



IRANIAN SOCIETY of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

Vol. 11, No. 2, 1382/2003 Fall

IRANIAN JOURNAL of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

Mineralogical studies in Razdar ultramafic – mafic complex (South of Kerman province)

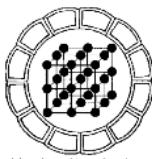
H. Ahmadipour

Dept. of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar Univ. of Kerman.
E-Mail: Hahmadi@mail.uk.ac.ir

(received: 27/7/2002, received in revised form: 29/6/2003)

Abstract: Razdar ultramafic–mafic complex is located in south of Kerman province and contains ultramafic (dunite with chromitite, lherzolite, wehrlite, websterite and olivine websterite) and mafic (gabbro) rocks. The most important minerals in this complex are olivine, chromospinel, orthopyroxene, clinopyroxene, plagioclase and amphibole. Mineralogical studies indicate that chemical composition of these minerals from lower to upper parts of Razdar complex has distinctive variation. That is, with variation of rocks from ultramafic to mafic, Mg-contents in ferromagnesian minerals decrease and the minerals become more mafic. Comparision of chemical composition of major minerals in Razdar with other ultramafic association in the world reveals that ultramafic part of Razdar complex likely belongs to upper mantle that has been emplaced in present position by major faults.

Keywords: *Ultramafic rocks, Chromitite.*



بررسی کانی شناسی مجموعه اولترامافیک - مافیک رزدر (جنوب استان کرمان)

حمید احمدی پور

دانشگاه شهید باهنر کرمان - دانشکده علوم - گروه زمین شناسی.

پست الکترونیکی: Hahmadi@mail.uk.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۱/۵/۵ ، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۲/۴/۸)

چکیده: مجموعه اولترامافیک - مافیک رزدر واقع در جنوب استان کرمان از نظر سنگ شناسی شامل سنگهای اولترامافیک (دونیت، کرومیتیت، لرزولیت، ورلیت، وبستریت و الیوین و بستریت) و سنگهای مافیکی همچون گابرو است. مهمترین کانیهای این مجموعه را الیوین، اسپینل، ارتوبیروکسن، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل داده‌اند. بررسی‌های کانی شناسی نشان داد که ترکیب شیمیایی این کانیها در مجموعه رزدر از بخش‌های پائین تا بالا تغییرات محسوسی را نشان می‌دهد، به طوری که با تغییر ترکیب سنگها از اولترامافیک به مافیک، ترکیب کانیها از منیزیم فقیرتر شده و به سمت مافیک تغییر می‌کند. مقایسه ترکیب شیمیایی کانیهای اصلی مجموعه رزدر با مجموعه‌های اولترامافیک شناخته شده در جهان، نشان می‌دهد که بخش اولترامافیک مجموعه رزدر می‌تواند احتمالاً بخشی از گوشه‌های فوقانی باشد که به وسیله گسلهای عمیق، به صورت یک تراشه در موقعیت فعلی قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: سنگهای اولترامافیک، کرومیتیت.

مقدمه

توده اولترامافیک- مافیک رزدر در فاصله ۱۲۰ کیلومتری جنوب شهرستان بافت (از استان کرمان) و در منطقه اسفندقه (۲۵ کیلومتری جنوب شرقی روستای دولت آباد از توابع بافت)، قرار گرفته است. این توده از شمال با یک مرز مشخص زیر مجموعه‌های سرگز- آبشور [۱] متعلق به دگرگونی‌های زون سنندج- سیرجان و از جنوب با یک مرز گسلی در کنار آمیزه رنگین شیخ عالی قرار دارد. هدف از این مقاله بررسی کانی‌شناسی و تغییرات ترکیب کانیها در این مجموعه است و نیز با استفاده از این داده‌ها سعی شده است تا خاستگاه توده رزدر مورد بررسی قرار گیرد.

روش بررسی

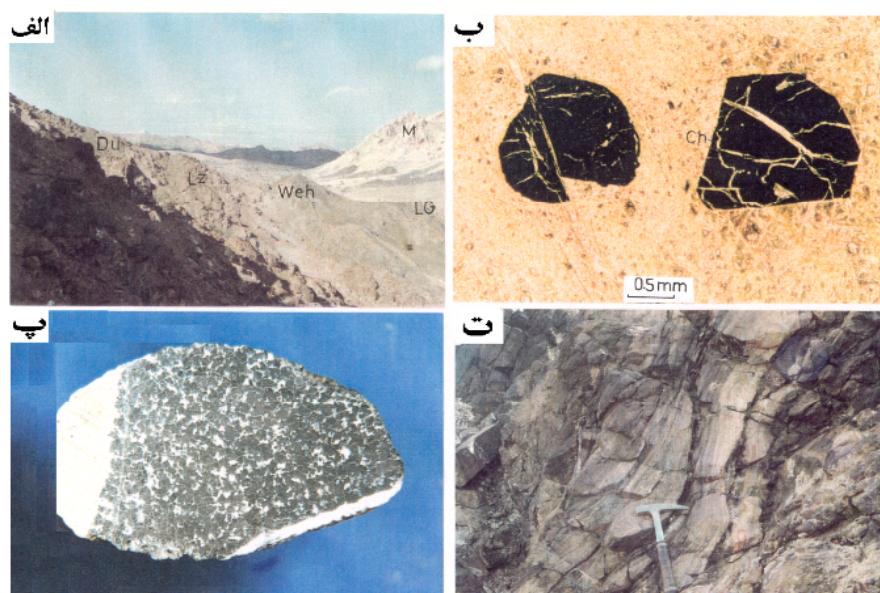
در این بررسی پس از کارهای صحرایی و تهیئة نقشه‌ای با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰، نمونه‌برداری صورت گرفت و سپس از نمونه‌ها مقاطع نازک صیقلی تهیه و کانیهای مختلف مورد بررسی میکروپروب قرار گرفتند. این بررسی‌ها با استفاده از یک دستگاه میکروسوند الکترونی CAMEBAX SX50 در دانشگاه ژوسيوی پاریس صورت گرفت، و طی آن درصد وزنی اکسیدهای عنصر اصلی و نیز Cr_2O_3 , NiO در کانیها اندازه‌گیری شدند. زمان اندازه‌گیری برای اکسیدهای عنصر اصلی ۱۰ ثانیه و برای عناصر فرعی ۲۰ ثانیه بوده است.

زمین شناسی

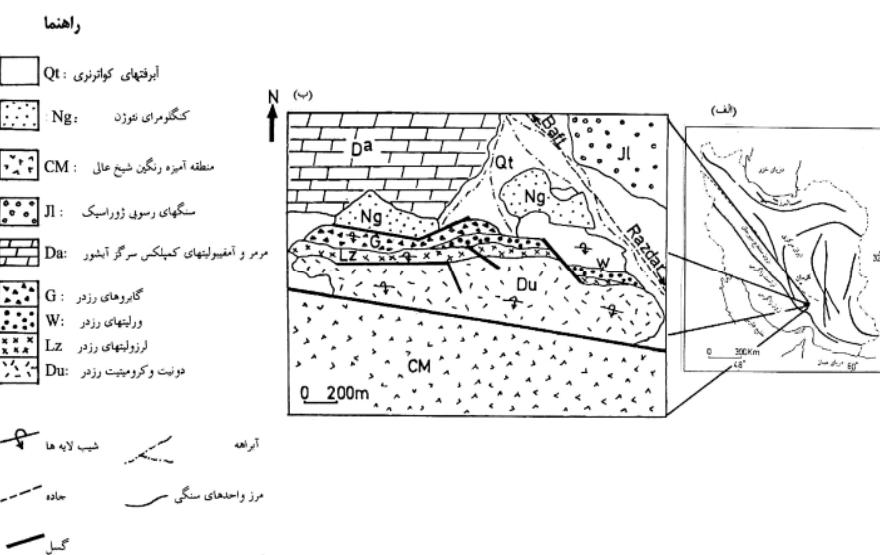
تابلو ۱ توالی سنگ شناسی موجود در مجموعه رزدر را نشان می‌دهد. در این منطقه واحدهای سنگی زیر را می‌توان مشاهده کرد:

الف) آمیزه رنگین که شامل سنگهای رسوبی، آذرین و دگرگونی شامل سرپانتینیت، گلوكوفان شیست، شیل، ماسه سنگ و آهکهای پلازیک است. این آمیزه رنگین با یک گسل وارون در کنار توده اولترامافیک- مافیک رزدر قرار گرفته است. راستای این گسل تقریباً شرقی- غربی است و شبیه آن به سمت جنوب است (شکل ۱).

