

ژئوشیمی و سنگ شناسی افیولیت‌های سبزوار و ارتباط آن با کانی زائی اقتصادی کرومیت

اردشیر هزارخانی^۱

چکیده

مجموعه کانسارهای کرومیتی سبزوار جزئی از افیولیت‌های خراسان در ۱۷۵ کیلومتری شمال غرب سبزوار می‌باشند که مختصات آنها عبارت است از: طول جغرافیائی ۲۰ ثانیه و ۵۰ دقیقه و ۵۶ درجه و عرض جغرافیائی ۳۰ ثانیه و ۳۵ دقیقه و ۳۶ درجه. مجموعه سنگ‌های تشکیل دهنده این افیولیت‌ها شامل پریدوتیت‌ها (هارزبرژیت، دونیت و لرزولیت)، سرپانتینیت، پیروکسنیت، گابروها و نیز بازه وسیعی از ترکیبات بین بازالت‌ها و آندزیت بازالت‌ها تا ریوداسیت- داسیت، ریولیت و بازانیت‌ها است. در این تحقیق، سنگها مزبور بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیائی خود به تفکیک تقسیم بندی شده، جایگاه تکتونیکی آنها مشخص شد. با توجه به این مطالعات معین شد که سنگ‌های متوسط تا بازیگ این مجموعه دارای خواصی مشابه به جزایر قوسی بوده و واحدهای آنها از نظر ژنتیکی بشدت به هم مرتبط هستند؛ به عبارت دیگر از یک مذاب واحد تفریق حاصل نموده‌اند. این در حالی است که سنگ‌های افیولیتی کاملاً خواص پشته‌های میان اقیانوسی افیولیت‌های نئوتتیس را نشان می‌دهند. بنابر ترکیب شیمیائی و ویژگی‌های این مجموعه می‌توان نتیجه گرفت که این افیولیت‌ها در طول زمان بر اثر ایجاد شکافی باریک ولی عمیق در پوسته اقیانوس تتیس و سپس با تغییر رژیم کششی به فشارشی در تکتونیک ایران زمین به صورت مجموعه‌ای صفحه مانند در پوسته قاره‌ای قبلی جایگزین شده است و در حال حاضر به شکل کالرد ملانژ دیده می‌شوند.

کلمات کلیدی

افیولیت، ایران، الترابازیک، کرومیت

Geochemistry and Petrology of Sabzevar Ophiolite and its relation to Economic Chromite Deposition.

Ardeshir Hezarkhani

Abstract

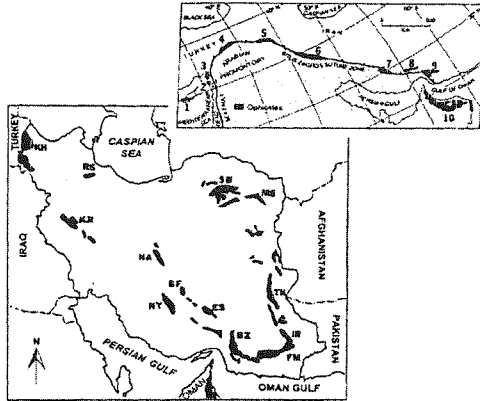
The Sabzevar complex ophiolite as a part of Khorasan ophiolite belt is located in 175 Km Northwestern of Sabzevar (L., 56o 50' 20" and A., 36o 35' 30"). These complexes are including igneous rocks consist of both peridotites (Iherzolite, dunite and harzburgite), serpentinite, gabbros and a volcanic sequence composed of basalts, andesites, rhyolites and basanites. Based on the geochemical characteristics and petrographic observations, the mentioned rocks have been classified both in terms of tectonic settings and the chemistry. According to this research, it is proven that the basic to intermediate igneous rocks are very similar to that of Arc Island type setting rocks, and also very similar to each other in terms of genesis. It means, they are formed from unit melt segregation. But, the ophiolite complexes are very close to that of ocean ridge basalt-like composition, in the

^۱ دانشجویار دانشکده مهندسی معدن، متالورژی و نفت، دانشگاه صنعتی امیر کبیر

extrusive units of Neo-Tethyan. All of this rock units could be the result of the oceanic spreading center development activities, when, through changing the extension regime to the compression one, it could penetrate into the previous continental plate to form colored mélangé.

Keywords

Ophiolite, Iran, Ultrabasic, Chromite



شکل (۱) پراکندگی افیولیت‌های ایران، الف-بالا، ب-پائین [۲]

۲- زمین شناسی ناحیه‌ایی

مجموعه افیولیت سبزوار با حدود ۱۰-۳۰ km عرض و ۱۵۰ km طول در شمال کوچک قاره ایران مرکزی قرار گرفته است. این مجموعه در واقع بزرگترین افیولیت در بین افیولیت‌های قسمت شمالی ایران محسوب می‌شود. تمام افیولیت‌هایی که در این قسمت قرار دارند دارای مشخصات تکتونیکی و ساختاری یکسانی هستند و امتداد آنها به گونه ای است که به عنوان مرز صفحه کوچک قاره ایران مرکزی و صفحه توران عمل میکنند (کوه‌های کپه داغ، شکل (۲)) [۲۲،۲۳،۲۵]. در این قسمت شش رخنمون افیولیتی جداگانه وجود دارد که هر کدام از آنها ویژگی خاص خود را نشان می‌دهند، به عنوان مثال مجموعه‌های فریمان و تربت بزرگترین واحداولترابازیکی و سرپانتینی را دارند و افیولیت کاشمر بزرگترین مجموعه دایک های ورقه ایی را دار است [۲۲].

در بین این شش مجموعه افیولیتی، افیولیت سبزوار کامل ترین مقطع را از یک افیولیت نشان می دهد. به نظر می رسد که این افیولیت قسمتی از شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس (در واقع همان اقیانوس سبزوار) باشد که در زمان کرتاسه پایینی باز و در همان دوره نیز بسته شده است [۱۰،۱۱،۲۲]. در پالئوزوئیک زیرین به احتمال قوی در انتهای اردوئیسین و ابتدای سیلورین سنگ‌های قدیمی‌تر از زون، تحت تاثیر کافتینگ‌های شدید قرار گرفته که افت فشار در امتداد این کافت ها باعث ذوب سنگ‌ها ی عمیق منطقه با ترکیب بازیک تا الترابازیک گشته است [۲،۴،۵].

۱- زمین شناسی افیولیت‌های ایران:

افیولیت‌های ایران قسمتی از کمربند افیولیت خاور میانه و مربوط به تتیس هستند. این کمربند افیولیت‌های خاور میانه و مدیترانه (به عنوان مثال افیولیت‌های یونان، ترکیه و قبرس) را به افیولیت‌های شرقی آسیا مانند افیولیت‌های پاکستان و تبت وصل می‌کند. شکل (الف- ۱) پراکندگی افیولیت‌های ایران را نشان می‌دهد. بر اساس سن و فراوانی، افیولیت‌های ایران را به دو گروه تقسیم کرده‌اند [۶،۷]: افیولیت‌های با سن پالئوزوئیک که دارای فراوانی کمتر، و افیولیت‌های با سن مزوزوئیک که دارای فراوانی بیشتر هستند. بر اساس مکان جغرافیایی آنها، می توان افیولیت‌ها را به چهار گروه طبقه بندی کرد:

- ۱- افیولیت‌های شمالی ایران در امتداد رشته کوه‌های البرز
 - ۲- افیولیت‌های زون کوهزایی زاگرس که شامل افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز است که گمان می رود با افیولیت‌های عمان در ارتباط باشند، شکل (ب-۱) [۳۰،۳۲،۳۶]
 - ۳- افیولیت‌های پیوسته ناحیه مکران، که شامل افیولیت‌های دار انار، بندزیارت، مختار آباد ... است
 - ۴- افیولیت‌ها و کالرد ملانژهایی که در مرز بلوک ایران مرکزی قرار گرفته اند که این دسته شامل افیولیت‌های شهر بابک، نائین، بافت و سبزوار می‌باشد [۳۰،۳۲،۳۶]
- در یک تقسیم بندی دیگر [۲،۳،۵] با استفاده از برداشت‌های صحرایی، افیولیت‌های ایران در سه گروه تقسیم شده است:

- ۱- افیولیت‌های با سن پروتروزوئیک که به صورت جداگانه ایی دارای رخنمون هایی در لبه‌های کوچک قاره ایران مرکزی هستند
- ۲- افیولیت‌های با سن ژوراسیک آغازی که در امتداد رشته کوه‌های البرز در شمال ایران قرار گرفته اند
- ۳- افیولیت‌های با سن ژوراسیک پایانی که دارای فراوانی بیشتری هستند.

جدول (۱) خلاصه ایی از انواع سنی، ویژگی های زمین شناسی، تکتونیکی و خواص ژئوشیمیایی افیولیت‌های ایران را بیان می کند.

