

Metamorphism of peridotites from Kal-e-Kafi area (Isfahan Province, Central Iran)

Zahraalsadat Zakipour¹, Ghodrat Torabi^{1*}

1- Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Keywords: Metaperidotite, Contact metamorphism, Paleozoic, Kal-e-Kafi, Anarak, Central Iran

1-Introduction

The Kal-e-Kafi area is situated at 65 km of the northeast of the Anarak city (Isfahan Province, Iran). The Kal-e-Kafi area is part of the Yazd (Naevin) Block (Almasian, 1997). The Yazd Block situated between the Chapedony Fault in the east, Dorouneh (Great Kavir) Fault in the north, and the Rafsanjan and Shahre-Babak Faults (Nain – Baft Fault) in the south and west (Fig. 1). Metaperidotites of this area are mainly metalherzolite and metaharzburgite. These metaperidotites and associated metasediments belong to the Paleozoic and are remnants of the Paleo-Tethys ocean.

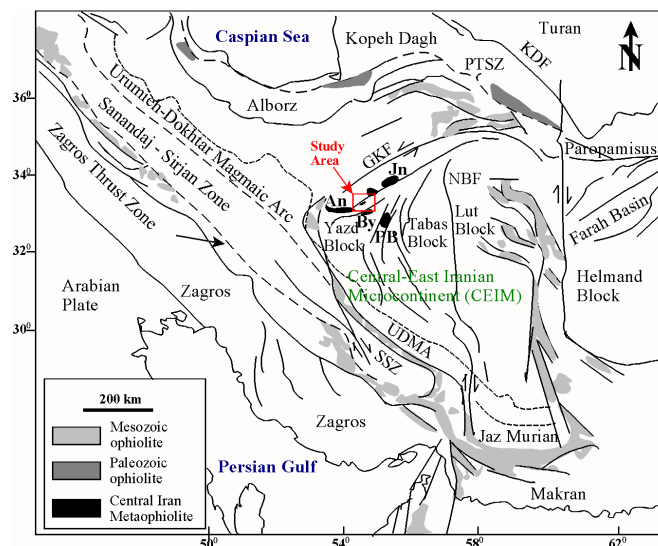


Fig. 1. The main structural units of Iran with location of ophiolites and Kal-e-Kafi metaperidotites. Modified after Torabi et al. (2011).

2-Methodology

During field studies, samples were taken from metaperidotites of the Kal-e-Kafi area. After preparation of microscopic thin sections, petrographic studies were carried out on the samples. Then an ideal sample selected to perform Electron Microprobe Analysis. Mineral analyses were conducted by a wave-length-dispersive electron probe microanalyzer (EPMA) using a JEOL JXA-8800R instrument. XRD analysis of the metaperidotite samples was carried out by Bruker D8 Advance X-ray diffractometer. The amounts of Fe^{3+} and Fe^{2+} in minerals were estimated by assuming mineral stoichiometry (Droop, 1987).

3- Results and discussion

* Corresponding author: torabighodrat@sci.ui.ac.ir; torabighodrat@yahoo.com

DOI: 10.22055/aag.2020.29597.1989

Received 2019-05-20

Accepted 2020-07-02

Petrography study and mineral chemistry show that metaperidotites are consist of metamorphic minerals of olivine (forsterite-chrysolite; Fo: 0.86-0.92), orthopyroxene (enstatite; En: 83.30-88.77), tremolite, tremolitic-hornblende and magnesio-hornblende, antigorite, talc, anthophyllite, chlorite (clinocllore) and magnetite. The presence of magnetite inclusions in metamorphic olivine neoblasts indicates that magnetite inclusions have been formed in the effect of serpentinization of the primary peridotites, and then during progressive metamorphism, have been surrounded by metamorphic olivines.

According to the petrography evidence (i.e., the presence of a mineral assemblage of tremolite, olivine and olivine, orthopyroxene, and anthophyllite), mineral chemistry (i.e., presence of magnetite inclusions in metamorphic olivines, extensive variation in MnO content of the olivine neoblasts, and the high amount of Al₂O₃ in chlorite) and thermobarometry results, it can be concluded that the peridotites of Kal-e-Kafi area have undergone by regional metamorphism in P-T condition of greenschist facies in the Paleozoic. The intrusion of Eocene Kal-e-Kafi granitic body leads to progressive contact metamorphism in pyroxene hornfels facies. Partial serpentinization of some metamorphic olivines and orthopyroxenes and the formation of late-stage chlorite around some of the tremolites indicate the occurrence of retrograde metamorphism.

4-Conclusions

Field study, petrography, mineral chemistry, and the phase relationships of minerals in metaperidotites characterized that metaperidotites in the effect of various magmatic phases of the Kal-e-Kafi intrusive body in the Eocene, has undergone regular contact metamorphism in 680 to 770 °C and 0.5 kbar. The partial serpentinization of olivine neoblasts and chlorite formation around some of the tremolites indicate the retrograde metamorphism in these rocks.

References

- Almasian, M., 1997. Tectonics of the Anarak area (Central Iran), PhD Thesis of Islamic Azad University, Iran, Science and Research Unit, 164p.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51 431-435.
- 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, 227-240.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Zakipour, Z., Torabi, G., 2021. Metamorphism of peridotites from Kal-e-Kafi area (Isfahan Province, Central Iran). *Adv. Appl. Geol.* 11(1), 136-156.

DOI: 10.22055/aag.2020.29597.1989

url: https://aag.scu.ac.ir/article_15850.html?lang=en

دگرگونی پریدوتیت‌های منطقه کال کافی (استان اصفهان، ایران مرکزی)

زهرا السادات زکی پور

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

قدرت ترابی*

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۲/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۱۲

*torabighodrat@sci.ui.ac.ir; torabighodrat@yahoo.com

چکیده

منطقه کال کافی در ۶۵ کیلومتری شمال شرق شهر انارک (استان اصفهان) قرار دارد. متاپریدوتیت‌های این منطقه همراه با متاسدیمنت‌های پالئوزوئیک انارک و در همبری با توده نفوذی ائوسن کال کافی دیده می‌شوند. متاپریدوتیت‌ها با سن احتمالی پالئوزوئیک، باقیمانده پوسته اقیانوسی پالئوتتیس محسوب می‌شوند. مطالعه پتروگرافی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها شامل کانی‌های دگرگونی الیوین (فورستریت-کریزولیت) ($\text{CaO} < 0.02 \text{ wt\%}$)، ارتوپروکسن، آمفیبول (ترمولیت، هورنبلند-ترمولیتی و مگنزیوهورنبلند)، سرپانتین (آنتی‌گوریت)، تالک، آنتوفیلیت، کلریت (کلینوکلر) و مگنتیت بوده و اسپینل‌های کروم‌دار کاملاً به مگنتیت تبدیل شده‌اند. بافت‌های اصلی این سنگ‌ها پورفایروبلاستیک، گرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک، پوی‌کیلوبلاستیک، مشبک و جک-استروا هستند. با توجه به مطالعات صحرایی، شواهد پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و نتایج ترمومتری این سنگ‌ها، می‌توان گفت متاپریدوتیت‌های منطقه کال کافی به همراه متاسدیمنت‌های انارک، در زمان پالئوزوئیک دچار دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شایست سبز شده، سپس در زمان ائوسن در اثر نفوذ فازهای مختلف توده نفوذی کال کافی دچار دگرگونی مجاورتی پیش‌رونده در دمای ۶۸۰ تا ۷۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۵ کیلو بار شده‌اند. چنین دما و فشار بیانگر دگرگونی در حد رخساره پیروکسن هورنفلس می‌باشد. سرپانتینی شدن بخشی از الیوین‌ها و ارتوپروکسن‌ها، و جایگزینی حاشیه برخی از ترمولیت‌ها توسط کلریت، بیانگر رخداد دگرگونی برگشتی پس از دگرگونی پیش‌رونده در این سنگ‌ها می‌باشد.

کلمات کلیدی: متاپریدوتیت‌ها، دگرگونی مجاورتی، پالئوزوئیک، کال کافی، انارک - ایران مرکزی

مقدمه

آن‌ها در زون‌های مختلف زمین‌شناسی به ۴ دسته تقسیم کرده‌اند که شامل افیولیت‌هایی که در امتداد زون تراست زاگرس قرار دارند (افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه)؛ افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگی که اطراف خرد قاره شرق-ایران مرکزی را احاطه کرده‌اند (افیولیت‌های نایین و عشین)؛ افیولیت‌های بخش‌ها شمال شرق ایران (افیولیت مشهد) و افیولیت‌های دامنه‌های شمالی رشته کوه البرز، و در آخر افیولیت‌هایی که در درون بخش غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی در بلوک یزد و پشت بادام قرار گرفته‌اند (افیولیت‌های انارک، جندق، بیاضه و پشت بادام). در این تقسیم بندی، افیولیت‌های امتداد زون تراست زاگرس و اطراف خرد قاره شرق-ایران مرکزی به مزوزوییک تا ابتدای سنوزوییک و به پوسته اقیانوسی نئوتتیس نسبت داده شده‌اند و افیولیت‌های درون بخش غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی را مربوط به پالئوزوییک و اقیانوس پالئوتتیس می‌دانند.

به عقیده Coleman (۱۹۷۷) افیولیت‌ها به دو صورت دگرگون می‌شوند؛ دگرگونی داخلی، که شامل حوادثی است که مجموعه کانی‌های

مجموعه‌های افیولیتی، باقی‌مانده‌ی اشتقاق‌های درون قاره‌ای هستند که به دلیل کافتی شدن و بر اثر فرارانش، در هنگام جابه‌جایی قاره‌ها و خرد قاره‌ها، در امتداد زمین درزهای کهن جای گرفته‌اند (Coleman, 1977). افیولیت‌های ایران بخشی از افیولیت‌های تتیس خاورمیانه هستند. این افیولیت‌ها باعث اتصال افیولیت‌های خاورمیانه - مدیترانه و اروپای شرقی به افیولیت‌های آسیای شرقی (مانند پاکستان و تبت) می‌شوند. افیولیت‌های شمال شرق ایران و افیولیت‌های درون بخش غربی خرد قاره - شرق ایران مرکزی (بلوک یزد و بلوک پشت بادام)، بقایای اقیانوس پالئوتتیس هستند. افیولیت‌های زاگرس نشان دهنده محل تقریبی اقیانوس نئوتتیس هستند که در تریاس پسین تا ابتدای سنوزوییک در حد فاصل ورقه ایران و ورقه زاگرس - عربستان وجود داشته است (Aghanabati, 2007).

Alavi (۱۹۹۱) افیولیت‌های ایران را به دو دسته افیولیت‌های پالئوزوییک و مزوزوییک تقسیم کرده است. Torabi و همکاران (۲۰۱۱) افیولیت‌های ایران را براساس زمان تشکیل و موقعیت قرارگیری

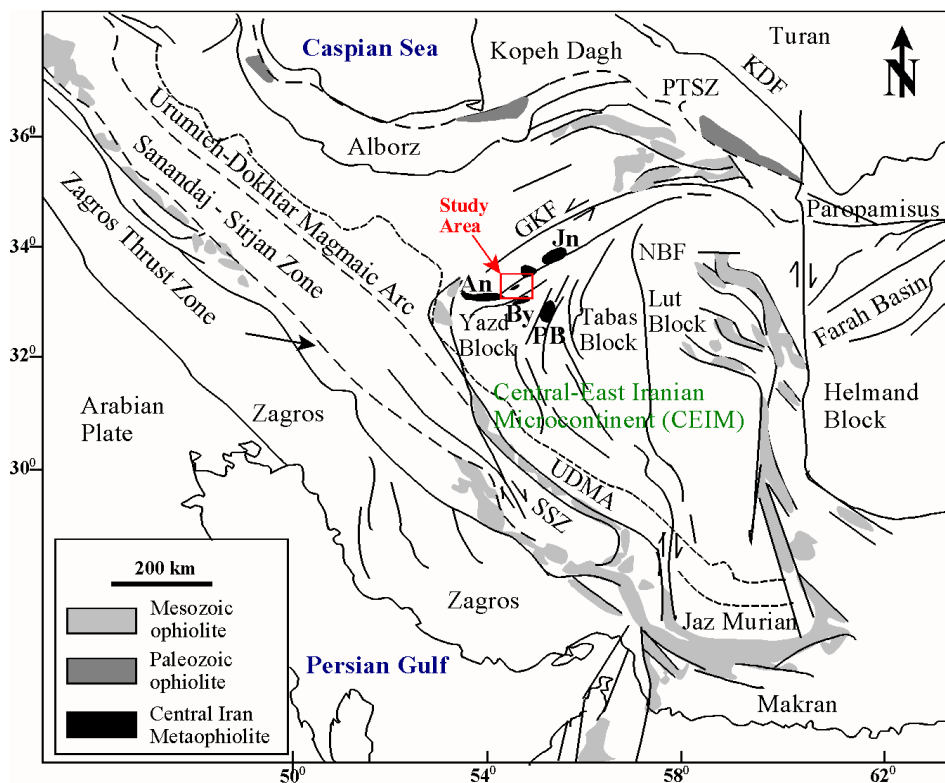
ترتیب در حد رخساره شیست سبز (Torabi, 2004) و رخساره آمفیبولیت تحتانی (Khalili et al., 2016) دچار دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند.