ب) دگرگونی‌های زون سنندج- سیرجان که در شمال توده رزدر قرار گرفته‌اند و مرز آنها با آبرفت پوشیده شده است. واحد مورد نظر در این منطقه حاوی آهکهای دگرگون شده و لایه‌ای است که حاوی میان لایه‌هایی از آمفیبولیت می‌باشد. این سنگها در منطقه اسنده است که حاوی نامگذاری شده‌اند [۱]. لایه‌های مجموعه مورد نظر با راستای نام مجموعه‌های سرگز- آبشور نامگذاری شده‌اند [۱]. لایه‌های مجموعه رزدر قرار گرفته‌اند و در شرقی- غربی و شبیه در حدود 40° به سمت جنوب، روی مجموعه رزدر قرار گرفته‌اند و در شکل ۱ با علامت Da مشخص شده‌اند. در تصویر ۱-الف این بخش با رنگ سفید و علامت M نشان داده شده است.



تصویر ۱ (الف) توالی سنگ شناسی موجود در مجموعه رزدر: واحد دونیت-کرومیتیت، Lz: واحد لرزولیتی، Weh: واحد ورلیتی، M: مرمرها و آمفیبولیت‌های مجموعه‌های دگرگونی زون سندج - سیرجان. (ب) دونیتهای رزدر و بلورهای شکل‌دار کروم اسپینل (ch). (پ) کرومیت‌های رزدر که به رنگ سیاه دیده می‌شوند و در بین آنها الیونهای سرپانتینی شده به رنگ سفید قرار گرفته‌اند. (ت) گابروهای رزدر.



شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران. (ب) نقشه زمین شناسی تودر زردر.

ج) توده اولترامافیک- مافیک رزدر. این توده از سمت جنوب به شمال حاوی بخش‌های مختلفی به شرح زیر است :

(۱) بخش دونیت- کرومیت. این بخش در پایینترین لایه‌های این توده قرار گرفته است و ضخامت آن به ۶۰۰ متر می‌رسد (تصویر ۱-الف). لایه‌بندی ضعیفی در آن به چشم می‌خورد که به صورت تناوبی از دونیت و کرومیت است. بیش از ۹۰ درصد آنرا دونیت تشکیل داده است که به صورت لایه‌هایی با ضخامت حداقل ۵ متر و به رنگ زرد دیده می‌شوند. این سنگها دگرسانی نسبتاً کمی را پشت سرگذاشتند. بافت آنها دانه‌ای است و حاوی بلورهای درشت و بی‌شکل الیوین (با قطر حداقل ۱ سانتی‌متر) هستند. الیوین‌ها تغییر شکل‌های شدیدی نشان می‌دهند و اغلب ماکل مکانیکی دارند. حاشیه بلورهای الیوین بیشتر به شکل منحنی بوده و نشانه‌هایی از تبلور دوباره دارند (به شکل مرزهای دانه‌ای). در این سنگها حداقل، ۱ درصد کروم اسپینل وجود دارد. کروم اسپینل‌ها به صورت دانه‌های پراکنده سیاهرنگ شکلدار و نیمه شکلدار در مرز بلورهای الیوین یا در میان آنها دیده می‌شوند. قطر آنها حداقل به ۱ میلی‌متر می‌رسد و حاوی شکستگی‌های فراوان هستند (تصویر ۱-ب).

کرومیت‌ها به صورت لایه‌های نازک به ضخامت حداقل ۲۰ سانتی‌متر دیده می‌شوند. در این بخش حدود ۸ افق کرومیتی به ضخامت‌های مختلف وجود دارند که از بعضی از آنها کرومیت استخراج می‌شود. کرومیت‌ها فقط در بخش دونیتی قرار گرفته‌اند و بافت‌های مختلف ماقمایی (لایه لایه، دانه‌ای ، متراکم و پوست‌پلنگی) در آنها دیده می‌شود. در بعضی موارد تقریباً تمامی سنگ از بلورهای کرومیت تشکیل شده و بین کرومیت‌ها را الیوین‌های سرپانتینی شده تشکیل داده‌اند (تصویر ۱-پ).

(۲) بخش لرزولیتی که در حدود ۵۰ متر ضخامت دارد، از سنگهای لرزولیتی درشت دانه تشکیل شده است. بلورهای این سنگها قطرشان به ۱ سانتی‌متر می‌رسد و بافت‌شان دانه‌ای است. لرزولیتها حاوی بیش از ۶۵ درصد الیوین، ۲۵ درصد ارتوبیروکسن و ۱۴ درصد کلینوپیروکسن هستند و حدود ۱ درصد اسپینل دارند. همه کانیها به شدت تغییر شکل یافته‌اند و یک سمت‌گیری ضعیف در آنها به چشم می‌خورد. بلورهای الیوین در این سنگها نیز دیده می‌شود، و ماکلهای مکانیکی شدیدی نشان می‌دهند. این کانیها به دو شکل دیده شدند: الیوین‌های درشت و الیوین‌های ریز که فضای بلورهای دیگر را پر کرده‌اند. بلورهای ریز می‌توانند محصول تبلور دوباره انواع درشت‌تر باشند.

ارتوبیروکسن‌ها نیز غالباً تغییر شکل یافته‌اند و حاوی تیغه‌های جدایشی از جنس کلینوپیروکسن و نوار شکنجی هستند. در مواردی بلورهای ریز الیوین در آنها دیده می‌شود. ارتوبیروکسن‌ها، هم به صورت بلورهای درشت دیده شده‌اند وهم به صورتی که بین الیوین‌ها را پر کرده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها از لحاظ بافتی تقریباً همانند ارتوبیروکسن‌ها هستند ولی مقدارشان

در سنگها کمتر است. اسپینل‌های این سنگها به صورت بلورهایی دیده می‌شوند که بین کانیهای سیلیکاتی را پر کرده و زیر میکروسکوپ به رنگ قهوه‌ای مایل به سبزند. قطر آنها به نیم میلیمتر می‌رسد و شکستگی‌های فراوانی دارند.

(۳) بخش ورليتي با ضخامت حداکثر ۱۰ متر که به رنگ خاکستری دیده می‌شود. اين بخش حاوی بلورهای درشت کلينوپيروكسن (به قطر حداکثر ۱ سانتي‌متر) است. اين بلورها بافت پوی کيليتick نشان می‌دهند و حاوی بلورهای گرد و دگرسان شده اليوین هستند. تركيب مواد اين سنگها شامل ۵۲٪ اليوین، ۴۵٪ کلينوپيروكسن و ۲٪ ارتوبيروكسن و ۱ درصد اسپينل می‌باشد. اسپينلها را به صورت بلورهای شکل‌دار فقط درون اليوین می‌بینيم. بافت اين سنگها هترادکومولاست و بلورهای کومولوس اليوین به وسیله بلورهای درشت کلينوپيروكسن احاطه شده‌اند.

(۴) وبستریت‌ها و اليوین وبستریت‌ها از دیگر سنگهای موجود در این مجموعه هستند که در بخش‌های بالاتر قرار گرفته‌اند. اين سنگها حدود ۶۰٪ ارتوبيروكسن و ۴۰٪ کلينوپيروكسن دارند و مقدار کمی اسپينل به رنگ قهوه‌ای روشن در مرز بلورها دیده می‌شود (حداکثر ۱٪). بافت اين سنگها دانه‌ای است و مرز بین بلورها تقریباً مستقیم و دانه‌ها با یکدیگر اتصال سه گانه دارند. گاهی تا ۱۰٪ اليوین در اين سنگها دیده می‌شود که بین بلورهای پيروكسن را پر کرده و تغییر شکل نداده‌اند.