جدول (۱) خلاصه ایی از ویژگی های افیولیت های ایران [۲۰۴]

Region	Ophiolite complex	Formation age (Ma)	Emplacement age (Ma)	Remarks
North-Northwest	Khoy	98-103 (Ar/Ar) ¹²	98-96 (Ar/Ar) ¹	Complete sequence exposed; Harzburgite, E-MORB, E-MORB ¹
	Rasht	Pre Jurassic ²	(?)	Paleo-Tethys remnant ²
Zagros	Kermanshah	(?)	Post-Campanian ³ Pre-Maastrichtian	Highly dismembered Harzburgite, IAT, OIB ⁴
	Saltan	86-3 ⁵	(?)	Highly dismembered Harzburgite ⁵
	Neyriz	93-95 Ma (Ar/Ar) ⁶	89 Ma (Ar/Ar) ⁶	Harzburgite, MORB (?), IAT ⁷
South-Central	Naren	Cretaceous (?)	Pre-Paleocene	Harzburgite -therzolite, small ocean basin around Lut Block ¹⁷
	Shahr-Habak	120 Ma (Ar/Ar) ¹¹	Pre-Paleocene	Harzburgite -therzolite, IAT ^{15, 16} , small ocean basin around Lut Block
	Bafq-Aspandaghat	Early Cretaceous ⁸	Pre-Paleocene	Harzburgite, IAT ¹⁵ , MORB, small ocean basin around Lut Block (?)
Mazran	Band-e-Zeyarat/Dar Anar	180-166 (Ar/Ar) ^{16, 19}	Early Paleocene	Harzburgite, E-MORB and IAT ^{18, 19, 20} , back arc marginal basin (?) around Lut Block
	Ganj	135 (K/Ar) ²⁷	Early Paleocene	Mainly volcanic sequences related to Band-e-Zeyarat ophiolite, basaltic to rhyolitic ¹⁷
	Remeshk/Mohtaj Abad	Late Jurassic - Early Cretaceous ¹⁷	Early Paleocene	Harzburgite, E-MORB and IAT ^{17, 19, 20, 28} , back arc marginal basin (?) around Lut Block
	Jansharha	Late Cretaceous	Pre-Paleocene	Back arc marginal basin
East-Northeast	Fanni-Makusan	Late Cretaceous	Pre-Paleocene	Back arc marginal basin
	Lehendi-Kureh	Late Cretaceous	Pre-Paleocene	Mainly Harzburgite, MORB-IAT ¹⁵ , small ocean basin around Lut Block
	Zabzevar	Late Cretaceous	Pre-Paleocene	Harzburgite, IAT chemistry ^{21, 22, 23, 25} , small ocean basin between Central Iranian Microplate and Asian Blocks
	Mashhad	Pre Jurassic ²⁴	(?)	(?)

۴- ردیف گابروها: این ردیف که بلافاصله بر روی پیروکسنیت‌های بالایی ردیف قبلی ظاهر می‌شود، از گابروهای لایه‌ای که با لایه‌های روشن و تیره تشکیل شده است. رنگ متفاوت این لایه‌ها به علت تفاوت در میزان پلاژیوکلازهای این لایه‌هاست. در این ردیف افق‌های گابرویی توده‌ای فاقد ساخت لایه‌ای نیز وجود دارند. این نوع گابروها دارای بافت دانه‌ای پگماتیته بوده، اندازه بلورهای کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و پلاژیوکلازها در آن تا حدود ۲۰ سانتیمتر نیز می‌رسد.

در برخی از این لایه‌ها، افق‌هایی از پیروکسنیت و نیز افق‌هایی کم ضخامت از دونیت پلاژیوکلاز دار دیده می‌شود. ترک‌تولیت و آنورتوزیت در این ردیف کم و بیش به چشم می‌خورد در بعضی موارد شروع ردیف گابرویی با ترک‌تولیت است بر روی ردیف‌های مذکور و بلافاصله پس از ردیف گابرویی ردیفی از سنگ‌های دگرگونی ظاهر می‌شود که قسمت عمده آن (بیش از ۸۰ درصد) از آمفیبولیتها و شیستهای سبز تشکیل یافته است. در میان این آمفیبولیتها سنگ‌های دگرگونی از نوع مرم‌های و لاستونیت دار و سایر انواع مرم‌های دگرگونی به صورت نوارهایی به ضخامت ۵ تا ۲۰ متر و یا بیشتر دیده می‌شود.

سنگ‌های افیولیتی سبزواری که قبل از پرمین چین خورده و دگرگون شده‌اند مجدداً در تریاس فوقانی تحت تأثیر نیروهای زمین ساختی قرار گرفته و شکسته شده‌اند و در محل شکستگی‌ها کافت‌های جدید ایجاد شده است [۳۰، ۳۷، ۳۹]. سنگ زیربنای این کافتها همان سنگ‌های اولترابازیک و بازیک

هجوم ماگماهای حاصل از این نوب در کافتها، در حجمی زیاد و تفریق آن باعث به وجود آمدن سنگ‌های اولترابازیک و بازیک متعددی گشته که ردیف سنگ شناختی آنها در منطقه عبارت است از:

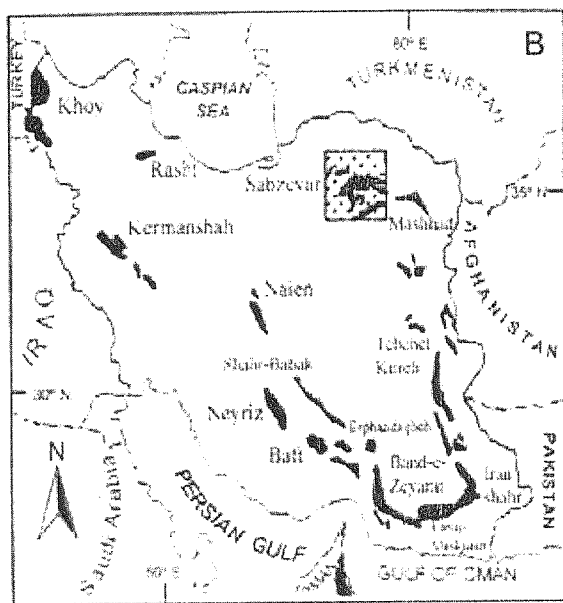
- ۱- زیرین‌ترین سنگ‌های اولترابازیک این منطقه از دونیتها و هارزبورژیتها تشکیل می‌شود که به طور متناوب با ریتم خاصی تکرار می‌گردند. بعضی نقاط کمی لرزولیت و وبستریت در قسمتهای بالایی این سری یافت می‌شود
- ۲- در بسیاری از نقاط منطقه ردیف قبل به تدریج به ردیفی از سنگ‌های اولترامافیک تبدیل می‌شود که مشخصه آن عبارت است از تناوب توده ای شکلی از دونیت، هارزبورژیت، لرزولیت، پیروکسنیت و الیون پیروکسنیت. در این سنگها نسبت کانیهای الیون، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن دائم در تغییر است.
- ۳- ردیف دونیت و هارزبورژیت فوقانی که بر روی افق پیروکسنیت قرار دارد؛ این ردیف ضخیم با تناوبی از دونیتها و هارزبورژیت و کمی لرزولیت مشخص می‌شود. افق‌های متعددی از کرومیت توده‌ای و در بعضی حالات نواری در این ردیف ها تشکیل شده است. لایه بندی در این سری بسیار نامحسوس بوده و تغییرات از دونیت به هارزبورژیت بسیار تدریجی است. دونیتها و هارزبورژیت‌های این افقها در قسمت بالایی به تدریج به تناوبی از دونیت و هارزبورژیت و پیروکسنیت تبدیل می‌شوند که لایه لایه بوده و تفاوت لایه‌ها در میزان نسبی پیروکسن‌های مختلف و الیون می‌باشد.

سرپانتینی شدن این توده‌های الترامافیک شده است. تداوم حرکات تکتونیکی بعدی همچنین باعث در هم ریختن رسوبات دوران دوم به همراه سرپانتینیت‌ها شده و آمیزه‌ای به وجود آورده‌اند که آن را بسیاری از موالفین آمیزه رنگین نامیده‌اند [۳۲،۳۴،۳۹].

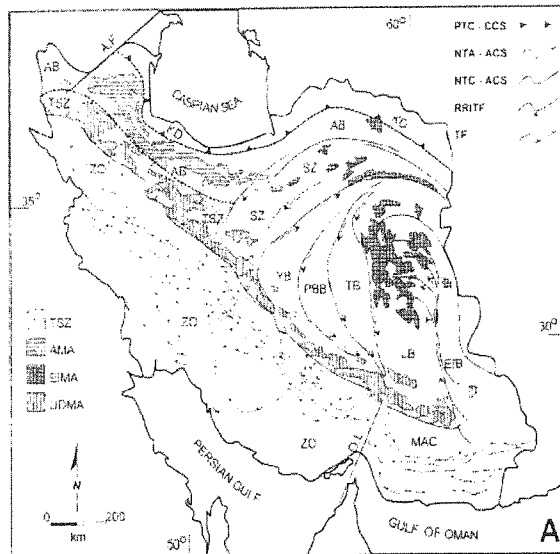
۳- توده‌های کرومیتی سبزوار در مقیاس ناحیه‌ای

با توجه به نقشه‌های زمین شناسی ناحیه (شکل (۳)) و بررسی های صحرایی مشخص می‌شود که در شمال و شمال شرقی ایران در بین ۵ تا ۶۰ درجه طول شرقی و ۳۵ تا ۳۷ درجه عرض شمالی، بین شاهرود و فریمان، توده‌های بزرگی از سنگ‌های آذرین قرار گرفته اند (که در اصل می توانند مولد تمام تغییرات رخساره ای و دگرسانی در ناحیه باشند). این توده‌ها در بررسی های سر زمین نشان دادند که محتوی تعداد زیادی توده‌های کرومیت به شکل رشته‌ها و عدسی‌های بزرگ و کوچک می‌باشند.