منطقه کال کافی در شمال شرق شهر انارک (استان اصفهان) قرار دارد. در این منطقه پریدوتیت‌های دگرگون شده به سن احتمالی پالئوزوئیک را می‌توان یافت که در همراهی با دگرگونه‌های انارک دیده می‌شوند (شکل ۲). تاکنون بر روی سنگ‌های پریدوتیتی این منطقه هیچ مطالعه سنگ‌شناسی صورت نگرفته است. دگرگون بودن، پیچیدگی کانی‌شناسی و قرار داشتن این پریدوتیت‌ها در مجاورت توده نفوذی گرانیتوئیدی ائوسن کال کافی (شکل ۳ و ۴)، لزوم مطالعه سنگ‌شناسی آن‌ها را بیشتر می‌نماید. در این پژوهش برای نخستین بار به مطالعه صحرایی، پتروگرافی، شیمی کانی و تحولات دگرگونی حاکم بر متاپریدوتیت‌های منطقه کال کافی پرداخته شده است.

زمین شناسی عمومی

منطقه کال کافی در ۶۵ کیلومتری شمال شرق شهر انارک (استان اصفهان) قرار دارد. این منطقه بین طول‌های جغرافیایی 54° – 56° شرقی و عرض‌های جغرافیایی 32° – 34° شمالی واقع شده است (شکل ۱). منطقه کال کافی از نظر ساختاری جزئی از بلوک یزد (نایین) می‌باشد (Almasian, 1997).

افیولیت را تحت تاثیر قرار می‌دهد، مانند سرپانتینی شدن و دیگری دگرگونی خارجی که مربوط به جایگیری افیولیت و حوادث کوهزایی بعدی می‌باشد. بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانی متاپریدوتیت‌های کال کافی نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها دگرگونی به دو صورت داخلی و خارجی اتفاق داده است. سرپانتینی شدن بخشی متاپریدوتیت‌ها حاصل از دگرسانی (دگرگونی داخلی)، رخنمون دارد. دگرگونی خارجی نیز باعث تشکیل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای رخساره شیست سبز شده که همراهی رسوبات پالئوزوئیک دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز شاهدهی بر آن می‌باشد و همچنین تشکیل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی رخساره پیروکسن هورنفلس که آثار آن در زون کنتاکت متاپریدوتیت‌ها با توده نفوذی کال کافی قابل مشاهده است. تاکنون مقالات بسیاری در مورد پریدوتیت‌های دگرگون شده افیولیت‌ها انتشار یافته است که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به Oliver و همکاران (۱۹۷۲)، Paktunc (۱۹۸۴)، Dymek و همکاران (۱۹۸۸) و Melcher و همکاران (۲۰۰۲) اشاره نمود. در ایران نیز پریدوتیت‌های دگرگون شده در برخی مناطق مطالعه شده‌اند، از آن جمله می‌توان دگرگونی افیولیت جندق با سن احتمالی پالئوزوئیک را نام برد (Torabi, 2011) که در شرایط دما و فشار رخساره آمفیبولیت بالایی دچار دگرگونی ناحیه‌ای شده است. افیولیت انارک و پشت‌بادام از دیگر مجموعه‌های افیولیت پالئوزوئیک ایران مرکزی می‌باشند که به



شکل ۱- بخش‌های مهم ساختاری سرزمین ایران که در آن افیولیت‌های ایران و موقعیت متاپریدوتیت‌های کال کافی نشان داده شده است. برگرفته

از Torabi و همکاران (2011) با تغییرات؛ علائم اختصاری: An = Anarak; Jn = Jandaq; By = Bayazeh; PB = Posht-e-Badam.

Fig. 1. The main structural units of Iran with location of Iran ophiolites and Kal-e-Kafi area. Modified after Torabi et al. (2011). Abbreviation: An = Anarak; Jn = Jandaq; By = Bayazeh; PB = Posht-e-Badam.

مجموعه سنگ‌های این منطقه نفوذ کرده است. جایگیری این توده نفوذی بر اساس شواهد صحرایی و تعیین سن مطلق به روش K-Ar، در ائوسن فوقانی اتفاق افتاده است (Yakovenko et al., 1981). توده نفوذی کال کافی از چهار فاز ماگمایی تشکیل شده و در بخش شرقی دارای کنتاکت گسلی با سنگ‌های ولکانیک ائوسن می‌باشد (Ahmadian et al., 2009, 2016). فازهای ماگمایی توده نفوذی کال کافی از قدیم به جدید شامل سنگ‌هایی با ترکیب بازیک (گابرو، مونزوگابرو و در نهایت دیوریت)، مونزونیت تا سینیت، کوارتز مونزونیت تا کوارتز سینیت، و آلکالی فلدسپار گرانیت تا مونزوگرانیت می‌باشد. نفوذ توده کال کافی سبب تشکیل جریان‌های حرارتی و سیال از توده به سمت سنگ‌های اطراف شده و دگرگونی مجاورتی در اطراف توده ایجاد کرده است. Ranjbar (۲۰۱۶) به مطالعه هورنفلس‌ها و اسکارن‌های تشکیل شده در شیست‌ها با میان لایه‌های مرمر در منطقه پرداخته و دگرگونی مجاورتی هورنفلس‌ها را در حد رخساره هورنبلند هورنفلس و اسکارن‌ها را در حد رخساره پیروکسن هورنفلس تعیین کرده است. دایک‌ها و استوک‌های لمپروفیری نفوذ کرده درون ولکانیک‌های ائوسن منطقه، جوانتر از سایر واحدهای سنگی می‌باشد چرا که تمام مجموعه سنگ‌ها از پالئوزوئیک تا الیگوسن را قطع کرده‌اند (Nazari and Torabi, 2018). تپه‌های قهوه‌ای رنگ لیستونیتی در کنار شیست‌های منطقه دیده می‌شوند. احتمالاً لیستونیت‌زایی در اثر فعالیت‌های ماگمایی جوانتر بوده و ربطی به نفوذ توده کال کافی ندارد. بنابراین می‌توان گفت همچون منطقه‌های انارک، نایین و عشین لیستونیت‌زایی پدیده بسیار جوانی بوده و احتمالاً بعد از الیگوسن رخ داده است (شکل‌های ۳ و ۴).

روش مطالعه

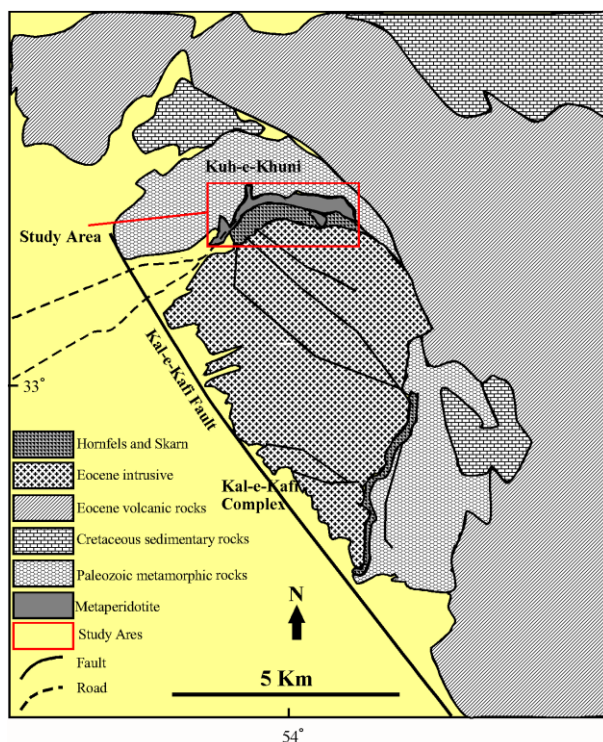
همراه با مطالعات صحرایی، از متاپریدوتیت‌های ناحیه کال کافی نمونه برداری شد و پس از تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی، مطالعات پتروگرافی بر روی آن‌ها انجام گردید. سپس سالم‌ترین و ایده‌آل‌ترین نمونه‌ها انتخاب و از آن‌ها جهت انجام آنالیز میکروپروب، مقطع نازک صیقلی تهیه گردید. این نمونه‌ها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب JEOL مدل JXA-8800 (WDS) در دانشگاه کانازاواوی ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده 20 kV و جریان 20 nA مورد آنالیز قرار گرفتند که نتایج آن در جدول‌های ۱ تا ۶ آورده شده است. آنالیز XRD نمونه‌های متاپریدوتیت مورد مطالعه با دستگاه XRD D8ADVANCE, Bruker در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان صورت گرفت. در تفکیک مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} جهت دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها از استوکیومتری کانی‌ها استفاده گردید (Droop, 1987). تمامی واکنش‌های دگرگونی ارائه شده در این نوشته برگرفته از (Spear, 1995) است. برای ترسیم نمودارهای ترکیب کانی‌ها از نرم افزار Minpet استفاده شده است. مقادیر $Mg\#$ و $Fe\#$ در کانی‌ها به ترتیب به صورت $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ و $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ محاسبه شده است. اختصار نام کانی‌ها در تصاویر پتروگرافی برگرفته از (Whitney and Evans, 2010) می‌باشد.

مطالعه ساختاری منطقه انارک (Sharkovski et al., 1984). نشان می‌دهد که ماسیو انارک - خور یکی از مهم‌ترین بخش‌های ساختاری بلوک یزد می‌باشد. افیولیت انارک جزئی از ماسیو انارک - خور بوده و در بخش شمالی شهر انارک و قسمت‌های جنوبی کوه چاه گربه دیده می‌شود. پی سنگ این ماسیو سکانس ضخیمی از دگرگونه‌ها می‌باشد که در حد رخساره گرین شیست و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. رخنمون وسیع پی سنگ ماسیو انارک - خور را در مناطق جندق، انارک و کال کافی می‌توان مشاهده کرد. پیچیدگی ساختار داخلی پی سنگ و حرکات و جابجایی‌های صورت گرفته در سکانس‌های مختلف، تشخیص رابطه و تناوب عمومی واحدهای مختلف با دشواری میسر است.

سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک در منطقه انارک را اصطلاحاً دگرگونه‌های انارک نامیده‌اند (Davoudzadeh and Amidi, 1975). دگرگونه‌های انارک مرکب از واحدهای دگرگونی چاه گربه، مرمر لاک، پتیار و مرغاب می‌باشند که اغلب در رخساره گرین‌شیست دگرگون شده‌اند. چاه گربه از قدیمی‌ترین واحدهای این مجموعه بوده که برای آن سن پالئوزوئیک بالایی در نظر گرفته شده است. این مجموعه دارای واحدهای سنگ چینه‌ای میکاشیست و کوارتزیت با بین لایه‌های مرمر می‌باشد (Almasian, 1977). گسل‌های عمیقی که در حاشیه‌ها و یا درون ماسیو انارک - خور دیده می‌شوند، اغلب محل رخنمون پیکره‌های افیولیتی می‌باشند (Torabi et al., 2004).

