

مطالعه نسل‌های چندگانه الیوین در متاپریدوتیت‌های منطقه شصت پیچ با استفاده از ریزکاو الکترونی و طیف‌سنجی رامان

بهرام بهرام‌بیگی*^۱، حسام‌الدین معین‌زاده^۲ و سوده صدیقیان^۳

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ولایت، ایرانشهر، ایران

نویسنده مسئول: bahram.bahrambeygi@gmail.com *

دریافت: ۱۴۰۱/۶/۱۲

پذیرش: ۱۴۰۲/۱/۲۲

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

منطقه شصت پیچ میزبان مجموعه‌ای افیولیتی است که در جنوب غرب کرمان، جنوب شرقی ایران، واقع شده است. این مجموعه افیولیتی از سنگ‌های فوق‌بازی لرزولیت، هارزبورژیت و دونیت تشکیل شده است. الیوین از جمله کانی‌های مهم موجود در این سنگ‌ها می‌باشد که به همراه پیروکسن (اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن) و اسپینل در سنگ‌های منطقه مشاهده می‌شود. طیف ترکیبی الیوین‌های منطقه، در محدوده فورستریت ۸۴ تا ۹۲ درصد قرار می‌گیرد و از نوع فورستریت تا کریزولیت است. NiO با مقدار متوسط در حدود ۰/۳۸ درصد وزنی و MnO با میانگین ۰/۱۴ درصد وزنی در الیوین‌ها محدوده مربوط به پریدوتیت‌های آبیسل را نشان می‌دهند. علاوه بر سرپانتینی شدن به عنوان یک دگرشکلی عمومی در اولترامافیک‌های منطقه، در مطالعات پتروگرافی شواهدی از دگرگونی در الیوین‌های برخی هارزبورژیت‌ها به همراه بلورهای تبلور مجدد یافته آنتی‌گوریتی دیده می‌شود که نشانگر یک فاز دگرگونی حرارتی در این هارزبورژیت‌ها است. این نتایج در مطالعات شیمی کانی نیز تایید گردیده است، به گونه‌ای که الیوین‌های دگرگونی با کاهش در کلسیم دچار یک ناهنجاری نسبت به الیوین‌های ماگمایی هستند. در مطالعات شیمی کانی مقادیر فورستریت الیوین‌ها، از لرزولیت به سمت هارزبورژیت و دونیت افزایش منظمی را نشان می‌دهد. مطالعات طیف‌سنجی رامان بر روی الیوین‌های مورد مطالعه ارتباط شیفیت پیک ۸۵۴ موج بر سانتی‌متر با مقادیر فورستریت کانی‌های الیوین منطقه را به خوبی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: پریدوتیت، الیوین، شیمی کانی، طیف‌سنج رامان، شصت پیچ، کرمان

۱- پیشگفتار

افیولیت مجموعه سنگی متشکل از بخش‌های مختلفی است که به عنوان قسمتی از پوسته اقیانوسی دیرینه (نیکولاس، ۲۰۱۲؛ کولمن، ۱۹۷۷) شاخص بسته شدن اقیانوس‌ها و نشانه‌ای از حضور پوسته اقیانوسی دیرینه است. یکی از اساسی‌ترین بخش‌های تشکیل‌دهنده مجموعه افیولیتی، سنگ‌های پریدوتیتی هستند که اغلب علاوه بر تحمل دگرگونی‌های وابسته به گوشته، دگرسانی سرپانتینی شدن را نیز از خود نشان می‌دهند. الیوین فراوان‌ترین کانی در گوشته فوقانی و سنگ‌های پریدوتیتی در مجموعه‌های افیولیتی است که مطالعه آن اطلاعات بسیار ارزشی در ارتباط با بخش گوشته‌ای و نحوه تشکیل این مجموعه‌ها در اختیار می‌گذارد (الفیندو و همکاران، ۲۰۲۰). مجموعه افیولیتی شصت پیچ، بخشی از مجموعه

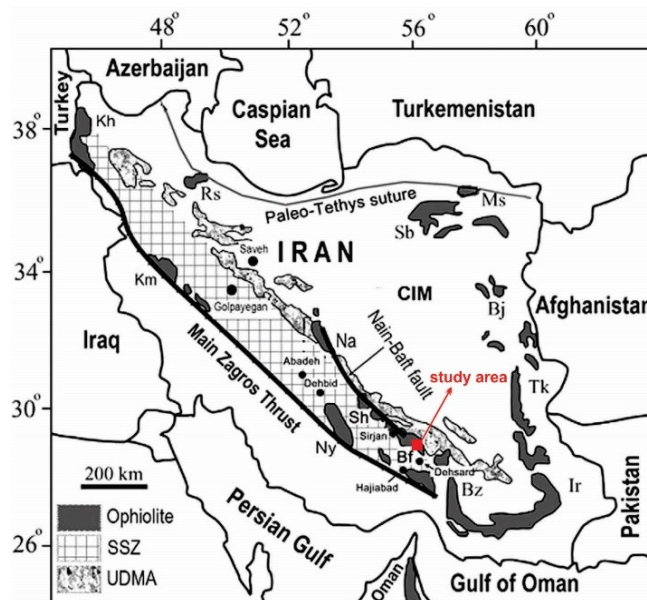
افیولیتی بافت-اسفندقه (نابین-بافت) می‌باشد که در ۱۱۰ کیلومتری جنوب غرب کرمان واقع شده است و به کمر بند آمیزه‌رنگین افیولیتی ایران مرکزی تعلق دارد. تشکیل این کمر بند افیولیتی را ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی به سمت شمال شرقی می‌دانند (حسن‌زاده و ورنیک، ۲۰۱۶) که منجر به تشکیل مجموعه افیولیت‌های متعددی از جمله افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی شده است. این مجموعه را بخشی از کمر بند افیولیتی درونی معرفی می‌نمایند (اشتوکلین، ۱۹۸۱؛ حسن‌زاده و ورنیک، ۲۰۱۶). تاکنون مطالعات متعددی بر روی افیولیت‌های نابین-بافت توسط پژوهشگرانی چون شفائی مقدم و همکاران (۲۰۱۳)؛ مقدم و استرن (۲۰۱۵)؛ عرفانی (۲۰۱۸)؛ بهرام‌بیگی و همکاران (۲۰۱۹) و شیردشت‌زاده و همکاران (۲۰۲۰)

است. ارتفاعات مجموعه افیولیتی شصت‌پیچ که به این گروه تعلق دارد و در بخش جنوبی کمربند افیولیتی ایران مرکزی^۱ واقع شده است، یک کمربند آمیزه‌رنگین است که دارای ۳۶۰ کیلومتر طول و ۴ تا ۱۵ کیلومتر پهناست و از خمرد در شمال‌غرب شهربابک آغاز و تا اسفندقه در جنوب‌شرق استان کرمان ادامه می‌یابد. افیولیت ملانژهای شصت‌پیچ به صورت مخلوطی از سنگ‌های مافیک و متاپریدوتیت در تماس با آهک‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند (شکل ۲). بررسی‌های صحرایی منطقه نشان می‌دهد که افیولیت‌های این منطقه توالی منظمی ندارند و دارای درهم ریختگی و فاقد نظم می‌باشند؛ اما علیرغم بهم‌ریختگی؛ همه واحدهای یک سکانس افیولیتی را به طور کامل دارا می‌باشند (شکل ۳). مطالعات صورت گرفته نشان داده است که افیولیت ملانژهای نائین- بافت میان خرده قاره ایران مرکزی و زون سنندج- سیرجان، که یک حاشیه فعال قاره‌ای است، واقع شده و تکامل این حوضه در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر زون سنندج- سیرجان می‌باشد (قاضی و مونتتی، ۲۰۱۱؛ عزیزی و استرن، ۲۰۱۹).

صورت گرفته است؛ اما کانی الیوین در پریدوتیت‌های آن با جزئیات مورد مطالعه قرار نگرفته است. الیوین کانی مهمی است که در روند شکل‌گیری ماگما نقش موثری ایفا می‌کند و همچنین بر اساس ترکیب شیمیایی آن می‌توان ابهامات موجود در زمینه سنگ‌زایی و خصوصیات زمین‌ساختی ماگمای سازنده آن را مورد بررسی قرار داد (قاسمی و درخشی، ۲۰۰۸). بر این اساس، در این پژوهش به مطالعه بلورهای الیوین در سنگ‌های متاپریدوتیتی منطقه شصت‌پیچ پرداخته می‌شود. با توجه به شدت دگرسانی سنگ‌های منطقه، مطالعات بر روی بلورهای الیوین موجود با استفاده از مطالعات شیمی کانی با روش ریزکاو الکترونی و طیف‌سنجی رامان نیز انجام شده است.

۱-۱- زمین‌شناسی عمومی

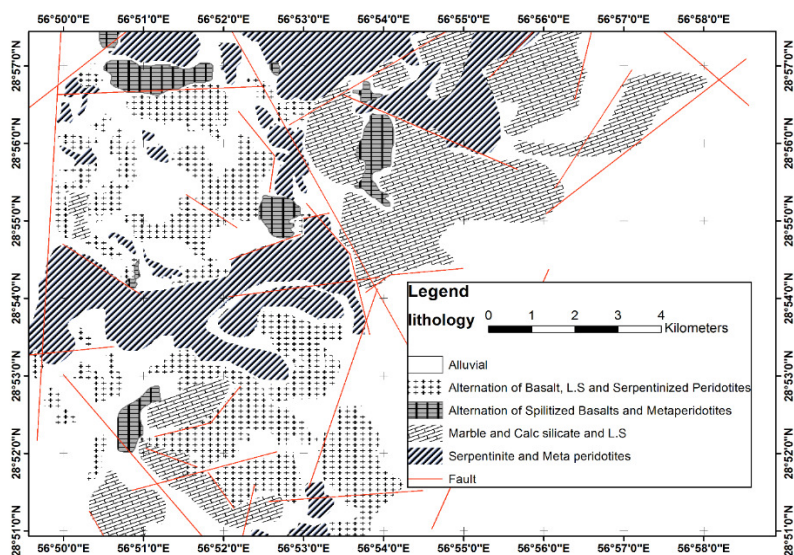
افیولیت‌های ایران از نقطه نظر جغرافیایی به چهار گروه تقسیم می‌شوند (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ مک‌کال، ۱۹۹۷) (شکل ۱) که افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین دور خرده قاره ایران مرکزی شامل شهربابک- نائین، سبزواری و نهبندان- چهل کوه یکی از این چهار گروه را به خود اختصاص داده



شکل ۱. نقشه پراکندگی مهم‌ترین افیولیت‌های ایران (برگرفته از قاضی و همکاران، ۲۰۱۱). موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه مشخص شده است.

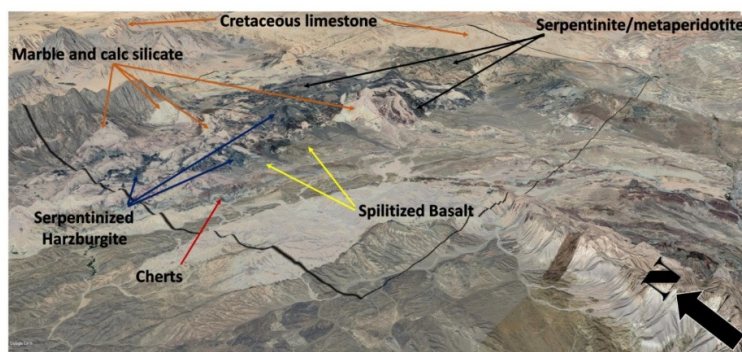
Fig. 1. Distribution map of the most important ophiolites in Iran (taken from Ghazi et al., 2011). The location of the studied area is indicated on the map.

