



Petrography, geochemistry and petrology of the South Sahneh Ophiolite Complex (NE Kermanshah)

S. Amini¹, N. Moradpour¹, R. Zareii Sahamieh²

1- Tehran, Tarbiat Moalem University, Faculty of Scinces, Geology Department.

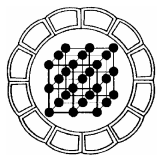
2- Tehran, Tarbiat Moalem University, Faculty of Scinces, Geology Department.

E-mail: Sadramini@saba.tmu.ac.ir

(Received: 30/10/2005, received in revised form: 14/5/2006)

Abstract: Ophiolitic complex of Sahneh could be considered as part of ophiolite sequences in the Zagros Suture Zone. This complex is a part of 3000 km belt, which is started from Syria after crossing south Turkey and Zagros leading to Oman. The studied ophiolitic complex is curvature in shape which is situated in south of Sahneh. No complete ophiolite sequence were seen in this complex. In general, the present lithology of the area consists of harzburgitic peridotites, isotrope and mylonitic gabbros, and small outcrop of plagiogranite sequence. Ultramafic rocks consist mainly of harzburgite, dunite, lherzolite, websterite, and mafic rocks are composed of pegmatoidic gabbro, olivine gabbro, mylonitic gabbros and isotrope gabbros. On the bases of major elements diagrams and spider diagrams, this complex could be resulted from a P-type ocean floor tholeiitic basalt (P or E MORB). Geochemical and petrological evidence showed that parent magma were high Mg sub-alkaline in type. Tholeiitic nature of magma are responsible for the formation of oceanic crust, and their position on to the mid oceanic ridge field. The P-type nature of magma indicated that the old-ridge were formed during a high spreading sea floor conditions. Geochemical and petrological evidence showing that parent magma were picritic in composition and may resulted from high melting ratio of the upper mantle.

Keywords: *Ophiolite, Sahneh, Harzburgite, P or E MORB, Picrite.*



سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و سنگ‌شناسی مجموعه افیولیتی جنوب صحنه (شمال شرق کرمانشاه)

صدرالدین امینی^۱، نعمت مرادپور^۱، رضا زارعی سهامیه^۲

۱- تهران، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی.

۲- خرم‌آباد، دانشگاه لرستان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی.

E-mail: Sadramini@saba.tmu.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۴/۸/۸، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۵/۲/۱۴)

چکیده: مجموعه افیولیتی صحنه به عنوان بخشی از توالی‌های افیولیتی موجود در زون جوش خورده زاگرس محسوب می‌شود. این مجموعه خود جزئی از نوار ۳۰۰۰ کیلومتری است که از سوریه شروع می‌شود و پس از گذر از جنوب ترکیه و زاگرس به عمان می‌رود. مجموعه افیولیتی مورد مطالعه به شکل کلی کمانی با تحدب به سمت جنوب غرب در جنوب صحنه قرار دارد. در این مجموعه، توالی کامل افیولیتی دیده نمی‌شود. به طور کلی لیتولوژی‌های این ناحیه شامل پریدوتیت‌های هارزبورژیتی، گابروهای همسانگرد و میلونیتی و رخنمون کوچکی از توالی پلاژیوگرانیت هستند. سنگ‌های اولترامافیکی بیشتر شامل هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت و وبستریت و سنگ‌های مافیکی شامل گابروی پگماتوئیدی، الیوین گابرو، گابروهای میلونیتی و گابروهای همسانگرد است. بر اساس نمودارهای عناصر اصلی و عنکبوتی، این مجموعه حاصل یک ماگمای بازالت تولییتی کف اقیانوسی نوع (P or E MORB) است. شواهد ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده منطقه، یک ماگمای ساب آکالن تولییتی منیزیم بالا بوده است. طبیعت تولییتی ماگمای درگیر در تشکیل پوسته اقیانوسی و قرارگیری آن در میدان ماگماهای پشته میان اقیانوسی نوع P بیانگر این است که پشته قدیمی دارای نرخ گسترشی تند بوده است. شواهد ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی حاکی از این است که ماگمای سازنده مجموعه افیولیتی جنوب صحنه یک ماگمای پیکریتی و حاصل نرخ بالای ذوب گویشته فوقانی بوده است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، صحنه، هارزبورژیت، مورب E یا P ، پیکریت.

مقدمه

سیستم کوهزائی آلپ - هیمالیا که یک سیستم کلاسیک از نوع برخورد قاره‌ای است در مزوزوئیک - سنوزوئیک رخ داده است [۱۴]. این نوار کوهزائی فعال متشکل از تهنشسته‌های کم عمق و عمیق مزوزوئیک و نیز مجموعه‌های متعدد افیولیتی است که حاصل ضخیم‌شدگی قاره‌های بین ایران مرکزی و عربستان به موازات زون شکستگی زاگرس است.

کمر بند کوهزائی آلپ- هیمالیا با گذر از ایران ریخت بخشی از کشورمان را دستخوش دگرگونی‌هایی کرده است که از جمله می‌توان به رخنمون نوار افیولیتی و آمیزه‌های افیولیتی در امتداد زاگرس اشاره کرد. تقسیم‌بندی‌های مختلفی بر اساس پارامترهای زمانی و مکانی در مورد افیولیت‌های ایران صورت گرفته است که عبارتند از: ۱- گروهی با فراوانی اندک و از نظر زمانی دارای سن پالئوزوئیک. ۲- گروهی دیگر با فراوانی بیشتر و سن مزوزوئیک. به طور کلی افیولیت‌های ایران به چهار گروه عمده تقسیم می‌شوند [۱۱]: ۱- افیولیت‌های زاگرس. ۲- افیولیت‌های (آمیزه‌های افیولیتی) شمال غرب ایران. ۳- افیولیت‌ها و ملائز افیولیت‌هایی که به صورت نواری در خرده قاره ایران مرکزی و شرق ایران قرار دارند [۱۲]. ۴- افیولیت‌های شمال در رشته کوه البرز.

افیولیت‌های کمر بند زاگرس در امتداد بلافاصل جنوب باختری راندگی اصلی زاگرس در دوبخش پهن و از هم جدا با رخنمون مجموعه افیولیتی- رادیولاریتی که هر بخش به صورت کمافی و دارای تحدب به سمت جنوب غرب است، یکی در کرمانشاه [۴]، و دیگری در نیریز فارس [۱۰]. افیولیت‌های کرمانشاه مجموعه‌ای از افیولیت‌های غرب ایران است که از سیستم کوهزائی زاگرس پیروی می‌کند. این مجموعه افیولیتی نزدیک به انتهای شمال غرب رشته کوه زاگرس واقع شده است.

افیولیت‌های کرمانشاه در سه ناحیه برونزد دارد: اولین برونزد در شمال شرق کرمانشاه در ناحیه جنوب صحنه، دومین در جنوب شرق مجموعه افیولیتی یاد شده یعنی در ناحیه آرگانا و سومین در ناحیه هرسین.

روش کار

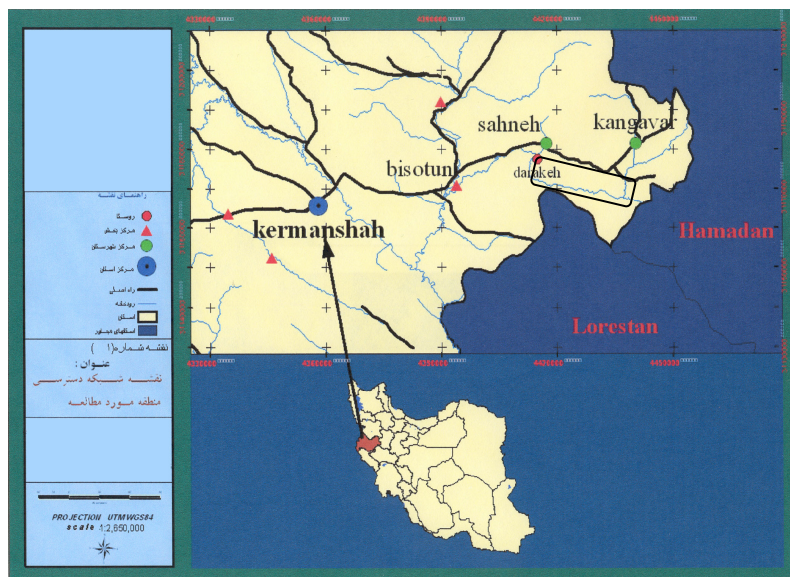
مطالعات صحرائی به عنوان اولین قدم در شناخت منطقه مورد بررسی به صورت دقیق انجام شد، به گونه‌ای که با بازدیدهای اصلی از ناحیه که شامل نمونه برداری‌های سیستماتیک، شناخت لیتولوژی‌های موجود و تهیه عکس از رخنمون‌های سنگی در مقاطع مشخص بوده است. به این ترتیب کل ناحیه تحت پوشش قرار گرفته است.