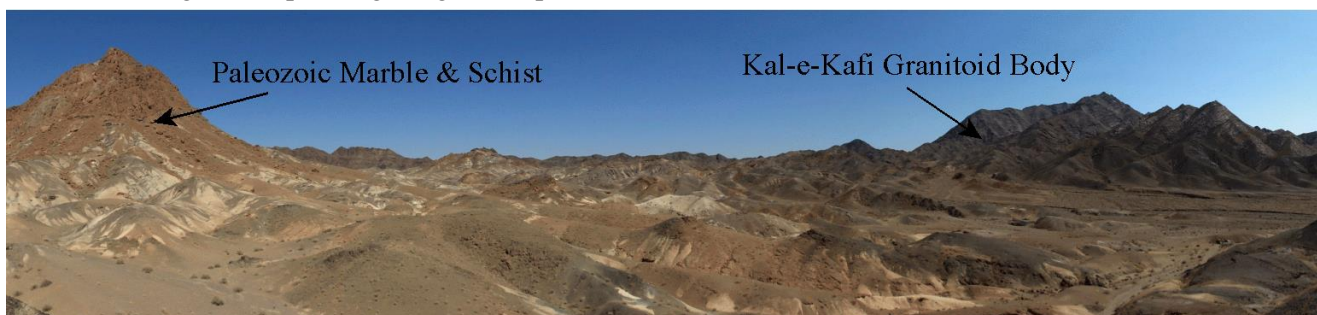
مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که علاوه بر بخش‌های شمالی شهر انارک، در شمال شرق منطقه انارک (منطقه کال کافی) نیز رخنمون‌هایی از سنگ‌های افیولیتی دیده می‌شود. پریدوتیت‌های منطقه کال کافی توسط دگرگونه‌های انارک با سن پالئوزوئیک پوشانده شده‌اند. بر روی دگرگونه‌های انارک، سنگ آهک‌های کرتاسه شامل آهک‌های اربیتولین‌دار، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا، با ناپیوستگی قرار گرفته است. این مجموعه سنگ‌ها توسط ولکانیک‌ها و توده نفوذی ائوسن قطع شده است. مجموعه ولکانیک‌های ائوسن شامل سنگ‌های داسیت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، آندزیت بازالت، دیوریت و توف می‌باشد که در بخش شرقی و جنوب شرقی با ناپیوستگی بر روی واحدهای رسوبی کرتاسه زیرین قرار گرفته‌اند و در بخش غربی دارای همبری گسله با توده نفوذی کال کافی می‌باشند. زمین‌شناسان روسی با مطالعات صحرایی و تعیین سن مطلق به روش K-Ar سنی در حدود ۵۳ میلیون سال را برای آندزیت‌ها و ۴۸ میلیون سال برای داسیت‌های مجموعه ولکانیک کال کافی تعیین کرده‌اند (Aistov et al., 1984; Yakovenko et al., 1981). سن سنجی کوارتز مونزونیت‌ها و گرانیت‌های این مجموعه به روش U-Pb، زیرکن‌های موجود در این سنگ‌ها به ترتیب سن ۵۲ و ۵۰ میلیون سال بدست آمده است (Ahmadian et al., 2016).

بررسی‌های Bahadoran (۲۰۰۷) و Ahmadian و همکاران (۲۰۱۰) نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه عروسان واقع در شرق منطقه کال کافی، دارای ماهیت ماگمایی کالک‌آلکالن و شوشونیتی می‌باشند. توده نفوذی گرانیتوئیدی کال کافی به درون



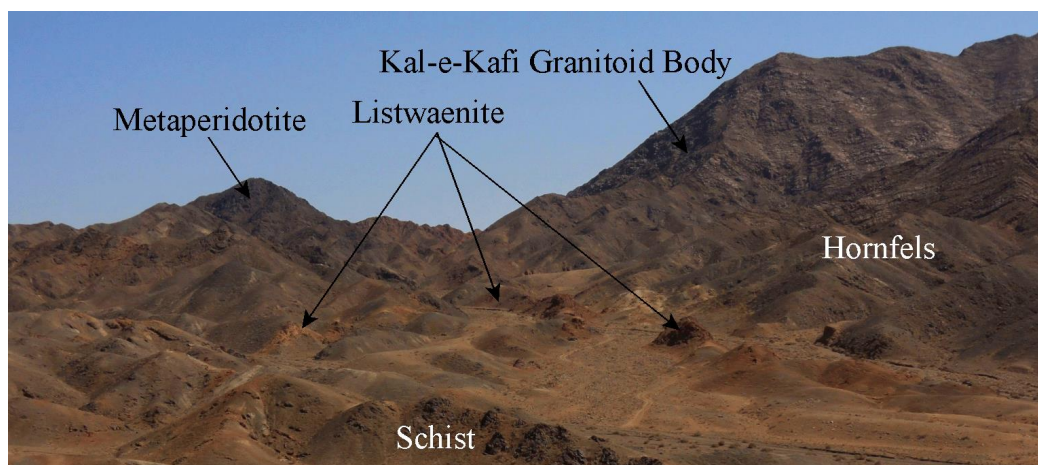
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده ناحیه کال کافی برگرفته از Sharkovski و همکاران (۱۹۸۴).

Fig. 2. Simplified geological map of the Kal-e-Kafi area from Sharkovski et al. (1984).



شکل ۳- نمایی از منطقه کال کافی (دید به سمت شرق و جنوب شرق).

Fig 3. A view from the Kal-e-Kafi area (view to the east and southeast).



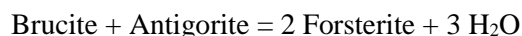
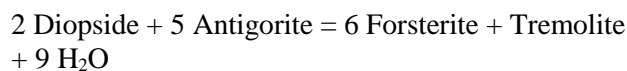
شکل ۴- تصویر صحرایی از رخنمون متاپریدوتیت‌ها، توده نفوذی گرانیتوئیدی کال کافی و متاسدیمت‌های همراه (دید به سمت جنوب شرق).

Fig. 4. Field photographs of the studied metaperidotites, granitoid intrusive body of the Kal-e-Kafi and metasedimentary rocks (view to the southeast).

Table 1. Electron microprobe analyses of olivines (wt%) in metaperidotites of the Kal-e-Kafi.

جدول ۱- نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب الیوین‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کال کافی.

Sample Analysis Lithology	B707 172 MHZ	B707 174 MHZ	B707 187 MHZ	B707 188 MHZ	B861 175 MHZ	B861 176 MHZ	B707-1 215 MHZ	B707-1 219 MHZ	B809 203 MHZ	B809 204 MHZ
SiO ₂	40.83	40.97	41.04	40.93	39.97	39.75	41.16	41.20	40.79	40.79
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.01	0.04	0.00	0.02	0.05	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00
FeO*	10.78	10.53	10.34	10.44	10.09	10.15	9.07	8.98	11.88	11.81
MnO	0.12	0.09	0.14	0.11	0.08	0.06	0.08	0.09	0.30	0.29
MgO	47.95	48.25	48.28	47.88	49.83	49.67	49.50	49.16	46.87	46.95
CaO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.08	0.02
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
NiO	0.34	0.37	0.30	0.29	0.27	0.25	0.20	0.29	0.30	0.33
Total	100.05	100.26	100.12	99.69	100.31	99.94	100.04	99.78	100.23	100.21
Oxygens#= 4										
Si	1.005	1.005	1.007	1.008	0.981	0.979	1.004	1.007	1.007	1.007
Al	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.222	0.216	0.212	0.215	0.207	0.209	0.185	0.184	0.245	0.244
Mn	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.006	0.006
Mg	1.759	1.764	1.765	1.759	1.822	1.824	1.800	1.792	1.726	1.728
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ni	0.007	0.007	0.006	0.006	0.005	0.005	0.004	0.006	0.006	0.007
Total	2.996	2.995	2.993	2.991	3.019	3.019	2.995	2.993	2.992	2.993
Fe ²⁺ #	0.110	0.110	0.110	0.110	0.100	0.100	0.090	0.090	0.120	0.120
Mg#	0.890	0.890	0.890	0.890	0.900	0.900	0.910	0.910	0.880	0.880



بخشی از الیوین‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه سرپانتینی شده و بلورهای الیوین را به جزایری مجزا تقسیم کرده‌اند.

بررسی الگوی دستگاه پراش اشعه ایکس (XRD) نشان می‌دهد که سرپانتین‌ها بیشتر از نوع آنتی‌گوریت هستند. آنتی‌گوریت‌ها به صورت بلورهای خاکستری تا سبز خاکستری بوده و در همزیستی با کلریت‌ها مشاهده می‌شوند. آنتی‌گوریت‌ها ممکن است در اثر افزایش درجه دگرگونی تبدیل به فورستریت و تالک شوند:



لیزاردیت نیز در حاشیه برخی نئوبلاست‌های الیوین و پرکننده شکستگی‌های درون سنگ دیده می‌شود. لیزاردیت‌ها محصول متداول فرآیند دگرگونی پسروده و سرپانتینی شدن الیوین‌ها می‌باشند.

پتروگرافی

متاپریدوتیت‌های منطقه کال کافی در نمونه دستی به رنگ سبز تا سبز تیره هستند. این سنگ‌ها خطوارگی و برگ‌وارگی واضحی از خود نشان نمی‌دهند. مطالعات صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که این متاپریدوتیت‌ها عمدتاً متاهارزبورگیت و متالرزولیت و کمتر دونیت هستند.

متالرزولیت: کانی‌های سازنده متالرزولیت‌ها شامل الیوین، ترمولیت، سرپانتین، مگنتیت و کلریت بوده و دارای بافت‌های پورفیروبلاستیک، گرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک، پوئی‌کیلوبلاستیک، بافت مشبک و جک‌استروا (بافت درهم) هستند.

کانی‌های الیوین (نئوبلاست) در تعادل با سایر کانی‌های موجود در سنگ می‌باشند (شکل a5). درون الیوین‌ها ادخال‌های مگنتیت وجود دارد. الیوین‌ها احتمالاً از واکنش‌های زیر در طی دگرگونی پیشرونده در متاپریدوتیت‌ها ایجاد شده‌اند:

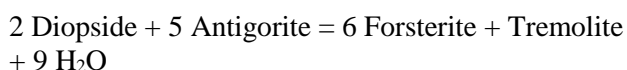


Table 2. Electron microprobe analyses of orthopyroxenes (wt%) in metaperidotites of the Kal-e-Kafi.

جدول ۲- نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب ارتوپیروکسن‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کال کافی.

Sample Analysis Lithology	B707 168 MHZ	B707 170 MHZ	B707 173 MHZ	B707 175 MHZ	B707 176 MHZ	B707 185 MHZ	B707 190 MHZ	B707-1 218 MHZ
SiO ₂	56.35	56.07	56.40	55.97	56.59	55.87	56.54	57.42
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	3.47	3.22	2.88	2.56	2.12	2.94	2.19	1.40
Cr ₂ O ₃	0.40	0.34	0.08	0.48	0.22	0.21	0.20	0.02
FeO	6.57	6.62	6.93	8.33	7.95	9.04	8.51	6.83
MnO	0.08	0.05	0.09	0.16	0.14	0.14	0.14	0.08
MgO	33.35	33.77	33.36	32.36	32.84	31.90	32.63	34.41
CaO	0.04	0.03	0.03	0.06	0.02	0.06	0.06	0.03
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03
NiO	0.07	0.06	0.07	0.05	0.03	0.04	0.05	0.10
Total	100.37	100.19	99.87	99.98	99.93	100.22	100.35	100.31
Oxygens#= 6								
Si	1.940	1.931	1.952	1.950	1.967	1.946	1.962	1.975
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.060	0.069	0.048	0.050	0.033	0.054	0.038	0.025
Al ^{IV}	0.081	0.061	0.069	0.055	0.054	0.066	0.051	0.032
Cr	0.011	0.009	0.002	0.013	0.006	0.006	0.006	0.000
Fe ²⁺	0.189	0.191	0.201	0.243	0.231	0.263	0.247	0.196
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.002	0.002	0.003	0.005	0.004	0.004	0.004	0.002
Mg	1.712	1.734	1.721	1.681	1.702	1.656	1.648	1.764
Ca	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Ni	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003
Total	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	3.999	3.999
Fe ²⁺ #	0.099	0.099	0.105	0.126	0.119	0.137	0.130	0.100
Mg#	0.900	0.901	0.895	0.874	0.880	0.863	0.870	0.900
Q	1.903	1.926	1.923	1.926	1.934	1.922	1.937	1.962
J	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
WO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
EN	86.771	86.898	87.267	84.571	86.303	83.627	85.255	88.773
FS	9.592	9.560	10.169	12.214	11.725	13.297	12.474	9.884

می‌باشد (Torabi et al., 2011; Evans, 1977). بعد از سرپانتینی شدن الیون‌ها طی مراحل اولیه هیدراته شدن پریدوتیت‌ها، سرپانتین حاصل با کلینوپیروکسن واکنش داده و ترمولیت و فورستریت تشکیل شده است (Evans and Frost, 1975; Spear, 1995):



کلریت‌ها دارای پلی‌کروئیسیم سبز بوده و اغلب به صورت انباشته‌هایی در درون سرپانتین‌ها، همراه با ترمولیت‌ها و اسپینل‌های مگنتیتی مشاهده می‌شوند. این کانی‌ها در متالزولیت‌ها دارای فراوانی بیشتری نسبت به متاهارزبورگیت‌ها می‌باشند.

ترمولیت کانی کلسیم‌دار موجود در متالزولیت‌ها می‌باشد که در تمامی بخش‌های رخساره آمفیبولیت پایدار هست (Bucher and Grapes, 2011; Spear, 1995). بر اساس شواهد پتروگرافی ترمولیت‌ها به دو صورت بلورهای منشوری و در برخی موارد به عنوان سازنده بافت جک - استروا در متالزولیت‌ها دیده می‌شوند. ترمولیت‌های منشوری به صورت بلورهای منشوری جایگزین کلینوپیروکسن‌های اولیه گوشته شده و دارای بافت پوئی کیلوبلاستیک با ادخال‌هایی از کانی‌های مگنتیت و کلریت می‌باشند. ترمولیت‌های سوزنی، بافت‌های نامتوبلاستیک و جک - استروا (بافت درهم) را نشان می‌دهند و با الیون و سرپانتین هم‌رشدی دارند (شکل ۵a). حاشیه برخی از ترمولیت‌ها با کلریت جایگزین شده است. جایگزینی کلریت در حاشیه برخی از ترمولیت‌ها بیانگر رخداد دگرگونی برگشتی پس از دگرگونی پیش رونده

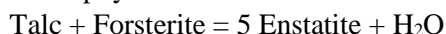
Table 3. Electron microprobe analyses of tremolites (wt%) in metaperidotites of the Kal-e-Kafi.

