپات (ساینیدن) آن‌ها را در موقعیت یک سنگ با آلکالینته‌ی بالا قرار داده است. حجم این نمونه‌ها در مقایسه با کل "م.ب.س.م" زیاد نیست و غالباً در افق‌های بالاتر این مجموعه یافت می‌شوند. نمونه‌های (A13,63) ریولیت هستند. که هماهنگی کانی‌شناسی با مجموعه-ی "م.ب.س.م" ندارند. نکته‌ی قابل توجه در این مجموعه وجود زینولیت‌های مدور و نسبتاً بزرگ میکروگرانیت صورتی رنگ در افق آگلومرایی می‌باشد. وجود این زینولیت‌ها به دلیل عدم وجود رخنمون این میکروگرانیت‌ها، احتمال حمل آن از پی سنگ قاره‌ای توسط فوران-های ولکانیک را مطرح می‌نماید.

یکی از فرآیندهای غالب سنگ‌شناسی ناحیه، وجود باندهای نسبتاً ضخیم اپیدوزیت و همچنین رگه‌های اپیدوت در افق‌های پایین "م.ب.س.م" است که ممکن است نتیجه‌ای از آلتراسیون هیدروترمال زیر دریایی باشد. وجود رگه‌هایی از ژاسپ و اپال و کوارتز هیدروترمال در سنگ‌های ناحیه، بیانگر سیلیسی شدن سنگ‌ها در اثر فازهای هیدروترمال بعدی می‌باشد.



تصویر ۸- بافت گلمروپرفیریک در یک الیون بازالت با کانی‌های الیون (سمت راست تصویر) بدون آلتراسیون (XPL)



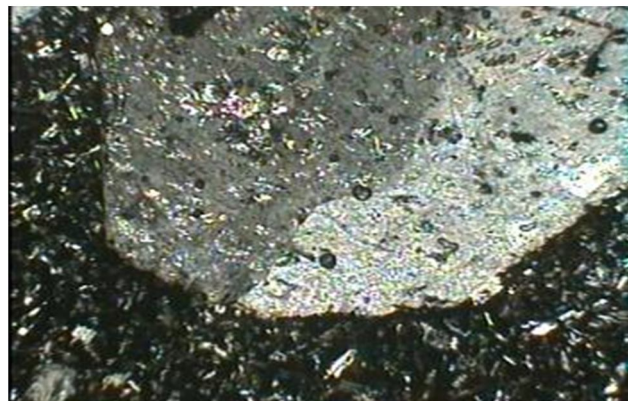
تصویر ۹- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به همراه زمینه تراکتی. در یک بازالت با بافت جریان‌ی.

عدد $Fe_3/Fe_2=0.15$ (Brooks 1976) استفاده شده است. عدد $mg\#$ نیز از رابطه‌ی ذیل محاسبه شده است:
 $Mg\#[Mg/(Mg+Fe_2)] \times 100$ ، مقادیر اندیس رنگینی و اندیس تفریق از معادله‌های ذیل حساب شده است:
 اندیس رنگینی = مجموع کانی‌های فرومنیزین.
 اندیس تفریق = کوارتز + ارتوز + آلیت + نفلین + لوسیت + کالسلیت.
 (SiO_2) نمونه‌های مابین ۶۹ تا ۵۵ درصد و با میانگین ۵۰/۷ بیانگر بازیک بودن این مجموعه می‌باشد.

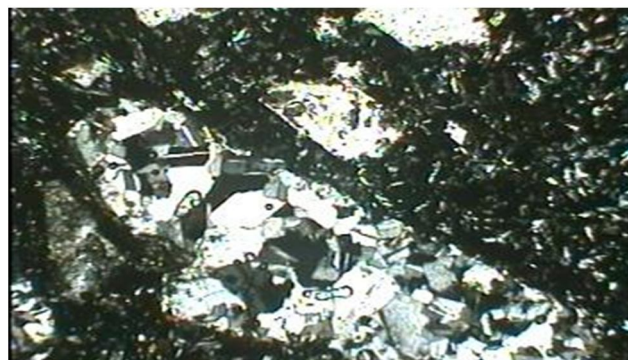
اندیس رنگینی مابین ۱۳/۹ تا ۴۵/۹ و با میانگین ۳۳/۵ حاکی از مزوکرات بودن این سنگ‌هاست و اندیس تفریق مابین ۲۴/۳ تا ۷۴/۷ و با میانگین ۴۲/۲ بیانگر تفریق متوسط برای سنگ‌های "م.ب.س.م" می‌باشد. هیستوگرام تصویر ۱۵ d بیانگر دو منشأ (bimodal) بودن نمونه‌های مافیک از نظر مقدار SiO_2 می‌باشد. به طوری که واضحاً دو مد ۳/۵۲ درصد و ۶/۴۹ درصد برای (SiO_2) نمونه‌ها مشاهده می‌شود.

۳-۴-۱- طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های "م.ب.س.م"

این طبقه‌بندی با استفاده از دیاگرام کل آلکالی‌ها- سیلیس (TAS, Total Alkali Silica)، (LeBas et al. 1992) ارائه شده است. چون اصلی‌ترین فاز ناشی از آلتراسیون سنگ‌های ناحیه کلریتیزاسیون می‌باشد و این پدیده بیشتر سبب جابجایی یون‌های آهن و منیزیم می‌گردد، لذا استفاده از تقسیم‌بندی سنگ‌ها با دیاگرام (TAS) که مجموع آلکالی‌ها را در مقابل سیلیس قرار می‌دهد، قابل قبول می‌باشد. با توجه به داده‌های آمار توصیفی نمونه‌های مورد آنالیز تغییرات اکسید منیزیم (MgO) مابین ۰/۷۲ تا ۷/۵۷ و میانگین حسابی ۴/۹ و مد ۵/۴ می‌باشد. بافت‌نگار (تصویر ۱۵) بیانگر کشیدگی منفی نمونه‌ها از نظر اکسید منیزیم (MgO) و فراوانی بالاتر سنگ‌های با اکسید منیزیم (MgO) بیش از ۵/۳ می‌باشد. در دیاگرام دو متغیره (تصویر ۱۶) اکسیدهای اصلی با اکسید منیزیم (MgO) به‌عنوان جزء حساس به روند تفریق مقایسه شده‌اند. تمرکز اکسید کلسیم (CaO) با افزایش اکسید منیزیم (MgO) رابطه‌ای مستقیم و مثبت دارد، همبستگی این دو اکسید مثبت و باضرب همبستگی ۰/۳۳ در فاصله اطمینان ۹۵ درصد معنی‌دار می‌باشد اما نمونه‌ی (KL4) با اینکه اکسید کلسیم (CaO) زیادی دارد (۹/۹۲ wt) ولی مقدار اکسید منیزیم (MgO) آن کم است (۰/۷۲ wt) و با توجه به این که مقدار کلسیم سیلیس (SiO_2) این نمونه (۶/۴۷ wt) با مقدار



(a)



(b)

تصویر ۱۴- (a): فنوکریست درشت آلکالی فلدسپات با ماکل ساده (b): زینولیت‌های گرانیت با ترکیب کوارتز، آلکالی فلدسپات، پلاژیوکلاز (آلیت)، زمینه میکروولیتیک و شیشه در یک تراکی آندزیت.

۳-۴-۳- ژئوشیمی عناصر اصلی

از پیمایش‌های مختلف "م.ب.س.م" جمعاً ۴۵ نمونه جهت آنالیز سنگ کل مورد آزمایش قرار گرفتند (جدول ۱). با توجه به این که نمونه‌ها بعضاً دارای مقادیر قابل توجهی مواد فرارند (LOI) با حذف آن‌ها، اکسیدهای عناصر اصلی در حالت بدون عناصر فرار (Volatile Free) دوباره محاسبه شدند.

تصویر (۱۵) بیانگر بافت نگار اکسیدهای عناصر اصلی می‌باشد. که بر اساس آمار توصیفی این عناصر ترسیم شده است. لازم به ذکر است که نمونه‌های (X21 گرانیت)، (63 و A13 ریولیت) و (S بازالت مینرالیزه) در این آمار محاسبه نشده‌اند. دو نمونه‌ی ریولیتی (A13,63) چون جزء سنگ‌های فلسیک محسوب می‌شوند و داده‌های ژئوشیمیایی حاکی از روند تفریق ماگمای اولیه "م.ب.س.م" به سمت چنین سنگ‌هایی فلسیکی نیست. حضور این سنگ‌ها در "م.ب.س.م" ممکن است بیانگر دو منشأ (bimodal) بودن ولکانیسم در این ناحیه باشد.