از دیگر کارهای انجام شده در این راستا تهیه مقاطع نازک از نمونه‌های جمع آوری شده و مطالعه آنها با میکروسکوپ قطبنده و مطالعه دقیق سنگ‌شناسی برای شناسایی انواع سنگهایی که در ناحیه وجود داشته و تعیین ارتباط آنها با یکدیگر بوده است. در این مرحله مطالعه بافتهای دگرشکل و واکنشی، بافت‌شناسی سنگها نیز مورد توجه قرار گرفته است. در ادامه تعداد ۲۰ نمونه جمع‌آوری شده از توالی‌های اولترامافیکی، مافیکی و پلاژیوگرانیته به روش XRF در دانشگاه تربیت معلم مورد آنالیز قرار گرفتند. در این روش ۴ گرم از هر نمونه با قطر ذرات ۶۰ میکرون همراه با ۰/۴ گرم لیتیم بورات با روش طول موج با دستگاه PW2404 برای تعیین عناصر اصلی و جزئی مورد استفاده قرار گرفتند.

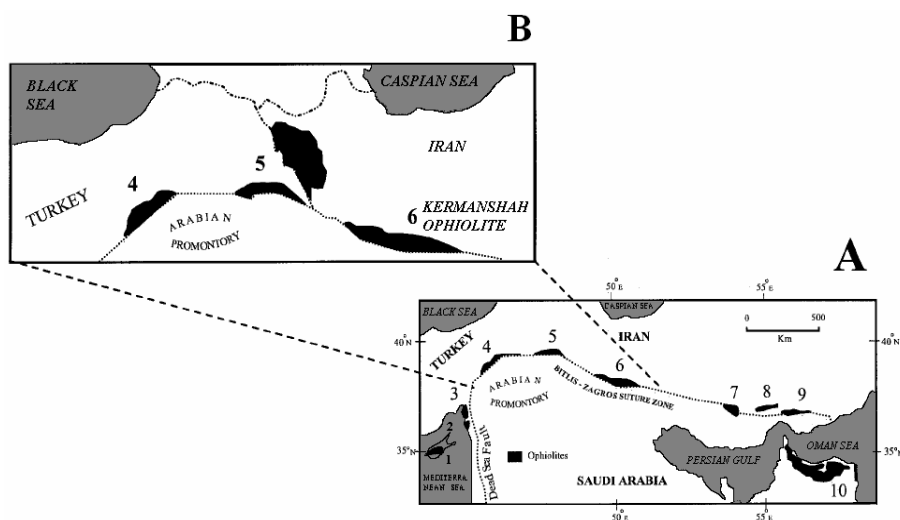
موقعیت جغرافیائی و زمین شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه صحنه با مختصات ۳۴°۲۰' تا ۳۴°۴۵' عرض شمالی و ۴۷°۱۰' تا ۴۷°۵۰' طول شرقی یکی از بخش‌های شهرستان کرمانشاه است که از شمال به شهرستان سنقر و همدان، از جنوب به هرسین و استان لرستان، از شرق به شهرستان کنگاور و از غرب به شهرستان کرمانشاه محدود می‌شود. صحنه در مسیر جاده اصلی کرمانشاه به همدان قرار دارد، و فاصله آن تا کرمانشاه ۵۵ کیلومتر و تا همدان ۱۲۵ کیلومتر است (شکل ۱).

در واقع افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه در ایران؛ هاتای، قزل داغ و کیلو در ترکیه و افیولیت‌های بارباسیت در سوریه پوسته اقیانوسی تتیسی هستند که در طول زون جوش خورده زاگرس - بیتلس؛ افیولیت‌های عمان در آسیا را به افیولیت‌های ترودوس در مدیترانه وصل می‌کنند. کمان افیولیتی کرمانشاه بخشی از کمربند ۳۰۰۰ کیلومتری محسوب می‌شود که از سوریه شروع می‌شود و پس از گذر از جنوب ترکیه و زاگرس به عمان می‌رود. مجموعه افیولیتی کرمانشاه با تحذب به سمت جنوب غرب دارای سه رخمون کلی است که موقعیت آنها در مقدمه ذکر شد. رخمون سنگی در مجموعه افیولیتی جنوب صحنه شامل سنگهای اولترامافیک، مافیک (گابروهای همسانگرد و گابروهای میلونیتی) و پلاژیوگرانیته‌ها با تداخل‌هایی از تهنشستهای آهکی بیستون با سن کرتاسه است. سن پیدایش سنگهای این مجموعه افیولیتی ۸۶/۳ میلیون سال تعیین شده است [۵]. از نظر پدیده‌های زمین ساختی بین فرایند بسته شدن نئوتتیس در Chattian-Aqitanian (۲۹-۲۰ میلیون سال پیش) [۶] و جایگیری افیولیت‌ها در طول زون جوش خورده زاگرس شواهد انکار ناپذیری وجود دارند (شکل ۲).



شکل ۱ نقشه شبکه راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه (منطقه مورد بررسی با مستطیل مشخص شده است).



شکل ۲ توزیع افیولیت‌های کرتاسه نئوتتیس در طول زون زاگرس- بتلیس (اقتباس از حسنی پاک و قاضی ۱۹۹۹ با تغییر) ۱. ترودوس (ترکیه) ۲. بارباسیت (سوریه) ۳. قزل‌داغ (ترکیه) ۴. گل‌مان (ترکیه) ۵. کیلو (ترکیه) ۶. کرمانشاه (ایران) ۷. نیریز (ایران) ۸. اسفندقه (ایران) ۹. بندزیرت (ایران) ۱۰. سمائل (عمان).

سنگ‌نگاری

به طور کلی بیشترین رخنمون لیتولوژیکی در مجموعه افیولیتی جنوب صحنه از دو تیپ سنگی تشکیل شده‌اند؛ سنگهای مافیک (بازیک) و سنگهای اولترا مافیک. سنگهای اولترامافیکی در ناحیه مورد بررسی پس از سکانس بازیک دارای بیشترین رخنمون در مجموعه افیولیتی جنوب صحنه هستند. این لیتولوژی گاه به صورت توالی‌های ضخیم و گسترده در جنوب شهرستان صحنه (شکل ۳) و گاه به صورت توده‌های کوچک و پراکنده (در مسیر جاده صحنه- بیستون) دیده می‌شود. به طور کلی این توالی شامل طیفی از انواع سنگهای اولترامافیکی است که سنگ نگاشت آنها به ترتیب ارائه شده‌اند.

سنگهای دونیتی در منطقه درصد کمی از حجم سکانس اولترامافیکی را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگها بیشتر حاوی حدود ۹۵٪ الیوین به عنوان سازنده اصلی و کانی‌های ارتوپيروكسن، کلينو پيروكسن و اسپينل به عنوان سازندگان فرعی (حدود ۵٪) هستند. بلورهای الیوین به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در مقاطع دیده می‌شوند. آثار دگر شکلی در بلورهای الیوین به صورت خاموشی موجی به ثبت رسیده است. اما به طور کلی دگر شکلی در الیوین‌ها نسبت به ارتو پيروكسن‌های موجود در این سنگها بیشتر تاثیر گذار بوده‌است. بلورهای اسپینل به عنوان کانیهای کدر به صورت اجزای بی‌شکل تا اجزای نیمه شکل‌دار و شکل‌دار در نمونه‌های دونیتی قابل مشاهده‌اند. فرایند دگرسانی با درجات مختلف بلورهای الیوین را دستخوش تغییر کرده است که خود دلیل بر تفاوت شرایط فیزیکیوشیمیائی حاکم بر این سنگهاست (شکل ۴).

سنگهای هارزبورژیتی به عنوان فراوانترین سنگهای اولترامافیکی با رخنمونی زیاد در حدود ۸۵-۸۰ درصد از سکانس اولترا مافیکی، منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند؛ از نظر سنگ-نگاری ۷۵٪-۸۵٪ الیوین و ۱۵٪-۲۵٪ ارتوپيروكسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند. همانند نمونه‌های دونیتی کانی فرعی متداول این سنگها اسپینل است. در نمونه‌هایی که مقدار کلينو پيروكسن افزایش می‌یابد سنگ به سمت لرزولیت کشیده می‌شود که فراوانی ناچیزی دارند. بافت غالب در نمونه‌های هارزبورژیتی بافت پورفیروکلاستی است (عکس ۵). در این سنگها نیز خاموشی موجی در بلورهای الیوین دلیل بر اعمال دگر شکلی این سنگهاست. از مشخصات چشمگیر نمونه‌های هارزبورژیتی وجود تیغه‌های نا آمیزشی موازی از کلينو پيروكسن و ارتوپيروكسن است. بلورهایی که حاوی تیغه‌های نا آمیزشی هستند معمولاً بسیار درشت‌اند و تا حدود ۸-۹ میلیمتر طول دارند (شکل ۶). خمیدگی تیغه‌های نا آمیزشی از دیگر فاکتورهای تأیید کننده اعمال دگر شکلی بر سنگهاست.