جدول ۳- نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب ترمولیت‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کال کافی.

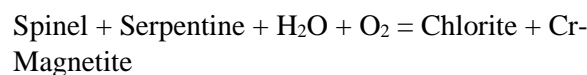
Sample Analysis Lithology	B804 192 MLZ	B804 193 MLZ	B804 196 MLZ	B804 197 MLZ	B807 268 MLZ	B807 269 MLZ	B807 271 MLZ	B807 272 MLZ	B807 274 MLZ	B807 277 MLZ
SiO ₂	52.81	53.21	56.69	55.68	58.47	58.76	57.22	58.65	57.44	59.20
TiO ₂	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	1.21	0.98	1.81	1.80	0.52	0.47	2.12	0.56	1.18	0.12
FeO*	3.56	3.22	2.73	3.02	4.36	3.70	2.77	2.63	4.41	2.10
Cr ₂ O ₃	0.20	0.21	0.40	0.31	0.14	0.03	0.32	0.22	0.17	0.00
MnO	0.09	0.07	0.05	0.03	0.17	0.16	0.15	0.20	0.17	0.12
MgO	28.12	28.47	23.20	24.58	21.54	21.95	22.50	22.35	21.61	23.73
CaO	9.37	9.06	12.95	12.24	12.57	12.69	12.09	12.84	12.39	12.28
Na ₂ O	0.18	0.19	0.48	0.41	0.03	0.05	0.30	0.06	0.17	0.03
K ₂ O	0.05	0.03	0.06	0.04	0.03	0.03	0.07	0.04	0.05	0.04
Total	95.38	95.24	98.04	97.85	97.69	97.81	97.24	97.32	97.43	97.63
Oxygens#= 23										
Si	6.909	6.936	7.668	7.442	7.994	8.017	7.751	8.012	7.860	7.968
Ti	0.000	0.000	0.008	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Al ^{IV}	0.186	0.150	0.289	0.283	0.006	0.000	0.249	0.000	0.140	0.020
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.077	0.075	0.090	0.089	0.050	0.000
Cr	0.020	0.022	0.042	0.033	0.015	0.003	0.034	0.024	0.018	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.279	0.264	0.000	0.217	0.120	0.000
Fe ³⁺	0.390	0.351	0.309	0.337	0.219	0.158	0.314	0.083	0.385	0.236
Mn	0.010	0.007	0.006	0.004	0.020	0.018	0.017	0.023	0.020	0.014
Mg	5.486	5.533	4.677	4.897	4.390	4.465	4.544	4.552	4.408	4.761
Ca	1.313	1.266	1.876	1.753	1.841	1.855	1.755	1.880	1.817	1.770
Na	0.045	0.048	0.126	0.106	0.008	0.013	0.080	0.015	0.046	0.008
K	0.008	0.006	0.010	0.007	0.004	0.006	0.013	0.006	0.009	0.007
Total	14.367	14.319	15.012	14.866	14.854	14.875	14.847	14.901	14.871	14.785
Mg#	1.000	1.000	1.000	1.000	0.940	0.944	1.000	0.982	0.920	1.000

گرانوبلاستیک، پوئی کیلوبلاستیک، بافت مشبک بوده و بافت‌های نماتوبلاستیک و جک استروا (بافت درهم) کمتر در آن‌ها دیده می‌شود. بافت مشبک در متاهارزبورگیت‌ها، نسبت به متالزولیت‌ها توسعه بیشتری دارد.

ارتوپروکسن به عنوان یکی از کانی‌های رایج سازنده سنگ‌های متاهارزبورگیت بوده و به صورت بلورهای کشیده بزرگ و در برخی موارد شعاعی دیده می‌شوند. این کانی‌ها عموماً با بافت پورفایرولاستیک و پوئی کیلوبلاستیک در همراهی با کانی‌هایی مانند الیوین، تالک و آنتوفیلیت یافت می‌شوند. بخش‌هایی از حاشیه آن‌ها نیز سرپانتینی شده که بیانگر رخداد دگرگونی برگشتی پس از تشکیل ارتوپروکسن‌های دگرگونی است (شکل b5). وجود ارتوپروکسن‌ها در کنار الیوین و تالک و نیز الیوین و آنتوفیلیت بیانگر تشکیل این کانی‌ها در طی واکنش‌های احتمالی زیر در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (Pawley, 1998; Spear, 1995):



اسپینل‌های کروم‌دار اولیه به عنوان کانی فرعی در متاپریدوتیت‌ها دیده می‌شوند. این کانی‌ها عمدتاً تبدیل به مگنتیت و مگنتیت کروم‌دار شده‌اند اما در برخی نمونه‌ها بخش‌های میانی آن‌ها سالم باقی مانده است. با توجه به شواهد پتروگرافی، طی افزایش درجه دگرگونی در متاپریدوتیت‌های این منطقه، اسپینل‌های کروم‌دار اولیه به مگنتیت تبدیل شده‌اند. در برخی موارد این کانی‌ها دارای حاشیه کلریت بوده که به عقیده Mellini و همکاران (۲۰۰۵، ۲۰۰۹) احتمالاً پس از سرپانتینی شدن پریدوتیت‌ها در مراحل اولیه آگیری سنگ، افزایش دمای دگرگونی سبب واکنش اسپینل‌های کروم‌دار با سرپانتین، و ایجاد مگنتیت و کلریت شده است.



متاهارزبورگیت‌ها: این سنگ‌ها از کانی‌های الیوین، ارتوپروکسن، تالک، آنتوفیلیت، سرپانتین، مگنتیت کروم‌دار، مگنتیت و به مقدار کمتر از کلریت و ترمولیت تشکیل شده‌اند. دارای بافت‌های پورفایرولاستیک،

Table 4. Electron microprobe analyses of serpentines and anthophyllites (wt%) in metaperidotites of the Kal-e-Kafi.

جدول ۴- نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب سرپانتین‌ها و آنتوفیلیت‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کال کافی.

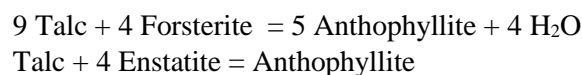
Sample	B861	B707-1	B804	Sample	B861	B861	B707
Analysis	169	221	195	Analysis	168	170	186
Lithology	MHZ	MHZ	MLZ	Lithology	MHZ	MHZ	MHZ
Mineral	Serp	Serp	Serp	Mineral	Ath	Ath	Ath
SiO ₂	44.06	41.26	39.92	SiO ₂	49.79	52.20	55.02
TiO ₂	0.01	0.01	0.02	TiO ₂	0.17	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.48	0.13	0.20	Al ₂ O ₃	3.68	0.74	1.64
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.14	Cr ₂ O ₃	5.80	6.41	3.25
FeO*	7.40	3.81	6.89	FeO*	0.135	0.10	0.33
MnO	0.10	0.06	0.16	MnO	0.04	0.14	0.01
MgO	34.18	38.09	38.03	MgO	30.64	31.73	31.83
CaO	0.04	0.01	0.04	CaO	0.01	0.06	0.00
Na ₂ O	0.10	0.00	0.00	Na ₂ O	0.86	0.07	0.05
K ₂ O	0.03	0.02	0.00	K ₂ O	0.19	0.02	0.02
NiO	0.05	0.27	0.26	Total	91.18	91.37	91.80
Total	86.48	83.66	85.67				
Oxygen#= 7				Oxygen#= 23			
Si	1.783	1.726	1.631	Si	6.159	6.406	6.661
Ti	0.000	0.001	0.001	Ti	0.016	0.000	0.000
Al	0.026	0.007	0.011	Al ^{VI}	0.536	0.107	0.233
Cr	0.002	0.000	0.008	Al ^{IV}	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.599	0.319	0.563	Cr	0.034	0.009	0.032
Fe ³⁺	0.008	0.005	0.013	Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000
Mn	2.767	3.187	3.108	Fe ³⁺	0.600	0.658	0.329
Mg	0.000	0.000	0.000	Mn	0.004	0.014	0.001
Ca	0.003	0.001	0.003	Mg	5.650	5.806	5.744
Na	0.016	0.000	0.000	Ca	0.001	0.008	0.000
K	0.005	0.003	0.000	Na	0.205	0.016	0.011
Ni	0.004	0.023	0.021	K	0.030	0.003	0.003
Total	5.213	5.271	5.359	Total	13.237	13.027	13.014
Mg#	0.822	0.909	0.847	Mg#	1.000	1.000	1.000

نوع آنتی‌گوریت هستند و سبب توسعه بیشتر بافت مشبک در این سنگ‌ها شده‌اند (شکل d5).

شیمی کانی‌های متاپریدوتیت‌ها

الیون: بررسی شیمی الیون در متاپریدوتیت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که میزان فورستریت در متالزولیت‌ها ۸۶ تا ۹۱ و در متاهارزبورگیت‌ها ۸۷ تا ۹۰ می‌باشد و ترکیب آن‌ها در نمودار برگرفته از Deer و همکاران (۱۹۹۲) از نوع فورستریت و کریزولیت است (شکل ۶). شیمی الیون‌های موجود در پریدوتیت‌ها توسط شیمی سنگ کل کنترل می‌شود (Mancini et al., 1996; Paktunc, 1984). الیون‌های موجود در متاپریدوتیت‌های منطقه کال کافی غنی از منیزیم بوده و مقدار Mg# آن‌ها در متالزولیت‌ها ۰/۸۶ تا ۰/۹۱ و در متاهارزبورگیت‌ها ۰/۸۷ تا ۰/۹۱ می‌باشد.

تالک در واکنش‌های تشکیل آنتوفیلیت از مولفه‌های اصلی می‌باشد. آنتوفیلیت‌ها با خاموشی مستقیم و نبود دوقلویی از ترمولیت‌ها قابل تشخیص هستند. این کانی‌ها به صورت دسته بافه و درون شکستگی‌ها دیده می‌شوند (شکل c5). آنتوفیلیت‌ها احتمالاً در اثر واکنش‌های تالک و الیون و تالک و ارتوپیروکسن در دماهای بین ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای کمتر از ۱۲ کیلوبار (Spear, 1995) تشکیل شده‌اند:



بررسی الگوی دستگاه پراش اشعه ایکس (XRD) سرپانتین‌های موجود در متاهارزبورگیت‌ها نیز نشان می‌دهد که سرپانتین‌ها عمدتاً از

Table 5. Electron microprobe analyses of chlorites (wt%) in metaperidotites of the Kal-e-Kafi.

جدول ۵- نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب کلریت‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کال کافی.

Sample Analysis Lithology	B707 167 MHZ	B707 169 MHZ	B707 171 MHZ	B707 177 MHZ	B707 189 MHZ	B707-1 220 MHZ
SiO ₂	31.33	31.33	31.12	31.51	31.92	32.24
TiO ₂	0.08	0.04	0.09	0.11	0.10	0.04
Al ₂ O ₃	19.60	19.69	20.06	19.54	18.81	17.51
Cr ₂ O ₃	0.59	0.80	0.73	0.67	0.64	1.71
FeO*	3.11	3.23	3.25	3.15	3.24	2.76
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
MgO	31.26	31.52	31.30	31.25	31.61	31.91
CaO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01
Total	85.98	86.64	86.56	86.28	86.32	86.19
Oxygen#= 28						
Si	5.954	5.919	5.884	5.970	6.045	6.123
Ti	0.011	0.006	0.013	0.016	0.014	0.006
Al ^{VI}	2.046	2.081	2.116	2.030	1.955	1.877
Al ^{IV}	2.340	2.300	2.349	2.329	2.240	2.040
Cr	0.088	0.119	0.108	0.099	0.095	0.256
Fe ²⁺	0.493	0.510	0.513	0.498	0.514	0.438
Fe ³⁺	0.003	0.002	0.001	0.002	0.000	0.002
Mn	8.855	8.877	8.823	8.827	8.924	9.034
Mg	0.001	0.002	0.000	0.004	0.001	0.001
Ca	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.005	0.003	0.005	0.001	0.002
K	19.794	19.821	19.810	19.780	19.789	19.779
Total	5.954	5.919	5.884	5.970	6.045	6.123
Fe ²⁺ #	0.053	0.050	0.055	0.053	0.054	0.046
Mg#	0.950	0.950	0.945	0.950	0.950	0.954

۸/۷۸ تا ۱۳/۳۳ و ۰/۱۶ تا ۰/۳۶ و در متاهارزبورگیت‌ها به ترتیب ۸/۹۸ تا ۱۲/۴۴ و ۰/۰۶ تا ۰/۲۹ درصد وزنی می‌باشد (جدول ۱).

