هویت زمین شناختی کمپلکس الترامافیک سوغان در جنوب خاوری ایران

نوشته : حمید احمدی پور* ، دکتر مسیب سبزه ئی**
دکتر هوبروایت چرچ*** و دکتر تیری ژوتو****

Geological identity of Soghan ultramafic-mafic complex south-east Iran

By: H. Ahmadipour*, Dr.M.Sabzehei**, Dr.H.Whitechurch*** and Dr.T.Juteau.****

Abstract

Soghan ultramafic- mafic complex is situated in Esfandagheh, south- east Iran. It is composed of three main bodies, (1): The oldest body is composed of ultramafic- mafic rocks with metamorphic fabrics. This body is composed of three units: A: Lower dunite- harzburgites and related chromitite, B: Transition zone, being composed of lherzolite- websterite-dunite-wherlite, C: Upper layered gabbros: Paleozoic marbles, amphibolites, skarns and micaschists of Sanandaj- Sirjan Zone are lying directly on the top of unit "C". (2) Isotropic gabbro body which cuts "1" and metamorphic rocks of Sannandaj- Sirjan Zone. This gabbro is formed between Upper Triassic and Lower Jurassic. (3): Diabasic dykes of Late Cretaceous age which cut "1" and "2" bodies. In the lower part of metamorphic rocks of Sannandaj- Sirjan, differentiated ultramafic lavas and sills have been formed.

All the constituents of "1" have metamorphic fabrics, which were formed in high pressure- high temperature condition- Existence of a pervasive foliation and less domninat lineation in dunite- harzburgite, as well as kink bands in olivines of "C" unit, all indicate a solid state deformation.Invasion of basaltic magma into the "1" body, which is materialized by isotropic gabbro, has initiated a metasomatic exchange between basaltic magma and all the constituens of body "1", as well as it's pervasive recystallization. The existence of :(1) Non- deformed orthopyroxenes forming at the expense of olivine,(2) crystallization of chrome spinels with a different composition in comparison to the original spinels of dunites- harzburgites, (3) Formation of websteritic dykes in lherzolite which cut the foliation of host lherzolite, (4) recrystallization of layered gabbros and rocks of unit "B" all indicate the passage of a basaltic melt through the "1" body. The invasion of this basaltic magma into metamorphic rocks of Sanandaj-Sirjan, produced skarns at the expense of marble and it has imposed a partial anatexis of the amphibolites. Sodic plagiogranitic mobilizate forming by this process,cuts the layered gabbro of "1" body and causes a severe metasomatic effect on it.

From all these studies, it has been concluded that :(1): Soghan Complex is a polygenetic association of ultramafic-mafic rocks. Every part of this complex is formed particular period of time, (2): This complex can not be called an ophiolite senso stricto. (3) In spite of existence

of many textural similarities between mantlic ultramafics and ultramafic rocks in lower part of the body "1" a petrological continuity of ditterent constituent of the body "1" from bottom to top indicate that the latter may have been formed from the differentiation of an ultramafic magma in the lower Paleozoic.

چکیده

مجموعه الترامافیک- مافیک صوغان که در جنوب خاوری ایران رخنمون دارد از سه پیکره اصلی تشکیل شده است که به ترتیب قدمت عبارتنداز (۱) پیکره الترامافیک- مافیک با بافته دگرگونه که اجزاء آن به‌ترتیب از زیر به بالا عبارتند از (الف) دونیت، هارزبورژیت و کرومیتیت‌های وابسته، (ب) زون عبوری متشکل از لرزولیت- وبستریت- دونیت- ورلیت، (پ) گابروهای لایه‌ای. بخش بالائی این پیکره با تماس عادی، زیر تناوبی از مرمر، آمفیبولیت، اسکارن، میکاشیست متعلق به پالئوزوئیک زیرین زون سنندج- سیرجان قرار گرفته است. (۲) گابروی ایزوتروپیک که پیکره شماره (۱) و دگرگونه‌های زون سنندج- سیرجان را قطع نموده است. این گابرو در زمانی بین تریاس بالا- ژوراسیک زیرین تبلور یافته است. (۳) دایکهای دیابازی به سن کرتاسه بالائی که هردو پیکره (۱) و (۲) را قطع می‌نمایند. در بخش‌های زیرین مجموعه دگرگونی زون سنندج- سیرجان بسیار نزدیک به بخش‌های بالائی پیکره شماره ۱، گدازه‌های تفریق شده الترامافیک دیده شده است.

تمامی اجزاء پیکره شماره ۱ دارای بافته دگرگونی بوده و شواهد صحرائی و میکروسکوپی نشان از دگرشکلی‌هائی دارد که در دماها و فشارهای بالا رویداده است. وجود خط وارگی و برگ وارگی ناشی از سیلان به‌حالت جامد در هارزبورژیتها و وجود نوارشکنجی (Kink band) در اولیوین‌های پیکره شماره (پ) تماماً وقوع دگر شکلی مذکور را محقق می‌سازد. عبور مذاب بازالتی - که تبلور گابروی ایزوتروپیک بهترین نمود آنست- علاوه برواکنش‌های متاسوماتیک با اجزاء پیکره شماره ۱ موجبات تبلور مجدد این سنگها را نیز فراهم آورده است. وجود ارتوپیروکسن‌های دگرشکل نشده به‌خرج الیوین‌های ماکله و تبلور اسپینل با ترکیبی متفاوت با اسپینل‌های اولیه در دونیتها و هارزبورژیتها همچنین تشکیل شبکه دایکهای وبستریتی در لرزولیتها که فولیاسیون این سنگها را قطع می‌نماید و نیز تبلور مجدد گابروها و سنگهای زون عبوری (واحد ب از پیکره ۱) همگی شواهدی است که دلالت برعبور مذاب بازالتی از درون پیکره ۱ دارد. هجوم گابروهای ایزوتروپیک به درون سنگهای دگرگونه زون سنندج- سیرجان علاوه بر تشکیل اسکارن در مرمرها موجب توب بخشی آمفیبولیتها و تشکیل پوپایی پلاژیوگرانیتی شده است. این پوپایی به نوبه خود به گابروهای لایه‌ای پیکره ۱ و گابروی ایزوتروپیک اثر می‌نماید و باعث تبادلات متاسوماتیکی بین آنها می‌شود.

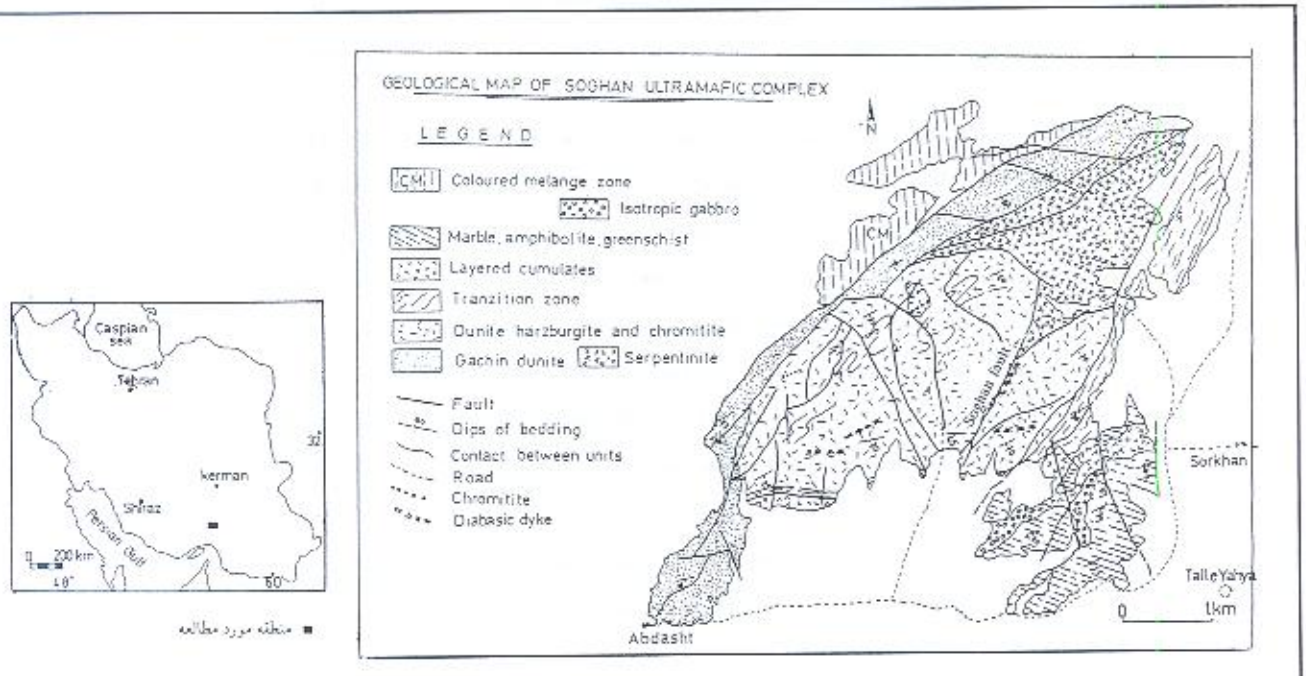
از مجموع مطالعات انجام شده می‌توان نتیجه‌گرفت که: (۱) کمپلکس صوغان یک مجموعه چندزادی بوده و هر پیکره‌اش در دوره‌ای خاص از تاریخ سرگذشت آن تکوین یافته است، (۲)این مجموعه را به‌هیچوجه نمی‌توان یک افیولیت نامید و (۳) با آنکه شواهد ساختاری مشابهتهای زیادی بین الترامافیکهای گوشته و الترامافیکهای بخش زیرین پیکره شماره ۱ را مطرح می‌سازد ولی پیوستگی‌های لیتولوژیک بین واحدهای مختلف پیکره مذکور و تغییرات تدریجی کانی‌ها به‌ویژه ماهیت سطوح تماس واحدهای مختلف این پیکره نشان از آن دارد که پیکره شماره ۱ به گمان از تفریق یک ماگمای الترامافیک که در پالئوزوئیک زیرین برونریزی نموده بوجود آمده باشد.