(۵) بخش گابروي. در بالاترین بخش اين مجموعه لایه‌هایی از گابرو دیده می‌شود که ضخامت و حجم کم (حداکثر ۲۰ متر) و لایه بندی فازی دارند. در اين سنگها، کانیهای کلينوپيروكسن و آمفیبول از پلازیوکلازها جدا شده و به صورت لایه‌های متناوب تیره و روشن در آمده‌اند (تصویر ۱-ت). سنگهای مورد نظر بافت‌های کومولایی نشان می‌دهند و حاوی تقریباً ۴۰ درصد کلينوپيروكسن، ۵۰ درصد پلازیوکلاز، ۷-۵ درصد آمفیبول و تا ۳ درصد کانیهای تیره هستند. بافت اين سنگها ادکومولاست، کانیهای کلينوپيروكسن و پلازیوکلاز با یکدیگر در تعادل بوده و مرزهای مستقیم دارند. در لایه‌های تیره رنگ کلينوپيروكسن فاز کومولوس و پلازیوکلاز فاز اینتر کومولوس است، اما در لایه‌های روشن که پلازیوکلاز مقدارش به ۹۰٪ میرسد پلازیوکلاز نیز فاز کومولوس را می‌سازد. بعلت عملکرد فازهای زمین ساختی در این منطقه، سنگهای مورد نظر دگرگون شده و مناطق برشی زیادی در آنها به چشم می‌خورد. در این مناطق مقدار زیادی آمفیبول جهت‌دار تشکیل شده است.

شیمی کانیها

در این مقاله کانیهای الیوین، اسپینل، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، پلازیوکلاز و آمفیبول از واحدهای مختلف مجموعه رزدر مورد تجزیه میکروپروروب قرار گرفتند. نتایج این تجزیه‌ها در جدول ۱ آمده‌اند. در زیر به بررسی ترکیب شیمیایی هر یک از این کانیها می‌پردازیم.

(۱) الیوین. این کانی را در مجموعه رزدر از دونیت‌های زیرین تا ورلیت‌ها می‌توان مشاهده کرد ولی ترکیب آن در بخش‌های مختلف متفاوت است. در دونیت‌ها الیوین دارای بیشترین مقدار فورستریت است (به طور متوسط ۹۴/۳۱ درصد)، اما این مقدار در الیوین‌های لرزولیتی کاهش می‌یابد (به طور متوسط ۸۹/۲۵ درصد). در حالی که در بخش دونیت-کرومیتیت، از پائین تا بالا تغییرات چندانی در مقدار فورستریت الیوین‌ها مشاهده نمی‌شود. در ورلیت‌ها باز هم مقدار فورستریت کاهش یافته و به طور متوسط به ۸۶/۸۶ درصد می‌رسد (جدول ۱-الف). در جدول ۱-الف مقدار کاتیونها بر اساس ۴ اکسیژن محاسبه شده است [۲]. مقدار نیکل در الیوین‌های بخش‌های مختلف تغییرات زیادی نشان نمی‌دهد ولی در مجموع به طور متوسط مقدار آن در الیوین‌های دونیتی بیشتر از الیوین‌های ورلیتی است (شکل ۲). در هیچیک از بلورهای الیوین، منطقه‌بندی ترکیبی مشاهده نشد.

(۲) کروم اسپینل. در مجموعه رزدر، این کانی را در چهار واحد لیتولوژیکی می‌توان مشاهده کرد که ترکیب آن در هر واحد متفاوت است. در جدول ۱-ب ترکیب متوسط این کانی را در مجموعه رزدر به همراه فرمول ساختاری آن بر اساس ۳۲ اکسیژن [۲] می‌توان دید. انواع مختلف کروم اسپینل در مجموعه رزدر عبارتند از:

۲-الف) کروم اسپینل‌های موجود در لایه‌های کرومیتیت که حاوی بیشترین مقدار Cr_2O_3 (بطور متوسط ۶۳/۱ درصد) و بیشترین مقدار (Cr#) یا (C r / Cr + Al) بین کروم اسپینل‌ها هستند (شکل ۳). در عوض مقدار Al_2O_3 در این کانیها کمتر از سایر اسپینل‌هاست (بطور متوسط ۸/۵۸ درصد وزنی) (جدول ۱-ب). در کانیهای مورد نظر مقدار TiO_2 نسبت به سایر اسپینل‌ها نسبتاً بالاتر است و به طور متوسط به ۰/۱۸ درصد می‌رسد (شکل ۴). این کانیها منطقه‌بندی ترکیبی نشان نمی‌دهند.

۲-ب) کروم اسپینل‌های پراکنده موجود در دونیت‌ها که از لحاظ مقدار $\text{Cr}/\text{Cr+AL}$ با انواع قبلی یکسانند، ولی مقدار Cr_2O_3 آنها کمتر است (به طور متوسط ۵۸/۵۸ درصد). مقدار Al_2O_3 در این کانیها کمی افزایش نشان می‌دهد (۷/۱۱ درصد) و نیز مقدار MgO در آنها کمتر است (۹/۱۱ درصد). به همین دلیل در شکل ۳ گسترهٔ جداگانه‌ای را ساخته‌اند. مقدار TiO_2 در این کانیها کاهش یافته و میانگین آن به ۰/۱۱ درصد می‌رسد.

جدول ۱ ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری کانیهای مختلف مجموعه رزدر.

- الف) الیوین (میانگین ۴۲ تجزیه)، محاسبه کاتیونها بر اساس ۴ اکسیژن.
- ب) اسپینل (میانگین ۵۴ تجزیه)، محاسبه کاتیونها بر اساس ۳۲ اکسیژن.
- پ) ارتوپیروکسن (میانگین ۱۶ تجزیه)، محاسبه کاتیونها بر اساس ۱۶ اکسیژن.
- ت) کلینوپیروکسن (میانگین ۴۴ تجزیه)، محاسبه کاتیونها بر اساس ۶ اکسیژن.
- ث) پلازیوکلаз (میانگین ۱۲ تجزیه)، محاسبه کاتیونها بر اساس ۸ اکسیژن.
- ج) آمفیبول (میانگین ۱۳ تجزیه)، محاسبه کاتیونها بر اساس ۲۴ اکسیژن.