توده‌های آذرین این ناحیه در جهت تقریباً شرقی - غربی کشیده شده‌اند و مهمترین سنگ‌های آنها اولترامافیک‌ها می‌باشند. توده‌های کرومیت به صورت نامنظم و لیکن با تمرکز معین در این سنگ‌ها پخش شده‌اند. مقدار ذخیره آنها که غالباً به کلی استخراج شده است، متغیر است. توده اولترابازیک آذرین گفته شده دارای تقریباً ۵۰ km عرض و ۵۰ km طول است. در بخش شمالی این توده، ارتفاعات جغتای که بزرگترین قله آن ۲۲۰۰ متر ارتفاع دارد، بوسیله



شکل (۳) نقشه پراکندگی افیولیت های ایران با تاکید بر منطقه مورد مطالعه [۴،۱۵].



شکل (۲) عناصر اصلی تکتونیکی ایران: AB کمر بند البرز، AF گسل ارس، EIMA کمر بند ماگمایی البرز، EIMA کمر بند ماگمایی غرب ایران، KD زون کپه داغ، MAC مکران، NRITF گسله غیر چرخشی انتقالی میان قاره ای، OL خط عمان، NTA-ASC زون کوهزائی قوسی تنیس، PBB بلوک پشت بادام، PRITF گسله چرخشی انتقالی میان قاره ای، SZ زون سبزوار، TB بلوک طبس، YB زون تبریز-ساوه، UDMA قوس ماگمایی ارومیه-دختر، ZC بلوک یزد، ZO کوهزائی زاگرس [۴،۶].

است و بر روی آن در منطقه کافتها، گدازه‌های بالشی بازالتی تشکیل شده‌اند. همراه این گدازه‌ها ضخامت زیادی از سنگ‌های آواری (مانند ماسه سنگ) به صورت مجموعه فلیشی رسوب نموده است [۳۷،۳۸،۳۹]. در این مجموعه فلیشی گدازه‌ها به صورت افق‌های مکرر تشکیل شده و همراه این گدازه‌ها و در نزدیکی بلافاصل آنها رسوبات سیلیسی (رادیولاریت) و ماسه سنگ‌های قرمز و آهک‌های پلاژیک دیده میشود (آهک ها واجد فسیلهای اندکس گلوبوترو نکانا هستند). ردیف این سنگها در تمامی دوران دوم از تریاس بالایی تا کرتاسه بالایی در این کافتها تشکیل می‌شده‌اند. پس از کرتاسه بالایی حرکات کوهزایی باعث بسته شدن و چین خوردن این کافتها شده به طوری که ردیف سنگ‌های مذکور دگرگون شده‌اند. در حین این تحولات، قطعاتی از سنگ‌های الترامافیک و مافیک قدیمی تر که بستر این کافتها را تشکیل می‌داده‌اند، به طور تکتونیکی میان آنها تزریق شده و به صورت بلوک‌هایی که از هر طرف با گسل محدود می‌شوند در میان آنها رانده شده‌اند [۱۷]. فعالیت های هیدروترمالی بعدی باعث

دشت ترکمن از دامنه‌های شرقی رشته کوه البرز که بخشی از آن نیز از توده‌های اولترابازیک تشکیل شده است، جدا می‌شود. توده‌های اولترابازیک این رشته نیز احتمالا دارای توده‌های کرومیتی است ولی تاکنون در آن محل اکتشافات و مطالعاتی صورت نگرفته است. در قسمت غربی، سنگ‌های اولترابازیک بوسیله رسوبات مزوزوئیک و در قسمت جنوبی بوسیله کنگلومراهای جوان و واریزه‌های جوانتر پوشیده شده است و از همان محل کویر لوت شروع می‌شود. سنگ کروم یعنی کرومیت این ناحیه از نوع متراکم پوست پلنگی و نواری است و کانسار کروم به شکل عدسی و توده‌های خطی تشکیل شده است. مهمترین توده‌های کشف شده که برخی از آنها تا بحال بطور کامل استخراج شده است، در منطقه فرومد (واقع در ۴۰ کیلومتری شمال غربی عباس آباد سبزوار که ۴۰ کیلومتر با ایستگاه آزاد و رواق در مسیر راه آهن تهران - مشهد فاصله دارد) واقع شده است. کرومیت این منطقه در داخل دونیت‌های سرپانتینی شده قرار گرفته و به صورت عدسی‌های نامنظم یا لوله‌ای شکل و همچنین قطعات لایه مانند دیده می‌شود و غالبا در اثر تکتونیک وضع نامنظمی پیدا کرده اند. در برخی نقاط توده‌های بزرگ و کوچک موازی هم تشکیل شده‌اند که حدود ۱۰ تا ۳۰ متر طول و چندین متر عرض دارند. استخراج توده کرومیت به صورت روباز انجام می‌شود و مقدار Cr_2O_3 در آنها به ۴۸ تا ۵۰ درصد می‌رسد. استخراج کرومیت تا بحال در نقاط زیر انجام گرفته است: گفت، قنداویز و سرور و چندین توده محلی کوچک.

۴-۱- سنگ شناسی :

۴-۱-۱- سنگ‌های نفوذی در مقیاس ناحیه‌ای

با توجه به آنچه ذکر شد، سنگ‌های پلوتونیک افیولیت سبزوار هم شامل سنگ‌های بازیک است و هم سنگ‌های اولترابازیک که سنگ‌های اولترابازیکی آن نیمی از کل مجموعه افیولیت را تشکیل می‌دهند. ترکیب کانی شناسی هارزبورژیت‌های تیبیک آن به صورت زیر است:

۲۰-۱۵٪ ارتوپیروکسن، ۵-۰٪ کلینوپیروکسن در داخل ۸۰-۷۰٪ ماتریکس ریز دانه اولیوینی، ۲-۱٪ اسپینل و ۱۰-۵٪ پرفیروکلاست های اولیوین. ترکیب اولیوین آنها بیشتر به صورت Fo90 است [۵].

پرفیروکلاست های ارتوپیروکسن دارای تیغه‌هایی از پیروکسن با کلسیم بالا است که خود مبین یک حالت تعادل مجدد می‌باشد. نبود این تیغه‌ها در حاشیه پرفیروکلاست،

نشان دهنده زون بندی در ترکیب ارتوپیروکسن است. توده‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی اغلب از نظر کانی شناسی و بافتی شبیه هم هستند و گاه شامل کروم-اسپینل هایی به شکل دانه‌های ائوهدرال نیز می‌شوند. اگر چه دونیت در این سنگ‌ها کمتر به چشم می‌خورد، ولی از لحاظ دانه بندی نسبت به دیگر سنگ‌ها، دارای نظم بیشتری است. ۹۹-۹۵٪ ترکیب آن را اولیوین تشکیل می‌دهد و دانه‌های اندکی از ارتوپیروکسن و مگنتیت نیز در آنها دیده شده است. اغلب سنگ‌ها حداقلی مراحل از سرپانتینی شدن را از خود نشان می‌دهند که در آنها لیزاردیت، کریزوتیل، بروکیت و مقدار کمی مگنتیت دیده می‌شود. همچنین کریزوتیل‌هایی با بافت دندانه شانه‌ای دیده می‌شود که گمان می‌رود از اولیوین های غنی از Mg حاصل شده است. لیزاردیت ها نیز از سرپانتینی شدن ارتوپیروکسن‌ها و با پزودومورف‌های بعد از انستاتیت و پرونزیت بدست می‌آید.

سنگ‌های پوسته‌ای آن شامل توده‌های پراکنده گابرو است که به نظر می‌رسد قطعاتی از یک واحد بزرگتر بوده که به صورت تکتونیک جدا و پراکنده شده‌اند. با در نظر گرفتن هدف از این مطالعه و همچنین ژئوشیمی منطقه، گابروها به دو دسته گابروهای سطح پایین و گابروهای سطح بالا تقسیم شدند. گابروهای سطح پایین شامل گابروهای نواری انباشته، نوریت و لوکوگابرو می‌باشند. گابروهای سطح بالا تغییرات بیشتری را از خود نشان می‌دهند. قسمت اصلی آنها سنگ‌های غیرانباشتی با بافت زونومورفیک است که شامل گابروهای هورنبلند دار، هورنبلند پگماتوئید و گابروهای اورالیتی شده است.