۱- مقدمه

کمپلکس الترامافیک - مافیک صوغان در جنوب خاوری ایران در بخش‌های انتهائی کمربند دگرگونی سنندج- سیرجان قرار گرفته است (شکل ۱)این ناحیه محل برخورد روندهای ساختاری مهم ایران می‌باشد. بطوری که روندهای شمال باختری- جنوب خاوری زون زاگرس و زون سنندج- سیرجان، روندهای شمالی- جنوبی مانند روند زون گسلی زندان و روندهای شمال خاوری- جنوب باختری در این ناحیه در هم‌آمیخته و پیچیدگی ساختاری زیادی از آن پدیدار می‌گردد. مجموعه‌های الترامافیک- مافیک این منطقه را بطور سنتی افیولیت دانسته و آنها را در شمار آمیزه‌های رنگین قلمداد نموده‌اند.

Sabzehei and Berberian(1972) Sabzehei(1974) آنها را حاصل تفریق ماگمای تولئیتی‌ای دانسته‌اند که در ثریاس بالائی به درون دگرگونه‌های پالئوزوئیک هجوم آورده است. پس از آن سبزه‌ئی (۱۳۷۳ و ۱۳۷۵)Sabzehei (1995,1998) و دریافت که مجموعه‌های الترامافیک- مافیک این منطقه چند زادی بوده و بخشی که دارای بافته دگرگونی می‌باشد از تفریق یک ماگمای الترامافیک با گرایش کوماتئیتی بوجود آمده است. او در حقیقت نظریات Brunn (1962) رااز نو مطرح نموده و این مجموعه‌ها را حاصل برونریزی‌های بسیار حجیم در اولاکوژئوسینکلینال‌های پالئوزوئیک دانسته است. سبزه‌ئی و همکاران (۱۳۷۳) سن توده‌های الترامافیک- مافیک را پرکامبرین بالائی- پالئوزوئیک زیرین در نظر گرفته و بر این باورند که زیرترین مجموعه دگرگونی زون سنندج- سیرجان برروی بالاترین بخش‌های مجموعه الترامافیک- مافیک با بافته دگرگونه قرار گرفته است.

در مطالعاتی که نتیجه اولیه آن از نظر می‌گذرد روشن شدن ماهیت این مجموعه ازدیدگاه‌های زمین‌شناختی کلی، ساختاری، سنگ نگاشتی، کانی‌شناختی، ژئوشیمیائی و ژئوکرونولوژیکی مطرح بوده است. این نوشتار - در حقیقت - به معرفی کلی این مجموعه اختصاص یافته و کالبد کلی زمین‌شناختی آنرا به معرض قضاوت می‌گذارد. هدف نگارندگان از ارائه این نوشتار تعیین هویت کلی این مجموعه می‌باشد و در نوشتارهائی که در آینده منتشر خواهد شد،نتایج دقیق سنگ نگاشتی و ژئوشیمیائی و ژئوکرونولوژیکی ارائه خواهد شد.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی صوغان

۲- زمین‌شناسی کمپلکس صوغان

کمپلکس‌های الترامافیک - مافیکی که در منطقه اسفندقه برونزد دارند عبارتند از: (۱) کمپلکس سیخوران در خاور دشت صوغان و (۲) کمپلکس‌های آبدشت و صوغان در باختر دشت صوغان. کمپلکس صوغان را می‌توان به چند پیکره اصلی تقسیم نمود:

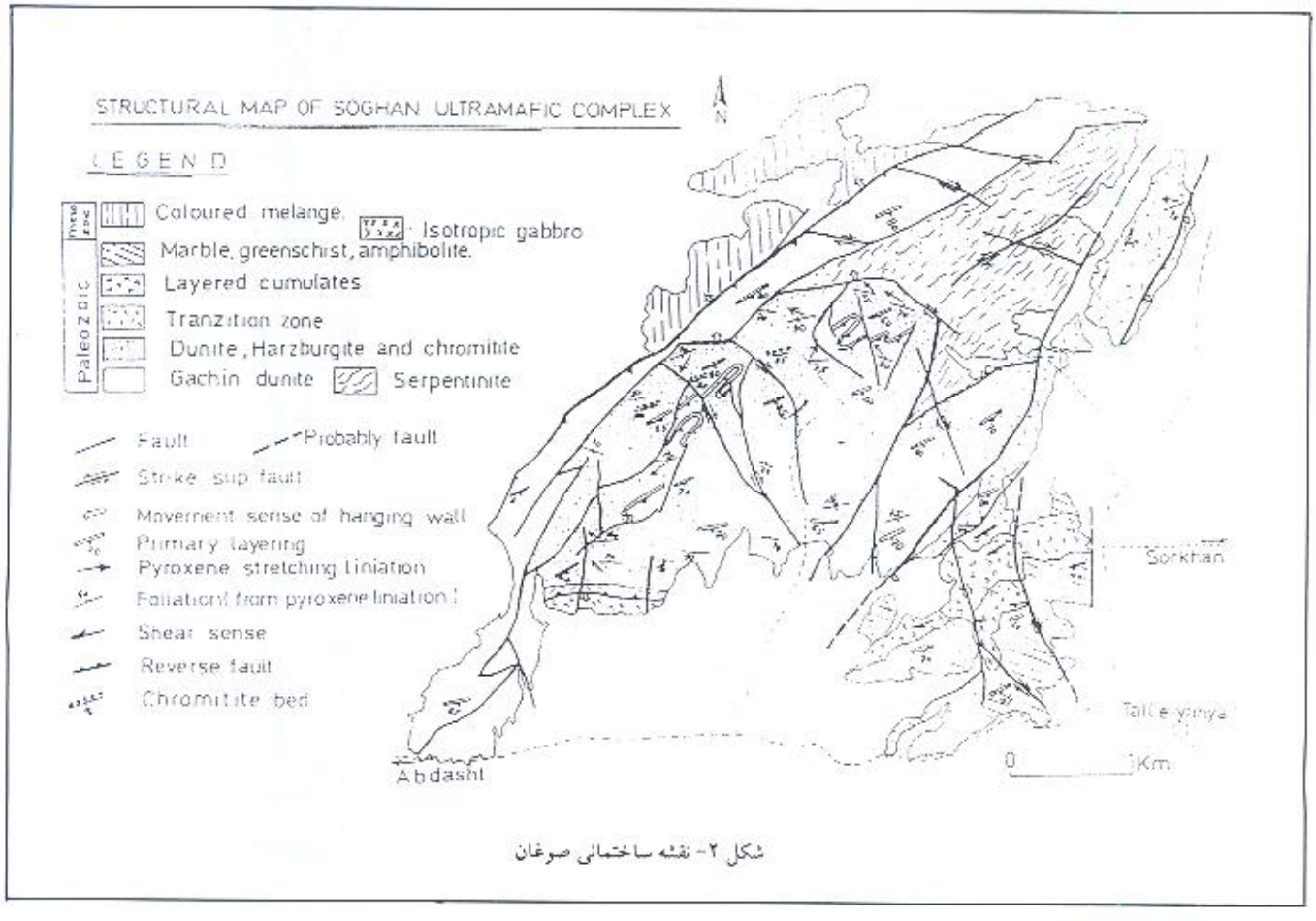
۱- پیکره الترامافیک - مافیک با بافته دگرگونه

۲- گابروهای ایزوتروپیک

۳- دایکهای دیابازی

کمپلکس صوغان از سوی شمال بایک زون راندگی برروی زون آمیزه رنگین افیولیتی شامل گدازه‌های بالشی، گلوکوفان شیست، سرپانتینیت، رادیولاریت، آهکهای پلاژیک (کرتاسه بالائی) رانده شده و در جنوب با دگرگونه‌های پالئوزوئیک سنندج- سیرجان در تماس می‌باشد. از سه پیکره‌ای که این کمپلکس را تشکیل می‌دهد بخش بالائی پیکره شماره ۱ که ما آن را ازاین پس پیکره U.B نام نهاده‌ایم، در تماس عادی با مرمرهای

بخش زیرین مجموعه‌های دگرگونی سرگز آبشور (Sabzehei 1974) می‌باشد و به‌نظر می‌رسد که تمامی فازهای دگرشکلی دگرگونه‌های سرگز آبشور بر پیکره U.B نیز دیده می‌شود. چنین به‌نظر می‌رسد که آهکهای اولیه دگرگونه‌های سرگز آبشور برروی بخش بالائی U.B نهشته شده‌اند و بعدها حوادث دگرگونی و دگرشکلی برروی هردو مجموعه اثر نموده است. با وجود پیچیدگی‌های تکتونیکی و بهم ریختن روابط بین پیکره U.B و دگرگونه‌های سرگز آبشور، هنوز در بعضی نقاط رابطه عادی آنها قابل رؤیت است (شکل ۱). در شکل‌های ۱ و ۲ نقشه‌های زمین‌شناسی و ساختاری این پیکره ارائه شده و رابطه کمپلکس صوغان با زون آمیزه رنگین و دگرگونه‌های زون سنندج- سیرجان به نمایش گذاشته شده است. در شکل ۳ نیز مقطعی از واحدهای صوغان و روابط آنها با یکدیگر نشان داده شده است.



