ماهیت زمین شناختی کمپلکس الترامافیک - مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران

نوشته : حبیب الله قاسمی* دکتر مسیب سبزه ئی** و دکتر تیری ژوتو***

Geological Character of Sikhoran Mafic - Ultramafic Complex, Southeast Iran

By : H. Ghasemi, Dr.M. Sabzehei, and Dr.T. Juteau

Abstract

Sikhoran Complex is a polygenetic, mafic- ulramafic complex composed of three main parts with different ages including a mafic-uftramafic part, a large isotropic gabbro intrusion and scattered diabasic dykes. Mafic- ulramafic part consists of an harzburgitic-dunitic unit with mantle character and an ultramafic and a mafic- untramafic cumulate untis with magmatic sturtures. The harzburgitic-dunitic- part consists of foliaated porphyroclastic harzburgites with orthopyoxene lineations in the lower part and porphyroclastic dunites and stratiform chromitites in the upper part.

Ultramafic cumulates are a thick sequence of cumulative dunites, chromitites, wehrlites, olivine websterites and olivine clinopyroxenites. Mafic- ultramafic cumulates contain a thick sequence of feldspathic peridotites and layered gabbros including melagabbros, picrtic troctolites, olivine gabbrox, allivalites, noritic gabbros and ferrgabbros intruded in the ultramafic and mafic cumulates and Paleozoic metamorphic rocks created an intense contact metamorphism. Scattered diabasic dykes cut all of them.

Paleozoic metamorphic rocks including amphibilites, marbles, gneiss, anatectic granites and greenschists with an angular unconformity and a basal conglomerate overlain by Lower Jurassic deposits. Absolute age determinations by K-Ar method show 337 ± 7.7 Ma (Middle - Upper Carboniferous) for gneiss and anatectic granite on the biotite and muscovite, 245 ± 7.4 Ma (Permian) for gabbro- pegmatoidic dykes cutting the mafic- ultramafic cumulates on the amphibole, 220 ± 8 Ma (Middle Triassic) on the hornblendes of the basic migmatites in the contact of isotropic gabbros and Paleozoic metamorphics (Age of gabbro emplacement) and 165 ± 12.35 Ma (Upper Jurassic) on the whole rock for diabasic dykes. Field observations, petrographic, mineralogic and geochemistry studies indicate that this complex is not similar to ophiolitic complexes and resulted form mantle upwelling in an extensional tectonic environment.

چکیده

کمپلکس سیخوران، یک مجموعه الترامافیک- مافیک چندزادی است که از سه بخش اصلی متشکل از مجموعه الترامافیک- مافیک، گابروهای ایزوتروپ و دایکهای پراکنده دیابازی با سنهای کاملاً متفاوت تشکیل شده است. مجموعه الترامافیک- مافیک از یک واحد هارزبورژیتی- دونیتی با ساختارهای گوشته‌ای، یک واحد کومولایی الترامافیک و یک واحد کومولایی الترامافیک- مافیک لایه‌ای با ساختارهای ماگمایی تشکیل شده است. واحد هارزبورژیتی- دونیتی در پایین به طور عمده از هارزبوژیتهای پورفیروکلاستیک بر گواره و دارای خط وارگی ناشی از جهتیابی ارتوپیروکسنها و در بالا بیشتر از دونیتهای

پورفیروکلاستیک و میان لایه‌های کرومیتیت تشکیل شده است. واحد کومولاهای الترامافیک را توالی ضخیمی از دونیت، کرومیتیت، ورلیت، الیوین وبستریت والیوین کلینوپیروکسنیت و واحد کومولاهای الترامافیک- مافیک لایه‌ای را توالی ستبری از فلدسپاتیک پریدوتیت و گابروهای لایه‌ای متشکل از ملاگابرو، تروکتولیت‌های پیکریتی، الیوین گابرو، آلیوالیت، گابرونوریت و فروگابرو تشکیل می‌دهند. گابروهای ایزوتروپ به‌صورت یک مجموعه عظیم نفوذی، ردیف قبلی را از واحد کومولاهای الترامافیک به بالا قطع نموده، در دگرگونه‌های پالئوزوئیک دگرگونه‌های همبری شدیدی ایجاد نموده‌اند. دایکهای پراکنده دیابازی نیز واحدهای قبلی را قطع می‌نمایند.

دگرگونه‌های پالئوزوئیک که شامل آمفیبولیت، مرمر، گنیس، گرانیت آناتکسی و گرین شیست است با ناپیوستگی زاویه‌دار و کنگلومرای قاعده‌ای توسط رسوبهای ژوراسیک زیرین پوشیده می‌شوند. سن مطلق گنیس‌ها و گرانیت‌های آناتکسی این دگرگونه‌ها به روش K-Ar بر روی بیوتیت و مسکویت، ۷/۷ ± ۳۳۷ میلیون سال (کربونیفر میانی- فوقانی)، سن دایکهای گابرو- پگماتوئیدی که سکانس کومولاهای الترامافیک- مافیک لایه‌ای را قطع می‌کنند، بر روی آمفیبول ۷/۴ ± ۲۵۴ میلیون سال (پرمین)؛ سن هورنبلندهای میگماتیت‌های بازیک حاصل از ذوب آمفیبولیت‌ها در حاشیه گابروی ایزوتروپ که بی‌شک سن جایگزینی گابروی ایزوتروپ است، ۸ ± ۲۲۰ میلیون سال (تریاس میانی)، سن دایکهای دیابازی که حتی گابروهای ایزوتروپ را نیز قطع می‌نمایند به روش سنگ کل، ۱۲/۳۵ ± ۱۶۵میلیون سال (ژوراسیک میانی) بدست آمده است. مجموعه شواهد صحرایی، سنگنگاری، کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این کمپلکس با مجموعه‌های افیولیتی شباهتی نداشته و ناشی از تکتونیک کششی و بالا آمدگی گوشته است.

۱- مقدمه

پیکره‌های سنگی مافیک- الترامافیک گسترده وسیعی از پهن دشت ایران زمین را تشکیل داده‌اند (شکل ۱). تا کنونی و به تبعیت از زمین‌شناسان متقدمی چون Gansser(1974)، Stocklin (1968, 1974)، Ricou (1974)، دیگر پژوهشگران نیز تمامی این پیکره‌ها را تحت عناوین افیولیت، افیولیت ملانژ و آمیزه رنگین قلمداد نموده و مدل کلاسیک تشکیل افیولیت در پشته‌های میان اقیانوسی و انهدام آن در زون‌های فرورانش و جایگزینی بخشی از آن با مکانیزم فرارانش در لبه قاره را برای تمامی آنها به کار برده‌اند

Alavi- Tehrani (1980) ،Delaloye and Desmoas (1980) Berberian and King (1981) ،Difenbach et al. (1986) .Arvin and Rebinson (1986)

این محققین از دیدگاه سنی نیز بیشتر این مجموعه‌ها را به دو گروه (الف) وابسته به اقیانوس‌زایی پالئوتتیس (پالئوزوئیک) و (ب) وابسته به اقیانوس زایی نئوتتیس (مزوزوئیک) تقسیم نموده‌اند. برخی نیز دیدگاهی متفاوت از دیگران به این مجموعه‌ها داشته آنها را مجموعه‌هایی چند زادی و اجزاء مختلف آنها را متعلق به زمان‌های متفاوت می‌دانند.

مجموعه سیخوران اولین بار توسط سبزه‌ئی (۱۳۷۵)، Sabzehei (1974) بررسی و از آن به‌بعد هیچ گونه مطالعه پترولوژیکی دقیقی بر روی آن صورت نگرفته است. نامبرده، بعداً بر قالب طرح اکتشاف کرومیت اسفندقه، مطالعاتی بر روی این مجموعه انجام داده که بخشی از نتایج آن در کتاب پترولوژی افیولیت‌های ایران (زیر چاپ) آمده است. از آنجا که این مجموعه یکی از جالبترین مجموعه‌هایی است که بخش‌های الترامافیک آن به‌تدریج به بخش‌های مافیک تبدیل می‌شود و سپس تمامی پیکره الترامافیک- مافیک آن مورد هجوم گابروهای ایزوتروپ و دایکهای دیابازی قرار می‌گیرند، کوشش به‌عمل آمد تا این مجموعه مورد یک بررسی دقیق صحرایی، کانی‌شناختی، سنگنگاری، ژئوشیمیایی و ژئوکرونولوژیکی، قرار گیرد. در این نوشتار به‌طور عمده نتایج مطالعات صحرایی و ژئوکرونولوژیکی، ژئوشیمیایی، کانی‌شناختی و سنگنگاری، ارائه گردیده است. هدف نهایی این مقاله، تبیین ماهیت زمین‌شناختی مجموعه سیخوران و جواب دادن به این سؤال است که آیا به‌راستی می‌توان این مجموعه را یک افیولیت نامید و یا باید در پی یافتن ساز و کار دیگری برای تکوین آن بود. نتایج تفصیلی همه مطالعات به تدریج انتشار خواهند یافت.