۴-۲- سنگ‌های خروجی در مقیاس ناحیه‌ای

سنگ‌های خروجی افیولیت سبزوار شامل روانه‌های توده‌ای است که رخنمون هایی به صورت بلوکی دارند و در قسمت هایی از آن نیز گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند. بازالت ها و گدازه‌های بالشی آندزیتی بازالتیک در حد وسیعی آلتزه شده‌اند ولی هنوز ساختار آذرین خود را حفظ کرده‌اند. در نمونه‌های دستی این سنگ‌ها، حفره‌های کوچکی دیده می‌شود که توسط زئولیت و کربنات ها پر شده‌اند. در بسیاری از قسمت‌ها گدازه‌های بالشی دارای میان لایه‌هایی از کنگلومرا هستند. کنگلومراها به صورت تکه‌هایی از گدازه‌ها، خرده آهک های حاوی فسفیل های آبهای سطحی و عمیق، تکه‌های ژاسپر قرمز رنگ و چرت است. بلوک های آهکی و چرتی آن دارای ابعاد متفاوتی از چندین متر تا دهها متر است. یک گروه از آندزیت های بازالتی دارای بافت تراکیتی با

فنوکریست هایی از پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک ماتریکس پلاژیوکلاز میکرولیتی است. آندزیت های بازالتی پرفیری شامل فنوکریست های پلاژیوکلاز به صورت جداگانه یا به صورت دسته‌هایی بهم چسبیده در ماتریکس پلاژیوکلاز میکرولیتی است. در کنار این واحد بازالتی، چندین واحد داسیت، ریوداسیت و ریولیت به چشم می‌خورد. همچنین یک واحد کوچک از گدازه‌های جریان‌های فلسیت های خاکستری و صورتی نیز دیده می‌شود. قسمت اعظم این سنگ‌ها پرفیری است با فنوکریست های پلاژیوکلاز، هورنبلند و مقدار کمتری کلینوپيروكسن در یک ماتریکس ریزدانه. علاوه بر آن تعدادی توده بازالتی نیز در این مجموعه به چشم می‌خورد. این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری و ریز دانه هستند، بافت پرفیری دارند و ترکیب آنها بیشتر شامل پلاژیوکلازهای کلسیک، هورنبلند و لوسیت به عنوان فلسپاتوئید اصلی است.

بطور کلی پهنه افیولیتی منطقه با روند عمومی جنوب شرقی-شمال غربی از واحد های زیر پدید آمده است.

۱- مجموعه اولترابازیکی،

۲- سری سنگ‌های ولکانیک، بازالت بالشی به‌مراه چرت رادیولایت و آهک پلاژیک،

۳- سری سنگ‌های رسوبی(ولکانوسدیمنت)،

۴- سنگ‌های دگرگونه منطقه.

در این پهنه‌های آذرین، مانند آنچه در قبل نیز ذکر شد، مجموعه سنگ‌های اولترابازیکی آن مانند اغلب افیولیت‌ها از سنگ‌های پریدوتیت و نفوذی تشکیل شده است. سنگ‌های پریدوتیت آن از توده‌های هارزبورژیتی است که ستون فقرات زون افیولیتی به شمار می‌آیند که در بخش‌های گسترده به صورت یکنواخت و بدون آمیختگی با دیگر سنگ‌ها دیده می‌شود و تنها پدیده سرپانتینی شدن را با شدت و ضعف متفاوت در آنها می‌توان مشاهده کرد. در بعضی قسمت‌ها رخنمون‌هایی از سنگ‌های دونیتی نمایان شده است. سرپانتینیت‌های کنونی، حاصل دگرسانی دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های اولیه‌اند که به همراه خود دارای لنزهای کرومیتی هستند. ولی سنگ‌های نفوذی آن درون هارزبورژیتی، توده‌های گابرویی کوچک و بزرگ نمایان می‌شوند. این گابرو ایزوتروپ است و حالت لایه‌ایی ندارد و در برخی جاها دارای ساختار پگماتیتی است. مرز میان گابروها و هارزبورژیت‌ها در برخی جاها گسله است. افزون بر این می‌توان از گابرو دیوریتی، کوارتز دیوریت، دیوریت، تونالیت و گرانیت نیز نام برد.

بازالت‌های بالشی به‌مراه چرت رادیولایت و آهک پلاژیک در افق‌های خاصی بر روی هارزبورژیت‌ها، که دارای کلاهک‌هایی سنگی از گداز های بالشی هستند، دیده می‌شوند. این کلاهک‌ها بی ریشه اند و با هارزبورژیت‌های زیرین همبندی خرد شده‌ای دارند. در یک ترادف افیولیتی واقعی، میان هارزبورژیت و بازالت بالشی، واحد های دیگری مانند گابرو و دیاباز با چند کیلومتر ضخامت دیده می‌شوند که در اینجا همگی آنها حذف شده‌اند. با بیانی دیگر واحد یاد شده از کنتاکت گدازه‌های بالشی همراه با سنگ‌های دیابازی دیده شده و بر روی هارزبورژیت، رانده شده‌اند. وجود ساخت بالشی نشان دهنده آن است که فواران بازالتی در ژرفای آب انجام گرفته است. و اما سکانس ولکانوسدیمنت آن دارای زمان کرتاسه بالایی است. این ترادف بعنوان بخشی از کمپلکس افیولیت شمرده می‌شود. واحد ذکر شده از آگلومرا و گدازه برشی، گدازه توده ای آندزیتی بازالتی و آهک های پلاژیک صورتی رنگ تشکیل شده است. در جنوب این منطقه، گسترش هارزبورژیت ها تنها در پنجره‌های تکتونیکی برونزد دارد. بزرگترین این پنجره‌ها را در قسمت شرقی منطقه، در منطقه روستای چاه یابو می‌توان مشاهده کرد. در بخش شمالی نوار افیولیتی رخنمون دگرگونه به عرض ۴ و طول ۳۰ کیلومتر دیده می‌شود. سنگ‌های دگرگونه این منطقه بیشتر در کوه‌های چیلی رخنمون دارند. این سنگ‌های دگرگونه در همبری جنوبی به یک نوار باریک کالرد ملانژ و در همبری شمالی به ولکانیک های آندزیتی ائوسن محدود می‌شود. بخش اعظم سنگ‌های دگرگونه را متاولکانیک ها، کلریت - اپیدوت شپست، سرپسیت - کلریت شپست و کوارتز- کلریت شپست تشکیل می‌دهند. افزون بر سنگ‌های یاد شده، یک توده نسبتا بزرگ گرانیتی و چند آپوفیر کوچک در درون مجموعه دگرگونه نفوذ کرده است.

این گرانیت‌ها در بر گیرنده مسکویت و فلسپات آلکان فراوان هستند و از نظر بافتی گنایس مانند هستند. همسان با همین گرانیت نیز در بخش های سرشار از کوارتز در جنوب کوه چیلی یافت می‌شود. سنگ‌های دگرگونه میان کوه‌های گوین و چیلی تپه ماهوری اند. د رکوه چیلی سنگ‌های دگرگونه درجه بالا تری را به‌مراه سرپانتینیت ها می‌بینیم. این سنگ‌ها بطور کلی آمفیبولیت و گنایس هستند. فزون بر توده گرانیتی، چند گنبد داسیتی کوچک و بزرگ نفوذی نیز در این منطقه دیده می‌شود. این داسیت ها به نسبت جوان هستند و هیچ اثری از دگرگونی را از خود نشان نمی‌دهند. به نظر می‌رسد که داسیت های یاد شده متعلق به ولکانیسم جوانتر از ائوسن باشد. در این منطقه تعداد فراوانی توده

کرومیتی دیده شده است که تعداد زیادی از آنها استخراج شده‌اند.

۵- بافت شناسی کرومیت‌ها

از مطالعه بافت‌های ماگمایی کانه نتیجه‌گیری می‌شود که کرومیت در محیط متلاطم ماگمایی تشکیل شده و علت عدم گسترش افقی لایه‌ها نیز بدان علت است. این تلاطم می‌تواند به دلیل تغییر در سرعت جریانهای همرفتی، تزریق ماگما و تغییر ترکیب ماگمای تزریق شده باشد. بافت‌های مختلف این کرومیتها فقط معلول حوادث ماگمایی نیست، بلکه حوادث دگرگونی و دگرذیسی تغییرات عمده‌ای در آنها ایجاد نموده است. بر اساس این مطالعه، در ناحیه گفت دیده می‌شود که لایه‌ای کرومیتی و کم عیار، در اثر چین خوردگی و تبلور مجدد پر عیار شده و تمام زمینه سیلیکاتی بین دانه‌های کرومیت را به طور مکانیکی به بیرون رانده و دانه‌های مجزای کرومیت دوباره به هم چسبیده‌اند. رشد ثانویه این بلورها، باعث تشکیل کرومیت توده‌ای پر عیار شده است. با شناخت شیوه این چین خوردگی و جهت آنها است که می‌توان در اکتشاف زیرزمینی توده‌های کرومیتی، عدسیه‌های پر عیار کرومیت‌دار را در بخشهای فوقانی چین‌ها ردیابی نمود. بایستی توجه داشت که دگرگونی و دگرذیسی از این نوع که باعث تبلور مجدد کرومیت و الیوین می‌شود، در درجات حرارت و فشارهای زیاد (فشار بیش از ۱۰ کیلو بار و حرارت بیش از ۱۰۰۰ درجه) صورت می‌گیرد و در این شرایط سنگها تقریباً حالت پلاستیکی دارند [۱۰، ۲۷، ۳۳، ۳۴].

نوعی دیگر از دگرذیسی‌ها که در این کرومیت‌ها قابل بررسی می‌باشد، دگرذیسی‌هایی است که به هنگام عملکرد حرکات تکتونیکی گسل‌های بزرگ منطقه و در نتیجه سرپانتینی شدن توده‌های الترامافیک صورت می‌گیرد. در این نوع حرکات، سنگهای الترامافیک سرپانتینی شده و در کرومیت تغییر کمی صورت می‌گیرد، ولی به علت آنکه کرومیت جسمی است شکننده و سرپانتینیت جسمی است پلاستیکی که می‌تواند جریان یابد، نوع دگرذیسی در این دو متفاوت بوده و منجر به قطعه قطعه شدن کرومیت در زمینه سرپانتینیت شده و توده‌ای که قبلاً یکپارچه بود، گسسته می‌شود و همراه جریان پلاستیکی سرپانتینیت به اطراف می‌رود. این تغییرات شکلی در بافت کرومیت‌های منطقه کاملاً مشهود می‌باشد. مطالعه پدیده‌های دگرگونی این نوع حرکات بسیار جالب بوده و درخور توجه است زیرا از روی نوع کانی‌های دگرسانی تشکیل شده در سرپانتینیت‌ها اغلب می‌توان پی به وجود کرومیت برد، به عنوان مثال تشکیل

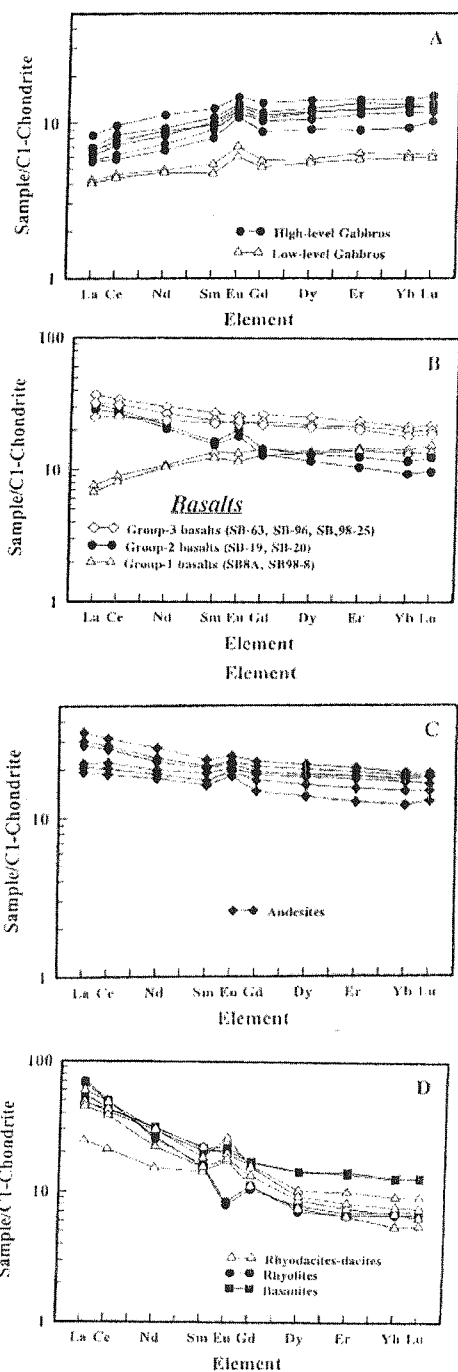
رگه‌های منیزیت. ارتباط این دو بدان خاطر نیست که حتماً هرچا منیزیت وجود دارد کرومیت نیز هست، بلکه بدان علت است که در حین حرکات گسل‌های اصلی فاز سیال CO_2 دار موجود در سنگها متحرک شده و سنگها را در می‌نوردد و از آنجا که لایه‌های کرومیت شکننده هستند به طرف آنها هجوم می‌آورند و هر آنچه از سیلیکات‌های منیزیم در بین دانه‌های کرومیت وجود دارد تبدیل به محلول منیزیم‌دار نموده و در شکافهای اطراف به صورت کربنات و هیدروکربنات منیزیم رسوب می‌دهد. علت دیگر آن است که مقدار MgO موجود در سنگ‌های اطراف کرومیت بالاترین مقدار است و به همین جهت مقدار منیزیت و هیدرومنیزیتی که در رگه‌های اطراف کرومیت‌ها تشکیل می‌شود بسیار زیاد است.

۶- ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

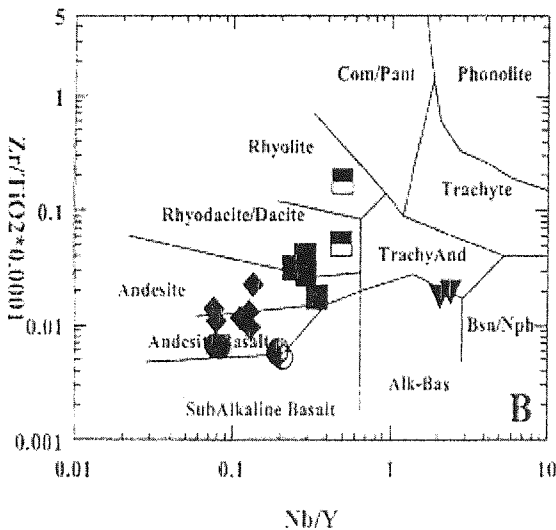
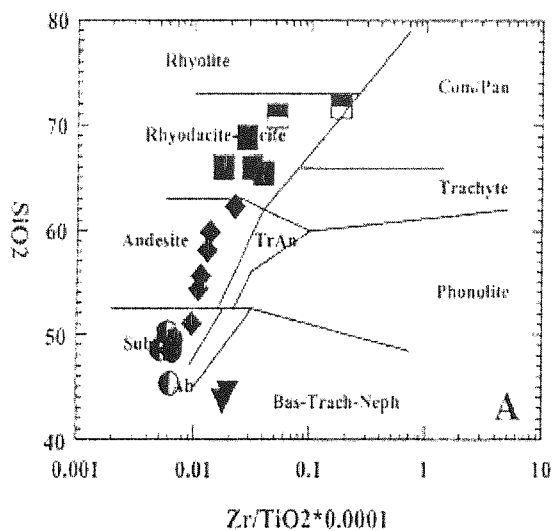
در جدول (۲) آنالیز نمونه‌هایی از سنگ‌های آذرین دیده می‌شود. در هارزبورژیت‌ها نسبت Mg (نسبت مولار) برابر $0.81 - 0.80$ است، در افیولیت کرمانشاه [۱۳] و خوی [۱۴] این نسبت برابر $0.92 - 0.91$ ، و در افیولیت ترودوس در قبرس و سی مایل در عمان نیز این مقدار به ترتیب برابر 0.91 و 0.92 است [۶، ۷، ۸، ۹، ۱۴، ۲۷]. این مقدار اندکی که برای افیولیت سبزوار بدست آمد است احتمالاً به دلیل فقیر بودن هارزبورژیت‌های آن از Mg بوده است. گابروهای انباشتی افیولیت سبزوار دارای بازه وسیعی از تغییرات است. به عنوان مثال مقدار SiO_2 در آنها بین $50.6 - 40.5\%$ در تغییر است و مقدار Al_2O_3 آن نیز بین $20 - 11\%$ متغیر است (جدول (۲)). مقدار Mg برای این گابروها برابر $0.62 - 0.5$ است در حالی که این مقدار برای افیولیت‌های کرمانشاه برابر $0.85 - 0.66$ ، برای افیولیت بند زیارت برابر $0.76 - 0.42$ و افیولیت خوئی $0.78 - 0.6$ است [۶، ۷، ۸، ۱۴، ۲۷]. سنگ‌های خروجی افیولیت سبزوار تحت آلتریشن زیر دریایی و دگرگونی هیدروترمال درجه پایین قرار گرفته‌اند. این فرایند‌ها باعث از دست دادن عناصر اصلی آنها مانند آلکالی‌ها مانند K ، Na شده است، پس نمی‌توان از دیاگرام‌های آلکالی-سیلیکا و یا AFM استفاده کرد، که در آنها از اکسید عناصر اصلی برای تعیین ویژگی شیمیایی سنگ‌ها استفاده می‌شود. فرایند آلتریشن ممکن است که بعضی خواص عناصر فرعی آنها را نیز تحت تاثیر قرار دهد. ترکیب عناصر اصلی از بازالت‌ها نشان دهنده تغییرات زیادی از بازالت‌های تیپیک ساب آلکالن تولئی‌ایتی تا بازالت‌های آندزیتی افیولیت‌ها در محیط‌های اقیانوسی است که دارای $K_2O \geq 1.0\%$ می‌باشند [۲۸، ۲۹، ۳۵، ۳۷]. دیگر سنگ‌های خروجی دارای مقدار

بالتری از K_2O هستند که بین $1/2$ تا $2/7$ % تغییر می‌کند، که احتمالاً منشاء ماگماتیک غیر اقیانوسی را برای آنها افزایش می‌دهد [۸، ۱۴، ۳۷]. برای بررسی ویژگی ژئوشیمیایی، ترکیب منشاء و تکنیک محیط افیولیت‌ها از عناصری استفاده شد که گمان می‌رفت در شرایط آلتريشن و دگرگونی، غیر متحرک و پایدار هستند. بر اساس نمودارهای $SiO_2 - Zr/Ti$ ، سنگ‌های خروجی افیولیت سبزوار به چهار

دسته تقسیم می‌شوند (شکل ۴-۴). دسته اول، داسیت و ریوداسیت، که این سنگ‌ها دارای مقدار بالایی از SiO_2 (۶۷-۷۹٪) و مقدار بالایی از Zr/Ti هستند. دسته دوم آندزیت‌هایی هستند که بازه بزرگی از تغییرات را برای SiO_2 از خود نشان می‌دهد. دسته سوم گروه‌های مختلفی از بازالت‌ها هستند که مقدار SiO_2 در آنها



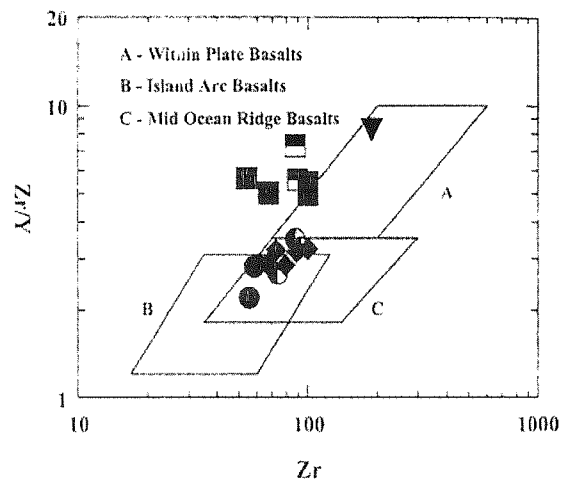
شکل (۴) الگوهای REE نرمال شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های پوسته افیولیت سبزوار.