¹ Central-East Iranian Microplate (CEIM)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با تغییرات از بهرام‌بیگی و همکاران، ۲۰۱۹).

Fig. 2. Geological map of the studied area (with modifications from Bahrambeigi et al., 2019).



شکل ۳. نمایی کلی از منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر حاصل از ماهواره اسپات (دید از سمت جنوب‌غرب).

Fig. 3. General view of the studied area on the image obtained from the SPOT satellite (view from the south-west).

منظور از دستگاه مدل MicroLas 193nm ArF excimer: GeoLas Q-Plus به همراه طیف‌سنج جرمی ICP مدل Agilent 7500S استفاده شد. برای انجام مطالعات طیف‌سنجی رامان نیز از دستگاه میکرورامان (مدل HORIBA Jobin Yvon, LabRAM HR800) استفاده شد که به لیزر Nd:YAG با قطر ۵۳۲ نانومتر (مدل Ltd, J100GS-16) و میکروسکوپ نوری (مدل Olympus, BX41) مجهز بود. در جدول ۱ آنالیز عناصر اصلی و مقادیر $Mg\# = \frac{100 \cdot Mg}{Mg + Fe}$ در یونین‌های نمونه‌های برداشت شده از پریدوتیت‌های منطقه شصت‌پیچ به تفکیک نوع سنگ پریدوتیتی ارائه شده است. فرمول کاتیونی یونین‌ها بر اساس ۳ کاتیون به ازای ۴ اکسیژن (M_2SiO_4) محاسبه گردیده است.

۲- روش بررسی

در این پژوهش بررسی‌ها شامل تجزیه ریزکاوالکترونی، ژئوشیمی سنگ‌کل و طیف‌سنجی رامان می‌باشد که همگی در آزمایشگاه بخش مطالعات لیتوسفری^۱ دانشگاه وین اتریش انجام شده است. تجزیه ریزکاوالکترونی بر روی تعداد ۱۰۸ نقطه از کانی‌یونین مربوط به ۳۰ نمونه پریدوتیتی منطقه شصت‌پیچ به وسیله دستگاه SXFive در دانشگاه وین انجام شد (جدول ۱). این آنالیزها با ولتاژ شتاب‌دهنده 30kV و شدت جریان 200nA FE در دانشگاه وین انجام شد. برای انجام مطالعات سنگ‌کل، تعداد ۲۵ عدد از نمونه‌های سنگی منطقه با استفاده از روش ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفت (جدول ۲). برای این

¹ Lithospheric (Research Department)

ادامه جدول ۱.

R Type	SiO2	MgO	Al2O3	TiO2	MnO	CaO	FeO	Cr2O3	NiO	Total	Si4+	Fe2+	Fe3+	Mg2+	Ni2+	Mg#*	Fo*
Du	40.89	49.19	bdl	bdl	0.18	0.03	9.69	0	0.38	100.36	0.999	0.196	bdl	1.791	0.008	0.9	90.1
Du	41.08	49.21	0.01	bdl	0.15	0.02	9.58	0	0.41	100.47	1.002	0.196	bdl	1.79	0.008	0.9	90.1
Du	40.91	49.25	bdl	bdl	0.17	0.02	9.72	0.01	0.4	100.47	0.998	0.195	bdl	1.792	0.008	0.9	90.2
Du	41.05	49.41	bdl	bdl	0.12	0.13	9.33	0.02	0.39	100.46	1.001	0.19	bdl	1.795	0.008	0.9	90.4
Du	40.98	49.29	bdl	bdl	0.12	0.11	9.48	0.02	0.39	100.41	1	0.194	bdl	1.793	0.008	0.9	90.2
Du	41.05	49.05	0.01	bdl	0.17	0.13	9.93	0.01	0.4	100.73	1	0.202	bdl	1.782	0.008	0.9	89.8
Du	41.04	48.72	bdl	bdl	0.12	0.05	9.51	0.01	0.41	99.86	1.008	0.195	bdl	1.784	0.008	0.9	90.1
Du	40.94	48.94	0.01	bdl	0.13	0.09	9.88	0.02	0.4	100.42	1.001	0.202	bdl	1.784	0.008	0.9	89.8
Du	41.04	48.86	0.01	bdl	0.16	0.07	9.6	0.02	0.39	100.14	1.005	0.197	bdl	1.785	0.008	0.9	90.1
Du	41.04	48.24	0.01	bdl	0.14	0.02	9.91	0.02	0.38	99.75	1.011	0.204	bdl	1.773	0.008	0.9	89.7
Du	40.94	48.87	bdl	bdl	0.17	0.1	9.93	0.02	0.39	100.43	1.001	0.203	bdl	1.782	0.008	0.9	89.8
Du	40.95	49.38	bdl	bdl	0.12	0.13	9.39	0.01	0.4	100.36	0.999	0.19	bdl	1.796	0.008	0.9	90.4
Du	41.08	49.18	bdl	bdl	0.14	0.06	9.29	0.01	0.39	100.15	1.005	0.19	bdl	1.793	0.008	0.9	90.4
Du	40.95	48.18	0.01	bdl	0.18	0.03	9.34	0.02	0.41	99.11	1.014	0.194	bdl	1.779	0.008	0.9	90.2
Du	41	49.02	bdl	bdl	0.18	0.08	9.34	0.02	0.39	100.02	1.004	0.191	bdl	1.79	0.008	0.9	90.4
Du	41.03	48.69	0.01	bdl	0.15	0.04	9.68	0.03	0.41	100.05	1.007	0.199	bdl	1.781	0.008	0.9	89.9
Du	41	48.78	0.01	bdl	0.15	0.09	9.57	0.02	0.41	100.03	1.006	0.196	bdl	1.784	0.008	0.9	90.1
Du	41.08	48.53	0.01	bdl	0.15	0.13	9.28	0.02	0.41	99.61	1.012	0.191	bdl	1.782	0.008	0.9	90.3
Du	40.98	48.87	0.01	bdl	0.17	0.06	9.49	0.01	0.39	99.98	1.005	0.195	bdl	1.787	0.008	0.9	90.2
Du	41.03	48.87	0.01	bdl	0.14	0.11	9.83	0.01	0.41	100.41	1.003	0.201	bdl	1.781	0.008	0.9	89.9
Du	41.03	49.1	bdl	bdl	0.12	0.08	9.35	0.01	0.39	100.08	1.004	0.191	bdl	1.792	0.008	0.9	90.4
Du	41.01	48.71	bdl	bdl	0.15	0.07	9.42	0.02	0.4	99.76	1.008	0.194	bdl	1.785	0.008	0.9	90.2
Du	40.9	48.75	0.01	bdl	0.11	0.09	9.79	0.01	0.41	100.08	1.003	0.201	bdl	1.778	0.008	0.9	89.9
Du	40.92	48.59	bdl	bdl	0.18	0.08	9.93	0.02	0.39	100.1	1.004	0.204	bdl	1.778	0.008	0.9	89.7
Du	41.07	48.92	0.01	bdl	0.15	0.13	9.27	0.01	0.4	99.94	1.007	0.19	bdl	1.788	0.008	0.9	90.4
Du	41.07	49.34	0.01	bdl	0.16	0.06	9.44	0	0.4	100.48	1.001	0.192	bdl	1.793	0.008	0.9	90.3
Du	40.94	48.04	bdl	bdl	0.15	0.09	9.28	0	0.4	98.9	1.016	0.193	bdl	1.778	0.008	0.9	90.2
Du	40.97	48.79	0.01	bdl	0.12	0.05	9.63	0.02	0.39	99.97	1.006	0.198	bdl	1.785	0.008	0.9	90
Du	40.92	49.14	0.01	bdl	0.11	0.03	9.81	0.02	0.4	100.44	0.999	0.199	bdl	1.789	0.008	0.9	90
Du	40.91	48.86	0.01	bdl	0.11	0.11	9.26	0.01	0.41	99.68	1.005	0.19	bdl	1.79	0.008	0.9	90.4
Du	41.04	48.63	bdl	bdl	0.14	0.02	9.48	0.02	0.41	99.75	1.009	0.195	bdl	1.783	0.008	0.9	90.1
Du	41.04	49.02	0.01	bdl	0.14	0.11	9.64	0.02	0.41	100.39	1.003	0.197	bdl	1.786	0.008	0.9	90.1
Du	41.02	49.03	bdl	bdl	0.16	0.03	9.66	0.01	0.41	100.32	1.003	0.197	bdl	1.787	0.008	0.9	90.1
Du	41.01	48.73	0.01	bdl	0.17	0.05	9.81	0.02	0.39	100.19	1.005	0.201	bdl	1.78	0.008	0.9	89.9
Du	40.97	48.17	0.01	bdl	0.12	0.02	9.56	0.03	0.41	99.29	1.014	0.198	bdl	1.777	0.008	0.9	90
Du	40.96	48.05	0.01	bdl	0.12	0.09	9.43	0.02	0.39	99.07	1.015	0.196	bdl	1.776	0.008	0.9	90.1
Du	41.08	48.88	bdl	bdl	0.14	0.13	9.75	0.02	0.39	100.37	1.005	0.199	bdl	1.782	0.008	0.9	90
Du	40.9	48.34	0.01	bdl	0.18	0.09	9.36	0.03	0.4	99.31	0.011	0.193	bdl	1.781	0.008	0.9	90.2
Du	40.89	49.13	0.01	bdl	0.12	0.06	9.49	0.01	0.4	100.12	1.001	0.194	bdl	1.793	0.008	0.9	90.2
Du	40.98	49	bdl	bdl	0.18	0.09	9.52	0.01	0.4	100.18	1.008	0.195	bdl	1.788	0.008	0.9	90.2
Du	41.05	48.49	bdl	bdl	0.18	0.04	9.84	0	0.41	100	1.009	0.202	bdl	1.776	0.008	0.9	89.8
Lz	41.08	47.32	0.01	0.01	0.15	0.02	9.6	0	0.37	98.55	1.026	0.201	bdl	1.762	0.007	0.9	89.8
Lz	41.17	48.4	0.01	bdl	0.12	0.03	9.63	0	0.37	99.73	1.014	0.198	bdl	1.777	0.007	0.9	90
Lz	40.91	48.44	0.01	bdl	0.15	0.03	9.56	0.01	0.35	99.44	1.01	0.197	bdl	1.782	0.007	0.9	90
Lz	40.84	48.47	bdl	0.01	0.13	0.04	9.6	0	0.39	99.48	1.008	0.198	bdl	1.783	0.008	0.9	90
Lz	40.87	47.74	bdl	bdl	0.14	0.03	9.56	0	0.37	98.73	1.018	0.199	bdl	1.772	0.007	0.9	89.9
Lz	40.96	48.05	bdl	0.01	0.14	0.04	9.56	0	0.37	99.13	1.015	0.198	bdl	1.775	0.007	0.9	90
Lz	41.1	48.04	0.01	0.01	0.12	0.04	9.58	0	0.38	99.27	1.017	0.198	bdl	1.773	0.008	0.9	90
Lz	40.99	47.64	0.01	bdl	0.15	0.04	9.63	0.01	0.37	98.83	1.02	0.2	bdl	1.768	0.007	0.9	89.8
Lz	41.06	47.86	bdl	0.01	0.15	0.04	9.57	0	0.37	99.05	1.019	0.199	bdl	1.771	0.007	0.9	89.9
Lz	41.12	48.1	bdl	bdl	0.13	0.04	9.59	0	0.37	99.36	1.017	0.198	bdl	1.773	0.007	0.9	90
Lz	40.85	47.62	bdl	bdl	0.13	0.04	9.6	0	0.38	98.62	1.019	0.2	bdl	1.77	0.008	0.9	89.8

*Mg#=[(100*Mg/(Mg+Fe))]

* Fo = Mg/(Mg+Fe)

*bdl: below detection limit

جدول ۲. نتایج درصد وزنی اکسید عناصر اصلی مربوط به سنگ کل نمونه‌های پریدوتیتی منطقه شصت پیچ به روش XRF.