۲- روش‌های مطالعاتی

برای تعیین روابط پیکره‌های اصلی این مجموعه ابتدا با استفاده از عکس‌های هوایی و اطلاعات ماهواره‌ای مرکز سنجش از راه دور ایران، یک نقشه زمین‌شناسی دقیق به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ از منطقه تهیه گردید. پس از مطالعه دقیق پتروگرافی، ۹۰ عدد نمونه از واحدهای مختلف سنگی انتخاب و در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه برتان غربی در شهر برست فرانسه به روش ICP-AES برای عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی توسط J. Cotten آنالیز گردید. به‌علاوه فازهای مختلف کانی‌ها در بیش از ۱۰۰ عدد از مقاطع

نازک- صیقلی در آزمایشگاه میکروسوند مرکز فرانسوی تحقیقات دریایی اروپا (IFREMER) در شهر برست فرانسه با دستگاه میکروسوند Cameca SX50 آنالیز گردید. همچنین ۸ عدد از نمونه‌ها در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی دانشگاه برتان غربی توسط پروفسور H.Bellon به روش K-Ar تعیین سن شده است. نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی توسط نرم افزارهای Igpet, Excel,Newpet پردازش شده‌اند.

۳- زمین‌شناسی

گستره مورد بررسی بخشی از کمربند سنگ‌های مافیک- الترامافیک ایران مرکزی است که در جنوبی‌ترین بخش استان کرمان در جنوب شهرستان بافت در ناحیه اسفندقه جای دارد. در این ناحیه رخنمونهای فراوانی از سنگ‌های مافیک- الترامافیک وجود دارد که مهمترین آنها شامل مجموعه‌های سیخوران، صوغان و آبدشت است. در معادن کرومیت آبدشت که شامل کارگاه‌های متعددی در مجموعه‌های آبدشت صوغان و سیخوران است، از دهها سال قبل استخراج کرومیت صورت می‌گیرد. پیکره‌های اصلی سنگشناسی منطقه(شکل ۱) از شمال به جنوب به‌شرح زیر است:

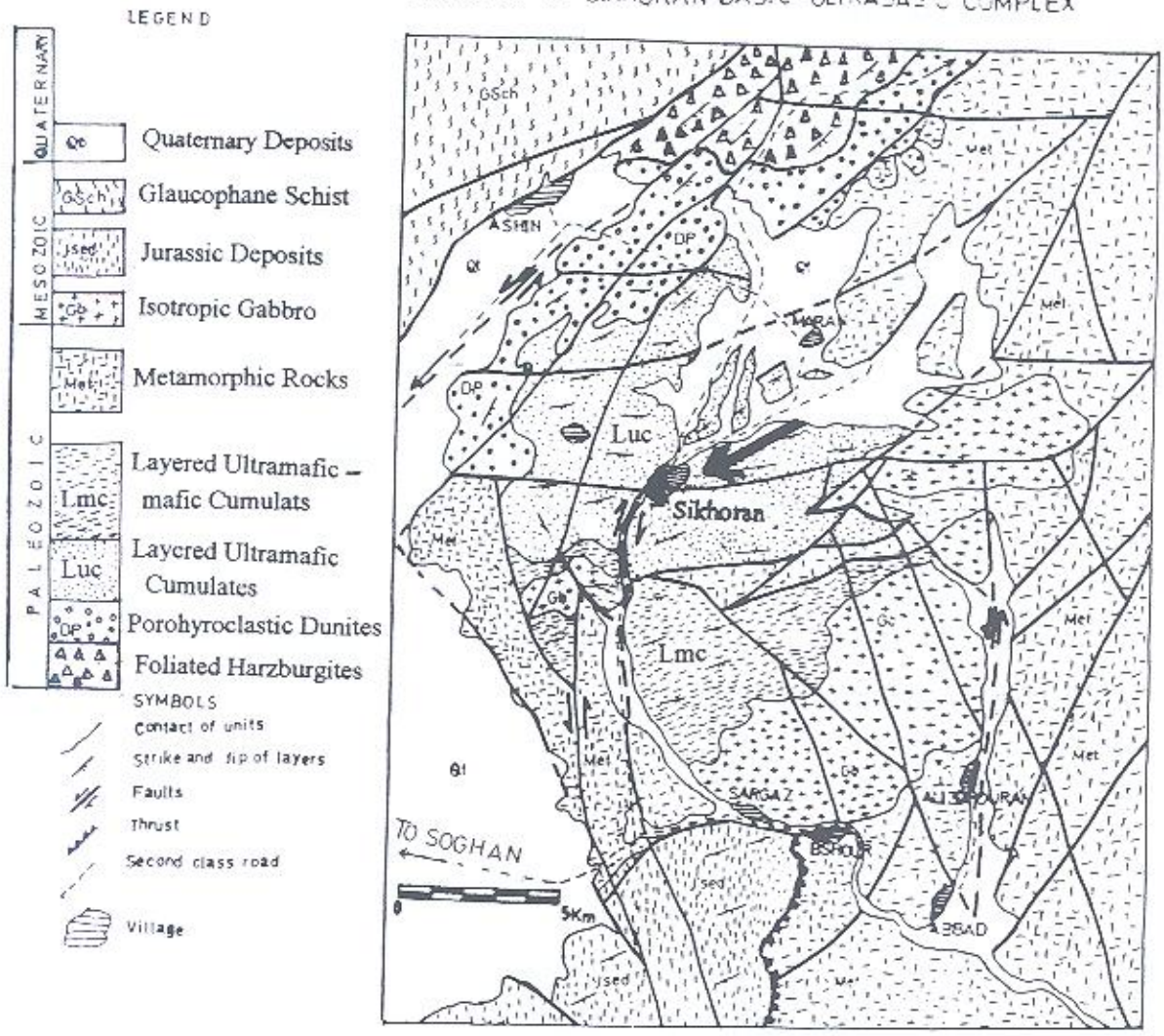
۳-۱- دگرگونه‌های زون آمیزه رنگین (گلوکوفان شیست‌های مزوزوئیک)

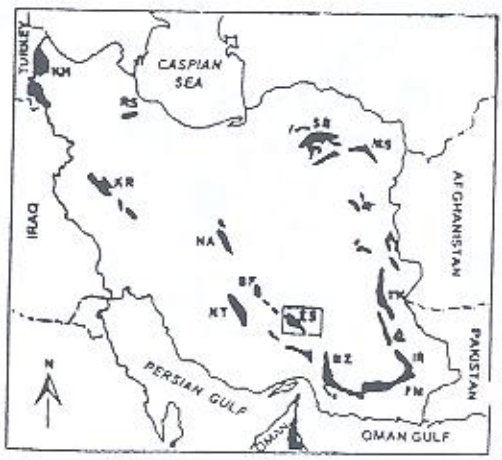
این مجموعه که به‌وسیله Sabzehei (1974) به تفصیل مورد مطالعه قرار گرفته است، شامل مخلوطی تکتونیکی از گلوکوفان شیست‌ها، سرپانتینیت‌ها، رسوبهای فلیشی، رادیولاریت، گدازه‌های بالشی، هیالوکلاستیت‌ها، کراتوفیر، داسیت، ریولیت، آهک‌های پلاژیک، آهک‌های گلوبوترونکانادار و آهک‌های دومولیتی ائوسن زیرین است که با مرز گسله بر روی پیکره‌های مافیک- الترامافیک قرار دارند. با توجه به این که در منطقه اسفندقه و حاجی‌آباد فاز کافتن از تریاس بالا آغاز شده و حوضه‌های ته نشست فلیش‌ها و سنگ‌های ولکانیک در لبه زاگرس از این زمان شکل گرفته‌اند، لذا می‌توان این دگرگونه‌ها را هم ارز توربیدایت‌های تریاس بالا- کرتاسه بالای پیشاکون در نیریز دانست. از دیدگاه سنگشناسی، سنگ مادر این مجموعه‌ها را ترکیبی از ماسه‌سنگ‌ها و گری‌وکه‌ها، گدازه‌های بالشی، توف‌های بازالتی (هیالوکلاستیت‌ها) دیابازها، رسوبهای سیلیسی لایه لایه (Banded chert) و آهک‌های پلاژیک تشکیل می‌دهند که طی رویدادهای پیچیده‌ای دگرگون شده‌اند. حاصل دگرگونی این مجموعه به‌صورت میکاشیست‌ها، مرمرها، کالک شیست‌ها، آمفیبولیت‌ها و اکلوژیت‌هایی است که دارای پاراژنزهای فشار بالا/ دمای پائین (HP/LT) هستند.

