

پدیده های سنگ زایشی مجموعه الترامافیک- مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران

نوشته : حبیب الله قاسمی*، دکتر مسیب سبزه‌ئی**، دکتر تیری ژوتو***، دکتر اوره بلون****،
دکتر ابراهیم راستاد**** و دکتر محمد هاشم امامی**

Petrogenesis of Sikhoran Ultramafic-Mafic Complex, Southeast Iran

By: H. Ghasemi* , Dr. M. Sabzchi** ,Dr. T. Juteau***,Dr. H. Bllon***,Dr.E.Rastad**** and Dr. H. Emami**

چکیده

توده الترامافیک- مافیک سیخوران در داخل دگرگونی‌های پالئوزوئیک و با مرز گسله (گسل آشین) در زیر گلوکوفان شیستهای مزوزوئیک قرار گرفته و از سه واحد (الف) هارزبورژیتی پورفیروکلاستیک با بافتها و ترکیبات نبرگداز و پسماندی کانیها و سنگ کل پریدوتیت‌های گوشته آلپی (ب) عبوری متشکل از نوبیت‌های پورفیروکلاستیک پسماندی و کومولاهای الترامافیک ماکمایی و (ج) کومولاهای الترامافیک- مافیک لایه‌ای، تشکیل شده است. گابروی ایزوتروپ آبشور به سن تریاس میانی- فوقانی و دایکهای پراکنده دیابازی به سن ژوراسیک میانی- فوقانی و کرتاسه، تمامی این واحدها را قطع می‌نمایند. مطالعه دقیق واحدهای ماکمایی این مجموعه نشان می‌دهد که بخش زیرین توالی کومولایی (الترامافیکها) را یک سیستم باز که با ورود ماکمائی تازه، تجدید می‌شده و بخش فوقانی آن (گابروهای لایه‌ای) در یک سیستم بسته متبلور شده است. این روند با روند تبلور توالی ماکمایی افیولیت‌های کم تیتان مطابقت دارد. این مجموعه در اثر کشش و ایجاد گسیختگی در پوسته پلاتفورمی ایران زمین و بالادگی و نوب بخشی گوشته فوقانی (۲۰ تا ۲۰ درصد) در خلال یا قبل از کربونیفر فوقانی- پرمین (همگام با رخداد گوهزایی هرسنین و آغاز ریفت‌زایی حوضه‌های دنوتتیس زاگرس و سنندج- سیرجان) ایجاد شده و سپس در تریاس میانی- فوقانی (رخداد سیمیرین پسین) و ژوراسیک میانی- فوقانی (رخداد سیمیرین پسین) به ترتیب مورد هجوم گابروهای ایزوتروپ و دایکهای دیابازی قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، ایران، سیخوران، الترامافیک- مافیک

Abstract:

The Sikhoran Ultramafic- Mafic Complex is located in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Southeast Iran. This complex is surrounded by palaeozoic metamorphics, overlain by mesozoic glaucophane schists with Ashin reverse fault and consists of three main units including porphyroclastic harzburgites (mantle unit?), transitional and layered Ultramafic-mafic unit. The Abshour isotropic gabbros with a late- middle Triassic age occur as a huge intrusion cutting this complex. It has produced an intense contact metamorphism in the palaeozoic metamorphics. Scattered diabasic dykes with late-middle Jurassic ages cut all of them. This polygenetic complex does not include certain

essential units of a classic ophiolite sequence such as dyke swarms and pillow lavas, hence we can not name it an ophiolite sensu stricto.

Porphyroclastic harzburgites and porphyroclastic dunites of the transitional zone have deformational fabrics and mineral and whole rock compositions of alpine mantle peridotites. The upper part of transitional zone composed of a rhythmic sequence of layered dunite-wehrlite-pyroxenite with magmatic origin. Layered ultramafic-mafic cumulates consist of an ultramafic (feldspathic peridotites) section in the lower and a thick mafic (gabbroic) section in the upper part. Detailed studies of the main lithologic units of this complex indicate, that the lower part (ultramafics) crystallized in an open system replenished by new magmatic injections and the upper (gabbroic) part in a closed system. This trend is similar to that of low-Ti Ophiolites magmatic sequence.

Field relations of different lithologic units, regional geology, and absolute age determinations show that this complex has been formed in an extensional tectonic environment by partial melting (29-30%) of an upper mantle diapir during the upper Carboniferous-Permian (simultaneously with Hercynian orogeny and initiation of rifting of Zagros and Sanandaj-Sirjan Neotethys basins) and subsequently by isotropic gabbros and diabasic dykes in the late- middle Triassic (Early Cimmerian) and Jurassic (Late Cimmerian) times respectively.

Key words: Ophiolite, Iran, Sikhoran, ultramafic, mafic

۱- مقدمه

دانشگاه برتانی غربی فرانسه برای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب به روش ICP-AES، آنالیز فازهای مختلف کانیها در آزمایشگاههای میکروسوند مرکز فرانسوی تحقیقات دریایی اروپا (IFREMER) در شهر فرانسه و دانشگاه Jussieu در پاریس با دستگاه میکروسوند CAMEBAX SX50 و همچنین تعیین سن نمونه‌ها در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی دانشگاه برتانی غربی به روش K-Ar بوده است.

۳- زمین‌شناسی

پیکره‌های سنگی اصلی منطقه سیخوران را سه مجموعه آنرین، دگرگونی و رسوبی تشکیل می‌دهند (شکل ۱). پیکره آنرین شامل یک مجموعه چندزادی متشکل از یک توالی بهم پیوسته الترامافیک-مافیک به سن قبل از پرمین به نام مجموعه سیخوران، گابروهای ایزوتروپ به سن تریاس میانی- فوقانی و دایکهای پراکنده گابروی، پبروکسنیتی و نیابازی با سنهای مختلف از پرمین تا کرتاسه است.

مجموعه بهم پیوسته الترامافیک-مافیک، از واحدهای هارزبورژیتی پورفیروکلاستیک (Tectonites) با ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانیها و سنگ کل پسماندهای گوشته‌ای پریئوتیت‌های آلپی، عبوری (Transitional Zone) متشکل از نونیت‌های پورفیروکلاستیک پسماندی (گوشته‌ای) و کومولاهای الترامافیک ماگمایی و کومولایی (Cumulates)

مجموعه الترامافیک-مافیک چندزادی سیخوران در منطقه اسفندقه دارای بخشهای مختلف با طبیعت و تاریخچه تحولی جداگانه بوده، و از توالی مرسوم پیکره‌های افیولیتی ایران زمین (Desmons and Beccaluva (1983), Stocklin (1974), Difenbach et al. (1986) متمایز است و بنابراین نمی‌توان آنرا یک مجموعه افیولیتی کلاسیک نامید (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۹). بررسیهای دقیق صحرایی، کانی‌شناختی، سنگ نگاری، ژئوشیمیایی و ژئوکرونولوژیکی بر روی این مجموعه به کشف حقایق تازه‌ای درباره طبیعت چندزادی آن منجر شده است. ماهیت زمین‌شناسی این مجموعه پیشاپیش در مقاله‌ای جداگانه به تفصیل مورد بررسی قرار گرفته است (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۹). در اینجا با استفاده از نتایج مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، تنها به بیان پتروژنز توالی الترامافیک-مافیک پرداخته می‌شود.

۲- روشهای مطالعاتی

مطالعه دقیق این مجموعه مشتمل بر تهیه نقشه زمین‌شناسی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و برداشتهای صحرایی (شکل ۱)، مطالعات پتروگرافی، آنالیزهای ژئوشیمیایی سنگ کل در آزمایشگاه ژئوشیمی

۲- کلینوپیروکستنها که در مقابله کمتر از ۳ درصد در هارزبورژیتهای پورفیروکلاستی به عنوان یک فاز پسماندی حضور دارند، در بونیتهای پورفیروکلاستی بخش زیرین واحد عبوری ناپدید می شوند و سپس در بخش فوقانی واحد عبوری به عنوان یک فاز ماگمایی ظاهر شده و تا انتهای توالی به صورت یک فاز اصلی حضور دارند. اما ترکیب شیمیایی آنها تغییرات اندکی نشان دانه، فضای کوچکی را بطور عمده در محدوده نیوپسید، ابتدای محدوده های آندیوپسید، سالیته و اوژیت دربر می گیرد (جدول ۲). این محدوده بر قلمروی ترکیب کلینوپیروکستنها فیولیتی (Coleman 1977) منطبق است. غنی شدگی بسیار ضعیف کلینوپیروکستنها کومولاهای سیخوران از آهن و قرارگیری آنها در اوایل محدوده های سالیته و اوژیت، حاکی از غنی بودن ماگمای والد از منیزیم و کلسیم است. میزان بالای عدد منیزیم (Mg#) در الیونها، کلینوپیروکستنها و ارتوپیروکستنها کومولاهای زیرین حاکی از تبلور آنها در فشاری نزدیک به فشار جدایش مذاب (Melt segregation) است. بر این فشار، کانیهای که بر روی لیکیدوس متبلور می شوند همان کانیهای موجود در پسمانده گشتهای هستند (Elthon et al. 1992).

مقابله Cr_2O_3 کلینوپیروکستنها کومولاهای با کاهش Mg# به شدت کاهش یافته و به صفر می رسد. بر عکس مقابله Na_2O ، Al_2O_3 و TiO_2 آنها افزایش می یابد. این مسأله به تپی شدگی تدریجی ماگما از کروم و غنی شدگی آن از تیتان، آلومینیوم و عناصر آلکالین و خلال تفریق مرتبط می باشد. بعلاوه (Barnes 1986) بر نقش مایع اینترکومولوس بر تغییر کانیهای کومولوس تأکید ورزیده، تغییرات شدید محتوای کروم پیروکستنها را در یک طیف محدود Mg# به این مسأله مرتبط می داند. پایین بودن مقابله TiO_2 کلینوپیروکستنها (حداکثر ۴۲ درصد) نشانگر پایین بودن مقدار تیتان ماگمای والد است که از ویژگیهای توالی کومولایی فیولیت تروئوس (Hebert and Laurent, 1987) نیز می باشد. بنابراین، مذاب اولیه از نوب بخشی دوباره گویشته فوقانی به شدت تپی شده ای ایجاد شده که ترکیب آن به ترکیب هارزبورژیتهای پورفیروکلاستیک زیرین بسیار شبیه بوده است.

۴- ترکیب شیمیایی و کانی شناسی ارتوپیروکستنها توده سیخوران تغییرات خفیفی در محدوده های انستاتیت درصد ۹۱/۵ تا ۶۸/۵ دارد (جدول ۴). در هارزبورژیتهای پورفیروکلاستیک، طیف ترکیبی بسیار محدودی در میدان انستاتیت (مشخصه پریئوتیتهای خیلی تپی شده، Monnier et al. 1999) دارد و در کومولاهای به سمت ترکیب این کانی بر کومولاهای لایه ای گرایش می یابد. در بخشهای فوقانی کابروه های لایه ای (بر فروگابروها و کابرونورتها) ترکیب آن به اوایل محدوده هیپرستن می رسد.

متشکل از کومولاهای الترامافیک-مافیک لایه ای، تشکیل شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۹).

پیکره نگرگونی شامل دو مجموعه متفاوت از نگرگونه های پالئوزوئیک و گلوکوفان شیبتهای مزوزوئیک و پیکره رسوبی مشتمل بر نهشته های نوع فلشی ژوراسیک زیرین، آهکهای ژوراسیک فوقانی-کرتاسه و آبرفتیهای کواترنری است.

۴- شیمی کانیها

به منظور ترسیم سیمای دقیق نحوه تکوین مجموعه سیخوران، ترکیب شیمیایی فازهای مختلف کانیها در نمونه های واحد های مختلف آن مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفته اند. از نتایج آنالیز شیمیایی فازهای مختلف کانیها در مجموعه سیخوران می توان موارد زیر را برداشت نمود:

۱- کروم اسپینلها که در بخشهای هارزبورژیتی، عبوری و بخش زیرین (الترامافیک) توالی لایه ای دیده می شوند، ترکیبشان به تبعیت از منشاء، موقعیت بافتی و تغییر و تحولات بعدی آنها، تغییرات قابل ملاحظه ای نشان می دهد (جدول ۱، شکل های ۲ و ۳). این تغییرات به طور عمده شامل تپی شدگی از کروم و غنی شدگی از آلومینیوم و تیتان به سمت بالای توالی است. معهذ، پایین بودن میزان تیتان در منبع گویشته ای و ماگمای سازنده توالی مزبور است که بر ترکیب پیروکستنها و آنالیزهای سنگ کل نمونه ها هم منعکس می باشد. ترکیب آنها در هارزبورژیتها و بونیتهای پورفیروکلاستی بیشتر در محدوده ترکیب کروم اسپینلها و اکنشی و در کرومیتها و سنگهای واحد عبوری به طور عمده در محدوده ترکیب کروم اسپینلها ماگمایی قرار می گیرد. غنی بودن اسپینلها از کروم و منیزیم و تپی بودن آنها از تیتان حاکی از تمایل بونیتتهای ماگمای والد آنهاست (Juteau et al. 1996, Middlemost 1985).