Table 2. Main element oxide content results from peridotite whole rocks of Shasatpich area by XRF in wt%.

R-Type	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	LOI
Hz	38.17	0.01	1.00	9.58	0.18	35.08	0.16	0.18	0.01	0.06	99.4	14.38
Hz	40.00	0.03	1.59	10.34	0.16	33.02	0.27	0.12	0.01	bdl	99.34	13.68
Hz	41.34	0.01	0.76	10.13	0.12	33.18	0.45	0.14	0.01	0.01	99.36	13.1
Hz	38.32	0.02	1.41	8.49	0.14	35.53	1.01	0.13	bdl	bdl	99.39	13.79
Hz	39.06	0.02	0.97	8.71	0.11	35.67	1.13	0.14	0.01	bdl	99.41	13.15
Hz	38.95	0.02	1.07	8.73	0.11	35.24	1.27	0.19	0.01	bdl	99.34	13.26
Hz	39.13	0.02	0.99	8.59	0.13	35.65	1.2	0.17	0.01	0.01	99.89	13.51
Hz	38.46	0.01	1.15	9.57	0.17	34.81	1.11	0.18	0.01	0.04	99.43	13.58
Hz	39.62	0.01	1.12	10.04	0.15	34.24	0.82	0.14	0.01	0.03	100.66	13.96
Hz	38.23	0.01	1.20	9.03	0.12	35.28	1.25	0.15	0.01	0.05	100.03	14.17
Hz	38.61	0.02	1.28	10.02	0.11	33.85	0.26	0.17	0.01	0.02	97.98	13.11
Du	36.52	bdl*	0.59	10.15	0.15	37.15	0.06	bdl	0.01	bdl	99.39	14.3
Du	37.12	0.01	0.99	8.92	0.16	36.34	0.07	0.16	0.01	bdl	99.43	15.4
Du	36.59	0.01	0.77	9.35	0.15	36.72	0.07	0.06	0.01	bdl	98.92	14.86
Du	36.70	0.01	0.72	10.08	0.16	36.43	0.07	0.14	0.01	bdl	98.97	14.4
Du	36.74	0.01	0.81	9.36	0.15	36.54	0.07	0.03	0.01	bdl	98.98	14.88
Lz	39.20	0.02	0.92	8.71	0.11	35.49	1.43	bdl	0.02	bdl	99.48	13.16
Lz	38.95	0.02	1.07	8.73	0.11	35.24	1.27	0.19	0.01	bdl	99.35	13.26
Lz	38.84	0.07	2.00	9.65	0.15	35.09	2.03	0.25	0.03	0.01	99.46	10.93
Lz	39.03	0.07	1.79	9.49	0.12	35.14	1.79	0.21	0.02	0.01	100.62	12.39
Lz	38.88	0.07	1.88	8.82	0.13	35.29	1.38	0.19	0.01	0.01	99.96	12.81
Lz	38.91	0.02	1.26	9.02	0.13	35.34	1.66	0.11	0.01	0.01	99.68	12.67
Lz	38.84	0.06	1.84	9.57	0.13	35.3	1.45	0.13	0.01	0.01	100.81	13.04
Lz	38.88	0.02	1.11	8.96	0.12	35.18	1.4	0.01	0.01	0.01	97.8	11.6
Lz	38.87	0.06	1.63	8.94	0.11	35.4	1.58	0.17	0.03	0.01	99.15	11.8

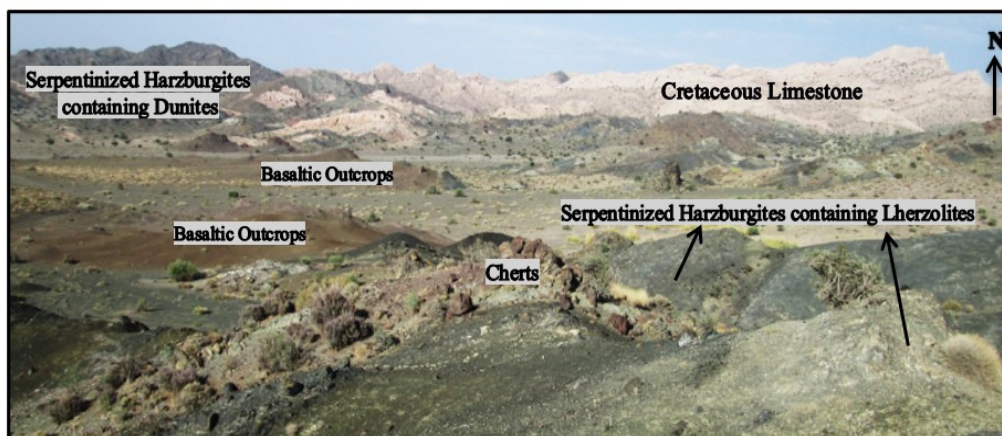
*bdl: below detection limit

رودینگیتی شده که سرپانتینیت‌ها را قطع کرده‌اند نیز در بخش‌هایی از مناطق مرکزی و غربی دیده می‌شوند. لیستونیت‌ها به صورت رگه و قطعات نامنظم در امتداد گسل‌های قطع‌کننده سنگ‌های اولترامافیک و یا در همبری آن‌ها با سنگ‌های دیگر تشکیل شده‌اند. در شکل ۵ رخنمون‌هایی از متاپریدوتیت‌ها و سرپانتینیت‌ها که غالباً زمینه‌ای هارزبورژیتی دارند، مشاهده می‌شود. در بخش‌های جنوبی رخنمون‌هایی از لرزولیت‌ها و نیز در بخش‌های شمالی‌تر رخنمون‌هایی از دونیت در آن‌ها یافت می‌شود. هارزبورژیت‌ها فراوان‌ترین سنگ اولترامافیک غالب در بخش جنوبی منطقه هستند (شکل ۴). به دلیل شدت بهم‌ریختگی و عدم امکان تفکیک رخنمون‌های فوق‌بازی در مقیاس نقشه ارائه شده؛ لذا استفاده از واژه‌های کلی‌تر سرپانتینیت و متاپریدوتیت برای توده‌های فوق‌بازی این ناحیه منطقی به نظر می‌رسد. در بسیاری از موارد هارزبورژیت‌ها به صورت یک زمینه سرپانتینیتی غالب در منطقه، میزبان سایر سازنده‌های مجموعه افیولیتی بوده و سازنده‌های غیرمرتبط با مجموعه افیولیتی و بلوک‌های بیگانه را نیز در خود جای داده است.

۳- نتایج

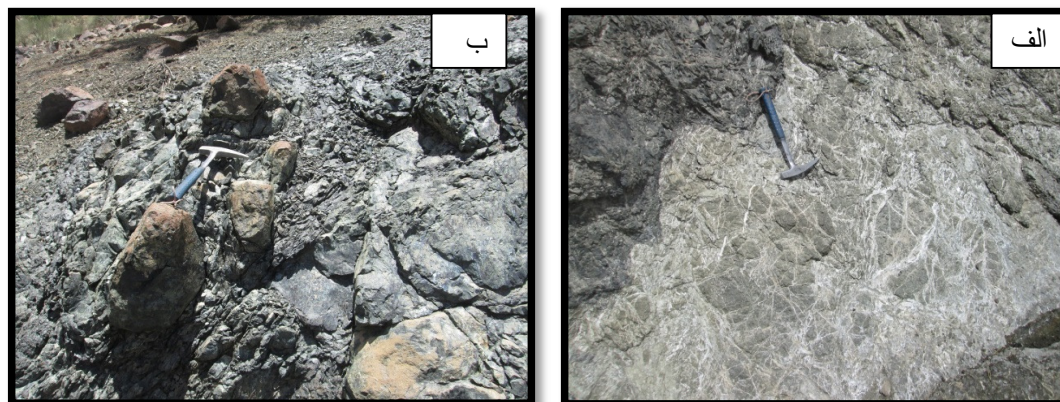
۳-۱- شواهد صحرائی

در مشاهدات صحرائی رخنمون‌های متاپریدوتیتی منطقه با زمینه تیره‌تر به صورت مجموعه‌های شدیداً تکتونیزه و گسله رخنمون یافته‌اند (شکل ۴). این رخنمون‌ها با داشتن ارتفاع متوسط و عدم حضور توده‌ها و دایک‌های نفوذی فراوان، از دیگر رخنمون‌های پریدوتیتی همجوار در بخش جنوبی کمر بند افیولیتی CEIM متمایز می‌گردند. سنگ‌شناسی غالب پریدوتیت‌ها در این منطقه شامل لرزولیت، هارزبورژیت و مقادیر کمتری دونیت است. مشاهدات صورت گرفته نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های منطقه تحت تأثیر فرآیند سرپانتینیتی شدن و دگرسانی که در سایر پریدوتیت‌های کمر بند افیولیتی CEIM مشاهده می‌شود، قرار گرفته‌اند. این پدیده حتی با شدت بیشتری نسبت به نواحی همجوار، واحدهای فوق‌بازی را متأثر ساخته است. بر این اساس اغلب سنگ‌های فوق‌بازی خصوصاً پریدوتیت‌ها به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. مرز بین واحدهای سنگی بصورت تکتونیک بوده و گاه‌ها به وسیله سرپانتینیت‌های دارای شیستوزیته مشخص می‌گردند. رخنمون‌های لیستونیت و دایک‌های گابرویی



شکل ۴. رخنمون انواع سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به تفکیک، انواع پریدوتیت‌های سرپانتینیته شده در کنار آهک‌های تراست شده کرتاسه و رخنمون‌هایی از بازالت‌ها (دید به سمت جنوب).

Fig. 4. Outcrops of different types of rocks in the studied area separately, types of serpentinized peridotites next to the Cretaceous thrust limestones and basalts outcrops (view towards the south).



شکل ۵. نمونه‌هایی از سنگ‌های اولترامافیک موجود در منطقه مورد مطالعه. الف) رخنمونی از هارزبورژیت‌های دگرسان شده منطقه؛ ب) شدت سرپانتینی شدن و خردشدگی در هارزبورژیت‌های منطقه.

Fig. 5. Ultramafic rocks in the studied area. a) Altered harzburgites in Shastapich region; b) Intensity of serpentinization and crushing in harzburgites outcrops.

لرزولیت‌ها در مقایسه با هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها؛ لیکن الیون‌های این سنگ‌ها میزان دگرسانی بالاتری را از خود نشان می‌دهند. شواهد پتروگرافی به خوبی این مسئله را تأیید می‌نماید. لرزولیت‌های موجود در منطقه بالاترین حجم بافت‌های غیرسودومورف و همزمان پایین‌ترین سطح حفاظت‌دهی دانه‌های الیون نسبت به هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها را نشان می‌دهند که این موضوع می‌تواند نشانه قدیمی‌تر بودن این سنگ‌ها باشد.