۳-۲- واحد هارزبوژیتی- دونیتی پورفیروکلاستیک و کرومیتیت‌های وابسته

این واحد با ستبرای ظاهری بیش از دو کیلومتر با مرز گسله (گسل آشین) در زیر گلوکوفان شیست‌های مزوزوئیک قرار می‌گیرد(شکل ۱). پائین ترین بخش آن در مسیر جاده باغ برج، بیشتر از هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستیک و کمی دونیت تشکیل شده است. برگوارگی قوی با مشخصات جغرافیایی میانگین N55E/65SE و خط وارگی ضعیف در سطح برگوارگی با مشخصات میانگین 165/15SE ناشی از جهت‌یابی ارتوپیروکسن‌ها به‌خوبی در آنها دیده می‌شود (شکل ۲). دگر شکلی پلاستیکی موجود در ساختمان الیوین‌ها و ارتوپیروکسن‌ها شرایط گوشته‌ای وقوع آن را نشان می‌دهد. بخش بالایی این واحد به‌طور عمده از دونیت‌های پورفیروکلاستیک همراه با میان لایه‌های کرومیتیت تشکیل گردیده که در نمونه‌های صحرایی دانه درشت و حاوی پورفیروکلاستهای چند سانتی‌متری الیوین با نوارهای زیبای شکنجی (Kink band) هستند. (شکل ۳) لایه‌بندی تناوبی دونیت- کرومیتیت با مشخصات N55E/70SE و چین‌های هم‌شیب بدون ریشه (Rootless isoclinal intrafoliated folds) در آن‌ها به‌خوبی نمایان است. ستبر شدگی در محور و نازک شدگی در یال‌های این چین‌ها، سبب تمرکز عدسی‌های کرومیت در لولاهای این چین‌هاشده است. بخش‌های سرپانتینیتی شده آن، دارای رگه‌های فراوان و اقتصادی منیزیت است. این سنگها از نظر ترکیبی از لایه‌های خالص دونیت تا دونیت‌های کرومیتدار و کرومیتیت متغیرند. دونیت‌های خالص در مجموع بیش از ۹۰ درصد الیوین، کمتر از ۸ درصد سرپانتین و کمتر از ۲ درصد کرومیت دارند. دانه‌های کرومیت به‌شکل افشان در داخل و یا در بین بلورهای الیوین پراکنده‌اند. دارای بافت پورفیروکلاستیک یا پورفیروکلاستهای درشت الیوین و گاهی اوقات گرههای درشت کرومیت در زمینه‌ای دانه ریزتر از همین کانی‌ها هستند. به‌دلیل تبلور مجدد شدید، اغلب یک بلور شکنجی درشت الیوین چند بلور کوچکتر کرومیت را در برمی‌گیرد و به‌همین دلیل تشخیص نوع بافت اولیه مشکل است. وجود بلورهای خود شکل تا نیمه خود شکل کرومیت در داخل و بین بلورهای الیوین و برعکس، حاکی ازهمزمانی تبلور این دو کانی‌است. پورفیروکلاستهای الیوین دارای نوار شکنجی باند، ماکل مکانیک و خاموشی موجوی بوده و در اثر وقوع فرایند تبلور مجدد و باز پخت (Annealing)، نسل جدیدی از الیوین‌های ریز فاقد استرین در اطراف آن‌ها

GEOLOGICAL MAP OF SIKHORAN BASIC–ULTRABASIC COMPLEX

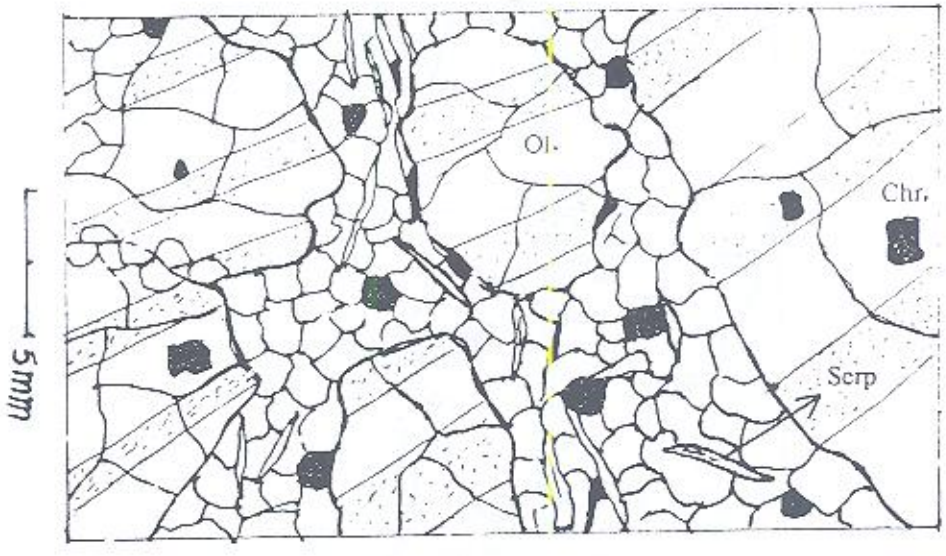




ایجاد شده است (شکل ۴). لایه‌های کرومیت با ستبرای کمتر از چند سانتی‌متر تا چند ده سانتی‌متر، افق‌های اقتصادی خوبی را در لایه‌های دونیت تشکیل می‌دهند. بافت غالب آن‌ها از نوع لایه‌ای، توده‌ای و امثال است اما بافت‌های نودولار، پوست پلنگی، واکنشی و برشی Ceuleneer and Nicolas (1985)، و سبزعلی ۱۳۶۲) نیز در آن‌ها دیده می‌شود. در بعضی از این لایه‌ها آثار دگرشکلی به حالت روان (Viscous flow) به‌صورت چین خوردگی لایه‌های نازک کرومیت و پهن شدگی گره‌کهای اولیه به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۵). این کرومیتیت‌ها فاقد کانی‌های سولفوری هستند. ترکیب شیمیایی الیوین‌ها از $Fa_{9.59}$ $Fo_{90.41}$ تا $Fa_{7.54}$ $Fo_{92.46}$ در دونیت‌ها و از $Fa_{4.48}$ $Fo_{95.52}$ تا $Fo_{91.72}$ در کرومیتیت‌ها متغیر است. در کروم اسپینل‌ها میزان $100Cr/(Cr+Al)$ که به اختصار #Cr نوشته می‌شود از ۷۲/۴۴ تا ۸۳/۱۱ در دونیت‌ها و از ۷۸/۲۲ تا ۸۳/۷۵ در کرومیتیت‌های داخل آن‌ها و میزان $100Cr/(Cr+Al)$ که به اختصار #Cr نوشته می‌شود از ۷۲/۴۴ تا ۸۳/۱۱ در دونیت‌ها و از ۷۸/۲۲ تا ۸۳/۷۵ در کرومیتیت‌های داخل آن‌ها و میزان Al_2O_3 آن‌ها از ۷/۹۹ تا ۱۲/۷۹ درصد در دونیت‌ها و از ۷/۷۲ تا ۱۰/۷۹ درصد در کرومیتیت‌های داخل آنها متغیر است.

۳-۳- واحد کومولاهای الترامافیک لایه‌ای

در پائین گردنه کوه سرخ آشین به سمت سیخوران، دونیت‌های پورفیروکلاستیک کم کم به تناوب ستبری از کومولاهای الترامافیک لایه‌ای متشکل از دونیت، کرومیتیت، ورلیت، الیوین وبستریت، وبسترین و الیوین کلینوپیروکسنیت، با غلبه حجمی دونیت تبدیل می‌شوند. بخش زیرین آن را بیشتر دونیت‌های حاوی میان لایه‌های کرومیتیت تشکیل می‌دهد. معدن کرومیت سیخوران در این دونیت‌ها قرار دارد. در بخش‌های فوقانی آن لایه‌بندی تناوبی دونیت، ورلیت و پیروکسنیت (شکل ۶) با مشخصات جغرافیایی N55E/75 SE بطور آشکاری دیده می‌شود. ظهور و افزایش میزان کلینوپیروکسن، حضور گسترده دایکهای دیابازی (شکل ۷) و پیروکسنیتی (شکل ۸) و توده‌های کوچک گابرویی، کاهش جلوه دگرشکلی پلاستیک و افزایش جلوه‌های دگرشکلی به حالت روان (Viscous flow) به‌ویژه به‌صورت چین‌خوردگی‌های ماگمایی کرومیتیت‌ها، کاهش اندازه دانه‌ها و ظهور فازهای سولفیدی نظیر پیروتیت، پنتلاندیت، پیریت و کالکوپیریت، از وجوه تمایز این کومولاها از الترامافیکهای گوشته‌ای زیرین است. این واحد شباهت‌های فراوانی با زون تحولی مجموعه‌های افیولیتی (Nicolas and Prinzhofer 1983 ,Ben et al. 1983, Boudier and



شکل ۴- بافت پورفیروکلاستی در دونیت‌های کوه سرخ آشین. در اطراف پورفیر و کلاست‌های ماکل‌دار الیوین، دانه‌های ریزتری از همین کانی دیده می‌شود که فاقد ماکل و آثار دگر شکلی هستند. Ol- الیوین، Chr- کرومیت و Serp- سرپانتین.