ارتوپیروکسن: ارتوپیروکسن‌های موجود در متاپریدوتیت‌های مورد بررسی، در نمودار تقسیم‌بندی و نامگذاری پیروکسن‌ها (Deer et al., 1992) دارای ترکیب انستاتیت می‌باشند (شکل ۷a). ارتوپیروکسن در متالزولیت‌ها دارای محدوده ترکیبی En 86.10-87.27 و Fs 12.23-12.58 بوده و در متاهارزبورگیت‌ها دارای محدوده ترکیبی En 83.63-89.16 و Fs 8.40-13.30 هستند. این کانی‌ها در نمودارهای Q-Jd-Ae (شکل ۷b) و Q-J برگرفته از Morimoto (۱۹۸۹) (شکل ۷c) دارای ترکیب Quad می‌باشند. مقادیر Mg# در متالزولیت و متاهارزبورگیت‌ها به ترتیب ۰/۸۷ تا ۰/۸۸ و ۰/۸۶ تا ۰/۹۱ محاسبه شده است (جدول ۲). ارتوپیروکسن‌های منطقه کال کافی در نمودارهای عناصر اصلی Cr₂O₃ و CaO در مقابل Al₂O₃، بیشتر در محدوده ارتوپیروکسن‌های دارای ماهیت دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند (شکل‌های d و e).

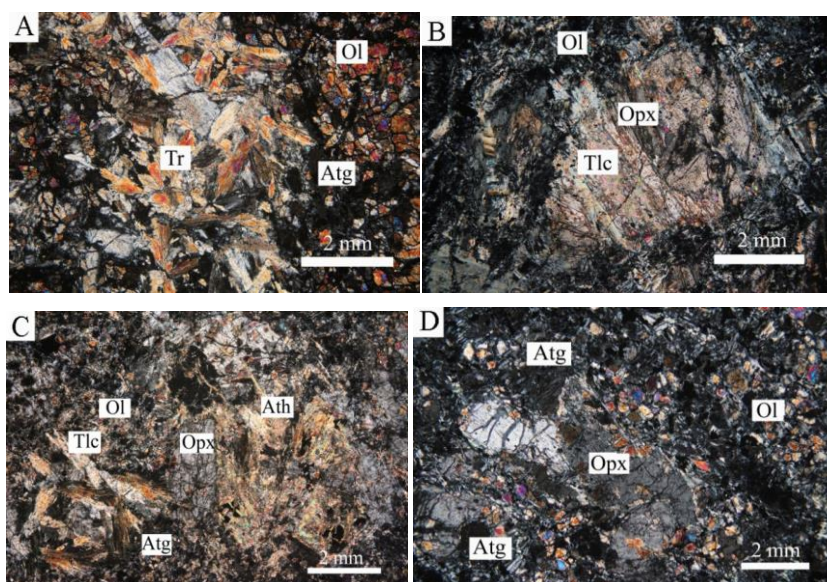
محتوی فورستریت الیون‌های دگرگونی موجود در متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه مشابه با ترکیب الیون‌های دگرگونی موجود در سنگ‌های الترامافیک دگرگون شده با منشا گوشته‌ای گزارش شده توسط Springer (۱۹۷۴)، Arai (۱۹۷۵) و Pinsent و Hirst (۱۹۷۷) می‌باشد. براین اساس سنگ منشاء متاپریدوتیت‌های مورد بررسی را می‌توان گوشته‌ای در نظر گرفت.

الیون‌های موجود در متاپریدوتیت‌های مورد بررسی حاوی مقدار کلسیم بسیار کم (CaO < 0.02 wt%) هستند. به عقیده De Hoog و همکاران (۲۰۱۰) میزان کلسیم در ساختار الیون به دما وابسته می‌باشد و در طی دگرگونی، دمای تعادل پایین در زمان تشکیل الیون‌ها موجب کاهش میزان کلسیم در ساختار الیون‌های دگرگونی نسبت به الیون‌های ماگمایی می‌شود. بنابراین محتوی بسیار کم کلسیم در الیون‌های موجود در متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه نسبت به الیون‌های ماگمایی (CaO > 0.04)، نشان می‌دهد که این الیون‌ها از نوع دگرگونی می‌باشند. این کانی‌ها دارای مقادیر بسیار اندک TiO₂ و Al₂O₃ بوده و محتوی FeO* و MnO در متالزولیت‌ها به ترتیب

Table 6. Electron microprobe analyses of talc (wt%) in metaperidotites of the Kal-e-Kafi.

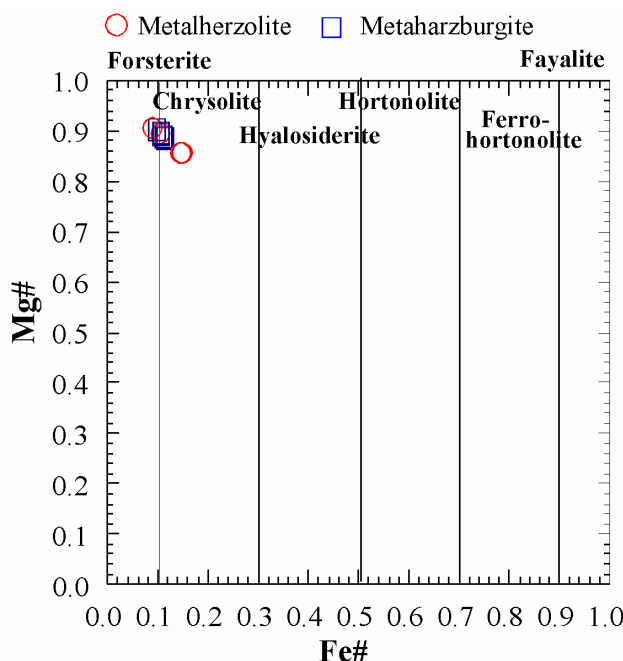
جدول ۶- نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروپ تالک‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کال کافی.

Sample Analysis Lithology	B707 178 MHZ	B707 179 MHZ	B707 181 MHZ	B707 183 MHZ	B707 184 MHZ	B707-1 213 MHZ	B707-1 214 MHZ	B707-1 216 MHZ	B707-1 217 MHZ	B707-1 222 MHZ
SiO ₂	59.78	57.35	56.90	59.45	58.89	58.68	60.12	60.55	59.39	59.44
TiO ₂	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	1.19	2.09	1.99	1.11	1.85	0.44	0.63	0.70	1.32	0.87
Cr ₂ O ₃	0.05	0.24	0.07	0.11	0.10	0.05	0.07	0.07	0.19	0.00
FeO*	6.60	3.78	5.23	6.73	7.33	7.36	6.30	5.80	5.95	6.60
MnO	0.16	0.05	0.09	0.18	0.19	0.23	0.11	0.07	0.09	0.11
MgO	30.22	30.72	31.47	30.22	29.87	31.24	30.73	30.92	30.18	30.24
CaO	0.08	0.00	0.03	0.13	0.15	0.22	0.11	0.06	0.16	0.11
Na ₂ O	0.17	0.16	0.06	0.14	0.24	0.04	0.09	0.08	0.21	0.14
K ₂ O	0.00	0.04	0.29	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
NiO	0.13	0.08	0.06	0.13	0.19	0.38	0.11	0.11	0.14	0.12
Total	98.40	94.52	96.19	98.23	98.84	98.65	98.30	98.38	97.67	97.64
Oxygen#= 21										
Si	6.378	6.370	6.211	6.355	6.256	6.246	6.422	6.462	6.385	6.392
Ti	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Al	0.169	0.310	0.290	0.158	0.261	0.063	0.090	0.099	0.189	0.124
Cr	0.007	0.036	0.010	0.015	0.014	0.007	0.010	0.010	0.027	0.000
Fe ²⁺	1.409	0.841	1.143	1.438	1.558	1.567	1.347	1.238	1.280	1.420
Fe ³⁺	0.034	0.010	0.019	0.037	0.041	0.048	0.023	0.015	0.020	0.024
Mn	6.448	6.825	6.871	6.460	6.346	6.651	6.565	6.599	6.490	6.504
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.017	0.001	0.006	0.028	0.031	0.047	0.024	0.013	0.034	0.023
Na	0.071	0.072	0.026	0.061	0.104	0.017	0.040	0.035	0.089	0.058
K	0.000	0.016	0.127	0.010	0.010	0.003	0.009	0.008	0.009	0.010
Ni	0.029	0.018	0.013	0.029	0.041	0.081	0.023	0.024	0.030	0.025
Total	14.566	14.500	14.715	14.593	14.663	14.730	14.553	14.504	14.554	14.580
Mg#	0.821	0.89	0.857	0.818	0.803	0.809	0.83	0.842	0.835	0.821



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی متاپریدوتیت‌های کال کافی؛ (a) نئوبلاست‌های الیوین به همراه ترمولیت (بافت درهم) در متالرزولیت‌ها، (b) تشکیل ارتوپیروکسن‌های دگرگونی به خرج تالک و الیوین، (c) تشکیل آنتوفیلیت‌ها در کنار ارتوپیروکسن، تالک و الیوین‌های موجود در متاهارزبورگیت‌ها و (d) تبدیل بخشی از الیوین‌ها به آنتی گوریت.

Fig. 6. Photomicrographs of the Kal-e-Kafi metaperidotites; (a) Olivine neoblasts associated with tremolite in metalherzolites, (b) Formation of orthopyroxene at the expense of talc and olivine, (c) Anthophyllite associated with orthopyroxene, talc and olivines in metaharzburgites, and (d) Some olivines are changed to antigorite.



شکل ۶- موقعیت ترکیبی الیوین‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کال کافی (Deer et al., 1992).

Fig. 6. Chemical diagrams for olivines in the Kal-e-Kafi metaperidotites (Deer et al. 1992).

کلریت: کلریت‌های موجود در متاهارزبورگیت‌ها دارای Al_2O_3 و SiO_2 به ترتیب ۳۱/۱۲ تا ۳۲/۲۴ و ۱۷/۵۱ تا ۲۰/۰۶ درصد وزنی و دارای مقادیر FeO^* و MgO به ترتیب ۳/۲۵ تا ۳/۲۶ و ۳۱/۹۱ تا ۳۱/۲۶ درصد وزنی می‌باشند. میزان $Mg\#$ محاسبه شده برای این کانی‌ها نیز ۰/۹۴۵ تا ۰/۹۵۴ است (جدول ۵). کلریت‌های مورد مطالعه در نمودار ترکیب کلریت‌ها (Hey, 1954) در محدوده کلینوکلر قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

تالک: این کانی در متاهارزبورگیت‌ها دارای مقدار $Mg\#$ در حدود ۰/۸۰ تا ۰/۸۹ بوده و مقدار Al_2O_3 ، FeO و Na_2O به ترتیب ۰/۴۱ تا ۲/۰۹، ۳/۷۸ تا ۷/۳۶ و ۰/۰۴ تا ۰/۲۴ درصد وزنی است (جدول ۶).

بحث

تحولات دگرگونی

به عقیده De Hoog و همکاران (۲۰۱۰) میزان کلسیم موجود در ساختار الیوین‌ها توسط دما کنترل می‌شود و مقادیر بسیار کم کلسیم موجود در الیوین‌های مورد بررسی نسبت به الیوین‌های ماگمایی ($CaO > 0.04 \text{ wt}\%$) نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع دگرگونی می‌باشند. وجود ادخال‌های ریز مگنتیت در نئوبلاست‌های الیوین، نشان می‌دهد که ابتدا ادخال‌های مگنتیت در مرحله اولیه هیدراته شدن پریدوتیت‌ها (M1) و پدیده سرپانتینی شدن الیوین‌ها و پیروکسن‌های آذرین اولیه (M1) تشکیل شده و سپس طی دگرگونی پیش‌رونده (M2)، مگنتیت‌ها توسط الیوین‌های دگرگون احاطه شده است (Nozaka, 2003; 2005; Khedr and Arai, 2012) سرپانتینی شدن بخشی الیوین‌های نئوبلاست و کلریتی شدن حاشیه

ترمولیت: آمفیبول‌های موجود در متالرزولیت‌های مورد بررسی دارای مقادیر Al_2O_3 ($< 2.12 \text{ wt}\%$) و Na_2O ($< 0.48 \text{ wt}\%$) کم، مقدار زیاد $Mg\#$ (0.92-1 wt%) می‌باشند. مقدار Si در فرمول ساختاری آن‌ها از ۶/۹۴ تا ۸/۰۲ درصد وزنی بوده است (جدول ۳). شیمی آمفیبول‌های موجود در متالرزولیت‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع کلسیک بوده (شکل ۸a) و در نمودار برگرفته از Leake و همکاران (۱۹۹۷)، دارای ترکیب ترمولیت، هورنبلندترمولیتی و مگنزیوهورنبلند می‌باشند (شکل ۸b).