۲- الیون به عنوان یکی از سازندگان اصلی مجموعه سیخوران از واحد هارزبورژیتی پورفیروکلاستیک تا الیون کابروه های کومولاهای مافیک لایه ای حضور دارد و ترکیب آن تغییرات قابل ملاحظه ای نشان می دهد (جدول ۲). در هارزبورژیتها و بونیتهای پورفیروکلاستیک با ترکیب نبر گداز الیونتهای پریئوتیتهای گویشته ای و در سایر بخشها با ترکیب الیونتهای کومولاهای الترامافیک-مافیک دیده می شود (شکل ۴). مقابله نیکل و فورستریت درصد الیونتهای کومولاهای از مقابله آنها در الیونتهای پریئوتیتهای گویشته ای (Monnier et al. 1999, Elthon et al. 1992) پائین تر است، اما حاکی از وجود یک ماگمای غنی از منیزیم است، زیرا که اولین الیونتهای متبلور شده از یک ماگمای نشان بهنده ترکیب ماگمای اولیه از نظر منیزیم می باشند.

ترکیب فازهای مختلف کانیها حاکی از منشاء گوشته پسماندی و نیرگداز بخشهای هارزبورژیتی و نونیتی پورفیروکلاستیک است. بعلاوه، تغییرات نوسانی ترکیب کانیها در بخشهای زیرین (الترامافیک) توالی ماگمایی، حاکی از تبلور و تحول این بخش از آشیانه در یک سیستم باز است که با ورود ماگمای تازه، تجدید می شده است. اما بخشهای فوقانی (گابرویی) این مجموعه در یک سیستم بسته متبلور شده و در نتیجه تغییرات ترکیب شیمیایی کانیها که منبعت از تغییرات ترکیب آشیانه است، شنیدنیتر بوده است. این نظریه بر خلاف نظریه های قبلی است که تبلور این کومولاها را در سیستم های بسته فرض می نمودند.

۵- شیمی سنگ کل

جدول ۶ میانگین ترکیب شیمیایی سنگ کل نمونه های واحد های مختلف را نشان می دهد. هارزبورژیتها و نونیت های پورفیروکلاستی از عناصر سازگار نظیر Mg, Cr, Ni غنی و از عناصر ناسازگار نظیر Ti, Si, Sr, Rb, Ba, Zr, K, Na, Ca, Al, ترکیب عناصر اصلی و نادر این سنگها را در مقایسه با گوشته اولیه، لرزولیت، هارزبورژیت، نونیت و گدازه های کوماتیتی و پیکریتی نشان می دهند. همانگونه که از داده های این جدول بر می آید، ترکیب هارزبورژیتها و نونیت های سیخوران به ترکیب این سنگها در پریونیت های گوشته ای نزدیک و از ترکیب گوشته لرزولیتی، گدازه های پیکریتی و کوماتیتی متفاوت است.

روند تهی شدن لرزولیتها، هارزبورژیتها و نونیتها از عناصر ناسازگار و غنی شدن آنها از عناصر سازگار، را می توان نتیجه نوب بخشی در گوشته لرزولیتی زایا (Fertile) و خروج مذاب بازالتی از آن دانست (Dick 1977, Jateau and Maury 1999). در خلال رخداد نوب بخشی لرزولیت، کلینوپیروکسن به راحتی نوب می شود. بنابراین، یک لرزولیت حاوی حدود ۱۵ درصد کلینوپیروکسن با تحمل ۲۰ تا ۲۵ درصد نوب بخشی و خروج ماگما های تولتی نوع MORB از آن به یک هارزبورژیت فاقد کلینوپیروکسن تبدیل می شود (Parkinson and Pearce 1988). خروج مذاب از این پسمانده، سبب تهی شدن آن از عناصر قابل گداخت و غنی شدن آن از عناصر نیرگداز می گردد. این تغییرات در ترکیب کانی شناسی آنها نیز به صورت افزایش نسبت مودال الومین فورستریتی و کاهش نسبت مودال پیروکسنها بخصوص کلینوپیروکسن منعکس می گردد. بدیهی است که در نرجات بالاتر نوب بخشی (بیش از ۳۰ درصد)، هارزبورژیتها نیز به نونیت های پسماندی تبدیل می شوند و ماگما های حاصله دارای سیلیس بیشتری خواهند بود. عبور مذاب بازالتی از میان بخش

میزان Cr_2O_3 آنها همگام با کاهش #Mg، کاهش، ولی مقدار تیتان اندکی افزایش می یابد. پایین بودن مقدار تیتان منبع گوشته ای (احتمالاً هارزبورژیت های پورفیروکلاستیک) و ماگمای والد را از ترکیب ارتوپیروکسنها هم می توان استنباط نمود. زیرا میزان تیتان پیروکسنها، انعکاسی از برجه تهی شدگی منبع گوشته ای و فعالیت این عنصر در ماگمای والد انباشته های کومولایی است (Hebert and Laurent 1987). پایین بودن مقادیر آلومین و تیتان در ارتوپیروکسنهای هارزبورژیت های پورفیروکلاستیک حاکی از وقوع نوب بخشی در این واحد و ورود این عناصر به داخل مذاب تولیدی است. بعلاوه، پایین بودن آلومین ارتوپیروکسنهای بخشهای ماگمایی به همراه ظهور نیر همگام پلاژیوکلاز در آنها، منعکس کننده نسبت پایین آلومین در ماگمای والد هستند.

۵- پلاژیوکلازهای توالی لایه ای توده سیخوران نیز تغییرات ترکیبی بسیار خفیفی در محدوده های آنورتیت درصد ۷۶ تا ۱۰۰ نشان می دهند (جدول ۵) و در هیچکدام از نمونه ها منطبق بندی دیده نشده است. این طیف ترکیبی بسیار محدود از طیف پلاژیوکلازهای کومولا های اقیانوسی بسیار متفاوت بوده، حاکی از نسبت بالای Ca/Na در ماگمای والد است.

۶- آمفیبولها به جز در بعضی از نایکهای گابرو-پگماتوئیدی، در سنگهای منطقه سیخوران خیلی کم دیده می شوند. این امر می تواند نشانگر پایین بودن فعالیت آب در ماگمای والد این توده باشد. آنها در هارزبورژیتها و نونیت های پورفیروکلاستی سرپانتینی شده به عنوان کانی دگرگونی درجه پایین با ترکیب ترمولیت-اکتینولیت و در اطراف بعضی از پیروکسنهای اورالیتی شده نیز با همین ترکیب دیده می شوند. در کومولا های اولترامافیک لایه ای به عنوان یک فاز اینترکومولوس بین روزه ای و همچنین فاز جانشینی با ترکیب هورنبلند، هورنبلند پارگازیتی و پارگازیت، در تروکتولیتها به صورت حاشیه سمپلکتیک با ترکیب هورنبلند و در گابروهای لایه ای با ترکیب هورنبلند پارگازیتی ظاهر می شوند.

۷- اکسیدهای آهن و تیتانیم بیشتر در فروگابروها دیده می شوند ولی اندازه دانه ها و میزان مودال آنها در حد اقتصادی نیست. این اکسیدها شامل منیتیت و ایلمنیت هستند. پایین بودن این اکسیدها در توالی ماگمایی توده سیخوران، انعکاسی از پایین بودن میزان تیتان ماگمای والد سری کومولایی است که خود حاکی از تهی بودن منبع گوشته ای این ماگما از تیتان است.

۸- تغییرات ترکیب فازهای سولفیدی حاکی از آن است که سولفیدهای واحد های الترامافیک زیرین بطور عمده نوع پیروتیت و پنتلانیت و در واحد های بالاتر از نوع پیریت و کالکوپیریت هستند.

و سپس گابروها دارای بیشترین مقادیر این اکسید هستند. مقادیر Na_2O نمونه‌های مجموعه الترامافیک-مافیک بسیار پایین است (کمتر از ۱ درصد) و این امر قبلاً از ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها نیز اثبات شده بود. با این حال روند تفریقی غنی‌شدگی نمونه‌های سری کومولایی از این اکسید کاملاً روشن است. به دلیل ناچیز بودن مقادیر K_2O نمونه‌ها، از ترسیم تغییرات آن صرف‌نظر شده است. الگوهای بهنجار شده عناصر نادر خاکی و ناسازگار بخشهای مختلف توالی ماگمایی نسبت به گوشته اولیه، کم و بیش مشابه و در حد نسبتهای گوشته‌ای است (شکل ۵). نمونه‌های الترامافیک بیشتر غنی از کلینوپیروکسن بوده و به همین دلیل از عناصر خاکی متوسط و سنگین نسبت به انواع سبک غنی‌ترند، اما نمونه‌های توالی گابرویی از عناصر سبک غنی‌تر هستند.

۶- بحث و نتیجه‌گیری

مطالعات دقیق صحرایی، پتروگرافی، شیمی کانیها، شیمی سنگ کل و سن سنجی ایزوتوپی (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۹، قاسمی، ۱۳۷۹) نشان می‌دهند که اولاً، مجموعه الترامافیک-مافیک سیخوران یک مجموعه چندزایی است که بخشهای مختلف آن در زمانهای متفاوت تکوین یافته‌اند. ثانیاً، این مجموعه فاقد بعضی از بخشهای اساسی یک توالی افیولیتی است و در نتیجه نمی‌توان آن را یک مجموعه افیولیتی کلاسیک دانست. ثالثاً، توالی الترامافیک-مافیک این مجموعه به یقین به قبل از پرمین، گابروهای ایزوتروپ به تریاس میانی- فوقانی و دایکهای بیابازی آن به ژوراسیک میانی- فوقانی تعلق دارند (شکل ۷).

توالی الترامافیک - مافیک این مجموعه از یک بخش بزرگدانه گوشته‌ای و یک بخش ماگمایی تشکیل شده است. بخش گوشته‌ای که در پایین بیشتر از هارزبورژیت و در بالا به تدریج به نونیت‌های پورفیروکلاستیک تبدیل می‌شود، دارای ساختار، کانی‌شناسی و شیمی کانیها و سنگ کل پسماندهای گوشته‌ای است. وقوع فرایند نوب بخشی از واکنش مذاب-جامد (Dick 1977, Quick 1981, Juteau et al. 1996) در این بخش، آن را بطور محسوس از پیروکسن فقیر و برعکس از لابه‌ها و عدسیهای نونیتی و کرومیتی غنی نموده است.

در توالی ماگمایی، نوع ظهور و ناپدید شدن فازهای کانیها و ترتیب تبلور آنها از یک واحد به واحد دیگر متفاوت است (جنول ۹).

در این کومولایا، ترتیب تبلور فازهای کانیها در بخشهای زیرین حاکی از تحول در سیستم بازاست که با چرخه‌های اختلاط مایعات، تبلور و تفریق فازهای کانیها یا مایعات همراهی می‌شده است. بنابراین منشاء آنها

هارزبورژیتی توده‌های افیولیتی، علاوه بر ایجاد واکنشهای مذاب-جامد گاهی اوقات سبب به تله افتادن پاکتهای مذاب و تبلور فازهای ماگمایی حاوی عناصر قابل گداخت در هارزبورژیتها می‌شود. حجم مذاب به تله افتاده گاهی به ۶ تا ۷ درصد می‌رسد (Dick 1977). در توده سیخوران نیز شواهد فراوانی حاکی از عبور مذاب بازالتی از میان هارزبورژیتها و نونیت‌های زیرین وجود دارد (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۸، قاسمی، ۱۳۷۹).

تمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی و ناسازگار این سنگها نسبت به گوشته اولیه نیز منشاء پس‌ماندهی آنها را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۵). غنی‌شدگی ضعیف آنها از عناصر نادر خاکی سبک و در مقایسه با انواع سنگین، به سرپانتینی شدن آنها مربوط است (Henderson 1984).

توالی ماگمایی توده سیخوران نیز در بیاگرامهای تغییرات عناصر در قبال SiO_2 روندهای مشخص ولی آرام تفریق را نشان می‌دهند (شکل ۶). در این بیاگرامها یک انفصال مشخص در Al_2O_3 حدود ۶ درصد دیده می‌شود که منطبق بر ظهور پلاژیوکلاز و تشکیل تروکتولیتها و سپس گابروهاست. میزان آلومین نونیتها بسیار پایین است، زیرا تنها فاز آلومین‌دار این سنگها اسپینل است که به‌عنوان کانی فرعی در مقادیر کمتر از ۲ درصد دیده می‌شود. اما پیروکسنیتها، ورلیتها و لروزولیتها تا بیش از ۵ درصد آلومین دارند که به دلیل حضور پیروکسن فراوان، مقادیر کمی پلاژیوکلاز و اسپینل غنی از آلومین بر آنهاست. نمونه‌های لوکوگابرویی، آلومین بالایی دارند (تا ۲۳ درصد).

تغییرات آهن و منگنز با روند تفریق و تهی شدن مایع باقیمانده و هماهنگ الیومین و کروم اسپینل از کنترل‌کننده‌های اصلی مقدار آهن نمونه‌ها هستند بطوری که در SiO_2 حدود ۴۲ درصد که نونیتها و تروکتولیتها ناپدید می‌گردند، یک کاهش و انفصال مشخص در میزان آهن نمونه‌ها دیده می‌شود. در مورد فروگابروها نیز بالا بودن اکسیدهای آهن و تیتانیم، توجه‌کننده موقعیت آنها در بیاگرام است. پیروکسنیتها، اگر چه از سنگهای الترامافیک هستند اما به دلیل آنکه بطور عمده از کلینوپیروکسنهای کلسیک تشکیل شده‌اند، میزان آهن پایینی دارند.