۳-۲-۲- انواع الیون موجود در هارزبورژیت

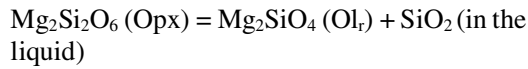
در هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه نیز بلورهای الیون به عنوان کانی غالب در سنگ قابل مشاهده‌اند. مشاهدات

۳-۲-۱- پتروگرافی

۳-۲-۱- انواع الیون موجود در لرزولیت

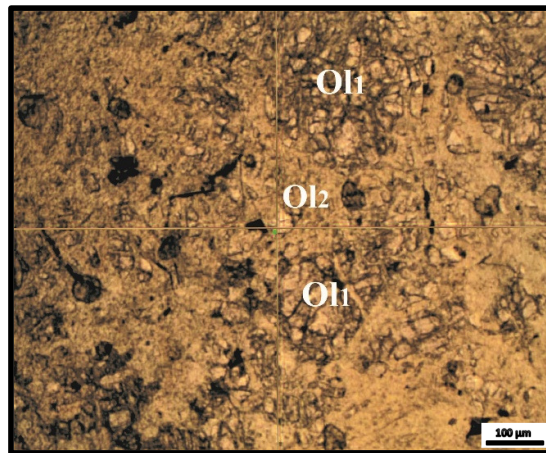
بلورهای الیون موجود در لرزولیت‌ها اغلب در ابعاد کمتر از یک میلی‌متر، به صورت خرد شده مشاهده می‌شوند. در بسیاری از موارد، این کانی در لرزولیت‌های منطقه به دلیل شدت سرپانتینی شدن به صورت سودومورف‌هایی دیده می‌شود که تنها قالب بافت شبکه‌ای آن‌ها قابل تشخیص است؛ اما در موارد نادر نیز برخی بلورها حفظ شده‌اند. زمینه سرپانتینی لرزولیت‌ها نیز غالباً از سودومورف‌های الیون تشکیل شده که اغلب به لیزاردیت و آنتی‌گوریت تبدیل شده است. نکته قابل توجه در خصوص الیون‌های لیزاردیتی شده آن است که با وجود دگرسانی عمومی کمتر

(۲۰۱۱) عقیده دارد که این الیوین‌ها، الیوین‌های جانشینی (Ol_1) هستند که شبیه یک حاشیه واکنشی بر اثر ذوب نامتجانس اورتوپیروکسن‌ها درون فرورفتگی‌های آن‌ها تبلور یافته و به سطح بلورهای اورتوپیروکسن ظاهری نامنظم داده‌اند (دانار و همکاران، ۲۰۱۹). در حقیقت، این الیوین‌ها می‌توانند محصول پری‌تکتیک و ذوب نامتجانس اورتوپیروکسن‌ها طی واکنش شماره زیر باشند:



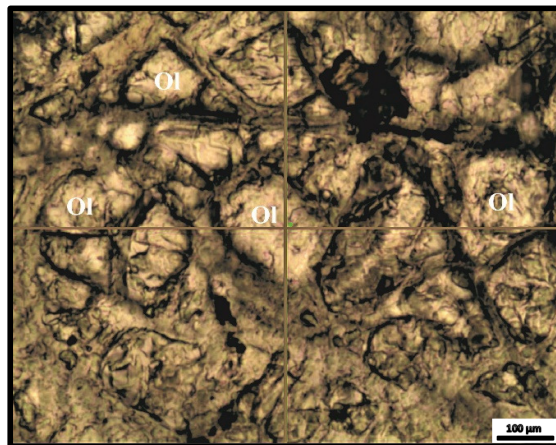
مقدار $Mg\#$ اورتوپیروکسن که توسط مذاب غنی از سیلیس کنترل می‌شود، در تشکیل الیوین‌های جانشینی مؤثر است (شیردشت‌زاده و همکاران، ۲۰۲۰).

پتروگرافی انجام شده بر روی این سنگ‌ها وجود سه نوع الیوین را مشخص می‌سازد (شکل ۶). اولاً الیوین‌های اولیه (Ol_1) که آثار آن‌ها در لابه‌لای شبکه‌های لیزاردیتی باقی مانده است. ثانیاً نئوبلاست‌های دانه‌ریز الیوین (Ol_2) (با قطر کوچک‌تر از ۰/۱ میلی‌متر) که احتمالاً بر اثر دگرگونی سرپانتین‌ها و اغلب در امتداد شکستگی‌ها تبلور شده‌اند (بتی، ۱۹۹۳؛ اسکامبلوری و همکاران، ۲۰۰۴؛ کلارک و همکاران، ۲۰۲۰). این نوع از الیوین‌ها به صورت تجمعاتی ریزدانه، رشته‌های کریزوتیل و رگه‌های لیزاردیت سنگ را قطع کرده‌اند و ثالثاً بلورهایی ریز از الیوین (Ol_1) به صورت ادخال درون اورتوپیروکسن‌ها مشاهده می‌شود که می‌تواند سومین نسل از الیوین‌ها به حساب آید (دانار و همکاران، ۲۰۱۹؛ علیپور و همکاران، ۲۰۲۱). آرائی و همکاران



شکل ۶. الیوین‌های دانه درشت اولیه (Ol_1) در کنار نئوبلاست‌های ریزدانه الیوین دگرگونی (Ol_2) به همراه رگه‌های سرپانتین درون الیوین‌های اولیه (Ol_1) در نمونه‌های هارزبورژیتی منطقه مورد مطالعه (شرایط PPL).

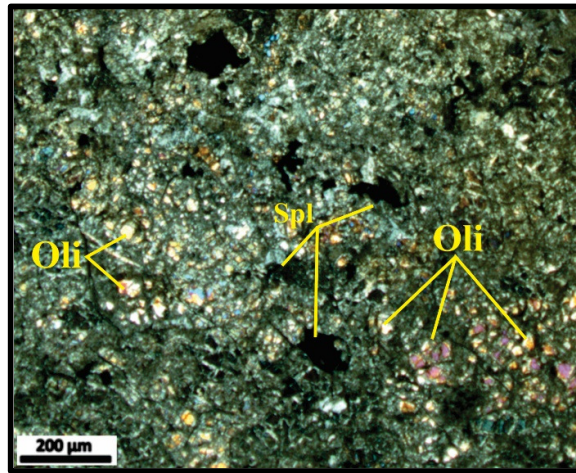
Fig. 6. Primary coarse-grained olivine (Ol_1) next to fine-grained neoblasts of metamorphic olivine (Ol_2) and serpentine veins within primary olivines (Ol_1) in harzburgite samples of the studied area (PPL).



شکل ۷. شبکه‌های لیزاردیتی بین الیوین‌های دگرسان‌شده در دونیت‌های منطقه مورد مطالعه (شرایط PPL).

Fig. 7. Lizardite networks between altered olivines in dunites of the studied area (PPL).

سودومورف قابل تشخیص هستند. این بلورها بر اساس مطالعات رامان مشخص می‌گردند که عمدتاً به لیزاردیت و در حاشیه‌ها به آنتی‌گوریت و در امتداد شکستگی‌ها و درزه‌ها به کریزوتیل تبدیل شده‌اند (شکل ۷). در شکل ۸ تصویر برخی از این بلورها که محفوظ باقی مانده‌اند نیز قابل مشاهده است.



شکل ۸. چگونگی توزیع الیوین در زمینه سنگ‌های دونیتی در میان شبکه‌ای از سرپانتین‌های جانشین شده و حضور اسپینل‌ها در دونیت‌های منطقه مورد مطالعه (شرایط XPL).

Fig. 8. Distribution quality of olivines and spinels among the serpentinization context of dunite rocks (XPL).

است که موارد معدودی از اولیوین‌های نوع دوم (Ol_2) که به صورت بلورهای تشکیل شده در رگه‌ها هستند و در برخی هارزبورژیت‌های منطقه قابل مشاهده می‌باشند، دارای مقادیر پایین‌تر از ۰/۰۱۵ درصد کلسیم (CaO) هستند. بنابراین این نوع الیوین‌ها (Ol_2) به لحاظ شیمیایی نیز از الیوین‌های ماگمایی قابل تفکیک هستند.

۳-۴- طیف‌سنجی رامان در الیوین‌ها

جزئیات پیک‌های رامان برای فورستریت در سطوح بلوری ۱۰ و ۱۱ و برای الیوین در سطح بلوری ۱۲ آورده شده‌اند. بر مبنای طیف‌سنجی رامان، الیوین ۸۱ عارضه طیفی دارد که ۳۶ پدیده آن در محدوده رامان اتفاق می‌افتد (۱۲) و (۱۳). طیف الیوین (شکل ۱۰-الف) به سه ناحیه تقسیم می‌شود: $<400\text{ cm}^{-1}$ ، $400-800\text{ cm}^{-1}$ و $800-1100\text{ cm}^{-1}$. مابین 800 cm^{-1} و 1100 cm^{-1} که مربوط به ارتعاشات داخلی ساختار SiO_4 است. مهم‌ترین پدیده‌ها در این محدوده نزدیک به ۸۲۰ و ۸۵۰ اتفاق می‌افتد که مربوط به بلندای تابعی از جهت‌داری کانی‌هاست (۱۱). ناحیه ۴۰۰ تا ۸۰۰

۳-۲-۳- انواع الیوین موجود در دونیت

الیوین‌های موجود در دونیت‌ها با ابعاد مختلف، از ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، دارای فراوانی قابل توجهی در این سنگ‌ها هستند (بیش از ۹۰٪) که شواهد خاصی از دگرسانی در آن‌ها دیده نمی‌شود. ولی در مقابل، بلورهای الیوین موجود در زمینه دونیت‌ها به دلیل شدت سرپانتینی‌شدن غالباً به صورت

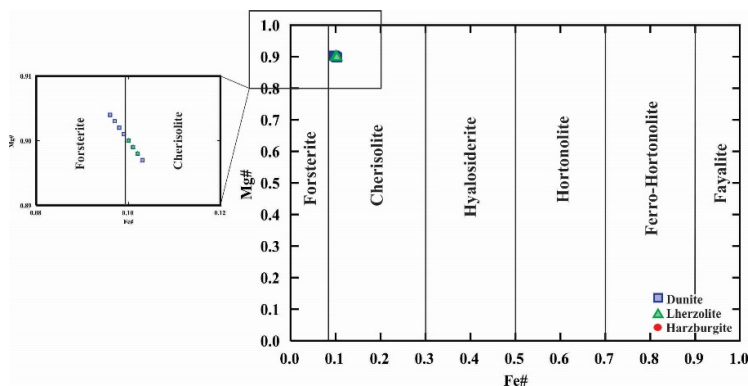
۳-۳- شیمی الیوین

بر اساس نتایج به دست آمده از مطالعات ریزکواالکترونی، به‌طور کلی مقدار $Mg\#$ الیوین در تمام متاپریدوتیت‌های منطقه در محدوده بین ۰/۸۹۷ تا ۰/۹۰۴ در نوسان می‌باشد. مقادیر NiO در این بلورها نیز از ۰/۳۳۴ تا ۰/۴۱۴ درصدوزنی با تغییرات کلی ۰/۰۸ درصد قابل مشاهده است. بر اساس نمودار $Mg\#$ در مقابل $Fe\#$ (هووی و همکاران، ۱۹۹۲) (شکل ۹)، اکثر نمونه‌های الیوین در محدوده کریزولیت و فورستریت قرار گرفته‌اند. قرارگیری نمونه‌ها در این نمودار به گونه‌ای است که الیوین‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها حاوی مقادیر نزدیک‌تر به فورستریت و الیوین‌های موجود در لرزولیت‌ها حاوی مقادیر نزدیک‌تر به کریزولیت هستند.