مقادیر اکسید آهن (Fe_2O_3) داده شده توسط آزمایشگاه بیانگر آهن کل می‌باشند و جهت تعیین مقادیر آهن فریک و فرو از رابطه‌ی

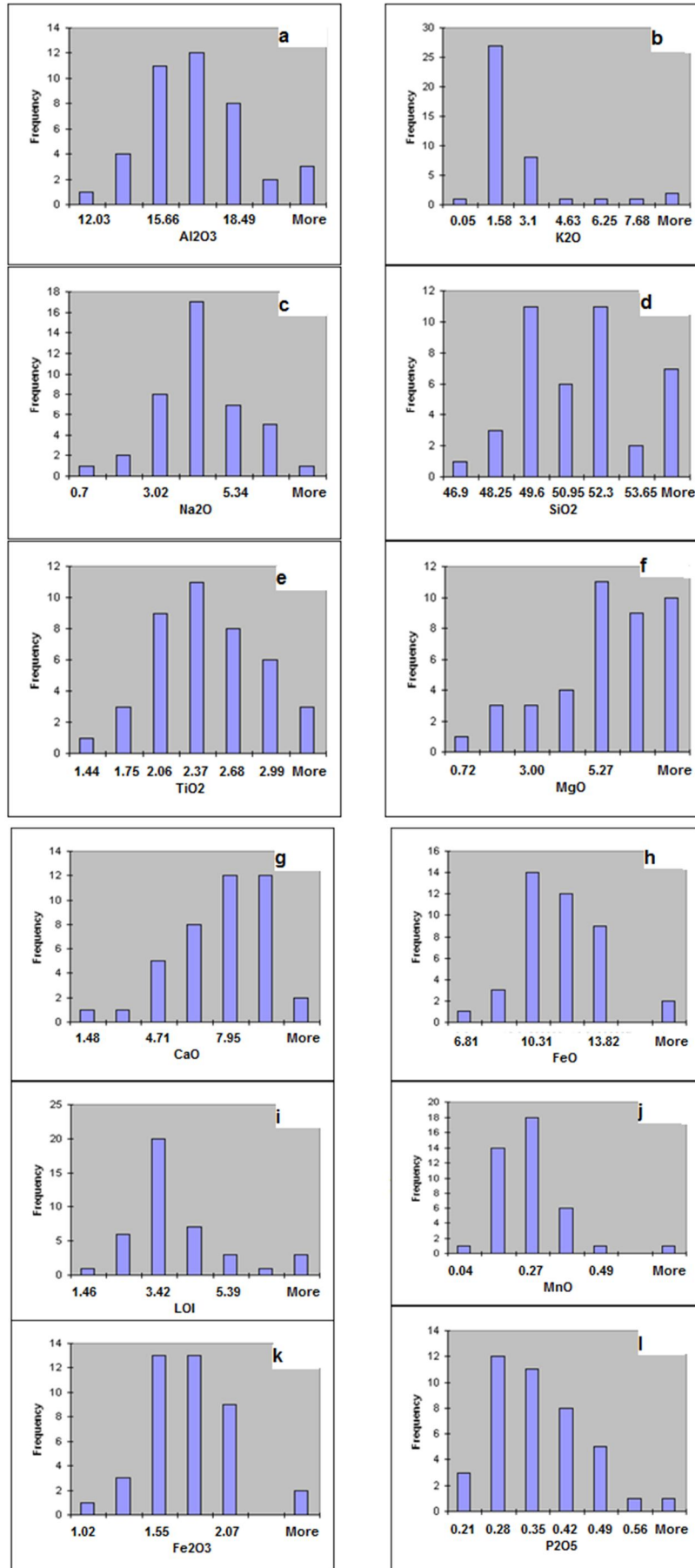
جدول ۱- آنالیز عناصر اصلی ۴۵ نمونه از "م.ب.س.م"، (عناصر اصلی با حذف مواد فرآر دوباره محاسبه شده اند. FeO و Fe2O3 از آهن کل، با فرض جدول ۱ (Brooks 1976) Fe3/Fe2=0.15 محاسبه شده‌اند)

LOI (%)	P ₂ O ₅ (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	CaO (%)	MgO (%)	MnO (%)	FeO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	SiO ₂ (%)	نمونه
۶/۲	۰/۳۲	۰/۹۵	۴/۴۸	۹/۳	۲/۳۸	۰/۱۳	۸/۹۹	۱/۳۵	۱۸/۹۳	۱/۸۲	۵۱/۴	A10
۲/۹۸	۰/۴۱	۰/۷۳	۳/۶۸	۷/۵	۵/۰۳	۰/۱۹	۱۳/۳۱	۲	۱۵/۴۷	۲/۸۹	۴۸/۹	A12
۲/۳۲	۰/۰۴	۵/۱	۲/۹	۱/۱۳	۱/۶۸	۰/۰۳	۲/۸۵	۰/۴۳	۱۵/۴۱	۰/۲۶	۷۰/۹۶	A13
۲/۷۶	۰/۳۳	۱/۴۴	۳/۷	۷/۰۴	۵/۵۸	۰/۱۹	۱۱/۶۲	۱/۷۴	۱۴/۳۶	۲/۴۳	۵۱/۵	A14
۲/۴۳	۰/۳۵	۱/۱۸	۲/۶۷	۷/۲۵	۴/۸	۰/۲۲	۱۳/۴۸	۲/۰۲	۱۵/۶۱	۲/۸	۵۰/۶	A15
۵/۰۲	۰/۳۸	۰/۱۲	۵/۵۲	۶	۴/۳۶	۰/۱۵	۹	۱/۳۵	۱۶/۳۵	۲/۸۹	۵۳/۸	A16
۳/۸۲	۰/۴۸	۰/۸۷	۵	۴/۳۴	۳/۲۷	۰/۰۹	۱۲/۳۶	۱/۸۵	۱۷/۵۴	۲/۹۴	۵۱/۲	A17
۷/۳۵	۰/۲۹	۰/۸۸	۵/۳۲	۲/۲۷	۷/۵۷	۰/۱۱	۱۰/۶۴	۱/۶	۱۶/۲۷	۲/۲۱	۵۲/۸	A18
۳/۸۶	۰/۲۹	۱/۶۶	۲/۸۶	۷/۸۳	۶/۳۷	۰/۲۱	۹/۲۸	۱/۳۹	۱۷/۹۷	۲/۴۶	۴۹/۶	A2
۳/۱۴	۰/۴۶	۱/۱۹	۴/۷۶	۷/۰۶	۴/۲۹	۰/۱۶	۱۳/۶	۲/۰۴	۱۵/۹	۳/۰۸	۴۸/۴	A3
۳/۵۴	۰/۲۹	۰/۶۹	۳/۶۸	۹/۰۷	۵/۴۴	۰/۲۳	۱۱/۱۹	۱/۶۸	۱۵/۸	۲/۱۶	۴۹/۷	A4
۴/۶۶	۰/۲۹	۱/۳۵	۷/۰۱	۷/۷۸	۲/۲۸	۰/۱	۶/۸۱	۱/۰۲	۱۸/۰۴	۲/۲۳	۵۵	A5
۳/۸	۰/۵۱	۰/۷۹	۵/۹۸	۴/۷۴	۳/۹۲	۰/۱	۸/۸۵	۱/۳۳	۱۶/۴۷	۳/۳	۵۳/۸	A6
۳/۲۳	۰/۲۲	۱/۹۷	۳/۳۷	۷/۹۹	۵/۰۴	۰/۱۹	۸/۴۷	۱/۲۷	۲۱/۲۸	۱/۵۷	۴۸/۵	A7
۳/۰۱	۰/۲۶	۰/۷	۳/۹۳	۸/۰۹	۷/۸۲	۰/۱۴	۱۰/۱	۱/۵۱	۱۵/۹۵	۲/۱	۵۰/۳	A8
۲/۸۱	۰/۲۴	۲/۳	۳/۱۹	۸/۷۴	۴/۳۴	۰/۱۶	۸/۵۵	۱/۲۸	۲۰/۳۷	۱/۵۷	۴۹/۲۹	A9
۳/۳۲	۰/۶۳	۸/۱۹	۲/۲	۳/۵۲	۰/۷۶	۰/۰۶	۱۱/۸۸	۱/۷۸	۱۵/۴	۲/۵۲	۵۲/۹	B1
۲/۷	۰/۳۳	۱/۰۷	۳/۴۴	۷/۷۲	۷/۵۹	۰/۲۶	۸/۹۷	۱/۳۵	۱۵/۲	۲/۰۸	۵۴	KL3
۲/۹۳	۰/۲۲	۰/۵۸	۲/۹۲	۸/۱۴	۷/۷۸	۰/۲۳	۹/۹۲	۱/۴۹	۱۶/۷۵	۱/۸۶	۵۱	NE3
۲/۷۶	۰/۳۲	۰/۰۵	۵/۳۴	۷/۴۷	۵/۳۶	۰/۲۳	۱۰/۷	۱/۶	۱۵/۸۴	۲/۰۱	۵۲/۱	NE7
۲/۴۸	۰/۲۲	۱/۸۸	۳/۴۳	۸/۵	۴/۱۴	۰/۱۹	۱۰/۳	۱/۵۵	۱۸/۳۳	۱/۹۵	۴۹/۴	PIL2
۱/۹۸	۰/۲۳	۰/۴۷	۷/۶۷	۴/۳۶	۰/۹۷	۰/۰۵	۷/۸۴	۱/۱۸	۲۱/۳۲	۱/۷	۵۴/۳	X'2
۴/۱۷	۰/۲۵	۷/۴۵	۰/۷	۷/۰۳	۷/۳	۰/۱۵	۱۰/۶۴	۱/۶	۱۵/۵۳	۲/۲۲	۴۹/۹	58
۳/۱۴	۰/۲۷	۰/۱۷	۴/۹۹	۷/۲۳	۷/۵۱	۰/۳۲	۱۲/۳۱	۱/۸۵	۱۳/۸	۲/۵۲	۵۱	62
۲/۷۶	۳/۰۳	۳/۱۴	۱/۰۲	۰/۴۸	۱/۴۶	۰/۰۲	۱/۵۹	۰/۲۴	۱۱/۳۴	۱/۰۵	۷۹/۶	63
۲/۹۵	۰/۲۱	۰/۹۳	۳/۲۵	۸/۱۵	۷/۹	۰/۳	۱۰/۹۲	۱/۶۴	۱۴/۱۶	۱/۹۸	۵۱/۵	KL10
۳/۷۸	۰/۲۱	۰/۳۵	۳/۱۶	۸/۹۱	۷/۰۶	۰/۲۱	۱۱/۸۲	۱/۷۷	۱۴/۸۴	۲/۰۵	۵۰/۵	KL8
۷/۸۶	۰/۲۱	۰/۱	۷/۴	۹/۹۲	۰/۷۲	۰/۱۳	۱۶/۲۴	۲/۴۴	۱۴/۳	۱/۹۱	۴۷/۶	KL4
۱/۴۶	۰/۴۸	۱/۴۴	۲/۳۸	۸/۸	۴/۶	۰/۲	۱۰/۷۱	۱/۶۱	۱۶/۱۲	۲/۸۷	۵۱/۳	PR1
۵/۲۷	۰/۳۲	۰/۰۸	۴/۴۸	۱/۷۲	۹/۴۵	۰/۱۷	۱۳/۰۴	۱/۹۶	۱۴/۵	۱/۸۵	۵۲/۴	S
۲/۳۶	۰/۳۸	۰/۷	۴/۴	۷/۵۹	۵/۴۱	۰/۲۳	۱۳	۱/۹۵	۱۴/۱۸	۲/۵۱	۴۹/۷	X'1
۲/۳	۰/۴۴	۰/۵۹	۴/۱۵	۸/۲۴	۵/۸۶	۰/۳۲	۱۲/۷۲	۱/۹۱	۱۴/۷۹	۲/۶۳	۴۸/۳	X10
۳/۶۵	۰/۴	۳/۶۳	۱/۶۶	۵/۰۱	۴/۹۴	۰/۷۲	۱۱/۴۶	۱/۷۲	۱۵/۲۶	۲/۹۱	۵۲	X11
۳/۰۱	۰/۲۶	۱/۷۶	۳/۳۸	۷/۳۱	۷/۵۵	۰/۱۹	۸/۷۴	۱/۳۱	۱۷/۳۲	۱/۴۴	۵۱/۶	X12
۲/۹۳	۰/۳۵	۱/۱۲	۴/۱۸	۷/۴۶	۴/۷۳	۰/۱۸	۹/۹۲	۱/۴۹	۱۹/۲۷	۲/۱	۴۹	X14
۲/۱۵	۰/۴	۰/۱۷	۷/۴۶	۴/۶۶	۲/۷۴	۰/۰۹	۱۷/۳۲	۲/۶	۱۵/۴۱	۲/۵۷	۴۷/۶	X15
۲/۶۹	۰/۴۵	۱/۳۲	۳/۰۷	۷/۵۱	۵/۰۵	۰/۳۵	۱۲/۶۱	۱/۸۹	۱۴/۱۹	۳/۲۵	۵۱/۲	X16
۲/۶۱	۰/۲۴	۲/۲۴	۳/۶۴	۷/۲۶	۵/۴۱	۰/۱۳	۹/۵۵	۱/۴۳	۱۸/۱۸	۲/۲۵	۴۹/۳	X17
۴/۴۶	۰/۳۳	۴/۷	۱/۲۹	۴/۲۷	۴/۵۱	۰/۱۱	۱۳/۶۸	۲/۰۵	۱۲/۸۳	۲/۱۸	۵۴	X18
۲/۰۵	۰/۴۲	۹/۲	۲/۳۱	۱/۴۸	۱/۳۳	۰/۰۴	۹/۸۴	۱/۴۸	۱۷/۰۳	۲/۲۷	۵۴/۶	X19
۳/۲۹	۰/۳۶	۲/۱۹	۳/۸۹	۵/۸۷	۵/۲۱	۰/۱۸	۱۲/۳	۱/۸	۱۷/۷۶	۲/۶۲	۴۸	X20
۰/۹۱	۰/۰۷	۱/۲	۶/۳۳	۰/۹۸	۰/۱۷	۰/۰۲	۲/۶۸	۰/۴	۱۴/۹۱	۰/۲۷	۷۲/۷	X21
۲/۷۷	۰/۲۶	۱/۷۵	۲/۹۴	۷/۶۵	۷/۰۳	۰/۲۷	۱۰/۰۲	۱/۵	۱۷/۳۳	۱/۸۶	۴۹/۵	X22
۷/۶۳	۰/۲۶	۰/۸۳	۲/۷۶	۱۱/۱۸	۷/۵۱	۰/۴۳	۹/۹	۱/۴۸	۱۶/۴۷	۲/۲۴	۴۶/۹	X7
۳/۲	۰/۳۶	۰/۷۴	۳/۹	۸/۸۸	۷/۵۴	۰/۳	۱۰/۴۶	۱/۵۷	۱۶/۵۸	۲/۰۲	۴۸/۶	X8