Nicolals 1995, Pertsef et al. 1997)

دارد.

نفوذ تودههای گابرویی، تبلور مجدد شدیدی را در این کومولاها ایجاد نموده، بهطوری که در محلهای همبری آنها، بلورهای کلینوپیروکسن بطور متاسوماتیکی رشد یافته، گاهی اوقات بهطول بیش از ۴۰ سانتیمتر میرسند. بهعلاوه، این مذاب گابرویی با انجام واکنش با دونیتهای میزبان، باعث تشکیل دایکهای وبستریتی، غنی شدن اسپینلها از Al_2O_3 و تهی شدن آنها از Cr_2O_3 شده است. آنالیز میکروپروب فازهای مختلف کانیها در این واحد، وقوع این واکنشها را تأیید کرده است (سبزهئی و همکاران زیر چاپ).

در مقاطع میکروسکوپی، دونیتها دارای بافت ادکومولا (Irvine 1982 ,Ernewein 1987, Whitechurch 1993, Hunter 1996 سبزهئی ۱۳۷۵) متشکل از الیوینها و کرومیتهای خود شکل تا نیمه خود شکل کومولوس و الیوین، کرومیت، فازهای سولفیدی و کمتر از ۵ درصد کلینوپیروکسن اینترکومولوس هستند. ورلیتها نیز دارای بافتهای ادکومولا متشکل از کلینوپیروکسن و کمی الیوین کومولوس و الیوین، کلینوپیروکسن، کروم اسپینل و فازهای سولفیدی اینترکومولوس و هترادکومولا (Wadsworth 1985) متشکل از کلینوپیروکسن و کمی الیوین کومولوس و الیوین، کلینوپیروکسن، کروم اسپینل و فازهای سولفیدی اینترکومولوس هستند. کلینوپیروکسنهای اینترکومولوس به شکل پوئی کیلیتیک، الیوینهای کومولوس را در بر گرفته و با انجام واکنش، آنها را به شکل دانههای گرد شده در آوردهاند. این سنگها گاهی اوقات حاوی پلاژیوکلاز و ارتوپیروکسن اینترکومولوس نیز هستند. پیروکسنیتها هم دارای بافت ادکومولا متشکل از کلینوپیروکسن کومولوس و الیوین، ارتوپیروکسن، کروم اسپینل، فازهای سولفیدی و گاهی اوقات پلاژیوکلاز اینترکومولوس هستند.

ترکیب شیمیایی الیوینها از $Fo_{85.87}\ Fa_{14.13}$ تا $Fo_{90.47}\ Fa_{9.53}$ در دونیتها و از $Fo_{95.14}\ Fa_{4.88}$ تا $Fo_{95.4}\ Fa_{4.6}$ در کرومیتهای داخل آنها، از $Fo_{83.37}\ Fa_{16.63}$ تا $Fo_{89.19}\ Fa_{10.81}$ در ورلیتها و از $Fo_{87.65}\ Fa_{12.35}$ تا $Fo_{89.34}\ Fa_{10.66}$ در پیروکسنیتها، تغییر میکند. مقدار #Cr اسپینلها از ۴۰/۰۵ تا ۵۹/۷۸ در دونیتها، از ۸۰/۵۳ تا ۸۱/۸۶ در کرومیتهای داخل آنها، حدود ۵۸/۹ در ورلیتها و از ۳۵/۸ تا ۷۲/۸۳ در پیروکسنیتها متغیر است. میزان $100Mg/(Mg + Fe^{+2})$ کلینوپیروکسنها که از این به بعد به اختصار آنرا #Mg مینامیم در دونیتها از ۹۰ تا ۹۳، در ورلیتها از ۸۸ تا ۹۳ و در پیروکسنیتها از ۹۱ تا ۹۳ تغییر و میزان #Mg ارتوپیروکسنها نیز از ۸۴ تا۸۹ در تغییر است.

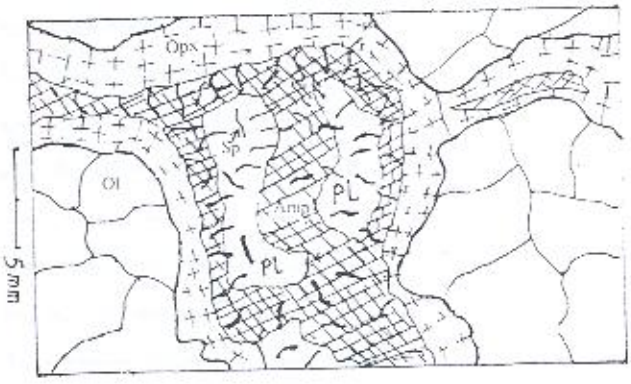
۳-۴-واحد کومولاهای الترامافیک- مافیک لایهای

به دنبال ظهور ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز در قسمتهای فوقانی واحد کومولاهای الترامافیک، این واحد کم کم به توالی ستبری از فلدسپاتیک پریدوتیت و گابروهای لایهای متشکل از ملاگابرو، تروکتولیتهای پیکریتی، الیوین گابرو، گابرو- نوریت و فروگابرو تبدیل میشود که در آن دایکهای دیابازی و گابرو- پگماتوئیدی و تودههای کوچک گابرویی به فراوانی حضور دارند. دایکهای دیابازی بیشتر روند N-S و N70E دارند. پائینترین بخش این واحد را لایههای فلدسپاتیک پریدوتیتی تشکیل میدهند که مجموعهای کومولایی با انواع بافتهای ادکومولا، هترادکومولا و مزوکومولا هستند. این بخش دارای کلینوپیروکسن و کمی الیوین کومولوس و الیوین، کلینوپیروکسن (پوئی کلیلیتیک) اسپینل، ارتوپیروکسن، فازهای سولفیدی، پلاژیوکلاز و گاهی اوقات آمفیبول پارگازیتی اینترکومولوس است. میزان مودال کانیها در لایههای مختلف متغیر است. به عنوان مثال بعضی از لایهها حاوی بیش از ۷۰ درصد و بعضی دیگر حاوی کمتر از ۲۰ درصد الیوین بوده و بیشتر دارای دو نوع اسپینل به رنگهای سبز (غنی از آلومین) و قهوهای تیره (غنی از آهن و کروم) هستند. پلاژیوکلازها نیز اغلب بهمجموعهای از کانیهای گروه اپیدوت تجزیه شدهاند. ترکیب شیمیایی الیوینها از $Fo_{91.87}\ Fa_{8.03}$ تا $Fo_{79.85}\ Fa_{20.15}$ ، Cr# اسپینلها از ۱۲/۷ تا۵۰/۶۲ (دو نوع اسپینل شامل قهوهای غنی از کروم و آهن و سبز غنی از آلومینیم)، #Mg کلینوپیروکسنها از ۸۶ تا ۹۳، #Mg ارتوپیروکسنها از ۸۱ تا ۹۱ و آنورتیت درصد پلاژیوکلازها از ۸۸/۴۷ تا ۹۹/۸۵ تغییر میکند.

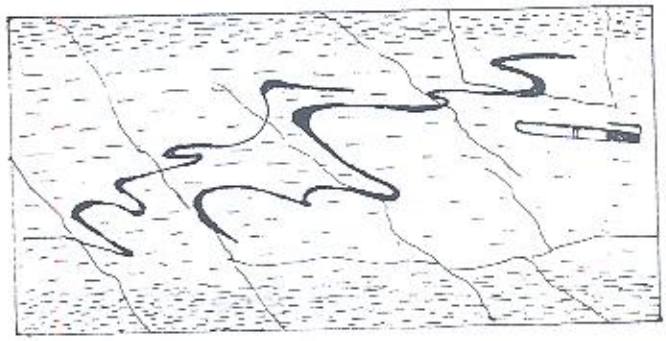
با افزایش میزان پلاژیوکلاز، فلدسپاتیک پریدوتیتها بهتدریج به گابروهای لایهای متشکل از ملاگابرو، تروکتولیتهای پیکریتی، الیوین گابرو، گابرونوریت و در نهایت فروگابرو، تبدیل میشوند. تروکتولیتهای پیکریتی که بطور متناوب با ملاگابروها قرار دارند، دارای بیش از ۶۰ درصد الیوین، کمتر از ۳۰ درصد پلاژیوکلاز و حدود ۱۰ درصد پیروکسن هستند. دارای بافت ادکومولا متشکل از الیوین و پلاژیوکلاز کومولوس بوده، برای اولین بار پلاژیوکلاز به عنوان فاز کومولوس ظاهر میشود. پدیده جالب در این سنگها، وجود بافت سمپلکتیک است. در اثر واکنش بین پلاژیوکلاز و اولیوین در حضور آب، حاشیه، سمپلکتیک متشکل از ارتوپیروکسن، آمفیبول و اسپینل سبز ایجاد شده است (شکل ۹).