بررسی نتایج نشان می‌دهد که کانی‌های الیوین موجود در لرزولیت‌ها، دونیت‌ها و اکثراً هارزبورژیت‌ها از نوع اول (Ol_1)، دارای CaO بالای ۰/۰۱۵ درصد می‌باشند. این مقدار CaO قابل مقایسه با الیوین‌های غیردگرگونی و ماگمایی اولیه است (دیلک و فورنز، ۲۰۱۴). این در حالی

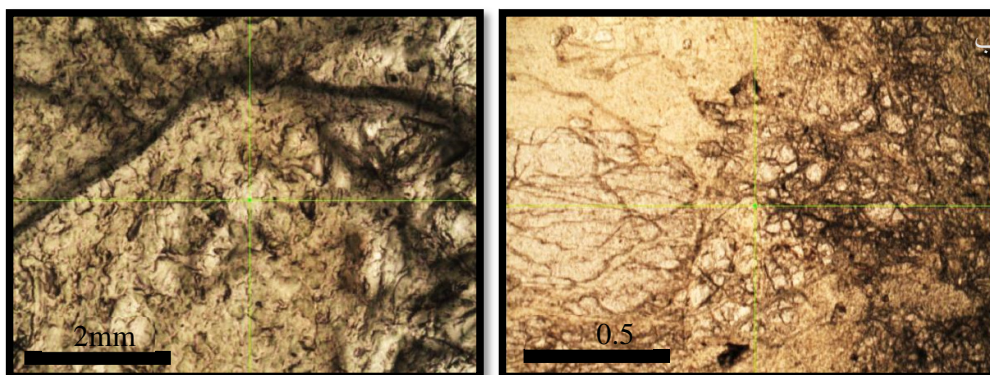
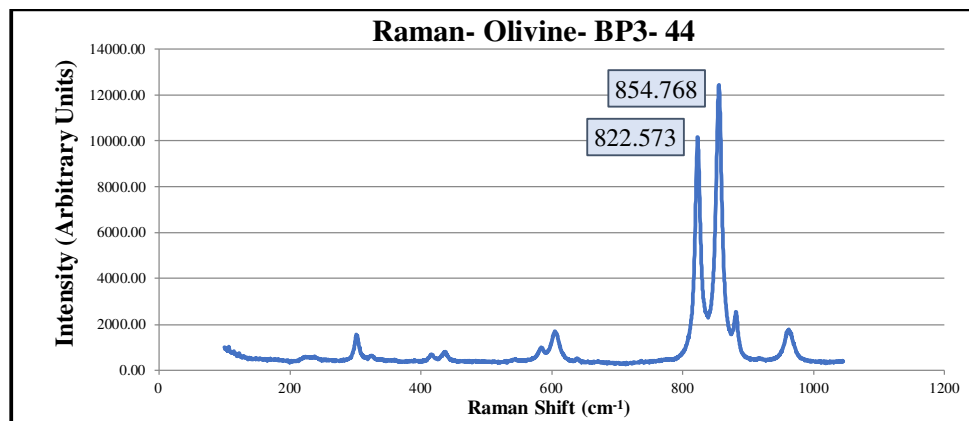
حدود ۱۰ موج که از ۸۱۵ موج برای فایالیت شروع و تا ۸۲۴ موج برای فورستریت ادامه دارد. گستره مشاهده شده در ۸۵۰ موج کمی بازتر از ۸۳۲ موج تا ۸۵۶ موج است.

نیز مربوط به ارتعاشات داخلی ساختار تتراندراهای سیلیکاتی است. پیک‌های زیر ۴۰۰ غالباً چرخش و تغییر ساختاری واحدهای اکتاندری را نشان می‌دهند (۱۲). موقعیت‌های مشاهده شده برای الیوین ۸۲۰ است. در



شکل ۹. ترکیب شیمی کانی الیوین در سنگ‌های الترامافیکی منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودار $Fe\# = (Fe/(Fe+Mg))$ در برابر $Mg\#$ (هووی و همکاران، ۱۹۹۲). بر اساس این نمودار نمونه‌های الیوین در محدوده فورستریت متمایل به کریزولیت قرار می‌گیرند.

Fig. 9. Mineral chemistry of olivine based on $Fe\# = (Fe/(Fe+Mg))$ against $Mg\#$ diagram (Hovey et al., 1992). The olivine samples are in the range of forsterite tending to chrysolite in the ultramafic rocks of the studied area.



شکل ۱۰. الف) تصویر طیف رامان یک نمونه الیوین از نسل اول (Ol_1) (BP3-44) از الیوین‌های موجود در نمونه‌های هارزبورژیت منطقه و ب) تصاویر نمونه‌هایی از کانی‌های الیوین تحت آنالیز لیزر رامان در سنگ‌های هارزبورژیتی منطقه مورد مطالعه.

Fig. 10. a) Raman spectrum image of a first generation olivine sample (Ol_1) (BP3-44) from the harzburgite samples of the region; B) Olivines under Raman analysis in harzburgite rocks of the studied area.

۴- بحث

و همکاران، ۲۰۱۹) به الیون نوع B تبدیل می‌شوند. در نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه نیز الیون‌هایی از این نوع قابل مشاهده است که آن‌ها را به عنوان الیون‌های نوع دوم (Ol₂) معرفی می‌نماییم. این فرضیه در الیون‌های منطقه مورد مطالعه با حضور همزمان آنتی‌گوریت‌های تجدید تبلور یافته در سنگ‌های هارزبورژیتی تقویت می‌گردد و اعمال فرآیند دگرگونی را تأیید می‌کند. از نظر شیمیایی، بلورهای الیون دارای ترکیب بین Fo_{90.43}-Fa_{9.56} و Fo_{89.67}-Fa_{10.32} می‌باشند و از این لحاظ مشابه ترکیب الیون‌های پریدوتیتی کوهزایی هستند (آرائی، ۱۹۹۴؛ سو و همکاران، ۲۰۱۹). مقدار متوسط NiO در این بلورها در حدود ۰/۳۸ درصدوزنی می‌باشد. مقدار متوسط MnO، Mg# و CaO در الیون نوع اول (Ol₁) به ترتیب ۰/۱۴، ۰/۹۰۵ و ۰/۴۷ درصدوزنی است. این مقادیر برای الیون دگرگونی (Ol₂) به ترتیب ۰/۱۳، ۰/۸۹۹ و ۰/۱۲ درصدوزنی است. در جدول ۳، ترکیب شیمیایی الیون دگرگونی (Ol₂) در هارزبورژیت‌ها با الیون اولیه (Ol₁) در لرزولیت، دونیت و هارزبورژیت‌های غیردگرگون شده منطقه مقایسه شده است (جدول ۳).

همانگونه که اشاره شد، بر اساس مطالعات پتروگرافی کانی الیون بلور غالب موجود در سنگ‌های پریدوتیتی منطقه مورد مطالعه با بافت‌های عمدتاً گرانولار است که در هر یک از این سه گروه سنگی با مقادیر متفاوت دچار دگرسانی سرپانتینی شده است. اما بررسی‌ها نشان می‌دهد که این کانی در هارزبورژیت‌های منطقه قابل تفکیک به سه نوع اولیه (Ol₁)، دگرگونی (Ol₂) و جانشینی (Ol_T) است. الیون‌های اولیه در لابه‌لای شبکه‌های لیزاردیتی ایجاد شده، باقی مانده‌اند و غالب هستند. الیون‌های نوع دوم که در موارد محدودی قابل مشاهده‌اند، نئوبلاست‌های دانه‌ریزی هستند که نحوه تشکیل آن‌ها مربوط به دگرگونی سرپانتین‌ها بوده که در امتداد شکستگی‌ها متبلور شده‌اند (ناگایا و همکاران، ۲۰۱۴؛ کلارک و همکاران، ۲۰۲۰). ناگایا و همکاران (۲۰۱۴) معتقد است که در اثر دگرگونی‌های حرارتی به صورت مقطعی، گاهی کانی‌های آنتی‌گوریت دچار آزدایی می‌شوند و در یک فاز پیشرونده در شرایطی با میزان محتوی آب متغیر و استرس بالا (پائو

جدول ۳. مقایسه ترکیب شیمیایی الیون دگرگونی (Ol₂) با الیون اولیه (Ol₁) در لرزولیت و هارزبورژیت‌های دگرگون شده منطقه.
Table 3. Comparison of the chemical metamorphic olivine (Ol₂) with primary olivine (Ol₁) compositions in lherzolite and metamorphosed harzburgites of the region.

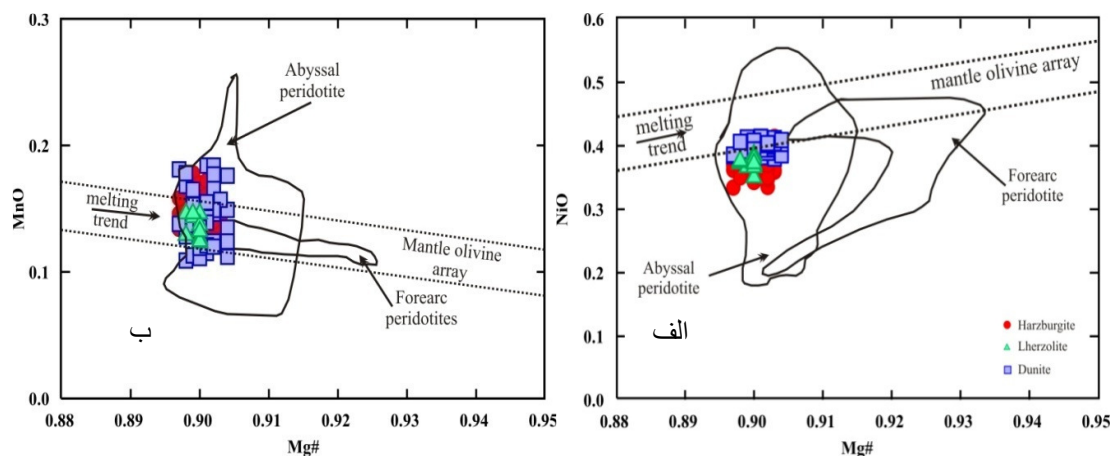
انواع الیون	Mg#*100	MnO	CaO
الیون در دونیت (Ol ₁)	۸۹/۷۷ - ۹۰/۴۳	۰/۱۰۹ - ۰/۱۸۴	۰/۱۰۶ - ۰/۱۳۲
الیون در هارزبورژیت (Ol ₁)	۸۹/۶۷ - ۹۰/۳۵	۰/۱۲۳ - ۰/۱۷۰	۰/۱۰۶ - ۰/۱۴۰
الیون در لرزولیت (Ol ₁)	۸۹/۷۶ - ۹۰/۰۴	۰/۱۳۶ - ۰/۱۲۳	۰/۰۲۱ - ۰/۰۴۴
الیون دگرگونی هارزبورژیت (Ol ₂)	۸۹/۸۷ - ۹۰/۱۶	۰/۱۲۳ - ۰/۱۷۸	۰/۰۱۵ - ۰/۰۱۲

Mg# (جکسون، ۱۹۶۹) ترسیم شده است. همانگونه که در شکل قابل مشاهده است (شکل ۱۲)، محدوده تغییرات Mg# در سه نوع سنگ منطقه مورد مطالعه محدود می‌باشد؛ اما مقادیر CaO در محدوده گسترده‌تری توزیع شده است. مقدار CaO در الیون‌های اولیه (Ol₁) موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها نسبت به دونیت‌ها کمتر است که این موضوع می‌تواند به عنوان تابعی از دمای انتشار بلورهای اولیه در نظر گرفته شود (رونر و ایمسلی، ۱۹۷۰). مقدار CaO موجود در الیون‌های اولیه (Ol₁) هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها تا حدود زیادی مشابه است و MnO نیز طیف تغییرات محدودی را نشان می‌دهد. این در حالی است که میزان CaO در الیون‌های دگرگونی (Ol₂)

