

نگرشی بر تکامل بافت‌های اولیه کرومیت‌های علی‌آباد (شمال خاور فرومد)، پتروژنز و جایگاه تکتونیکی آن

کلثوم فانی‌چنار^۱، منصور قربانی^۲، رضا کهنسال^۳ و جمشید لطفیان^۴

^۱ کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴ کارشناسی ارشد، شرکت پهنستان شرق، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۲۴

چکیده

معادن کرومیت علی‌آباد (شمال خاور فرومد) بخشی از مجموعه کرومیت‌های وابسته به افیولیت سبزوار می‌باشند که در شمال باختری شهرستان سبزوار واقع هستند. نهشته‌های کرومیتی در این معادن به اشکال عدسی، لایه‌ای یا نواری همراه با غلاف‌های دونیتی در میان هارزبورژیت تهی شده قرار گرفته‌اند. با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، ذوب نامتجانس ارتوپروکسن‌ها و وجود ورقه‌های انحلالی کلینوپروکسن درون ارتوپروکسن‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در اصل در شرایط دما و فشارهای گوشته شکل گرفته‌اند. بررسی‌های کانه‌نگاری بر روی بافت و ساخت کرومیت‌های منطقه دو نوع بافت اصلی اولیه و ثانویه را در آنها نمایان می‌کند از جمله بافت و ساخت‌های اولیه شامل بافت‌های متراکم و انتشاری (پراکنده) می‌باشد. بافت‌های برشی، میلونیتی و کششی نیز از انواع بافت‌های ثانویه در کرومیت‌ها می‌باشند. براساس نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمی کرومیت‌های منطقه، فرمول ساختاری $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{O}(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_3$ برای کانی‌های کرومیت محاسبه شد. این بررسی‌ها نشان‌دهنده بالا بودن درصد Cr_2O_3 کانی‌های کرومیت در بافت اولیه انتشاری نسبت به بافت متراکم می‌باشد. مطالعات ژئوشیمیایی بر روی کرومیت‌های منطقه، آنها را در انواع سرشار از کروم و وابسته به نوع پادیرم قرار می‌دهد که از مذاب والدی با ویژگی بونینیتی ناشی از ذوب بخشی درجه بالای پریدوتیت گوشته‌ای در محیط فرا فرورانس (SSZ) حاصل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: کرومیت علی‌آباد- افیولیت- پادیرم- ویژگی بونینیتی- محیط فرا فرورانس.

***نویسنده مسئول:** کلثوم فانی‌چنار

E-mail: km.fani90@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

کرومیت می‌تواند به صورت فاز اولیه از ماگماهای مافیک در نفوذی‌های لایه‌ای و همچنین به عنوان یک فاز حاصل از ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی در طول بالا آمدگی آستونسفر در مراکز گسترش اقیانوسی متبلور شود (Thayer, 1964; Dickey, 1975). یک توافق عمومی تأیید می‌کند که کرومیت‌های پادیرم درون توالی گوشته تهی شده افیولیت‌ها در محیط‌های فرا فرورانس در طول برهم کنش مذاب- سنگ و یا مذاب- مذاب تشکیل می‌شوند (Zhou et al., 1994; Ballhaus, 1998; Thayer, 1964; Dickey, 1975). مطالعه کرومیت‌ها در مناطق افیولیتی نه تنها نقش مؤثری در تشخیص ژئوشیمی و انواع آن دارد، بلکه ما را قادر می‌سازد تا جایگاه تکتونیکی تشکیل کرومیت را نیز دریابیم.

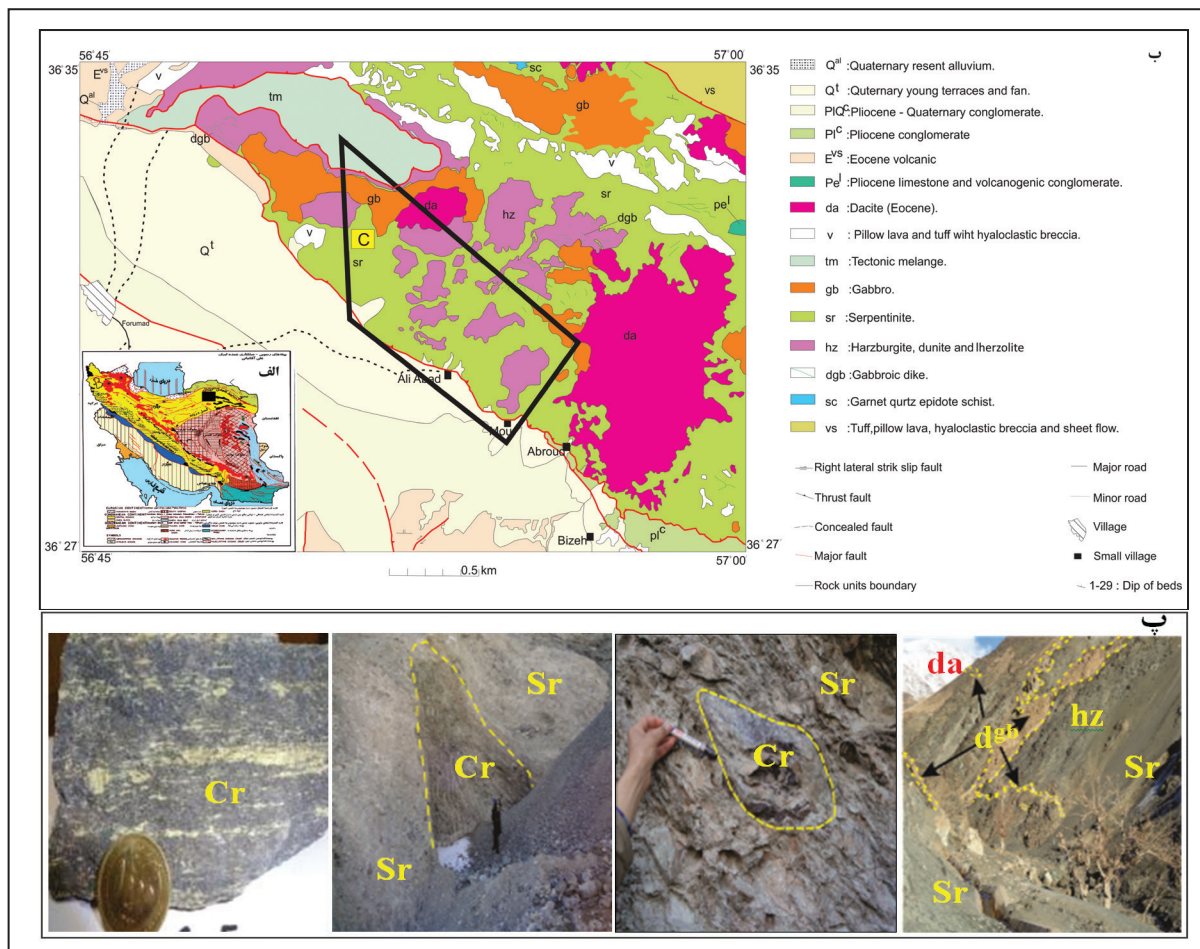
افیولیت‌های سبزوار نشان‌دهنده پوسته اقیانوسی ناپیوسته‌ای هستند که اطراف ایران مرکزی را احاطه می‌کنند (Baroz et al., 1984; Agard et al., 2011). اکثر زمین‌شناسان، افیولیت‌های مورد مطالعه را با افیولیت‌های نائین- بافت و سیستم مرتبط می‌دانند (Bagheri & Stampfli, 2008; Berberian & King, 1981). بر طبق تقسیم بندی آقائباتی (۱۳۸۳) محدوده مورد نظر به عنوان جزئی از توالی‌های افیولیتی احاطه کننده خرده‌قاره ایران مرکزی می‌باشد که از شمال به رشته کوه‌های بینالود و از جنوب به بلوک لوت منتهی می‌شود (شکل ۱- الف). وجود اندیس‌های متعدد کرومیت در این واحدهای سنگی به اهمیت آنها از لحاظ وجود ذخایر کرومیت اشاره دارد. در این رابطه مطالعات متعدد از دیدگاه‌های مختلف زمین‌شناسی این اهمیت را به اثبات می‌رساند. که از جمله آن می‌توان به مطالعات زمین‌شناسی افرادی از قبیل (Lensch et al. (1977; Shirzadi et al. (2013; Spies et al. (1983; Khalatbari jafari et al. (2013a,b; جمشیدی و همکاران (۱۳۹۴)؛ کهنسال و همکاران (۱۳۹۴) و مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی افرادی از قبیل زندی (۱۳۸۵)؛ وطن‌پور (۱۳۸۶)؛ (Shojaat et al. (2003)

Soleimani and Jodeiri Shokri. (2016) و Shafaii Moghadam et al. (2015) و فانی (۱۳۹۵) اشاره کرد. از جمله نقشه‌های زمین‌شناسی که از این افیولیت‌ها تهیه شده است شامل مطالعات افرادی از جمله بحرودی و عمرانی (۱۳۷۸)، کهنسال (۱۳۹۳ a,b) و کهنسال و همکاران (۱۳۹۴) می‌باشد. اگرچه منطقه مورد مطالعه از دیدگاه‌های مختلفی مورد بحث و بررسی قرار گرفته است ولی چگونگی زایش کرومیت و بافت‌های اولیه آن کمتر به چشم می‌خورد. در این پژوهش ما برآن شدیم تا با تکیه بر این مطالعات به بررسی کرومیتیت و سنگ میزبان آنها در منطقه علی‌آباد پرداخته و با مطالعه بر روی بافت‌های اولیه مختلف کرومیت به وجه تمایزی برای کرومیت‌های منطقه نسبت به سایر مناطق ایران دست یابیم. در این رابطه واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعات صحرایی قرار گرفت، حدود ۴۰ نمونه سنگی برداشت و از آنها مقاطع نازک و صیقلی تهیه شد. پس از مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری بر روی کرومیتیت‌ها و سنگ میزبان آنها تعدادی نمونه کرومیتیت با بافت‌های اولیه مختلف جهت آنالیز نقطه‌ای به روش میکروپروب اشعه ایکس (EDX) انتخاب و به شرکت کانساران بینالود تهران فرستاده شد. در این روش نمونه‌ها توسط دستگاه مدل XGT-7200 که در واقع یک X-Ray Probe Micro Analyzer است با تاباندن یک دسته اشعه X به قطر ۱۰۰ میکرون و با ولتاژ ۵۰ کیلو ولت و شدت جریان ۱/۰۰ میلی آمپر به مدت زمان ۸۰ ثانیه در محیط خلاء، بر روی هر نقطه، مورد آنالیز قرار گرفتند. باتوجه به نتایج حاصل از این روش آنالیز، بعد از تعیین اکسید عناصر اصلی، با استفاده از روابط استوکیومتری، مقادیر عناصر اصلی در جدول ۱ برای کرومیتیت‌ها تعیین و سپس از نسبت عنصری آنها جهت بررسی و مقایسه برخی از پارامترهای ژئوشیمی مورد نیاز استفاده شد. در نهایت با به کارگیری نتایج حاصل از این پارامترها و تحلیل آنها به ژنز کرومیت‌های منطقه پی برده شد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