تغییرات MgO نیز در مقادیر حدود ۱۷ درصد (مرز سنگهای الترامافیک از مافیک)، ۳۰ درصد (مرز نونیتها و تروکتولیتها از لروزولیتها، ورلیتها و پیروکسنیتها) و ۴۲ درصد (مرز نونیتها از تروکتولیتها) دارای انفصالیهای کاملاً مشخصی بوده، منطبق بر تغییر مقادیر مودال الیومین و پیروکسنهاست.

تغییرات CaO نیز انفصالیهای مشخصی در مقادیر ۵ و ۱۲ درصد دارد که به ترتیب منطبق بر ظهور و افزایش مقادیر کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و جدایش آنها از مذاب است، بطوری که پیروکسنیتها، ورلیتها،



سبزمنی (۱۳۷۵) ضمن تأکید بر پیوستگی و ارتباط ژنتیکی واحدهای هارزبورژیتی، عبوری و کومولایی به همنیگر، آنها را محصول بروزریزی زیر دریایی و تفریق یک ماکمای آفیولیتی بر پالئوزوئیک زیرین و حتی پرکامبرین می‌داند. به اعتقاد وی، یک ماکمای پلاژیوکلاز اسپینل لرزولیتی در اثر تحمل پدیده نامیژاکسی (Immiscibility) می‌تواند به دو بخش الترامافیک و مافیک تولییتی تبدیل و چنین مجموعه‌ای را ایجاد نماید. نامبرده، مرز بین این مجموعه و آفیولیتها و مرمرهای پالئوزوئیک را در بسیاری از مناطق عادی دانسته و بر حضور گدازه‌های کوماتیتی در میان این مررها و آفیولیتها تأکید نموده است. در هر حال این پژوهش نشان می‌دهد که:

۱- مجموعه سیخوران در بخش هارزبورژیتی-نونیتی زیرین دارای شواهد نگرگونی فراگیر؟ است که فقط با شرایط گوشته؟ نمای بالایی ۱۰۰۰ برجه (Nicolas 1989) مطابقت می‌نماید و در بخشهای کومولایی رویی، بافتهای کومولایی بخوبی حفظ شده‌اند و به هیچ وجه از یک نگرگونی شدید و فراگیر خبر نمی‌دهند.

۲- ستبرای بسیار زیاد هارزبورژیتها با روند تبلور و تفریق آنها از یک ماکمای معمول سازنده توده‌های نفونی لایه‌ای سازگار نیست. نسبت بخش گابرویی به الترامافیک در محصولات تفریق یافته ماکماهای بازالتی ۱/۱۰ است. به عنوان مثال این نسبت در توده استیل واتر ۴/۱ و در بوشولد ۶/۱ است (Dick 1977). در توده سیخوران، این نسبت معکوس بوده بطوری که ستبرای بخش الترامافیک حداقل بیش از سه برابر بخش گابرویی است، سبزمنی (۱۳۷۵) و (Sabzehei 1995) بر نظر گرفتن یک ترکیب الترامافیک برای ماکمای اولیه، این ایراد را بر منشاء ماکمایی بخش الترامافیک آفیولیتها، وارد نمی‌دانند. اما لازم به اشاره است کرد که فوران چنین ماکمایی بر سطح زمین با این حجم زیاد تا کنون گزارش نشده است.

۳- در این مطالعه، پیوستگی و ارتباط این بخش از مجموعه (هارزبورژیتی، عبوری و کومولایی) مورد تأیید و تأکید قرار می‌گیرد اما لازم به یادآوری است که در این منطقه، هیچگونه مرز عادی بین این مجموعه و نگرگونی‌های پالئوزوئیک، مشاهده نشد. تنها جاهایی که نگرگونی‌های پالئوزوئیک بر کنار این سه بخش از مجموعه قرار گرفته‌اند، جنوب، جنوب خاوری، و خاور سیخوران و کوه باغ برج است که در تمام موارد، مرزها گسله هستند (شکل ۱).

۴- در جنوب سیخوران، توالی لایه‌ای بدون هیچگونه واسطه‌ای و البته با مرز نفونی به گابروهای ایزوتروپ تبدیل می‌شود. اگر این سه بخش از مجموعه را به یک فوران عظیم زیر دریایی در زمانهایی بسیار قدیمی‌تر از رسوبگذاری سنگهای پالئوزوئیک نسبت دهیم، می‌بایست اولاً، بر حد

را باید در یک سیستم نهنامیکی ناپایدار و باز بررسی کرد. (Beccaluva et al. 1983). در تقسیم‌بندی مجموعه‌های آفیولیتی به انواع Ti و Km و Ti و Km ، به روندهای متفاوت تفریق در توالی کومولایی آنها اشاره می‌نمایند. به عقیده این پژوهشگران، بخشهای زیرین مجموعه‌های Ti (نظیر سیخوران) در سیستم باز و بخشهای فوقانی آنها در سیستم بسته تحول می‌یابند. بخشهای زیرین دارای تبلور تعادلی و بافتهای ادکومولا، بخشهای میانی دارای تبلور نیمه تعادلی و بافتهای مزوکومولا و بخشهای فوقانی دارای بافتهای ارتوکومولا و تبلور تفریقی هستند. ترتیب تبلور فازهای کانیها بر این مجموعه‌های Km به صورت کرومیت - الیوین - کلینوپیروکسن - پلاژیوکلاز - ارتوپیروکسن - اکسیدهای آهن - تیتانیم است که دقیقاً مشابه این روند در مجموعه سیخوران می‌باشد.

لایه‌بندی منظم، ترتیب ظهور و ناپدید شدن فازهای مختلف، کاهش پیشرونده نیکل در الیوین و سنگ کل، کروم در کروم اسپینل، پیروکسنها و سنگ کل، عدد منیزیم بر الیوینها، پیروکسنها و سنگ کل، افزایش تیتان، آلومینیم، عناصر آلکالن بر پیروکسنها و سنگ کل و عناصر نادر ناسازگار، حاکی (بخصوص انواع سبک) در سنگ کل همگی مؤید این روند تفریقی هستند. مقایسه پایین آلومینیم و بالای کلسیم بر پیروکسنها، طیف بسیار محدود ترکیب پیروکسنها بخصوص کلینوپیروکسنها (نیوپسید تا اوزیت غنی از کلسیم)، تبلور بزرگ پلاژیوکلاز و ترکیب بسیار آنورتیتی آن همگی حاکی از آن است که ماکمای والد این مجموعه دارای ویژگی‌های کامل سریهای تولییتی نبوده است. نسبتهای بالای Al_2O_3 / Ti_2O_3 (تا ۳۰۰ برابر) و CaO / Ti_2O_3 (تا ۴۰۰ برابر) در سنگ کل و کانیها، حاکی از آن است که این مایع والد از نوب بخشی یک منبع تهی شده حاصل گریبده که قبلاً از عناصر آلکالن، ناسازگار و نادر حاکی سبک فقیر گشته است. روند تحول این مایع از روند مایعات نوع MORB قدری متفاوت است (Hebert and Laurent 1987). از آنجا که نیاکرامهای مختلف ژئوشیمیایی، روند تحول این مایع را در مجموع تولییتی نشان می‌دهند، پس باید انحرافات جزئی آن از روند معمول سری تولییتی را در ویژگیهای سنگ منبع قبل از نوب، تحولات ماکما در خلال تفریق و تأثیرات عبور مکرر مذاب از میان این توالی، بعد از سخت شدن آن جستجو کرد. از آنجا که بخش اعظم این انحرافات به تهی شدن سنگهای این توالی از عناصر ماکماتوفیل مربوط می‌شود، پس می‌توان چنین دریافت که علاوه بر تهی بودن منبع اولیه قبل از نوب از این عناصر، فرایند پالایش منطقه‌ای، ناشی از عبور مکرر مذابهایی بازالتی مهاجم از میان این توالی هم در تهی شدن بعدی آن نقش برجسته‌ای داشته است.

کومولایی به روش ساماریم-تئویمیم وجود ندارد. با توجه به روابط صحرایی واحدهای مختلف مجموعه و نتایج آنالیزهای تعیین سن مطلق (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۹، قاسمی، ۱۳۷۹) می‌توان گفت که این مجموعه در اثر کشش و ایجاد گسیختگی بر پوسته پلاتفورمی ایران زمین، صعود نیاپیری گویشته و نوب بخشی آن، قبل از پرمین و احتمالاً در فاصله زمانی کربونیفر فوقانی-پرمین (همگام با رخداد کوهزایی هرسینین و آغاز ریفتهایی حوضه‌های نئوتتیس زاگرس و سنندج-سهرجان) ایجاد شده و سپس در تریاس میانی-فوقانی (رخداد کوهزایی سیمیرین پیشین) توسط یک توده بزرگ کابرویی و در ژوراسیک میانی-فوقانی توسط دایکهای نیاپازی مورد هجوم قرار گرفته است.

سپاسگزاری

این مقاله، بخشی از نتایج پایان‌نامه دکتری مؤلف ردیف اول و همکاری مشترک با یک گروه علمی-تحقیقاتی فرانسوی به سرپرستی پروفسور Juteau از دانشگاه برتان غربی در شهر Brest فرانسه است. کلیه آزمایشهای ژئوشیمیایی، میکروپروپ و تعیین سن مطلق با هزینه گروه فرانسوی و مساعدت بخش فرهنگی سفارت فرانسه در تهران خصوصاً آقایان Regnier و Thellier انجام شده است که در اینجا لازم است از آنها تشکر نمایم.

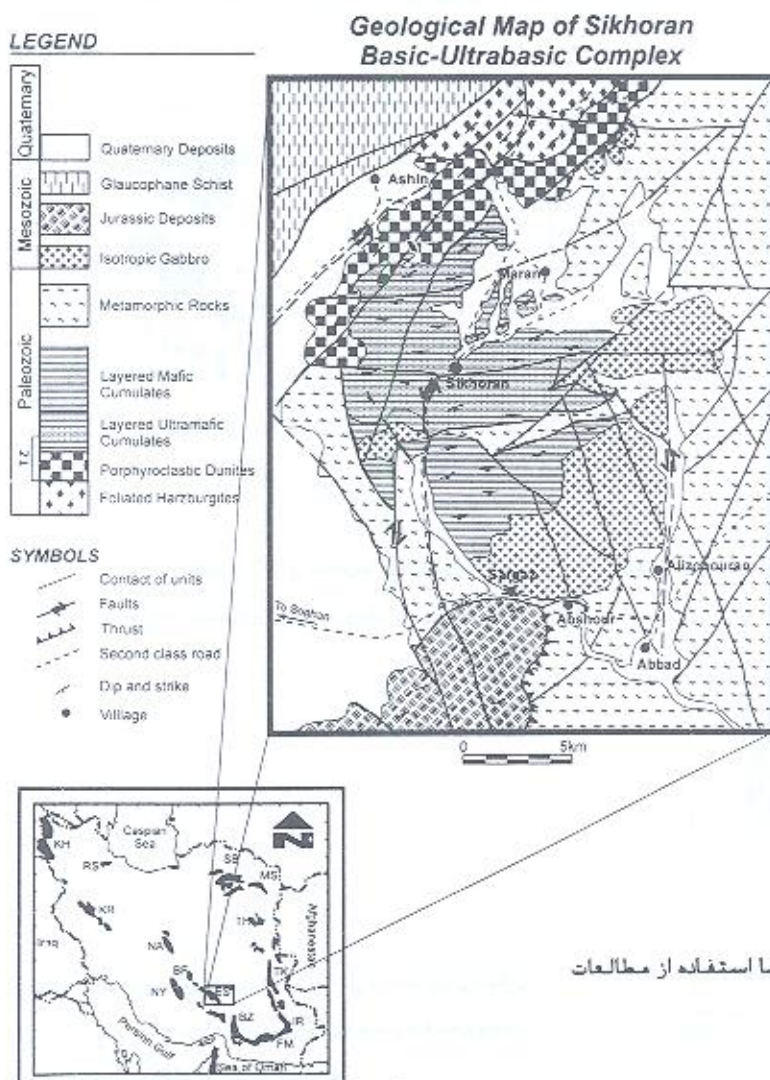
فاصل کابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ ستبرای زیادی از سنگهای خروجی و حاشیه‌های انجماد سریع وجود داشته باشد. ثانیاً نشانه‌ای از این هیاتوس (Hiatus) دیده شود. ثالثاً، ستبرایی از نگرگونه‌های پالئوزوئیک وجود داشته باشد. با توجه به موارد یاد شده، به نظر می‌رسد که در حال حاضر و با این مقدار اطلاعات سنی، نتوان مجموعه الترامافیک-مافیک را به زمانهای خیلی دور و قبل از رسوبگذاری سنگهای پالئوزوئیک نسبت داد، اما آشکار است که توالی لایه‌ای توسط دایکهای کابرویکماتوئیدی پرمین قطع شده است. پس این توالی بطور قطع به زمانی قبل از پرمین تعلق دارد. معجزاً بر آمفیبولیتها و گنپسهای زون سرگز-آبشور به سن کربونیفر فوقانی بر گوشه جنوب باختری منطقه (شکل ۱) توده‌های کوچک فلدسپاتیک پریوتیتی و کابرویی با ترکیب کانی‌شناسی و سنگ کل مشابه با توالی کومولایی وجود دارند که شاید زبان‌هایی از ماگمای توالی کومولایی باشند. در محل تماس این توده‌ها با گنپسها، توده‌های کوچک مسکوویت گرانیتی به سن کربونیفر فوقانی ایجاد شده‌اند. بنابراین اگر این توده‌ها را با زبان‌هایی از ماگمای توالی کومولایی بدانیم، می‌توان سن تزریق مجموعه کومولایی توده سیخوران و نگرگونی زون سرگز-آبشور را کربونیفر فوقانی-پرمین در نظر بگیریم. دایکهای کابرویکماتوئیدی پرمین هم می‌توانند بخشهای تفریق یافته این سری کومولایی باشند که در مراحل نهایی انجماد و تبلور توده در شکافها و شکستگیهای آن تزریق شده باشند (همانند رابطه دایکهای پگماتیتی با توده‌های گرانیتی میزبان). برای روشن شدن دقیق این امر، چاره‌ای جز تعیین سن پیروکسنهای واحد

جدول ۱- حدود تغییرات ترکیب شیمیایی کروم اسپینل در واحدهای مختلف مجموعه سیخوران.