تمرکز میزان NiO بیشتر توسط الیون‌های فورستریتی و انواع تولید شده در مراحل اولیه ماگما کنترل می‌شود (الفیندو و همکاران، ۲۰۲۰). بر اساس نمودار Mg# در مقابل NiO (هلبند و همکاران، ۲۰۰۲) (شکل ۱۱- الف)، الیون‌های منطقه در محدوده مربوط به پریدوتیت‌های آبیسال قرار می‌گیرند. همچنین میانگین MnO موجود در بلورهای الیون، مقدار تقریبی ۰/۱۴ درصدوزنی را ارائه می‌دهد که بر اساس نمودار Mg# در برابر MnO (هرزبرگ و آسیمو، ۲۰۰۸)، الیون‌های مورد مطالعه علاوه بر اینکه در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال قرار می‌گیرند، آرایه گوشته‌ای نیز از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۱- ب). در شکل ۱۲ ترکیب الیون‌ها بر روی نمودار CaO در برابر

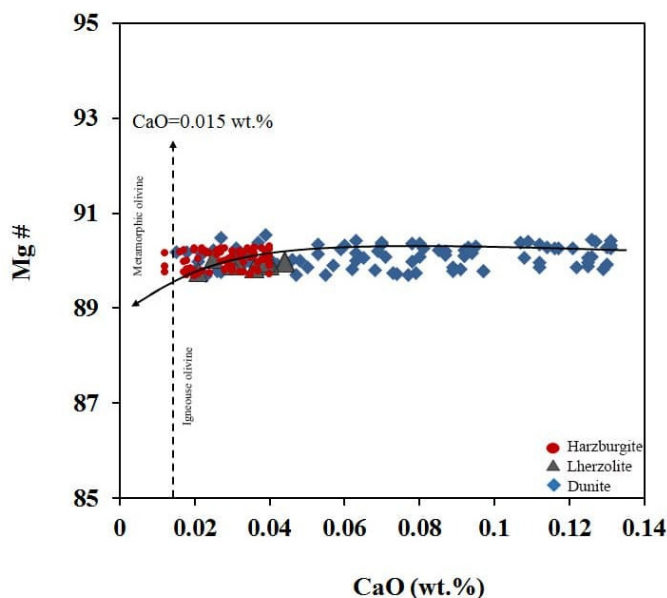
توجه به تشابه شیمیایی و یکسان بودن میزان مقاومت الیوین در هر دو سنگ، این امر می‌تواند نشان‌دهنده تقدم تشکیل الیوین در لرزولیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها و تأخر نسبی تشکیل هارزبورژیت‌ها در منطقه مورد مطالعه باشد (بری و کوهرلر، ۱۹۹۰).

موجود در هارزبورژیت‌ها کمترین مقدار را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). به هر حال الیوین موجود در هارزبورژیت‌ها تا حد زیادی دگرسان شده و سرپانتین به صورت زمینه و رگه در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. با وجود دگرسانی عمومی پایین‌تر لرزولیت‌ها، مقدار سرپانتینی‌شدن الیوین‌ها در لرزولیت‌ها بیشتر از هارزبورژیت‌های مجاور است که با



شکل ۱۱. تغییرات ترکیبی الیوین‌های موجود در نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه. موقعیت الیوین‌های مورد مطالعه در الف: نمودار $Mg\#$ در برابر NiO بر اساس هلبرند و همکاران (۲۰۰۲) و ب: نمودار $Mg\#$ در برابر MnO . محدوده گوشته‌ای الیوین از تاکاهاشی و همکاران (۱۹۸۶) و محدوده پریدوتیت‌های آبیسال و پیش‌کمانی از لیان و همکاران (۲۰۱۶) برگرفته شده است.

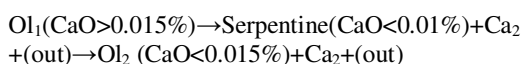
Fig. 11. The compositional changes of olivines in the rock samples of the studied area. The situation of the studied olivines in a: $Mg\#$ vs. NiO diagram based on Hellbrand et al. (2002) and b: $Mg\#$ vs. MnO diagram. The range of olivine mantle is taken from Takahashi et al. (1986) and the range of abyssal and pre-arc peridotites from Lian et al. (2016).



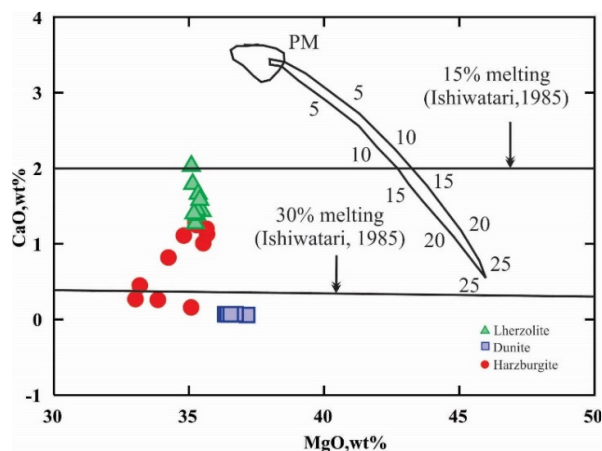
شکل ۱۲. مقایسه ترکیب الیوین‌های اولیه (Ol_1) و الیوین‌های دگرگونی (Ol_2) در نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار CaO در برابر $Mg\#$ (جکسون، ۱۹۶۹).

Fig. 12. Comparison of the primary olivines (Ol_1) with metamorphic olivines (Ol_2) composition in the rock samples of the studied area on the CaO vs. $Mg\#$ diagram (Jackson, 1969).

درصدوزنی باشند. اما نئوبلاست‌های الیون دگرگونی (Ol_2) که در نتیجه یک فرآیند دگرگونی احتمالاً حرارتی به دنبال آزادابی سرپانتین در شرایط فوگاسیته بالاتر اکسیژن به وجود می‌آیند، مقادیر کمتری از CaO (کمتر از ۰/۱۵) را دارند. در حقیقت این الیون‌ها جانشین سرپانتینی شده‌اند که مقادیر پایین CaO را در ساختار خود دارد (ناگایا و همکاران، ۲۰۱۴) و از آن جایی که به هنگام تبلور مجدد بر اثر دگرگونی، CaO در ساختار نئوبلاست‌های الیون وارد نمی‌شود، در نتیجه در مقایسه با الیون‌های اولیه (Ol_1)، فاقد CaO یا دارای مقدار CaO بسیار ناچیز ($CaO < 0/15$) می‌باشند (شیردشت‌زاده و همکاران، ۲۰۱۴). رابطه زیر چگونگی این فرآیند را بیان می‌کند:



به‌طور کلی مقایسه‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که هر چند هر دو نوع الیون اولیه (Ol_1) و دگرگونی (Ol_2) موجود در نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه ترکیب شیمیایی نزدیک به فورستریت (۸۹٪ Fo) را نشان می‌دهند و همچنین میزان همه عناصر اصلی در آن‌ها با هم تقریباً مشابه است؛ اما تفاوت اصلی آن‌ها در میزان CaO است. ترکیب شیمیایی الیون‌های دگرگونی با شیمی سنگ کل و نیز میزان درجه دگرگونی کنترل می‌شود (جکسون، ۱۹۶۹؛ تراپی و همکاران، ۲۰۱۱). از طرفی میزان CaO موجود در ساختار الیون بر اساس بررسی‌های دی‌هو و همکاران (۲۰۱۰) به دما وابسته است. بنابراین الیون‌های ماگمایی (Ol_1) که در شرایط دما و فشار گوشته تشکیل شده‌اند، می‌توانند دارای مقدار CaO بالاتری از ۰/۱۵



شکل ۱۳. ترسیم نمونه‌های سنگ کل منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار MgO در برابر CaO (هیروس و همکاران، ۱۹۹۵).

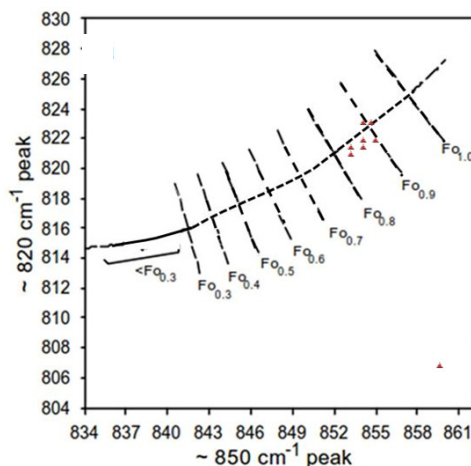
Fig. 13. Plotting of the whole rock samples of the studied area on the MgO vs. CaO diagram (Hiros et al., 1995)

را دچار تغییر کرده است. حضور کانی‌های الیون غیراولیه و شواهد کانیایی و بافتی در این سنگ‌ها شاهدهی بر این ادعاست. حضور پیروکسن‌هایی که به صورت بخشی به وسیله الیون‌های ثانویه (جانشینی) جایگزین شده‌اند و یا خورده‌شدگی این بلورها توسط الیون‌های ثانویه از جمله مواردی است که نشان‌دهنده فرآیندهای بعدی نظیر دگرگونی است که بر روی توده سنگی هارزبورژیتی رخ داده است (سیلر و همکاران، ۲۰۰۷؛ تامورا و همکاران، ۲۰۰۸). مقادیر پایین CaO در دونیت‌ها و مقادیر بالای آن در لرزولیت‌ها نیز با حضور بیشتر کلینوپروکسن در لرزولیت‌ها و مقادیر بالاتر الیون در دونیت‌ها قابل توجیه است. ارتباط میان ویژگی‌های شیمیایی، کانیایی

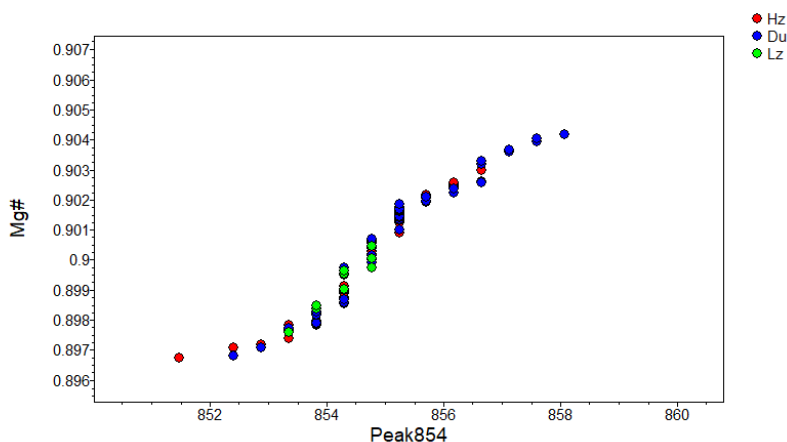
در شکل ۱۳، نمونه‌های سنگ کل منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار MgO در برابر CaO ترسیم شده‌اند (هیروس و همکاران، ۱۹۹۵). بر اساس این نمودار نمونه‌های سنگی منطقه در محدوده ذوب بالای ۰/۱۵ (ذوب‌بخشی متوسط) قرار می‌گیرند و جدایشی را از سنگ‌های لرزولیت به سمت هارزبورژیت و در نهایت دونیت از خود نشان می‌دهند. این مسأله میزان درجات ذوب‌بخشی متغیری را بر روی سنگ منشأ در این محدوده ذوب نشان می‌دهد (محمدی و همکاران، ۲۰۱۸). بعلاوه در این نمودار انحنایی در نمونه‌های هارزبورژیتی دیده می‌شود. این انحنا در نمونه‌هایی از هارزبورژیت دیده می‌شود که فرآیند دگرگونی بر روی آن‌ها تاثیر گذاشته و میزان MgO در هارزبورژیت‌ها

values ($Fo = Mg/(Mg+Fe)$ in a mole; $Fo_{0.00-1.00}$) مطالعات طیف‌نگاری رامان بر روی الیوین‌های مورد مطالعه ارتباط خوب شیفت پیک ۸۵۴ (موج بر سانتی‌متر) با مقادیر فورستریت کانی‌های الیوین منطقه را نشان می‌دهد (شکل ۱۵).