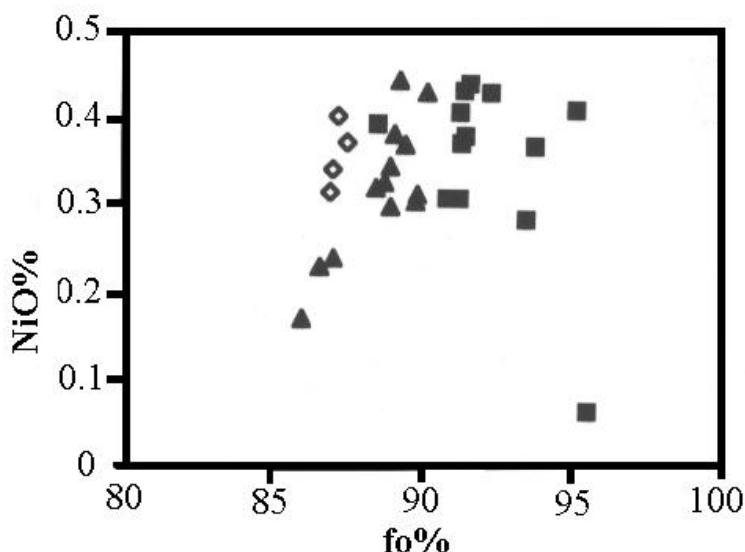
الف				ب				پ			
Litholog	Du	Lz	Weh	Litholog	Du	Chromi	Lz	Weh	Litholog	Lz	
SiO ₂	۳۹,۲۴	۴۰,۹۱	۴,۳۷	SiO ₂	-	-	۰,۰۲	۰,۰	SiO ₂	۵۷,۱۵	
TiO ₂	۰,۰۳	۰,۰۲	-	TiO ₂	۰,۱۱	۰,۱۸	۰,۱۳	۰,۰۲	TiO ₂	۰,۰	
Al ₂ O ₃	-	۰,۰۱	۰,۰۲	Al ₂ O ₃	۷۰,۱۱	۸,۵۸	۳۴,۴۸	۴۶,۱۰	Al ₂ O ₃	۱,۴۱	
FeO	۸,۷۴	۱۰,۷۸	۱۲,۴۳	FeO	۱۷	۱۴,۸	۲۲,۴۴	۱۵,۲۳	FeO	۷,۰۳	
MnO	۰,۱۷	۰,۱۵	۰,۰۲	MnO	۰,۳	-	۰,۲۲	۰,۰۸	MnO	۰,۰۸	
MgO	۵۱,۲۲	۴۸,۳۵	۴۶,۱۰	MgO	۱,۹۸	۱۳,۲۰	۱۱,۵	۱۸,۲	MgO	۳۳,۹۸	
CaO	-	۰,۰۱	۰,۰۵	CaO	-	-	۰,۰۳	۰,۱۲	CaO	۰,۴	
Na ₂ O	-	۰,۰۳	۰,۰۳	Cr ₂ O ₃	۵۸	۳,۱۲	۲,۸۷	۱۹,۳	Na ₂ O	-	
K ₂ O	-	-	۰,۰۲	NiO	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۱۴	۰,۲	K ₂ O	۰,۳۷	
Cr ₂ O ₃	۰,۰۹	۰,۰۱	-	SW%	۹۹,۴۳	۹۸,۸۵	۹,۱۸	۹۹,۵۸	Cr ₂ O ₃	-	
NiO	۰,۴۳	۰,۳	۰,۳۲	Si(T)	-	-	۰,۰۲	۰,۰۸	NiO	۱۰۰,۵۱	
S.W%	۹۹,۹۱	۱۰۰,۲۴	۹۹,۵۴	Ti(T)	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۲	SW%	۱,۹۶	
Si(T)	۱,۱۴	۱	۱,۰۱	Al IV(T)	۳,۳۹	۲,۶۵	۹,۱	۷,۴۱	Si (T)	۰,۰۴	
Al IV(T)	-	-	-	Fe ⁺² (O)	۳,۴۸	۲,۹۷	۳,۹۸	۴,۱۶	Al IV(T)	۰,۲۵	
Fe ²⁺	۰,۰۹	۰,۲۲	۰,۲۶	Mn(O)	۰,۰۷	-	۰,۰۵	۰,۰۳	Fe ⁺²	۱,۷۶	
Mn(O)	-	-	-	Mg(O)	۴,۴۵	۱۷	۳,۹۴	۴,۰۲	Mg(M ^{۱+})	۰,۰۱	
Mg(O)	۱,۷۵	۱,۷۷	۱,۷۲	Ca(O)	-	-	۰,۰۶	۰,۰۱	Ca(M ^۲)	۰,۰۱	
Ca(O)	-	-	-	Cr(O)	۱,۹۴	۱۳,۰۵	۸,۰۲	۷,۰۱	Cr(M ^۱)	۸۸,۹۴	
Na(O)	-	-	-	Ni(O)	-	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۱	En%	۱۰,۳۴	
K(O)	-	-	-	Cr#*100	۷۸	۸۳	۴۰	۴۹	Fs%	۰,۷۲	
Cr(O)	-	-	-	Mg#*100	۵۲	۶۱	۴۵	۴۲	Wo%		
Ni(O)	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱								
fo%	۹۴,۳۱	۸۹,۲۵	۸۶,۸۶								
fa%	۵۶	۱۱	۱۳								

ت				ث		ج	
lithology	Lz	Weh	Gab	Lithology	Gabbro	Lithology	Gabbro
SiO ₂	۵۲,۳۸	۵۱,۶۷	۵۲,۶۵	SiO ₂	۴۵,۳۸	SiO ₂	۴۲,۲
TiO ₂	۰,۳۱	۰,۲۴	۰,۳۸	TiO ₂	-	TiO ₂	۲,۸۵
Al ₂ O ₃	۲,۶۹	۴,۸۲	۱,۶۹	Al ₂ O ₃	۳۴,۸۹	Al ₂ O ₃	۱۱,۵۶
FeO	۲,۵۱	۳,۳۲	۶,۹۱	FeO	۰,۰۴	FeO	۱۱,۹۱
MnO	۰,۱۲	۰,۱۶	۰,۳۶	MnO	-	MnO	۰,۱
MgO	۱۶,۱۶	۱۵,۸۸	۱۴,۴	CaO	-۱۷,۸۹	MgO	۱۲,۹۹
CaO	۲۳,۷۸	۲۲,۱۷	۲۲,۵۸	Na ₂ O	۱,۷	CaO	۱۱,۱۸
Na ₂ O	۰,۱۹	۰,۲	۰,۲۳	K ₂ O	-	Na ₂ O	۲,۱۴
K ₂ O	-	۰,۰۱	-	SW%	۹۹,۹	K ₂ O	۰,۵۸
Cr ₂ O ₃	۰,۵۴	۰,۷۸	۰,۰۵	Si(T)	۲,۰۷	Cr ₂ O ₃	۰,۱
NiO	۰,۰۵	-	۰,۱۲	Ti(Octa)	-	NiO	۰,۱
SW%	۹,۷۳	۱۰,۰۲۵	۹۹,۳۷	Al 4(T)	۱,۹۲	Total	۹۷,۳۳
Si(T)	۱,۹۲	۱,۸۸	۱,۹۶	Al 6(O)	-	Cat.st pos	
Ti(M1)	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	Fe ⁺³ (O)	-	Si IV	۶,۲۱
Fe ⁺²	-	۰,۰۹	-	Mg(O)	-	Al IV	۰,۱۳
Mn(M2)	۰,۰۸	-	۰,۲۲	Ca(O)	۰,۸۹	Ti IV	۰,۳۱
Mg (M1+M2)	-	۰,۸۷	۰,۰۲	Na(O)	۰,۱۴	Cr	۰,۰۱
Ca(M2)	۰,۹	۰,۹۱	۰,۷۸	K(O)	-	Fe ⁺²	۱,۴۱
Na(M2)	۰,۹۱	۰,۰۲	۰,۹۱			Mg	۲,۷۸
Cr(M1)	-	۰,۰۲	-	Kf	-	Ni	۰,۰۱
Ni(M2)	۰,۰۱	-	-	Ab	۱۴,۱	Mn	۰,۰۱
En%	۴۶,۰۳	۴۶,۱	۴۱,۵۳	An	۸۵,۹۹	Ca	۱,۷
Fs%	۴,۳۵	۵,۴۵	۱۱,۲			Na	۰,۵۹
Wo%	۴۹,۶۲	۴۸,۳۷	۴۷,۳۸			K	۰,۱۱

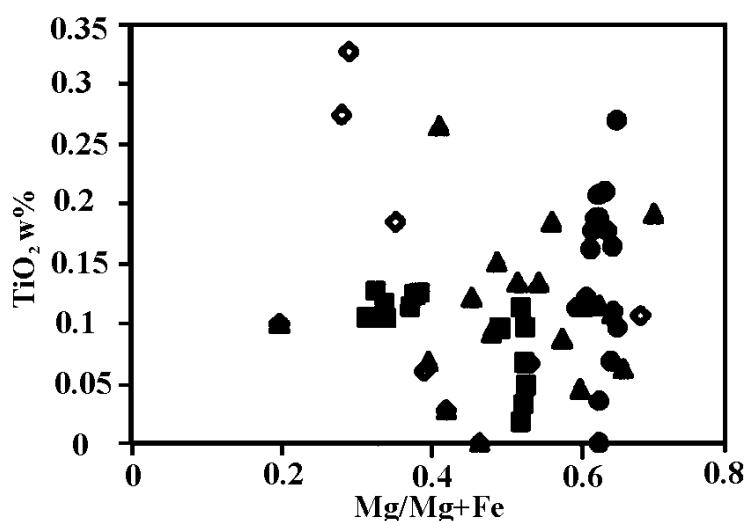
۲-ت) اسپینل‌های موجود در ورليتها از نظر شكل همانند انواع لرزوليتي هستند، ولی مقدار Cr₂O₃ در آنها کاهش (بهطور متوسط ۱۹,۳ درصد) و مقدار Al₂O₃ افزایش چشمگيری ۴۶,۱ درصد) دارد. در شكل ۳ اين کانيها همراه اسپینل‌های لرزوليتي قرار مي‌گيرند و مقدار کمتری Cr/(Cr+Al) دارند.