شکل ۲- نقشه ساختمانی صوغان

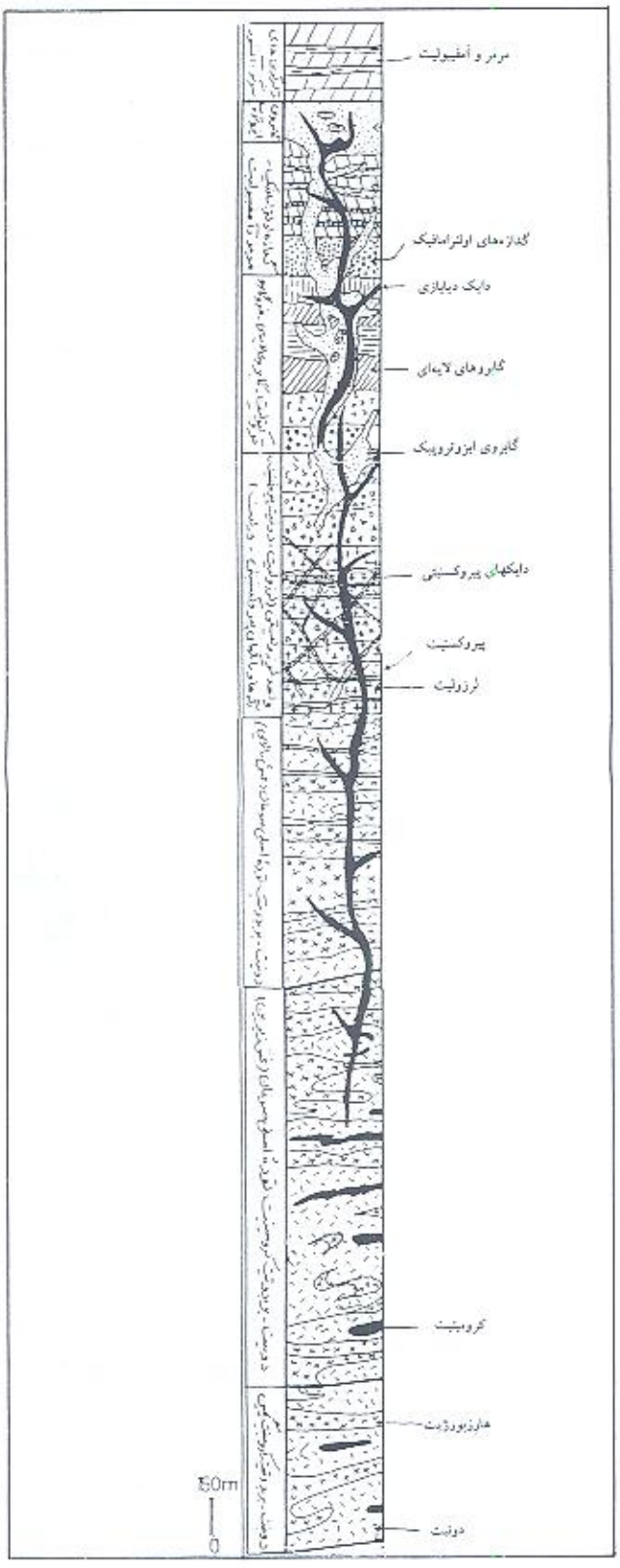
۱-۲- پیکره U.B

دراین پیکره چندین واحد لیتولوژیکی قابل تشخیص است که به‌ترتیب قدمت از زیر به بالا به قرار زیرند:

- واحد دونیت گچین
- واحد پریدوتیت اصلی صوغان
- واحد زون عبوری (Transition Zone)
- واحد گابروهای لایه‌ای

۱-۱-۲- واحد دونیت گچین

واحد دونیت گچین که قدیمی‌ترین بخش پیکره U.B را تشکیل می‌دهد به شدت سرپانتینی شده و در آن کمی هارزبورژیت و کرومیتیت به چشم می‌خورد. لایه‌بندی ماگمائی اولیه آن N80E/70SE بوده و این لایه‌بندی با تناوب هارزبورژیت، دونیت و گاهی کرومیتیت هویت می‌گردند. دونیتها



شکل ۳- مقطعی از واحدهای صوغان و روابط آنها با یکدیگر

به‌طور عمده از اولیوین و کمی کروم اسپینل تشکیل شده و بشدت سرپانتینی شده‌اند. هارزبورژیت‌های این واحد از ۷۵٪ اولیوین و ۲۰٪ ارتوپیروکسن و ۲٪ کروم اسپینل و ۱٪ کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند و اولیوین‌ها دارای ماکل مکانیکی مکرر می‌باشند. ارتوپیروکسن‌ها نیز دارای دواره شکنجی بوده و تیغه‌های برون رانشی (Exsolution Lamellae) از کلینوپیروکسن در آنها دیده می‌شود. کروم اسپینل‌ها در درون الیوین‌ها یا در مرز آنها تشکیل شده‌اند.

عکس ۱ نمایی عمومی از این دونیت‌ها را به همراه واحد بعدی نشان می‌دهد.

۲-۱-۲- واحد پریدوتیت اصلی صوغان

واحد پریدوتیت اصلی صوغان (D.H) ازتناوب ریتمی دونیت- هارزبورژیت و کرومیتیت تشکیل یافته است. دراین واحد لایه‌بندی و بافتهای اولیه ماگمایی در کرومیتیتها به خوبی حفظ شده و چین‌های درون لایه‌ای بی‌ریشه هم‌شیب (Isoclinal rootless intrafolial folds) به‌وضوح قابل رؤیت می‌باشد. به‌علت تفاوت رفتار مکانیکی دونیتها و هارزبورژیتها معمولاً بال‌های این چین‌ها ترانهشته (Transposed) شده است، زیرا هارزبورژیتها نسبت به دونیتها، شکل‌پذیری (Ductility) دارند (شکل ۴). و دونیتها به طورمعمول سهلان یافتگی بیشتری دارند و در بعضی موارد در مناطق محوری چین‌ها تجمع یافته و توده‌های به نسبت بزرگی را تشکیل می‌دهند. از این قرار برگ وارگی حاصل ازاین دگرشکلی‌ها به‌طور عموم موازی لایه‌بندی ماگمائی اولیه می‌باشد. مقدار ارتوپیروکسن در هارزبورژیتها بسیار متفاوت بوده و گاهی به ۴۰٪ می‌رسد. خط وارگی در هارزبورژیتها با جهت یافتگی ارتوپیروکسن‌ها قابل مطالعه است. همان گونه که در شکل ۴ نمایش داده شده برگ وارگی در بخش شمال خاوری واحد D.H دارای مشخصات N120/70NE بوده و جهتگیری خط وارگی روی این برگ وارگی 20NW می‌باشد. برگ وارگی از روی مطالعه خط وارگی در دو مقطع عمود برهم تبیین گشته است (شکل ۵). شایان ذکراست که این برگ وارگی تنها در بعضی از نقاط قابل رؤیت بوده و فراگیر نمی‌باشد. ارتوپیروکسن در هارزبورژیت‌های واحد D.H به دو صورت دیده می‌شود: (۱)ارتوپیروکسن‌های درشت باندازه ۱۰ میلی متر که به‌صورت منفرد و بین دانه‌ای بوده (عکس ۲) و تغییر شکل بسیار شدیدی را نشان می‌دهند و حاوی شکنج نواری و تیغه‌های برون رانشی است و (۲) ارتوپیروکسن‌های کوچکتر(حداکثر ۳ میلی متر) و فاقد تغییر شکل و تیغه برون رانشی که بی‌رفرنژانس آنها بالاتر از ارتوپیروکسن‌های کوچکتر (حداکثر ۳ میلی‌متر) و فاقد تغییر شکل و تیغه برون رانشی که بی

رفرنژانس آنها بالاتر از ارتوپیروکسن قبلی بوده و در فضاهای بین اولیوین و ارتوپیروکسن‌های قبلی متبلور شده‌اند (شکل ۶). اولیوین‌ها در تمامی سنگهای واحد D.H تغییرشکل شدیدی را نشان می‌دهد و اندازه‌ها بسیاربزرگ می‌باشند (گاهی تا ۱۰ میلی متر). کم وبیش همه بلورهای بزرگ اولیوین ماکل مکانیکی دارند و در بسیاری از موارد شواهد نشان مهاجرت مرز دانه‌ای (Grain boundary migration) نشان داده و تجدید تبلور یافته‌اند. بلورهای درشت اولیوین با ماکل مکانیکی به بلورهای ریزاولیوین فاقد ماکل مکانیکی تبدیل شده‌اند. این پدیده را Hunter(1987) و Passchier and Trouw(1992) به تجدید تبلور در شرائط تغییر شدت دگرشکلی و یا اعمال شار حرارتی و بازپخت (Annealing)0 نسبت داده‌اند. در بعضی از موارد بلورهای ریزاولیوین که فاقد ماکل مکانیکی هستند به‌صورت چند وجهی‌هائی درکنار هم رشد نموده و بافت موزائیکی خاصی را به‌خرج اولیوین‌های بزرگ بوجود آورده‌اند (شکل ۷). کروم اسپینل در هارزبورژیت‌ها به‌صورت دانه‌های پراکنده‌ای است که گاهی حاوی میان بارهای اولیوین می‌باشد. کرومیتیت‌های واحد D.H به شکل لایه‌ای و عدسی شکل دیده می‌شوند که ضخامت لایه‌ها حداکثر ۳ متر و طول آنها گاهی به بیش از ۲۰۰ متر می‌رسد. شیب و امتداد آنها از شیب و امتداد عمومی لایه‌بندی دونیت و هارزبورژیت تبعیت می‌نماید. چین‌های درون لایه‌ای بی‌ریشه در آنها دیده می‌شود و ضخامت لایه‌های کرومیت در منطقه محوری چین‌ها افزایش یافته است (عکس ۳).

در بخش جنوب خاوری واحد D.H بلورهای اولیوین دگرشکلی شدیدتری داشته و اغلب دارای ماکل مکانیکی هستند. ارتوپیروکسن‌ها بر دو نوعند. نوع اول دارای دگرشکلی شدید و نوع دوم فاقد دگرشکلی بوده و حاوی اسپینل‌های ریزدانه غنی از Al_2O_3 می‌باشد که در امتداد کلیواژهای این کانی تبلور یافته است (عکس ۴). کروم اسپینل‌های متن این سنگها دانه‌ریزتراز بخش‌های زیرین بوده و فاقد میان بارهای اولیوین است. در این بخش کرومیتیت وجود ندارد و به‌تدریج بر میزان ارتوپیروکسن افزوده می‌گردد، به‌طوری که در مواردی افق‌های ارتوپیروکسنیت را ساخته است. وجود اسپینل‌های غنی از Al_2O_3 به همراه ارتوپیروکسن‌های فاقد نمودهای دگرشکلی دراین سنگها به‌احتمال قوی نتیجه واکنش مذاب بازالتی (گابروهای ابروتروپ) با پریدوتیت‌های جامد تبلور یافته است.