الیوین گابروها بهعنوان آخرین محل حضور الیوین در سکانس کومولایی توده سیخوران، دارای لایهبندی ماگمایی قوی بوده، یک لیناسیون مشخص در سطح فولیاسیون دارند. در این سنگها انواع

لایه‌بندی‌های فازی، مودال و تدریجی به‌شکل لایه‌های غنی و فقیر از الیوین دیده می‌شود. نمودهای دگر شکلی به حالت روان از قبیل چین‌های درون لایه‌ای ماگمایی به فراوانی در آنها دیده می‌شوند (شکل ۱۰) افزون بر آن، آشفتگی‌های موجود در آشیانه ماگمایی گاهی اوقات سبب ایجاد لایه‌بندی متقاطع در آنها شده است. در مقاطع میکروسکپی دارای بافت‌های مزوورتوکومولا متشکل از پلاژیوکلاز کومولاس و الیوین، پلاژیوکلاز پیروکسن، فازهای سولفیدی و گاهی اوقات آمفیبول پارگازیتی اینترکومولوس هستند. در بعضی بخش‌ها، پاکت‌هایی از تروکتولیت‌های بسیار روشن (آلیوالیت) در میان آنها دیده می‌شود. در قسمت‌های بالایی



شکل ۹ ـ بافت سمپلتیک در تروکتولیت‌های واحد گابروهای لایه‌ای. در اثر واکنش بین الیوین و پلاژیوکلاز، حاشیه‌ای از ارتوپیروکسن و سپس آمفیبول به ترتیب از الیوین به سمت پلاژیوکلاز ایجاد شده است. اسپینل‌های سبز غنی از آلومینیوم نیز به صورت میله‌ای و عمود بر فصل مشترک آنها رشد یافته است. Ol = الیوین، OPx = ارتوپیروکسن، Amp = آمفیبول، Pl = پلاژیوکلاز و Sp = اسپینل.

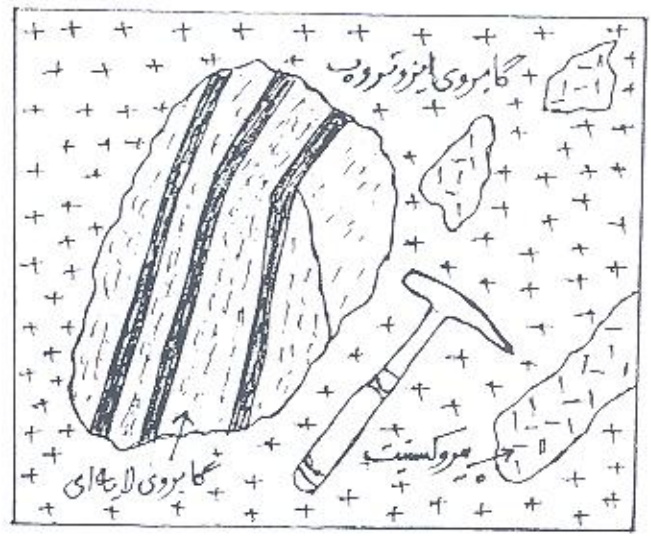


شکل ۱۰ ـ چین‌خوردگی در حالت روان (Viscous Flow Folding) در گابروهای لایه‌ای توده میخوران. لایه تیره رنگ چین خورده، تروکتولیت و لایه زمینه الیوین گابرو است.

به‌تدریج با کاهش میزان مودال الیوین، لایه‌هایی سرشار از پلاژیوکلاز با بافت اینکومولا (آدورتوزیت) متشکل از پلاژیوکلاز کومولوس ایجاد می‌شود. فورستریت درصد الیوین‌ها به کمتر از ۶۹، #Mg کلینوپیروکسن‌ها به کمتر از ۸۱، #Mg ارتوپیروکسن‌ها به کمتر از ۷۲ و آنورتیت درصد پلاژیوکلازها به کمتر از ۹۴ می‌رسد. بخش اعظم واحد گابروهای لایه‌ای را گابرو نوریت‌ها تشکیل می‌دهند. این سنگها در روی زمین دارای لایه‌بندی‌های تناوبی فازی و مودال بسیار مشخص متشکل از لایه‌های سرشار و فقیر از کانی‌های مافیک (شکل ۱۱) و چین‌های درون لایه‌ای ماگمایی هستند. روند کلی لایه‌بندی آنها N55E/70 SE است اما به دلیل عمل‌کرد گسل‌ها این روند در جاهای مختلف متغیر است. حضور توده‌های گابرویی و دایک‌های دیابازی در این واحد سبب تبلور مجدد شدید، ایجاد مناظر میگماتیتی و پدیده‌های تفریق دگرگونی شده است. بافت اینکومولا متشکل از پلاژیوکلاز، ارتوپیروکسن، اکسیدهای فروتیتان و فازهای سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) اینترکومولاس داشته، بعضی از کلینوپیروکسن‌ها به آمفیبول تجزیه شده‌اند. با افزایش اکسیدهای فروتیتان در بخش‌های انتهایی آن، به‌تدریج فروگابروها ظاهر می‌شوند، که در واقع گابرونوریت‌های سرشار از اکسیدهای فروتیتان هستند. در مقاطع میکروسکپی دارای بافت ارتوکومولا متشکل از پلاژیوکلاز و پیروکسن کومولوس و پلاژیوکلاز، ارتوپیروکسن، اکسیدهای فروتیتان و فازهای سولفوری (پیریت و کالکوپیریت) اینترکومولوس هستند. اکسیدهای فروتیتان و فازهای سولفیدی آخرین فازهایی هستند که به‌صورت غیر خود شکل فضای بین فازهای قبلاً متبلور شده را پر می‌نمایند. میزان #Mg ارتوپیروکسن‌ها به حدود ۶۶ و آنورتیت درصد پلاژیوکلاز به ۸۶ می‌رسد.

۳-۵- گابروهای ایزوتروپ

در بخش جنوبی توده سیخوران، در دره آبشور، یک گابروی لوکوکرات دانه درشت تا پگماتوئیدی متشکل از پلاژیوکلاز، کلینو و ارتوپیروکسن همراه با مقادیر کمی آمفیبول دیده می‌شود و همانگونه که در بخش‌های قبلی یاد شد، تمامی ردیف قبلی را قطع نموده و تبلور مجدد شدیدی را در آن ایجاد نموده است. در این گابرو آنکلاوهای پیروکسنیتی قطعات گابروهای لایه‌ای به فراوانی دیده می‌شوند (شکل ۱۲). این آنکلاوها اغلب دارای حاشیه منحنی (Lobate) بوده که نشانه گرم بودن آنها و دمای بالای ماگما در هنگام تزریق است. همبری فوقانی این گابرو با آمفیبولیت‌های پالئوزوئیک نفوذی است و در محل همبری مجموعه‌ای از هورنفلس بازیک متشکل از الیوین، ارتو و کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و



شکل ۱۲- لایه‌بندی تناوبی، فازی و مودال در گابروهای لایه‌ای سیخوران.