(۳) ارتوبپروكسن. اين کاني را به صورت بلورهای نسبتاً درشت (با قطر ۳ ميليمتر) درون لرزوليتها می‌توان مشاهده کرد که غالباً تغيير شكل يافته است و حاوي تيغه‌های جدایشي از

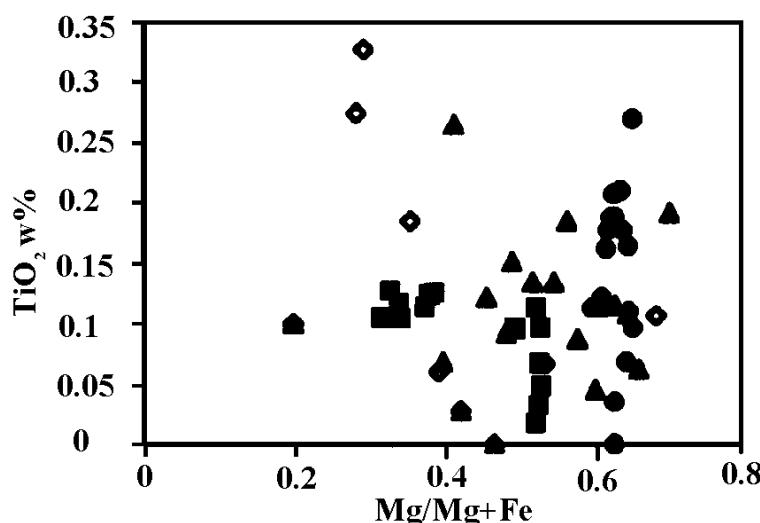
کلینوپیروکسن است. از لحاظ شیمیابی، مقدار انسستاتیت در این کانی برابر با ۸۸/۹۴ درصد و مقدار فروسیلیت در آن ۱۰/۳۴ درصد است و بلورهای آن در شکل ۵ در گستره انسستاتیت قرار می‌گیرند. مقدار Al_2O_3 در این کانیها به طور متوسط ۱/۴۱ درصد است (جدول ۱-پ)، ولی پراکندگی زیادی نشان می‌دهد.



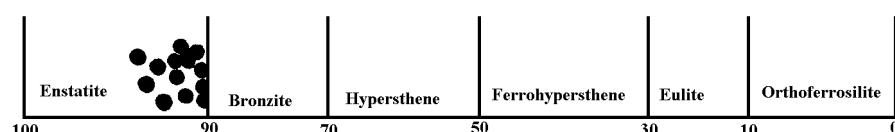
شکل ۲ تغییرات NiO در مقابل درصد فورستریت در الیون‌های مجموعه زردر الیون‌های دونیتها (■)، الیون‌های لرزولیتها (▲)، الیون‌های ورلیتها (◇).



شکل ۳ تغییرات نسبت $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ در مقابل $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ در اسپینل‌های رزدرا اسپینل‌های دونیتها (■)، اسپینل‌های لرزولیتها (▲)، اسپینل‌های ورلیتها (◇)، اسپینل‌های کرومیتیتها (●).



شکل ۴ تغییرات درصد وزنی TiO_2 در مقابل $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ در اسپینل‌های رزدرا اسپینل‌های دونیتها (■)، اسپینل‌های لرزولیتها (▲)، اسپینل‌های ورلیتها (◇)، اسپینل‌های کرومیتیتها (●).

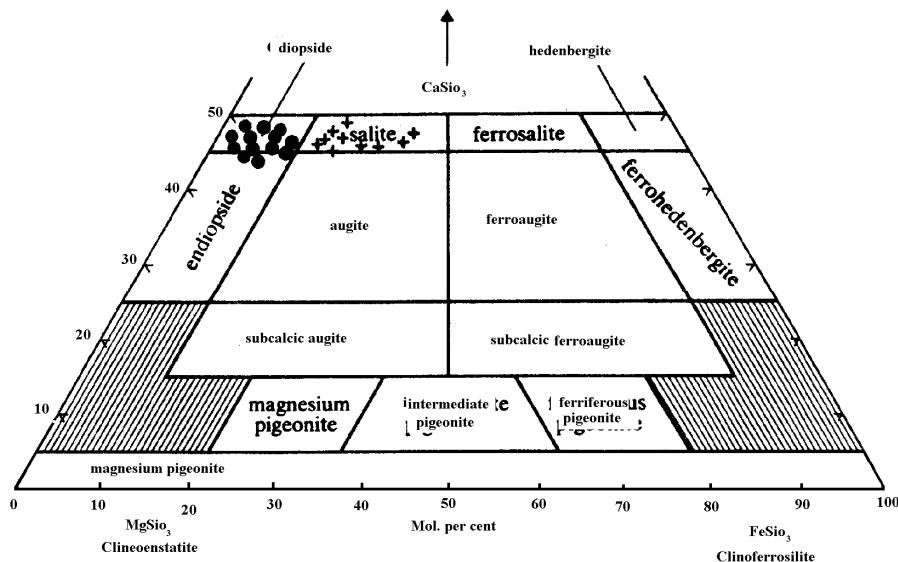


شکل ۵ موقعیت ارتوپیرکسن‌های مجموعه رزدرا در نمودار انستاتیت-ارتوفروسلیت [۱۶] نشان می‌دهد. همه نمونه‌ها در محدوده انستاتیت قرار می‌گیرد.

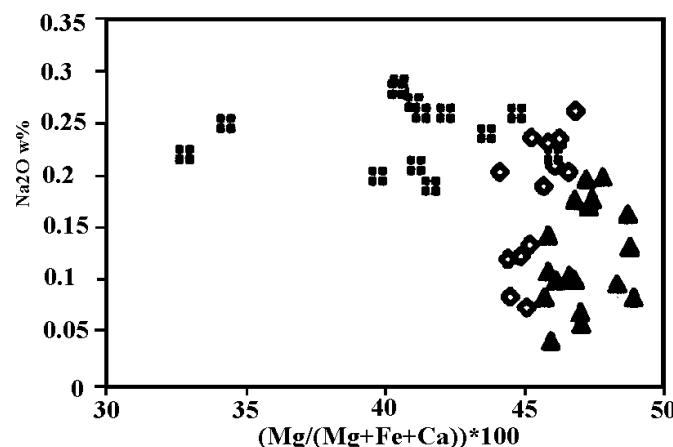
(۴) کلینوپیروکسن. این کانی را می‌توان در لرزولیتها، ورلیتها و گابروها مشاهده کرد. ترکیب آن در هر واحد با واحدی دیگر تفاوت دارد. (جدول ۱-ت). از بخش‌های زیرتر، یعنی از ورلیتها به سمت بالا، مقدار MgO در کلینوپیروکسن کاهش نشان می‌دهد، به طوری که از ۱۶/۱۶ درصد در لرزولیتها به ۱۴/۴ درصد در گابروها می‌رسد. فرمول ساختاری پیروکسنها بر اساس ۶ اکسیژن محاسبه شده است.