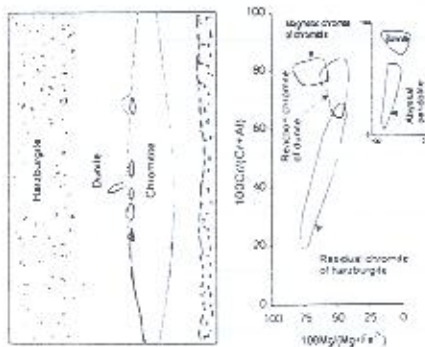
کومولاهای الترامافیک	واحد عبوری	کرومیتینها	دونتهای پورفیروکلاستیک	هارزبورژیتهای پورفیروکلاستیک
۰-۳۱	۱۰۷-۱۵۴	۱۰۶-۲۳	۱۰۵-۲۷	۱۰۲-۱۶
۲۳/۱۹-۴۹/۴۹	۱۲/۰۵-۳۶/۱۸	۵/۴۲-۱۰/۵۹	۷/۶-۱۳/۶۳	۵/۴۸-۷/۷۱
۱۶/۴۴-۳۲/۴۲	۲۱/۱۵-۳۲/۰۹	۱۸/۲۳-۲۷/۸۱	۲۵/۰۵-۳۱/۶۷	۲۹/۲۶-۴۴/۹۸
۱۰۸-۶۱	۱-۱/۱۴	۱۵-۵۵	۳۴-۵۷	۲۶-۷۹
۸/۱۷-۱۷/۴۴	۵/۲۶-۱۲/۶۵	۷/۵۶-۱۱/۸۹	۵/۸۹-۷/۵۹	۱/۸۷-۶/۸۲
۱۰/۷۳-۳۸/۷۵	۲۸/۷۹-۵۰/۹۳	۵۶/۳۶-۶۰/۳	۴۹/۲۸-۵۸/۹۲	۴۲/۹۹-۵۵/۳۴
۴۰/۰۱-۸۷/۶۳	۲۸/۴۱-۶۵/۰۴	۴۰/۸۳-۶۸/۵۱	۳۰/۲۴-۴۱/۴۱	۸/۵۴-۳۶
۱۲/۷۰-۵۰/۹۷	۳۴/۹۱-۷۳/۶۷	۷۷/۵۴-۸۷/۶۸	۷۱/۰۶-۸۳/۸۷	۷۹/۵۵-۸۴/۸۲

جدول ۲- حدود تغییرات ترکیب شیمیایی الیون در واحدهای مختلف نوده سیخوران.

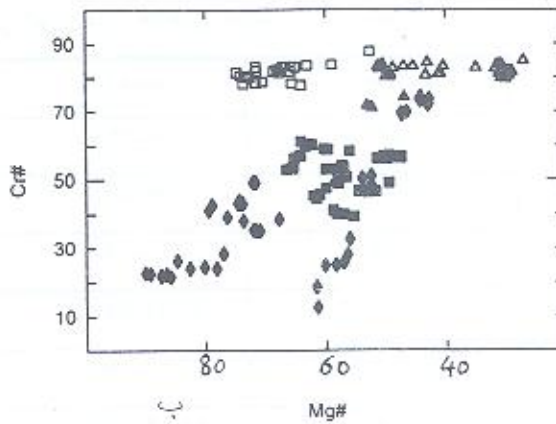
	واحد هارزبورژیستی	کرومیتینها	واحد عبوری	کرمولاهای لایه ای
SiO ₂	۴۰.۰۷-۴۲.۰۹	۴۱.۷-۴۲.۶۵	۳۸.۵۹-۴۳.۹	۳۷.۷۴-۴۲.۲۷
FeO	۷.۱۲-۱۳.۱۹	۳.۴۶-۵.۷۳	۸.۵۹-۱۹.۰۷	۷.۶-۲۷.۶۴
MnO	۰-۳۳	۰-۱۸	۰-۳۹	۰-۴۱
MgO	۴۶.۷۵-۵۲.۳۳	۵۲.۵۲-۵۵.۱۵	۴۱.۵۱-۵۰.۴۴	۳۵.۰۷-۵۱.۲۴
NiO	۱۲.۶-۵۰.۴	۳۲-۴۶	۰.۸-۳۱	۰.۵-۴۹
Fo%	۸۶.۳۴-۹۲.۷	۹۴.۲۴-۹۶.۵۲	۷۹.۵۴-۹۱.۰۱	۶۹.۳۴-۹۱.۳۲



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه سیخوران با استفاده از مطالعات صحرایی و اطلاعات ماهواره‌ای

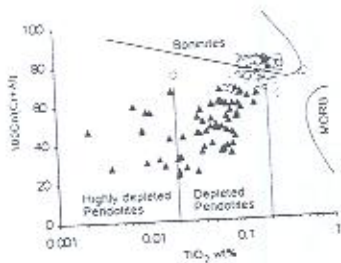


الف

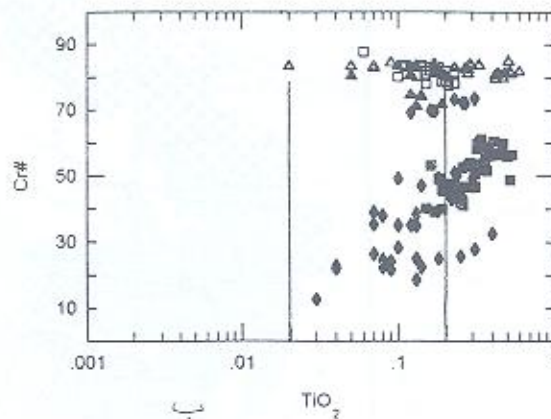


ب

شکل ۲- الف- بیاگرام Cr# بر مقابل Mg# و موقعیت انواع کروم اسپینل‌های ماگمایی، واکنشی و پسماندی بر روی آن به همراه طرح شماتیک تشکیل آنها از (Jeteau et al. 1996). ب- موقعیت نمونه‌های مختلف مجموعه سیخوران در قلمروی کرومیت‌های ماگمایی، واکنشی و پسماندی. نمونه‌های واقع در قلمروی پسماندی صرفاً به دلیل داشتن مقادیر بالای آلومین در این محدوده قرار می‌گیرند و سنگ میزبان آنها اصلاً گوشته‌ای نیست.

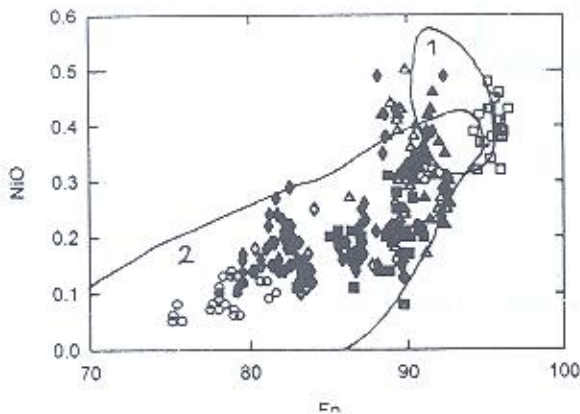


الف

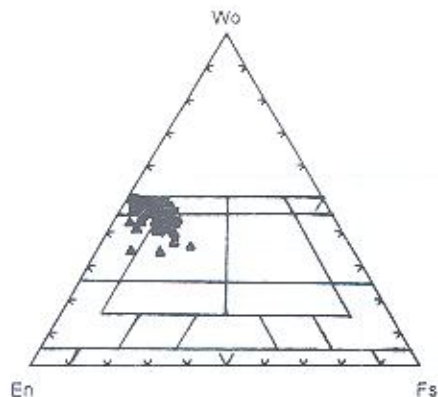


ب

شکل ۳- الف- بیاگرام Cr# بر مقابل TiO₂ و محدوده انواع کروم اسپینل‌های بونینیتی، تهی شده، خیلی تهی شده و MORB از Juteau et al. 1998. ب- موقعیت نمونه‌های مجموعه سیخوران در قلمروهای بونینیتی، واکنشی و تهی شده.



شکل ۴- بیاگرام تغییرات فورستریت درصد بر مقابل درصد وزنی نیکل برای نمونه‌های مختلف مجموعه سیخوران به همراه قلمروهای پریونیت‌های عمیق و کومولاما (Elthon et al., 1992)



شکل ۵- تصاویر بهنجار شده، عناصر نادر خاکی و بعضی از عناصر ناسازگار سنگ کل نمونه های مختلف مجموعه سیخوران نسبت به گوشته اولیه، الف- دونتها و هارزبورژیت های پورفیروکلاستیک ب- پیروکستیتها و کومولاهای الترامافیک لایه ای ج- گابروهای لایه ای.

جدول ۳- حدود تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در واحدهای عبوری و لایه ای توده سیخوران.

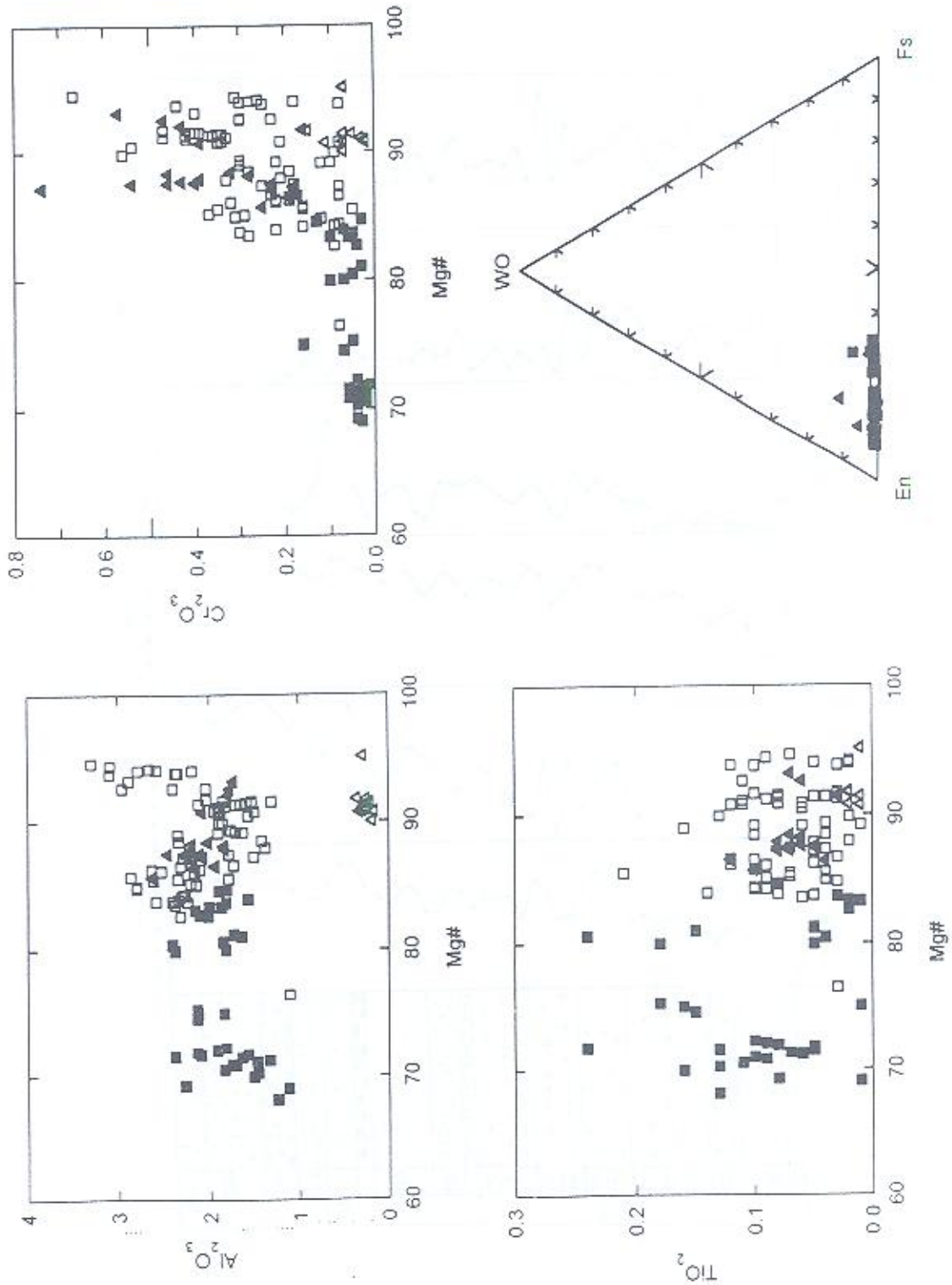
	واحد عبوری	کومولاهای لایه ای
SiO ₂	۵۱.۳۶-۵۴.۸۴	۵۱.۲-۵۴.۴۴
TiO ₂	۰-۰.۳۱	۰-۰.۵۳
Al ₂ O ₃	۱.۸-۲.۸۷	۱.۳۹-۳.۵۳
FeO	۱.۴۹-۴.۲۳	۲.۰۵-۹.۱۷
MnO	۰-۰.۲۹	۰-۰.۳۳
MgO	۱۶/۱۸-۱۸/۹۴	۱۴/۱۳-۲۱/۳۱
CaO	۲۰/۷۴-۲۵/۶	۱۷/۲-۲۴/۶۹
Na ₂ O	۰-۰/۳۲	۰/۱-۰/۴
K ₂ O	۰-۰/۰۵	۰-۰/۱۳
Cr ₂ O ₃	۰/۱-۱/۷	۰-۰/۸۳
Wo%	۴۴/۲۴-۵۱/۰۳	۳۵/۲۴-۵۱/۰۳
En%	۴۶/۶-۵۴/۲	۴۱/۲-۵۸/۵۵
Fs%	۰-۴/۹۶	۶-۱۴/۲۶
Mg#	۹۰/۵-۹۹/۳۹	۷۷/۳۲-۱۰۰

جدول ۴- حدود تغییرات ترکیب شیمیایی ارتوپیروکسن در واحدهای مختلف توده سیخوران.