۳-۱-۲- واحد زون عبوری

واحد زون عبوری (Transition zone unit) به‌مجموعه‌ای گفته می‌شود که بین پریدوتیت‌های اصلی صوغان (D.H) و گابروهای لایه‌ای بوجود آمده است. این واحد دارای ویژگی‌های زیراست:

الف – واحد D.H از سمت بالا به‌تدریج به بخش‌های زیرین واحد زون عبوری تبدیل می‌شود.

ب –ازدیدگاه لیتولوژیکی این واحد ابتدا بایک لرزولیت ضخیم آغاز گشته و به‌تدریج به‌تناوبی ازپیروکسنیت و بستریت– ورلیت با ساختار لایه‌ای ریتمی تبدیل می‌شود.

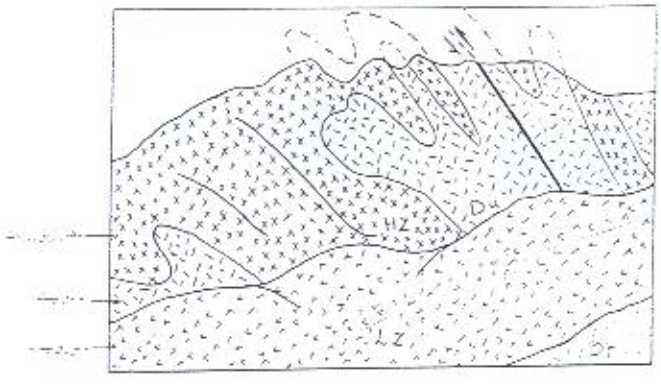
ج – دراین زون تبلور کلینوپیروکسن از اهمیت ویژه‌ای برخوردارست.

د– تمامی این واحد دارای ساختار لایه‌ای در مقیاس‌های مختلف می‌باشد. در لرزولیت‌ها لایه‌بندی با وجود لایه‌های نازک غنی از ارتوکلینوپیروکسن مشخص می‌گردد که روند آن از روند عمومی لایه‌بندی کمپلکس صوغان تبعیت می‌نمایند.

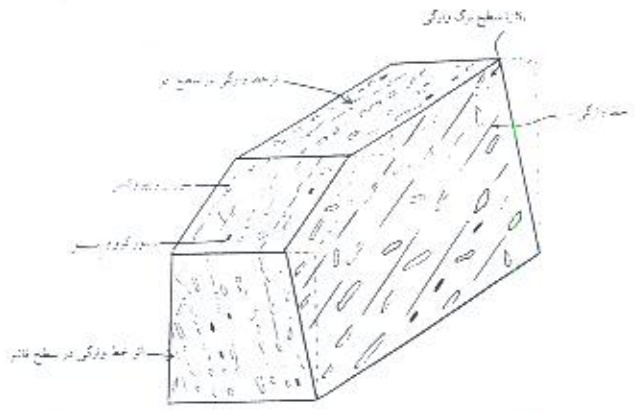
هـ– درتمامی بخش‌های این واحد دونیت و هارزبورژیت به مقدار کم دیده می‌شود، ولی تعداد و ضخامت لایه‌های دونیتی به‌تدریج از پائین به‌بالای این واحد کاهش می‌یابد.

لرزولیت‌های بخش تحتانی این واحد که گاهی تا ۶۰۰ متر نیز ضخامت دارند دارای ۷۰٪ اولیوین، ۲۰٪ ارتوپیروکسن، ۱۰–۸٪ کلینوپیروکسن و ۱٪ اسپینل می‌باشند. اولیوین‌ها دارای دگرشکلی شدید و ماکل مکانیکی بوده و از اطراف به اولیوین‌های ریزدانه بدون دگرشکلی تبدیل شده‌اند. شکل ۸ بافت عمومی این سنگها را نشان می‌دهد.

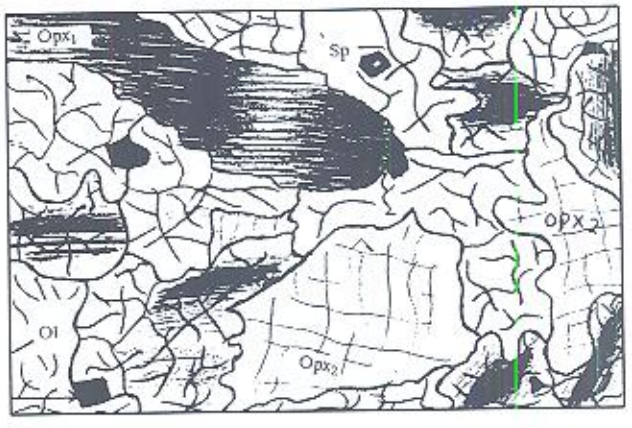
ارتوپیروکسن‌ها همانند ارتوپیروکسن‌های واحدD.H به دو صورت دیده می‌شوند. کلینوپیروکسن‌ها نیز دو نوعند. شماری دارای ماکل مکانیکی و تیغه‌های برون رانشی و عده‌ای بدون ماکل و بدون تیغه‌های برون رانشی می‌باشند. کلینوپیروکسن‌های نوع اول بدون تردید اولیه بوده و با



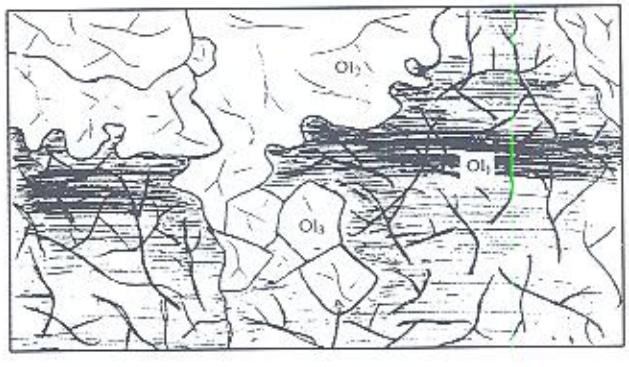
شکل ۴- حالت چین‌خوردگی درون لایه‌ای در دونیت – هارزبورژیت‌های صوغان (۵۰۰ متری جنوب غرب معدن صوغان).



شکل ۵- نشانگر خط وارگی و سطح برگ وارگی (S_1) است که توسط جهت‌یابی و کشیدگی بلورهای ارتوپیروکسن مشخص شده است



شکل ۶- این شکل بافت هارزبورژیت‌های صوغان را نشان می‌دهد که در آن، علاوه بر ارتوپیروکسن‌های تغییرشکل یافته اولیه (Opx_1)، ارتوپیروکسن‌های بدون تغییرشکل یافته اولیه (Opx_2) را نیز می‌توان دید.

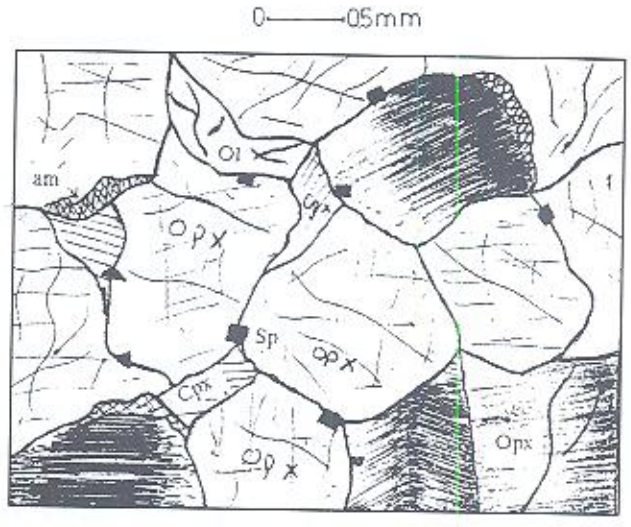


شکل ۷- این شکل بلورهای الیوین با مرز بین‌انگشتی و بلورهای ریز بدون تغییرشکل در میان آنها را در دونیت‌های صوغان نشان می‌دهد. الیوین‌های تغییرشکل یافته (Ol_1) به الیوین‌های با تغییرشکل ضعیف (Ol_2) یا الیوین‌های ریز بدون تغییر شکل Ol_3 تبدیل شده‌اند.