مقدار نسبت $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ca})$ در کلینوپیروکسن‌های موجود در لرزولیتها به طور متوسط ۴۶ درصد است. در ورلیتها این مقدار به ۴۶/۱ و در گابروها به ۴۱/۵۳ درصد می‌رسد (جدول ۱-ت). در شکل ۶، کلینوپیروکسن‌های موجود در لرزولیتها و ورلیتها در میدان دیوپسید و کلینوپیروکسن‌های گابرویی در گستره سالیت قرار می‌گیرند. چنانکه در شکل ۷ دیده می‌شود، در کلینوپیروکسن‌های مجموعه رزدرا مقدار درصد Na_2O تغییرات محسوسی

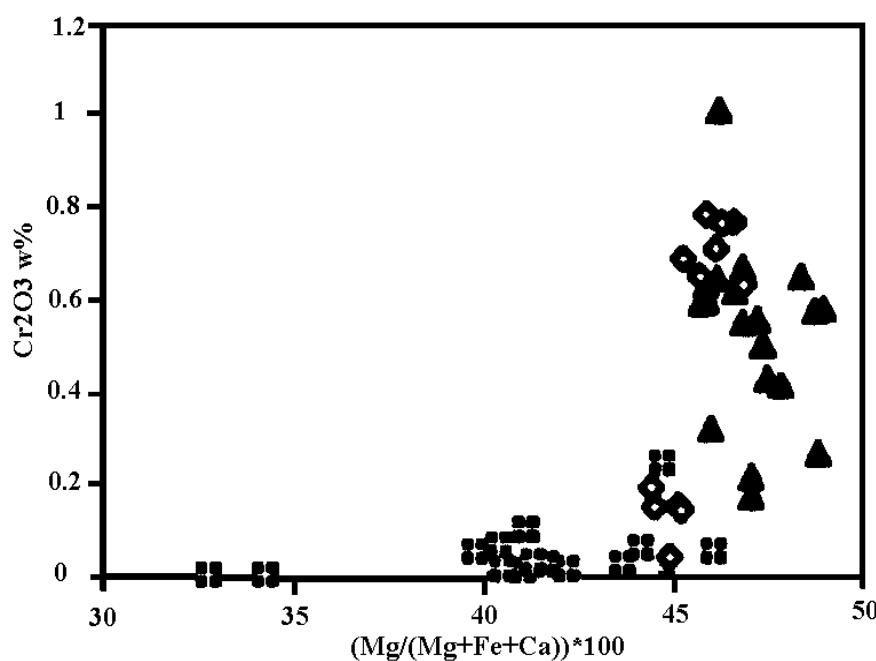
نشان می‌دهند. کمترین مقدار Na_2O مربوط به کلینوپیروکسن‌های لرزولیتی (به طور متوسط $19/0$ درصد) و بیشترین مقدار مربوط به کلینوپیروکسن‌های گابرویی است ($23/0$ درصد). بین کانیهای موجود در سنگهای اولترامافیک، بهترین حامل کروم، کانی کلینوپیروکسن است [۳ تا ۶]. مقدار این اکسید در کلینوپیروکسن‌های مجموعه رزد از لرزولیت‌ها ($54/0$ درصد) تا گابروها ($50/0$ درصد) کاهش نشان می‌دهد. این رفتار را در شکل ۸ بوضوح می‌توان مشاهده کرد. مقدار Cr_2O_3 در بعضی از بلورهای کلینوپیروکسن موجود در ورلیت‌ها حتی بیش از انواع موجود در لرزولیت‌هاست. این بلورهای غنی از Cr_2O_3 می‌توانند در اثر واکنش با آبگونهای آغشته کننده غنی از کروم با پریدوتیت‌های گوشته‌ای به وجود آیند [۷ و ۸].



شکل ۶ موقعیت کلینوپیرکسن‌های مجموعه رزد در نمودار کلینوپیرکسن‌ها [۲]. کلینوپیرکسن‌های لرزولیتها و ورلیتها (●)، کلینوپیرکسن‌های گابروها (+).



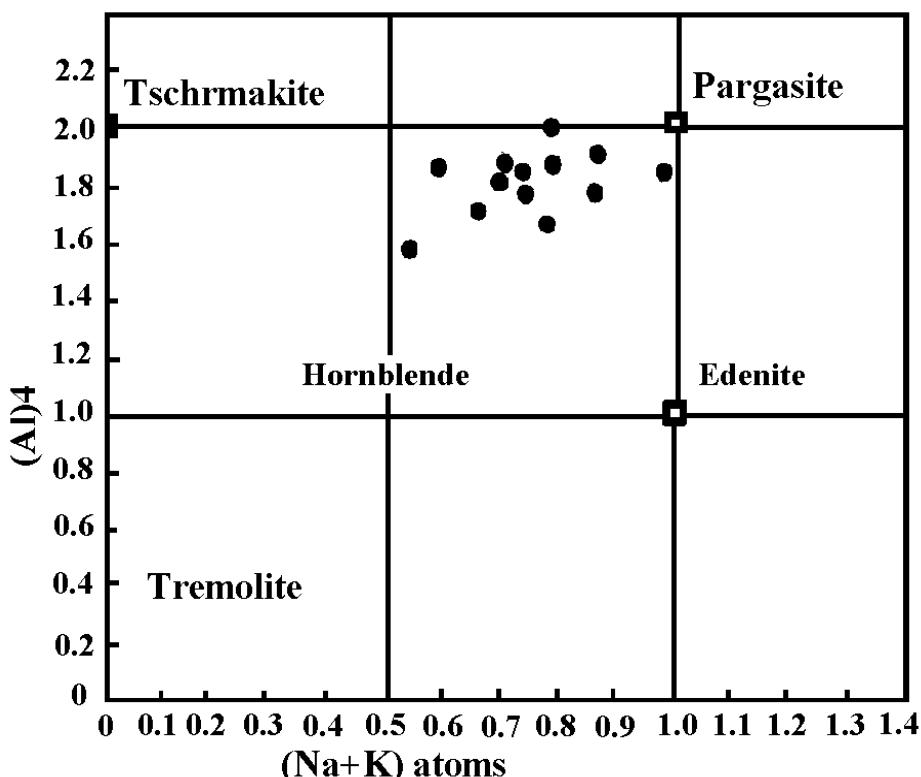
شکل ۷ تغییرات درصد وزنی Na_2O در مقابل نسبت $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ca})$ در کلینوپیرکسنهاي مجموعه رزدر. کلینوپیرکسنهاي لرزوليتها (\blacktriangle)، کلینوپیرکسنهاي ورليتها (\lozenge)، کلینوپیرکسنهاي گابروها (\blacksquare).



شکل ۸ تغییرات درصد وزنی Cr_2O_3 در مقابل نسبت $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ca})$ در کلینوپیرکسنهاي مجموعه رزدر. کلینوپیرکسنهاي لرزوليتها (\blacktriangle)، کلینوپیرکسنهاي ورليتها (\lozenge)، کلینوپیرکسنهاي گابروها (\blacksquare).

(۵) پلازيوکلاز. اين کانى را به صورت بلورهایی با قطر حداقل ۲ میلیمتر در گابروها می‌توان مشاهده کرد. بررسیهای کانی‌شناسی روی این بلورها نشان داد که منطقه بندی ترکیبی

مشخصی در آنها دیده نمی‌شود و اغلب از نوع کلسیک هستند (جدول ۱-ث) که در آن کاتیونها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند). میانگین مقدار $\text{Na}_\text{O}/\text{O}$ در این بلورها ۱/۷ درصد است، در حالیکه مقدار $\text{K}_\text{O}/\text{O}$ کمتر از حد اندازه گیری دستگاه است. مقدار درصد آنورتیت در این کانیها به طور متوسط ۸۵/۹۹ و مقدار سازند آلبیت ۱۴/۱ درصد است و این کانی‌ها در نمودار مثلثی آلبیت-آنورتیت-ارتوز روی ضلع آلبیت-آنورتیت و در گستره بیتونیت قرار می‌گیرند. (۶) آمفیبول، این کانی را فقط در گلبروها می‌توان دید و حاصل دگرسانی کلینوپیروکسن‌هاست. زیرا در حاشیه آنها تشکیل شده است. گاهی بلورهای کلینوپیروکسن به طور کامل به وسیله این کانی جانشین شده‌اند. در نمودار $\text{Al}^4/\text{Na}^+ + \text{K}^+$ در مقابل مجموع $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ در شکل ۹، این کانیها بین پارگازیت و ادنیت قرار می‌گیرند [۹].