الیوین‌های منطقه و طیف رامان آن‌ها در قالب نمودار سه بعدی با متغیرهای سه‌گانه موقعیت پیک ۸۵۰ موج و موقعیت پیک ۸۲۰ موج و مقدار فورستریت بر حسب مول که بر اساس تجزیه ریزکاوالکترونی همان نقطه بدست آمده است، در شکل ۱۴ نمایش داده شده است.



شکل ۱۴. موقعیت نمونه‌های الیوینی منطقه بر روی نمودار پیک‌های رامان که محدوده ترکیبی فورستریت ۸۲ تا ۹۲ درصد را نشان می‌دهند.
Fig. 14. Plotting of the studied olivines on the Raman peaks diagram that show the combined range of forsterite 82-92%.



شکل ۱۵. ارتباط بین موقعیت پیک ۸۵۴ موج بر سانتیمتر در مقابل عدد اشباع منیزیم که نشان‌دهنده ارتباط مستقیم بین این دو فاکتور می‌باشد.
Fig. 15. The relation between the 854 waves/cm peak vs. the saturation Man that shows a direct relation between these two factors.

هارزبورژیت به عنوان سنگ غالب حضور دارد. مشاهدات صحرایی میزان بالای سرپانتینی شدن در این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. مطالعات پتروگرافی الیوین را به عنوان کانی شاخص مشخص می‌نماید که در این سنگ‌ها با مقادیر مختلف تحت تأثیر فرآیند سرپانتینی شدن قرار گرفته است. مشاهدات میکروسکوپی، در لرزولیت‌ها و دونیت‌های منطقه مورد مطالعه تنها بلورهای الیوین ماگمایی (Ol_1) را مشخص می‌نماید؛ اما بر اساس شواهد در هارزبورژیت‌های

۵- نتیجه‌گیری

منطقه شصت‌پنج در جنوب‌شرقی ایران از مجموعه افیولیتی ناین-بافت، به عنوان بخشی از کمربند افیولیتی داخلی مربوط به افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی است. افیولیت ملانژهای شدیداً تکتونیزه این منطقه، سکانس کاملی از یک مجموعه افیولیتی است. مجموعه سنگ‌های پریدوتیتی این منطقه از سنگ‌های هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت تشکیل شده‌اند که

- Arfania, R (2018) Role of supra-subduction zone ophiolites in the tectonic evolution of the southeastern Zagros Orogenic Belt, Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 10(1): 31-38.
- Arai, S., and Yurimoto, H (1994) Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, 89(6): 1279-1288.
- Arai, S (1994a) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology*, 113(3-4): 191-204.
- Arai, S (1994b) Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(4): 279-293.
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, K., Ishimaru, S (2011) Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc*, 20(1): 125-137.
- Azizi, H., and Stern, R. J (2019) Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. *Terra Nova*, 31(5): 415-423.
- Bahrambeygi, B., Moeinzadeh, H., Alavipanah, S. K (2019) Mineralogy, geochemistry and Raman Spectroscopy of multi-genesis serpentine polymorphs of Darepahn Ophiolites. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 30(3): 251-269.
- Beattie, P (1993) Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(1): 103-111.
- Brey, G., and Köhler, T (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31(6): 1353-1378.
- Clarke, E., de Hoog, J. C. M., Kirstein, L. A., Harvey, J., Debret, B (2020) Metamorphic olivine records external fluid infiltration during serpentinite dehydration. *Geochemical Perspectives Letters*, 16: 25-29.
- Coleman, R (1977) Emplacement and metamorphism of ophiolites. *Ophiolite*, 2(1): 41-73.
- Dandar, O., Okamoto, A., Uno, M., Oyanagi, R., Nagaya, T., Burenjargal, U., Miyamoto, T., Tsuchiya, N (2019) Formation of secondary olivine after orthopyroxene during hydration of mantle wedge: evidence from the Khantaishir Ophiolite, western Mongolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(11): 1-22.
- De Hoog, J. C. M., Gall, L., Cornell, D (2010) Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and منطقه، علاوه بر الیوین‌های ماگمایی و اولیه (Ol₁)، الیوین‌های حاصل از دگرگونی (Ol₂) و الیوین‌های جانیشینی (Ol_r) نیز قابل مشاهده می‌باشند. بررسی شیمی این کانی در سنگ‌های منطقه، طیف ترکیبی الیوین‌ها را در محدوده مقادیر فورستریتی ۸۳ تا ۹۲ درصد (از نوع فورستریت تا کریزولیت) قرار می‌دهد که تشابه ترکیب این بلورها را با الیوین‌های پریدوتیتی کوهزایی نشان می‌دهد. تفاوت اصلی بین بلورهای الیوین اولیه (Ol₁) با انواع الیوین‌های دگرگونی (Ol₂) در مقدار CaO متفاوتی است که در الیوین‌های دگرگونی (Ol₂) بسیار کمتر از الیوین‌های ماگمایی و اولیه (Ol₁) است. میزان کمتر CaO احتمالاً ناشی از فرآیند دگرگونی و آزدایی است که منجر به تشکیل این نوع الیوین از سرپانتین با مقدار CaO پایین می‌شود. استفاده از طیف‌سنج رامان به عنوان ابزاری بسیار دقیق برای شناسایی پیوندهای شیمیایی و ساختاری در بلورهای الیوین در نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه با استفاده از محدوده فرکانسی ۸۲۰ و ۸۵۰ طول موج بر سانتی‌متر، تغییرات ترکیبی الیوین را نشان می‌دهد و مطالعات میکروسکوپی و شیمی کانی را تایید می‌نماید. استفاده از نمودار ترکیبی نشان می‌دهد که در هر دو محدوده فرکانسی ۸۲۰ و ۸۵۰ طول موج بر سانتی‌متر، با افزایش فرکانس به سمت اعداد بالاتر، طیف ترکیبی الیوین‌ها به سمت فورستریت تمایل می‌یابد. این وضعیت با پایداری پیوندها رابطه مستقیمی دارد.
- بنابر آنچه گفته شد، مجموعه افیولیتی شصت پیچ به عقیده بسیاری از محققان از جمله شفائی‌مقدم (۲۰۱۰، ۲۰۱۳) و حسن‌زاده و ورنیک (۲۰۱۶) بقایای پوسته اقیانوسی نئوتتیس در صفحه ایران مرکزی است که در نتیجه فرورانش این پوسته اقیانوسی به زیر ایران مرکزی از آن جدا شده‌اند (محمدی و همکاران، ۲۰۱۸). کلیه مطالعات میکروسکوپی و شیمیایی سنگ‌های پریدوتیتی منطقه شصت پیچ را در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال قرار داده است. این سنگ‌های پریدوتیتی در نتیجه یک ذوب‌بخشی با درجه متوسط از سنگ منشأ به وجود آمده‌اند.

References

- Alipour, R., Moeinzadeh, H., Perineeli, C., Bosi, F., Ahmadipour, H (2021) Mineralogical and petrogenetic characteristics of the peridotites and associated podiform chromitites from Abgarm ultramafic complex (south-eastern Iran). *Periodico di Mineralogia*, 90: 341-357.

- Nagaya, T., Wallis, S. R., Kobayashi, H., Michibayashi, K., Mizukami, T., Seto, Y., Matsumoto, M (2014) Dehydration breakdown of antigorite and the formation of B-type olivine CPO. *Earth and Planetary Science Letters*, 387: 67-76.
- Nicolas, A (2012) Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. *Petrology and structural geology*: Amsterdam, Kluwer Academic Publishers, 367 p.
- Olfindo, V. S. V., Payot, B. D., Valera, G. Th. V., Arai, Sh (2020) Petrogenesis of heterogeneous mantle peridotites with Ni-rich olivine from the Pujada Ophiolite, Philippines. *Journal of Asian Earth Sciences*, X 4: 100039.
- Roeder, P., and Emslie, R (1970) Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29(4): 275-289.
- Scambelluri, M., Muntener, O., Ottolini, L., Pettke, T. T., Vannucci, R (2004) The fate of B, Cl and Li in the subducted oceanic mantle and in the antigorite breakdown fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1): 217-234.
- Seyler, M., Lorand, J. P., Dick, H. J. B., Drouin, M (2007) Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15-20°N: ODP Hole 1274. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(3): 303-319.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., Rahgoshay, M (2010) The Dehshir ophiolite (Central Iran): geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros Ophiolitic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 122: 1516-47.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., Chiaradia, M (2013) Geochemistry and petrogenesis of the Late Cretaceous Haji-Abad ophiolite (Outer Zagros Ophiolite Belt, Iran): implications for geodynamics of the Bitlis-Zagros suture zone. *Geological Journal*, 48(6): 579-602.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., Chiaradia, M (2013) Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher-Baft ophiolite, central Iran. *Lithos*, 168-169: 33-47.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T., Arai, S., Bokhari, S. N. H., Samadi, R., Gazel, E (2014a.) Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): Implications for the Eastern Neo-Tethys evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie- Abhandlungen*, 273(1): 89-120.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Samadi, R (2014b) Geochemistry of pillow lavas and their clinopyroxene: ophiolitic mélanges of Nain and Ashin (Northeast of Isfahan Province). *Journal of Economic Geology*, 6(1): 49-70.
- Shirdashtzadeh, N (2020) Evolution of lithospheric mantle in the north of Nain-Baft oceanic crust geothermobarometry. *Chemical Geology*, 270(1-4): 196-215.
- Dilek, Y., and Furnes, H (2014) Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2): 93-100.
- Ghasemi, H., and Derakhshi, M (2008) Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of Lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 16: 227-224.
- Ghazi, S. and Mountney, N. P (2011) Petrography and provenance of the Early Permian Fluvial Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, 233(1-4): 88-110.
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B. P (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35(3): 586-621.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Mühe, R (2002) Mantle melting beneath Gakkel Ridge (Arctic Ocean): abyssal peridotite spinel compositions. *Chemical Geology*, 182(2-4): 227-235.
- Herzberg, C., and Asimow, P. D (2008) Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2. XLS software for primary magma calculation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(9): 1-25.
- Hirose, K., and Kawamoto, T (1995) Hydrous partial melting of lherzolite at 1GPa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 133: 463-473.
- Howie, R., Zussman, J., Deer, W (1992) An introduction to the rock-forming minerals, Longman London, UK.
- Jackson, E (1969) Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex, Montana. In *Magmatic Ore Deposits. Economic Geology Monograph*, 4: 41-71.
- Lian, D., Yang, J., Robinson, P. T., Liu, F., Xiong, F., Zhang, L., Gao, J., Wu, W (2016) Tectonic evolution of the western Yarlung Zangbo Ophiolitic Belt, Tibet: Implications from the petrology, mineralogy, and geochemistry of the peridotites. *The Journal of Geology*, 124(3): 353-376.
- McCall, G (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15(6): 517-531.
- Moghadam, H. S. and Stern, R. J (2015) Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31-59.
- Mohammadi, M., Ahmadipour, H., Moradian, A (2018) Origin of Lherzolit Peridotites in Ab-Bid Ultramafic Complex (Hormozgan Province); Products of Mantle Metasomatism or Partial Melting Processes?. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 29(1): 53-65.