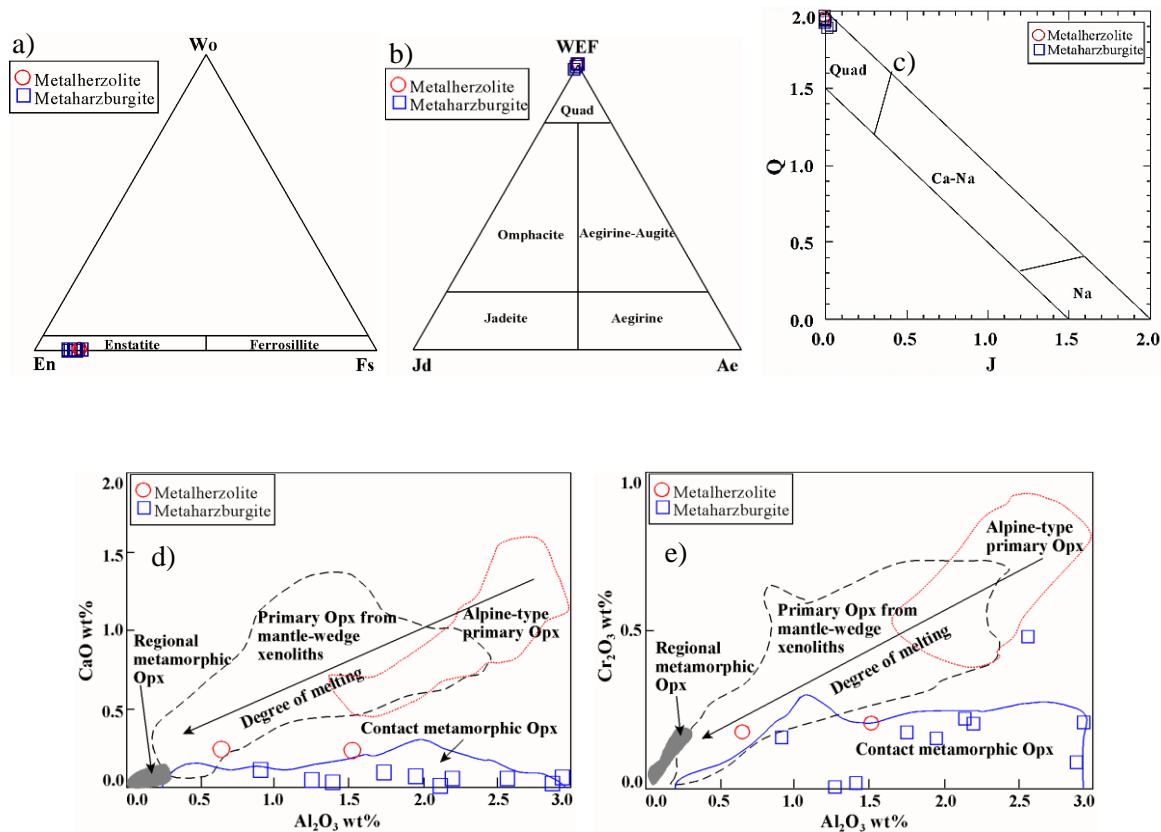
با توجه به پایین بودن میزان Ti ($< 0.08 \text{ wt}\%$) موجود در فرمول ساختاری محاسبه شده برای این کانی‌ها، انتظار می‌رود که همه آمفیبول‌های موجود در متالرزولیت‌های مورد مطالعه دارای ماهیت دگرگونی باشند (Leake, 1965) (شکل ۸c) و در نمودار Na در مقابل Si در اغلب در محدوده آمفیبول‌های متعلق به دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند (شکل ۸d).

آنتی‌گوریت: مقدار $Mg\#$ سرپانتین در متالرزولیت‌ها ۰/۸۳ و در متاهارزبورگیت‌ها متوسط ۰/۸۴ می‌باشد. مقدار میانگین Cr_2O_3 در این کانی‌ها کم تر از ۰/۱۴ درصد وزنی است (جدول ۴). بر اساس نتایج آنالیز XRD، کانی سرپانتین موجود در متاپریدوتیت‌های مورد بررسی عمدتاً از نوع آنتی‌گوریت هستند (شکل ۹).

آنتوفیلیت: در متاهارزبورگیت‌ها مقدار MgO آنتوفیلیت‌ها در حدود ۳۰/۶۴ تا ۳۱/۸۳ درصد وزنی می‌باشد. میزان Na_2O در این کانی‌ها بسیار پایین ($< 0.86 \text{ wt}\%$) است (جدول ۴).

کریزوتیل طی دگرگونی درجه بالا به تالک و فورستریت، و آنتی گوریت می‌تواند به تالک، فورستریت و کلریت تبدیل شود (Nelson and Roy, 1954). تشکیل کلریت در این سنگ‌ها می‌تواند بیانگر حضور آنتی گوریت کافی نسبت به کریزوتیل باشد (Nelson and Roy, 1954). کلریت‌ها در سنگ‌های غنی از Mg (پریدوتیت‌ها) تا دماهای بالاتر ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز پایدار هستند (Spear, 1995).

ترمولیت‌ها بیانگر رخداد دگرگونی پس‌رونده (Trommsdorff (M3) and Evans, 1980) بعد از دگرگونی پیش رونده می‌باشد. با توجه به شواهد پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و الگوی پراش اشعه ایکس XRD، کانی‌های سرپانتین موجود در این سنگ‌ها عمدتاً از نوع آنتی گوریت بوده و کانی‌های کریزوتیل به عنوان محصول فرعی در آن‌ها دیده می‌شود. حداکثر دمای پایداری آنتی گوریت ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشار صفر تا ۱۰ کیلو بار می‌باشد (Schwartz et al., 2013).

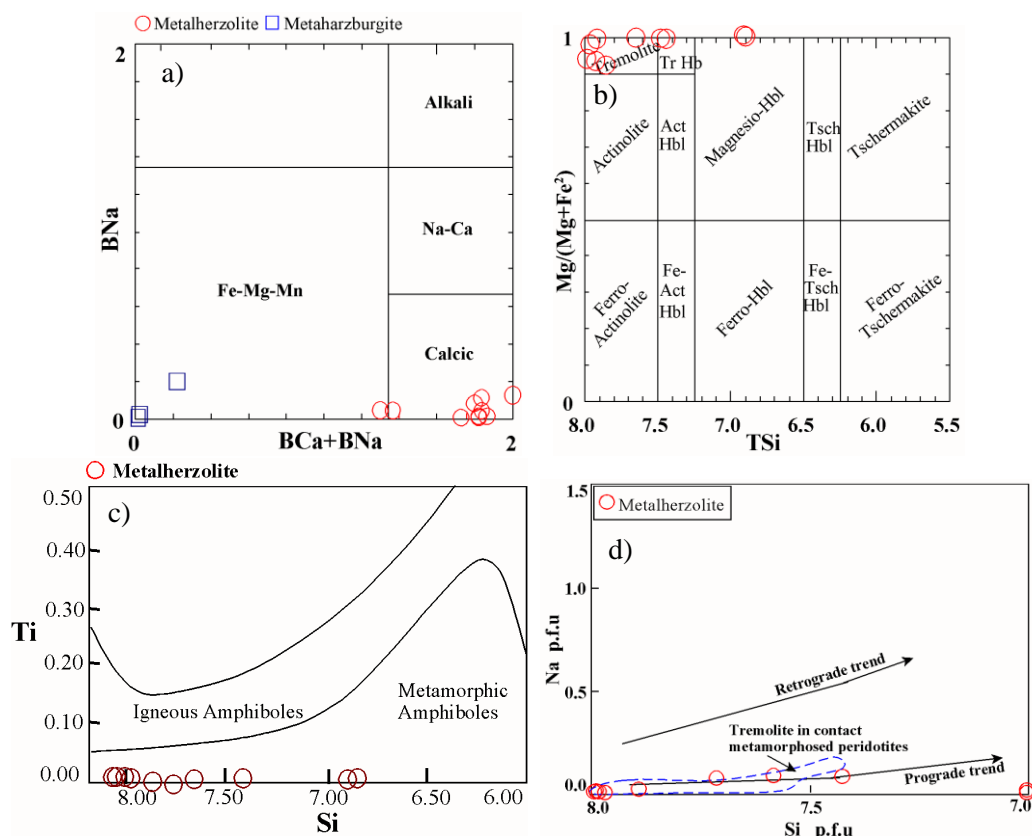


شکل ۷- موقعیت ترکیبی ارتوپیکسین‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کال کافی در نمودار؛ (a) $Wo - En - Fs$ برگرفته از Deer و همکاران (۱۹۹۲) و در نمودارهای (b) $Q - Jd - Ae$ و (c) $Q - J$ برگرفته از (Morimoto, 1989). نمودارهای ماهیت ارتوپیکسین‌ها بر اساس عناصر اصلی Cr_2O_3 (d) در مقابل Al_2O_3 (e) و CaO (e) در مقابل Al_2O_3 (e) محدود ارتوپیکسین‌های دگرگونی مجاورتی برگرفته از Arai (۱۹۷۵) و Pinsext and Hirst (۱۹۷۷).

Fig. 7. Chemical classification diagrams of orthopyroxenes from the Kal-e-Kafi metaperidotites; (a) $Wo - En - Fs$ graph from Deer et al. (1992), (b) $Q - Jd - Ae$ and (c) $Q - J$ graphs from (Morimoto, 1989). Diagrams for determining the orthopyroxenes nature by major elements (d): Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 and (f) CaO vs. Al_2O_3 graphs (Frost, 1975). Orthopyroxenes fields of contact metamorphism are from Arai (1975); Pinsext and Hirst (1977).

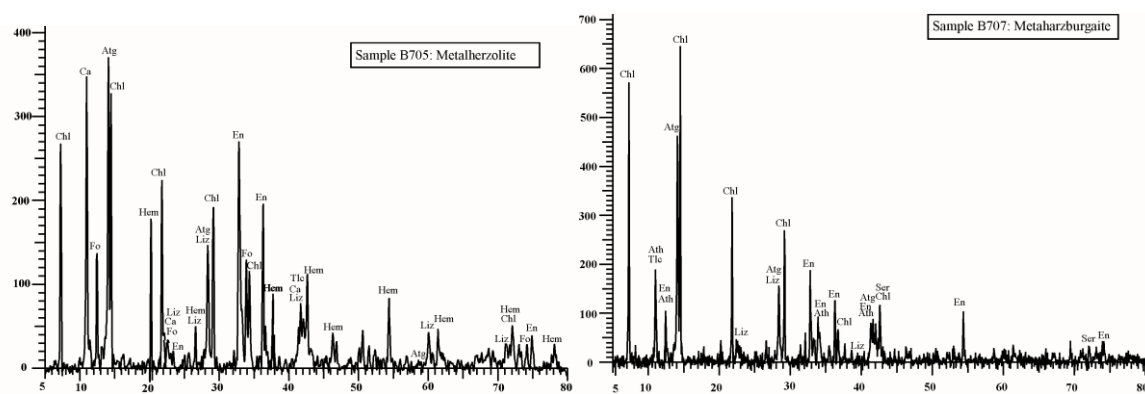
نفوذی کال کافی در تشکیل این کانی‌ها باشد. همچنین تغییرات گسترده میزان MnO در البوین‌ها (0.6-0.36 wt%) و میزان Al_2O_3 بالای کلریت‌های (18-20 wt%) موجود در سنگ‌های مورد بررسی را نیز می‌توان به تاثیر توده نفوذی کال کافی نسبت داد.