	واحد هارزبورزی	واحد عبوری	کومولاهای لایه ای
SiO ₂	۵۴.۰۱-۵۸.۴۵	۵۴.۸۴-۵۷.۱۸	۵۲.۱۱-۵۷.۸۶
TiO ₂	۰-۰.۳	۰-۰.۱۲	۰-۰.۲۴
Al ₂ O ₃	۱۶-۳۶	۱.۷۳-۲.۶۳	۱.۱۱-۳.۳
FeO	۶.۱۳-۷.۸۹	۶.۹۱-۱۰.۵۲	۵.۴۹-۲۱.۱۷
MnO	۰.۰۲-۰.۲۸	۰-۰.۳۲	۰-۰.۷۰
MgO	۲۳.۹۵-۳۵.۶	۲۷.۷۷-۳۴.۳۱	۲۳.۶۴-۳۴.۷۹
CaO	۰.۷-۰.۴۳	۳.۵-۵.۶۳	۰.۲۸-۱.۸۵
Na ₂ O	۰-۰.۰۳	۰-۰.۰۳	۰-۰.۱۳
K ₂ O	۰-۰.۰۱	۰-۰.۰۲	۰-۰.۰۹
Cr ₂ O ₃	۰.۰۲-۰.۱۶	۰.۱۷-۰.۱۴	۰-۰.۱۶۷
En%	۸۹.۷۷-۹۴.۲۷	۷۶.۱۶-۹۲.۱۳	۶۶.۹۶-۹۳.۶۱
Mg#	۸۹.۹۹-۹۵.۰۸	۸۵.۶۷-۹۳.۱۵	۶۸.۱۴-۹۴.۵۸

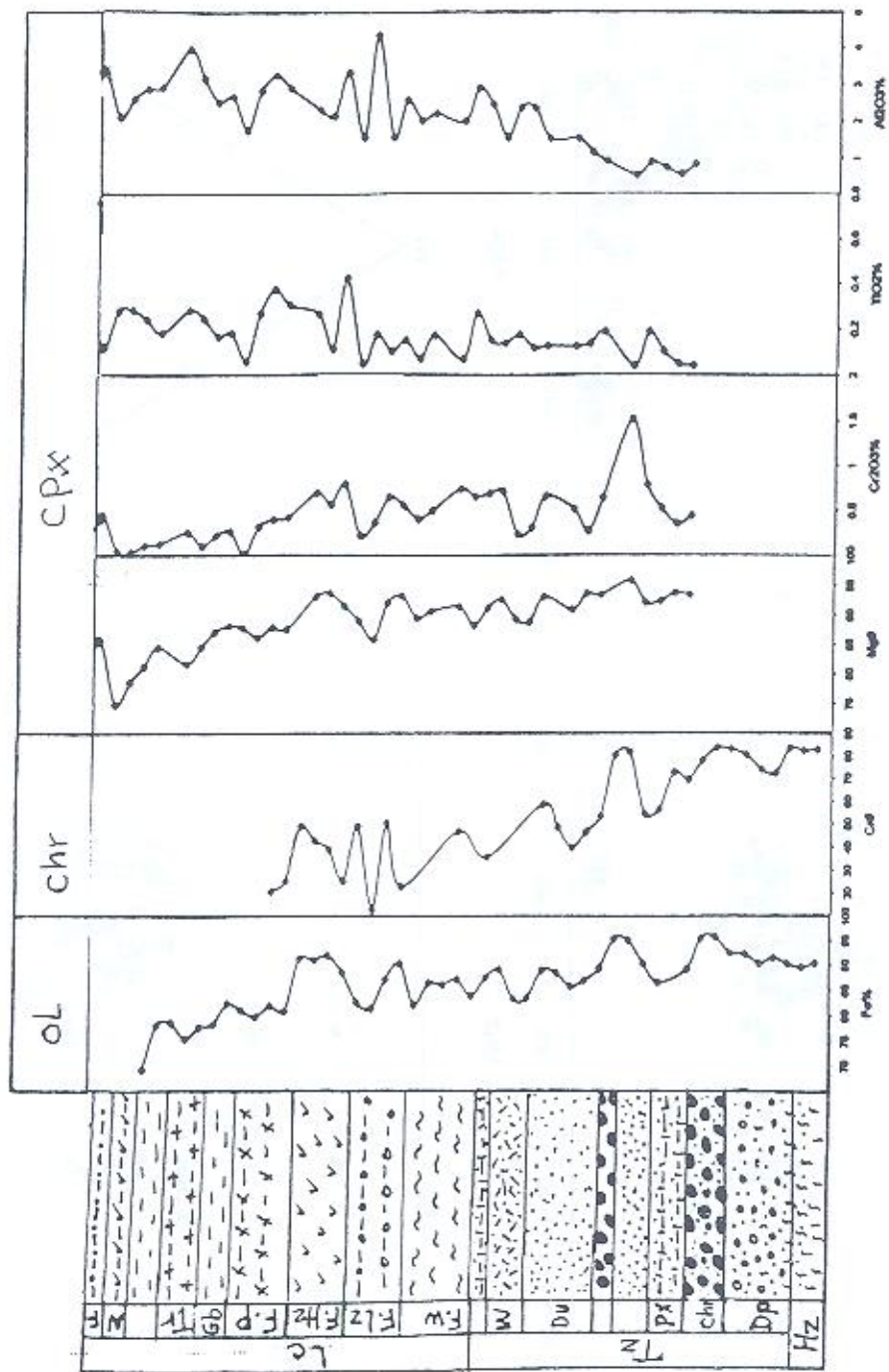
جدول ۵- حدود تغییرات ترکیب فلدسپاتها در کومولاهای لایه ای توده سیخوران.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An%
۳۹-۴۶	۳۱-۳۶	۱۶-۲۵	۰.۰۲-۰.۲۷	۰-۰.۱۲	۷۶-۱۰۰



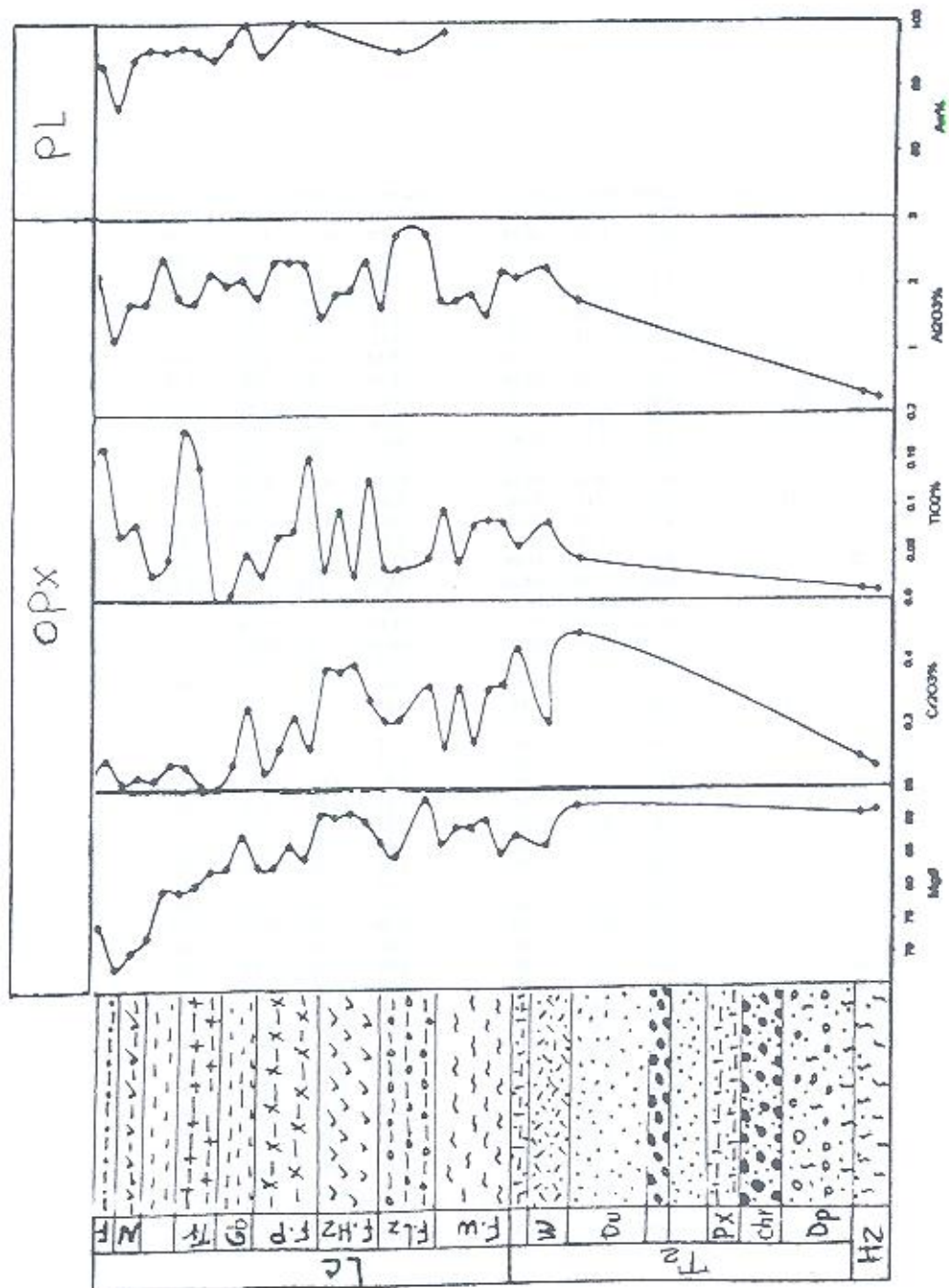
۶- تغییرات ترکیب شیمیایی ارتوپروکسن‌های نمونه‌های واحدهای مختلف مجموعه سیخوران.

□- کومولای‌های الترامافیک لایه‌ای ■- گابروهای لایه‌ای ▲- مارزبورژیت‌های پورفیرو کلاستیک - واحد عبوری



۷- تغییرات ترکیب شیمیایی فازهای مختلف کانیها به تبعیت از موقعیت آنها در ستون چینه‌شناسی مجموعه سیخوران.

Hz - هارزبورژیت پورفیروکلاستیک، Dp- نونیت پورفیروکلاستیک، Chr- کرومیت، Px- پیروکسنیت، Du- نونیت.



← ادامه شکل ۷

W- ورنیت، F.W- فلنسیاتیک ورنیت، F.L.Z- فلنسیاتیک لرزولیت، F.H.Z- فلنسیاتیک هارزیورژیت، F.P- فلنسیاتیک پریدوتیت، Gb- الیون کابرو، Tr- ترولتولیت، N- نوریت، F- فروگابرو، TZ- واحد عبوری، LC- کومولاهای لایه‌ای.