مخروط افکنه‌ها، پادگانه‌های قدیمی و جوان، واریزه‌ها و... به ردیف‌های پلیو کواترنری (واحد PIQc) و کواترنری (واحد Qt) تعلق دارند (شکل ۱- پ). بررسی‌هایی که بر روی زایش کرومیت‌ها صورت گرفته است نشان می‌دهد کرومیت‌های منطقه از نوع کرومیت‌های پادفرم محسوب می‌شوند (زندى، ۱۳۸۵؛ وطن‌پور، ۱۳۸۶؛ فانی، ۱۳۹۵). از جمله شواهد زمین‌شناسی و صحرایی، قرار گرفتن ماده معدنی کرومیت در داخل بخش‌های دونیتی که اکنون سرپانتینی شده‌اند، به اشکال عدسی و نوارها یا لایه‌های ظریف می‌باشد (شکل ۱- پ). بیشتر عدسی‌ها دارای امتداد تقریباً یکسان 70NE و طول متغیر (تا ۲۰۰ متر) می‌باشند. علاوه بر آن در بیشتر مواقع عدسی‌های کرومیت با بیرون‌زدگی دایک‌های گابرویی مشاهده می‌شوند که نشان‌دهنده حضور تکتونیک فعال و گرادیان حرارتی بالا در منطقه بوده و عملکرد گسل‌ها منجر به ایجاد شکستگی و در نهایت سرپانتینی شدن دونیت و هارزبورژیت میزبان کرومیت‌ها شده است.

منطقه معدنی مورد مطالعه در شمال خاور ایران (شکل ۱- الف)، شمال باختر سبزوار واقع در بین طول‌های جغرافیایی $56^{\circ} 56'$ و $56^{\circ} 50'$ و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ} 36'$ و $36^{\circ} 28'$ قرار گرفته است. با توجه به بررسی‌های زمین‌شناسی (کهنسال، ۱۳۹۳ a,b) واحدهای مختلف زمین‌شناسی که در منطقه برونزد دارند به طور عمده به سن کرتاسه و جوانتر تعلق دارند (شکل ۱- ب). از جمله واحدهای سنگی مربوط به کرتاسه واحدهای سنگی هارزبورژیت (واحد hz) که با رخنمون سیاه‌رنگ خود پیکره اصلی سنگ‌های اولترامافیک منطقه و بخشی از ارتفاعات آن را شامل می‌شود، سرپانتینیت (واحد sr) با گسترش بالا در منطقه، آمیزه رنگین (واحد tm) و سنگ‌های گابرویی (واحد gb) می‌باشد. سری دایک‌های گابرویی (واحد dgb) که دارای ضخامت متغیر ۱ تا ۳ متر بوده و با روند شمال خاوری- جنوب باختری بخش‌هایی از توالی افیولیتی از قبیل هارزبورژیت و سرپانتینیت را قطع کرده‌اند و همچنین واحدهای داسیتی (واحد da) نیز متعلق به زمان پالئوژن می‌باشند.



شکل ۱- الف) تقسیمات ساختمانی و زمین‌شناسی ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳) و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن (مربع سیاه رنگ)؛ ب) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ناحیه فرومد (کهنسال و همکاران، ۱۳۹۴). چندضلعی مشخص شده (C)، نشانگر محدوده مطالعاتی می‌باشد؛ پ) واحدهای سنگی مختلف و عدسی‌های کرومیت (Cr) در منطقه مورد مطالعه، معادل حروف اختصاری در نقشه و در متن آورده شده است.

جدول ۱- نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی‌های کرومیت به روش میکروپروپ اشعه ایکس (EDX) و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر اساس ۴ اکسیژن. روابط استوکیومتری و فرمول ساختاری کروم اسپینل به روش Droop (1987) محاسبه شده است. (Diss: بافت انتشاری، Mass: بافت توده‌ای، Sum Cat: مجموع کاتیون و %F: درصد درجه ذوب بخشی، #Cr: عدد کروم، #Mg: عدد منیزیم).

Sample Numb	1.1		1.5		1.3	
Point	p.1	p.2	p.1	p.2	p.1	p.2
Textures	Mass		Diss		Diss	
Symbol						
Value	%	%	%	%	%	%
Oxide						
MgO	10.1	10.19	12.02	13.21	10.97	13.41
Al ₂ O ₃	11.5	10.04	9.38	8.57	9.27	8.11
CaO	0.09	0.09	0.12	0.1	0.12	0.11
TiO ₂	0.11	0.13	0.19	0.21	0.18	0.16
V ₂ O ₅	0.11	0.14	0.13	0.13	0.12	0.08
Cr ₂ O ₃	56.24	57.25	59.8	59.64	59.54	58.82
Fe ₂ O ₃	1.61	1.63	1.69	1.71	1.68	1.66
FeO	17.928	18.261	14.778	14.472	16.182	17.62
NiO	0.21	0.08	0.12	0.09	0.14	0.1
ZnO	0.11	0.17	0.08	0.02	---	0.04
SrO	---	---	0.05	---	---	0.02
SiO ₂	---	---	---	0.25	---	0.17
Total	98.008	97.731	98.358	98.402	98.202	100.3
O	4	4	4	4	4	4
Mg	0.503408	0.511785	0.594508	0.651565	0.547176	0.665234
Ca	0.003224	0.003248	0.004265	0.003544	0.004301	0.003921
Ti	0.005587	0.006654	0.009577	0.010556	0.00915	0.008089
Fe ²⁺	0.500849	0.51406	0.40968	0.400092	0.452407	0.440931
Ni	0.002714	0.002162	0.002938	0.002388	0.003757	0.000982
Zn	0.005632	0.004227	0.002129	0.000488	---	0.002669
Sr	---	---	0.000962	---	---	0.000386
Si	---	---	---	0.016537	---	0.01131
Cr	1.4864	1.524685	1.568361	1.559855	1.574784	1.547256
Al	0.453197	0.389279	0.366815	0.334215	0.182794	0.318095
Fe ³⁺	0.0405	0.041317	0.042186	0.042568	0.042292	0.041561
V	0.003376	0.004329	0.003959	0.003948	0.003686	0.002444
Sum Cat.	3.004888	3.001746	3.005381	3.025758	2.820347	3.042878
100*Mg/Mg+Fe (Mg#)	50.1274	49.0726	57.953	48.6646	54.7405	60.1388
100*Cr/Cr+Al (Cr#)	76.6345	79.6611	80.6054	82.3547	89.5997	69.9328
Al+Cr+Fe ³⁺	1.980097	1.955281	1.977362	1.936639	1.79987	1.906912
FeO/MgO	1.77505	1.792051	1.229451	1.095534	1.475114	1.313945
Fe ³⁺ /Al+Fe ³⁺	0.082034	0.094056	0.103144	0.112977	0.187894	0.115557
Fe ²⁺ /Mg+Fe ²⁺	0.498726	0.501109	0.398423	0.38044	0.452595	0.398612
YCr_chromite	0.75067	0.779778	0.793158	0.805445	0.874943	0.811394
YAl_chromite	0.228876	0.199091	0.185507	0.172575	0.101559	0.166812
YFe ³⁺ _chromite	0.020454	0.021131	0.021335	0.02198	0.023497	0.021795
Al ₂ O ₃ _melt	11.69391	10.98545	10.63063	10.15938	10.56908	9.871494
TiO ₂ _melt	0.193275	0.220406	0.297039	0.321359	0.284676	0.259495
(FeO/MgO)_melt	1.39883	1.367336	0.924415	0.812068	1.012442	0.968094
F%	21.33877	21.72611	21.84395	22.05865	22.90182	20.42364

۳- سنگ‌نگاری

البون سرپانتینی شده اغلب فراوان‌ترین کانی سیلیکاته در این بافت‌ها می‌باشند (Ahmed et al., 2009; Shafaii Moghadam et al., 2015) این بافت نشان‌دهنده رخداد‌های عظیم (strong evidence) تشکیل بافت‌های ماگمایی در گوشته بالایی می‌باشند (Xiong et al., 2015). بافت برشی شامل قطعاتی بزرگ و کوچک با شکل‌های زاویه‌دار کرومیت بوده که توسط سیمانی از کانی‌های ثانویه به هم متصل می‌شوند. گاهی اوقات کرومیت‌های با بافت برشی که در زون‌های بسیار فعال تکنونیک قرار گرفته‌اند، با افزایش مجدد فشار و نیروهای وارده به آن به شدت خرد شده و به قطعات بسیار ریز و فراوان تبدیل می‌شود. بافت ایجاد شده در این حالت میلونیتی نام دارد. در بافت کششی کرومیت‌ها در طول دگرگونی (متاسوماتیزم)، تمایل دارند به صورت یک توده سخت و محکم عمل کنند و لذا در دانه‌های منفرد کرومیت اغلب ساختمان‌های کششی نیمه‌موازی با شکستگی‌های جدا از هم (pull-apart cracks) شکل می‌گیرند که در جهت عمود بر استرس ایجاد شده‌اند (Najafzade & Ahmadipour, 2016). این گونه بافت‌ها (شکستگی‌های کششی و باند‌های میلونیتی) که به عنوان ساختارهای دگرریختی (deformation structures) مشخص می‌شوند در اصل از جریان‌های پلاستیک دمای خیلی بالا (strong high-temperature plastic flow) (>1000 تا 1200 درجه) نتیجه شده‌اند (Huang et al., 2004; Li et al., 2002) (شکل ۳).

۴-۲. طبقه‌بندی کانی‌های کرومیت

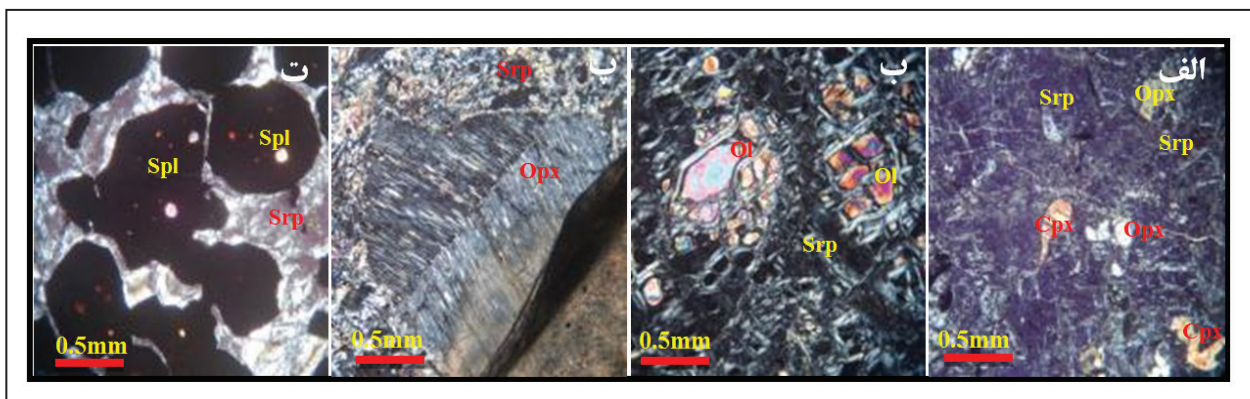
با توجه به نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی‌های کرومیت و نیز براساس روابط استوکیومتری ۴ اکسیژن (Droop, 1987) فرمول شیمیایی کانی‌های کرومیت محاسبه و فرمول ساختاری عمومی $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{O}(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_3$ برای کرومیت‌های منطقه محاسبه شد. برای پی بردن به این که هر کدام از کانی‌ها به چه نوع محلول جامدی از خانواده گروه اسپینل تعلق دارد از منشور کانی‌های گروه اسپینل (شکل ۴-الف) که به وسیله Stevens (1944) ارائه شده است استفاده شد. در این نمودار اسامی ترکیبات اعضای میانی اسپینل‌ها توسط Haggerty (1991) و Deer et al. (1992) ارائه شده‌اند. با توجه به مطالب فوق کروم اسپینل‌های موجود بر روی نمودار سه تایی شکل ۴-ب در محدوده کرومیت و حدواسط بین مگنزیت و کرومیت قرار می‌گیرند.

باتوجه به مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی مقاطع نازک سنگ‌های هارزبورژیت و دونیت سرپانتینی شده به عنوان اصلی‌ترین واحد سنگی مرتبط با کانه‌زایی مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعات مهمترین کانی‌ها از قبیل البون، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و کانی‌های گروه سرپانتین شناسایی و به ارتباط آنها با کانی کرومیت پرداخته شد. در این سنگ‌ها وجود آثاری از قبیل حضور کانی‌های بی‌شکل کلینوپروکسن در مقاطع میکروسکوپی، حاشیه‌های خلیجی و مرز آویخته (lobate boundary) در کانی ارتوپروکسن، حضور بلورهای بی‌شکل با حاشیه‌های خم شده (curved boundary) البون در اطراف کانی‌های ارتوپروکسن و وجود ورقه‌های انحلالی کلینوپروکسن درون کانی‌های ارتوپروکسن (شکل‌های ۲ و ۶-الف، ب، پ)، همگی می‌توانند شواهدی از انحلال نامتجانس (incongruent dissolution) ارتوپروکسن و متجانس کلینوپروکسن و مهاجرت سیال در مرز دانه‌های (grain boundary migration) البون در پریدوتیت‌های گوشته‌ای را نشان دهد (Najafzadeh and Ahmadipour, 2016; Caran et al., 2010).

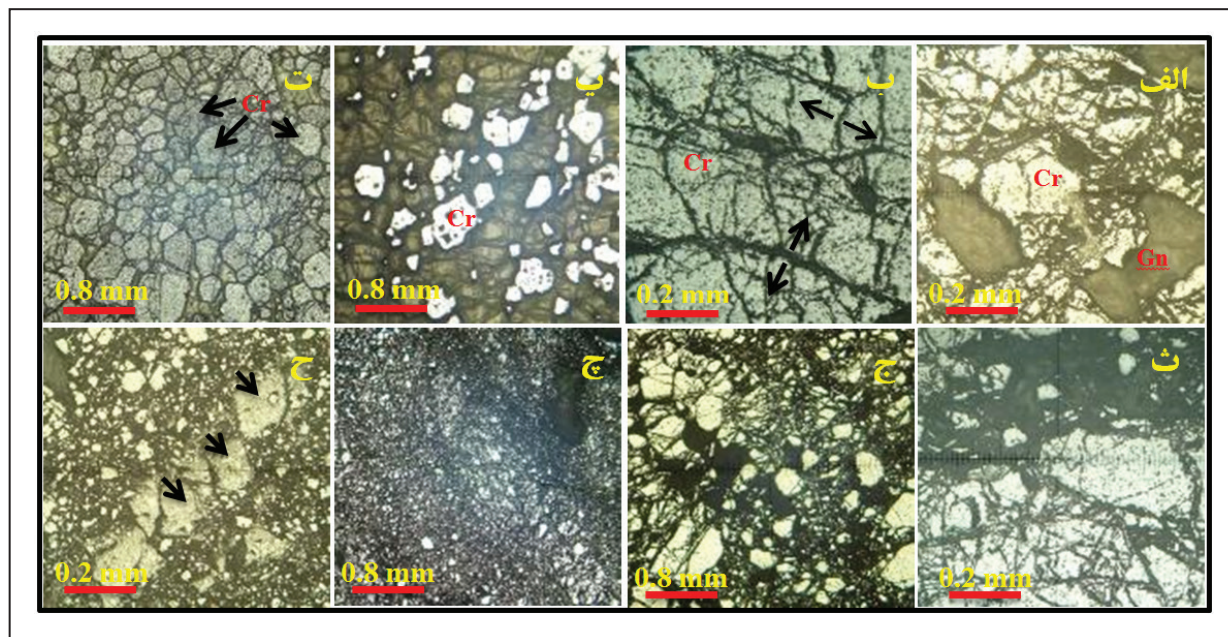
۴- بررسی‌های کانه‌نگاری کرومیت‌های منطقه

۴-۱. کانه‌نگاری

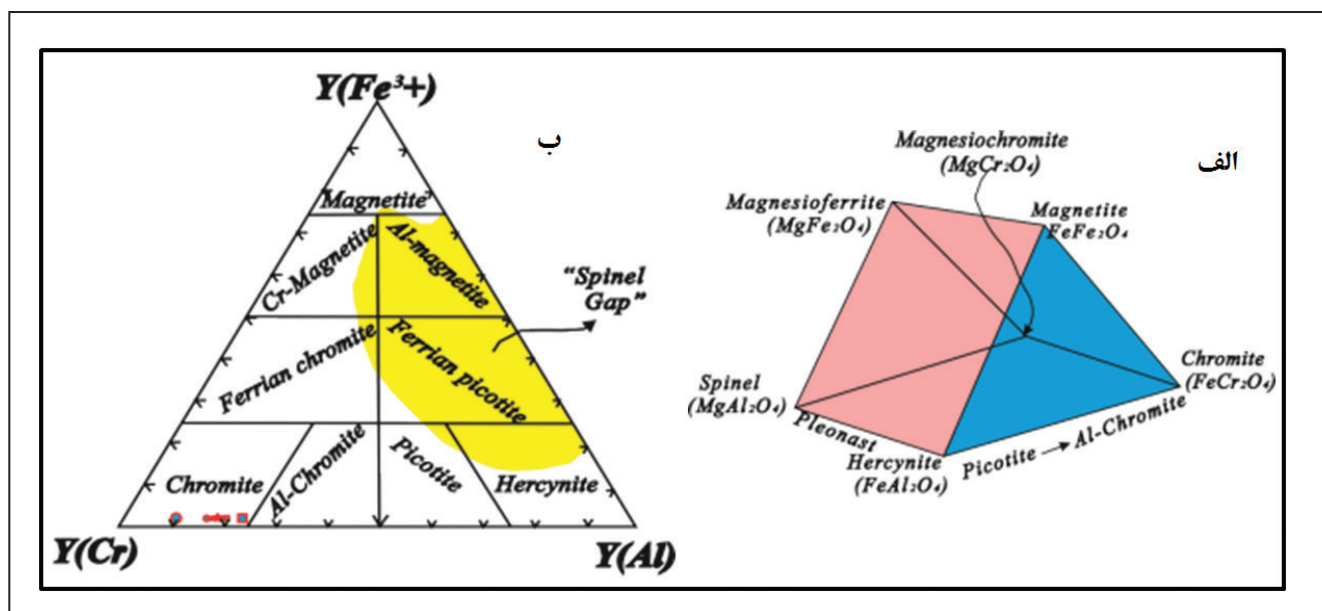
مطالعات کانه‌نگاری بر روی کرومیت‌های منطقه، به طور معمول نشان‌دهنده حضور کانی کرومیت به عنوان فاز اصلی کانه‌زایی در این سنگ‌ها می‌باشد. از جمله بافت‌های شناسایی شده در کرومیت‌ها بافت‌های اولیه متراکم و پراکنده (انتشاری) و بافت‌های ثانویه برشی، میلونیتی و کششی می‌باشند. بافت متراکم به عنوان فراوان‌ترین بافت شناسایی شده در این سنگ‌ها حضور دارد این بافت در واقع شامل هسته‌های به هم چسبیده (coarse interlocking) کرومیت می‌باشد که کمتر دستخوش دگرسانی شده‌اند (Ahmed et al., 2005). در این بافت کرومیت حجم عمده سنگ را دربر گرفته و فاز سیلیکاته تنها فضاهای کوچک باقی‌مانده در بین ذرات کرومیت را پر می‌کند. در بافت پراکنده دانه‌های شکل‌دار (euhedral) تا نیمه‌شکل‌دار (subhedral) کرومیت درون زمینه ای از البون قرار گرفته‌اند



شکل ۲-الف) نمایی از کانی‌های بی‌شکل کلینوپروکسن (Cpx) در زمینه‌ای از کانی‌های سرپانتین (Srp)؛ ب) نمایی از کانی‌های البون (Ol) با برجستگی بالادر زمینه‌ای از کانی‌های سرپانتین؛ پ) نمایی از بلور درشت ارتوپروکسن (Opx) حاوی ورقه‌های انحلالی کلینوپروکسن، در زمینه‌ای از کانی‌های سرپانتین و ت) نمایی از کانی‌های کروم اسپینل (Spl) تیره‌رنگ که در زمینه‌ای از کانی‌های سرپانتین قرار گرفته است (نور XPL). در این تصاویر وجود کانی‌های بی‌شکل Cpx، حواشی خم شده کانی Ol و ورقه‌های انحلالی کانی‌های Cpx درون کانی Opx جالب توجه است. حروف اختصاری کانی‌ها از Whitney (2010) می‌باشد.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپ انعکاسی از بافت‌های مختلف کرومیت در کرومیتیت‌های منطقه مورد مطالعه. الف و ب) بافت اولیه متراکم، در تصویر ب علامت فلش نشان دهنده بافت ثانویه کششی ناشی از تغییر حجم سنگ میزبان کرومیت می‌باشد؛ پ و ت) بافت اولیه پراکنده؛ ج و ح) بافت ثانویه برشی، در تصویر "ث" هنوز آثاری از بافت اولیه متراکم قابل مشاهده است؛ چ و ح) بافت ثانویه میلوئیتی. در تصاویر فوق کانی‌های روشن کانی کرومیت (Cr) می‌باشند.



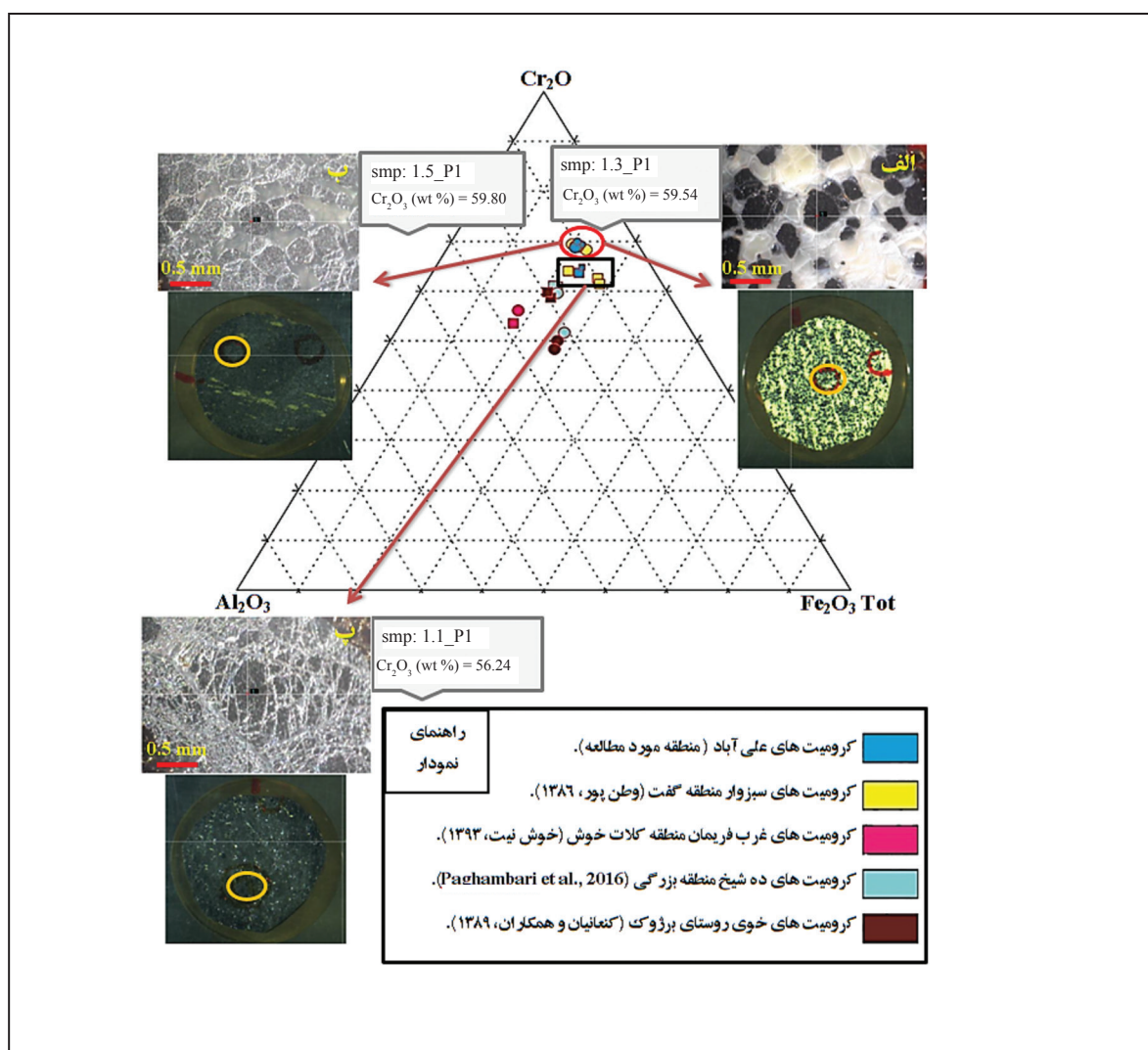
شکل ۴- نمودارهای طبقه‌بندی شیمیایی کانی‌های گروه اسپینل. الف) منشور اسپینل برای سیستم چند جزئی: اسپینل - هرسینیت - کرومیت - مگنزیو کرومیت - مگنزیو فریت - مگنیتیت (Deer et al., 1992). ب) نمودار طبقه‌بندی سه تایی (وجه جانبی آبی رنگ منشور اسپینل) براساس $Y(Fe^{3+})$ ، $Y(Cr)$ و $Y(Al)$ این مقادیر برای نمونه‌های مختلف کرومیت در جدول ۱ آورده شده است. میدان Spinel gap از Barnes and Roeder (2001) می‌باشد. خطوط میدانی در نمودارها براساس نظر (Stevens (1944); Haggerty (1991); Deer et al. (1992) ارائه شده‌اند.

۵- ژئوشیمی کانی‌های کرومیت

توسط وطن‌پور (۱۳۸۶) و خوش‌نیت (۱۳۹۳) بر روی کرومیت‌های مناطق اطراف از قبیل گشت و منطقه باختر فریمان این گونه تغییرات را شاید بتوان به عنوان وجه تمایز کرومیت‌های ناحیه فرومد در مقایسه با کرومیت‌های مناطق دیگر از قبیل خوی (کنعانیان، ۱۳۸۹) در شمال باختر ایران و ده‌شیخ (Peighambari et al., 2016) در جنوب ایران در نظر گرفت (جدول ۲). شاید بتوان این وضعیت را به نحوه تشکیل کرومیت در اتاقک ماگمایی مرتبط دانست. در این رابطه در یک مذاب غنی از عناصر آهن و کروم تجمع کرومیت ابتدا به صورت بافت متراکم آغاز می‌شود و در ادامه، کاهش مقادیر عناصر آهن و کروم مذاب را در پی دارد. به دنبال آن تغییر روند تبلور کرومیت از بافت متراکم به بافت انشعاری منجر به جبران کاهش عنصر کروم در محفظه ماگمایی می‌شود. بنابراین کاهش عنصر کروم تنها اندازه و تعداد کانی‌های کرومیت را تحت تاثیر قرار خواهد داد نه ترکیب شیمیایی کانی‌ها را (وطن‌پور، ۱۳۸۶). البته افرادی همچون (Barnes & Roeder, 2001) این تغییرات را به وقوع فرآیندهای دگرگونی در سنگ‌های اولترامافیک نسبت می‌دهند که در آن تبدلات عنصر کروم از فاز سیلیکات به فاز اکسید منجر به نوعی غنی‌سازی عنصر کروم در کانی‌های کرومیت خواهد شد.

به‌منظور بررسی کمی ترکیب شیمیایی کانی‌های کرومیت، آنالیز نقطه‌ای به روش EDX انجام پذیرفت. نتایج این آنالیز و متوسط ترکیب هر نمونه بر اساس نسبت ۴ اکسیژن با استفاده از روش (Droop 1987) محاسبه شده و در جدول ۱ نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود آنالیز نقطه‌ای در نمونه‌هایی با بافت‌های متفاوت انجام گرفته است. جهت آنالیز نقطه‌ای سعی بر آن شد نقاط مورد انتخاب در محلی مابین هسته و حاشیه بلور انتخاب شود. بر پایه نتایج به‌دست آمده از این روش آنالیز، مقدار Cr_2O_3 در گستره ۵۹/۶۴ - ۵۶/۲۴ درصد وزنی تغییر می‌کند. میانگین Al_2O_3 در کانی‌های کرومیت حدود ۹/۴۷ درصد وزنی می‌باشد. مقادیر FeO بین ۱۴/۴۷ تا ۱۸/۲۶ درصد وزنی و Fe_2O_3 بین ۱/۶۱ تا ۱/۷۱ درصد وزنی تغییر می‌کند. میانگین درصد عدد کروم $Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al)$ و عدد منیزیم $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe)$ در کرومیت‌های منطقه به ترتیب ۷۹/۷۸ و ۵۳/۴۴ می‌باشد.

با توجه به نمودار سه‌تایی متغیرهای $Al_2O_3 - Cr_2O_3 - Fe_2O_3$ (شکل ۵) بررسی نتایج این آنالیز نشان‌دهنده افزایش مقدار متوسط Cr_2O_3 در کرومیت‌های با بافت پراکنده نسبت به کرومیت‌های با بافت متراکم می‌باشد. با توجه به مطالعات انجام شده



شکل ۵- نمودار سه‌تایی اکسیدهای $Cr_2O_3 - Al_2O_3 - Fe_2O_3$ در بافت‌های مختلف منطقه. الف و ب) بافت انشعاری، با علامت دایره و پ) بافت متراکم با علامت مربع بر روی نمودار مشخص شده‌اند. در این نمودار بافت‌های منطقه از نظر وجود اکسیدهای فوق با مناطق دیگر مقایسه شده‌اند. علائم مربوط به این مناطق در بخش راهنمای نمودار آورده شده است (Smp= نمونه و P= نقطه).

جدول ۲- مقایسه ترکیب شیمیایی کانی‌های کرومیت در بافت‌های اولیه مختلف منطقه مورد مطالعه با مناطق دیگر.

منطقه	بافت	شماره	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ Tot	منابع
علی آباد	توده‌ای	1	57.25	10.04	21.92	منطقه مورد مطالعه
		2	56.24	11.5	21.53	
	انتشاری	1	59.8	9.38	18.11	
		2	59.64	8.57	17.79	
		3	59.54	9.27	19.66	
		4	58.82	8.11	19.28	
گفت (سبزوار)	توده‌ای	1	57.12	9.16	25.16	(وطن پور، ۱۳۸۶)
		2	55.3	12.33	19.68	
		3	54.49	9.22	25.6	
	انتشاری	1	60.39	8.86	20.33	
		W2	6.01	9.61	18.13	
		3	59.4	9.7	17.79	
کلات خوش (فریمان)	توده‌ای	1	38.94	20.58	20.3	(خوش نیت، ۱۳۹۳)
	انتشاری	2	41.6	19.24	20.58	
بزرگی (خوی)	توده‌ای	1	55.43	16.18	19.68	(Peighambari et al., 2016)
		2	53.68	15.18	19.82	
	انتشاری	1	53.07	16.9	20.49	
		2	47.34	19.6	25.18	
برزوک (دهشخ)	توده‌ای	1	51.91	17.31	19.43	(کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۹)
		2	52.4	17.45	18.7	
	انتشاری	1	44.05	20.96	24.57	
		2	42.95	21.27	24.53	

۶- پتروژنز کرومیت‌های منطقه

۶-۱. حضور شواهد ذوب بخشی در منطقه

دانش را در رابطه با ترکیبات غیر همگن گهشته بالایی به وجود آورده است (Dilek & Furnes, 2009; O'Driscoll et al., 2012). ترکیب شیمیایی کانی‌های پریدوتیتی به‌عنوان ابزار مهمی جهت توضیح چگونگی روند تکامل مذاب در نتیجه ذوب بخشی مورد توجه است. از جمله این پارامترهای ترکیبی می‌توان به عدد کروم (#Cr) موجود در اسپینل اشاره کرد (Dick & Bullen, 1984). منشأ دوسویه بودن توزیع ترکیبی کرومیت‌های پادیفرم (Cr بالا و Al بالا) اغلب به تفاوت ترکیبی مذابی که کرومیت از آن شکل می‌گیرد نسبت داده شده است که آن نیز به نوبه خود بر اثر عواملی از جمله تفاوت در درجه ذوب بخشی (Arai, 1991)، نحوه پیشروی تفریق مذاب بازالتی (Graham et al., 1996) و واکنش مذاب - سنگ در انواع مختلف پریدوتیت‌های تهی شده (Zhou et al., 1994; Zhou & Robinson, 1997) ایجاد می‌شود. به طور قطع افزایش درجه ذوب بخشی منجر به افزایش عدد کروم در پریدوتیت می‌شود و از این نظر عدد کروم با اشاره به وقوع واکنش بین مذاب - سنگ می‌تواند به‌عنوان شاخص حساس در برابر درجه ذوب بخشی، در پریدوتیت گهشته‌ای مورد توجه قرار گیرد (Dick & Bullen, 1984). Leblanc and Violette (1983) با در نظر گرفتن محتوای Cr₂O₃، Al₂O₃ و #Cr در ترکیب کرومیت‌های انبانی، آنها را به دو نوع Cr بالا (Cr₂O₃ بین ۴۵-

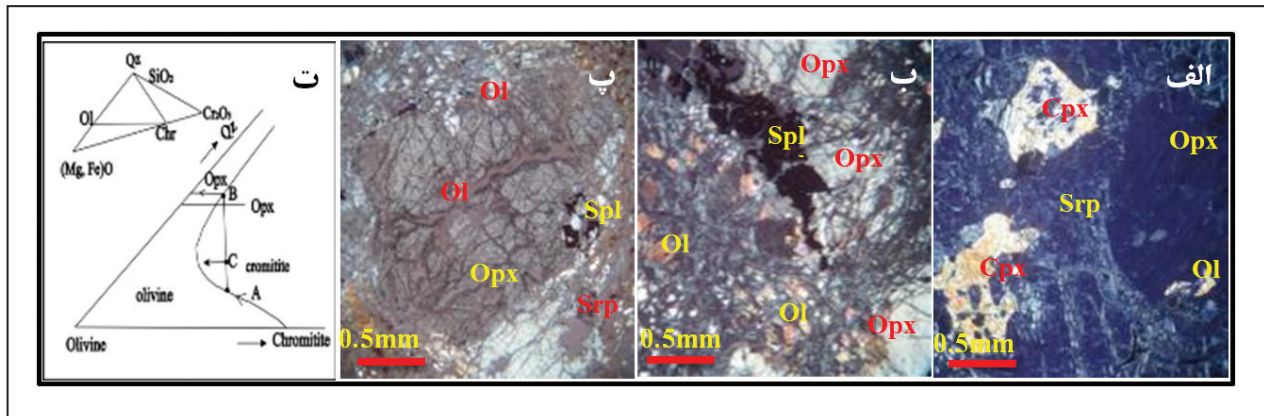
شواهد بافتی و زمین‌شناسی نشان‌دهنده تغییر پریدوتیت گهشته‌ای بر اثر رخداد ذوب بخشی در ورقه فروورنده می‌باشد. در این رابطه بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده رخداد غالب ذوب نامتجانس کانی‌های ارتوپروکسن و متجانس کانی‌های کلینوپروکسن در پریدوتیت گهشته می‌باشد. علاوه بر آن با توجه به مشاهدات صحرایی وجود دایک‌های گابرویی در مجاورت عدسی‌های کرومیت خود می‌تواند شواهدی بر این موضوع باشد. عبور مذاب از محل کانال‌ها و شکاف‌ها به طرف قسمت‌های پایینی پوسته تمایل متفاوتی نسبت به ذوب بخشی پریدوتیت‌های باقی‌مانده نشان می‌دهد (Peighambari et al., 2011). طی این فرآیند ذوب نامتجانس ارتوپروکسن منجر به تشکیل کانی الوین و یک فاز سیال غنی از سیلیس و مقادیری کروم می‌شود. با توجه به حضور مقادیر بالای کروم در کانی‌های کلینوپروکسن، ذوب متجانس آن باعث آزادسازی عنصر کروم به درون فاز مایع می‌شود. لذا این فرآیندها با افزایش مقادیر سیلیس و کروم در مذاب باعث ورود منحنی تبلور مذاب به داخل میدان پایداری کرومیت شده و کرومیت به صورت تک کانی متبلور می‌شود (Arai and Yurimoto, 1994) (شکل ۶).

۶-۲. درجه ذوب بخشی پریدوتیت میزبان

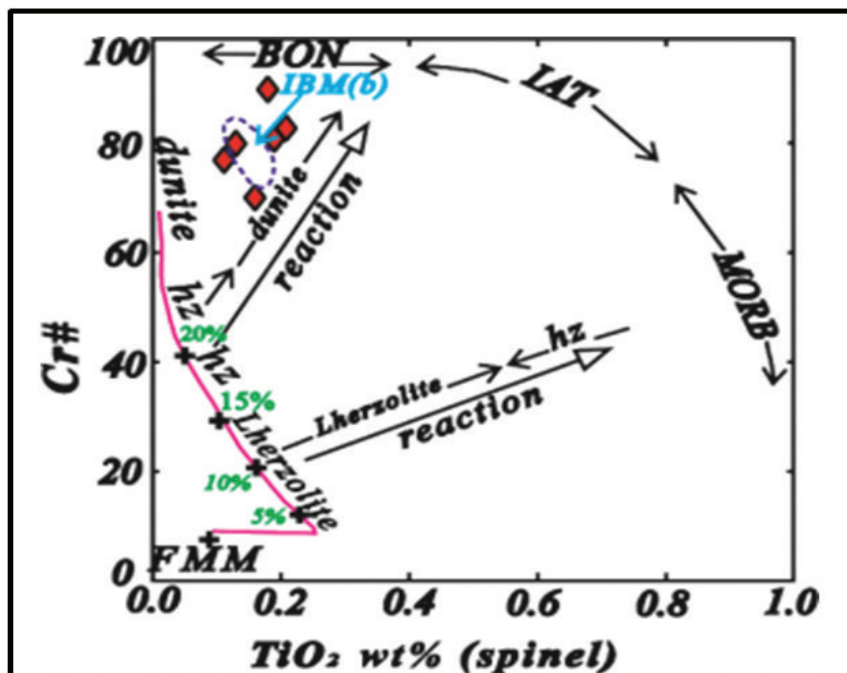
داده‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی پریدوتیت‌های افیولیتی، بینش نوینی از

Hellebrand et al. (2001) ارائه شده است مقادیر آن برای کرومیت‌های منطقه محاسبه و بین ۲۰/۴۲ تا ۲۲/۹ درصد قرار گرفت (جدول ۱). همچنین بر اساس نمودار تغییرات #Cr در مقابل TiO_2 (شکل ۷) درجه ذوب بخشی کرومیت‌ها (Pearce et al., 2000) مورد اندازه‌گیری قرار گرفت و نمونه‌ها در مکانی با درجه ذوب بخشی بالا قرار گرفتند.

۶۰ درصد) با تغییرات #Cr بیشتر از ۰/۶ و Ti پایین (کمتر از ۰/۳ وزنی) و Al بالا (Al_2O_3 بیشتر از ۲۵٪ وزنی) با تغییرات #Cr بین ۰/۴-۰/۶ و Ti بالا تقسیم کرده‌اند که با توجه به آن کانسار کرومیت منطقه علی‌آباد از نوع Cr بالا می‌باشند. جهت به‌دست آوردن درصد درجه ذوب بخشی اسپینل‌ها به صورت کمی، با استفاده از معادله تجربی $(F\% = 10 \times \ln(Cr\#Spl) + 24)$ که توسط



شکل ۶-الف-ب و پ) نمایی از شواهد کانی‌شناسی رخداد پدیده ذوب بخشی پریدوتیت گوشته‌ای در سنگ‌های اولترامافیک منطقه. در این تصاویر حضور کانی‌های بی‌شکل الیوین (Ol) در حواشی کانی ارتوپروکسن (Opx) و کانی‌های کروم اسپینل (Spl) جالب توجه است؛ ت) چگونگی تشکیل تک کانی‌های کرومیت در طی فرآیند ذوب بخشی پریدوتیت گوشته با توجه به نمودار ارائه شده توسط (Arai & Yurimoto, 1994).



شکل ۷- نمودار #Cr در مقابل TiO_2 از Pearce et al. (2000) که نشان می‌دهد کرومیت‌های منطقه بر اثر ذوب بخشی درجه بالا (بیشتر از ۲۰ درصد) ایجاد شده‌اند. و کرومیت‌ها تمایل به سمت میدان با ویژگی بونینیتی نشان می‌دهند. FMM: Fertile MOR-typ Mantle; MORB: Mid-Ocean Ridge Basalt; IAT: Island Arc Tholeiite; BON: Boninite; IBM (b): boninites from Izu-Bonin-Mariana system.

۳-۶. خاستگاه مذاب والد کرومیت‌ها

می‌دهد که تمرکز TiO_2 و Al_2O_3 و نیز تغییرات نسبت FeO/MgO در کرومیت‌ها به طور مستقیم در ارتباط با ماگمای والد می‌باشند (Kamenetsky et al., 2001; Rollinson, 2008). با توجه به این، ترکیب کروم اسپینل کرومیت‌های پادفرم برحسب مقادیر اکسیدهای Mg، Al، و Ti می‌تواند به‌عنوان عملکردی از ترکیب

به طور کلی سازماندهی ماگمای والد کرومیت‌ها به وسیله فرآیندهای مختلفی از قبیل درجات مختلف ذوب بخشی (Kelemen et al., 1992; Zhou et al., 1996)، واکنش مذاب-سنگ و برهم کنش متقابل مذاب-مذاب در منابع گوشته‌ای انجام می‌گیرد (Kamenetsky et al., 2001; Uysal et al., 2009).

$$Y^{Al}_{chromite} = Al / (Al + Cr + Fe^{3+}) \quad \text{و}$$

$$Y^{Fe^{3+}}_{chromite} = Fe^{3+} / (Al + Cr + Fe^{3+})$$

با به کارگیری این روابط، مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 و نسبت FeO/MgO برای مذاب والد کرومیت‌های منطقه محاسبه و در جدول ۱ آورده شده است. بر این اساس با استفاده از مقادیر محاسبه‌شده، ترکیب مذاب والد کرومیت‌های منطقه مورد مطالعه دارای TiO_2 و Al_2O_3 پایینی می‌باشد و روی نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (Rollinson, 2008) در فاصله بسیار دوری از میدان MORB قرار گرفته‌اند، در صورتی که تمایل قوی نسبت به مذاب حاصل از گوشته نهی شده نشان می‌دهند (شکل ۸-الف).

با توجه به این نتایج و جدول ۳ مقایسه ترکیب شیمیایی مذاب والد محاسبه شده برای کرومیت‌های منطقه با مذاب اولیه مناطق مختلف یک هم‌پوشانی خوبی نسبت به مذاب با ویژگی بونینیتی نشان می‌دهد. در این رابطه نمودار تغییرات نسبت FeO/MgO در برابر Al_2O_3 که توسط (Barnes & Roeder, 2001) ارائه شده است، این هم‌پوشانی را تأیید می‌کند (شکل ۸-ب).

به طور کلی مذاب‌هایی با این ویژگی (بونینیتی شدن) در پاسخ به عبور مذاب‌های تولیتی از درون پریدوتیت‌ها ایجاد شده‌اند (Zhou et al., 1996; Dare et al., 2009) و به غنی بودن از آب و Cr نسبت به دیگر مذاب‌های بازالتی با منشأ گوشته‌ای 500-200 (ppm) (Roeder & Reynolds, 1991) شهرت دارند.

مذابی که از آن شکل می‌گیرد، مطرح شود. (Maurel & Maurel, 1982; Kamenetsky et al., 2001). Rollinson (2008) با استفاده از داده‌های Wasylenki et al. (2003) و Kamenetsky et al. (2001) Al_2O_3 کروم اسپینل‌ها با مقدار این اعضا در مذابی که کرومیت از آن متبلور می‌شود همبستگی دارد. بر این اساس می‌توان مقادیر اکسید تیتان مذاب والد کمان را با به کارگیری داده‌های حاصل از (Kamenetsky et al., 2001) تخمین زد.

$$Al_2O_3_{melt} = 5.2181 * Ln(Al_2O_3_{chromite}) - 1.0505$$

$$TiO_2_{melt} = 1.0963 * (TiO_2_{chromite}) 0.7863$$

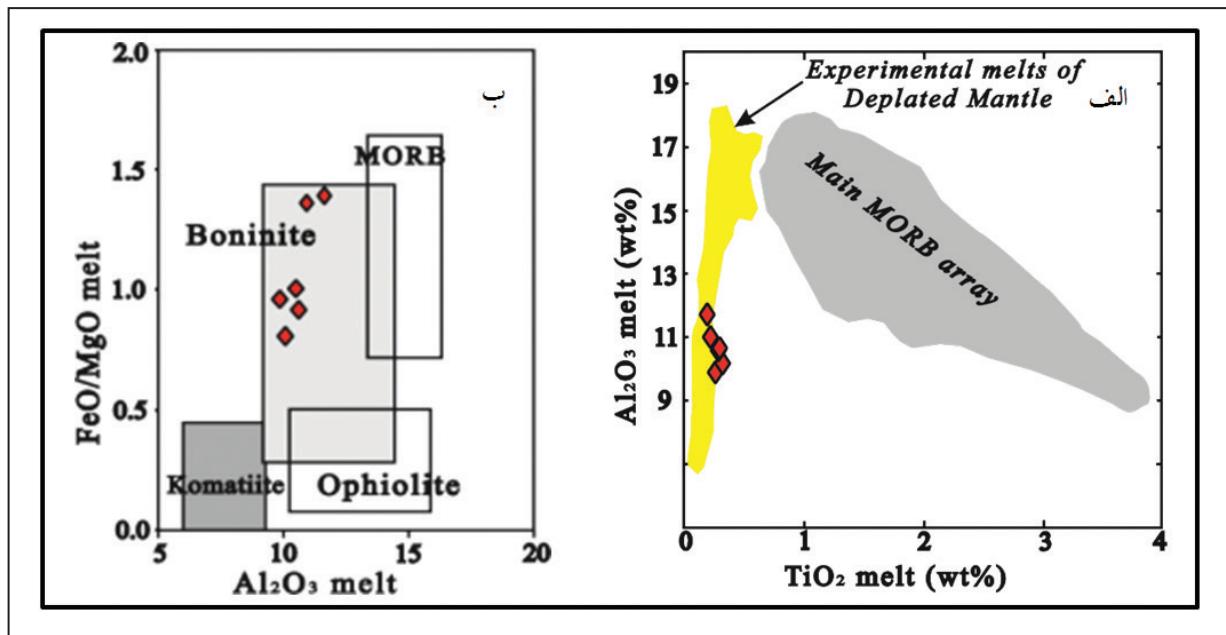
این معادلات نشان‌دهنده این مطلب هستند که مقادیر دو اکسید فوق مذاب تابعی از مقدار آنها در کرومیت می‌باشند و دما کمتر بر معادله تأثیرگذار است (Najafzade & Ahmadi pour, 2014). برای موازنه نسبت عناصر Fe و Mg بین کانی‌های سیلیکاته از نسبت FeO/MgO استفاده می‌کنیم. از این رو با توجه به نتایج به‌دست آمده از فرمول ارائه شده توسط (Maurel & Maurel, 1982) می‌توان مقادیر این نسبت را به صورت زیر محاسبه کرد:

$$Ln(FeO/MgO)_{chromite} = 0.47 - 1.07 * Y^{Al}_{chromite} + 0.64 * Y^{Fe^{3+}}_{chromite} + Ln(FeO/MgO)_{melt}$$

از آنجایی که مقادیر Y^{Al} و $Y^{Fe^{3+}}$ برابر است با:

جدول ۳ - مقایسه ترکیب مذاب والد کرومیت‌های منطقه با مناطق دیگر.

منطقه	Cr#	Al_2O_3 -chromite	Al_2O_3 -melt	TiO_2 -chromite	TiO_2 -melt	FeO/MgO -melt	منابع
کرومیت‌های علی‌آباد	0.7-0.89	8.11-11.5	9.87-11.69	0.11-0.21	0.19-0.32	0.81-1.39	منطقه مورد مطالعه
کرومیت‌های ده‌شیخ	0.68-0.79	10.2-16.1	11.1-14.5	0.12-0.27	0.21-0.49	0.99-1.2	Peighambari et al. (2016)
کرومیت‌های سرخ‌بند		9.32	10.05	0.08		0.7	Najafzadeh and Ahmadi pour (2014)
کرومیت‌های فاریاب (واحد شمالی بخش اصلی) (توده معدنی)			10-12		0.27±0.05	1.2±0.8	Jannessary et al. (2012)
افیولیت‌های Elekdag (شمال ترکیه)	0.65-0.89	5.1-18.2	9.4-13.2	0.14-0.26	0.2-0.4	0.4-1.9	Dönmez et al. (2014)
افیولیت‌های Mugla (ترکیه)	0.64-0.75		8.8-10.5		0.23-0.34	0.3-1.1	Uysal et al. (2009)
افیولیت‌های عمان	0.71-0.77	11.7-14.4	11.8-12.9		0.23-0.34		Rollinson (2008)
اولترامافیک‌های Santa Elena (کاستاریکا)	0.81	10.3-17.5	11.2-13.0	0.14-0.2	0.28-0.38		Zaccarini et al. (2011)
بونینیت‌ها			11.29-14.87		0.24-0.22	0.68-0.89	Falloon et al. (2008)
MORB			~14.70			~1.37	Gale et al. (2013)



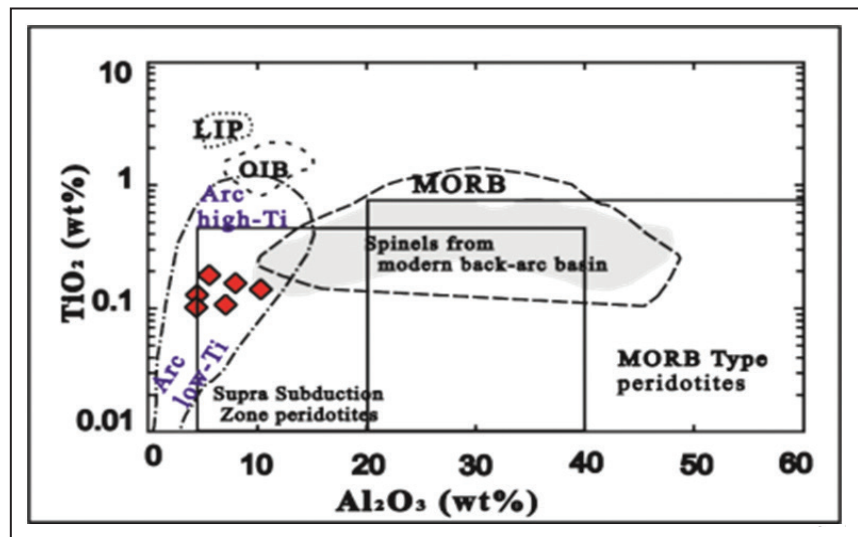
شکل ۸- الف) نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 مذاب والد محاسبه شده کرومیت‌های منطقه (Rollinson, 2008) میدان depleted mantle از Schwab and Johnston (2001) می‌باشد؛ ب) نمودار نسبت FeO/MgO در برابر Al_2O_3 مذاب والد محاسبه شده کرومیت‌های منطقه. تفکیک ترکیبات انواع مختلف میدان‌های مذاب از (Barnes and Roeder, 2001) می‌باشد.

۴-۶. جایگاه تکنونیک

را از SSZ تفکیک نمود. به دنبال آن Zaccarini et al. (2011) تفکیک بین کرومیت‌های تشکیل شده در محیط‌های OIB، MORB و مذاب بازالت‌های مرتبط با Arc را مورد بررسی قرار داد و پی‌آمد آن منجر به تعیین حدود ۶ جایگاه تکنونیک مختلف در نمودار فوق شد (Peighambari et al., 2016). با توجه به این نمودار (شکل ۹) و مقادیر پایین TiO_2 و Al_2O_3 در کرومیت‌های منطقه میدان ترکیبی آنها در زون فرافروانش و مرتبط با جایگاه کمان قرار می‌گیرند. در این رابطه مطابق مدل زمین‌ساختی ارائه شده توسط قاسمی و همکاران (۱۳۹۷) ماگمای سازنده این سنگ‌ها در پهنه فروانش جزایر کمانی هنگام بسته شدن حوضه اقیانوسی نئوتیس سبزوار در کرتاسه پسین به وجود آمده است (شکل ۱۰).

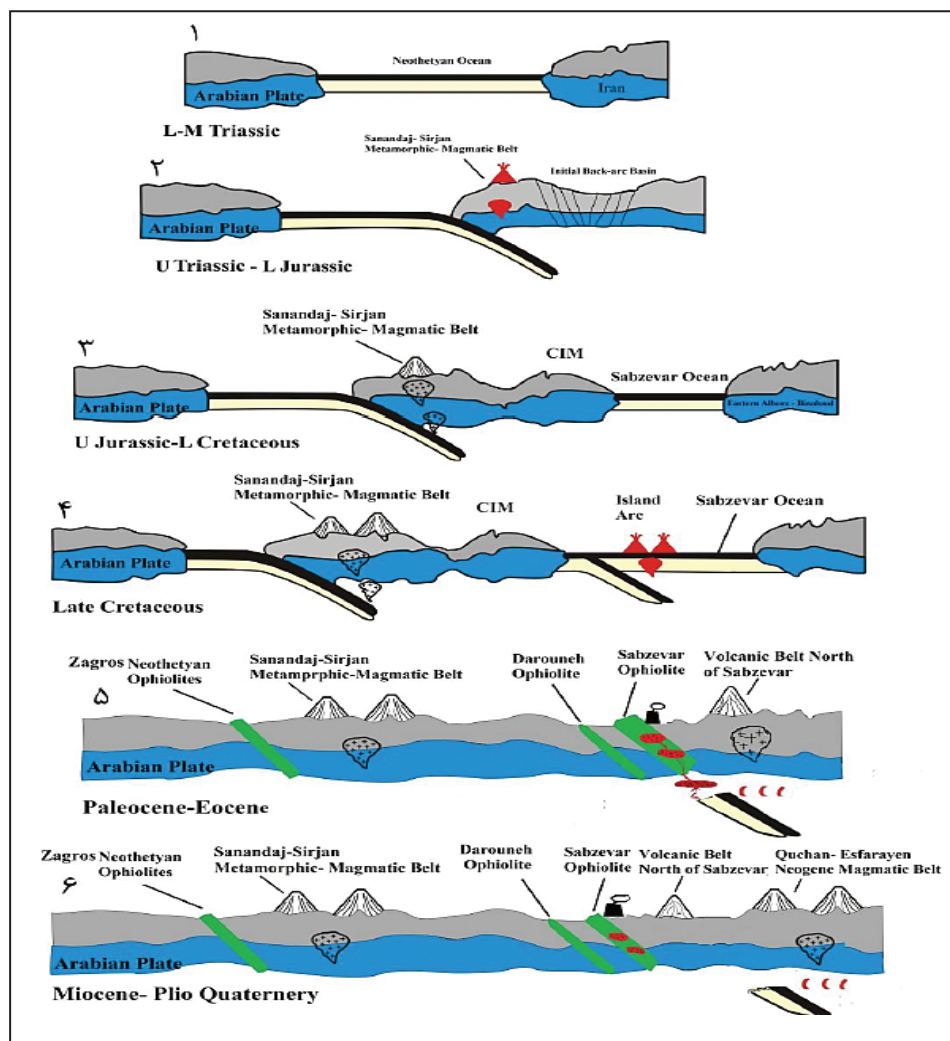
به‌طور عمومی جایگاه جزایر کمانی و پشت‌کمان برای شکل‌گیری کرومیت‌های پادفرم پذیرفته شده است (Rollinson, 2008). در این جایگاه‌ها کرومیت بر اثر واکنش پریدوتیت‌های گوشته بالایی با مذاب مهاجرت یافته از اعماق شکل می‌گیرد (Arai & Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1994). استفاده از ترکیب شیمیایی کرومیت‌ها به‌عنوان شاخصی برای شکل‌گیری ماگمای والد می‌تواند به‌عنوان کلیدی جهت تشخیص جایگاه تکنونیک، مورد توجه قرار بگیرد (Dick & Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001).

(Kamenetsky et al., 2001) با عقیده بر این که مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 کرومیت‌ها به ماگمای مادر وابسته است و می‌تواند به‌عنوان شاخص زمین‌شناسی مناسبی برای آنها باشند، با استفاده از نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 محدوده MORB



شکل ۹- نمودار تغییرات TiO_2 در برابر Al_2O_3 کرومیت‌های منطقه علی‌آباد از (Kamenetsky et al., 2001).
LIP: Large Igneous Province basalt;
Arc: Arc-related volcanic rocks; SSZ: Supra-Subduction Zone; MORB: Mid-Ocean Ridge basalt; OIB: Ocean Island Basalt
توجه به نمودار، کرومیت‌های منطقه در زون فرافروانش و مرتبط با جایگاه کمان قرار می‌گیرند.

شکل ۱۰ - الگوی زمین ساختی نمادین برای نمایش تحول و تکامل ماگماتیسم مزوزویک- سنوزویک در حوضه سبزوار (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷).



۷- نتیجه گیری

تشکیل مذابی با ویژگی بونیتی شده است در اینجا روند تبلور مذاب حاصله به درون میدان پایداری کرومیت حرکت کرده و با تشکیل تک کانی های کرومیت در این میدان نهشته های کرومیتی به همراه بافت های متنوع کرومیت در منطقه حاصل شده اند.

با توجه به مطالعات صورت گرفته بر روی کرومیت های منطقه می توان نتیجه گرفت که در یک محیط فرافورانشی، واکنش مذاب- سنگ بین گوشته پریدوتیتی و یک مذاب تولیتی جزایر کمانی در حضور آب، با افزایش در درجه ذوب بخشی و آزاد سازی مقادیر بالای عنصر سیلیس و کروم منجر به

کتابنگاری

- آفانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- بحرودی، ع. و عمرانی، ج.، ۱۳۷۸- بر گره زمین شناسی فروم به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن.
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و میانی، ل.، ۱۳۹۴- سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشاء گنبد های آداکیتی پسا فیولیتی سبزوار، مجله پترولوژی اصفهان، ۲۳، صفحه ۱۲۱ تا ۱۳۸. http://ijp.ui.ac.ir/article_16224.html
- خوش نیت، ف.، ۱۳۹۳- پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ های افیولیتی منطقه کلات خوش (غرب فریمان) و بررسی اقتصادی نهشته های کرومیت مرتبط با آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- زند، ز.، ۱۳۸۵- بررسی کانه زایی و ساخت منطقه ای کانسارهای کرومیت زون افیولیتی سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- فانی، ک.، ۱۳۹۵- مطالعات کانه زایی کرومیت های علی آباد (شمال خاور فروم)، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قاسمی، ح. ا.، کاظمی، ز.، موسیوند، ف. و گریفن، و.، ۱۳۹۷- شیمی سنگ کل و شیمی کانی داسیت های کرتاسه پسین در جنوب باختری سبزوار: رهیافتی بر جایگاه زمین ساختی آنها، مجله پترولوژی اصفهان، سال نهم، شماره سی و پنجم، صفحه ۷۹ تا ۱۰۰. http://ijp.ui.ac.ir/article_22428.html
- کنعانیان، ع.، عطایی، م.، میر محمدی، م. ص. و امامعلی پور، ع.، ۱۳۸۹- سنگ شناسی، شیمی کانی و شکل گیری کرومیت های آند و قشلاق، مجموعه افیولیتی خوی (شمال غرب ایران)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، صفحه ۳۷۱ تا ۳۸۲. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=113508>
- کهنسال، ر.، ۱۳۹۳- گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ بیزه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کهنسال، ر.، ۱۳۹۳- گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ جنوب کهنه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

کهنسال، ر.، قربانی، م.، پورمعافی، س. م.، خلعتبری جعفری، م.، عمرانی، ج.، ذوالفقاری، ص. و سلیمانی، س. ۱۳۹۴- زمین‌شناسی و ژئوشیمی توالی خروجی افیولیتی در ناحیه فرامد، شمال خاوری ایران، فصل‌نامه علوم زمین شماره ۹۷، صفحه ۳۸۷ تا ۳۹۶. http://www.gsjournal.ir/article_41593.html.
 وطن‌پور، ح. ر.، ۱۳۸۶- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ساختار کانسارهای کرومیت در افیولیت‌های شمال غرب سبزوار و ارائه مدل اکتشافی آنها، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011-Zagros orogeny: a subduction- dominated process, *Geol. Mag.* 148, 692-725. <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00616582/document>.
- Ahmed, A. H., Arai, S., Yaser, M. A. and Rahimi, A., 2005- Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*. 138, 225–234. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301926805000641>.
- Ahmed, A. H., Arai, Sh., Abdel-Aziz, Y. M., Ikenne, M. and Rahimi, A., 2009- Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco, *Journal of African Earth Sciences*. 55, 92–104. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1464343X09000533>.
- Arai, S., 1991- Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry, *Mineralogical Magazine*. 56, 173–184. https://ruff.info/doclib/MinMag/Volume_56/56-383-173.pdf.
- Arai, S. and Yurimoto, H., 1994- Podiform chromitites of the Tari- Misaka ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle-melt interaction products, *Econ. Geol.* 89, 1279-1288. <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article-abstract/89/6/1279/21341>.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Phoshte- e- Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications *Tectonophysics*. 451, 123- 155. <https://www.researchgate.net/publication/222895908>.
- Ballhaus, C., 1998- Origin of podiform chromite deposits by magma mingling, *Earth Planet. Sci. Lett.* 156, 185-193. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X98000053>.
- Barnes, S. J. and Roeder, P. L., 2001- The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks, *J. Petrol.* 42, 2279–2302. <https://pdfs.semanticscholar.org/2969/e3cbef5b9760f08c7c81f0ef299f44656345.pdf>.
- Baroz, R., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, H., Ohnenstetter, M. and Rocci, G., 1984- Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions *Neues J. Geol. Palaont. Abh.* 168, 358-388. <https://www.schweizerbart.de/papers/njgpa/detail/168/89360>.
- Berberian, M. and King, C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *candian Jour. of Earth sci.* 18, 1764-1766. <https://www.researchgate.net/publication/237172227>.
- Caran, Ş., Çoban, H., Flower, M. F. J., Ottley, Ch. J. and Yılmaz, K., 2010- Podiform chromitites and mantle peridotites of the Antalya ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): Implications for partial melting and melt–rock interaction in oceanic and subduction-related settings, *Lithos*. 114, 307–326. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493709003594>.
- Dare, S. A. S., Pearce, J. A., McDonald, I. and Styles, M. T., 2009- Tectonic discrimination of peridotites using fO_2 -Cr# and Ga-Ti-FeIII systematic in chrome-spinel, *Chem. Geol.* 261, 199–216. <https://www.researchgate.net/publication/229274715>.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- An introduction to the rock-forming minerals” Harlow, England, ed. Longman Scientific & Technical, 695pp. <https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/952>.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984-Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinotype peridotites and spatially associated lavas, *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 54–76. <https://link.springer.com/article/10.1007%2FBF00373711>.
- Dickey, J. S., Jr., 1975-A hypothesis of origin of podiform chromite deposits, *Geochim. Cosmochim. Acta*. 39,1061-1074. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0016703775900472>.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2009- Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*. 113, 1–20. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493709001649>.
- Droop, G., 1987- A general equation for estimating Fe³ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria” *Mineral. Mag.* 51, 431-435. <https://www.researchgate.net/publication/249849838>.
- Dönmez, C., Keskin, S., Günay, K., Çolakoğlu, A. O., Çiftçi, Y., Uysal, İ., Türkel, A. and Yıldırım, N., 2014-Chromite and PGE geochemistry of the Elekdag ophiolite (Kastamonu, northern Turkey): implications for deep magmatic processes in a supra-subduction zone setting, *Ore Geol. Rev.* 57, 216–228. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136813002096>.
- Falloon, T. J., Green, D. H., Danyushevsky, L. V. and McNeill, A. W., 2008-The composition of near-solidus partial melts of fertile peridotite at 1 and 1.5 GPa: implications for the petrogenesis of MORB, *Journal of Petrology*. 49, 591–613. <https://academic.oup.com/petrology/article/49/4/591/1469885>.