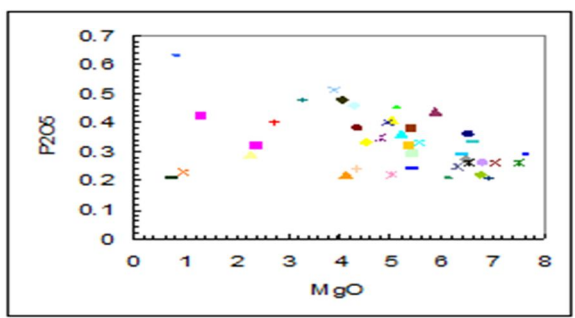
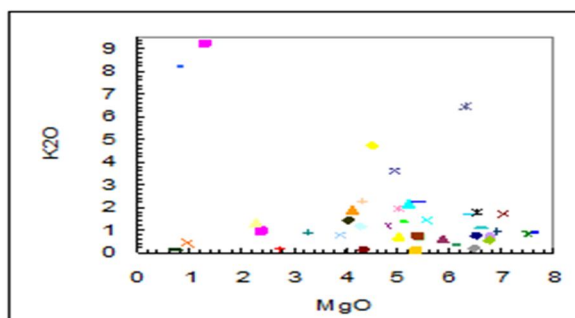
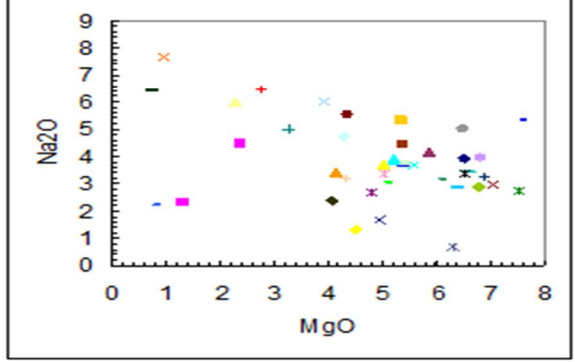
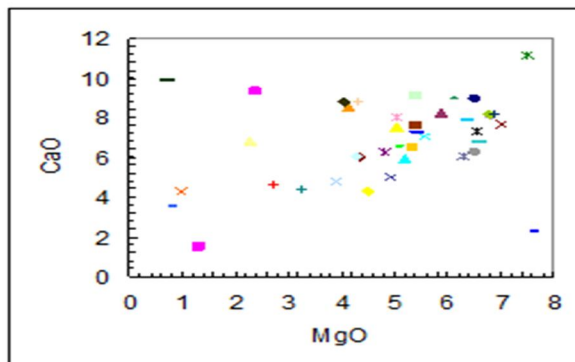
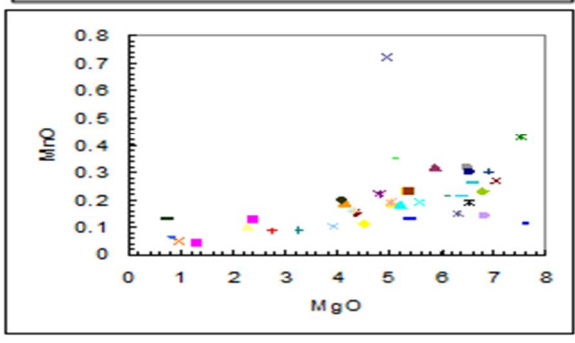
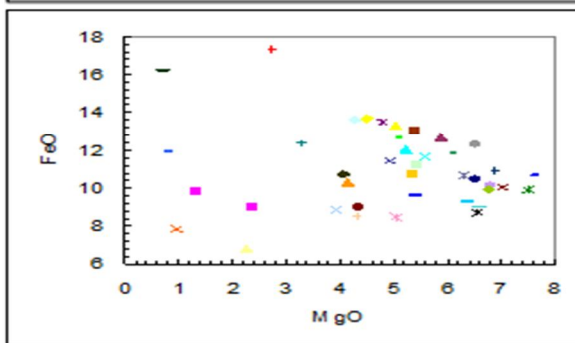
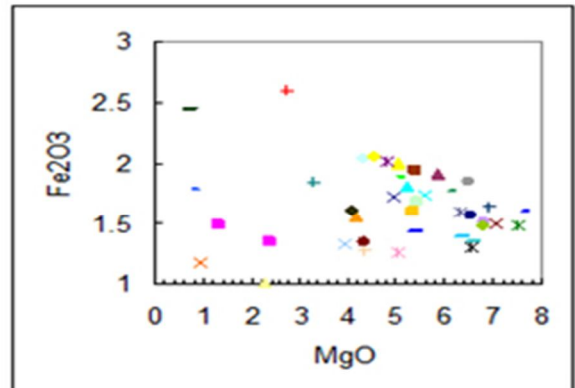
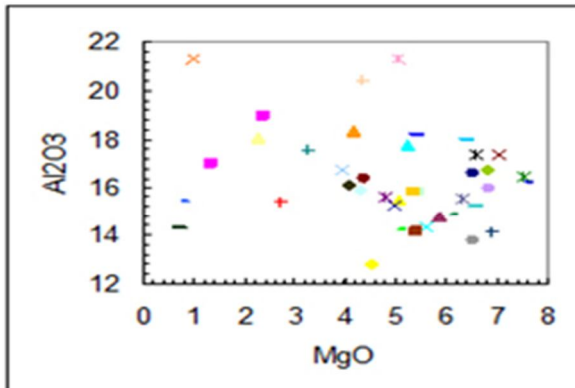
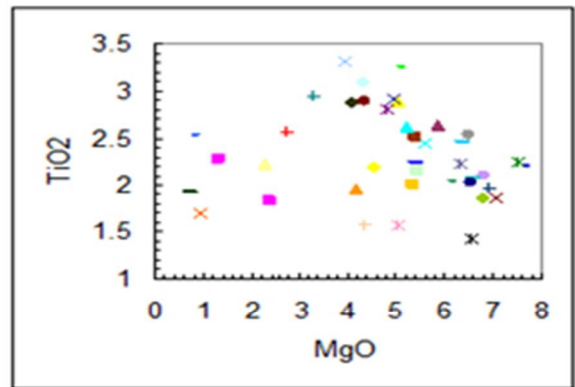
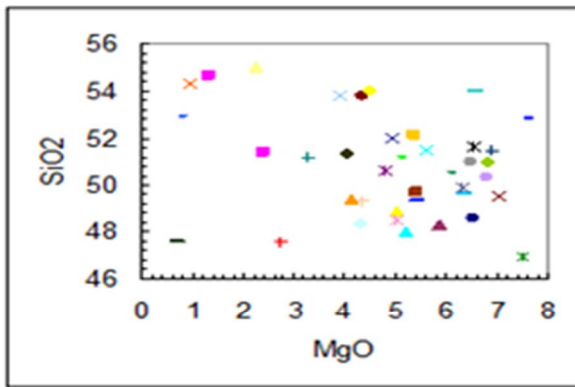
عبدالرضا جعفریان و همکاران: پترولوژی و ژئوشیمی عناصر اصلی مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان

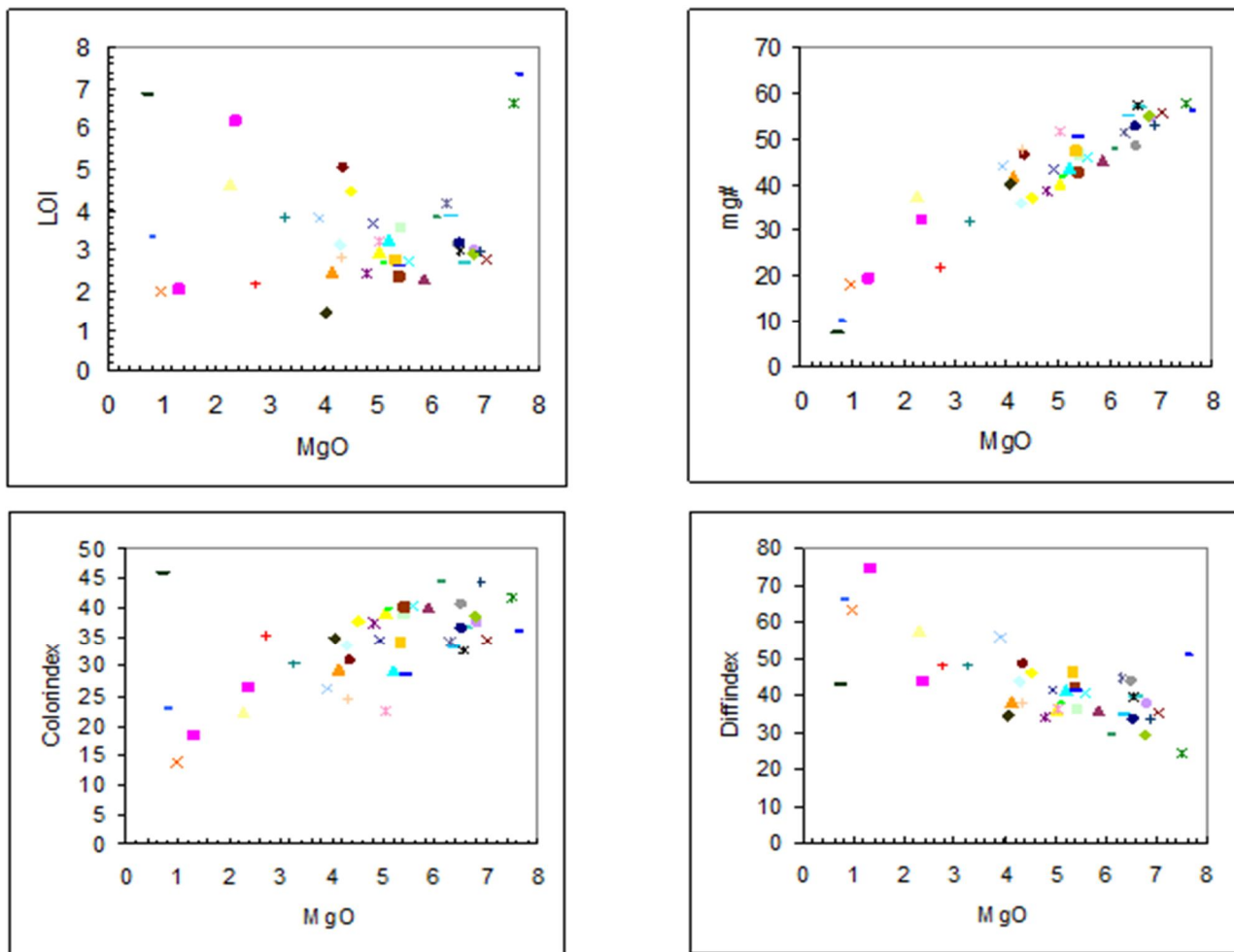
ادامه جدول ۱- آنالیز عناصر اصلی ۴۵ نمونه از "م.ب.س.م"، (آنورتیت: An، آلبیت: Ab، ارتوز: Or، کزندوم: C، کوارتز: Q، دیوپسید: Di، نفلین: Ne، آپاتیت: Ap، ایلمنیت: Il، مانیتیت: Mt، البوین: Ol، هیپرستن: Hy)