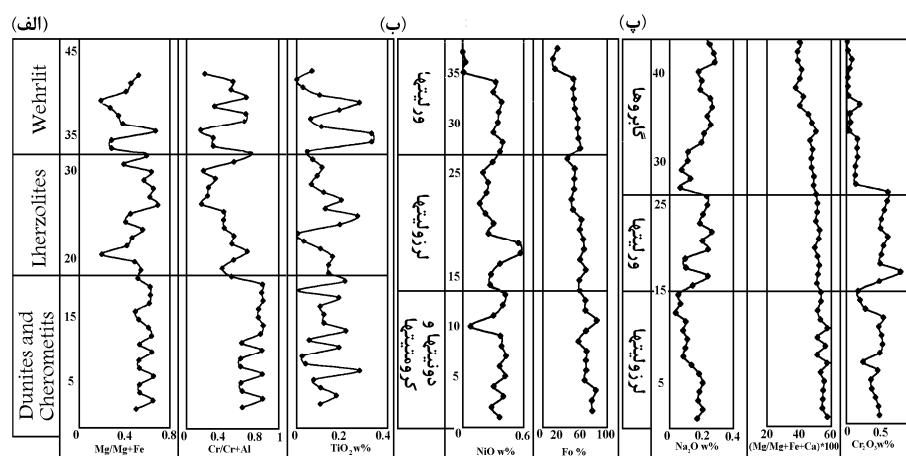
شکل ۹ نمودار تغییرات ترکیبی امفیبولها [۹] و موقعیت امفوبیلهای مجموعه رزدر در آن.

تغییرات ترکیبی کانیها در مجموعه رزدر

نمونه‌گیری منظم از تمام بخش‌های مجموعه رزدر از دونیت‌های زیرین تا گابروها نشان داد که ترکیب شیمیایی کانیها در بخش‌های مختلف تفاوت محسوسی را نشان می‌دهد. در شکل

۱۰-الف تغییرات ترکیبی کروم اسپینل در بخش‌های مختلف مجموعه رزدر از پائین به بالا نشان داده شده‌اند. در زیرترین بخش این مجموعه، مقدار $Mg/(Mg+Fe)$ در کروم اسپینل‌ها حالت زیگزاگ دارد. مقادیر بالاتر $Mg\#$ مربوط به کرومیتیت‌های بخش زیرین و مقدار $Mg\#$ کمتر به کروم اسپینل‌های پراکنده موجود در دونیت‌ها مربوط است. در منطقه لرزولیتی مقدار $Mg\#$ تغییرات زیاد و در ورلیت‌ها کاهش محسوسی دارد. نسبت $(Cr/(Cr+Al))$ از پائین به بالا در کروم اسپینل‌ها کاهش نشان می‌دهد.

در شکل ۱۰-ب تغییرات ترکیبی الیوین در مجموعه رزدر نمایش داده شده‌اند. چنانکه دیده می‌شود مقدار درصد وزنی NiO در الیوین‌ها از پائین به بالا در مجموع کاهش یافته است. این حالت در مورد درصد فورسترتیت الیوین‌ها نیز وجود دارد.



شکل ۱۰ تغییرات ترکیبی کانیهای مختلف مجموعه رزدر از پائین ترین بخشها تا بالا. الف) تغییرات ترکیبی کروم اسپینل، ب) تغییرات ترکیبی الیون، پ) تغییرات ترکیبی کلینوپیرکسن.

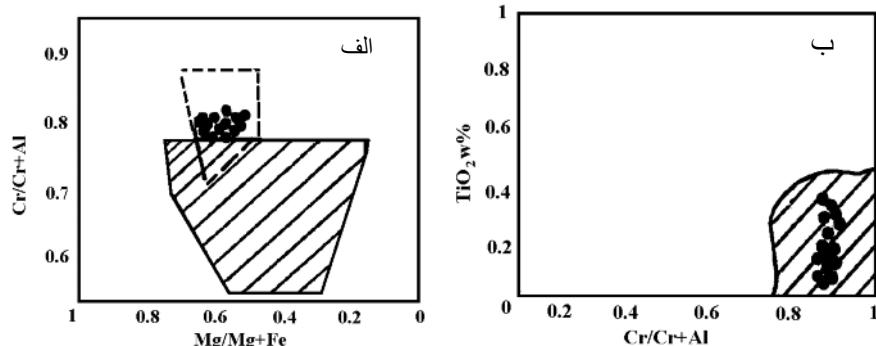
در شکل ۱۰-پ تغییرات ترکیبی کلینوپیرکسن در مجموعه رزدر نشان داده شده‌اند. هر سه پارامتر یعنی درصد وزنی Na_2O ، Cr_2O_3 و نسبت $Mg/(Mg+Fe+Ca)$ در کلینوپیرکسن‌های مجموعه از پائین به بالا کاهش یافته‌اند.

بنابراین در مجموعه رزدر ترکیب کروم اسپینل از بخش‌های پائین تا بالا از کروم و منیزیم فقیر و از آلومینیوم غنی می‌شود. الیوین‌ها نیز از پائین به بالا از نیکل فقیرتر شده و درصد فورسترتیت در آنها کاهش می‌یابد. در کلینوپیرکسن‌ها مقدار منیزیم و کروم از پائین به بالا کاهش و مقدار Na_2O افزایش نشان می‌دهد. این تغییرات به معنای آنست که کانیهای موجود در مجموعه رزدر اغلب از ترکیب سنگهای میزان پیروی کرده و ترکیب شیمیایی آنها بازتابی

است از ترکیب سنگ میزان، به طوریکه تغییر ترکیب سنگها از اولترامافیک (دونیت) به مافیک (گابرو) را در ترکیب کانیهای آنها می‌توان دید.

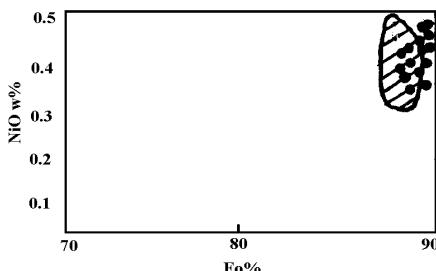
بررسی خاستگاه مجموعه رزدر با استفاده از ترکیب شیمیایی کانیهای آن

کرومیتیت‌های موجود در مجموعه رزدر که از نوع کرومیتیت‌های غنی از کروم و فقیر از آلومینیوم هستند در نمودار $\text{Cr} \# / \text{Mg} \#$ (شکل ۱۱-الف) و نیز نمودار درصد وزنی TiO_2 در مقابل $\text{Cr} \# / \text{TiO}_2$ (شکل ۱۱-ب) در گستره کرومیتیت‌هایی قرار می‌گیرند که از ماقماهایی با ترکیب بونینیتی متبلور شده‌اند. عقیده بر این است که ماقماهای غنی از منیزیم و کروم می‌توانند در حین صعود از گوشه بالایی، این کرومیتیت‌ها را بر جای گذارند. بهمین دلیل است که لایه‌های کرومیتیت، بافت‌های ماقمایی را به خوبی نشان می‌دهند [۱۰ تا ۱۲]. کرومیتیت‌های مجموعه رزدر از لحاظ شیمیایی شباهتی به انواع موجود در مجموعه‌های اولترامافیک لایه لایه [۱۳] ندارند. همچنین در این کرومیتیت‌ها بندرت می‌توان مانند کرومیتیت‌های بعضی از افیولیت‌ها [۱۴] کانیهای سولفیدی مشاهده کرد. بنابراین چنانکه در شکل ۱۱ دیده می‌شود، کرومیتیت‌های مجموعه رزدر می‌توانند احتمالاً حاصل تبلور از ماقمایی باشند که ترکیب بونینیتی داشته و در یک توالی گوشه‌های فوکانی تشکیل شده‌اند. اما در حال حاضر این ذخایر به صورت موازی با فولیاسیون سنگهای میزان قرار گرفته‌اند. برای روشن شدن علت بروز چنین ساختاری، نیاز به بررسیهای ساختاری و ژئوشیمیایی بوده و از این بحث خارج است. مقدار درصد NiO و درصد فورستریت در الیوین‌های موجود در مجموعه رزدر نیز شباهت بسیار زیادی با الیوین‌های پریدوتیت‌های گوشه‌های فوکانی دارد (شکل ۱۲) [۱۵]. در شکل ۱۳ ترکیب شیمیایی ارتوپیروکسن‌های موجود در مجموعه رزدر در مقایسه با انواع موجود در پریدوتیت‌های گوشه‌های بالایی [۶] دارای آلومینیوم کمتری بوده ولی مقدار Cr_2O_3 ، TiO_2 در آنها شبیه به پریدوتیت‌های گوشه‌ای است.