	Porphyroclastic Dunite and Harzburg/Transitional Zone						Layered Ultramafic Cumulates				Layered Mafic Cumulates		
	Hz.P.	D.P.	D.C.	Weh.T.	Px.T.		Weh.	Px.	Hx.	Lz.	Tr.	L.Gb.	F.Gb.
SiO2	40.70	37.57	38.08	48.35	49.58		49.78	49.07	41.75	44.90	40.60	44.24	40.08
TiO2	0.04	0.01	0.02	0.11	0.09		0.14	0.25	0.05	0.28	0.08	0.12	0.88
Al2O3	0.85	0.11	0.43	3.77	1.62		2.08	3.62	1.62	6.65	5.51	15.65	16.83
Fe2O3	2.55	2.62	3.00	2.14	1.71		1.94	1.89	2.71	3.20	3.75	2.46	5.47
FeO	5.96	6.11	5.83	4.99	3.98		4.22	4.62	6.32	6.30	8.53	5.49	12.76
MnO	0.13	0.12	0.14	0.14	0.12		0.12	0.12	0.13	0.15	0.16	0.13	0.25
MgO	44.00	46.35	43.19	22.25	23.10		22.54	21.43	40.00	23.97	25.10	14.76	7.02
CaO	0.85	0.31	1.38	15.33	16.99		18.80	17.07	2.20	10.78	7.88	14.38	12.58
Na2O	0.09	0.02	0.02	0.15	0.15		0.22	0.33	0.11	0.60	0.12	0.42	0.58
K2O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01		0.01	0.02	0.01	0.05	0.01	0.02	0.08
P2O5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00		0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05
L.O.I.	4.43	5.95	6.02	2.29	2.24		1.36	1.34	4.45	2.31	5.43	2.29	2.87
Total	99.80	99.16	99.10	99.52	99.58		99.32	99.76	99.34	99.20	99.15	99.99	99.45
Rb	0.15	0.18	0.15	0.10	0.29		0.20	0.20	0.25	0.23	0.25	0.30	1.43
Sr	5.00	4.50	4.77	27.00	16.25		34.00	39.00	5.00	30.67	68.50	110.60	122.33
Ba	2.50	1.92	1.27	3.25	4.00		4.40	4.57	1.50	4.33	5.00	7.20	18.67
Sc	4.75	3.90	4.46	60.00	43.88		47.80	54.33	4.50	43.00	32.00	49.40	83.33
V	36.50	8.25	22.64	172.50	148.53		148.40	179.00	51.50	167.00	100.50	123.80	630.00
Cr	2350.00	2900.00	3064.55	2042.50	3400.00		3432.00	2683.33	2390.00	1916.57	1025.00	382.00	40.33
Co	117.50	135.00	126.18	64.00	51.25		53.80	62.33	111.50	78.00	102.50	57.50	54.33
Ni	2425.00	2341.67	1813.18	372.50	431.38		444.40	671.67	2225.00	701.67	492.50	129.60	17.00
Y	0.14	0.18	0.20	3.75	1.54		3.20	4.80	0.17	4.17	2.75	3.88	4.53
Zr	3.50	2.42	2.73	3.00	2.75		4.80	6.33	3.40	4.00	3.00	4.10	6.57
Nb	0.30	0.15	0.25	0.35	0.24		0.28	0.30	0.10	0.33	0.15	0.34	0.37
La	0.00	0.00	0.00	0.25	0.25		0.44	0.33	0.00	0.40	0.15	0.26	0.63
Ce	0.00	0.00	0.00	2.75	0.34		3.15	3.33	0.00	3.17	0.75	0.70	1.50
Nd	0.00	0.00	0.00	2.50	0.00		2.15	3.17	0.00	2.67	0.50	0.58	0.83
Sm	0.00	0.00	0.00	1.25	0.00		0.92	1.68	0.00	1.53	0.30	0.54	0.37
Eu	0.00	0.00	0.00	0.26	0.08		0.21	0.34	0.00	0.30	0.13	0.17	0.30
Gd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.52	1.00	0.00	0.83	0.40	0.22	0.00
Dy	0.00	0.00	0.00	0.55	0.30		0.54	0.82	0.00	0.87	0.50	0.66	0.88
Er	0.00	0.00	0.00	0.40	0.28		0.30	0.47	0.00	0.52	0.33	0.35	0.30
Yb	0.00	0.00	0.00	0.28	0.15		0.34	0.40	0.00	0.43	0.37	0.23	0.47
Th	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.20
%AN	73.23	77.58	87.73	85.36	72.65		72.58	73.79	80.52	78.79	91.87	92.01	92.33
Q	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
or	0.06	0.00	0.00	0.03	0.06		0.04	0.10	0.03	0.32	0.06	0.12	0.37
ab	0.76	0.03	0.06	1.31	1.29		1.92	2.81	0.94	5.21	1.03	3.60	3.56
an	2.01	0.24	1.14	9.84	3.84		4.75	8.51	4.15	15.81	15.24	41.73	44.83
ne	0.00	0.07	0.08	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81
di	1.85	0.19	4.11	54.00	65.12		63.66	61.08	5.77	31.11	21.08	24.68	15.78
hy	11.55	1.97	2.98	11.50	8.01		8.55	4.17	16.51	5.89	8.19	3.33	5.84
ol	81.32	93.91	88.54	20.69	19.26		18.42	20.29	70.10	38.39	51.75	23.86	23.04
mt	2.35	2.35	2.37	2.40	2.22		2.38	2.53	2.37	2.86	2.47	2.41	3.58
il	0.08	0.02	0.04	0.21	0.18		0.28	0.48	0.10	0.54	0.15	0.24	1.73
FeO*	8.51	8.73	9.83	7.13	5.69		6.16	6.51	9.03	9.50	12.28	7.95	18.23
FeO*/MgO	0.19	0.19	0.23	0.32	0.25		0.27	0.31	0.23	0.40	0.50	0.53	2.51
FeO*/FeO*+MgO	0.16	0.16	0.19	0.24	0.20		0.21	0.23	0.19	0.28	0.33	0.35	0.72
Mg#	90.49	90.65	88.97	85.15	88.09		87.08	85.74	88.98	82.37	78.82	77.54	41.54
S.I			81.45	75.33	79.71		77.94	75.75	81.30	70.32	66.85	63.94	27.21

جدول ۷- ترکیب متوسط عناصر اصلی سنگهای گوشته فوقانی، کوماتی اینها و پیکریتها به صورت درصد وزنی.

منبع	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	FeO*	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	نوع سنگ
۱	۱۰۳	۱۳	۳۱	۳۷/۸	۷/۵	۴/۱	۱/۲	۴۶	گوشته اولیه
۲	۱۰۲	۱۴	۳۱	۳۸/۱	۷/۹	۴/۶	۱/۲	۴۵/۱	پیرولیت گوشته
۱	۱۰۶	۱۳	۱/۹	۴۲/۲	۸/۳	۲/۱	۱	۴۴/۲	میانگین لوزولیت
۳	۰	۱۲/۶	۳/۳۱	۳۸/۹۸	۸/۷۱	۳/۶۶	۱/۴	۴۴/۶	لوزولیت روند
۴	۰	۱۲	۲/۴	۴۰/۹	۸/۴	۳/۷	۱	۴۴	لوزولیت لاترو
۱	۱۰۳	۱۳	۰/۲	۴۶/۳	۱۰/۶	۶	۱	۴۱/۱	میانگین هارزبورژیت
۳	۰	۱۱/۶	۱/۵	۴۵/۴	۹/۸۶	۱/۴۹	۰	۴۱/۹۵	هارزبورژیت عمان
۳	۰	۱۱	۱/۷	۴۶	۸/۱۹	۱/۴۷	۱/۱	۴۳/۷۳	هارزبورژیت ترو دوس
۳	۰	۰	۱/۸	۴۹/۳۸	۸/۷۹	۱/۴	۰	۴۰/۶۸	دونیت ترو دوس
۳	۱۰۷	۱۱/۷	۰/۵۵	۴۸/۴۶	۷/۴۱	۱/۲۳	۱/۰۲	۴۳/۱۵	هارزبورژیت پاپوآ
۳	۰	۰	۷/۳	۴۹/۸۶	۷/۸۲	۵/۴	۰	۴۰/۹۳	دونیت پاپوآ
۴	۱۰۵	۳۸	۳/۵	۴۱/۸۷	۸/۲۵	۳/۲	۱/۱	۴۰/۴	هارزبورژیت سیکویس
۴	۱۰۴	۲۵	۳/۲	۴۰/۱	۸/۶	۴/۴	۱/۱	۳۹/۷	دونیت سیکویس
۵	۱۱	۰/۹	۸/۵	۴۵/۰۵	۸/۸	۷/۳	-	۴۳/۶۲	هارزبورژیت ایزوسولیس
۵	۱۱	۰/۴	۲/۱	۴۷/۳۳	۸/۴	۳/۳	-	۴۲/۶۴	دونیت ایزوسولیس
۲	۱	۶/۵	۶/۳۹	۲۴/۵۲	۹/۹۲	۷/۰۴	۱/۳۱	۴۲/۹۴	کوماتی ایت انتاریو
۲	۰/۳	۱/۵	۴/۲۹	۳۰/۵۸	۹/۹۸	۲/۷	۱/۳۱	۴۱/۶۱	کوماتی ایت بارنتون
۲	۱/۸	۱/۶	۵/۱	۳۰/۶	۱۱/۲	۵/۵	۱/۷	۴۱/۶	گدازه پیکریتی گرینلند
	۱/۱	۱/۹	۱/۸۵	۴۴	۸/۵۱	۸/۵	۱/۰۴	۴۰/۷	هارزبورژیت سیخوران
	۰	۱/۰۲	۱/۳۱	۴۶/۳۵	۸/۷۳	۱/۱	۱/۱	۳۷/۵۷	دونیت سیخوران

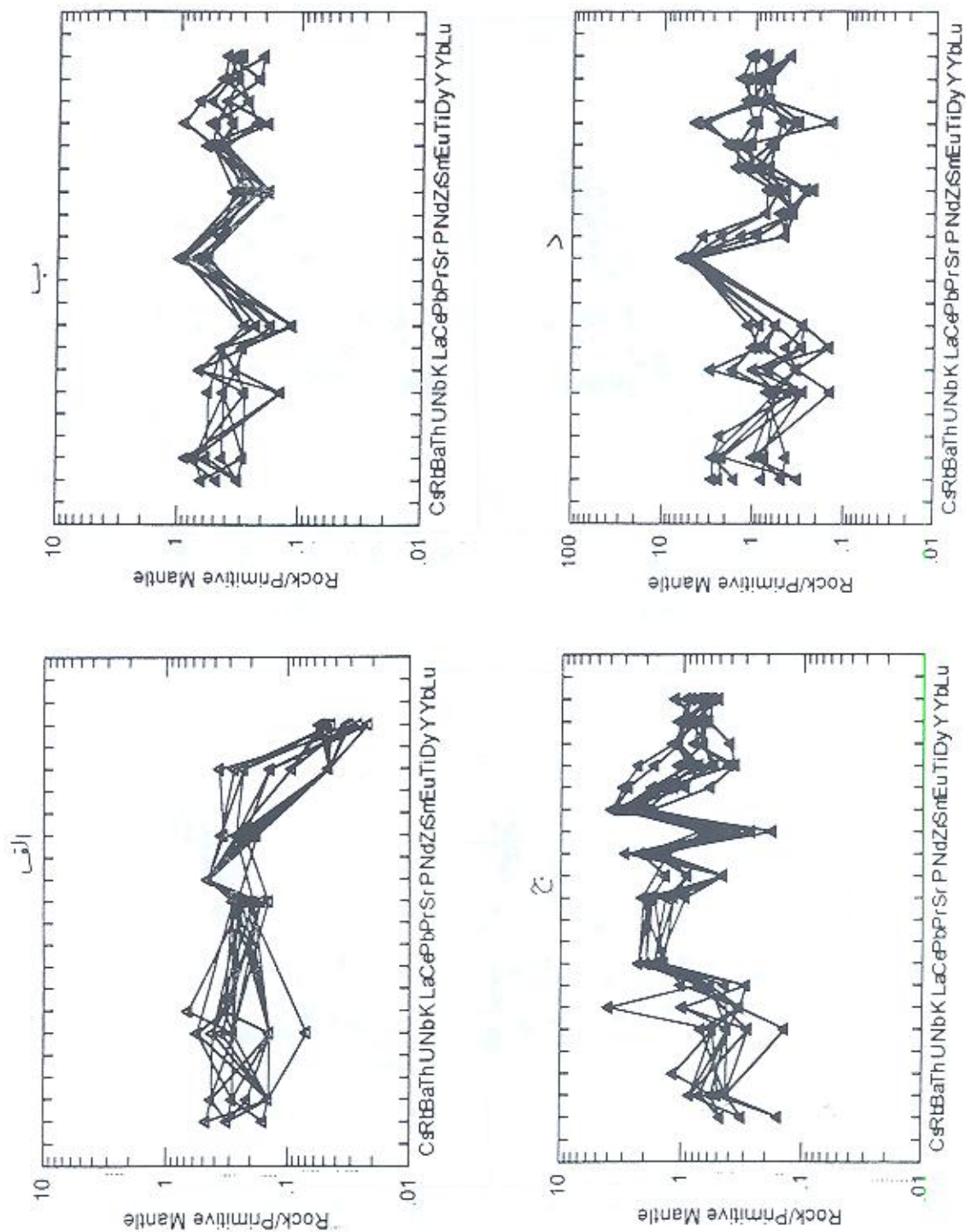
منابع: ۱- ژونو و موری (۱۹۹۹). ۲- میدلموست (۱۹۸۵). ۳- کولمن (۱۹۷۷). ۴- مونیه و همکاران (۱۹۹۹).

۵- پارکینسون و بیرس (۱۹۹۸).