به عقیده Frost (۱۹۷۵) با افزایش حرارت ناشی از توده نفوذی، میزان Na در آمفیبول‌های سنگ میزبان افزایش می‌یابد. تغییر ترکیب شیمیایی ترمولیت‌های موجود در متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه به سمت هورنبلند ترمولیتی و منیزیهورنبلند نیز می‌تواند بیانگر تاثیر توده

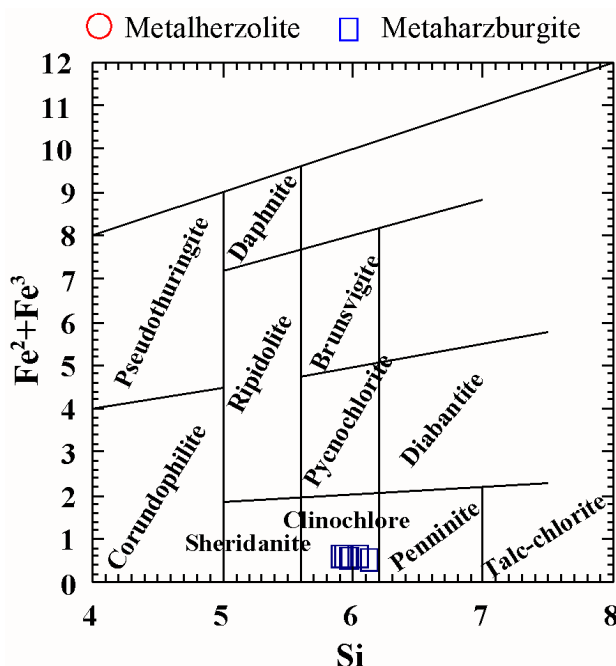


شکل ۸- (a) نمودار تعیین گروه‌های چهارگانه آمفیبول‌ها برگرفته از Leake و همکاران (1997)، (b) نمودار ترکیبی نامگذاری آمفیبول‌ها برگرفته از Leake و همکاران (1997)، (c) نمودار تفکیک آمفیبول‌های آذرین از دگرگونی، ارائه شده توسط Leake (1965) و (d) نمودار Na در مقابل Si، محدوده ترمولیت‌های دگرگونی مجاورتی برگرفته از Frost (1975) و Nozaka (2003).

Fig. 8. (a-b) Classification graphs of amphibols (Leake et al., 1997), (c) Diagram for discrimination of igneous and metamorphic amphiboles (Leake, 1965), and (d) Na vs. Si diagram; Field of contact metamorphism tremolites from Frost (1975) and Nozaka (2005).



شکل ۹- نمودارهای آنالیز XRD متاپریدوتیت‌های منطقه کال کافی.
Fig. 9. XRD patterns of the Kal-e-Kafi metaperidotites samples.



شکل ۱۰- موقعیت کلریت‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کال کافی بر روی نمودار Si در مقابل $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ ، نمودار برگرفته از Hey (۱۹۵۴).

Fig. 10. Position of chlorites of metaperidotites from Kal-e- Kafi area in Si vs. $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ digram (Hey, 1954).

وجود کلریت‌های غنی از منیزیم و آلومینیوم، و نبود مجموعه انستاتیت + اسپینل آلومینیوم‌دار در متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که درجه دگرگونی تا حدود ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد افزایش یافته و واکنش زیر نیز رخ نداده است. چراکه حداکثر دمای پایداری کلریت‌های منیزیم‌دار در پریدوتیت‌ها ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (Forst, 1975; Sanford, 1982; Tracy et al., 1984) و در اثر افزایش درجه دگرگونی، کلریت‌ها به مجموعه فورستریت + انستاتیت + اسپینل آلومینیوم‌دار تبدیل می‌شوند (Bucher and Grapes, 2011).

$Chlorite = Forsterite + Enstatite + Spinel + H_2O$

نبود اسپینل‌های سبز در متاپریدوتیت‌ها بیانگر رخداد دگرگونی پیش‌رونده تا دماهای کمتر از ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (Dymek et al., 1988).

تشکیل ارتوپیروکسن‌ها در متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه، طبق واکنش زیر، نشان دهنده دمای دگرگونی بیشتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (در سیستم CSMH (Spear, 1995).

$Tremolite + Olivine = Orthopyroxene + H_2O$

فراوانی سرپانتین از نوع آنتی‌گوریت در این سنگ‌ها و تبدیل نشدن آن‌ها طبق واکنش زیر به مجموعه تالک + فورستریت + آب نشان می‌دهد که با توجه به دما و فشار پایداری آنتی‌گوریت، در دماهای ۶۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۱۰ کیلو بار (Schwartz et al., 2013) تشکیل شده‌اند.

$Antigorite = Talc + Forsterite + H_2O$

شرایط دما و فشار دگرگونی و تعیین رخساره دگرگونی

متاپریدوتیت‌های کال کافی

برای تخمین شرایط دما و فشار رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی مجاورتی پریدوتیت‌ها، تاکنون ترمومتر یا بارومتر قابل استفاده‌ای ارائه نشده است. بنابراین به عقیده Frey و Bucher (۱۹۹۴) بهتر است برای تخمین دما و فشار متاپریدوتیت‌ها، شواهد میکروسکوپی، روابط فازی و واکنش‌های مرتبط با مواد فرار مدنظر قرار گیرند (جدول‌های ۸ و ۹).

شواهد پتروگرافی که نشان دهنده رخداد دگرگونی پیش‌رونده در متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه است عبارتند از:

مجموعه کانی‌های ترمولیت + الیوین در متالزولیت‌ها، و الیوین + ارتوپیروکسن + آنتوفیلیت در متاهارزبورگیت‌ها بیانگر رخداد دگرگونی در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Evans, 1977, Spear, 1995).

فراوانی ترمولیت در متالزولیت‌ها و عدم حضور کوارتز و دیوپسیدهای دگرگونی، به همراه حضور تالک نشان می‌دهد که دمای دگرگونی این سنگ‌ها حتماً کمتر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده و در نتیجه، واکنش زیر صورت نگرفته است. چرا که به عقیده Bucher و Frey (۱۹۹۴) ترمولیت به عنوان تنها کانی کلسیم‌دار در دماهای بالاتر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار بوده و با افزایش درجه دگرگونی تا دمای ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد به دیوپسید و انستاتیت تبدیل می‌شود.

$Tremolite + Forsterite = Diopside + Enstatite + H_2O$

$Talc = Anthophyllite + quartz + H_2O$

حال با توجه به قرار گیری متاپریدوتیت‌های این منطقه در نزدیکی بخش گابرویی توده نفوذی کال کافی و نیز نتایج ترموبارومتري این گابروها، می‌توان افزایش درجه دگرگونی مجاورتی متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه تا دمای ۷۷۰ درجه سانتی‌گراد را توجیه کرد.

با در نظر گرفتن شواهد صحرایی منطقه می‌توان گفت متاپریدوتیت‌های کال کافی و متاسدیمنت‌های پالئوزوئیک همراه با آن‌ها که بر روی قاره آب‌داکت کرده‌اند، حتما دارای عمق کم بوده و توده نفوذی گابرویی در اعماق کم با متاپریدوتیت‌ها برخورد کرده و سبب دگرگونی این سنگ‌ها شده است. بنابراین انتظار می‌رود که فشار تشکیل متاپریدوتیت‌های این منطقه بسیار کم باشد. به عقیده Springer (۱۹۷۴) در شرایطی که توده نفوذی در کنتاکت با سنگ‌های اولترامافیک دگرگون شده جایگیری کرده باشد، فشار حتما کمتر از ۱/۵ کیلو بار می‌باشد. بررسی‌های Ahmadian و همکاران (۲۰۱۰)، Ranjbar (۲۰۱۶) و Salim (۲۰۱۹) نشان می‌دهد که فشار در زمان تبلور توده نفوذی گابرویی و مونزونیتی و نیز در زمان تشکیل هورنفلس و اسکارن‌های منطقه حتما کمتر از ۳ کیلو بار بوده است. بر این اساس فشار تشکیل متاپریدوتیت‌های مورد بررسی را می‌توان کمتر از ۳ کیلو بار دانست.

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانی‌ها و نیز نزدیک بودن دمای تشکیل متاپریدوتیت‌های مورد بررسی به دمای تشکیل هورنفلس و اسکارن‌های این منطقه، می‌توان گفت متاپریدوتیت‌های منطقه کال کافی به همراه متاسدیمنت‌های انارک، در پالئوزوئیک دچار دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز شده، سپس در اثر نفوذ فازهای ماگمایی مختلف توده نفوذی ائوسن کال کافی دچار دگرگونی مجاورتی پیشرونده تا دماهای ۶۸۰ تا ۷۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای کمتر از ۳ کیلو بار شده است. چنین دما و فشاری در نمودار تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی سنگ‌ها (Yardley, 1989) بیانگر رخساره پیروکسن هورنفلس می‌باشد (شکل ۱۱).

با استفاده از روابط فازی موجود در سیستم $(CaO-MgO-SiO_2-H_2O)$ سنگ‌های اولترامافیک رخ می‌دهد، طراحی شده است (Spear, 1995)، محدوده دمایی ۶۸۰ تا ۷۷۰ درجه سانتی‌گراد به عنوان دمای رخداد دگرگونی در متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۱).

این دمای بدست آمده برای متاپریدوتیت‌های منطقه بالاتر از دمای دگرگونی متاسدیمنت‌های پوشاننده این پریدوتیت‌ها می‌باشد. دگرگونی‌های انارک در شرایط رخساره شیست سبز دچار دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند (Torabi et al., 2004).

بر اساس بررسی‌های Ahmadian (۲۰۱۰) توده نفوذی کال کافی طی ۴ فاز ماگمایی مختلف سبب افزایش دما و انتقال سیال به سنگ‌های اطراف شده است. میانگین دمای محاسبه شده با استفاده از ترمومتري هورنبلند - پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازیگ، مونزونیت‌ها و کوارتز مونزونیت‌ها به ترتیب حدود ۸۷۲، ۶۷۷ و ۶۶۸ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. فشار محاسبه شده از بارومتري آمفیبول‌ها، در کوارتز مونزونیت‌ها حدود ۱-۱/۳ کیلو بار، مونزونیت‌ها حدود ۰/۵ کیلو بار و گابرو ۷ کیلو بار محاسبه شده است که به ترتیب مربوط به اعماق ۳ کیلومتر برای کوارتز مونزونیت، ۱/۲ کیلومتر برای مونزونیت و ۲۰ کیلومتر برای گابرو می‌باشد. Ranjbar (۲۰۱۶) توده نفوذی مونزونیتی را عامل اصلی تشکیل هورنفلس و اسکارن‌ها در منطقه می‌داند. هورنفلس‌ها تا رخساره هورنبلند هورنفلس و اسکارن‌ها تا رخساره پیروکسن هورنفلس تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند. حداکثر دمای رخداد دگرگونی در اسکارن‌ها ۶۳۰ تا ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد، در فشار سطحی (0.5 Kbar) محاسبه شده است (Ranjbar, 2016). Salim (۲۰۱۹) توده نفوذی گابرویی (فاز اول ماگمایی توده نفوذی کال کافی) را مورد مطالعه قرار داده و مقادیر دما و فشار محاسبه شده برای این سنگ‌ها را به ترتیب تا دمای ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۳ کیلو بار گزارش کرده است.

Table 8. Correlation between the metamorphic facies and the diagnostic ultrabasic rock (Evans, 1977).

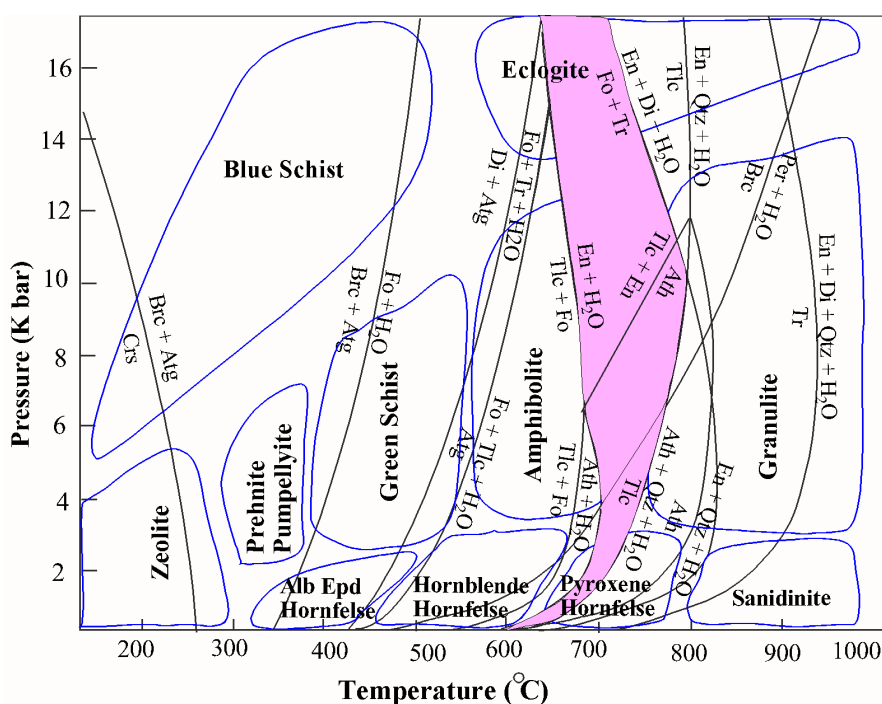
جدول ۸- رابطه بین رخساره‌های دگرگونی و کانی‌شناسی در سنگ‌های اولترامافیک، برگرفته از Evans (1977).

Facies	Diagnostic ultrabasic rock
Zeolite (Pumpellyite)	Lizardite/chrysolite serpentinite
Blueschist (Low greenschist)	Brucite-antigorite serpentinite
Low eclogite High greenschist	Diopside-antigorite peridotite
Amphibolite (Hornblende hornfels)	Tremolite peridotite
Pyroxene hornfels	Plagioclase lherzolite
Pyroxene granulite (opx + plag & cpx + gt)	Spinel lherzolite (Seiland subfacies & Ariegite subfacies)

Table 9. Correlation between the metamorphic facies and mineral paragenesis in ultramafic rocks (Spear, 1995).

جدول ۹- رابطه بین رخساره‌های دگرگونی و کانی‌شناسی در سنگ‌های اولترامافیک، برگرفته از Spear (1995).

Facies	Paragenesis	Al-phase	Si content of Ca-amphibole
Sub-greenschist	Chrysotile+Talc+Tremolite	Chlorite	8.0-7.9
Greenschist and blueschist	Brucite+Antigorite+Diopside Forsterite+Antigorite+Diopside	Chlorite Chlorite	8.0-7.9
Amphibolite	Forsterite + Antigorite + Tremolite Forsterite + Talc + Tremolite Forsterite + Antophyllite(or Magnesio-Cummingtonite) + Tremolite Forsterite+ Orthopyroxene + Termolite Forsterite+ Orthopyroxene +Hornblende	Chlorite Chlorite Chlorite/Chromite Chlorite/Chromite Spinel	8.0-7.8 7.9-7.5 7.6-6.5
Pyroxene hornfels (Low P) Granulite (Intermediate P)	Forsterite+ Orthopyroxene +Clinopyroxene Forsterite+ Orthopyroxene +Clinopyroxene + Hornblende	Plagioclase Spinel Garnet	6.6-5.9



شکل ۱۱- تلفیق نمودار تعیین شرایط دما و فشار سنگ‌ها (Yardley, 1989) و شبکه پتروژنیک سنگ‌های اولترامافیک اشباع از آب در سیستم CaO-MgO-SiO₂-H₂O، نمودار برگرفته از Spear (۱۹۹۵). این نمودار برای پریدوتیت‌های ایده‌آل گوشته لرزولیتی مورد استفاده قرار می‌گیرد. قسمت هاشورزده محدوده دما و فشار متاپریدوتیت‌های کال کافی می‌باشد که براساس نتایج مطالعات پتروگرافی ترسیم شده است.

Fig. 11. Combination of the P-T condition of metamorphism and metamorphic facies (Yardley, 1989) and graph of petrogenetic grid for water-saturated ultramafic rocks in the (CMSh) CaO-MgO-SiO₂-H₂O system (Spear, 1995). The shaded field represents the P-T condition of peak metamorphism in the Kal-e-Kafi peridotites, deduced from the observed mineral assemblages.

مطالعه از نوع متاهارزبورگیت و متالرزولیت بوده و مقادیر کمتری دونیت نیز وجود دارد.

بررسی پتروگرافی و شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که متاپریدوتیت‌ها شامل کانی‌های دگرگونی الیوین از نوع فورستریت-کریزولیت (Fo_{0.86} - 0.92)، ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت (En_{83.30-88.77})، ترمولیت، هورنبلندترمولیتی و مگنزیوهورنبلند، آنتی‌گوریت، تالک، آنتوفیلیت،

نتیجه گیری

مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که متاپریدوتیت‌های منطقه کال کافی در همبری توده نفوذی گرانیتوئیدی ائوسن کال کافی قرار گرفته است. این متاپریدوتیت‌ها متعلق به پالئوزوئیک بوده و بازمانده‌های پوسته اقیانوسی پالئوتتیس محسوب می‌شوند. متاپریدوتیت‌های مورد

متاپریدوتیت‌ها در اثر نفوذ فازهای مختلف ماگمای کال کافی در زمان ائوسن، دچار دگرگونی مجاورتی پیشرونده در دماهای ۶۸۰ تا ۷۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵/۰ کیلو بار شده‌اند. سرپانتینی شدن بخشی الیوین‌های نئوبلاست و کلریتی شدن حاشیه برخی از ترمولیت‌ها بیانگر رخداد دگرگونی پس‌رونده در این سنگ‌ها می‌باشد.

تقدیر و تشکر

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می‌نمایند

کلریت (کلینوکلر) و مگنتیت می‌باشند. همچنین تمامی اسپینل‌های کروم دار در طی دگرگونی پیشرونده به مگنتیت تبدیل شده است. متاپریدوتیت‌ها دارای بافت‌های پورفیروبلاستیک، گرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک، پوئی کیلوبلاستیک، بافت مشبک و جک‌استروا (بافت درهم) هستند.

وجود ادخال‌های ریز مگنتیت در نئوبلاست‌های الیوین دگرگونی، نشان می‌دهد که ادخال‌های مگنتیت در اثر سرپانتینی شدن پریدوتیت‌های اولیه تشکیل شده و سپس طی دگرگونی پیشرونده توسط الیوین‌های دگرگون احاطه شده‌اند.

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و روابط فازی کانی‌های موجود در متاپریدوتیت‌ها مشخص می‌شود که

منابع

- Aghanabati, A., 2007. Geology of Iran, Geological Survey of Iran, Tehran, 586p.
- Ahmadian, J., Bahadoran, N., Torabi, Gh., Murata, M., 2010. Geochemistry and Petrogenesis of Volcanic Rocks from the Arousan-e- Kaboudan (NE of Anarak). Petrology, Research Bulletin of Isfahan University 1, 105-120.
- Ahmadian, J., Hasckke, M., Mc Donald, I., Regelous, M., Ghorbani, M.R., Emami, M. H., Murata, M., 2009. High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: Constraints from the Kal-e-kafi complex, central Iran. Geological Society of America 121, 857-868.
- Ahmadian, J., Sarjoughian, F., Lentz, D., Esna-Ashari, A., Murata, M., Ozawa, H., 2016. Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: Implications for evaluating its Cu–Au–Mo metallogenic potential, Ore Geology Reviews 72, 323-342.
- Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B., Morozov, L., 1984. Geology of the Khur Area (Central Iran), Geological Survey of Iran, 132p.
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, Geological Survey of Iran, Scale 1:5,000,000.
- Almasian, M., 1997. Tectonics of the Anarak area (Central Iran), PhD Thesis of Islamic Azad University, Iran, Science and Research Unit, 164 p.
- Arai, S., 1975. Contact metamorphosed dunite–harzburgite complex in the Chugoku district, western Japan. Contributions to Mineralogy and Petrology 52, 1–16.
- Bahadoran, N., 2007. Petrology and geochemistry of volcanic rocks in west of the Arousan-e- Kaboudan area (south of Choupanan - Northeast of Esfahan). M.Sc. Thesis, University of Esfahan, Esfahan, Iran, 120 pp.
- Bucher, K., Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer, Berlin, 341p.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag Publication, Berlin, 441p.
- Coleman, R.G., 1977. Ophiolites: Ancient oceanic lithosphere?. Springer-Verlag, Berlin, 229p.
- Davoudzadeh, M., Amidi, M., 1975. Geological quadrangle map of Anarak 1/250000", Geological Survey of Iran.
- De, Hoog, J.C.M., Gall, L., Cornell, D.H., 2010. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. Chemical Geology 270, 196-215.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman, London, 528p.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51, 431-435.
- Dymek, R.F., Brothers, S.C., Schiffries, C.M., 1988. Petrogenesis of ultramafic metamorphic rocks from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. Journal of Petrology 29, 1353-1397.
- Evans, B.W., 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 5, 397-445.
- Evans, B.W., Frost, B.R., 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism: a preliminary analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta 39, 959-972.

- Frost, B.R., 1975. Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, central Cascades, Washington. *Journal of Petrology* 16, 272-313.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* 30, 277-292.
- Khalili, K., Torabi, G., Arai, S., 2016. Metamorphism of peridotites from Posht-e-Badam Paleozoic ophiolite (Yazd Province, Central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 280, 59-77.
- Khedr, M.Z., Arai, S., 2012. Petrology and geochemistry of prograde deserpentinized peridotites from Happo-O'ne, Japan: evidence of element mobility during deserpentinization. *Journal of Asian Earth Sciences* 43, 150-163.
- Leake, B.E., 1965. The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. In W.S. Pitcher and G.W. Flinn (Eds.) *Controls of Metamorphism*, Wiley, New York, p. 299-318.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy* 9, 623-651.
- Mancini, F., Marshall, B., Papunen, H., 1996. Petrography and metamorphism of the Saaksjarvi ultramafic body, Southwest Finland. *Mineralogy and Petrology* 56, 185-208.
- Melcher, F., Meisel, T., Puhl, J., Koller, F., 2002. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: Constraints from geochemistry. *Lithos* 65, 69-112.
- Mellini, A., Grieco, G., Diella, V., 2009. Ferritchromite and chromian - chlorite formation in mélangé-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia). *American Mineralogist* 94, 1459-1467.
- Mellini, M., Rumori, C., Viti, C., 2005. Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites, formation of "ferritchromite" rims and chlorite aureoles. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 266-275.
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes, *The Canadian Mineralogist* 27, 143-156.
- Nazari, G.H., Torabi, G., 2018. Petrogenetic processes, crystallization conditions and nature of the Lower Oligocene calc-alkaline spessartitic lamprophyres from Kal-e-kafi area (East of Anarak, Isfahan province). *Economic Geology* 9, 2008-7306.
- Nelson, B.W., Roy, R., 1954. New data on the composition and identification of chlorites. *Clays and clay minerals, proceedings of 2nd international conference, National Academy of Sciences, National Research Council publications, On Clays and clay minerals* 327, 335-348.
- Nozaka, T., 2003. Compositional heterogeneity of olivine in thermally metamorphosed serpentinite from Southwest Japan. *American Mineralogist* 88, 1377-1384.
- Nozaka, T., 2005. Metamorphic history of serpentinite mylonites from the Happo ultramafic complex, central Japan. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 711-723.
- Oliver, R.L., Nesbitt, R.W., Hausen, D.M., Franzen, N., 1972. Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 36, 335-342.
- Paktunc, A.D., 1984. Metamorphism of the ultramafic rocks of the Thompson Mine, Thompson nickel belt, northern Manitoba. *The Canadian Mineralogist* 22, 77-91.
- Pawley, A.R., 1998. The reaction talc + forsterite = enstatite + H₂O: New experimental results and petrological implication. *American Mineralogist* 83, 51-57.
- Pinsext, R.H., Hirst, D.M., 1977. The metamorphism of the Blue River ultramafic body, Cassiar, British Columbia, Canada. *Journal of Petrology* 18, 567-594.
- Ranjbar, S., 2016. Petrology, mineral chemistry and rare earth elements geochemistry of Kal-e Kafi and Khuni skarns, Northeast of Anarak, Central Iran, Ph.D. Thesis, University of Esfahan, Esfahan, Iran, 298 pp.
- Salim, H., 2019. Mineralogical characteristics of plagioclase and clinopyroxene in the gabbros and anorthosites from the Kal-e-kafi intrusion (Northeast of Anarak, Isfahan province, Central Iran), M.Sc. Thesis, University of Esfahan, Esfahan, Iran, 150 pp.
- Sanford, R.F., 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *American Journal of Science* 282, 543-616.

- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., Lanari, P., Auzende, A.L., 2013. Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos* 178, 197-210.
- Sharkovski, M., Susov, M., Krivyakin, B., Morozov, L., Kiristaev, V., Romanko, E., 1984. Geology of the Anarak area (Central Iran). Geological Survey of Iran, V/O "Technoexport", Report TE/No 19, p.143.
- Spear, F.S., 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*, Mineralogical Society of America. Washington, 799p.
- Springer, R.K., 1974. Contact metamorphosed ultramafic rocks in the western Sierra Nevada foothills, California. *Journal of Petrology* 15, 160-195.
- Torabi, G., 2004. Petrology of Anarak area ophiolites (Central Iran, NE of Isfahan Province). Ph.D Thesis, Tarbiat-Modaress University, Iran, 240p.
- 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.
- 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* 261, 129-150.
- Tracy, R.J., Robinson, P., Wolff, R.A., 1984. Metamorphosed ultramafic rocks in the Bronson Hill anticlinorium, central Massachusetts. *American Journal of Science* 284, 530-558.
- Trommsdorff, V., Evans, B.W., 1980. Titanian hydroxyl – clinohumite: formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 72, 229-242.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.
- Yakovenko, V., Chinakov, I., Kokorin, Yu., Krivyakin, B., 1981. Report on geological prospecting in Anarak area (Kal-e Kafi- Khuni locality), Moscow, Report No 13, p.293.
- Yardley, B.W.D., 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, London, 248p.