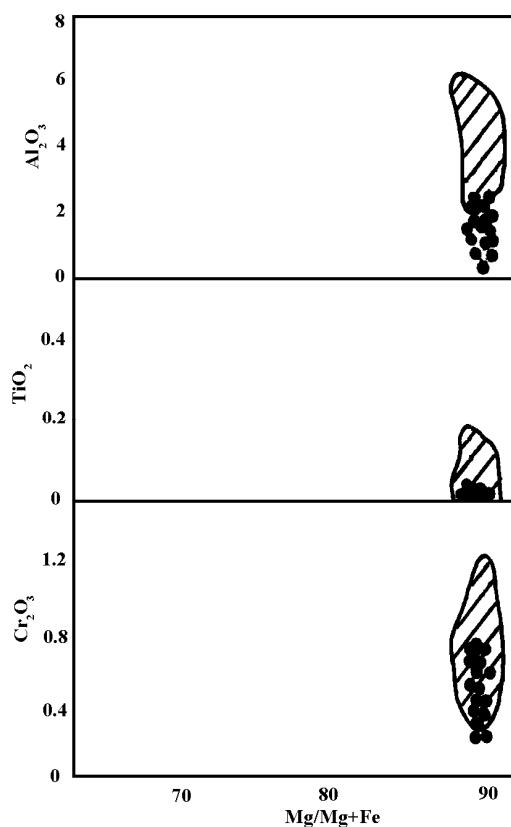


شکل ۱۱ (الف) نمودار تغییرات ($\text{Cr} \# / \text{Mg} \#$) در مقابل ($\text{Cr} \# / \text{Mg/Mg+Fe}$) در مقابل ($\text{Cr} \# / \text{Cr}/\text{Cr+Al}$) (Mg#) [۶.۱۵]. محدوده هاشورزده، به کرومیتیت‌های موجود در توده‌های نفوذی لایه لایه در نقاط مختلف دنیا تعلق دارد [۶].

محدوده خطچین به کرومیتهای حاصل از تبلور ماغماهای بونینیتی تعلق دارد [۱۵]. کرومیتهای رزدر با دوایر توپر نشان داده شده‌اند. ب) نمودار تغییرات درصد وزنی TiO_2 در مقابل C# [۱۵] محدوده کرومیتهای بونینیتی در این شکل با هاشور [۱۵] و کرومیتهای مجموعه رزدر با دوایر توپر نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۲ تغییرات درصد وزنی O در الیون‌های پریدوتیتهای گوشه‌ای (محدوده هاشورزده [۶])، و پریدوتیتهای رزدر که با دوایر توپر نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۳ تغییرات اکسیدهای آلمینیوم، تیتانیوم و کروم در مقابل #Mg در ارتوبیرکسنها م وجود در پریدوتیتهای گوشه‌ای (محدوده هاشورزده [۶]) و پریدوتیتهای مجموعه رزدر (دوایر توپر).

برداشت

الیوین، کروم اسپینل، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن مهمترین کانیهای تشکیل دهنده بخش زیرین مجموعه اولترامافیک- مافیک رزدر هستند. ترکیب شیمیایی این کانیها در مجموعه مورد نظر از پائین به بالا تغییرات محسوسی نشان می‌دهد، اما در مجموع مشابه مجموعه‌های گوشه‌ای شناخته شده در دنیاست. بنابراین با توجه به ترکیب کانی شناسی، می‌توان بخش اولترامافیک مجموعه رزدر را احتمالاً بخشی از گوشهٔ فوقانی در نظر گرفت که به وسیله گسلهای عمیق به صورت یک تراشه در موقعیت فعلی جایگزین شده است.

تشکر و قدردانی

در تهیه این مقاله از راهنمایی‌های ارزنده استاد محترم جناب آقای دکتر سبزه‌یی بهره گرفته شد، که بدین وسیله از ایشان قدردانی می‌شود.

مراجع

- [1] Sabzehei M., *Les melange ophiolitiques de la region d'Esfandagheh*, these d'etat, Universite scientifique et medicale de Grenoble, France (1974) p. 306.
- [2] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *An Introduction to the rock forming minerals*, Longman scientific and technical (1965).
- [3] Michael P.J., Bonatti E., *Peridotite composition from the north Atlantic: regional and tectonic variation and implications for partial melting*, Earth and planetary science letters **73** (1985) pp. 91-104.
- [4] McDonough W.F., Frey F.A., *Rare earth elements in upper mantle rocks*, In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Eds), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Rev. in mineralogy*, Min. Soc. Am. **21** (1989) pp. 99-145.
- [5] Eggings S.M., Rudnick R.L., McDonough W.F., *The composition of peridotites and their minerals: a laser ablation ICP-Ms study*, Earth and planetary science letters **154** (1998) pp. 53-71.
- [6] Elton D., *Chemical trends in abyssal peridotites: referalization of depleted suboceanic mantle*, J. of geophysical research, **97(B6)** (1992) pp. 9015-9025.
- [7] Ceuleneer G., Rabinowicz M., *Mantle flow and melt migration beneath oceanic ridges: Models derives from observations in ophiolites*, In: *Mantle flow and melt generation at mid-Ocean ridges*, Geophysical monograph, American Geophysical union **71** (1992) pp. 123-154.

- [8] Kelemen P.B., *Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma, I: phase relations, the origin of calc-alkaline magma series and the formation of discordant dunites*, Journal of petrology **31(2)** (1990) pp. 51-98.
- [9] Leak B.E., *Nomenclature of amphiboles*, Mineralogical magazine **42** (1978) 533-563.
- [10] Ahmed A.H., Arai S., Attia A.K., *Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the PanAfrican Proterozoic ophiolite complexes of Egypt*, Minerlum deposita **36** (2001) pp. 72-84.
- [11] Ceuleneer G., Monnereau M., Amri I., *Thermal Structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates*, Nature **379** (1996) pp. 149-153.
- [12] Dick H.J.B., Bullen T., *Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas*, contrib. Mineral. Petrology **86** (1984) pp. 54-76.
- [13] Spier C.A., Filho C.F.F., *The chromite deposits of the Bacuri mafic-ultramafic layered complex, Guyana shield, Amapa state, Brazil* Economic geology **96** (2001) pp. 817-835.
- [14] Proenza J.A., Gerville F., Melgarejo J.C., Vera O., Alfonso P., Fallick A., *Genesis of sulfide-rich chromite ores by the interaction between chromitite and pegmatitic olivine-norite dikes in the Potosi Mine (Moab-Baracoa ophiolitic massif eastern Cuba)*, Minerallum deposita **36** (2001) pp. 568-669.
- [15] Elton D., stewart M., Ross D.K., *Compositional trends of minerals in oceanic cumulates*, J. of geophysical research. **97(BII)** (1992) pp. 15189-15199.
- [16] Klein C., Hurlbut C.S., *Manual of mineralogy*, John Wiley and Sons, (1985) p. 596.