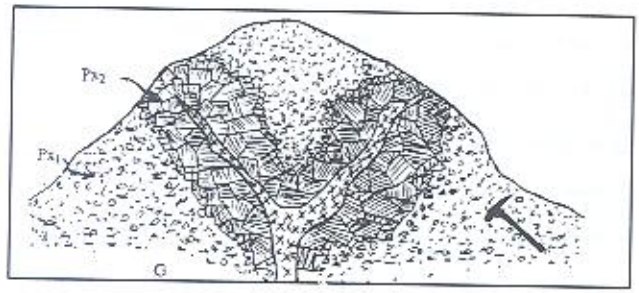
اولیوین‌های ماکله و ارتوپیروکسن‌های نسل اول (واحد دگرشکلی) همزمان متبلور گشته‌اند. دراین رابطه باید گفت که اولیوین‌های ریزدانه فاقد دگرشکلی و اورتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌های فاقد دگرشکلی نیزبعداً تبلور یافته و به‌احتمال قوی حاصل واکنش مذاب بازالتی با لرزولیت‌های جامد می‌باشند. اسپینل‌ها به رنگ قهوه‌ای مایل به سبزبوده و بین دانه‌های اولیوین و ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن تبلور یافته و از Al_2O_3 غنی‌تر می‌باشند (نگاه کنید به نمودار شکل ۱۴). دونیت‌های همراه لرزولیت‌ها یک تا دو درصد ارتوپیروکسن دارند و دارای دو نوع اسپینل هستند. یک نوع از آنها متفرد و شکل‌دار بوده و در درون اولیوین‌ها قرار دارد و نوع دیگر بی‌شکل بوده و بین دانه‌ها تشکیل شده است. وجود لایه‌های کلینوپیروکسنیت موازی با برگوارگی و لایه‌بندی ماگمائی کمپلکس صوغان که گسترش افقی محدودی داشته و ضخامت آنها حداکثر به ۲ متر می‌رسد، از دیگر ویژگی‌های لرزولیت‌های واحد عبوری است. این لایه‌ها دارای کلینوپیروکسن‌های درشتی هستند که بلورهای ریز اولیوین در بین آنها تبلور یافته واسپینل‌های بین‌دانه‌ای به‌رنگ قهوه‌ای مایل به سبز- همانند اسپینل‌های بین‌دانه‌ای دونیت‌ها و لرزولیت‌ها در آنها دیده می‌شوند. این مشاهدات نشان می‌دهد که لایه‌های پیروکسنیتی نیز همانند دونیت‌ها و لرزولیت‌ها تحت‌تأثیر اثر عبور مذاب بازالتی قرار گرفته است. نکته بسیار حائز اهمیت وجود دایکهای وبستریتی متقاطع می‌باشد. این دایکها، لایه‌های پیروکسنیتی، دونیتی و همچنین روند عمومی برگ وارگی و لایه‌بندی ماگمائی لرزولیت‌ها را قطع می‌نمایند. قطعات لرزولیت به‌صورت بیگانه سنگ (Xenolith) در درون این دایکها و رگه‌ها دیده می‌شود. سبزعلی و همکاران (دردست تهیه) ثابت نموده‌اند که این دایکها نتیجه واکنش مذاب بازالتی با دونیت‌ها و لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌هاست. این وبستریت‌ها را بهیچوجه نباید با وبستریت‌های اولیه‌ای که در قسمت‌های بالائی واحد زون عبوری بوجود آمده یکسان دانست. در عکس ۵ منظره‌ای از این دایکها نشان داده شده است. بخش بالائی واحد زون عبوری را تناوبی از ورلیت، وبستریت، کلینوپیروکسنیت، ارتوپیروکسنیت تشکیل می‌دهد که دارای ساختار لایه‌ای بسیار مشخص ماگمائی است. ارتوپیروکسنیت‌ها دارای بیش از ۹۵٪ ارتوپیروکسن بوده و دارای تیغه‌های برون رانشی کلینوپیروکسن و نمونه‌های دگرشکلی می‌باشند. این سنگها ممکن است تا ۵٪ اولیوین، ۱ تا ۲٪ اسپینل و ۳٪ کلینوپیروکسن داشته باشند (شکل ۹). ترکیب وبستریت‌ها با ۶۰٪ ارتوپیروکسن و ۳۷٪ کلینوپیروکسن و ۳٪ آمفیبل مشخص می‌شود. مقدار کلینوپیروکسنیت به نسبت سایراجزاء بخش بالائی زون عبوری کمتر بوده و در بسیاری از موارد تجدید تبلور یافته‌اند. در بسیاری از برونزدها شبکه‌ای از دایکهای گابروئی هم سرشت با

گابروی ایزوتروپیک در آنها نفوذ نموده و باعث تبلور مجدد و تغییر رنگ و ترکیب کلینوپیروکسنیت‌ها گشته‌اند (شکل ۱۰). ورلیت‌ها که در تناوب با وبستریت و کلینوپیروکسنیت قرار دارند دارای ۶۰٪ اولیوین، ۳۵٪ کلینوپیروکسن، ۳٪ ارتوپیروکسن و ۱٪ اسپینل می‌باشند. بافت اکثر آنها Oikocrystic بوده و حاوی کلینوپیروکسن‌های درشت با میان بارهای ریزدانه اولیوین هستند. این سنگها را به‌جرأت می‌توان نوعی هترادکومولا (Heteradcumulate) دانست. اولیوین‌های این سنگها از فایالیت غنی شده‌اند (نمودار شکل ۱۴).

شکل ۸- شکل نشانگر بافت لرزولیت به همراه بلورهای درشت ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و الیوین‌های دانه ریز و اسپینل‌های بین دانه‌ای است.



شکل ۹- بافت ارتوپیروکسنیت‌های واحد زون عبوری
Opx :ارتوپیروکسن، Cpx کلینوپیروکسن، Ol الیوین، am : آمفیبول و Sp : کرومیت اسپینل



شکل ۱۰- نشانگرزبانه‌ای از گابروی ایزوتروپ (G) درون پیروکسنیت‌های ریزدانه (Px_1) و درشت شدن پیروکسن‌ها (Px_2) در مجاورت گابرو است.

۴-۱-۲- گابروهای لایه‌ای

گابروهای لایه‌ای پیکره U.B دارای ویژگی‌های زیر می‌باشند:

الف – از دیدگاه لیتولوژیکی شامل مجموعه‌ای از فلدسپاتیک پریدوتیت (ملاگابرو)، تروکتولیت، دیالازگابرو، نوریت و فروگابرو هستند.

ب – دراین گابروها لایه‌بندی ماگمائی مانند لایه‌بندی فازی و لایه‌بندی ریتمی به‌ویژه در دیالازگابروها به‌خوبی دیده می‌شود.

ج – ساخت‌های کومولائی در ملاگابروها و تروکتولیت‌ها به وضوح به‌چشم می‌خورد.

د – همه‌آنها توسط گابروهای ایزوتروپیک قطع شده و اثرات تبلور مجدد این نفوذ در اطراف دایکها و رگه‌های گابروی ایزوتروپیک دیده می‌شود.

هـ – به‌دلیل حرکات تکتونیکی، دراین کمپلکس برخلاف کمپلکس سیخوران ردیف منظمی از این گابروها دیده نمی‌شود. بااین وجود به‌نظر می‌رسد که دیالازگابروها و فروگابروها در بالای این واحد قرار داشته و ترکتولیت‌ها و ملاگابروها در نزدیکی بخش بالائی واحد زون عبوری تشکیل شده‌اند.

و– مرمرهای کمپلکس سرگز آبشور با سطح تماس عادی بر روی فروگابروهای این واحد قرار گرفته‌اند.

ملاگابروها و تروکتولیت‌ها سنگهای تیره رنگی هستند که ترکیب آنها شامل ۸۰–۶۰٪ اولیوین و ۳۰–۲۰٪ کلینوپیروکسن و ۲۰–۱۰٪ پلاژیوکلاز است. اولیوین‌های گرد و به نسبت غنی از فایالیت فاز کومولوس بوده و کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز اینترکومولوس می‌باشند. بین اولیوین و پلاژیوکلاز در فازهای دگرگونی بعدی واکنش انجام شده و هاله‌ای از اسپینل + هورنبلند سبز تشکیل گردیده است (شکل ۱۱).

دیالاژگابروها ریزدانه بوده و لایه‌بندی فازی، لایه‌های تیره غنی از کلینوپیروکسن و روشن غنی از پلاژیوکلاز بخوبی در آنها دیده می‌شود (شکل ۱۲). دراین گابروها دو نسل پلاژیوکلاز دیده می‌شود که نسل اول دارای دگرشکلی بوده و درشتدانه می‌باشد و نسل دوم که به‌احتمال قوی براثر نفوذ گابروی ایزوتروپیک بوجود آمده ریزدانه و فاقد دگر شکلی است. دراین سنگها کلینوپیروکسن (دیالاژ) حدود ۴۷٪ و پلاژیوکلاز حدود ۵۰٪ سنگ را تشکیل داده و مقدار کمی پیریت و کالکوپیریت و اکسیدهای آهن و تیتانیوم (ایلمنیت و منیتیت و تیتانومنیتیت) وجود دارد.

نوریتها دارای ۵۰٪ پلاژیوکلاز، ۳۰٪ کلینوپیروکسن، ۱۵٪ ارتوپیروکسن، ۲٪ آمفیبل و ۰/۵٪ پیریت و کالکوپیریت و اکسیدهای آهن و تیتانیوم می‌باشند. در بخش‌های بالائی به‌تدریج برمقدار اکسیدهای آهن و تیتانیوم افزوده گشته و بدین ترتیب فروگابروها بوجود می‌آیند. ارتوپیروکسن از نوع هیپرستن بوده و به دو صورت تغییرشکل یافته و بدون تغییر شکل دیده می‌شود. سولفورها و اکسیدها فاز اینترکومولوس را ساخته‌اند. نفوذ گابروی ایزوتروپیک دراین سنگها باعث تبلور مجدد آنها شده و مشاهدات میکروسکوپی نیز دلالت بر بازپخت حرارتی این سنگها براثر نفوذ گابروی ایزوتروپیک دارد.

در نمودار شکل ۱۴ تغییر ترکیب کانی‌شناختی درکلیه واحدهای پیکره U.B نمایش داده شده است.

۲-۲- گابروی ایزوتروپیک

توده گابروی ایزوتروپیک دارای ویژگی‌های زیر می‌باشد:

الف – این توده در داخل پیکره U.B و دگرگونه‌های سرگز آبشور نفوذ نموده است. این سئوال پیش می‌آید که چرا این گابرو به‌صورت نفوذی در الترامافیک‌های واحد گچین و واحد D.H دیده نمی‌شود. به‌نظر می‌رسد که اگر یک ماگمای بازالتی به درون مجموعه‌ای از سنگهای الترامافیک- مافیک نفوذ نماید از نظر ثقلی تنها با بخش بازیک آن در تعادل بوده و ماگما بدون تردید در بخش بازیک- که تقریباً از نظر وزن مخصوص با آن در تعادل است- متوقف می‌گردد و تبلور می‌یابد. بااین وجود همانگونه که دیدیم اثرات نفوذ مستقیم این گابرو در بخش‌های بالائی لرزولیت‌های واحد عبوری، به‌صورت دایکهای وبستریتی که حاصل واکنش ماگما با لرزولیت‌هاست دیده می‌شود. همچنین اثرات واکنشی آن در تمامی مقطع سنگهای پریدوتیتی واحد D.H نیز به چشم می‌خورد. این گابرو در زیر کمپلکس‌های دگرگونی سرگز آبشور متوقف گردیده و شار حرارتی بسیار مهمی را بر این دگرگونه‌ها اعمال نموده است.