Ap	Il	Mt	Ol	Hy	Di	Ne	An	Ab	Or	C	Q	CIPW
۰/۷	۳/۴۹	۲/۰۹	۷/۳۱	۰/۴۳	۱۳/۰۴	.	۲۸/۹۶	۳۸/۳۳	۵/۶۶	.	.	A10
۰/۹۱	۵/۵۶	۳/۱۱	۷/۴	۱۴/۳	۹/۲۸	.	۳۳/۸۱	۳۱/۵۲	۴/۳۷	.	.	A12
۰/۰۹	۰/۰۵	۵/۶۵	.	۸/۱۱	.	.	۵/۳۶	۱۷/۴۷	۳۰/۳۳	۴/۵	۳۲/۷۹	A13
۰/۸۳	۴/۶۷	۲/۸۱	۳/۳	۱۷/۵۲	۱۲/۱	.	۱۸/۵۴	۳۱/۷	۸/۶۲	.	.	A14
۰/۸۷	۵/۳۹	۳/۱۵	.	۲۷/۶۶	۱/۳۷	.	۲۷/۴۸	۲۲/۹۱	۷/۰۷	.	۴/۰۹	A15
۰/۸۴	۵/۵۴	۲/۱	.	۱۶/۸۵	۶/۴۹	.	۱۹/۶۶	۴۷/۱۷	۰/۷۲	.	۰/۵۳	A16
۱/۰۶	۵/۶۶	۲/۸۶	۱/۱۳	۲۰/۸۲	.	.	۱۸/۶۴	۴۲/۸۶	۵/۲۱	۱/۶۴	.	A17
۰/۶۴	۴/۲۴	۲/۴۷	۶/۹۹	۲۲/۱۲	.	.	۹/۴۷	۴۵/۵۲	۵/۲۶	۳/۱۶	.	A18
۰/۶۴	۴/۸۲	۲/۱۷	۶/۱۹	۱۵/۵۴	۴/۶۷	.	۳۱/۵۹	۲۴/۴۵	۹/۹۱	.	.	A2
۱/۰۲	۵/۹۳	۳/۱۷	۱۷/۱۳	.	۷/۲۸	۵/۱۵	۱۸/۷۵	۳۱/۳۵	۷/۱۳	.	.	A3
۰/۶۴	۴/۱۵	۲/۶۲	۹/۲۹	۷/۱۹	۱۵/۵۳	.	۲۴/۸۴	۳۱/۵۱	۴/۱۳	.	.	A4
۰/۶۴	۴/۲۷	۱/۵۸	۵/۰۷	.	۱۱/۳۱	۱/۷۹	۱۸/۳۸	۴۷/۹۵	۸/۰۴	.	.	A5
۱/۱۲	۶/۳۲	۲/۰۵	۳/۹۸	۱۰/۹۹	۳/۰۷	.	۱۶/۶۲	۵۱/۰۲	۴/۷۱	.	.	A6
۰/۴۹	۳/۰۱	۱/۹۸	۱۶/۶۸	.	۰/۹۲	۴/۹۸	۳۷/۴۶	۱۹/۶	۱/۷۶	.	.	A7
۰/۵۷	۴/۰۳	۲/۳۵	۱۱/۷۵	۷/۲۲	۱۲/۰۹	.	۲۴/۰۶	۳۳/۳۳	۴/۱۸	.	.	A8
۰/۵۳	۳/۰۱	۱/۹۹	۳۵/۵۹	.	۶/۱۱	۴/۰۳	۳۴/۷۴	۱۹/۷۷	۱۳/۷۱	.	.	A9
۱/۳۹	۴/۸۵	۲/۷۵	۱۰/۲۸	.	۴/۸۶	۲/۰۶	۸/۰۵	۱۵/۰۷	۴۹/۰۶	.	.	B1
۰/۸۳	۳/۹۹	۲/۱۱	.	۲۳/۷۴	۶/۸۴	.	۲۳/۰۶	۲۹/۳۷	۶/۳۸	.	۳/۶۶	KL3
۰/۴۹	۳/۵۷	۲/۳۳	.	۲۶/۱۲	۶/۶۸	.	۳۱/۲۱	۲۴/۹۸	۳/۴۷	.	۱/۰۵	NE3
۰/۸۱	۳/۸۶	۲/۵۱	۱۰/۵۳	۷/۹۲	۹/۱۲	.	۱۹/۲۹	۴۵/۶۶	۰/۳	.	.	NE7
۰/۴۹	۳/۸۵	۲/۴۱	۱۳/۵	.	۹/۸۳	۲/۵۸	۲۹/۳۸	۲۴/۰۹	۱۱/۲۴	.	.	PIL 2
۰/۵۱	۳/۲۵	۱/۸	۸/۷۹	.	.	۵/۷۱	۱۹/۷۶	۵۴/۸۹	۲/۸	۱	.	X'2
۰/۵۵	۴/۲۷	۲/۴۸	۱۲/۳۵	۸/۴۴	۶/۷۴	.	۲۰/۴۳	۶	۳۸/۶۲	.	.	58
۰/۶	۴/۸۵	۲/۹	۱۳/۰۱	۷/۸۱	۱۲/۰۲	.	۱۴/۹۳	۴۲/۷۶	۱/۰۲	.	.	62
۰/۰۷	۲	۰/۳۶	.	۴/۳۲	.	.	۲/۱۹	۸/۶۵	۱۸/۵۹	۵/۴۷	۵۸/۳۳	63
۰/۴۶	۳/۸۹	۲/۵۸	۱/۴	۲۱/۹۹	۱۴/۷۴	.	۲۱/۵۴	۲۷/۸۲	۵/۵۶	.	.	KL1 0
۰/۴۶	۳/۹۴	۲/۸۷	.	۲۲/۹۳	۱۴/۷	.	۲۵/۵۹	۲۷/۰۹	۲/۱	.	۰/۳۲	KL8
۰/۴۷	۳/۶۹	۳/۸۹	۴/۵۴	.	۳۳/۸۸	۱۵/۲۸	۱۰/۱۵	۲۶/۸۶	۰/۶	.	.	KL4
۱/۰۶	۵/۵۱	۲/۵	.	۱۷/۲۴	۹/۶۵	.	۲۹/۳۶	۲۰/۳۶	۸/۶	.	۵/۵۹	PR1
۰/۸۱	۳/۵۶	۳/۰۴	.	۴۰/۸۸	.	.	۶/۵۳	۳۸/۴۲	۰/۴۸	۴/۷۴	۱/۵	S
۰/۸۴	۴/۸۳	۳/۰۴	۱۴/۵۶	۲/۲۴	۱۵/۴۱	.	۱۷/۰۷	۳۷/۷	۴/۱۹	.	.	X'1
۳/۹۷	۵/۰۶	۳	۱۶/۷۹	.	۱۵/۱۳	۴/۰۵	۲۰/۲۴	۲۸/۱۱	۳/۵۳	.	.	X10
۰/۸۹	۵/۶۱	۲/۸	۲۲/۵۷	۱۴/۲۵	۲۱/۷۶	۰/۴۵	۵/۳۹	X11
۵/۵۷	۲/۸۶	۲/۰۵	۷/۸۴	۱۳/۷۸	۶/۳۴	.	۲۷/۱۵	۲۸/۸۹	۱۰/۵۱	.	.	X12
۰/۸۷	۴/۰۴	۲/۳۲	۱۶/۲۳	.	۳/۵۴	۳/۸۶	۳۰/۸۶	۲۸/۶۸	۶/۷	.	.	X14
۰/۸۹	۴/۹۷	۴/۰۳	۱۹/۷۴	.	۶/۹۶	۱۰/۷۵	۱۲/۷۵	۳۶/۱۱	۱/۰۲	.	.	X15
۱	۶/۲۸	۲۹/۹۸	.	۲۳/۵۹	۷/۰۱	.	۲۱/۳۲	۲۶/۳۴	۷/۹۱	.	۳/۴۷	X16
۰/۵۳	۴/۳۳	۲/۳۳	۱۵/۷۱	.	۶/۵	۴/۵۹	۲۶/۹۹	۲۲/۷۵	۱۳/۴۲	.	.	X17
۰/۸۳	۴/۲	۳/۱۸	.	۲۷/۲۳	۳/۱۵	.	۱۵/۵۴	۱۱/۰۷	۲۸/۱۷	.	۶/۶۲	X18
۰/۹۳	۴/۳۵	۲/۳۷	۹/۷۱	۱/۷۷	.	.	۴/۶۵	۱۹/۷۴	۵۴/۹۱	۱/۵۹	.	X19
۰/۸	۵/۰۴	۲/۸۱	۱۹/۵	.	۱/۹	۵/۸	۲۴/۸۳	۲۲/۶۴	۱۳/۱۱	.	.	X20
۰/۱۶	۰/۵	۲/۵۵	.	۱/۲۹	.	.	۴/۳۹	۵۶	۷/۲۳	۱/۰۶	۲۶/۸۸	X21
۰/۷۵	۳/۵۶	۲/۳۵	۱۲/۳۲	۱۰/۳۱	۶/۰۶	.	۲۹/۱۶	۲۵/۱	۱۰/۴۳	.	.	X22
۰/۵۷	۴/۳	۲/۳۷	۱۵/۵۲	.	۱۹/۴۸	۴/۹۸	۳۰/۴	۱۴/۴۱	۴/۹۸	.	.	X7
۰/۷۹	۳/۸۸	۲/۷۴	۱۶/۷۴	.	۱۳/۴	۴/۸۱	۲۵/۸۱	۲۴/۴۸	۴/۴۲	.	.	X8



تصویر ۱۵- بافت نگار اکسیدهای اصلی "م.ب.س.م".





تصویر ۱۶- تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO.

توزیع نرمال اکسید تیتانیم (TiO_2) در نمونه‌ها می‌باشد. اکسید تیتانیم (TiO_2) با درصد وزنی ۲/۳۷، ماکزیمم فراوانی را نشان می‌دهد. اکسید فسفر (P_2O_5) نمونه‌ها بین ۰/۲۱ تا ۰/۶۳ و میانگین ۰/۳۳ می‌باشد که هر دو این اکسیدها با کاهش اکسید منیزیم (MgO)، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در فاصله اطمینان ۹۵ درصد ضریب همبستگی اکسید تیتانیم (TiO_2) با $r = -0.1$ معنی‌دار نیست اما همبستگی اکسید فسفر (P_2O_5) با $r = 0.36$ معنی‌دار است. بافت نگار تصویر ۱۵ بیانگر کشیدگی (+) و مقادیر ۰/۲۸ و ۰/۳۵ به‌صورت فراوانی غالب اکسید فسفر (P_2O_5)، در سنگ‌های "م.ب.س.م" مشاهده می‌شود. رابطه‌ی اکسید تیتانیم (TiO_2) و اکسید فسفر (P_2O_5) در مقابل سیلیس (SiO_2) رابطه‌ای مثبت است. این دو اکسید با افزایش اکسید تیتانیم (TiO_2)، غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

همبستگی قوی و مثبت مابین اکسید منیزیم (MgO) و ضریب رنگینی (Color Index) با ضریب همبستگی ۰/۵۷ در فاصله اطمینان ۹۵ درصد به‌وضوح بیانگر رابطه‌ی مستقیم این دو با هم می‌باشد. تصویر ۱۶ همچنین همبستگی قوی و منفی اکسید منیزیم (MgO) با

این موضوع درباره‌ی نمونه (A10) نیز صدق می‌نماید. نمونه‌ی (A18) نیز دارای مقدار بالای اکسید منیزیم (۷/۵۷ wt%) مقدار کم اکسید کلسیم (۲/۲۷ wt%) می‌باشد، اما ویژگی این نمونه با سیلیس (SiO_2)، ۵۲/۸ wt% در تصویر ۱۶ بیانگر موقعیت تفریق توسعه یافته‌تر در میان "م.ب.س.م" می‌باشد. این امر نیز ناشی از اضافه شدن منیزیم (Mg) به سنگ در اثر متاسوماتیسم می‌باشد. چه این‌که علاوه بر متن شیشه‌ای این سنگ، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز نیز در این نمونه کلریتیزاسیون را نمایش می‌دهند. علاوه بر این ترکیب آمیگدال‌های این سنگ نیز در مقطع میکروسکوپی غالباً کلریت می‌باشد.