شکل شماره ۴-۴ (A) دیگرام های $Ti - Zr - SiO_2$ (برگرفته از [۲۸، ۲۹]) ژئوشیمیایی که پلات خروجی‌ها را نشان می‌دهد. (B) دیگرام های $Zr - Ti - Nb - Y$ که توزیع ژئوشیمیایی را برای سه نوع خروجی نشان می‌دهد (بر اساس جدول ۴-۲). لوزی‌های توپر، آندزیت - مربع‌های توپر، ریوداسیت، داسیت - مربع‌های نیمه پر، ریولیت - مثلث‌های معکوس، بازالت‌ها - دایره‌های توپر، بازالت‌های گروه ۱ - مثلث‌ها، بازالت‌های گروه ۲ - دایره‌های نیمه پر، بازالت‌های گروه ۳.

بین ۲۲-۴۱٪ در تغییر است و سر انجام دسته چهارم که بازائیت‌هایی هستند با کمترین مقدار SiO_2 برابر ۴۴-۴۰٪. Nb/Y-Zr/Ti نیز چهار گروه سنگ‌های خروجی را به ما نشان می‌دهد (شکل ۴-B). دسته اول نمودار سنگ‌هایی است که بین محدوده آندزیت‌ها با داسیت-ریوداسیت‌ها پلات شده است. دسته دوم سنگ‌هایی که در حد وسیعی در ناحیه انتقالی بین آندزیت‌ها و بازالت‌های آندزیتی پلات شده است. دسته سوم سنگ‌های خروجی که بازه وسیعی از نسبت Nb/Y را از خود نشان می‌دهند و در محدوده بازالت‌های آندزیتی و بازالت‌های ساب‌آلکان پلات شده‌اند و سر انجام دسته چهارم، سنگ‌های خروجی هستند که ویژگی شیمیایی سنگ‌های تراکی آندزیت و بازائیت‌ها را از خود نشان می‌دهند. البته بخوبی می‌توان آنها را از ریوداسیت-داسیت-ریولیت و بازائیت‌ها تفکیک کرد. چرا که آنها در خارج از محدوده‌های ذکر شده قرار گرفته‌اند.

با مقایسه الگوهای حاصل از REE (شکل ۶) روشن شده است که بازالت‌های گروه یک مشابه N-MORB و بازالت‌های گروه دو مشابه الگوی E-MORB است [۱۸،۱۹]. البته بازالت‌های گروه سه نیز دارای الگوی E-MORB هستند، که می‌توان آنها را با آنومالی منفی Nb نشان تمیز داد [۱۴،۱۵،۱۶]. مقدار شیب زیاد و فرورفتگی عمیق در نمودارهای REE، ویژگی مشخصی از سنگ‌های خروجی



شکل (۵) دیاگرام Zr/Y در مقابل Zr [28,29] که محیط‌های تکتونیکی هر کدام از بازالت‌ها را نشان می‌دهد. دایره‌های توپر، بازالت‌های پشته‌ای-لوزی‌های توپر، بازالت‌های توده‌ای. A=بازالت‌های داخل صفحه‌ای، B=بازالت‌های جزایر قوسی و C=بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی [۲۰،۲۱،۲۲،۲۶]. علائم مانند شکل (۴).

است که تحت تاثیر پوسته قاره‌ای و محیط‌های آتشفشان‌های قوسی قرار گرفته‌اند و نشان دهنده تقریق و عدم توانایی در نگهداری این عناصر در طول ذوب بخشی در پوسته فروراست [۱۴،۳۷،۳۸،۳۹].

بنابراین بر اساس دیاگرام‌های رسم شده، معلوم می‌شود که سنگ‌های خروجی حاصل از تقسیم مذاب‌هایی است که در محیط‌های کف اقیانوس‌ها و آتشفشان‌های قوسی شکل، تولید شده‌اند و دقیقاً مشابه بازالت‌های تولی ایتی جزایر قوسی است. الگوهای ریوداسیت-ریولیت‌ها و بازائیت‌ها نیز دارای آنومالی مثبت بزرگی از Nb هستند. از روی این الگوها می‌توان نتیجه‌گیری کرد که ریوداسیت-ریولیت‌ها از یک مذاب مشابه تشکیل شده‌اند و با مذابی که باعث تولید بازائیت‌ها شده، فرق داشته است. شکل (۶) الگوی نرمال شده نسبت به کندریت را برای REE در تمام سنگ‌های پوسته‌ای در اقیانوس سبزوار نشان می‌دهد. شکل ۶A الگوی نرمال شده را برای سنگ‌های گابروی نشان می‌دهد که آنومالی مثبت Eu را از خود نشان می‌دهند و بیان‌کننده سنگ‌هایی با مقدار بالای پلاژیوکلاز است. مقدار Eu/Eu^* و $(\text{La/Sm}) N$ برای گابروهای پایینی به ترتیب برابر ۱/۱ و ۰/۷۳ است. در حالی که این مقدار برای گابروهای بالایی برابر ۱/۱۷ و ۰/۵۳ است. حال با استفاده از این اعداد می‌توان کانی‌شناسی گابروها را توجیه کرد [۳۷].

شکل (۶-B) الگوی نرمال شده را برای بازالت‌ها و دیاباز نشان می‌دهد. بر این اساس بازالت‌ها به ۳ گروه تقسیم شده‌اند که توضیح آنها قبلاً گفته شد. گروه اول بازالت‌هایی هستند که الگوی آنها مشابه N-MORB است. در این گروه $\text{Eu/Eu}^* = ۰/۹۶$ و نسبت $(\text{La/Sm}) N = ۰/۵۲$ است. آنومالی منفی Eu/Eu^* نشان دهنده این است که بازالت‌ها از مایعی تشکیل شده‌اند که گابروها قبلاً از آن تشکیل شده بودند [۱۴،۱۵]. بازالت‌های گروه ۲ و ۳ دارای خاصیت عکس بازالت‌های گروه یک هستند. به عنوان مثال بازالت‌های گروه ۲، غنی‌شدگی LREE را از خود نشان می‌دهند، به گونه‌ای که نسبت Eu/Eu^* و La/Sm در آنها به ترتیب برابر ۱/۳ و ۱/۸ است. در بازالت‌های گروه ۳ این نسبت $\text{Eu/Eu}^* = ۱/۵$ و $\text{La/Yb} = ۱/۰$ است. شکل‌های C, D الگوهای سنگ‌های خروجی و آندزیتی را نشان می‌دهد. در حالت کلی هر دوی این سنگ‌ها دارای غنی‌شدگی LREE هستند، ریوداسیت-داسیت‌ها دارای غنی‌شدگی بیشتری از LREE هستند، به گونه‌ای که در آنها $\text{Eu/Eu}^* = ۱/۳$ و $\text{La/Yb} = ۵/۵۷$ است. ولی در ریوداسیت‌ها این آنومالی برابر ۰/۳ است. تهی‌شدگی شدید

جدول (۲): آنالیز نمونه های سنگی افیولیت سبزواری اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر نادر بر ppm