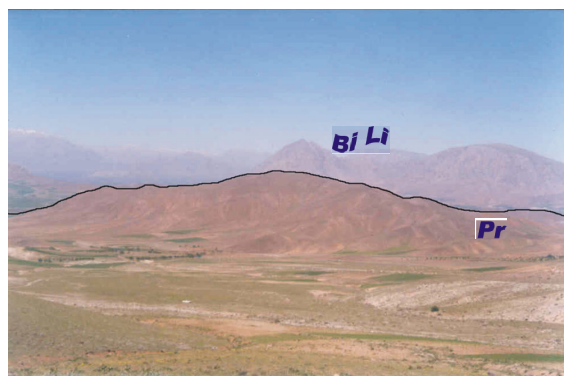
کانیهای اسپینل موجود در هارزبورژیت‌ها در این نمونه‌ها از فراوانی کمتر و اندازه کوچکتری نسبت به انواع اسپینل موجود در دونیت‌ها برخوردارند. سنگهای پيروكسنیتی به صورت اجزای

پراکنده در لابه لای سنگهای پریدوتیتی مشاهده می‌شوند و رخنمون اندکی در منطقه دارند. در این سنگها نیز همانند پریدوتیتها تقریباً درزهای زیادی مشاهده می‌شود که دلیل بر فعالیت‌های زمین‌ساختی مختلف مؤثر بر ناحیه است.

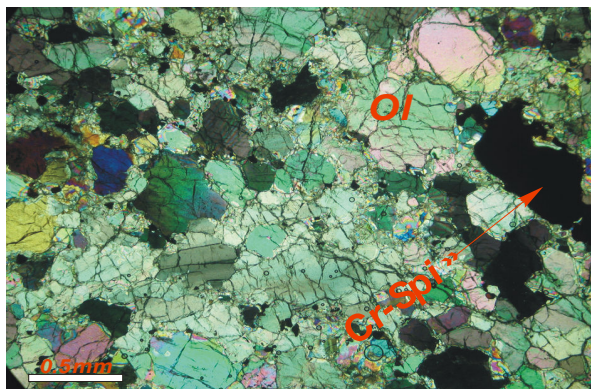
در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این سنگها کانی‌های ارتوپیروکسن و سرپانتین که حاصل دگرسانی پیروکسن بوده مشاهده می‌شوند. این سنگها دارای بافت گرانولارند و می‌توان نام ارتوپیروکسنیت را بر آنها نهاد. درون برخی ارتوپیروکسن‌ها بلورهای تازه الیون به دام افتاده‌اند (شکل ۷). آثار پیرشدگی با کلسیت یا سرپانتین در درزهای موجود در این سنگها دیده می‌شود، این پدیده حاصل سرپانتینی شدن این سنگها و اثرهای محلول‌های غنی از CO_2 است که آنها را تحت تاثیر قرار داده است.

توده‌های سرپانتینی در جنوب شهرستان صحنه وسعت چندانی ندارند؛ اما با این وصف به واسطه حرکت و تأثیر آبهای سطحی و عمیق، برخی از سنگهای اولترامافیکی به صورت کامل یا بخشی سرپانتینی شده‌اند. با توجه به وسعت کم این توده‌های سرپانتینی در ناحیه مورد بررسی نمی‌توان تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای را چشمگیر دانست اما در مورد توده‌های گسترده سرپانتینی حوالی شهرستان هرسین شاید بتوان تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای را بیشتر قابل قبول دانست. به طور کلی رگه‌های سرپانتینی در پریدوتیتها، تقریباً در تمام توده دیده می‌شوند. در مقاطع تهیه شده از این سنگها، کانی‌های سرپانتین شامل آنتی گوریت، لیزاردیت، کریزوتیل و اکسید آهن مشاهده می‌شود که سبب ایجاد یک بافت مشبک در سنگ شده است (شکل ۸).

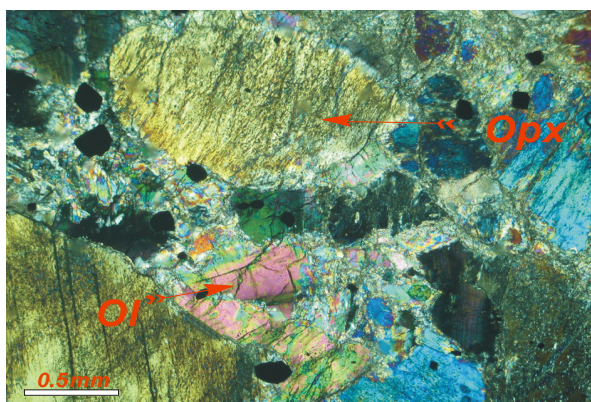
سنگهای گابروئی بخش اعظم واحد افیولیتی ناحیه مورد بررسی را تشکیل می‌دهند. گابروها در این مجموعه به دو صورت گابروهای همسانگرد و گابروهای میلیونیتی دیده می‌شوند. روند کلی این توالی نیز همانند توالی اولترامافیکی به صورت شرقی- غربی (متمایل به شمال غرب- جنوب شرق) است، که از روند کلی زاگرس (آهکهای بیستون) در منطقه پیروی می‌کند.



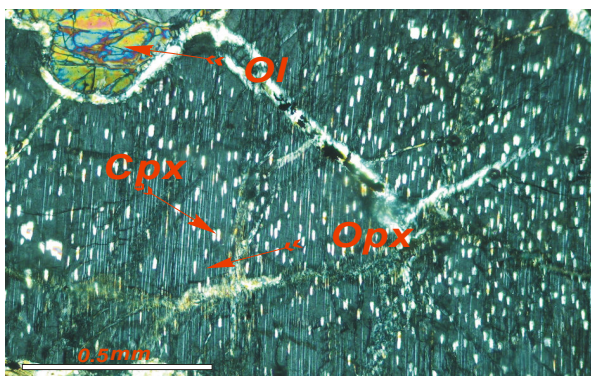
شکل ۳ توالی گسترده وسیع پریدوتیتی در جنوب شهر صحنه، دید به سمت شمال غرب. BiLi = آهکهای بیستون، Pr = توده اولترامافیکی.



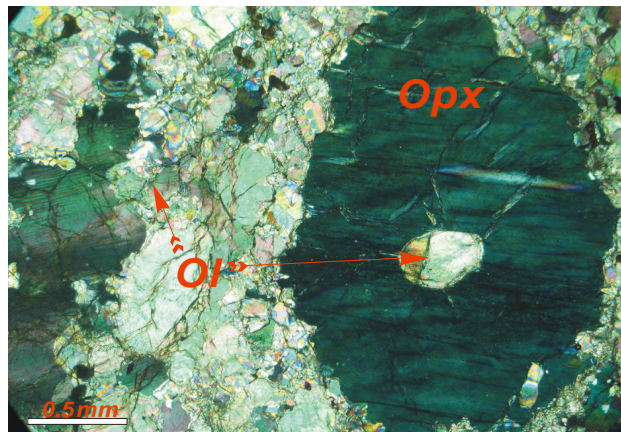
شکل ۴ بافت موزائیکی در دونیت‌های حوالی روستای سر آسیابان. Ol= الیوین، Cr-Spl = کرم اسپینل.



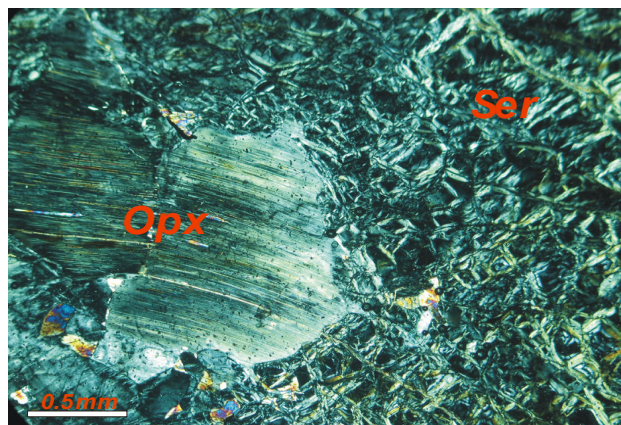
شکل ۵ بلورهای الیوین (Ol) و ارتوپیروکسن (Opx) در سنگهای هارزبورژیته.



شکل ۶ تیغه‌های نا آمیزشی کلینوپیروکسن (Cpx) و ارتوپیروکسن (Opx) در هارزبورژیت‌های حوالی روستای درکه.



شکل ۷ بلور به تله افتاده الیون (Ol) درون بلور ارتوپیروکسن (Opx) در سنگهای ارتوپیروکسنیتی.