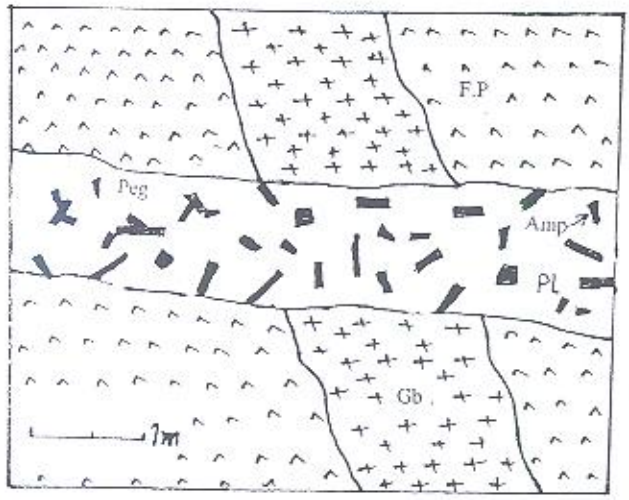
۳-۷- دایک‌ها

برخلاف مجموعه‌های افیولیتی، در مجموعه مافیک- الترامافیک سیخوران، کمپلکس دایکهای دیابازی و گدازه‌های بالشی وجود نداشته و تنها دایکهای پراکنده‌ای بطور عموم با روندهای شمالی- جنوبی و خاوری- باختری، واحدهای ماگمایی آن را قطع می‌نمایند. این دایکها را براساس مشاهدات صحرایی می‌توان به ۴ دسته تقسیم نمود. دسته اول دایکهای گابرویی دانه ریزی هستند که ردیف کومولایی را قطع می‌نمایند و خود توسط دایکهای گابروپگماتوئیدی دسته دوم قطع می‌شوند (شکل ۱۳). سن مطلق آمفیبول‌های دایکهای گابرو پگماتوئیدی دسته دوم به روش پتاسیم- آرگن، پرمین بدست آمده است (جدول ۱). دایکهای دسته سوم که در واقع انشعابهای گابروی ایزوتروپ هستند، دایکهای گابروپگماتوئیدی دسته دوم را قطع نموده و خود توسط دایکهای دیابازی به سن ژوراسیک میانی قطع می‌شوند (جدول ۱). دایکهای دیابازی بسیار دانه ریز بوده، دارای حاشیه انجماد سریع و بافت دلریتی اینترگرانولار هستند. کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بوده، بعضی از کلینوپیروکسن‌ها به آمفیبول و بعضی از پلاژیوکلازها به سوسوریت

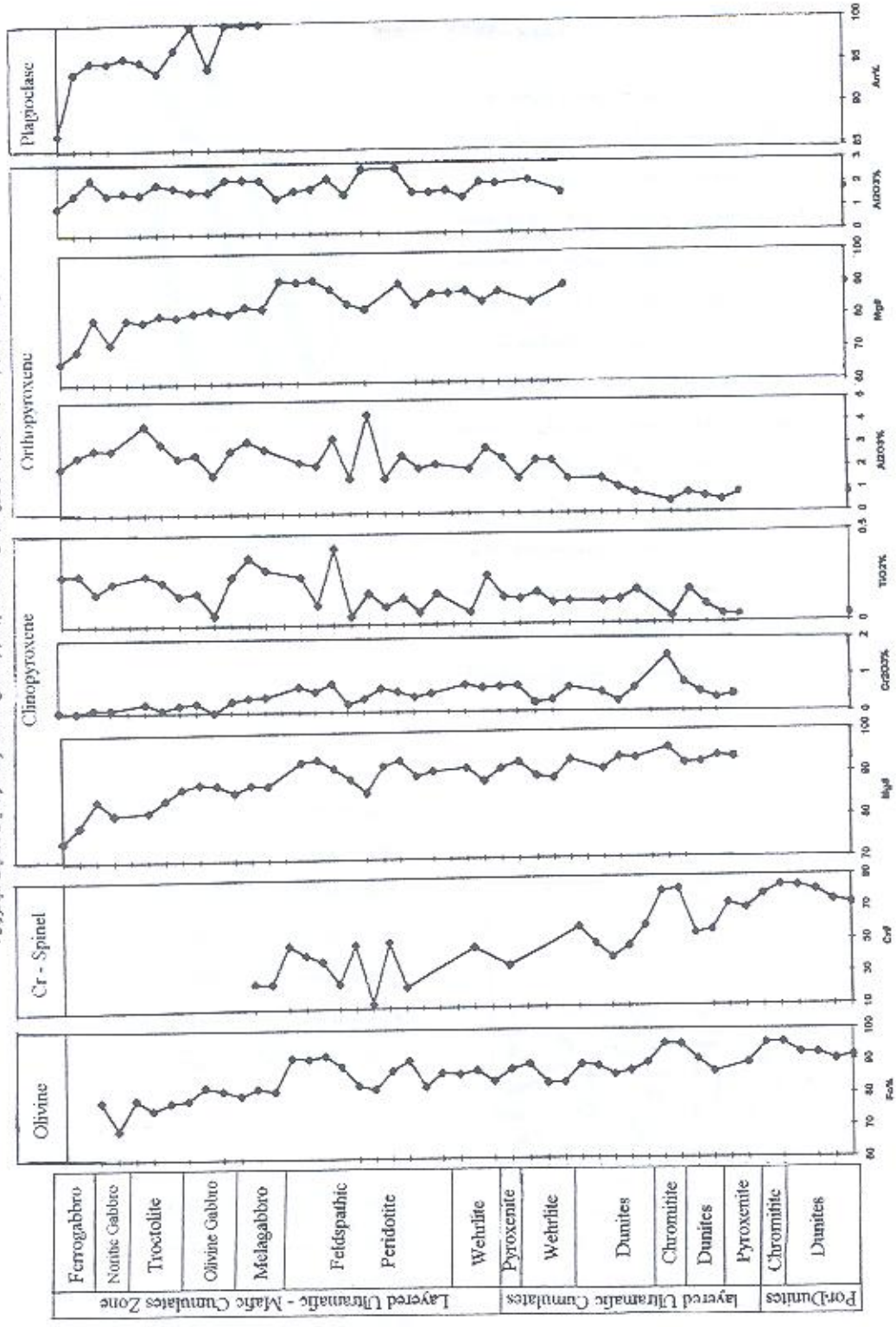
منیتیت، میگماتیت بازیک متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز نوع آندزین و پلاژیوگرانیت ایجاد کرده است. دایکهای منشعب شده از این توده متشکل ازکلینوپیروکسن+ پلاژیوکلاز، آمفیبول پارگازیتی + پلاژیوکلاز و هورنبلند+ پلاژیوکلاز به فراوانی در اغلب بخش‌های توده سیخوران دیده می‌شوند. به‌علاوه، این گابرو خود توسط دایکهای پراکنده دیابازی قطع می‌شود. Sabzehei (1974) براساس شواهد چینه‌شناختی و بدون انجام آنالیز تعیین سن مطلق، سن این گابرو را تریاس میانی اعلام کرده است.

۳-۶- پلاژیوگرانیت‌ها

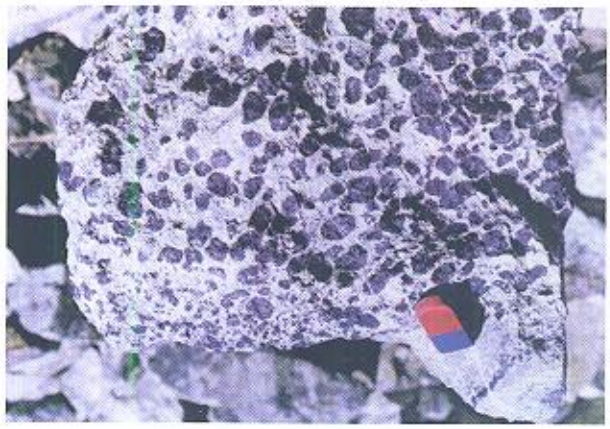
پلاژیوگرانیتها که به شکل پاکتها و توده‌های کوچک و پراکنده نفوذی در داخل فروگابروها و در داخل و اطراف گابروهای ایزوتروپ دیده می‌شوند، حالت گنیسی داشته و تجزیه شده‌اند. آمفیبول‌ها، کلریتی و پلاژیوکلازها تا حدی سوسوریتی شده‌اند. دارای بافت هیپ ایدیومورفیک تا انهدرال گرانولار بوده و شامل پلاژیوکلازهای ساب اتومورف، آمفیبول‌های کلریتی شده، کوارتز و اکسیدهای فروتیتان انهدرال هستند. آنورتیت درصد پلاژیوکلازها از ۲۷ تا ۵۴ متغیر است.



شکل ۱۳- دایک‌های میکروگابرویی فنیمی (Gb) در کومولاهای الترامافیک (F.P) که توسط دایک‌های گابروپگماتوئیدی (Peg) به سن پرمین قطع می‌شوند.



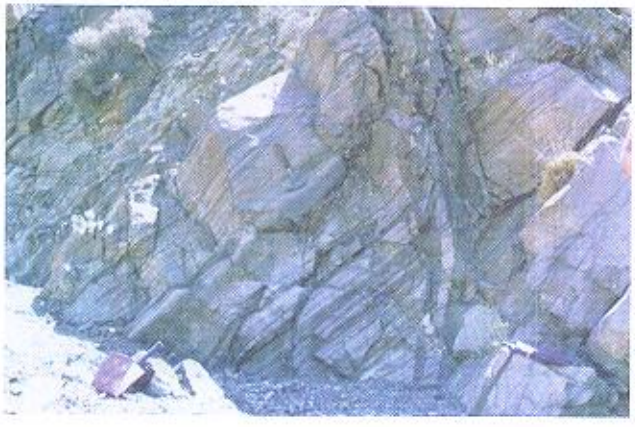
شکل ۱۲ - دیاگرام تغییرات ترکیب شیمیایی فازهای مختلف کانیها در واحدهای مختلف توده اکثرامافیک - مافیک سیمکوران.