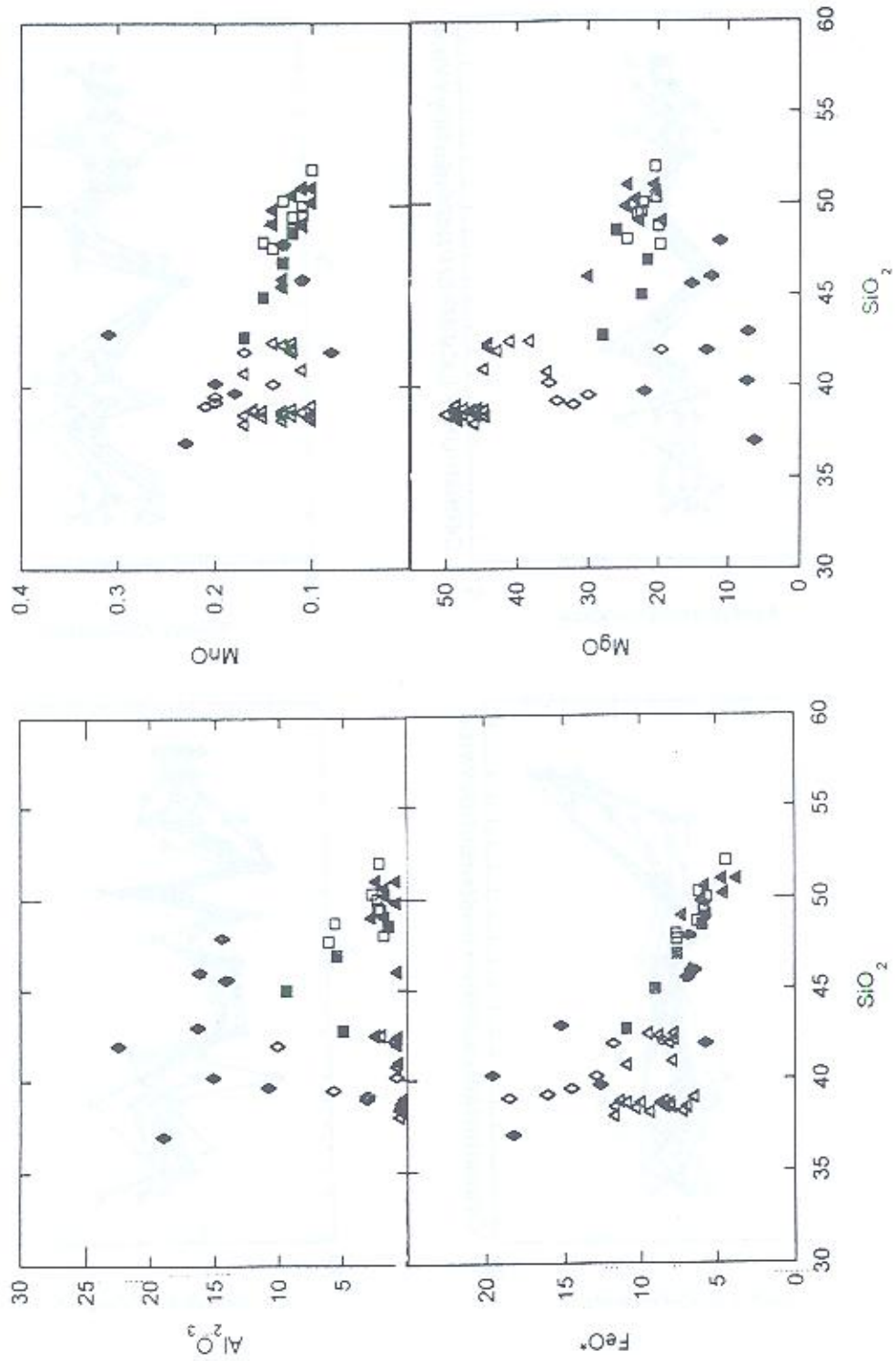


جدول ۸- مقادیر عناصر نادر و نادر خاکی در بعضی از سنگهای گوشته ای، کوماتی ایتی و بازالت کوماتی ایتی.

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱
Sc	-	-	۴/۷	۵/۱۳	۴/۱	۳/۲	۱۰	۴/۷۵	۳/۹	۲۳/۷	۳۱/۶
Ti	۱۳۰۰	۴۸	۵۰۲۶	۳۷	۱۹/۹	۷/۵	۲۹۸	۲۶۳	۶۶	-	-
V	-	۲۵	۱۸	۱۹	۳۳	۱۷	۶۷	۳۶/۵	۸/۲۵	-	-
Cr	-	۵۰۰۰	۹۵۰	۱۲۵۰	۲۸۰۵	۳۴۹۰	۲۲۲۰	۲۳۵۰	۲۹۰۰	۲۵۲۶	۱۴۶۰
Co	-	۱۱۴	۱۱۴	۱۱۰	۱۱۲	-	۹۲	۱۱۸	۱۳۵	-	-
Ni	-	۲۲۸۰	۲۴۰۰	۲۵۲۰	۲۴۷۵	۳۵۹۳	۱۲۰۰	۲۴۲۵	۲۳۴۲	۱۲۶۰	۵۸۰
Rb	۱۰۶۳۵	۱۰۵۸	۷	۱/۲۵	۳/۱	۱/۴۶	۱۰۸۶	۱/۵	۱/۸	۱/۷	۱/۸
Cs	۱۰۰۷۹	-	۱/۵	۳/۴۸	۱/۶	۱/۵۳	۱۰۲۳	-	-	۱/۱۹	۱/۷
Sr	۲۱/۱	۳/۸	۲/۹	۷/۸	۵	۱/۶۵	۴/۸۸	۵	۴/۵	۱۴	۶۹
Ba	۶۰۹۸۹	۲	۱/۳	۱/۲۵	۳	۱/۲۴	۱/۴۵۶	۲/۵	۱/۹۲	-	۳۰/۸
Y	۴/۵۵	-	۱۰۰۵	۱/۲	۱/۷۳	۱/۰	۱/۶۲	۱/۴	۱/۸	۸۰۵۶	۱۷
Zr	۱۱/۲	۵	۳/۰	۳/۷	۱/۷	۱/۳	۵۸۸	۲/۵	۲/۴۲	-	۲۹/۳
Nb	۷/۱۳	-	۱۰/۸	۰/۷	۱۰۰۲۶	۱۰۰۶	-	۳	۱/۵	-	۱/۵
Hf	۳۰۹	-	۱۰/۹	۱/۲۶	۱۰۰۳	۱۰۰۳۳	۱/۶۶	-	-	۶	۱/۹۱
La	۷۰۸	۱۰۶۸	۱/۳	۱/۷۳	۱۰۰۲۷	۱۰۰۸	۰/۵	-	-	۶۳	۴/۸
Ce	۱۰۸۳۳	۱۰۷۲	۱/۴۶	۱/۹۹	۱۰۰۲۵	۱۰/۵	۱۰/۷	-	-	۲/۳۳	۱۳/۷
Nd	۱/۳۵۴	۱/۲۶	۱/۳۴	۱/۵۱	۱۰۰۲۹	۱/۰	۱/۹۱	-	-	-	-
Sm	۱/۴۴	۱۰/۸	۱۰/۷	۱/۱۸	-	۱۰۰۲۷	۱۰/۴	-	-	۷۵	۲/۹۹
Eu	۱/۶۸	۱۰/۳۳	۱۰/۲	۱۰۰۵۳	۱۰۰۰۸	۱۰/۰	۱/۳۵	-	-	۲۶	۱/۹۹
Gd	۱/۵۹۶	۱۰/۲۵	۱۰/۹	۱/۱۳	۱۰/۱۵	۱۰/۲	۲/۳۳	-	-	-	-
Tb	۱/۰۸	۱۰۰/۷	۱۰/۸	۱۰/۲۹	۱۰۰/۵	۱۰۰/۵	۱/۴۹	-	-	۲/۱	۱/۶۲
Dy	۱/۳۷	۱۰/۱۷۵	۱/۱۱	۱/۱۹	۱۰/۵	۱۰۰/۳۸	۱/۳۸۵	-	-	-	-
Ho	۱/۱۶۴	۱۰/۰۳	۱۰/۲۵	۱۰/۳۴	۱۰/۲۵	۱۰۰/۹	۱/۶۳	-	-	-	-
Er	۱/۴۸۰	۱۰/۲۱۵	۱/۱۱	۱/۱۳۳	۱/۱۱	۱۰/۲۵	۱/۱۲	-	-	-	-
Yb	۱/۰۴۸	۱/۰۱۶	۱/۱۸	۱/۲	۱/۲۵	۱۰/۵۷	۱/۵۲	-	-	۱/۷	۱/۸
Lu	۱/۷۴	۱۰/۰۴	۱۰/۳	۱/۴۵	۱۰/۰۶	۱۰/۱۶	۱/۳۳	-	-	۱/۵	۱/۴

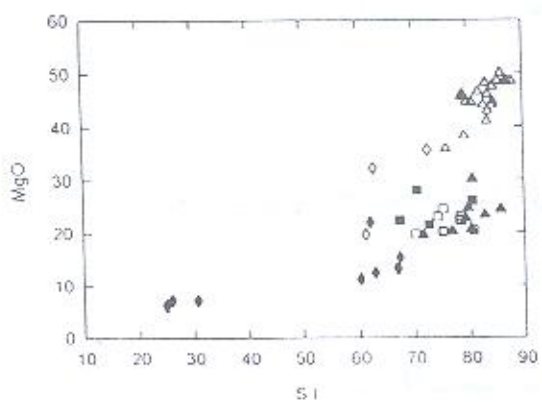
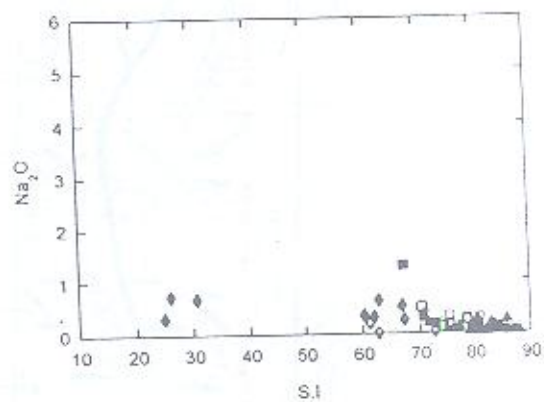
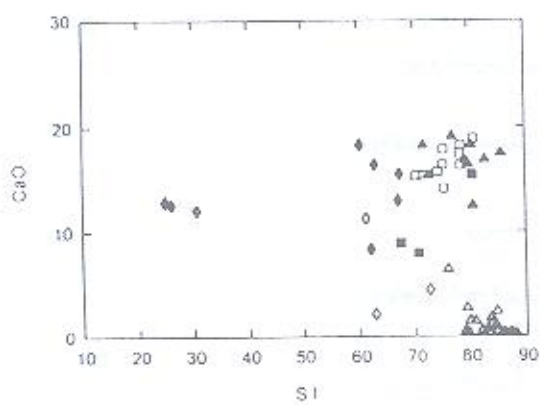
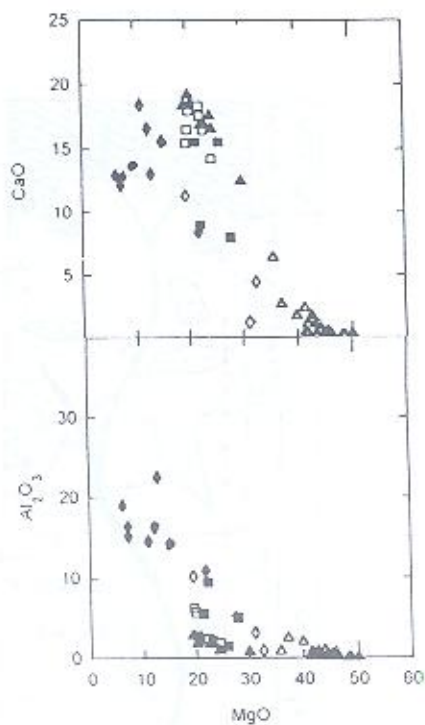
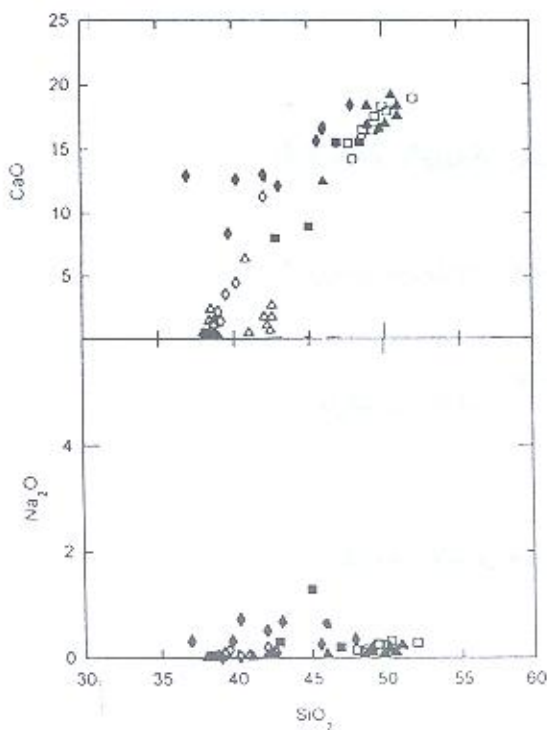