Sample	Andesites						Rhyodacite-Rhyolites-Basaltics										Harzburgites	
	SB-42	SB-34	SB-36	SB-75	SB-83	SB-84	SB-18	SB-38	SB-39	SB-74	SB98-10	SB98-11	SB98-22	SB98-23	SB-33	SB-42	SB-95	
SiO ₂	58.1	55.6	59.3	51.3	62.7	54.3	65.9	65.9	69.7	65.9	71.8	70.8	44.8	43.6	59.8	41.1	42.0	
TiO ₂	0.55	0.54	0.48	1.13	0.47	0.72	0.32	0.3	0.29	0.29	0.08	0.17	0.97	1.47	0.02	0.03	0.02	
Al ₂ O ₃	16.7	15.6	15.6	16.9	16.6	15.8	17.8	14.8	14.8	17.3	16.1	15.6	18.1	14.1	9.81	12.6	2.8	
Fe ₂ O ₃	6.22	6.25	6.19	7.41	5.09	6.28	3.97	3.37	2.87	2.62	3.03	1.33	7.21	8.51	8.78	8.28	8.7	
MnO	0.68	0.68	0.1	0.1	0.07	0.65	0.12	0.05	0.07	0.1	0.16	0.14	0.11	0.11	0.12	0.1	0.11	
MgO	3.44	3.73	3.3	6.3	1.27	3.42	1.46	1.39	1.14	0.71	0.57	0.47	7.8	8.1	24.7	42.3	38.5	
CaO	2.75	3.66	3.08	7.04	3.06	8.33	2.28	2.77	1.69	2.73	1.45	1.04	9.71	7.98	0.65	1.22	2.4	
Na ₂ O	0.67	0.89	0.3	4.82	3.95	3.5	6.92	5.33	2.8	5.59	6.12	5.41	7.19	7.88	1.13	1.14	0.15	
K ₂ O	2.01	3.34	3.74	1.44	1.89	2.91	3.89	3.52	1.68	1.85	3.53	3.34	2.34	2.49	0.03	0.04	0.1	
P ₂ O ₅	0.16	0.13	0.1	0.24	0.06	0.36	0.17	0.14	0.14	0.17	0.18	0.15	0.15	0.35	0.01	0.01	0.01	
Cl	1.32	8.88	1.8	3.84	2.96	3.4	1.98	1.33	1.43	3.26	0.5	0.79	1.71	2.79	1.6	4.73	7.4	
Total	99.0	98.0	99.3	99.0	99.8	98.6	100	98.7	99.4	99.1	99.2	99.9	98.6	99.6	99.6	99.1	100.5	
Mg#	0.35	0.38	0.34	0.44	0.19	0.35	0.27	0.29	0.29	0.22	0.38	0.26	0.52	0.48	0.84	0.83	0.81	
Rb	8.8	58.2	70	20.2	28.2	21.5	44.3	18.5	18.6	26.1	80.2	74.2	27.4	9				
Sr	174	801	448	540	241	406	310	225	261	804	969	533	515	589				
Y	22.7	21.8	23.2	30.0	28.1	27.7	20.2	9.88	13.4	38.2	16.1	12	22.7	23				
Zr	72.2	61.6	66.6	99.5	89.1	78.9	69.7	53.7	67.2	99.7	60.3	87.9	189	191				
Nb	2.87	2.37	1.77	3.98	3.76	2.16	6.53	3.27	3.95	5.26	7.4	5.8	74	48				
Ha	181	199	150	170	155	107	204	270	187	456	311	519	43.2	49				
Hf	1.56	1.6	1.77	2.4	2.5	2.16	2.62	1.23	1.54	2.47	3.09	2.16	3.7	8.7				
Ta	1.14	1.07	2.29	1.3	0.91	1.38	1.44	2.01	1.83	2.06	2.21	2.17	1.18	1.3				
Pb	1.7	3.66	1.81	1.9	2.27	3.45	3.8	2.73	8.25	2.4	16.1	16.2						
Th	0.92	2.12	0.77	1.01	0.78	1.02	4.25	4.62	8.23	5.04	5.2	5.24	1.47	1.6				
U	0.3	0.8	0.22	0.33	0.31	0.42	0.51	0.21	0.31	0.52	3.51	2.81	0.42	0.6				
V													156	139				
Cr																		
Co							56.3	48.2	55.4	71.2	42.5	42.6	42.3	42				
Ni							31.2	39.8	39.8	18.2			22.8	28				
Cu													38.5	43.1				
Zn								59.2	61.2	41.2	58.2	82.7	92.9	45.1				
La	5.19	4.57	4.88	8.06	7.11	6.7	11.4	5.8	10.7	14.1	16.7	16.4	11.6	13	0.76			
Ce	13.5	11.4	12.4	19.1	17.2	16.4	26.1	12.9	23.5	29.7	30.7	29.8	24.9	26.6	1.76			
Nd	9.26	8.18	8.7	12.7	11	10.4	14.3	7.11	10.3	14	14.8	12.4	13.8	14.6	0.33			
Sm	2.89	2.43	2.6	3.51	3.2	3.1	3.38	2.19	2.37	2.8	2.98	2.52	3.29	3.32	0.15			
Eu	1.18	1.05	1.13	1.3	1.3	1.25	1.13	1.01	1.04	1.5	0.89	0.46	1.2	1.27	0.09			
Gd	3.79	2.96	3.5	4.59	4.27	3.95	3.29	2.3	2.74	3.18	2.1	2.16	3.46	3.4	0.11			
Dy	4.53	3.42	4.05	8.41	8.03	4.7	2.62	1.9	2.2	2.36	1.8	1.99	3.61	3.67	0.2			
Er	2.86	2.06	2.51	3.36	3.18	3	1.66	1.08	1.24	1.36	1.09	1.14	2.28	2.37	0.1			
Yb	2.82	2.02	2.48	3.22	3.08	2.95	1.56	0.92	1.16	1.29	1.14	1.2	2.14	2.19	0.24			
Lu	0.41	0.32	0.37	0.48	0.46	0.45	0.23	0.14	0.15	0.19	0.17	0.18	0.33	0.32				
(Ba/Th)	1.1	1.2	1.16	1.08	1.09	1.1	3.03	1.88	0.26	1.55	0.65	0.59	1.09	1.14	0.49			
(La/Sm)N	1.09	1.15	1.14	1.1	1.16	1.12	2.05	1.61	1.75	3.07	3.1	3.97	2.15	2.39	0.01			
(La/Yb)N	1.22	1.39	1.3	1.65	1.53	1.5	4.81	4.16	6.09	7.22	9.67	9.02	3.58	3.92	2.09			

Sample	Gabbros										Basalts						BHVO	
	SB-15A	SB-20	SB-25	SB-41	SB-5	SB-6	SB-89	SB98-15	SB-19	SB-20	SB-63	SB-8A	SB-96	SB98-25	SB98-8	Meas.	Recom.	
SiO ₂	50.2	48.7	50.5	50.3	51.6	49.6	50.6	50.6	49.4	48.6	48.3	49.4	48.3	46.8	49.9	49.9	49.9	
TiO ₂	0.38	0.52	0.69	0.16	0.61	0.49	0.34	0.34	0.4	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	
Al ₂ O ₃	15.5	15.6	15.8	16.6	15.4	14.9	13.4	13.4	14.6	14.7	14.7	14.7	14.7	14.7	14.7	14.7	14.7	
Fe ₂ O ₃	8.3	7.34	7.63	6.23	8.02	8.45	8.01	9.66	12.4	10.5	12.1	12.2	10.2	12.1	12.3	12.3	12.3	
MnO	0.16	0.11	0.13	0.12	0.13	0.14	0.11	0.16	0.2	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	
MgO	9.1	9.2	8.55	10.1	8.36	7.69	13.8	9.7	10.4	11.8	11.8	11.8	11.8	11.8	11.8	11.8	11.8	
CaO	10.3	11.3	10.5	8.9	10.7	8.38	10.5	12.3	12.3	12.3	12.3	12.3	12.3	12.3	12.3	12.3	12.3	
Na ₂ O	2.27	1.81	4.55	2.98	3.9	4.64	3.24	2.77	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	
K ₂ O	0.21	0.17	0.28	0.98	0.17	0.57	0.45	0.28	0.66	0.21	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	
P ₂ O ₅	0.04	0.18	0.16	0.1	0.18	0.17	0.08	0.04	0.21	0.04	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	
Cl	2.1	2.19	2.1	2.51	1.82	2.09	1.26	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	
Total	98.6	98.7	98.8	99.1	98.8	100.9	99.6	101.5	98.9	98.9	99.7	99.9	99.9	98.6	100.4	100.6	100.6	
Mg#	0.52	0.58	0.52	0.61	0.51	0.47	0.52	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	
Rb	8.8	4.5	0.8	3.7	2.21	11.2	1.22	14.4	8.86	8.83	8	9.07	2.8	7.1	9.8	9.7	9.7	
Sr	210	305	134	261	51.6	120	40.1	193	455	131	404	108	437	169	311	420	420	
Y	12	6.2	16.2	8.2	17.0	22.6	7.11	8.1	24.6	23.8	23.4	25	27.6	28.7	26.8	28.8	28.8	
Zr	69	34.6	52.3	13.2	1.82	2.09	1.26	2.8	30.4	31.9	43.8	2.1	5.9	8.6	14.5	19.0	19.0	
Nb	0.6	0.6	1.9	3.8	2.08	2.6	3.68	3.68	2.05	2.06	2.71	1.7	2.49	2.5	1.75	4.51	4.78	
Hf	0.6	0.6	0.62	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	
Ta	0.5	0.17	1	0.33	1.34	0.52	0.73	0.58	0.63	0.97	1.2	1.17	1.2	1.23	1.22	1.16	1.16	
Pb	0.41	0.23	0.48	0.13	0.38	0.21	0.28	0.23	0.67	0.2	1.41	0.45	0.28	0.28	0.23	2.05	2.05	
Th	0.23	0.67	0.39	0.25	0.38	0.21	0.23	0.23	1.29	1.08	0.75	0.4	0.68	0.68	0.68	1.05	1.23	
U	0.21	0.2	0.1	0.05	0.1	0.1	0.1	0.1	0.22	0.51	0.3	0.2	0.42	0.22	0.43	0.49	0.41	
V	91.8	163	121	136	89	203	86	222	185	203	268	232	131	228	257	319	317	
Cr	218	198	255	287	362	318	203	362	175	119	267	267	217	261	243.4	289	291	
Co	43.4	76.5	58.4															

بخشی صفحه فرو رو رخ داده است. البته در تعدادی از این سنگ‌ها تهی شدگی Ti دیده می‌شود و این در حالی است که غنی شدگی Zr نیز نمایان است. این تحول می‌تواند نتیجه تغییرات شدید فوگاسیته اکسیژن fO₂ در نتیجه تشکیل فازهای اکسیژن خواه اولیه باشد.