عدد $mg\#$ نمونه‌ها مابین ۷ تا ۵۷ با میانگین حسابی ۴۳ می‌باشد. نمونه‌های با عدد mg بالاتر حکایت از فوران ماگمای اولیه می‌نماید. اما حضور پسودومورف فنوکریست‌های البوین در نمونه‌هایی که عدد mg بالاتر دارند، صرفاً دلالت بر مایعات اولیه نیست.

اکسید تیتانیم (TiO_2) نمونه‌ها مابین ۱/۴۴ تا ۳/۳ با (میانگین wt% ۲/۳) بیانگر تیتان بالای نمونه می‌باشد. بافت نگار تصویر ۱۵ بیانگر

(Peraluminous) می‌باشند. آلومینیوم موجود در ساختار پلاژیوکلازها آلکالی فلدسپات‌ها (سانیدین) و کانی‌های مافیک نظیر کلینو-پروکسن، کلریت و همچنین در کانی‌هایی نظیر اپیدوت، پرهیت تجمع یافته است. تغییرات اکسید آلومینیم (Al_2O_3) با افزایش اکسید منیزیم (MgO) و سیلیس (SiO_2) نسبتاً یکنواخت و در حدود ۱۶/۵ درصد می‌باشد.

مقدار اکسید آهن فرو (FeO) که توسط رابطه‌ی $Fe^3 / Fe^2 = 0.15$ (Brooks 1976)، از آهن کل محاسبه شده است. در محدوده، حداقل ۶/۸ درصد تا حداکثر ۱۷/۳ درصد با میانگین ۱۱ قرار دارد. در میان نمونه‌ها فراوانی آن‌هایی که اکسید آهن فرو (FeO) آن‌ها ۱۰ و ۱۲ و ۱۳/۸ درصد است، از بقیه بیشتر می‌باشد (تصویر ۱۵) و این بیانگر بالا بودن آهن در نمونه‌های "م.ب.س.م" می‌باشد که اکثراً در کانی‌های مافیک نظیر الیون، پروکسن و کلریت متمرکز شده‌اند. و بقیه نیز در فازهایی غیر سیلیکاتی نظیر مانتیت و ایلمنیت حضور یافته‌اند.

مقدار اکسید آهن فریک (Fe_2O_3) نیز توسط رابطه‌ی بروک (Brooks 1976) از آهن کل محاسبه شده است و در محدوده‌ی ۱ تا ۲/۶ درصد وزنی سنگ کل قرار دارد.

مقدار مواد فرار (LOI) که معرف کاهش وزن نمونه‌ها در اثر حذف مواد فرار در دمای $1000^{\circ}C$ می‌باشد، در نمونه‌ها نسبتاً بالا می‌باشد که خود معرف فرآیندهای آبیگری در اثر آلتراسیون هیدروترمال به‌ویژه کلریتی زاسیون می‌باشد. مقدار مواد فرار (LOI) نمونه‌ها بین حداقل ۱/۴۶ و حداکثر ۷/۳۵ می‌باشد که فراوانی نمونه‌ها با مقدار مواد فرار (LOI) ۳/۴ درصد ماکزیمم است (تصویر ۲۱). به‌همین جهت برای محاسبه‌ی نورماتیو کانی‌ها، مجدداً مقادیر آنالیز نمونه‌ها با حذف مواد فرار (LOI)(Volatile Free) دوباره محاسبه شدند.

نام‌گذاری سنگ‌های "م.ب.س.م" با استفاده از دیگرام‌کل آلکالی‌ها-سیلیس (TAS) در تصویر ۱۷ مشاهده می‌شود. در این روش نمونه‌ها غالباً در محدوده‌ی بازالت و تراکی بازالت قرار می‌گیرند. اما تعداد کمتری از نمونه‌ها در محدوده‌های بازالتیک تراکی آندزیت و بازالتیک آندزیت قرار می‌گیرند. دو نمونه‌ی (X15, KL4) در مرز جدایش دو میدان تراکی بازالت و بازالت قرار گرفته‌اند. همچنین دو نمونه‌ی (B1, X19) که سرشار از فنوکریست‌های آلکالی فلدسپات صورتی رنگ می‌باشند در محدوده‌ی تفری فنولیت قرار می‌گیرند. نکته‌ی قابل توجه این‌که در محدوده‌ی سنگ‌های حد واسط و انواع مایل به فلسیک‌تر نظیر آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و تراکی داسیت هیچ نمونه‌ای دیده نمی‌شود. اما در محدوده‌ی فلسیک با سیلیس بالا (ریولیت)، دو نمونه‌ی (A13, 63) (جدول ۱) قرار می‌گیرند که این امر نیز نشانه‌ای

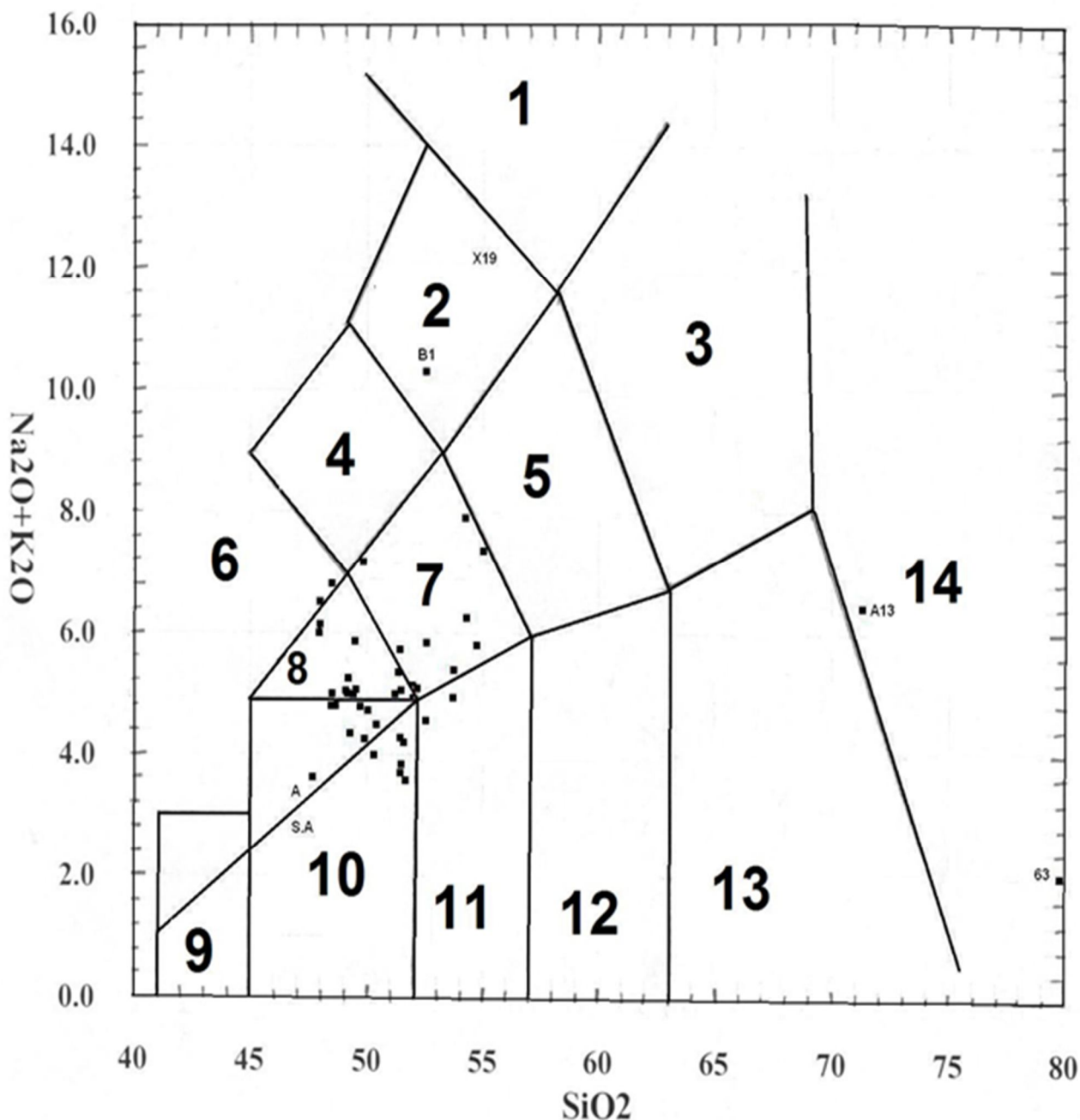
اندیس تفریق با ضریب همبستگی ۰/۷- در فاصله اطمینان ۹۵ درصد نیز بیانگر رابطه‌ی معکوس اکسید منیزیم (MgO) با اندیس تفریق می‌باشد (تصویر ۱۶). این اندیس با سیلیس (SiO_2) همبستگی قوی و مثبت دارد.

مقدار تمرکز اکسید منگنز (MnO) که ما بین ۰/۰۴ و ۰/۷۲ درصد وزنی نمونه‌هاست با افزایش اکسید منیزیم (MgO) افزایش می‌یابد.

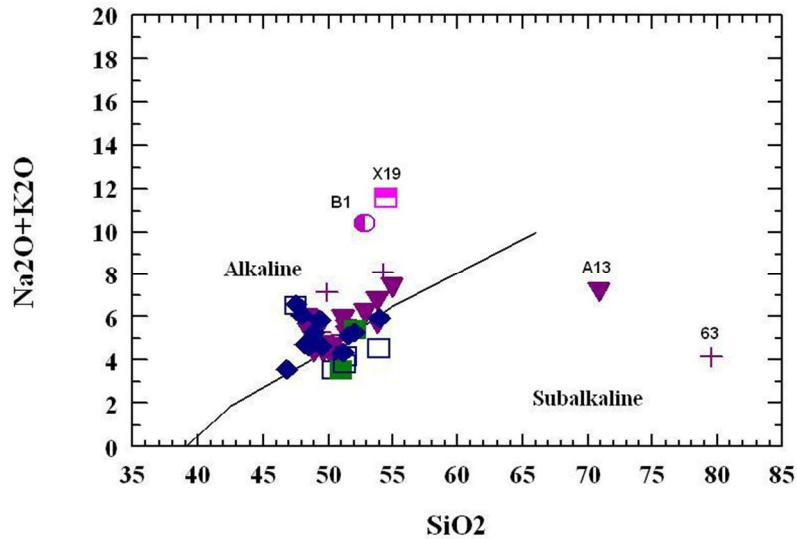
اکسید سدیم (Na_2O) با مقادیر ۰/۷ تا ۷/۶۷ و میانگین حسابی ۳/۹ رابطه‌ای معکوس با تمرکز اکسید منیزیم (MgO) نشان می‌دهد. این رابطه با ضریب همبستگی ۰/۳۵- در فاصله اطمینان ۹۵ درصد معنی‌دار است. اما دو نمونه‌ی (X19, B1) این روند را رعایت نمی‌کنند. قابل توجه این‌که این دو نمونه به‌صورت غیر معمول سرشار از فنوکریست-های آلکالی فلدسپات پتاسیک (ساندین) می‌باشند، به‌طوری‌که اکسید پتاسیم (K_2O) آن‌ها به ترتیب ۸/۱۹ و ۹/۲ درصد وزنی می‌باشد. در حالی‌که این دو نمونه، با افزایش سیلیس (SiO_2) مقدار اکسید پتاسیم (K_2O) آن‌ها به‌طور قابل توجهی افزایش یافته است و سیلیس (SiO_2) آن‌ها به ترتیب ۵۲/۹ و ۵۴/۶ درصد وزنی را نشان می‌دهد. تغییرات اکسید پتاسیم (K_2O) در برابر اکسید منیزیم (MgO) همبستگی و روند مشخص را نشان نمی‌دهد و مقدار اکسید پتاسیم (K_2O) با میانگین حسابی ۱/۷ دارای چولگی (Skewnes) مثبت (۲/۶) (تصویر ۱۵) می‌باشد، لذا داده‌های آمار توصیفی بیانگر کشیدگی نمونه‌های "م.ب.س.م" به سمت (K_2O) بالاتر می‌باشد در حالی‌که اکسید سدیم (Na_2O) با میانگین حسابی ۳/۹ بیانگر توزیع نسبتاً نرمال با مد ۴/۲ (تصویر ۱۵) در سنگ‌های "م.ب.س.م" می‌باشد. به‌طوری‌که همانند بودن میانه و مد نمونه‌ها (۳/۶۸) و نزدیک بودن این دو گرایش مرکزی به میانگین بیانگر چنین توزیع نرمال برای اکسید سدیم (Na_2O) می‌باشد. در حالی‌که برای اکسید پتاسیم (K_2O) چنین توزیع نرمال مشاهده نمی‌شود و سه اندازه گرایش مرکزی مد، میانه و میانگین از یکدیگر متفاوتند و چولگی منحنی نرمال به سمت مقادیر بالاتر اکسید پتاسیم (K_2O) گرایش دارد (تصویر ۱۵)، که این امر احتمال آرایش اکسید پتاسیم (K_2O) را ممکن می‌سازد. مد اکسید پتاسیم (K_2O) برای نمونه‌های "م.ب.س.م" مقدار ۱/۶ درصد وزنی سنگ می‌باشد (تصویر ۱۵).

مقدار اکسید آلومینیم (Al_2O_3) نمونه‌ها ما بین ۱۲/۸۳ و ۲۱/۳۲ درصد وزنی سنگ کل (تصویر ۱۵) با میانگین حسابی ۱۶/۵ می‌باشد. توزیع فراوانی (Al_2O_3) نمونه‌های "م.ب.س.م" به‌صورت نرمال با مد ۱۷ درصد وزنی می‌باشد. نسبت $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ برای همه‌ی نمونه‌ها بزرگ‌تر از یک است و نمونه‌های "م.ب.س.م" پراآلومینا

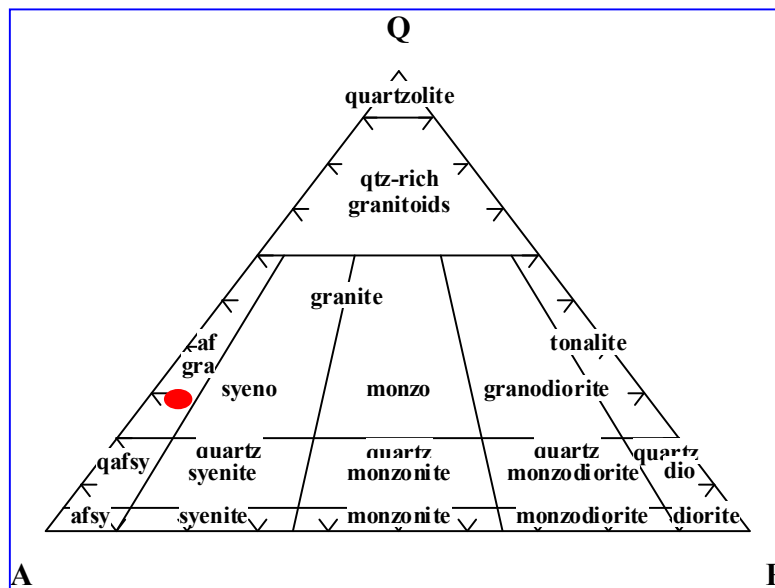
از دو منشأ بودن ولکانیسم در "م.ب.س.م" می‌باشد. نمودار تصویر ۱۸ هم جزئی از نمودار تصویر ۱۷ می‌باشد که مرز جدایش سری‌های آلكالن از ساب آلكالن (Irvine & Baragar 1971) را در دیاگرام کل آلكالی‌ها- سیلیس (TAS) به نمایش گذاشته است. آلتراسیون و متاسوماتیسم سبب جابجایی شدید آلكالی‌ها در نمونه‌ها نشده است، زیرا در مقاطع میکروسکوپی فاز غالب آلتراسیون کلریتی زاسیون می‌باشد. لذا استفاده از نمودارهای کل آلكالی‌ها- سیلیس (TAS) تصویرهای ۱۷ و ۱۸ منطقی است. زینولیت‌های صورتی رنگ موجود در افق آگلومرایی (تصویر ۶) آلكالی گرانیت هستند (تصویر ۱۹). با توجه به ترکیب شیمیایی کلریت که فاقد سدیم و پتاسیم است لذا به نام‌گذاری‌های نمودار کل آلكالی‌ها- سیلیس (TAS) می‌توان اعتماد داشت.



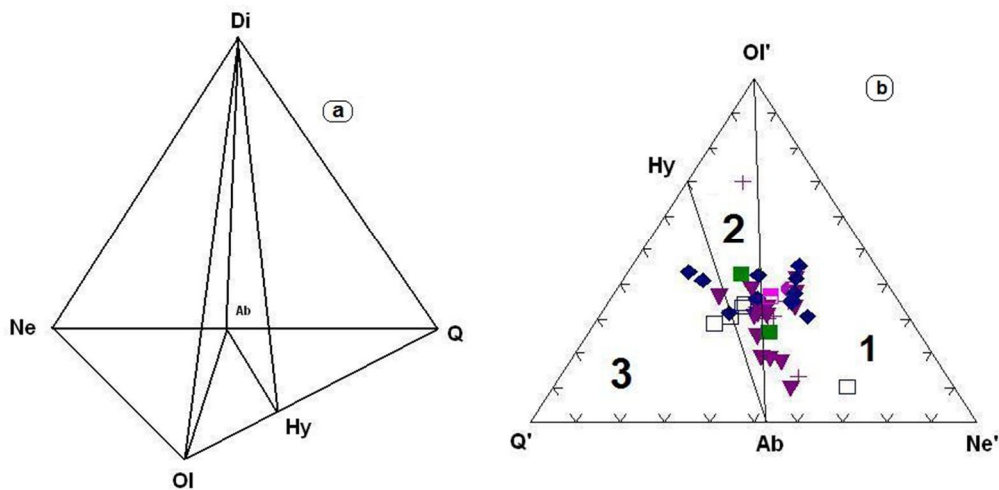
تصویر ۱۷- نام‌گذاری ۴۵ نمونه از سنگ‌های "م.ب.س.م" در دیاگرام کل آلكالی‌ها- سیلیس (TAS) (Le Bas et al. 1992). (۱) فنولیت، (۲) تفری فنولیت، (۳) تراکیت، (۴) فنوتفریت، (۵) تراکی آندزیت، (۶) تفریت/بازانیت، (۷) بازالتیک تراکی آندزیت، (۸) تراکی بازالت، (۹) پیکرو بازالت، (۱۰) بازالت، (۱۱) بازالتیک آندزیت، (۱۲) آندزیت، (۱۳) داسیت، (۱۴) ریولیت.



تصویر ۱۸- موقعیت نمونه‌های "م.ب.س.م" در مرز جدایش سری های آلکان از ساب آلکان (Irvine & Baragar 1971).



تصویر ۱۹- موقعیت نمونه X21 که در محدوده‌ی آلکالی فلدسپات گرانیت نمودار نورماتیو A_Q_P قرار گرفته است (Streckeisen 1976).



تصویر ۲۰- ترائدر بودر و تایللی (Yoder & Tilley 1962) که سنگ‌های بازالتی را بر مبنای درجه اشباعی از سیلیس تقسیم‌بندی می‌کند.

جهت طبقه‌بندی سنگ‌های "م.ب.س.م" از تتراندر یودر و تایلی (Yoder & Tilley 1962) نیز استفاده شد (تصویر ۲۰) که رئوس این تتراندر از کانی‌های نورماتیو Q-Di-Ne-Ol تشکیل شده است و ما بین خط اتصال Q-Ol کانی نورماتیو هیپرستن (Hy) و همچنین ما بین خط اتصال Ne-Q کانی نورماتیو Ab ترسیم شده است. چون ترسیم داده‌ها در یک تتراندر سه بعدی ارائه شده است، لذا داده‌های "م.ب.س.م" در مثلث قائدهی این تتراندر (تصویر ۲۰) ترسیم شده‌اند. انواع فوق اشباع از سیلیس در محدوده‌ی سری ساب آلکالن و انواع تحت اشباع از سیلیس در محدوده‌ی سری آلکالن قرار می‌گیرند. همان‌گونه که در تصویر ۲۰ ملاحظه می‌گردد، نمونه‌های "م.ب.س.م" در هر سه محدوده دیده می‌شوند، اما گرایش آن‌ها به سری آلکالن قوی‌تر و برجسته‌تر است.

a- کانی‌های نورماتیو دیوسپید (Di) کوارتز (Q) هیپرستن (Hy) و یوین (Ol)، فلین (Ne) و آلیت (Ab) رئوس و نقاط مختلف تتراندر را اشغال کرده‌اند. تتراندر اشباعی Ol-Ab-Hy-Di، دو محدوده‌ی فوق اشباع از سیلیس Q-Hy-Ab-Di و تحت اشباع از سیلیس Ne-Ab-Ol-Di را از هم جدا می‌کند.

b- مثلث پایین تتراندر که علاوه بر سه راس Ol', Ne', Q'

$$Ol' = Ol + \{0.714 - [Fe/(Fe+Mg)] * 0.067\} * Hy$$

$$Ne' = Ne + 0.542 * Ab$$

$$Q' = Q + 0.4 * Ab + 0.25 * Hy$$

(Best 2003)

۱) آلکالی بازالت. ۲) یوین تولیت. ۳) کوارتز تولیت.

سه محدوده‌ی کوارتز- تولیت، یوین تولیت و آلکالن بازالت که همگی دارای کانی Di (نورماتیو) می‌باشند، را از هم تفکیک می‌کند. نمونه‌های "م.ب.س.م" در هر سه محدوده قرار گرفته‌اند اما گرایش آن‌ها بیشتر به محدوده‌ی آلکالیبازالت می‌باشد.

۵- نتیجه‌گیری

مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان "م.ب.س.م" به سن نسی پالئوزوئیک آغازین (سیلورین) در برگرفته‌ی طیفی از سنگ‌های بازالتی نظیر بازالت، تراکی بازالت، بازالتیک تراکی آندزیت و بازالتیک آندزیت می‌باشد، که در یک پلاتفورم دریایی فوران کرده است. فوران این بازالت‌ها همراه با کم شدن عمق دریای پالئوزوئیک آغازین می‌باشد.

شواهد این کم عمق شدن تغییر رژیم رسوب‌گذاری کربناته‌ی سازند ابستو به رژیم آواری و ماسه‌سنگی سازند ابرسج می‌باشد، که رپیل مارک‌های موجود در این سازند به‌خوبی شواهد کم عمق شدن این دریا را به نمایش می‌گذارند. فوران‌های این بازالت‌ها احتمالاً همراه با

for the early-middle Miocene mafic volcanism in Western Anatolia: Implications for enrichment processes of mantle lithosphere and origin of K-rich volcanism in post-collisional settings", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 198 (1-2): 112-128.

Goehring, L., Mahadevan, L. & Morris, Stephen W., 2009, "Nonequilibrium scale selection mechanism for columnar jointing", *PNAS*, Vol. 106 (2):387-392

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8: 523-548.

Jagla, E. A. & Rojo AG., 2002, "Sequential fragmentation: The origin of columnar quasihexagonal patterns", *Phys Rev E* 65:026203.

Jenkins, D.R., 2005, "Optimal spacing and penetration of cracks in a shrinking slab", *Phys Rev E* 71:056117.

Jenny, J. G., 1977, "Geologie et stratigraphie de l'Elburze Oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran", *Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Genève*, 238 pp.

Kuepou, G., Tchouankoue, J. Pierre, Nagao, T., Sato, H., 2006, "Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Banavolcano-plutonic complex, Cameroon Line", *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 45: 318-332.

Le Bas, M. j., Le Maitre, R. W. & Woolley, A. R., 1992, "The Construction of The total alkali -Silica Chemical classification of volcanic rocks", *Mineral. Petrol*, Vol. 46: 1-22.

Moore, J. G., 1975, "Mechanism of formation of pillow lava", *American Scientist*, Vol. 63: 269-277.

Pel, L., Landman, K. & Kaasschieter, E. F., 2002, "Analytic solution for the non-linear drying problem", *Int J Heat Mass Transfer*, Vol. 45:3173-3180.

Ragan, D. M., 1985, "Structural geology, an introduction to geometrical techniques (3rd edition)", *New York, John Wiley & Sons*, 393 p.

Spry, A., 1962, "The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows", *Journal of Geological Society of Australia, Part 2*, Vol. 8: 191-216.

Streckeisen, A., 1976, "To each plutonic rock its proper name", *Earth-Science Reviews*, Vol. 12: 1-33.

Walker, G. P. L., 1992, "Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas", *Bulletin of Volcanology*, Vol. 54: 459-474.

(تصویر ۲۰) بازالت‌های سلطان میدان بین سه محدوده‌ی کوارتز تولیت، الیون تولیت و آلکالی بازالت مشاهده می‌شوند. ولی از نظر پراکندگی گرایش آنها بیشتر به محدوده‌ی آلکالی بازالت است. این موضوع در دیاگرام‌های کل آلکالی‌ها- سیلیس (TAS) نیز تأیید می‌شوند. لذا به نظر می‌رسد این بازالت‌ها به گونه‌ای ترانزیشنال تغییر کرده‌اند و از دیدگاه دیاگرام یودر و تایلی آنها را می‌توان به بازالت‌های ترنیشنال نسبت داد. حضور بازالت‌های آلکالن در این مجموعه می‌تواند بیانگر درجه‌ی ذوب بخشی پایین ماگمای اولیه "م.ب.س.م" در اعماق زیاد باشد که پس از تشکیل در مسیر صعود خود به سطح زمین ضمن تفریق بلورین دچار آرایش با پوسته‌ی قاره‌ای نیز شده است.

مراجع

جعفریان، ع. رضا، ۱۳۸۶، "نقش بازالت‌های زیر دریایی سیلورین در کانی سازی ماسیو سولفاید در ارتفاعات شمال شرق شاهرود"، فصلنامه زمین شناسی کاربردی سال ۳ شماره ۳: ۱۷۰-۱۵۷.

خسرو تهرانی، خ.، ۱۳۶۴، "چینه‌شناسی پرکامبرین و پالئوزوئیک"، انتشارات دانشگاه تهران، ۶۵۱ ص.

شهرابی، م.، ۱۳۶۹، "نقشه‌ی زمین‌شناسی چهارگوش گرگان، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Alavi, M., 1991, "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geol. Soc. America Bulletin*, Vol. 103: 983-992.

Berberian, M., 1976, "Contribution to the seismotectonics of Iran (part II)", *Geological Survey of Iran, Rep. no 39*, 518p.

Best, M. G., 2003, "Igneous and metamorphic petrology (2nd ed.)", *Blackwell Publishing, MA, USA*, 729 p.

Brooks, C. K., 1976, "The Fe₂O₃/FeO ratio of basalt analyses: an appeal for a standardized procedure", *Bull. Geol. Soc. Denmark*, Vol. 25: 117-120.

Cochemé J.-J., Leggo P.J., Damain G., Fulop A., Ledésert B. & Grauby O., 2003, "The mineralogy and distribution of Zeolitic Tuffs in the Maramures Basin, Romania", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 51 (6): 599-608.

Ersoy, E. Yalçın, Helvacıa, C. & Palmer, Martin R., 2010, "Mantle source characteristics and melting models

Yoder, H. S. & Tilley, C. E., 1962, "Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems", *Journal of Petrology*, Vol. 3 (3): 342-532.