شکل ۸ بافت غربالی در سنگهای سربانتینیتی حوالی روستای سرآسیابان. Ser = سربانتین، Opx = ارتوپیروکسن تبدیل شده به بستیت.

در این توالی گذر از سنگهای اولترامافیک گوشته‌ای به سنگهای بازیگ پوسته‌ای با الیون گابروها دنبال شده است. این سنگها حاوی پلاژیوکلاز، الیون و پیروکسن هستند، بافت آنها اغلب به صورت ارتوکومولائی است. در این سنگها بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار و

دارای ماکل پلی سنتتیک واضح بین سایر بلورها قابل تشخیص‌اند. در این سنگها می‌توان بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز را فاز کومولوس، و پیروکسن را به عنوان فاز میان کومولوس دانست که با هم فاز ارتوکومولائی را در این سنگها تشکیل داده‌اند. سنگهای مافیکی به عنوان اصلی‌ترین لیتولوژی ناحیه در حد فاصل روستای سیاه چقا و روستای گروس دارای بیشترین رخنمون هستند. در این ناحیه رودخانه گاماسیاب با روند شرقی- غربی خود سبب تفکیک سکانس‌های تهنشستی و آذرین شده است؛ به گونه‌ای که با حرکت به سمت شرق، سکانس تهنشینی (تهنشستهای آهکی کرتاسه) در سمت راست رودخانه و سکانس آذرین (گابروها) در سمت چپ رودخانه قرار می‌گیرد.

از نظر سنگ‌نگاری این گابروها شامل کلینوپیروکسن به صورت بلورهای تقریباً درشت و بلورهای پلاژیوکلاز به عنوان سازندگان اصلی هستند (شکل ۹). کانیه‌های فرعی نظیر اسپینل نیز در این سنگها دیده می‌شوند، اما دارای فراوانی قابل توجهی نیستند. در برخی سنگها کلریت شدن کمابیش نمونه‌ها را دچار دگرسانی کرده است. رسی شدن کانی‌های پلاژیوکلاز نیز در این مقاطع رخ داده است. بیشترین دگرسانی در گابروهای ناحیه در شمال روستای گروس (حد فاصل مسیر جاده ارتباطی روستای علی آباد و گروس) دیده می‌شود.

علاوه بر گابروهای ذکر شده، گابروهای پگماتوئیدی نیز در منطقه وجود دارند. این گابروها دارای وسعت محدودی هستند و به صورت فرعی در برخی از نقاط قابل مشاهده‌اند. در این گابروها بلورهای درشت کلینوپیروکسن (دیوپسید) به اندازه تقریباً ۴-۵ میلیمتر در نمونه‌های دستی دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز نیز با ماکل پلی سنتتیک مشخص، بلورهای کلینوپیروکسن را احاطه کرده یا به صورت نفوذ در این بلورها قرار گرفته‌اند. بافت این سنگها بیشتر به صورت پگماتوئیدی است (شکل ۱۰). حضور بلورهایی از پلاژیوکلاز در درون پیروکسن‌ها و یا برعکس در پگماتوئیدهای یاد شده بیانگر همزمانی بلوری شدن این دو فاز کانیایی است. نکته دیگری که در مورد گابروهای پگماتوئیدی می‌توان عنوان کرد این است که این گابروها بخش تحتانی سکانس مافیک را تشکیل می‌دهند چرا که به سمت بالای توالی به تدریج اندازه و ابعاد بلورها ریزتر می‌شوند.

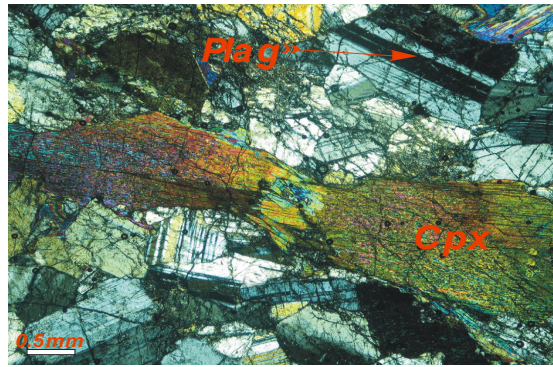
پس از روستای گروس به سمت شرق به تدریج گابروهای همسانگرد با گابروهای میلیونیتی جایگزین می‌شوند و سرانجام در حوالی روستای شوه کاملاً جای این گابروها را می‌گیرند. در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی گنایسوزیته کاملاً مشخصی در نمونه‌ها دیده می‌شود. پیدایش حالت فوق‌الذکر در این نمونه‌ها به واسطه تأثیر تراست موجود در این بخش از منطقه است. عمود بر تراست موجود حالت گنایسوزیته به تدریج با نزدیک شدن به تراست

شدیدتر و واضح‌تر می‌شود. این قضیه در نمونه برداری‌های صحرایی، ثبت موقعیت نمونه‌ها با GPS و انتقال موقعیت نمونه‌ها در نقشه زمین‌شناسی ناحیه به اثبات رسیده است. در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از سنگها پورفیروکلست‌های کلینوپیروکسن به عنوان کانی اصلی در بسیاری از نمونه‌ها دیده می‌شود. در مقطعی که گنایسوزیتة کاملاً واضحی را از خود به نمایش می‌گذارند، این کانی‌ها نوارهای تیره را تشکیل می‌دهند که یک ماتریکس ریزبلور و از جنس خود کلاست‌ها پیرامون این کانی‌ها را در بر گرفته است. نوارهای روشن موجود در این سنگها از جنس پلاژیوکلاز بوده که به واسطه اعمال فشار و دینامیک ناشی از گسلش دچار تبلور دوباره شده‌اند، لذا در برخی از این ریزبلورها خاموشی موجی پدیدار شده و ماکل آنها در تمامی بلورها ناپدید شده است (شکل ۱۱). مطالعات زمین‌ساختی روی این گابروها ارتباط کامل این توالی را با تراست عملکرده در این ناحیه تأیید کرده است و وجود گابروهای با ساخت نواری را رد کرده است [۲]. از نظر تقسیم‌بندی میلونیت‌ها، میلونیت‌های موجود در منطقه جزء مزومیلونیت‌ها هستند [۹]. قرارگیری گابروهای میلونیتی در کنار زون تراستی موجود در ناحیه و پیروی آن از این زون دلیل بر وجود یک زون شکننده و یک زون شکل‌پذیر (از نظر سنگهای موجود در زون) متأثر از آن در کنار یکدیگر است.

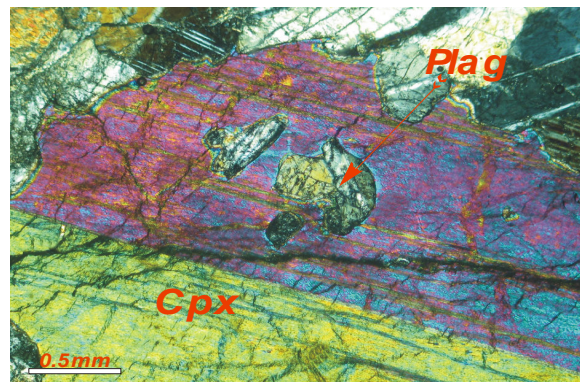
در جنوب روستای سیاه چقا و پس از گذر از سکانس پریدوتیتی و بخشی از سکانس مافیک توالی پلاژیوگرانییتی قرار دارد. روند این سکانس نیز همانند سکانسهای اولترامافیک و مافیک به صورت شرقی- غربی است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش هرسین این سکانس پیلولاوا معرفی شده است اما در نمونه برداری و مطالعات سنگ‌نگاری و نتایج آنالیز ژئوشیمیایی پلاژیو گرانیت تعیین شده‌اند. مرز این سنگها با سنگهای گابروئی مجاور به صورت، گسله است که این حاکی از نفوذ گرانیت به درون گابروها است (شکل ۱۲).

مرز گسله بین این سنگها با توده مجاور خود (گابروها) از یک طرف و عدم ایجاد دگرگونی مجاورتی در همبری مزبور از طرف دیگر سبب این استدلال می‌شود که جایگیری آنها به صورت سرد بوده است و از نظر سنگ‌شناسی حاصل بلوری‌شدن ماگماهای ایجاد شده از فرورانش پوسته اقیانوسی ضمن فروخزش آن (درصد ذوب کم در حضور آب فراوان) و بلوری‌شدن در سطوح بالاتر و جایگزینی در اثر حرکات زمین‌ساختی پس از جایگزینی افیولیت در منطقه‌اند. عمق تشکیل این سنگها (عمق بلوری‌شدن) نزدیک به سطح به دلیل دانه متوسط بودن آنهاست. از نظر سنگ‌نگاری پلاژیوکلاز تا ۶۰٪ مدال سنگ را تشکیل می‌دهد که به شدت تحت تاثیر سریستی شدن قرار گرفته‌اند. هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها به وضوح دیده می‌شود (شکل ۱۳). وجود چنین ساختاری در سنگ دلیل بر رشد آرام و تعادلی این

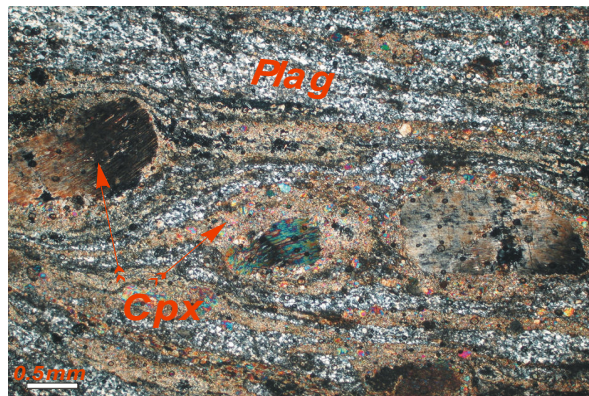
بلورهاست. در بین پلاژیو گرانیته‌ها و گابروهای مجاور آنها رخنمون‌های بسیار کوچکی از آنورتوزیت‌ها نیز دیده می‌شوند. در مقاطع تهیه شده از این سنگها پلاژیوکلاز به عنوان کانی اصلی با بافت ریز بلور همراه با کانی‌های کدر قابل مشاهده است.



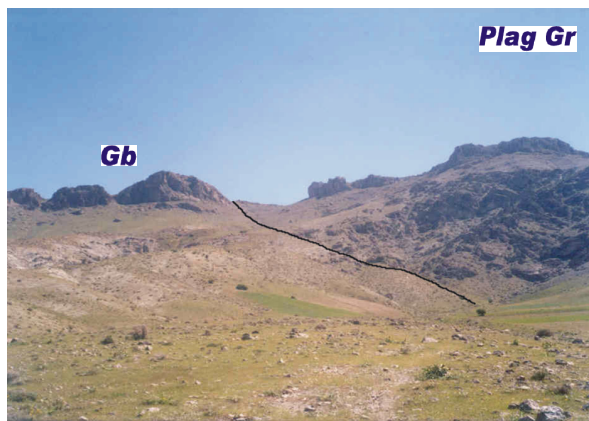
شکل ۹ سنگهای گابروئی با بلورهای پلاژیوکلاز (Plag) و بلورهای درشت کلینوپیروکسن (Cpx).



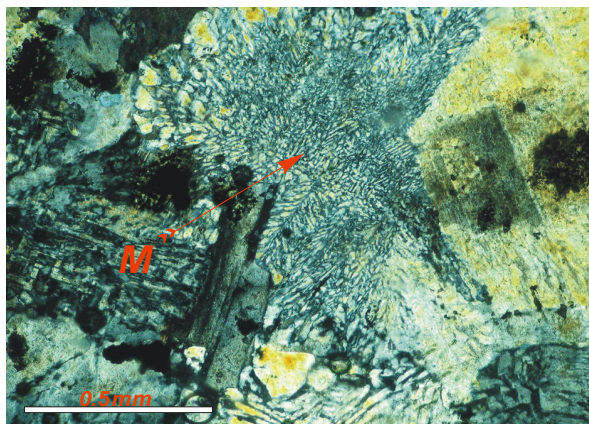
شکل ۱۰ درشت بلورهای کلینوپیروکسن (Cpx) و پلاژیوکلاز (Plag) در گابروهای پگماتوئیدی.



شکل ۱۱ بلورهای کلینوپیروکسن (Cpx) در ماتریکس ریز بلور پلاژیوکلاز (Plag) در گابروهای میلونیتی.



شکل ۱۲ مرز گسله بین توالی مافیک Gb و توالی پلاژیوگرانیتی Plag Gr دید به سمت جنوب غرب.



شکل ۱۳ نمونه‌های پلاژیوگرانیتی با بافت گرافیک از نوع گرانوفیری.

ژئوشیمی و پترولوژی

از آنجاکه سنگهای رخنمون یافته در ناحیه مورد مطالعه به طور کلی دارای ترکیبات مافیکی و اولترامافیکی هستند لذا به منظور تعیین سری ماگمایی، شیمی ماگما، و تحولات آن مطالعات ژئوشیمیائی روی این سنگها به عمل آمده است. توزیع این نتایج در نمودارهای مختلفی صورت گرفته که برخی از آنها ارائه شده و مابقی نمودارها به واسطه فشردگی مطلب آورده نشده‌اند، اما نتایج حاصل از آنها را آورده‌ایم. نمودار آلکالی سیلیس به عنوان یکی از مفیدترین نمودارهای

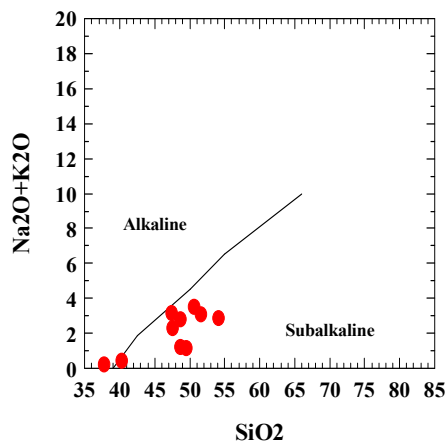
طبقه‌بندی سنگهای آذرین بیرونی و درونی به کار می‌رود که نسخه‌های متعددی از آن توسط محققین مختلف ارائه شده است [۱]. این نمودار برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌های بازیک ناحیه مورد مطالعه استفاده شده است. توزیع نتایج در نمودار یاد شده در شکل ۱۴ آمده‌اند. چنانکه مشخص است نمونه‌های مافیک در این نمودار در میدان ساب‌الکالن قرار می‌گیرند، همچنین توزیع این نتایج در نمودار AFM حاکی از قرارگرفتن این نمونه‌ها در میدان تولییتی است (شکل ۱۵).

برای تعیین محیط زمین‌ساختی قدیمی مربوط به ناحیه مورد بررسی از نمودارهای دیگری استفاده شده که از آن جمله می‌توان به نمودار $MgO, Al_2O_3, FeOt$ (شکل ۱۶) اشاره کرد، توزیع این نتایج در نمودارهای یاد شده دلیل بر قرارگیری آنها در گستره MORB است. پس از تعیین محیط MORB برای نمونه‌ها، توزیع نتایج آنالیز در نمودار Zr-Nb-Y قرارگیری نمونه‌ها در میدان E.MORB را مشخص کرده است (میدان B در شکل ۱۷). توزیع نتایج آنالیزهای شیمیایی در نمودارهای عنکبوتی برای نمونه‌های بازیک حاکی از این است که این سنگها از عناصر جزئی سبک غنی و از عناصر جزئی سنگین فقیراند (شکل ۱۸ و ۱۹). چنین وضعیتی در این نمودارها معمولاً در تولییتی‌های کف اقیانوس نوع P و جزایر اقیانوسی دیده می‌شود؛ اما به طور کلی تولییت‌های جزایر اقیانوسی نسبت به تولییت‌های کف اقیانوسی از عناصر جزئی غنی‌ترند [۱۳].

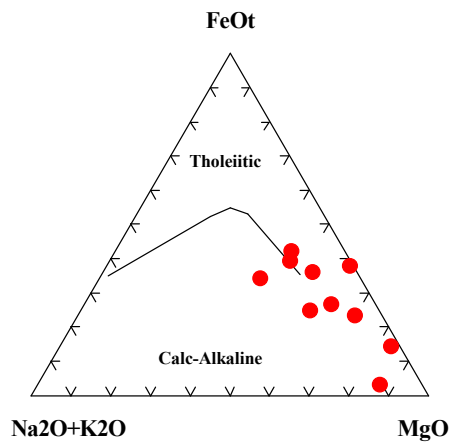
براساس مقایسه صورت گرفته بین نمودارهای عنکبوتی ناحیه مورد مطالعه، جزایر اقیانوسی و تولییت‌های نوع E از یک طرف، و الگوی کلی این عناصر در نمودارهای یاد شده از طرفی دیگر مشخص می‌شود که ماگمای تشکیل دهنده مجموعه افیولیتی جنوب صحنه از نوع بازالت‌های تولییتی پشته میان اقیانوسی نوع E یا P است. در مجموعه افیولیتی جنوب صحنه توالی افیولیتی به صورت کامل دیده نمی‌شود. چنانکه اشاره شد مجموعه افیولیتی جنوب صحنه به طور کلی از توالی بازیک و توالی اولترامافیک تشکیل یافته است.

در این مجموعه تبدیل تدریجی سنگهای اولترامافیکی گوشته به سنگهای مافیک پوسته با الیوین گابروها دنبال شده است. در توالی مافیک که به عنوان گسترده‌ترین لیتولوژی در منطقه گزارش شده است. تبدیل تدریجی گابروهای پگماتوئیدی به میکروگابروها دیده می‌شود که در نهایت این توالی به آنورتوزیت‌ها و توالی پلاژیوگرانییتی ختم می‌شود. طیف وسیع سنگهای مافیکی از گابروهای پگماتوئیدی تا الیوین گابروها، گابروهای کومولیتی و گابروهای ریز بلور از یک سو و دامنه وسیع تغییرات SiO_2 و اکسیدهای دیگر از نوع Al_2O_3, K_2O, Na_2O و TiO_2 نمونه‌ها از سوی دیگر از شواهد مورد توجه مبنی بر وقوع تفریق و شکل‌گیری آنها در خزینه

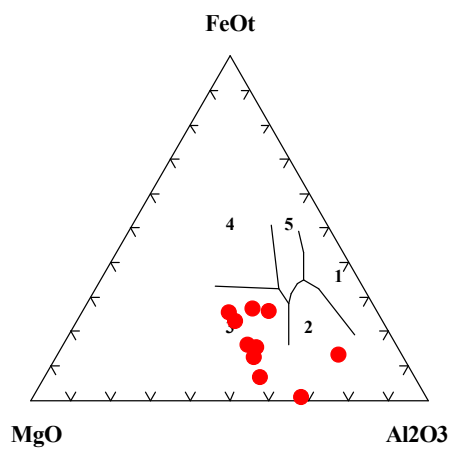
ماگمائی مربوطه است. مرز گسله توالی‌های ذکر شده، عدم ایجاد دگرگونی مجاورتی در



شکل ۱۴ نمودار آلكالی- سیلیس نمونه‌های مافیك [۱].

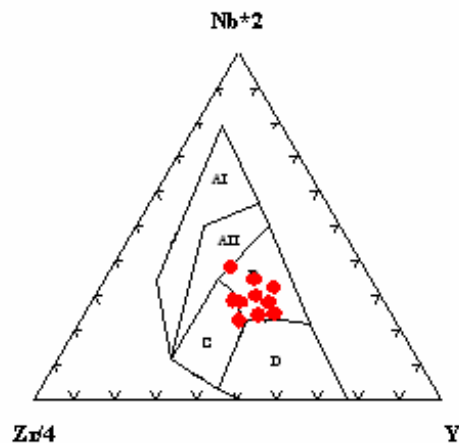


شکل ۱۵ نمودار AFM مربوط به نمونه های مافیك [۱].

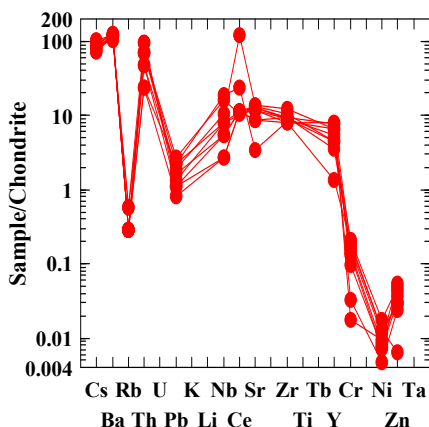


شکل ۱۶ نمودار Al_2O_3, MgO, FeO_t نمونه‌های

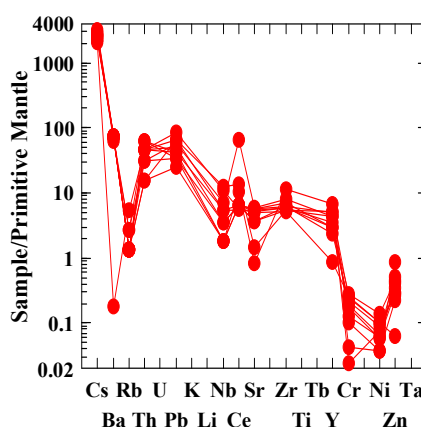
مافیک [۱].



شکل ۱۷ نمودار مثلثی Nb,Y,Zr نمونه‌های مافیک [۱].



شکل ۱۸ الگوی عناصر جزئی نمونه‌های مافیک در نمودار کندریت/نمونه [۱].



شکل ۱۹ الگوی عناصر جزئی نمونه‌های مافیک در نمودار گوشته اولیه/نمونه [۱].

سنگهای مافیک همجوار توالی پلاژیوگرانیته همگی حاکی از این است که این سنگها به صورت سرد جایگزین شده‌اند و یا به عبارت بهتر جایگزینی این توالی پس از تشکیل آن بوده است. آنالیز نمونه‌های اولترامافیکی حاکی است که این نمونه‌ها دارای مقادیر بالایی از MgO هستند؛ پر منیزیم بودن ماگمای درگیر در تشکیل توالی از یک سو، مطالعات سنگ‌نگاری مجموعه مورد بررسی مبنی بر هارزبورژیته بودن سکانس اولترامافیک از سوی دیگر - که خود حاکی از نرخ گسترش تند ریفت سازنده مجموعه آفیولیتی جنوب صحنه است - شاهدهی بر این مدعا است که

ماگمای درگیر بسیار پرمینیم تر و در حد پیکریت بوده است [۷]. مطالعات میکروسکوپی و شواهد صحرایی دلایل قانع کننده و محکمی مبنی بر اینکه توالی هارزبورژیتی به صورت رستیت باشند را در اختیار قرار نداده و این فرضیه را رد می‌نماید؛ بخصوص اینکه گستره این توالی به حدی است که نمی‌توان آنرا با استدلال ذکر شده توجیه کرد.

چنانکه اشاره شد نرخ گسترش در ریفت سازنده مورد بحث، از نوع تند تعیین شد. در تکمیل این موضوع اشاره به برخی نکات لازم به نظر می‌رسد. در ریفت‌های با نرخ گسترشی تند (در حدود ۱۸ سانتیمتر در سال) ماگمای تشکیل شده معمولاً فرصت کافی برای تفریق ندارد و قادر به ساخت و تشکیل یک توالی کامل افیولیتی نیست، لذا سری انباشتی در چنین مجموعه‌ای ناقص یا کم خواهد بود و بیشتر سنگهای چنین مجموعه افیولیتی را توالی اولترامافیک تشکیل می‌دهد [۸]. اما در مجموعه جنوب صحنه قطعاً چنین وضعیتی حاکم نبوده است چرا که اولاً گسترش توالی مافیک در ناحیه بسیار بیشتر از توالی اولترامافیک است و ثانیاً شواهدی در مورد وقوع تفریق در مخزن ماگمایی پیش از این ارائه شد که چنین حالتی با نرخ گسترش تند برازش ندارد. اما آنچه که در این میان واضح به نظر می‌رسد این است که نرخ گسترش در ریفت مورد بحث نه آنقدر کند بوده است که شرایط تشکیل افیولیت‌های لرزولیتی در مجموعه افیولیتی جنوب صحنه حاکم شود و نه آنقدر تند که شرایط بالا مبنی بر عدم وقوع تفریق حادث گردد، بلکه شرایطی در حد بین وضعیت گسترشی کند و تند حکمفرما بود که به گونه‌ای بر اساس شواهد سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و سنگ‌شناسی ذکر شده در مجموعه مورد بحث برازش دارد. گسترش چشمگیر توالی اولترامافیکی به عنوان پارامتر مهم و مرتبط با این موضوع سبب این نتیجه‌گیری خواهد شد که ماگمای مادر این مجموعه باید خیلی پرمینیم تر از یک ماگمای بازیگ باشد. تلفیق همه این نتایج منجر به این استدلال می‌شود که ماگمای سازنده مجموعه افیولیتی جنوب صحنه یک ماگمای پیکریتی و حاصل ذوب زیاد گوشته فوقانی بوده است، که وقوع تفریق در ماگمای نامبرده سبب شکل‌گیری این طیف سنگی در مجموعه مورد بررسی شده است. مقادیر پائین پتاسیم و مقادیر بالای سدیم در نمونه‌های اولترامافیکی می‌تواند مؤید ذوب‌های بخشی قبلی و تهی‌شدگی سنگ اولیه باقی مانده از عناصر زود گداز و ماگما دوست باشد [۸].