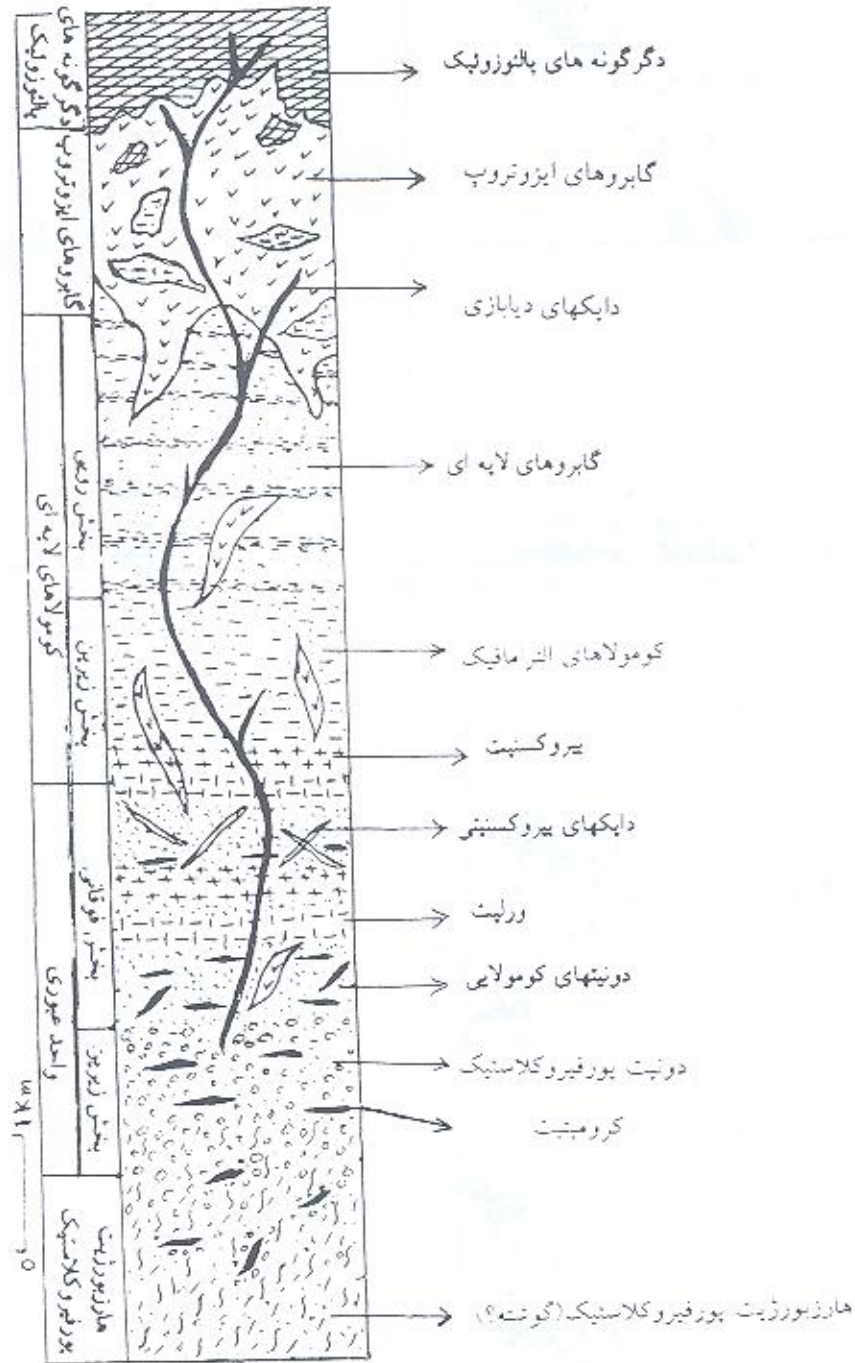
شکل ۸- نمودارهای بهنجار شده نمونه‌های واحدهای مختلف مجموعه سیخوران نسبت به گوشته اولیه. الف- هارزبورژیتها و دونه‌های پورفیروکلاستیک ب- پیروکسنیت‌های واحد عبوری ج- کومولای‌های الترامافیک لایه‌ای د- کابروهای لایه‌ای



۹- دیاگرام‌های تغییرات اکسیدهای عناصر مختلف در قبال SiO_2 (دیاگرام‌های هارکر)، MgO (دیاگرام‌های فلز) و اندیس انجماد (S.I) برای بخش‌های ماگمایی توده سیخوران.

▲ - بونیتها - ■ - پیروکسنیتها - □ - وریلتها - ■ - فلسپاتیک پریدوتیتها (کومولاهای الترامافیک) - ◆ - تروکتولیتها - ◆ - گابروهای لایه‌ای

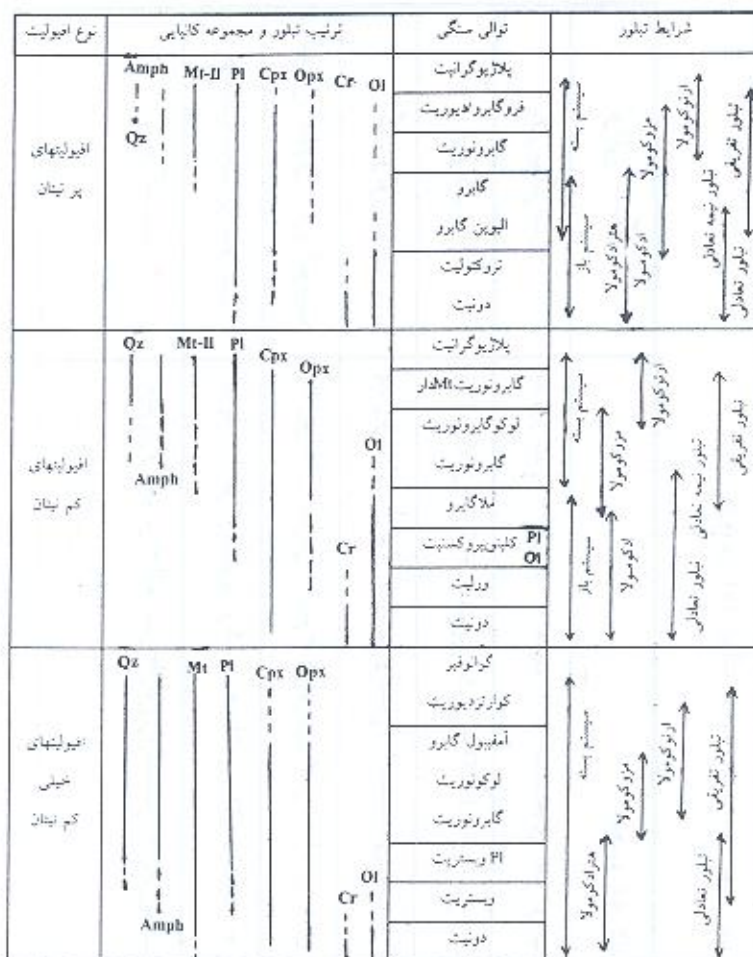




شکل ۱۱ - منقطع شمالیک توده الترامافیک - مافیک سیخوران .

جدول ۹- ترتیب تبلور و روند تفریق فازهای مختلف کانیها در نوالی ماگمایی توده سیخوران از پایین به بالا. فازهای داخل پرانتز به صورت فرعی حضور دارند.

توالی سنگی	مجموعه کانیایی
پلاژیوگرانیت	پلاژیوکلاز + کوآرتز + آمفیبول (+ اکسیدهای آهن و نیتایم + پیریت + کالکوپیریت)
فروگابرو	پلاژیوکلاز + ارتنو + کینوپیروکسن + اکسیدهای آهن و نیتایم (+ پیریت + کالکوپیریت)
گابرونوریت	پلاژیوکلاز + ارتنو + کینوپیروکسن (+ اکسیدهای آهن و نیتایم + پیریت + کالکوپیریت)
الیورین گابرو - تروکتولیت	پلاژیوکلاز + الیورین + ارتنو + کینوپیروکسن (+ اکسیدهای آهن و نیتایم + پیریت + کالکوپیریت)
فلدسپاتیک پریدولیت	الیورین + ارتنو + کینوپیروکسن (+ پلاژیوکلاز + اسپینل + پیروتیت + پتلازیت + پیریت + کالکوپیریت)
پیروکسنیت	کینوپیروکسن + (الیورین + ارتنوپیروکسن + پلاژیوکلاز + اسپینل + پیروتیت + پتلازیت + پیریت + کالکوپیریت + پیریت + کالکوپیریت)
ورلیت	کینوپیروکسن + (الیورین + پلاژیوکلاز + اسپینل + پیروتیت + پتلازیت + پیریت + کالکوپیریت)
دونیت ورلیتی	الیورین + کینوپیروکسن + اسپینل + پیروتیت + پتلازیت + پیریت + کالکوپیریت
دونیت کرومیت دار	الیورین + اسپینل (+ پیروتیت + پتلازیت + پیریت + کالکوپیریت)



جدول ۱۵- ترتیب و شرایط تبلور فازهای مختلف کانیها در انواع سه گانه آئیبولیتها از بکالتورا و همکاران (۱۹۸۳).

کتابنگاری

سبزه‌ئی، مسیب، ۱۳۷۵- پترولوژی آئیبولیت‌های ایران، زیر چاپ

قاسمی، حبیب‌الله، احمدپور، حمید و سبزه‌ئی، مسیب، ۱۳۷۸- شواهد واکنش مذاب- جامد بر مجموعه‌های اولترابازیک- بازیک سیخوران و صوغان، مجموعه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، صفحات ۲۲۸ تا ۲۴۶.

قاسمی، حبیب‌الله، سبزه‌ئی، مسیب، ژوتو، تیری، ۱۳۷۹- ماهیت زمین‌شناختی مجموعه اولترابازیک- بازیک سیخوران در جنوب شرق ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۲۰-۲۹، صفحات ۲۲ تا ۴۵.

قاسمی، حبیب‌الله، ۱۳۷۹- پترولوژی، ژئوشیمی و منشاء مواد معدنی مجموعه الترامافیک- مافیک سیخوران، جنوب شرقی ایران، پایان‌نامه دکتري، دانشگاه تربیت مدرس.



References

- Barnes, S. 1986- The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93:524-531.
- Beccaluva, L.;Girolamo, P. D.; Macciotta, G. and Morra, V; 1983- Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ofioliti*, 8(3):307-324.
- Coleman, R.G., 1977- Ophiolites, ancient oceanic lithosphere? *Minerals and Rocks*: New York, Springer-Verlag. 229p.
- Desmons, J. Beccaluva, L. 1983- Mid- Ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: Paleotectonic (abstract). *Ofioliti*, 7(213).pp: 233.
- Dick, H.J.B 1977- Partial melting in the Josephine peridotite I, the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry. *Am.J. sci*, 277: 801-832.
- Diftenbach, W.; Davoudzadeh, M.; Alavi- Tehrani, N.;Lensch, G. 1986- Paleozoic ophiolites in Iran: Geology, Geochemistry and Geodynamic implication. *Ofioliti*, (3):305-338.
- Elthon, D.; Stewart, M.;Rose, D.K. 1992- Compositional trends of minerals in oceanic cumulates. *J. Geophys. Res.* 97, B11: 15189-15199.
- Hebert, H; Laurent, R. 1987-Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites. In Malpas, J.; Moores, E. M.; Panayiotou, A. and Xenophontos.C.(eds) 1990- Ophiolites Oceanic Crustal Analogues: proceeding of the symposium 'Troodos 1987' pp:149-163.
- Henderson, P.(ed), 1984- Rare earth element geochemistry. Elsevier. 510 pp.
- Juteau, T.; Maury, R. 1999- The Oceanic Crust, from Accretion to Mantle Recycling Springer. 390p.
- Middlemost, E.A.K 1985- Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology. Longman group UK. 266pp.
- Monnier, C; Girardeau, J; Pubellier, M; Polve,H. & Bellon, H., 1999- Petrology and geochemistry of the Cyclops ophiolites (Irian Jaya, East Indonesia): consequences for the Cenozoic evolution of the north Australian margin. *Mineralogy and Petrology* 65: 1-28.
- Nicolas, A., 1989- Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. 367p.
- Parkinson, I. J.;Pearce, J.A. 1998- Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra- Subduction Zone Setting. *J. Petrol.* 39,9: 1577-1618.
- Quick, J.E., 1981- The origin and significance of large tabular dunite bodies in the Trinity Peridotite, Northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78:413-422.
- Sabzehei, M., 1995- Layered Ultramafic-mafic Komatiitic lava flows and their bearing on the genesis of Iranian ophiolites. 30 th. Inter. Geol. Conger. Beijing China. Abstract.
- Stocklin, J, 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In:C.A. Burk and C.D. Drake (Editors) *Geology of Continental Margins*, Springer: 873-887.
- Zhou, M.F.; Robinson, P.T.;Malpas, J.; Li, Z., 1996- Podiform Chromitites in the Lubusa Ophiolite (Southern Tibet):Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle *J. Petrol.* Vol, 37, no, 1:3-21.

* Shahrud University

* دانشگاه شاهرود

** Geological Survey of Iran

** سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

*** Universite de Bretagne Occidentale, France

*** دانشگاه برتانی غربی فرانسه

**** Faculty of Science, Tarbiat Modarre University, Theran, Iran

**** دانشکده علوم پایه - دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران