

زمین دما - فشارسنجی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین بازیک حرجند، شمال خاوری کرمان

محمدرضا قاسمیور^۱، ناهید شبانیان^۲، علیرضا داوودیان^۳ و حسام معین‌زاده^۴

^۱دانشجوی دکترا، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، ایران

^۲دانشیار، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، ایران

^۳استاد، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، ایران

^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۱/۳۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۵/۱۵

چکیده

منطقه حرجند در شمال خاوری کرمان در پهنه ایران مرکزی و کمربند تکتونیکی کاشمر-کرمان قرار دارد. در این منطقه سنگ‌های گابرویی به همراه دایک‌های دلریتی در داخل سنگ‌های رسوبی سری دزو با سن اینفراکامبرین نفوذ کرده‌اند. گابروها و دایک‌های دلریتی ترکیب تقریباً یکسانی داشته و دارای کانی‌های اصلی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی اولیون، آمفیبول، آپاتیت و کانی‌های کدر می‌باشند. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها گرانولار متوسط تا ریزبلور و افیتییک تا ساب‌افیتییک هستند. ترکیب پلاژیوکلاز این سنگ‌ها در گستره لابرادوریت (An 53-67) قرار می‌گیرد، اما بواسطه سوسوریتی شدن در گابروها ترکیب اولیگوکلاز و در دایک‌های دلریتی ترکیب آلپیتی را نشان می‌دهند. ترکیب کانیایی کلینوپیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن‌های منیزیم-کلسیم-آهن دار و از نوع دیوپسید و اوژیت بوده و توزیع Al در ساختار کلینوپیروکسن‌ها تبلور آنها از یک ماگمای با فشار بخار آب متغیر و کمتر از ۱۰ درصد را نشان می‌دهد. بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها ماگمای سازنده سنگ‌ها غالباً ماهیت تولیتی و کمتر آلکال داشته و از لحاظ جایگاه زمین‌ساختی در ارتباط با محیط‌های درون صفحه‌ای هستند. ارزیابی زمین‌دما-فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها دمای تشکیل ۱۱۲۷ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۶ کیلو بار را برای این سنگ‌های مافیک نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: کلینوپیروکسن، گابرو، دایک‌های دلریتی، کرمان، حرجند.

*نویسنده مسئول: ناهید شبانیان

E-mail: shabanian.nahid@sku.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

سنگ‌های کربناتی و رسوبات تبخیری همراه با مجموعه‌های آذرین در شمال کرمان (سری‌های ریزو، دزو و سازند راور)، شمال طبس و زاگرس بلند (استان چهارمحال و بختیاری) طی نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین به طور جانبی به گنبد‌های نمکی تبدیل می‌شوند که ظاهراً با سری هرمز در جنوب ایران هم‌ارز می‌باشند (Aghanabati, 2004; Faramarzi et al., 2015). این مجموعه‌های آذرین-رسوبی در فرورفتگی‌های آن زمان و در امتداد حاشیه شمال شرق ابرقاره گندوانا تشکیل شده‌اند (Sánchez-García et al., 2010; Faramarzi et al., 2015). سری دزو، یکی از کهن‌ترین نهشته‌های موجود (پرکامبرین-کامبرین) در پهنه ایران مرکزی به ویژه در منطقه حرجند کرمان است. این مجموعه متشکل از سنگ‌های رسوبی و آذرین به صورت یک مخلوط درهم و بهم‌ریخته‌ای متشکل از گچ، شیل‌های سیلتی رنگارنگ به ویژه شیل‌های سیلتی میکادار به رنگ ارغوانی، ماسه‌سنگ‌های دانه ریز میکادار ارغوانی، ماسه‌سنگ‌های سفید کوارتزآرنایت، دولومیت‌های چرت‌دار و بدون چرت و سنگ آهک‌های خاکستری تیره و متبلور و دایک‌های دلریتی، توده‌های کوچک گابرو-دیوریت و سنگ‌های آتشفشانی داسیت-آندزیت است (Sahandi, 1995; Sa'ad-al-din, 2004). رخنمون‌های این سری در منطقه حرجند کرمان شبیه به ساختار گنبد‌های نمکی سری هرمز و راور است. به صورتی که واحدهای کربناتی، تبخیری و رسوبی بدون چینه‌بندی و غیرمرتبط در تماس با سنگ‌های ماگمایی مشاهده می‌شوند.