در نمونه‌های پریدوتیتی مقدار بالایی از Cr و Ni به ویژه Ni وجود دارد. شواهد میکروسکوپی و آنالیزهای ژئوشیمیایی بیانگر این هستند که الیون در این سنگها بیشتر فورستریتی است (جدول ۱) که در این حالت شرایط بسیار مناسبی برای جایگیری Ni در الیون‌ها به جای Mg فراهم بوده است. وقوع چنین حالتی در مراحل ابتدائی تفریق ماگمایی در ماگمای اولیه سبب خروج Ni و Cr و جدایش آنها به وسیله کانی‌های موجود در سنگهای

اولترامافیکی شده است [۸] به گونه‌ای که نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های بازیک یک افت شدید از نظر مقادیر Cr و Ni (به ویژه Ni) نشان می‌دهند (جدول ۲). مقادیر بالای کروم در نمونه‌های پریدوتیتی به عنوان دیگر پارامتر تأیید کننده بر وجود ماگمای پیکریتی سازنده در ساختار توالی مورد نظر می‌تواند مد نظر قرار گیرد. مقدار Al_2O_3 و CaO در آنالیز نمونه‌های پریدوتیتی دارای کاهش قابل ملاحظه‌ای نسبت به مقدار این عناصر در نمونه‌های بازیک (گابروئی) است. کاهش این عناصر به این دلیل است که، این عناصر از جمله عناصری محسوب می‌شوند که به وسیله الیوین دفع شده و در مذاب متمرکز می‌شوند. به عبارت بهتر تضاد شدیدی بین Mg الیوین و این عناصر وجود دارد (عناصر Ti, K, P, Na, Ca, Al از عناصری هستند که به وسیله الیوین دفع می‌شوند) لذا به واسطه بالا بودن مقدار الیوین (و در نتیجه بالا بودن مقدار Mg) در سنگهای پریدوتیتی این عمل (دفع عناصر نامبرده) بسیار شدید است [۳]. اما برعکس در نمونه‌های بازیک به واسطه کاهش مقدار الیوین (و در نتیجه کاهش مقدار Mg) نسبت به سنگهای پریدوتیتی فرایند یاد شده، از شدت و تاثیر کمتری برخوردار بوده است، به همین دلیل در آنالیزهای ژئوشیمیایی ارائه شده شاهد کاهش Al_2O_3 و CaO در نمونه‌های پریدوتیتی نسبت به نمونه‌های مافیک هستیم. عناصر LFSE (شامل Sr, Eu, Ba, K, Rb, Cs) از جمله عناصر ناسازگار و متحرک محسوب می‌شوند. کاهش مقادیر Sr, Rb, Ba, و Cu (البته عنصر Cu جزء LFSEها به حساب نمی‌آیند. کاهش مقدار این عنصر در جدول آنالیزها مشخص است) در الگوی عناصر جزئی ارائه شده شواهدی مبنی بر انتقال و خروج آنها از سنگهای مجموعه مورد مطالعه به وسیله آبگونها‌های در زمان فرارانش و جایگیری بر پوسته قاره-ای در اختیار قرار می‌دهد.

برداشت

رابطه بین نرخ گسترش پشته‌ها و پوسته‌های اقیانوسی حاصل از آن یک رابطه جالب توجه است؛ به گونه‌ای که پشته‌های سریع به واسطه ویژگی‌های خود سبب تولید افیولیت‌هایی می‌شوند که دارای مقطع پوسته‌ای پیوسته و ضخیم بوده و اساساً هارزبورژیتی هستند، ولی افیولیت‌های تشکیل شده از پشته‌های با نرخ گسترش کند دارای مقطع پوسته‌ای ناپیوسته و نازک است که مقطع گوشته‌ای آنها اساساً لرزولیتی است. با مقایسه مجموعه افیولیتی مورد بررسی از نظر ضخامت لایه گابروئی، ماهیت اجزای پلوتونیک و سرشت ماگمای مشارکت کننده در ساخت مجموعه افیولیتی و سایر مشخصات توالی اولترامافیک با ویژگی‌های افیولیت‌های گزارش شده در سایر نقاط جهان این نتیجه حاصل می‌شود که شکل‌گیری کمپلکس افیولیتی جنوب صحنه از یک پشته اقیانوسی نوع P با نرخ تند گسترشی غیر قابل انکار خواهد بود.

جدول ۱ نتایج آنالیز نمونه‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب صحنه.

| Application | | سنگهای اولترامافیک | | | | | | |
|--------------------------------|------|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sample name & Rock Type | | P-9 | MD-3 | P-1 | H-2 | P-3 | P-5 | H-1 |
| Compound | Unit | Hb | Hb | Lr | Hb | Lr | Hb | Hb |
| SiO ₂ | wt% | ۳۵,۵۱ | ۳۴,۲۳ | ۳۶,۴۵ | ۳۶,۵۰ | ۵۳,۸۰ | ۳۵,۸۶ | ۳۷,۴۴ |
| Al ₂ O ₃ | wt% | ۵ | ۴,۳۶ | ۵,۶۹ | ۴,۷۰ | ۵,۴۶ | ۵,۱۱ | ۴,۷۴ |
| Fe ₂ O ₃ | wt% | ۱,۵۰ | ۱,۵۱ | ۱,۵۳ | ۱,۵۱ | ۰,۶۶ | ۱,۵۰ | ۱,۵۱ |
| FeO | wt% | ۷,۷۹ | ۸,۷۸ | ۸,۱۹ | ۸,۱۲ | ۰,۰ | ۹,۲۹ | ۸,۲۶ |
| MgO | wt% | ۴۸,۶۹ | ۴۹,۵۱ | ۴۵,۰۱ | ۴۷,۴۲ | ۲۹,۶۰ | ۴۴,۹۵ | ۴۶,۱۲ |
| CaO | wt% | ۱,۱۵ | ۰,۴۹ | ۱,۷۹ | ۰,۷۳ | ۹,۸۹ | ۱,۰۳ | ۰,۷۶ |
| Na ₂ O | wt% | ۰,۰۴ | ۰,۰۵ | ۰,۲۱ | ۰,۰۵ | ۰,۳۰ | ۰,۰۸ | ۰,۰۴ |
| K ₂ O | wt% | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۲۱ | ۰,۰۵ | ۰,۳۰ | ۰,۰۸ | ۰,۰ |
| MnO | wt% | ۰,۱۲ | ۰,۱۳ | ۰,۱۳ | ۰,۱۲ | ۰,۰۱ | ۰,۱۳ | ۰,۱۳ |
| TiO ₂ | wt% | ۰,۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۳ | ۰,۰۱ | ۰,۰ | ۰,۰ | ۰,۰۱ |
| P ₂ O ₅ | wt% | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ |
| Ga | ppm | ۱ | ۴ | ۵ | ۲ | ۱ | ۴ | ۲ |
| Ni | ppm | ۲۸۵۰ | ۳۲۱۳ | ۲۶۲۸ | ۳۰۰۴ | ۱۴۳۳ | ۲۹۰۱ | ۲۹۲۰ |
| Sr | ppm | ۵ | ۸ | ۱۰ | ۱۲ | ۱ | ۱۲ | ۶ |
| Y | ppm | ۲ | ۴ | ۴ | ۲ | ۳ | ۴ | ۳ |
| Cr | ppm | ۱۱۷ | ۱۱۲ | ۱۰۰ | ۱۲۲ | ۱۴۱ | ۱۲۷ | ۱۳۳ |
| Ba | ppm | ۲۲ | ۲۲ | ۲۲ | ۲۲ | ۲۲ | ۲۲ | ۲۲ |
| La | ppm | ۱ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ | ۰ | ۱ |
| Yb | ppm | ۱ | ۰ | ۱ | ۰ | ۱ | ۰ | ۰ |
| Eu | ppm | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ |
| Sc | ppm | ۳ | ۱ | ۵ | ۴ | ۸ | ۴ | ۵ |
| V | ppm | ۲۱ | ۴ | ۲۵ | ۹ | ۲۱ | ۱۵ | ۱۴ |
| Pb | ppm | ۳ | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۳ |
| Cu | ppm | ۸ | ۵ | ۲۶ | ۲ | ۴۷ | ۵۰ | ۱۹ |
| Co | ppm | ۱۲۲ | ۱۳۱ | ۱۳۱ | ۱۲۲ | ۷۶ | ۱۲۸ | ۱۲۵ |
| Zn | ppm | ۶۸ | ۶۸ | ۷۰ | ۶۶ | ۶۳ | ۶۹ | ۶۹ |
| Total | wt% | ۹۹,۸۱ | ۹۹,۳۶ | ۹۹,۱۹ | ۹۹,۱۷ | ۹۹,۷۵ | ۹۹,۹۷ | ۹۹,۰۳ |

جدول ۲ نتایج آنالیز نمونه‌های مافیک مجموعه آفیولیتی جنوب صحنه.

| Application | | سنگهای مافیک | | | | | | | |
|--------------------------------|------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sample name & Rock Type | | MX-1 | K-5 | D-4 | D-5 | MS-3 | K-4 | C-1 | G-1 |
| Compound | Unit | MGb | MGb | Gb | Gb | Gb | MGb | Gb | Gb |
| SiO ₂ | wt% | ۵۰٫۶۶ | ۴۹٫۴۷ | ۴۷٫۵۶ | ۴۸٫۷۱ | ۴۰٫۲۷ | ۵۴٫۰۹ | ۴۷٫۴۸ | ۵۱٫۶۷ |
| Al ₂ O ₃ | wt% | ۱۳٫۶۶ | ۱۵٫۳۹ | ۱۶٫۵۳ | ۱۲٫۳۴ | ۲۱٫۴۶ | ۲۰٫۰۴ | ۱۶٫۹۹ | ۱۲٫۷۳ |
| Fe ₂ O ₃ | wt% | ۱٫۹۴ | ۱٫۶۴ | ۱٫۹۰ | ۱٫۶۹ | ۱٫۵۰ | ۱٫۹۶ | ۲٫۱۵ | ۲٫۰۷ |
| FeO | wt% | ۳٫۳۲ | ۲٫۶۷ | ۳٫۸۰ | ۲٫۷۰ | ۱٫۴۶ | ۲٫۲۰ | ۸٫۰۶ | ۶٫۱۷ |
| MgO | wt% | ۱۱٫۷۵ | ۱۲٫۲۹ | ۱۲٫۷۵ | ۱۳٫۴۴ | ۱۶٫۱۸ | ۴٫۶۸ | ۱۰٫۰۵ | ۹٫۳۱ |
| CaO | wt% | ۱۲٫۱۶ | ۱۴٫۹۸ | ۱۳٫۰۶ | ۱۰٫۹۷ | ۱۶٫۲۹ | ۱۰٫۶۳ | ۹٫۵۲ | ۱۲٫۸۱ |
| Na ₂ O | wt% | ۳٫۴۷ | ۱٫۱۲ | ۲٫۰۷ | ۲٫۷۴ | ۰٫۴۵ | ۲٫۷۹ | ۲٫۵۲ | ۳٫۰۵ |
| K ₂ O | wt% | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ | ۰٫۲۲ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰ | ۰٫۱۱ | ۰٫۹۱ | ۰٫۰۲ |
| MnO | wt% | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۸ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۴ |
| TiO ₂ | wt% | ۱٫۴۴ | ۱٫۱۴ | ۱٫۴۰ | ۱٫۱۹ | ۱٫۰ | ۱٫۴۶ | ۱٫۶۵ | ۱٫۵۷ |
| P ₂ O ₅ | wt% | ۰٫۰۲ | ۰٫۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ |
| Cs | ppm | ۲۳ | ۲۹ | ۲۰ | ۲۲ | ۲۰ | ۲۴ | ۱۹ | ۲۳ |
| Ga | ppm | ۱۳ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۲ | ۱۴ | ۱۳ | ۱۰ |
| Mo | ppm | ۲ | ۱ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ | ۱ | ۲ |
| Sn | ppm | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۵ | ۵ | ۴ | ۵ |
| Th | ppm | ۱ | ۴ | ۳ | ۱ | ۴ | ۲ | ۳ | ۳ |
| Ni | ppm | ۱۵۵ | ۲۸۹ | ۱۸۹ | ۲۱۵ | ۱۲۰ | ۱۴۰ | ۷۷ | ۷۸ |
| Rb | ppm | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۲ | ۲ | ۴ | ۱ |
| Sr | ppm | ۱۰۱ | ۱۴۱ | ۱۴۵ | ۱۰۱ | ۱۵۰ | ۱۵۵ | ۲۵۶ | ۱۴۱ |
| Y | ppm | ۱۸ | ۱۰ | ۸ | ۱۷ | ۱۲ | ۱۰ | ۲۳ | ۱۵ |
| Cr | ppm | ۷۱ | ۸۳۶ | ۶۳۳ | ۷۱۹ | ۵۲۰ | ۵۶۰ | ۳۱۲ | ۱۲۸ |
| Zr | ppm | ۴۵ | ۴۹ | ۵۲ | ۵۱ | ۵۰ | ۵۸ | ۹۵ | ۴۶ |
| Nb | ppm | ۳ | ۲ | ۲ | ۱ | ۳ | ۱ | ۱ | ۷ |
| Ba | ppm | ۴۰۸ | ۴۱۰ | ۴۱۲ | ۳۹۸ | ۳۹۵ | ۳۵۱ | ۴۰۰ | ۴۰۳ |
| La | ppm | ۱۳ | ۱۴ | ۱۳ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۳ | ۱۳ |
| Ce | ppm | ۱۱ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۱ | ۱۸ | ۱۱ |
| Nd | ppm | ۰ | ۱ | ۴ | ۲ | ۵ | ۳ | ۶ | ۶ |
| Sm | ppm | ۰ | ۳ | ۱ | ۳ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ |
| Yb | ppm | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ |
| Eu | ppm | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۲ |
| Sc | ppm | ۳۲ | ۳۵ | ۳۳ | ۳۰ | ۲۹ | ۲۸ | ۲۸ | ۳۱ |
| V | ppm | ۱۸۰ | ۱۷۷ | ۱۷۶ | ۱۹۳ | ۱۸۰ | ۱۹۸ | ۱۹۰ | ۱۸۹ |
| Pb | ppm | ۸ | ۴ | ۶ | ۳ | ۵ | ۴ | ۵ | ۸ |
| Cu | ppm | ۱۱۸ | ۸۷ | ۴۵ | ۳۵ | ۳۸ | ۳۶ | ۱۳۳ | ۷۸ |
| Co | ppm | ۵۰ | ۵۱ | ۵۰ | ۴۷ | ۵۳ | ۵۰ | ۴۷ | ۴۸ |
| Zn | ppm | ۲۵ | ۲۲ | ۱۴ | ۱۳ | ۲۰ | ۱۷ | ۴۲ | ۱۱ |
| Total | wt% | ۹۸٫۶۶ | ۹۹٫۱۱ | ۹۹٫۴۵ | ۹۹٫۲۸ | ۹۸٫۶۴ | ۹۸٫۹۸ | ۹۹٫۵۵ | ۹۸٫۱۱ |

سرشت تولییتی ماگمای سازنده پوسته اقیانوسی و قرارگیری ماگمای یاد شده در میدان پشته‌های میان اقیانوسی نوع P از یک طرف و قرارگیری لایه بازیک گابروئی بر گوشته فوقانی اولترامافیک هارزبورژیته در افیولیت‌های جنوب صحنه از طرف دیگر همگی شاهدهی بر این استدلال هستند که گسترش پوسته اقیانوسی قدیمی از نوع پشته‌های گسترشی با نرخ تند (یعنی HOT) بوده است. در چنین شرایطی نرخ صعود دیاپیرهای استنوسفری بالا بوده و در نتیجه شرایط مناسبی برای نفوذ دیاپیرها به سطح بالاتر لیتوسفر و شرایط ذوب بخشی برای تولید ماگمای تولییتی فراهم بوده است. چرا که دیاپیرهایی که دارای نرخ صعود بالا هستند می‌توانند آگونهای تولییتی و پسمانده‌های هارزبورژیته، نظیر آنچه که در منطقه مورد بررسی دیده می‌شود ایجاد کنند.

مراجع

- [۱] کریم‌زاده ع.، "کاربرد داده‌های ژئوشیمیائی (تالیف هاک رولینسون)"، انتشارات دانشگاه تبریز (۱۳۸۱)، ۴۵۹ صفحه.
- [۲] مرادپور ن.، "مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی مجموعه افیولیتی جنوب صحنه (شمال شرق کرمانشاه)"، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، گرایش پترولوژی، دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۸۴)، ۱۶۵ صفحه.
- [3] Best M.G., "Igneous and metamorphic petrology", (2000) Freeman pub, 325 p.
- [4] Braud J., "La Bone du sature Zagros au nivea du Kermanshah (Kurdistan Iranian)": reconstitution paleographique evolution geodynamique magmatique et structural, 1989, (S.G.I.).
- [5] Ghazi A.M, Hassanipak A.A., "Geochemistry of subalkalin and alkan extrusives from the Kermanshah Ophiolite, Zagros Suture Zone", Western Iran: Implications for Tethyan plate tectonics J.Asian Earth Sci, 17, 1999, p319-332.
- [6] Golonka J., "Plate-tectonic map of the phanerozoic", Special publication (SEPM), No72. 2000 p 21-75.
- [7] Hall A, "Igneous petrology", Longman pub, 1990, 551p.
- [8] Nicolas A., "Structures of Ophiolits and Dynamics of Oceanic lithosphere", Kluwer Academic Pub, 1989, 452 p.
- [9] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonic", Springer Pub, 1996, 289p.
- [10] Ricou L.E., "Le metamorphisme au contact des peridotites de Neyriz (Zagros Interne, Iran)": development de skarns a pyroxen. Bulletin of the Society for Geology 13(Fr.Seriec), 1971a, p146-155.

- [11] Stocklin J., "Possible ancient continental margine in Iran.In:Burk, C, A & Drak, C, L (Eds)." The Geology of Continental Margines. Springer, NewYork, 1974, pp, 873-887.
- [12] Takin M., "Iranian geology and continental drift in the Middle East", Nature, 235, 1972, p147-150.
- [13] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman Pub, 1996,.750p.
- [14] Windley B.F., "The evolving continents", Wiley,New York, 1984.