بافت ندولار پهن شدگی ندول ها در همین کرومیتیت .

۷ ـ دایک دیابازی با حاشیه انجماد سریع و روند شمالی ـ جنوبی در دونیت های واحد کومولاهای الترامافیک لایه ای در کنار روستای سیخوران.

۶ ـ لایه بندی تناوبی دونیت ـ ورلیت ـ پیروکسنیت در واحد کومولاهای الترامافیک لایه‌ای .



شکل ۱۱ ـ لایه بندی تناوبی ، فازی و مودال در گابروهای لایه ای سیخوران .

شکل ۸ ـ دایک پیروکسنیتی در دونیت های واحد کومولاهای الترامافیک لایه ای ، در حاشیه بعضی از این دایک ها، تمرکز اسپینل های غنی از آلومینیم دیده می شود .

شکل ۲ ـ برگـوارگی قـوی و خط وارگی ضـعیف هارزبورژیت ها در بخش زیرین توده سیخوران. بلورهای درشت، پورفیروکلاست های ارتوپیروکسن هستند.

شکل ۳ ـ لایه بندی تناوبی دونیت ـ کرومیتیت در دونیت های پورفیروکلاستی کوه سرخ آشین. در هر لایه به سمت بالا به تدریج میزان کرومیت کاهش و میزان الیوین افزایش می یابد.

شکل ۵ ـ الف ـ چین خوردگی ماگمایی در کرومیتیت های معدن سیخوران.

تجزیه شده‌اند. میزان #Mg کلینوپیروکسن‌ها حدود ۷۳ تا ۷۸ و آنورتیت درصد پلاژیوکلازها حدود ۷۳ است. با توجه به وجود ماگماتیسم ژوراسیک میانی- فوقانی در منطقه، این دایکها احتمالاً مجاری تغذیه کننده آنها بوده‌اند (Sabzehei 1974).

۳-۸- مجموعه دگرگونه‌های پالئوزوئیک

دگرگونه‌های پالئوزوئیک گستره مورد بررسی را مجموعه‌های سرگز- آبشور تشکیل می‌دهند. آنها دارای پلی متامورفیسم متشکل از چهار فاز اصلی قبل از ژوراسیک و سه فاز نه چندان مهم از ژوراسیک تا ترشیر هستند. اولین بار Huber (1955) این دگرگونه‌ها را بررسی و آنها را سازند

سرگز نامید. این دگرگونه‌ها شامل بخش تحتانی به‌نام مجموعه آبشور با درجه دگرگونی بالاتر و بطور عمده متشکل از آمفیبولیت، مرمر، میکاشیست و گنیس و بخش فوقانی به‌نام مجموعه سرگز بیشتر متشکل از شیستهای سبز به همراه مقادیر نسبتاً کمتری میکاشیست، گنیس، کوارتزیت و مرمر می‌باشند. به‌نظر می‌رسد که مواد اولیه این دگرگونه‌ها متعلق به دونین- کربونیفر و قبل از آن باشد. سبزعلی و بربریان (۱۹۷۲) در آهکهای درون شیستها و شیستهای سبز مجموعه سرگز، بقایای براکیوپودها، لاملی برانش‌ها و کرینوئیدها را یافته‌اند. در ناحیه ده سرد در نزدیکی همین منطقه، بربریان و هوشمندزاده (۱۹۷۲) در مجموعه‌ای قابل مقایسه با مجموعه سرگز- آبشور، دانه‌های گرده فسیلی را یافتند که نشانگر سن دونین بود. به‌هرحال، سن مواد اولیه مجموعه آبشور قبل از دونین و سن مواد اولیه مجموعه سرگز، دونین- کربونیفر است. سن دگرگونی مجموعه سرگز نیز بدون شک قبل از ژوراسیک زیرین است زیرا که با ناپیوستگی زاویه‌دار و کنگلومرای قاعده‌ای توسط رسوبهای ژوراسیک زیرین پوشیده می‌شود.

۳-۹- رسوب‌های نادگرگونه ژوراسیک

رسوبهای تخریبی ژوراسیک زیرین با دگرشیبی و یک کنگلومرای قاعده‌ای متشکل از اجزای دگرگونه‌های پالئوزوئیک، بر روی مجموعه‌های دگرگونی پالئوزوئیک قرار گرفته و توسط آهکهای کالپیونلادار ژوراسیک فوقانی- کرتاسه زیرین پوشیده می‌شوند. بطور کلی، مجموعه رسوبی از پائین به بالا شامل کنگلومرا، رسوبهای فلیشی، توربیدایت و آهک کالپیونلادار می‌باشد.

۴- تعیین سن مطلق به روش K-Ar

به منظور بررسی دقیق سن مجموعه بازیک- اولترابازیک سیخوران و با توجه به فراهم شدن امکان تعیین سن به روش K-Ar در دانشگاه برتان غربی در شهر برست فرانسه، تعدادی نمونه از بخش‌های گابرویی، دایکهای گابرو پگماتوئیدی، دایکهای دلریتی و مجموعه دگرگونی اطراف توده انتخاب و تعیین سن گردید. تعیین سن اصولاً به دو روش سنگکل و کانی جدا شده صورت گرفته است. میزان K_2O نمونه‌ها با دستگاه اسپکترومتر جذب اتمی و نسبتهای ایزوتوپی آرگن آنها توسط اسپکترومتر جرمی اندازه‌گیری شده است.

جدول ۱ نتایج حاصل از تعیین سن نمونه‌های منطقه سیخوران را نشان می‌دهد. برپایهٔ این جدول، سن بیوتیتهای موجود در گنیس‌های مجموعه دگرگونی‌های پالئوزوئیک ۷ ± ۳۱۰ میلیون سال و سن مسکوویتهای موجود در گرانیتهای آناتکسی داخل آنها ۸ ± ۳۳۷ میلیون سال (کربونیفرفوقانی) بدست آمده است. شکی نیست که این سن‌ها، سن‌های ایزوتوپی بوده و پس از تفسیر زمین‌شناختی است که ارزش و اعتبار می‌یابند. اختلاف اندکی که در سن مطلق بیوتیتها و مسکوویتها دیده می‌شود، به کلریتی شدن مختصر بیوتیتها مربوط است. با توجه به حضور توده‌های فلدسپاتیک پریدوتیتی، تروکتولیتی و لوکوگابرویی در این دگرگونه‌ها ودر کنار گرانیتهای آناتکسی شاید بتوان این سن را سن جایگزینی مجموعه سیخوران دانست؟ سن مطلق دایکهای گابرو- پگماتوئیدی که سکانس گابروهای لایه‌ای را قطع می‌کنند، بر روی آمفیبول ۷/۴ ± ۲۵۴ میلیون سال (پرمین) و سن میگماتیتهای بازیکی که از ذوب آمفیبولیتها در حاشیه گابروی ایزوتروپ ایجاد شده‌اند، بر روی آمفیبول و پلاژیوکلاز ۸ ± ۲۲۰ میلیون سال (تریاس فوقانی) بدست آمده است. سن اخیر، بدون شک سن جایگزینی توده گابرویی است. بالاخره سن دایکهای دیابازی که تمامی این مجموعه‌ها را قطع می‌نمایند، به روش سنگ کل ۱۲ ± ۱۶۵ میلیون سال (ژوراسیک میانی) بدست آمده است.