ب – نفوذ این گابرو سبب واکنش‌های متاسوماتیک بین مذاب و پریدوتیت‌ها گشته و اثرات تبلور مجددآن در گابروها و سنگهای زون عبوری و حتی پریدوتیت‌های واحد D.H قابل رویت است.

ج – نفوذ این گابرو در داخل مرمرهای کمپلکس سرگز آبشور باعث ایجاد اسکارن‌های مختلفی شده است. به هنگام همین فرایند در آمفیبولیت‌های کمپلکس مذکور نوب بخشی صورت گرفته و از یک طرف پویایی پلاژیوگرانیتی (Leucosome) بوجود آورده و از طرفی باعث غنی شدن آمفیبولیت‌ها از آمفیبل و پیروکسن شده است (ایجاد Melanosome). شایان ذکر است که پویایی که بدین ترتیب تشکیل شده به درون دگرگونه‌ها و گابروها نفوذ نموده و باعث تبادلات متاسوماتیکی زیادی گشته است که باد آن خارج از حدود این نوشتاراست. نفوذ این گابرو به درون بخش بالائی پیکره U.B (گابروهای لایه‌ای) سبب گردیده که قطعاتی از ورلیت‌ها، پیروکسنیت‌ها و لرزولیت‌ها و ملاگابروها به‌صورت بیگانه سنگ (Xenolith) دراین گابرو شناور کردند(عکس ۶).

د – از دیدگاه کانی شناختی این گابرو دارای ۵۰٪ پلاژیوکلاز ۴۵٪ کلینوپیروکسن و ۴-۲٪ آمفیبول می‌باشد.

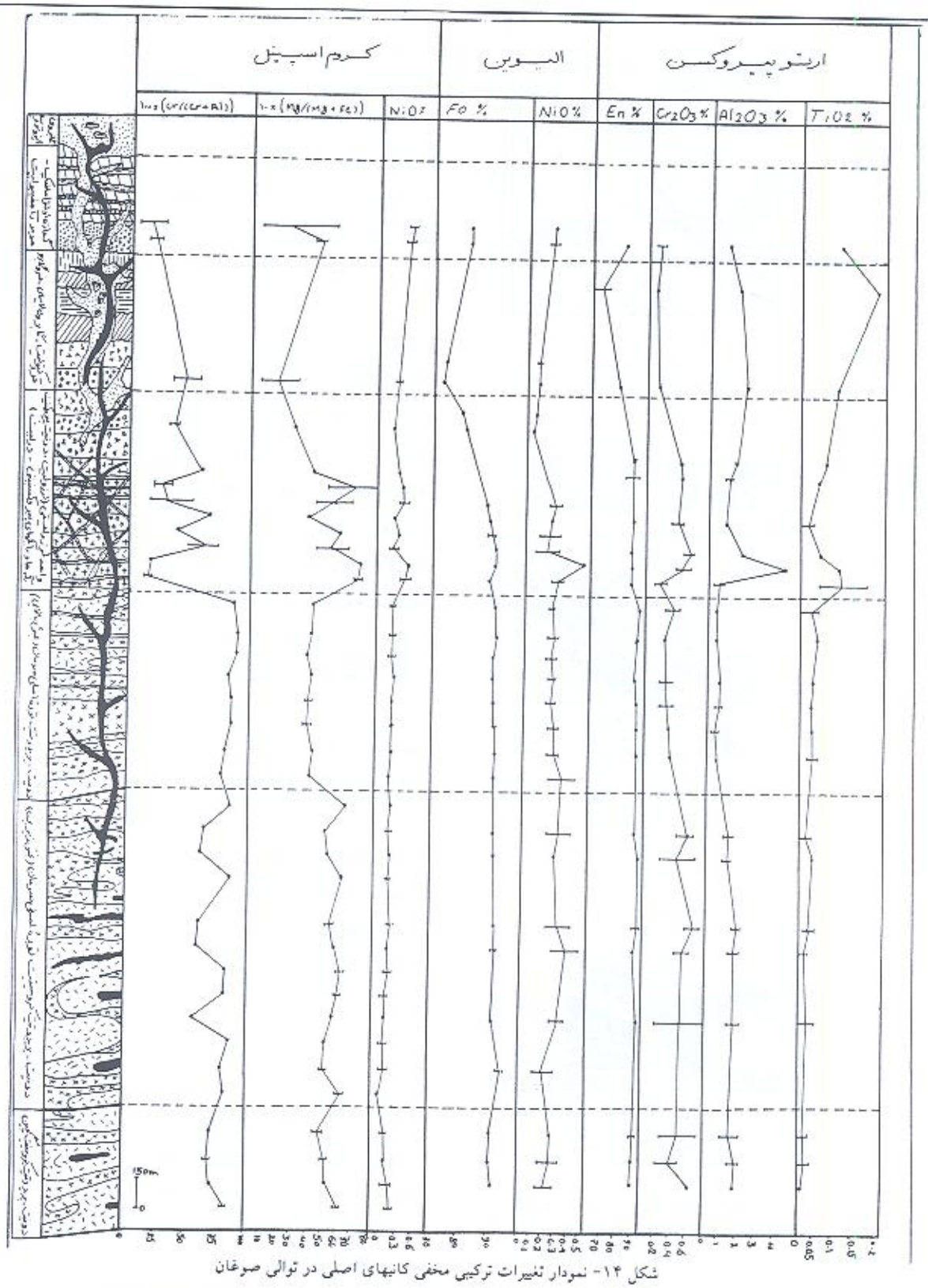
پلاژیوکلازها نسبتاً سالم بوده و کلینوپیروکسن‌ها از حواشی ابتدا به‌آمفیبل قهوه‌ای و سپس کلینوپیروکسن و آمفیبل قهوه‌ای هر دو به‌نوعی هورن‌بلند سبز تبدیل شده‌اند (شکل ۱۳).

هـ – این گابرو در زون‌های برشی میلونیتی شده و قطعاتی از آن به‌صورت پورفیروکلاستیک در زمینه‌ای از هورن‌بلند سبز و پلاژیوکلاز ریزدانه حاصل از تبلور مجدد دیده می‌شوند. این زون‌های برشی بسیاری از گابروهای لایه‌ای و سنگهای مختلف پیکره U.B را نیز تحت تاثیر قرار داده‌اند. عکس ۷ منظره‌ای از گابروی ایزوتروپیک را در زون برشی نشان می‌دهد.

و- از دیدگاه سنگ نگاشتی این گابرو دارای بافت ناهمگن بوده (عکس ۸) و بعضی از بخش‌های آن به‌صورت پگماتوئیدهای مذکور از پلاژیوکلاز و هورن‌بلند قهوه‌ای تشکیل شده‌اند. در جدول شماره ۱ سن بدست آمده از این سنگها که با روش K-Ar برروی آمفیبول‌ها انجام شده به ترتیب ۲۰ ± ۱۸۷/۷ و ۱۴ ± ۱۸۲ میلیون سال می‌باشند. باتوجه به‌تأثیر حرکات بعدی برروی این سنگها (به‌طور مثال حادثه تاثیر زون‌های برشی) به‌جرأت می‌توان گفت که تبلور این ماگما در تریاس بالا تا ژوراسیک زیرین خاتمه یافته است.

۳-۲- گدازه‌های الترامافیک درون دگرگونه‌های سرگز آبشور

سنگهای دگرگونه سرگز به‌طور مستقیم برروی فروگابروهای پیکره



شکل ۱۴- نمودار تغییرات ترکیبی مخفی کانیهای اصلی در توالی صوغان

U.B قرار گرفته‌اند. این سنگها تناوبی از ارتوو‌وپارا‌آمفیبولیت (Ortho & Para amphibolite) و مرمر و اسکارن و شیست سبز بوده و درجه دگرگونی عمومی آنها از شیست سبز (کمپلکس سرگز) تاآمفیبولیت (کمپلکس آبشور) تغییر می‌نماید. در بخش‌های زیرین این مجموعه دگرگونی، در لابلای مرمرها و یا مستقیماً برروی فروگابروها، سنگهای الترامافیک- مافیک خاصی دیده می‌شود که دارای ویژگی‌های زیر هستند:

الف - تشکیل این مجموعه الترامافیک - مافیک در بین لایه‌های مرمر وآمفیبولیت نشان از آن دارد که این سنگها روزگاری به‌صورت سیل یا گدازه تشکیل شده است.

ب - بخش زیرین این مجموعه الترامافیک بوده و دارای بافت دونولی خاصی است که نظیر آن از فروپیکریت‌های پچنگا بوسیله Hanski(1992) گزارش گردیده است. این نودولها تجمعات اولیوین تشکیل یافته و از دیدگاه Hanski(1992) مؤید وقوع پدیده عدم آمیزش (Liquid Immiscibility) در ماگمای الترامافیک اولیه می‌باشد. بخش الترامافیک دارای ۶۵-۶۰٪ اولیوین، ۱۰٪ ارتوپیروکسن، ۲۵٪ کلینوپیروکسن، ۲٪ اسپینل و ۳-۱٪ آمفیبول می‌باشد. بخش‌های بالائی این مجموعه دارای فلدسپات بوده و ضخامت آن به نسبت بخش الترامافیک کمتر می‌باشد. دراین بخش ۵۰٪ سنگ از پلاژیوکلاز ۴۰٪ از کلینوپیروکسن و ۵٪ آمفیبول و بقیه از سولفور و کمی اکسیدهای آهن و تیتانیوم تشکیل شده است. این بخش ماگمائی می‌باشد.