- (Neo-Tethyan ophiolite of Ashin, Central Iran). *Island Arc*, 29 (1): e12342.
- Stöcklin, J (1974) Possible ancient continental margins in Iran. *The Geology of Continental Margins*, Springer, 873-887 pp.
- Stöcklin, J (1981) A brief report on geodynamics in Iran, in *Zagros, Hindukush, Himalaya Geodynamic Evolution*, edited by H. K. Gupta and F. M. Delany, pp. 70-74, AGU, Washington, D. C.
- Su, B., Chen, Y., Mao, Q., Zhang, D., Jia, L., Guo, Sh (2019) Minor elements in olivine inspect the petrogenesis of orogenic peridotites. *Lithos*, 344: 207-216.
- Takahashi, E (1986) Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9): 9367-9382.
- Tamura, A., Arai, S., Andel, E. S (2008) Petrology and geochemistry of peridotites from TODP site U1309 at Atlantis massif. MAR 30N: micro- and macro- scale melt penetrations into peridotites. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 155(4): 491-509.
- Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Arai, S., Koepke, J (2011) Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: amphibolites from Jandaq, Posht-e-Badam, Nain and Ashin ophiolites. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 262(2): 227-240.
- Torabi, G., Arai, S., Koepke, J (2011) Metamorphosed mantle peridotites from Central Iran (Jandaq area, Isfahan Province). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 261: 129-150.
- Yao, Z., Qin, K., Wang, Q., Xue, Sh (2019) Weak B-type olivine fabric induced by fast compaction of crystal mush in a crustal magma reservoir. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(4): 3530-3556.

The study of multiple generations of olivine in metaperidotites of the Shasatpich using EMPA and Raman spectroscopy

B. Bahrambeygi^{*1}, H. Moeinzadeh² and S. Sedighian³

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

2- Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

3- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Velayat University, Iranshahr, Iran

* bahram.bahrambeygi@gmail.com

Received: 2022.9.3 Accepted: 2023.4.11

Abstract

The Shasatpich area hosts an ophiolitic complex located in the south of Kerman, southeast Iran. This ophiolitic complex is composed of lherzolite, harzburgite, and dunite. Olivine is one of the important minerals found in these rocks, which is observed along with pyroxene (orthopyroxene and clinopyroxene) and spinel. The combined range of olivines is forsterite to chrysolite, range of 84 to 92%. NiO with an average amount of about 0.38 wt% and MnO with an average of 0.14 wt% in olivines show the range has related to abyssal peridotites. In addition to serpentinization as a general alteration in the ultramafic rocks, petrographic studies show that evidence of metamorphism in the olivines of some harzburgites along with recrystallized antigorite crystals, which indicate a phase of thermal metamorphism in this harzburgite. These results have been confirmed in mineral chemistry studies too. Metamorphic olivines have an abnormality compared to magmatic olivines with a decrease in CaO. In chemical mineralogical studies, the amounts of forsterite and olivines show a regular increase from lherzolite to harzburgite and dunite. Raman spectroscopy studies on the studied olivines show the relationship between the peak shift of 854 waves/cm and forsterite values of olivine minerals in the study area.

Keywords: Peridotite, Olivine, Mineral Chemistry, Raman Spectroscopy, Shasatpich, Kerman

Introduction

The Shasatpich Ophiolitic Complex is a part of the Baft-Esfandaghe ophiolitic Complex, located 110 km southwest of Kerman in central Iran. It belongs to the mixed ophiolitic belt of central Iran. The formation of this ophiolitic belt is attributed to the subduction of the Neotethys oceanic crust beneath the Central Iranian microcontinent towards the northeast, which has led to the formation of numerous ophiolitic complexes, including those surrounding the Central Iranian microcontinent. Olivine is an important mineral that plays a significant role in the formation of magmas, and its chemical composition can help clarify ambiguities regarding the petrogenesis and tectonic characteristics of the magmatic rocks. Therefore, this study focuses on studying olivine crystals in the metaperidotites of the Shasatpich area. Due to the intense alteration of the rocks in the area, studies on existing olivine crystals have been conducted using

mineral chemistry analysis with the electron microprobe and Raman spectroscopy.

Material and Methods

In this study, the investigations include electron microprobe analysis, whole-rock geochemistry, and Raman spectroscopy, all of which were carried out in the Lithospheric Research Department laboratory of the University of Vienna, Austria. Electron microprobe analysis was performed on 108 points of olivine minerals from 30 samples of peridotites in the Shasatpich area using the SXFive FE device at the University of Vienna. These analyses were carried out with an accelerating voltage of 30kV and a beam current intensity of 200nA. For the whole-rock studies, 25 samples from the region were analyzed using ICP-MS method. Raman spectroscopy studies were also conducted using a micro-Raman device (HORIBA Jobin Yvon, LabRAM HR800) equipped with a Nd:YAG laser with a diameter of 532 nanometers

(Ltd model, J100GS-16) and an optical microscope (Olympus, BX41 model).

Results

Geological surveys: In field observations, the metaperidotite outcrops of the area exhibit more intense tectonization and faulting with a darker background. The predominant lithology of the peridotites in this area includes lherzolite, harzburgite, and lesser amounts of dunite. The observations indicate that the peridotites in the region have been affected by the processes of serpentinization and tectonization, which are also observed in other peridotites of the CEIM ophiolitic belt. This phenomenon has even affected the units with greater intensity compared to neighboring areas. Consequently, many of the ultramafic rocks, especially the peridotites, have been transformed into serpentinites. The boundaries between lithological units are tectonic and are sometimes marked by schistosity in serpentinites. Lherzolite outcrops and gabbroic dykes that have cut through serpentinites are also seen in some parts of the central and western regions.

Types of olivine: The olivine crystals in lherzolites are mostly seen as pseudomorphs due to intense serpentinization, where only the mesh texture of olivine is recognizable; however, in rare cases, some crystals are preserved. The serpentine background of lherzolites is also often composed of pseudomorphs of olivine, which have often been transformed into lizardite and antigorite. An important point regarding the lizarditized olivines is that despite the generally lower alteration of lherzolites compared to harzburgites and dunites; the olivines of these rocks show a higher degree of alteration.

In the studied harzburgites of the region, petrographic observations on these rocks identify the presence of three types of olivine. Firstly, primary olivines (Ol₁) whose traces remain in the layers of lizardite networks. Secondly, neoblastic fine-grained olivines (Ol₂) which are likely crystallized due to serpentinization and often along fractures. These types of olivines have cut the rock into fine-grained aggregates, chrysotile veins, and lizardite veins. Thirdly, fine crystals of olivine (Ol_r) are observed as inclusions within orthopyroxenes, which could be considered as the third generation of olivines. The olivines present in dunites are no specific evidence of

re-crystallization. On the other hand, the olivine crystals present in the matrix of dunites are often recognizable as pseudomorphs due to intense serpentinization.

Olivine chemistry: According to the Mg# vs. Fe# diagram, most of the olivine samples are located in the range of chrysolite and forsterite. The positioning of samples on this diagram shows that the olivines present in harzburgites and dunites contain values closer to forsterite, while the olivines in lherzolites contain values closer to chrysolite.

Raman spectroscopy in olivine: The olivine spectrum is divided into three regions: <400 cm⁻¹, 400-800 cm⁻¹, and 800-1100 cm⁻¹. The region between 800 and 1100 cm⁻¹ corresponds to internal vibrations of the SiO₄ structure. The most important phenomena in this range occur near 820 and 850, which are related to the height as a function of mineral orientation. The region from 400 to 800 is also related to internal vibrations of silicate tetrahedral structures. Peaks below 400 mainly indicate rotation and structural changes in octahedral units. The observed positions for olivine are at 820. Approximately 10 waves start from 815 waves for pyroxene and continue up to 824 waves for forsterite.

Discussion

Based on petrographic studies, the predominant mineral in peridotite is olivine, which has mostly granular textures and has been altered by serpentinization with different values in each of the three lithological groups. However, the investigations show that this mineral can be distinguished in the region's harzburgite into three primary types (Ol₁), metamorphism (Ol₂), and replacement (Ol_r). The primary olivines, created within the lattice networks of lizardite, have remained and are predominant. The secondary olivines are fine grains neoblasts whose formation is related to the metamorphism of serpentines. The concentration of NiO is predominantly controlled by forsteritic olivines and the types produced in the early stages of magma. The olivines in the region fall within the range associated with abyssal peridotites. According to the Mg# versus MnO diagram, the olivines studied not only fall within the range of abyssal peridotites but also exhibit a mantle array.

The amount of CaO in the primary olivines (Ol₁) present in harzburgites and lherzolites is lower compared to dunites, which can be

considered as a function of the temperature of crystallization of the primary minerals. The amount of CaO in the primary olivines (Ol₁) in harzburgites and lherzolites is quite similar, and MnO also shows a limited range of variations. However, the CaO content in the metamorphic olivines (Ol₂) present in harzburgites shows the lowest value. Nevertheless, the olivine present in harzburgites has undergone considerable metamorphism, and serpentine is observed as both a background and vein in these rocks. Despite the lower degree of alteration in lherzolites, the extent of serpentinization of olivines in lherzolites is greater than that in adjacent harzburgites. Considering the chemical similarity and equal resistance of olivine in both rocks, this may indicate an earlier formation of olivine in lherzolites compared to harzburgites and a relatively delayed formation of harzburgites in the studied area.

According to the MgO versus CaO diagram, the rock samples in the region fall within the range of melting above 15% (average melting), showing a differentiation from lherzolites towards harzburgites, and ultimately donites. This indicates variable degrees of partial melting on the source rock within this melting range. Additionally, a curvature is observed in the harzburgite samples on this diagram. This curvature is seen in harzburgite samples that have undergone metamorphic processes and affected their MgO content. The presence of non-primary olivine minerals and mineralogical and textural evidence in these rocks supports this claim. The presence of pyroxenes that have been partially replaced by secondary olivines or embayment of these crystals by secondary olivines are among the indications of subsequent processes such as metamorphism that have occurred in the harzburgite rock mass. The low amounts of CaO in donites and the higher amounts in lherzolites can also be justified by the presence of more clinopyroxenes in lherzolites and higher amounts of olivines in donites.

Conclusion

The Shasatpich area in southeastern of Iran is a part of the Nain-Baft ophiolitic complex, as a

part of the internal ophiolitic belt related to the microcontinental ophiolites of central Iran. The intensely tectonized ophiolite melanges in this area represent a complete sequence of an ophiolitic complex. The peridotites in this area are composed of harzburgites, lherzolites, and donites, with harzburgites being the dominant rock type. Field observations indicate a high degree of serpentinization in these rocks. Petrographic studies identify olivine as the characteristic mineral, which has been influenced by serpentinization processes to varying degrees in these rocks. Microscopic observations reveal only magmatic olivine crystals (Ol₁) in the lherzolites and donites of the studied area; however, in the harzburgites of the region, in addition to magmatic and primary olivines (Ol₁), metamorphic olivines (Ol₂) and replacement olivines (Olr) are also observable based on evidence.

Investigating the chemistry of this mineral in the rocks of the region, the compositional range of olivines is in the range of 83-92% forsterite values (from forsterite to chrysolite), which shows the similarity of the composition of these crystals with mountainous peridotite olivines. The main difference between primary olivine crystals (Ol₁) and types of metamorphic olivines (Ol₂) is in the amount of CaO, which is much lower in metamorphic olivines (Ol₂) than magmatic and primary olivines (Ol₁). The lower amount of CaO is probably due to the metamorphism and dehydration process that leads to the formation of this type of olivine from serpentine with low CaO content.

The use of Raman spectroscopy as a very precise tool for identifying chemical and structural bands in olivine crystals in the rock samples of the studied area, using the frequency range of 820 to 850 cm⁻¹, shows compositional variations in olivine and confirms microscopic and mineralogical studies.

The ophiolitic complex of Shasatpich is remnants of the Neotethys oceanic crust in central Iran. All microscopic and chemical studies of the peridotite rocks in the Shasatpich area have placed them in the range of abyssal peridotites. These peridotite rocks have formed as a result of partial melting of a source rock with a moderate degree.