۷- نتیجه گیری

با توجه به بررسی های میکروسکوپی، ژئوشیمیایی و زمین ساختی افیولیت‌های سبزوار می‌توان نتیجه گرفت:

- ۱- کانی اصلی معادن فوق، مگنزیم کرومیت $MgCr_2O_4$ و با ناخالصی های سرپانتین (آنتی گوریت $(MgSi_2O_5(OH)_4)$ می‌باشد.
 - ۲- توده اصلی این افیولیت‌ها از بخش جبه منشأ داشته و شامل هارزبورژیت، دونیت و سرپانتینیت می‌باشد.
 - ۳- تراکم شبکه رگه‌های منیزی می‌تواند در پاره‌ای موارد ما را به سمت وجود کانسار کرومیت رهنمون شود.
 - ۴- سنگ‌های آذرین با منشأ پوسته ای شامل گابرو، دیاباز، بازالت های بالشی و گروه‌هایی از سنگ‌های اسید و حد واسط در منطقه دیده می‌شود.
 - ۵- توده‌های گابرویی خیلی فراوان نیستند و تنها به صورت مجموعه‌های منفکی از گابرو-ثوریت، گابرو و پگماتوئید پراکنده دیده می‌شوند.
 - ۶- سنگ‌های ولکانیکی منطقه از نظر پترولوژیکی شامل سه گروه بازالتی، ریولیتی و بازالتیتی می‌باشند.
 - ۷- با توجه به بررسی های پترولوژیکی و شیمیایی، حد اقل سه منشأ:
- الف) بازالت های گروه اول (شیبه N-MORB)
- ب) بازالت های گروه دوم که دارای آنومالی مثبت برای یورپوم (Eu) بوده و از عناصر نادر سبک بسیار غنی می‌باشند
- ج) گروه سوم بازالت ها که نسبت به عناصر نادر سبک کمی غنی شدگی نشان می‌دهند.
- ۸- افیولیت‌های سبزوار از نظر ترکیب شیمیایی شبیه سایر افیولیت‌های ایران شامل خوی، کرمانشاه و ... می‌باشد که خود نشان دهنده ترکیب شبیه به (MORB) برای تمام آنها است و در یک محیط کافتی اقیانوسی گسترده است و با توجه به مطالعه و ارزیابی کلی توده‌های کرومیتی منطقه مشخص شد که متاسفانه بخش عمده کرومیت ها تا کنون استخراج شده‌اند و بجز توده‌های کوچکی در نزدیکی گت و سرور، توده‌های اقتصادی عمده ای گزارش نشده است.

۹- در افیولیت‌های سبزوار همچنین سنگ‌های آذرین دیگری دیده می‌شوند که ترکیبی شبیه به (MORB) ندارند، این واقعیت می‌تواند دال بر تفاوت شیمیایی در گوشته فوقانی مولد این سنگ‌ها در حین پالس های ماگماتی باشد (جزایر قوسی).

۸- منابع

- [۱] Aftabi, A., Fathi, G., 1992. Geology and mining potential of the ophiolitic belt of Kamroud and Shahr-Babak (in Farsi). Mining and Metals 50, 60-74.
- [۲] Alavi, M., 1991. Tectonic Map of the Middle East. Geological Survey of Iran, Scale 1:5,000,000, 1 Sheet.
- [۳] Alavi, M., 1992. Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran. Tectonics 11, 360-370.
- [۴] Alavi, M., 1996. Tectonostrigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. Journal of Geodynamics 21, 1-33.
- [۵] Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K., Lasemi, Y., 1997. Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. Geological Society of America Bulletin 109, 1563-1575.
- [۶] Arvin, M., Robinson, P.T., 1994. The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, southwest of Kerman, Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 31, 824-834.
- [۷] Campbell, K., Ghazi, A.M., LaTour, T., Hassanipak, A.A., 1999. Geochemistry, petrology and tectonics of the Shahr-Babak ophiolite, SE Iran. Geological Society of America Southeastern Section, Abstracts with Programs 31, 9.
- [۸] Coleman, R.J., 1977. Ophiolite, Springer, New York, p. 229. Coleman, R.J., 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. Journal of Geophysical Research 86, 2495-2782.
- [۹] Desmons, J., Beccaluva, L., 1983. Mid-oceanic ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran: paleogeographic implication. Chemical Geology 39, 39-63.
- [۱۰] Dilek, Y., Delaloye, M., 1992. Structure of the Kizildag ophiolite, a slowspread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. Geology 20, 19-22.
- [۱۱] Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., Grundvig, S., 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): implications for the Neotethyan ocean. Geological Society of America Bulletin 111, 1192-1216.
- [۱۲] Drake, M.J., 1975. The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. Geochimica et Cosmochimica Acta 39, 55-64.
- [۱۳] Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., 1999. Geochemistry and petrology of subalkaline and alkaline extrusives of Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, SW Iran. Journal of Asian Earth Sciences 17, 319-332.
- [۱۴] Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Duncan, R.A., Hogen, L.G., Mahoney, J.J., 1997a. Geochemistry, ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and preliminary isotopic analyses of the Khoy ophiolite, northwestern Iran, [abs.]: Eos (Transactions, American Geophysical Union), 79, F654.
- [۱۵] Ghazi, A.M., Chatham, B., Hassanipak, A.A.,

- International Geological Congress, Part D, pp. 221-234.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer, New York, pp. 873-887. [۲۲]
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication No. 42, pp. 313-345. [۲۳]
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature* 235, 147-150. [۲۴]
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-34. [۲۵]
- نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ سبزوار توسط سازمان زمین شناسی کشور. [۲۶]
- سلیمانی، مهرداد: بررسی نهشته‌های کرومیتی ایران و مقایسه زایشی آنها با نهشته‌های شناخته شده دیگر، سمینار کارشناسی ارشد. دانشگاه صنعتی امیرکبیر، معدن، ۱۳۸۲. [۲۷]
- کره ای و همکاران، طرح اکتشاف مواد معدنی با استفاده از داده‌های ماهواره ای ژئوفیزیک هوایی (سبزوار)، سازمان زمین شناسی کشور ۱۳۷۸. [۲۸]
- علوی تهرانی، نورالدین: مجموعه سنگهای افیولیتی در ایران، انتشارات سازمان تحقیقات زمین شناسی و معدنی کشور ۱۳۵۸. [۲۹]
- Mahoney, J.J., Duncan, R.A., 1999. A petrogenetic investigation of the Khoy ophiolite, NW Iran: implications for Tethyan magmatism and ophiolite genesis, RIDGE Field School: The Troodos Ophiolite and Mid-Ocean Ridge Processes: Abstract and Field School Notes, Larnaca, Cyprus, July 1999, p. 13. [۳۰]
- Gladney, E.S., Roelandts, I., 1988. 1987 compilation of elemental concentration data for USGS BHVO, MAG, QLO-1, RGM-1, Sco-1, SDC-1, SGR-1 and STM-1. *Geostandards Newsletter* 12, 253-362. [۳۱]
- Glennie, K.W., Hughes Clarke, M.W., Boeuf, M.G.A., Pilaar, W.F.H., Reinhardt, B.M., 1990. Inter-relationship of Makran-Oman Mountains Belts of convergence. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, Geological Society of London Special Publication No. 49, pp. 773-786. [۳۲]
- Hanson, G.N., 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *Reviews in Mineralogy* 21, 79-97. [۳۳]
- Haynes, S.J., Reynolds, P.H., 1980. Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement. *Nature* 283, 561-563. [۳۴]
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-547. [۳۵]
- Jenner, G.J., 1996. Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical and nomenclature and analytical geochemistry. In: Wyman, D.A., (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, Geological Association of Canada, Short Course Notes No. 12, pp. 51-78. [۳۶]
- Lensch, G., 1980. Major element geochemistry of the ophiolites in northeastern Iran. In: Panayiotou, A., (Ed.), *Ophiolites, Proceedings to International Ophiolite Symposium*, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department, Republic of Cyprus, pp. 398-401. [۳۷]
- Lensch, G., Mihm, A., Alavi-Tehrani, N., 1977. Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/Khorasan (Iran). *Neues Jahrbuch Fur Geologie un Palaontologie Monatshefte* 131, 156-178. [۳۸]
- Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gass, I.G., 1986. The ophiolite of Northern Oman. *Geological Society of London Memoir* No. 11, 178. McCall, G.J.H., 1985. [۳۹]
- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15, 517-531. [۴۰]
- Middlemost, E.A.K., 1977. The basalt clan. *Earth Science Review* 1, 51-57. [۴۱]
- Pallister, J.S., Knight, R.J., 1981. Rare earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. *Journal of Geophysical Research* 86, 2673-2697. [۴۲]
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters* 19, 290-300. [۴۳]
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth Planetary Science* 23, 251-285. [۴۴]
- Sahandi, R., 1993. Geological Maps of Sabzevar Quadrangle: Geological Survey of Iran, Scale 1:250,000, 1 Sheet. [۴۵]
- Sarkarnejad, K., 1994. Petrology and tectonic setting of the Neyriz ophiolite, southeast Iran. In: Ishiwatari, A., Malpas, J., Ishizuka, H. (Eds.), *Circum-Pacific Ophiolites, Proceedings of 29th*