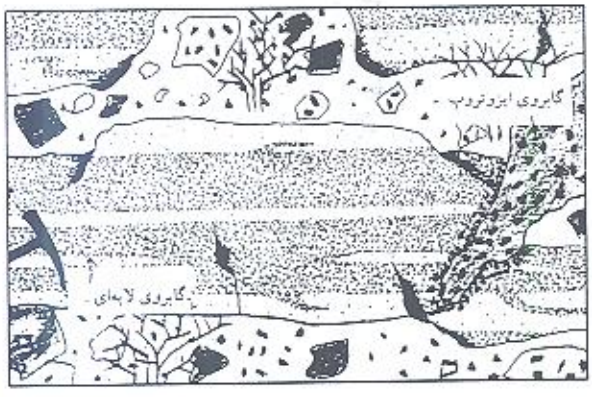
ج - گابروی ایزوتروپیک هر دوبخش این مجموعه را قطع می‌نماید. مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهد که این سنگها تحت تاثیر شار حرارتی گابروی ایزوتروپیک تبلور مجدد یافته‌اند.

تمامی این شواهد نشان می‌دهد که این مجموعه‌های الترامافیک- مافیک که ضخامت آنها حداکثر به ۲۵ متر می‌رسد گدازه‌های الترامافیکی هستند که به گمان کمی بعد از تکوین ماگمائی پیکره U.B در محیطهای کافتی برنریزی نموده و تفریق آن موجب پیدایی مجموعه الترامافیک- مافیک یاد شده در بالا شده است.

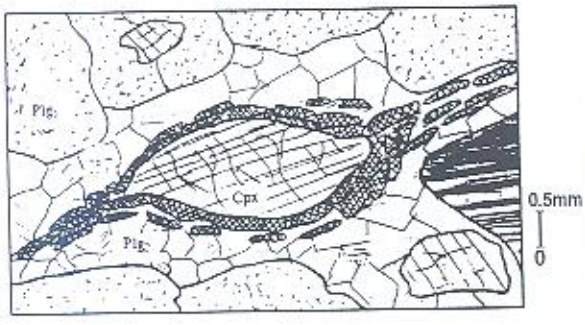
۴-۲- دایک‌های دیابازی

شبکه‌ای از دایکهای دیابازی تمامی پیکرههائی را که در بالا به آن اشاره شد قطع نموده است. بافت اکثر آنها افیتیک بوده و در بعضی از موارد بافت پرفیری دارند و نام‌گذاری اصطلاح Phyric Diabase به آنها توجیه پذیر می‌باشد. در جدول شماره ۱ داده‌های سنی این دیابازها آمده است و چنانچه ملاحظه می‌شود سن آنها بین ۱۵ ± ۱۰۳ تا ۴/۵ ± ۶۷/۲ بدست آمده که در محدوده کرتاسه می‌باشد. این دایکها به احتمال کانال‌های تغذیه

شکل ۱۱- تشکیل حاشیه کرونایی آمفیبول و اسپنل سبز در ملاگابروهای صوغان.



شکل ۱۲- لایه‌بندی فازی در گابروهای لایه‌ای و زینه‌ای از گابروی ایزوتروپ در گابروهای Cpx-Plg صوغان.



شکل ۱۳- بافت پورفیروکلاستی و ایجاد کرونای هورنبلند سبز در اطراف کلینوپیروکسن و همچنین پلاژیوکلازهای ریز دانه حاصل از تبلور مجدد و خردشدگی در گابروی ایزوتروپ.

کننده گدازه‌های بالشی زون آمیزه رنگین در شمال کمپلکس صوغان هستند. لازم به یادآوری است که این گدازه‌های بالشی بطور یقین همسن آهک‌های گلوبرتروندکادار به سن سنونین بالائی (Upper Senonian) می‌باشند (سبزه‌ئی ۱۳۷۵).

۳- بحث

از مجموعه شواهدی که تاکنون عرضه شد چنین برمی‌آید که:

الف – مجموعه الترامافیک – مافیک کمپلکس صوغان یک مجموعه چندزادی (Polygenetic) است که هر پیکره آن در دوره‌ای خاص و براثر پدیده‌ای ویژه بوجود آمده است. دراین رابطه می‌توان گفت که:

۱– پیکره U.B ابتدا در دیرینه‌زیستی زیرین بوجود آمده و همراه سنگهای آذرین و رسوبی پالئوزوئیک حوادث دگرگونی و دگرشکلی پیچیده‌ای را در دوره‌ای قبل از ژوراسیک زیرین تحمل نموده‌اند. در رهگذر این حوادث پیکره U.B دارای بافته دگرگونه شده و سنگهای آذرین و رسوبی پالئوزوئیک هویت دگرگونه یافته که امروزه از آن به‌نام کمپلکس سرگز و آبشور یاد می‌کنیم.

۲– پیکره گابروی ایزوتروپیک در محدوده زمانی تریاس بالا تا ژوراسیک زیرین از تبلور ماگمای بازالتی تولد یافته است.

۳– دایکهای دیابازی در کرتاسه از تبلور ماگمای بازالتی بوجود آمده‌اند.

ب – این مجموعه را بهیچوجه نمی‌توان یک افیولیت نامید. گرچه اجزاء مختلف این مجموعه شباهتهائی را با بعضی از پیکره‌های مجموعه‌های افیولیتی دارند ولی کل این مجموعه افیولیت نبوده و شاید بتوان آن را یک افیولیت چندزادی (Polygenetic ophiolitic association) نام نهاد.

ج– بسیاری از بافتها و ساختهای پیکره U.B معلول دو دسته رویداد می‌باشند.(۱): رویدادهائی که قبل از نفوذ گابرو بوقوع پیوسته و مجموعه U.B را دارای بافته دگرگونه نموده‌اند و ردپای این حوادث را می‌توان در نمودهای دگرشکلی ثبت شده در کانی‌هایی مانند اولیوین و ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن و کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ردیابی نمود. (۲): عبور ماگمای بازالتی از درون این سنگها را می‌توان مسئول تجدید تبلور و تبادلات متاسوماتیکی و تبلور فازهای جدید دانست. سبزه‌ئی و همکاران (دردست تهیه) ثابت نمودند که عبور ماگمای بازالتی از درون دونیتهای سیخوران موجب پدیداری دایکهای وبستریتی شده است. آنها ثابت نمودند که واکنش کمپلکس ساختاری آدورتیتی به فرمول $CaAl_2Si_2O_8$ با اولیوین موجب پدیداری ارتوپیروکسن + کلینوپیروکسن + اسپینل غنی از Al می‌شود. آنها واکنش زیر را پیشنهاد نمودند:

$$2SiO_4Mg_2 + CaAl_2Si_2O_8 \dots\rightarrow CaMgSi_2O_6 + 2MgSiO_3 + MgAl_2O_4$$

اسپینل غنی از Al — ارتوپیروکسن در دونیت دردادکوستریتی — آنورتیت در متابازالتی — اولیوین دردونیت جامد دردادکی وستریتی

به‌احتمال بسیار قوی وجود اسپینل‌های غنی از Al در درون ارتوپیروکسن‌های فاقد دگرشکلی در پریدوتیتهای پیکره U.B نشانگر رویداد این واکنش می‌باشد.

بافته دگرگونه موجود در پریدوتیتهای پیکره U.B و شواهد واکنشی بین مذاب بازالتی و پریدوتیت جامد شباهتهائی را بین این پریدوتیت و پریدوتیتهای نوع گوشته (Mantle Peridotite) مطرح می‌نماید. پریدوتیتهای یاد شده به هیچ عنوان فابریک شبکه‌ای قوی موجود در تکتونیتهای افیولیتی را همانند آنچه که Suhr (1993) از افیولیتهای Bay of Island و Mercier(1985) از دیگر افیولیتها گزارش نموده‌اند، ندارند. در عین حال این پریدوتیتها شباهتهائی را با بخش مرکزی دیاپیر مقصد عمان (Ceuleneer1991) دارند. لذا تصور می رود که بخش پریدوتیتی مجموعه صوغان بخشی از گوشته بالائی باشد. اما شواهدی که در بخش‌های قبلی گفته شد نشان می‌دهد که پریدوتیتهای زیرین پیکره U.B پیوند ارگانیک با سایر اعضاء پیکره U.B دارند. این شواهد عبارتند از:

الف – تبدیل تدریجی واحد پریدوتیت D.H به لرزولیتها و هارزبورژیتهای واحد زون عبوری

ب – تغییر تدریجی ترکیب کانی‌های اصلی و اولیه در واحدهای مختلف پیکره U.B (شکل ۱۴)

ج – پیوستگی شاختاری در کلیه واحدهای متشکله پیکره U.B. دراین رابطه باید به هم جهت بودن لایه‌بندی ماگمائی در تمامی واحدها و یکسان بودن شیوه در شکلی درآنها اشاره نمود.

Sabzehei(1995,1996) و(۱۳۷۴ و ۱۳۷۵) تبلور اولیه این مجموع را نتیجه برون‌ریزی و تفریق یک ماگمای بسیار پرحجم با گرایش کوماتئیتی دانسته و احتمال می‌دهد که ماگمای اولیه از نظر ترکیب همانند گدازه‌های تفریق شده الترامافیک درون بخش زیرین سنگهای دگرگونی سرگز و آبشور باشد.

تحقیقات دقیق بعدی روشن خواهد نمود که کدامیک از این دو فرضیه می‌تواند ماهیت پیکره U.B را روشن نماید. در پایان لازم به یادآوری است که گدازه‌های کوماتئیتی در بسیاری از کمپلکس‌های افیولیتی جهان گزارش گردیده است.

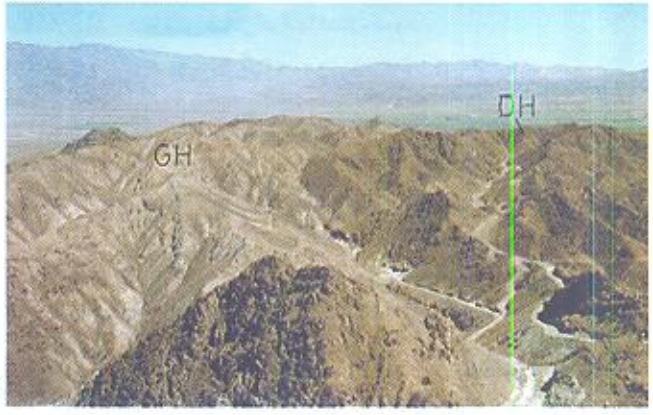
Majidi 1983, Gansser etal.1979, Spadea etal.1989, Echeveria and Aitke 1998

و سبزه‌ئی ۱۳۷۳.