Rock Type	Sample.No	Sample.Analysed	K_2O %	Age(Ma)
Gneiss	H.s.102	Biotite	5.7	310 ± 7
Granite	H.s.103	Muscovite	8.33	337 ± 7.7
Gabbro-Pegmatoid	H.E.18	Amphibole	0.132	254 ± 7.4
Gabbro-Pegmatoid	H.s.107	Amphibole	0.125	253 ± 14
Pegmatoid	H.s.78	Amphibole	0.143	220 ± 8
Pegmatoid	H.78	Pagioclase	0.093	200 ± 7.4
Diabasic Dyke	H.s.77	Whole Rock	0.077	165 ± 12.35

جدول ۱- نتایج حاصل از آزمایش‌های تعیین سن- مطلق به روش K-Ar بر روی نمونه‌های منطقه سیخوران

بحث و نتیجه‌گیری

مجموعه سنگهای مافیک- الترامافیک سیخوران یک مجموعه چندزادی است که از سه بخش با سن‌های کاملاً متفاوت تشکیل شده است. اصلی‌ترین بخش این مجموعه را توالی ستبری ازسنگهای الترامافیک- مافیک متشکل از دو بخش گوشته‌ای و پوسته‌ای تشکیل می‌دهند. بخش گوشته‌ای در زیر به‌طور عمده هارزبورژیتی و بالا بیشتر دونیتی بوده و دارای بافت پورفیروکلاستیک و برگوارگی و خط وارگی گوشته‌ای

می‌باشد. به‌علاوه،دگرشکلی‌های موجود در ساختمان الیوین‌ها و پیروکسن‌ها از قبیل ماکل‌های مکانیک، دوارهای شکنجی، خاموشی موجی و گرانولاسیون، یادآور شرایط گوشته‌ای است. بخش پوسته‌ای شامل توالی ستبری از کومولاهای الترامافیک- مافیک لایه‌ای با انواع لایه بندی‌های فازی، مودال و تناوبی از بافت‌های کومولایی نظیر ادکومولا، هترادکومولا، مزوکومولا و ارتوکومولا می‌باشند. تغییرات فازهای کانی‌های تشکیل دهنده این توالی نظیر ظهور و ناپدید شدن آنها، نحوه حضور (کومولوس یا اینترکومولوس بودن) و تغییرات ترکیب شیمیایی آنها از قاعده به چکاد سکانس (شکل ۱۴) همگی حاکی از خاستگاه ماگمایی آنها و آهنگ آرام انباشتگی فازهای کومولوس در اثر فرایندهای مختلف تفریق بلوری است. لایه‌بندی‌های دوره‌ای و نوسانات چرخشی ترکیب شیمیایی کانی‌ها حاکی از تغذیه مکرر آشیانه ماگمایی توسط ماگمای اولیه می‌باشد.

دومین بخش این مجموعه رایک توده عظیم گابرویی ایزوتروپ تشکیل می‌دهد که در تریاس فوقانی به داخل ردیف قبلی نفوذ نموده، اثرات شدیدی در آن برجای نهاده است. حضور گسترده آنکلاوهای پیروکسنیتی، ورلیتی و گابروهای لایه‌ای در این گابرو، رشد متاسوماتیکی پیروکسن‌های واحدهای الترامافیک در محل تماس با آن، ایجاد دایکهای پیروکسنیتی در دونیت‌های واحدهای الترامافیک و بالاخره تبلور مجدد و باز پخت کل مجموعه از شواهد بارز این تأثیر هستند. این گابرو بر دگرگونه‌های پالئوزوئیک نیز تأثیر شدید گذاشته، آنها رابه شدت میگماتیتی کرده است.

در نهایت در ژوراسیک میانی، سومین بخش این مجموعه یعنی دایکهای پراکنده دیابازی تکوین یافته‌است. این دایکها که به‌عنوان مجاری تغذیه کننده ماگماتیسم این زمان عمل می‌کرده‌اند، تمامی واحدهای قبلی را قطع نموده‌اند. با توجه به نتایج آنالیزهای تعیین سن مطلق و زمین‌شناسی ناحیه‌ای منطقه، می‌توان گفت که این مجموعه در اثر کشش و ایجاد گسیختگی در پوسته پلاتفورمی ایران زمین احتمالاً در فاصله زمانی کربونیفر- میانی- فوقانی تا پرمین ایجاد شده و سپس در تریاس میانی- فوقانی (رخداد سیمرین پیشین) توسط یک توده بزرگ گابرویی و در ژوراسیک میانی توسط دایکهای دیابازی مورد هجوم قرار گرفته است.

سپاسگزاری

این مطالعه در قالب پایان‌نامه دکتری در دانشگاه تربیت مدرس تهران و با همکاری یک گروه علمی- تحقیقاتی فرانسوی به سرپرستی پرفسور Juteau از دانشگاه برتان غربی در شهر Brest فرانسه صورت گرفته و کلیه آزمایش‌های ژئوشیمیایی، میکروپروب و تعیین سن مطلق در این دانشگاه و با هزینه‌های گروه فرانسوی انجام شده است. بخش فرهنگی سفارت فرانسه در تهران خصوصاً آقای Guy Regnier در برقراری و تداوم این همکاری مشترک، نهایت مساعدت را بعمل آورده‌اند، که در اینجالازم است از آنها تشکر نمائیم.

کتابنگاری

دارابنیا، ش.، سبزهئی، م.، ۱۳۶۵- ندول‌های کرومیتی نشاندگر زایش مایعات مختلف در یک مایع مذاب سیلیکاتی. (ترجمه)، گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی، مرکز کرمان.

سبزهئی، م.، ۱۳۶۲- ساخت و بافت کرومیت‌های منطقه اسفندقه و فاریاب و اهمیت آنها در اکتشافات کرومیت. اولین سمپوزیوم معدنکاری ایران، کرمان.

سبزهئی، م.، ۱۳۷۵- پترولوژی افیولیت‌های ایران، زیر چاپ.

سبزهئی، م.، قاسمی، ح.، و ژوتو، ت.، منشاء دایکهای وبستریتی و کرومیتیتهای وابسته در مجموعه اولترامافیک- مافیک سیخوران جنوب شرق ایران (زیر چاپ).

References

Alavi- Tehrani, N., 1980- The distribution of ophiolites in Iran and their significance. Ofioliti;2: 315- 334.

Arvin, M. and Robinson, P. T., 1994- The petrogensis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, Southwest of Kerman, Iran. Can. J. Earth Sci. 31, 824-834.

Ben, K., Nicolas. A., and Reuber, I., 1988- Mantle- Crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: Evidence from the Oman ophiolite. Tectonophysics. 151: 75-85.

Berberian, M.and King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canad. J.Earth Sci. 18: 210-265.

Boudier, F. and Nicolas, A. 1995-Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. Journal of petrology, vol 36, no 3:777-796.

Ceuleneer, G. and Nicolas, A., 1985- Structures in podiform chromite from the Maqsad district (Sumail Ophiolite, Oman). Mineral Deposita, 20, 177-185.

Delaloye, M. and Desmons, J., 1980- Ophiolites and melange terranes in Iran: A geochemical study and its paleotections. Tectonphysics. 68:83-111.

Difenbach, W., Davoudzadeh. M., Alavi- Tehrani, N. and Lensch, G., 1986- Paleozic ophiolites in Iran: Geology, Geochemistuy and Geodynamic. Ofioliti, 11 (3): 305-338.

Ernewein, M., 1987- Histoire magmatique d'un segment de croute oceanique tethysienne: petrologie de la sequence plutionque du massif ophiolitique de Sahali (nappe de Semail, Oman). These, Univ. Louis Pasteru, Strasbourg, 205 p.

Gansser A., 1974- The ophiolite melanges a world- wide problem on Tethyan examples. Eclogae. geol. Helvetiae, 67:479-507.

Hunter, R.H., 1996 Texture develoment in cumulate rocks. In: Layered Intrusions. Cawthorn, R. G. (editor), Elsevier Science B.V.

Irvine, T.N., 1982- Terminology for layered intrusions. J. petrol. 23, part 2, 127-162.

Irvine, T.N., 1987- Glossary of terms for layered intrusions. In: Parsons (1987) Origin of igneous layering (ed).D. Reidel publishing company.

Naslund, H.R and McBirney, A.R., 1996- Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Layered Intrusions. Cawthorn, R.G.(editor), Elsevier Science B. V.

Nicolas, A. and Prinzhofer, A.,1983- Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structural evidence. Journal of perrology, vol 24, part 2,pp188-206

Parak, O.; Delaloye, M. and Bingol, E. 1996 - Phase and cryptic variation through the cumulates in the Mersin ophiolite (southern Turkey). Ofioliti, 21 (2) , 81-92.

Petsef, A.N.; Spadea, P.; Savelieva, G.N. and Gaggero, L., 1997- Nature of transition zone in the Nurali ophiolite, southern Urals. Tectonophysics, 276, 163-180.

Ricou, L.E., 1971- Le croissant ophiolique peri- arabe. Une ceinture de nappes mises en place au cretace superieur. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn, 13: 327-350.

Sabzehei, M., 1974- Les melanges ophiolitiques de region d'Esfandagheh (Iran meridional). Etude petrologique et structurale, Interpretation dans le cadre iranien. These, Universite de Grenoble, 205 p.

Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran. A review. Amer. Assoc. Assoc. Petrol.Geol., 52: 1229-158.

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.

Wadsworth, W.J., 1985- Terminology of postcumulus processes and products in the Rhum layered intrusion. Geol. Mag. 122, 5: 549-554.

Whitechurch, H., 1993- Les ophiolites tethysiennes de la chaine du Taurus (Tarquie): De l'accretion oceanique l'obduction. Univ. Louis Pasteur. Strasbourg.

* Tarbiat Moderess University

** Geological Survey of Iran

*** Unversite de Bretagne Occidentale, Brest, France

* دانشگاه تربیت مدرس

** پژوهشکده علوم‌زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

*** دانشگاه برست فرانسه