- Gale, A., Dalton, A. D., Langmuir, C.H., Su, Y. and Schilling, J. G., 2013-The mean composition of ocean ridge basalts, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14, 489–518. <https://www.researchgate.net/publication/252321601>.
- Graham, I. T., Franklin, B. J. and Marshall, B., 1996- Chemistry and mineralogy of podiform chromitite deposits, southern NSW, Australia: a guide to their origin and evolution, *Mineral. Petrol.* 57, 129–150. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF01162355>.
- Haggerty, S. E., 1991- Oxide mineralogy of the upper mantle. Spinel mineral group. In: Lindsley, D.H. (ed.). *Reviews in Mineralogy, Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance*, Mineralogical Society of America. 25, 355-416. https://www.researchgate.net/profile/Stephen_Haggerty.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. and Hofmann, A. W., 2001- Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites, *Nature* 410, 677-681. <https://www.researchgate.net/publication/12045884>.
- Huang, X., Jianghai, L., Kusky, T. M. and Chen, Z., 2004- Microstructures of the Zunhua 2.50 Ga podiform chromite, North China Craton and implications for the deformation and rheology of the archaean oceanic lithospheric mantle. In: Kusky, T.M. (Ed.), *Precambrian ophiolites and related rocks*, *Developments in Precambrian Geology.* 13, 321-337. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0166263504130107>.
- Jannessary, M. R., Melcher, F., Lodziak, J. and Meisel, Th. M., 2012-Review of platinum-group element distribution and mineralogy in chromitite ores from southern Iran, *Ore Geology Reviews.* 48, 278-305. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136812001485>.
- Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J. and Meffre, S., 2001- Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks, *J. Petrol.* 42, 655-671. <https://eprints.utas.edu.au/324>.
- Kelemen, P. B., Dick, H. J. B. and Quick, J. E., 1992- Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle, *Nature* 358, 635-641. <https://www.nature.com/articles/358635a0>.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H. A. & Gani, M., 2013a- Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran, *Journal of Asian Earth Sciences.* 70–71, 209–230. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1367912013001703>.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H. A. & Mirzaie, M., 2013b- Geology, petrology and tectonomagmatic evolution of the plutonic crustal rocks of the Sabzevar ophiolite, NE Iran *Geological Magazine*, 150, 862-884. <https://www.researchgate.net/publication/259435226>.
- Lensch, G., Mihm, A. and Alavi-Tehrani, N., 1977- Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar (Iran), *N. Jb. Miner. Abh.* 131, 2, 156-176.
- Leblanc, M. and Violette, J. F., 1983- Distribution of aluminium-rich and chromian-rich chromite pods in ophiolite peridotites, *Economic Geology*. 78, 293-301. <https://www.researchgate.net/publication/247862300>.
- Li, J. H., Kusky, T. M. and Huang, X. N., 2002-Archaean podiform chromitites and mantle tectonites in ophiolitic melange, North China Craton: a record of early oceanic mantle processes, *Geol. Soc. Am.* 4-11. <https://www.geosociety.org/gsatoday/archive/12/7/pdf/i1052-5173-12-7-4.pdf>.
- Maurel, C. and Maurel, P., 1982- Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles”, *Bull. Mineral.* 105, 197–202. <https://www.researchgate.net/publication/279696387>.
- Najafzadeh, A. R. and Ahmadipour, H., 2014-Using platinum-group elements and Au geochemistry to constrain the genesis of podiform chromitites and associated peridotites from the Soghan mafic-ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran, *Ore Geology Reviews.* 60, 60–75. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S016913681400002X>.
- Najafzadeh, A. R. and Ahmadipour, H., 2016- Geochemistry of Platinum-group elements and mineral composition in chromitites and associated rocks from the Abdasht ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran, *Ore Geology Reviews.* 75, 220-238. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136815301001>.
- O'Driscoll, B., Day, J. M. D., Walker, R. J., Daly, J. S., McDonough, W. F. and Piccoli, P. M., 2012- Chemical heterogeneity in the upper mantle recorded by peridotites and chromitites from the Shetland ophiolite complex, Scotland, *Earth Planet. Sci. Lett.* 333–334, 226–237. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X12001641>.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. and Leat, P. T., 2000- Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic, *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 139, 36–53. <https://link.springer.com/article/10.1007/s004100050572>.
- Peighambari, S., Ahmadipour, H., Stosch, H. G. and Daliran, F., 2011- Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite massif and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran, *Ore Geology Reviews.* 39, 245–264. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136811000254>.

- Peighambari, S., Uysal, I., Stosch, H. G., Ahmadipour, H. and Heidarian, H., 2016- Genesis and tectonic setting of ophiolitic chromitites from the Dehsheikh ultramafic complex (Kerman, southeastern Iran): Inferences from platinum-group elements and chromite compositions, *Ore Geology Reviews*. 74, 39–51. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136815301700>.
- Roeder, P. L. and Reynolds, I., 1991- Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts, *J. Petrol.* 32, 909–934. <https://academic.oup.com/petrology/article/32/5/909/1499099>.
- Rollinson, H., 2008- The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions, *Contrib. Mineral. Petrol.* 156, 273–288. <https://www.researchgate.net/publication/225557108>.
- Schwab, B. E. and Johnston, A. D., 2001- Melting systematic of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effects of mineral fertility, *J. Petrol.* 42, 1789–1811. <https://www.researchgate.net/publication/237269882>.
- Shafaii Moghadam, H., Zaki Khedr, M., Arai, Sh., Stern, R. J., Ghorbani, Gh. Tamura, A. and Ottley, Ch. J., 2015- Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites, *Gondwana Research*. 27, 575–593 <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X13003031>.
- Shirzadi, A., Masoudi, F. and Rahimzadeh, B., 2013 - Nature of Chromite parent magma In Sabzevar ophiolite (North-East of Iran), *Iranian society of crystallography and mineralogy*. 21, 49–58. http://ijcm.ir/files/site1/user_files_c470dc/godadmin-A-10-2-231-e1110a6.pdf.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. and Ghazi, A. M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran”, *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 1053–1067. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1367912002001438>.
- Soleimani, M. and Jodeiri Shokri, B., 2016- Intrinsic geological model generation for chromite pods in the Sabzevar ophiolite complex, NE Iran”, *Ore Geology Reviews*. 78, 138–150. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136816301299>.
- Spies, O., Lensch, G. and Mihm, A., 1983- Geochemistry of the post-ophiolite tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan/NE-Iran, *Geodynamic project (Geotraverse) in Iran, Report No 51*, 247–265.
- Stevens, R.E., 1944, “Composition of some chromites of the western hemisphere”, *American Mineralogist*. 29, 1–34. http://www.minsocam.org/ammin/AM29/AM29_1.pdf.
- Thayer, P. T., 1964-Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey, *Econ. Geol.* 59, 1497–1524. <https://www.researchgate.net/publication/247860945>.
- Uysal, I., Tarkian, M., Sadiklar, M. B., Zaccarini, F., Meisel, T., Garuti, G. and Heidrich, S., 2009- Petrology of high-Cr and high-Al ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group minerals, silicate, and basemetal mineral, and Os-isotope geochemistry, *Contrib. Mineral. Petrol.* 158, 659–674. https://www.dmg-home.org/fileadmin/Konferenzen/DMG-CD/filedir/425_abstract.pdf.
- Wasylenki, L. E., Baker, M. B., Kent, A. J. R. and Stolper, E. M., 2003- Near-solidus melting of the shallow upper mantle: partial melting experiments on depleted peridotite, *J. Petrol.* 44, 1163–1191. <https://academic.oup.com/petrology/article/44/7/1163/1564854>.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*. 95, 185–187. http://minsoc.ru/FilesBase/Whitney_p185_10.pdf.
- Xiong, F., Yang, J., Robinson, P. T., Xu, X., Liu, Zh., Li, Yu., Li, J. and Chen, S., 2015- Origin of podiform chromitite, a new model based on the Luobusa ophiolite, Tibet *Gondwana Research*. 27, 525–542. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X14001737>.
- Zaccarini, F., Garuti, G., Proenza, J. A., Campos, L., Thallhammer, O. A. R., Aiglsperger, T. and Lewis, J., 2011- Chromite and platinum-group-elements mineralization in the Santa Elena ophiolitic ultramafic nappe (Costa Rica), geodynamic implications. *Geol.* 9, 407–423. <https://pdfs.semanticscholar.org/aa11/412d7cb6e1d5840e09ef8eab7f84e126b819.pdf>.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T. and Bai, W. J., 1994- Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle, *Mineral. Deposita* 29, 98–101. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF03326400>.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J. and Li, Z., 1996- Podiform chromites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): implications for melt rock interaction and chromite segregation in the upper mantle, *J. Petrol.* 37, 3–21. <https://academic.oup.com/petrology/article-pdf/37/1/3/4383356/37-1-3.pdf>.
- Zhou, M. F. and Robinson, P. T., 1997-Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits, *Economic Geology*. 92, 259–262. <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article-abstract/92/2/259/21713>.

To view on evolution of primary texture of Aliabad chromite (NE Forumad), petrogenesis and tectonic setting

K. Fani Chenar^{1*}, M. Ghorbani², R. Kohansal³ and Jamshid Lotfian⁴

¹M.Sc., Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, College of Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

³Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁴M.Sc., Company of Pahnestan Shargh, Mashhad, Iran

Received: 2018 January 02

Accepted: 2019 July 15

Abstract

Ali abad chromites mines (north east of Forumad) are as a part of chromites assemblage dependent on ophiolite Sabzevar that are located in NW Sabzevar city. Chromitites deposits in these mines have been located as irregular lenses and layered or banded along with pods of dunite in depleted harzburgite. In attention to mineralogy observation, incongruent melting of orthopyroxenes and exsolution lamellae of clinopyroxene in the orthopyroxenes, indicate that these rocks were originally formed at mantle pressures and temperatures conditions. Mineralography study on the textures and structures of Ali abad chromites indicate two types main textures that are primary and secondary. The primary textures and structures include massive and disseminated or separated grain. The milonitic, brecciated and tensional textures are from secondary types in chromites. On the basis of geochemical results the structural formula are calculated as the chromite minerals $[(Mg, Fe^{2+})O (Cr, Al, Fe^{3+})_2O_3]$. These studies represent height percent Cr_2O_3 chromite mineral in disseminated texture than massive textures. Geochemical study on the chromitite area, site them in height Cr types and associated to podiform type that are originated from a parent melt with boninitic character resulting from high degree of partial melting of mantle peridotite in Supra Subduction Zone (SSZ).

Keywords: Ali abad chromites- Ophiolite- Podiform - Boninitic character- Supra Subduction Zone.

For Persian Version see pages 121 to 134

*Corresponding author: K. Fani Chenar; E-mail: km.fani90@gmail.com