Samples	*Rock type*	*Mineral*	K_2O *(wt.%)*	$\frac{rad.^{40}Ar}{total\ ^{40}Ar} * 100$	$rad.^{40}Ar$ $(10^{-11}\ mol/g)$	*Age (± 2σ) in Ma*
B 24	Diabasic dyke	Whole rock	0.079	8.0	1.211	103.5 ± 15.0
C 9	Diabasic dyke	Whole rock	0.698	10.6	7.817	76.2 ± 4.5
OAM 1	Amphibolite	Amphibole	0.085	26.9	2.124	165.7 ± 17.5
C 22	Pegmatoid gabbro	Amphibole	0.086	23.8	2.436	186.7 ± 20.0
C 24	Pegmatoid gabbro	Amphibole	0.105	59.4	2.894	182.0 ± 14.0
L 2	Ferrogabbro	Amphibole	0.097	51.1	2.117	145.5 ± 11.5

جدول شماره ۱: نتایج تعیین سن مطلق با روش K-Ar برروی نمونه‌های صوغان
C_{9} ، B_{24} دایکهای دیابازی، OA_{m1} آمفیبولیت‌های حاصل از برشی شدن گابروی ایزوتروپیک، C22 ، C24 از پگماتوئیدهای گابروی ایزوتروپیک، L_{2} از فروگابروها است که آمفیبولهای آن دگرسان شده و سن آن قابل اعتماد نیست.

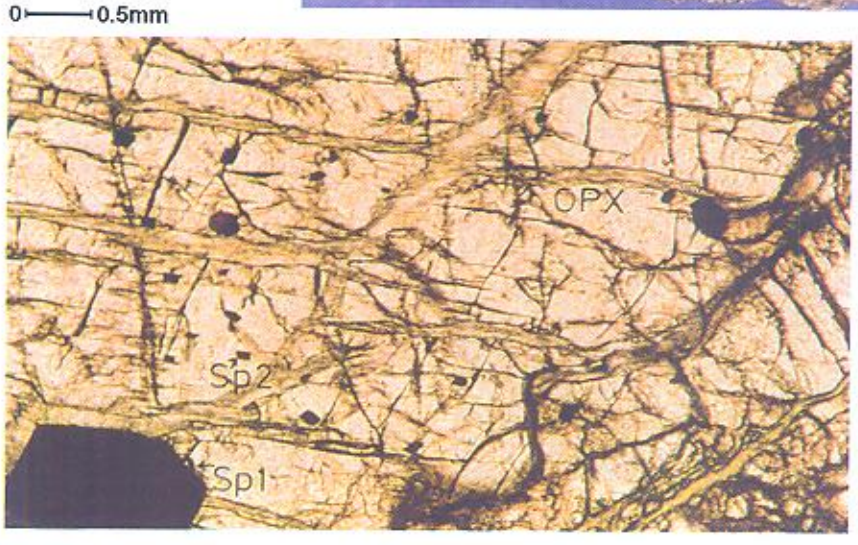
(2) عکس ۲ ـ ارتوپیروکسن بین دانه ای در هارزبورژیت های صوغان.



(1) عکس ۱ ـ منظره ای عمومی از دونیت های گچین (G-H) و دونیت ـ هارزبورژیت های اصلی صوغان (D-H). دید به سمت خاور می باشد.

عکس ۳ ـ چین خوردگی های درون لایه ای بی ریشه در کرومیتیت های معدن دیبای قدیم ضخامت لایه های کرومیت در محور چین ها افزایش یافته است.

(3)



(4)

عکس ۴ ـ وجود دو نوع کروم اسپینل در هارزبورژیت ها. یکی از آنها (sp1) به صورت بلورهای درشت و مستقل و دیگری (sp2)به صورت بلورهای ریز فقط درارتوپیروکسن بدون تغییر شکل دیده می شود.

عکس ۵ ـ دایک ویستریتی متقاطع در لرزولیت ها که حاوی زینولیت های ریزی از سنگ میزبان است.

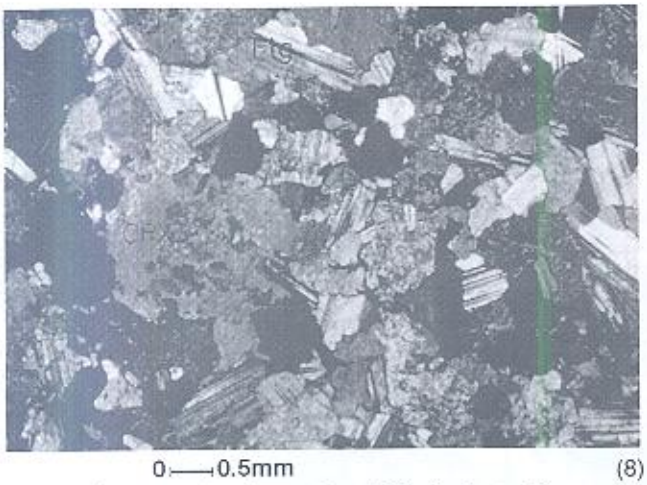
(5)

(6)

عکس ۶ ـ آنکلا و فلدسپاتیک پریدوتیت در گابروی ایزوتروپ.

(7)

عکس ۷ ـ گابروی ایزوتروپ در یک منطقه برشی (Sheared zone).



0 ⟶ 0.5mm (8)

عکس ۸ ـ بافت ناهمگن گابروی ایزوتروپیک در یک نمونه نسبتاً سالم.

کتابنگاری

سبزه‌ئی، مسیب، ۱۳۷۳– پدیده‌های تفریق در ماگماهای اولترامافیک. برداشت‌هایی از گدازه‌های لایه‌های اولترامافیک– مافیک اولاکوژن‌های پالئوزوئیک ایران زمین، سیزدهمین گردهمایی سالانه سازمان زمین‌شناسی کشور. خلاصه مقالات صفحه ۷۹–۶۵.

سبزه‌ئی، مسیب، ۱۳۷۴– ماگمای افیولیتی و نقش آن در تکوین افیولیت‌های ایران. برداشت‌هایی از گدازه‌های اولترامافیک– مافیک با گرایش کوماتئیتی، چهاردهمین گردهمایی سالانه سازمان زمین‌شناسی کشور، خلاصه مقالات.

سبزه‌ئی، مسیب، ۱۳۷۵– پترولوژی افیولیت‌های ایران، زیرچاپ.

سبزه‌ئی، مسیب، بربریان، مانوئل، هوشمندزاده، عبدالرحیم و نوگل سادات، علی‌اکبر، ۱۳۷۳– نقشه زمین‌شناسی حاجی‌آباد با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، چهارگوش شماره I.12.

- سبزه‌ئی، مسیب، قاسمی، حبیبا . . . ، کمپلکس اولترابازیک – بازیک سیخوران، دردست تهیه.

References

Brunn,J.H.,1960-Mise en place et differenciation de l,association pluto-volcanique du cortege ophiolitique Revue, Geogr. Phys. Geo.Dyn.,V.3,Fase, 3pp:115-132.

Ceuleneer,G.,1991-Evidence for a paleo-spreading center in the Oman Ophiolite, mantle structure in the Maqsad area:In: Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, 147-173, Peters et al.(eds), Oman.

Echeveria, L.M., and Aitken,B.G.,1988- Pyroclastic rocks, another manifestation of ultramafic volcanism on Gorgona Island, Colombia, Contrib. mineral. petrol 92, 428-436.

Gansser, A.,Dietrich, V.J.and Comeron, W.E.1979-Palaeogene Komatiites from Gorgona Island, Nature, Vol 278,546-547.

Hanski, E.J.,1992- Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic Ni-bearing gabbro -wehrlite intrusions, Kola peninsula, Russia, Geological survey of Finland, Bulletin 367.

Hunter,R.H.,1987- Textural equilibrium in layered igneous rocks, In parsons(ed), Origins of Igneous layering, Reidel, dordrecht, pp: 473-503.

Madjidi,B.,1983- The geochemistry of ultrabasic lava flow occurence in north-east Iran,G.S.I, Rep. No51,pp:463-475.

Mercier,J.C.C.,1985- Olivine and pyroxenes, In preferred orientation in deformed metals and rocks, Wenk,H.R.(ed.),Academic press, Orlando, 407-430.

Passchier,C.W., Trouw,R.A.J.,1992- Microtectonics, springer.

Sabzehei,M., and Berberian,M.,1972- Preliminary note on the structural and metamorphic history of the area between Dowlatabad and Esfandagheh, south- east central Iran, Geological survey of Iran, Internal report, 30p. Ist Iranian geological symposium, Iranian petroleum Institute, Tehran(abstract).

Sabzehei,M.,1974-Les melange ophiolitiques de la region d,Esfandagheh. These d,etate, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 306p.

Sabzehei,M.,1995-Layered ultramafic-mafic Komatiitic lava flows and thier bearing on the genesis of Iranian ophiolites 30th int. Geol.Cegress,Beijing China, abstract.

Sabzehei,M.,1998- Upper Protrozoic- Lower Paleozoic ultramafic-mafic association of southeast Iran, Product of an ophiolitic magma of Komatiitc affinity, Int. Ophiolite Symp.,(abstract). Finland.

Spadea,P.,Espinosa, A.,Orrego, A.,1989- Picrites occuring within ophiolites from the south western Colombian Andes, ofioliti, vol 14 (3),235-251.

Suhr, G.,1993-Evaluation of upper mantle micro-structures in the Table Mountain massif (Bay of Islands ophiolite) Journal geology, Vol 15, N II, 1273-1292.

* Tarbiat Modarress University, Tehran

** Institute for Earth Sciences Research, Geological Survey of France

*** University of Louis Pasteur (strasborg), France

**** University of Bretagne Occidentale (Brest), Frace

* دانشگاه تربیت مدرس

** پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

*** دانشگاه لوئی پاستور استرازبورگ فرانسه

**** دانشگاه برست فرانسه