ترکیب کانیایی کلینوپیروکسن در سنگ‌های آذرین بستگی به ویژگی‌های ماگمای اولیه، محیط تبلور و جایگاه تکتونیکی ماگمای میزبان دارد (Zhu and Ogasawara, 2004; Gilman et al., 2009; Guezal et al., 2015). ترکیب شیمی کانی‌ها می‌توان جهت بررسی مکانیسم تحول ماگما و پروژنر سنگ استفاده کرد (Zhang et al., 2005 and 2018). کلینوپیروکسن یکی از کانی‌های اصلی

تشکیل‌دهنده سنگ‌های مافیک و الترامافیک محسوب می‌شود (Shu et al., 2018; Zhang et al., 2018) این کانی شاخص پروژنتیکی مفیدی از تحولات ماگمایی است و به دلیل زمان تبلور تقریباً طولانی آن، از مرحله اول تبلور در هسته‌های بلور تا مرحله اواخر تبلور که با تبلور میکروکریستال‌ها در ماتریکس برخی سنگ‌ها همراه می‌باشد (Guezal et al., 2015) بنابراین از ژئوشیمی کلینوپیروکسن به طور وسیعی برای ردیابی تحولات ماگمای والد استفاده می‌شود (Driouch et al., 2010). کلینوپیروکسن نسبت به دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها حامل اصلی بیشتر عناصر فرعی است (Kil et al., 2011; Zhang et al., 2018) ترکیب این کانی بستگی به ویژگی‌های ماگمای اولیه، محیط تبلور و جایگاه تکتونیکی ماگماتیسیم دارد (Kushiro, 1960; Kargin et al., 2016). این نوشتار نخستین پژوهش در زمینه شیمی کانی‌ها و زمین‌دما-فشارسنجی گابروها و دایک‌های دلریتی سری دزو در منطقه حرجند کرمان است که جهت ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی و ماهیت ماگما و جایگاه تکتونیکی آنها از ترکیب کانیایی کلینوپیروکسن بهره گرفته شده است.

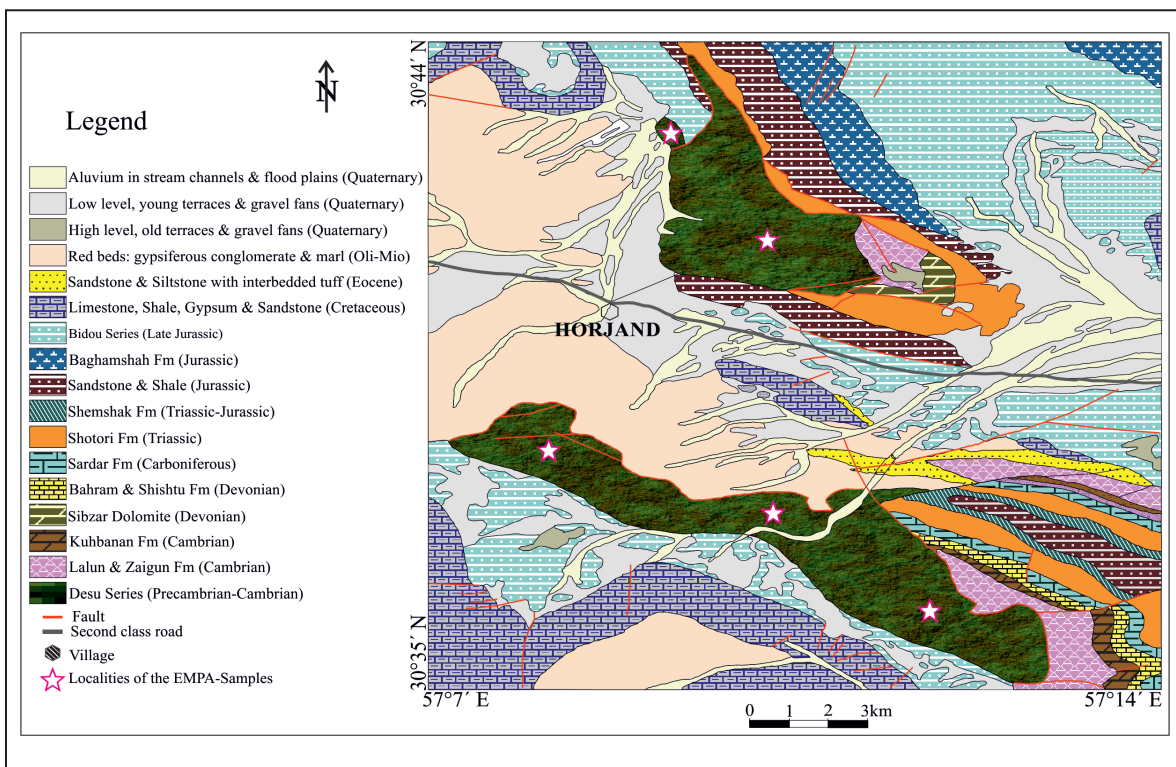
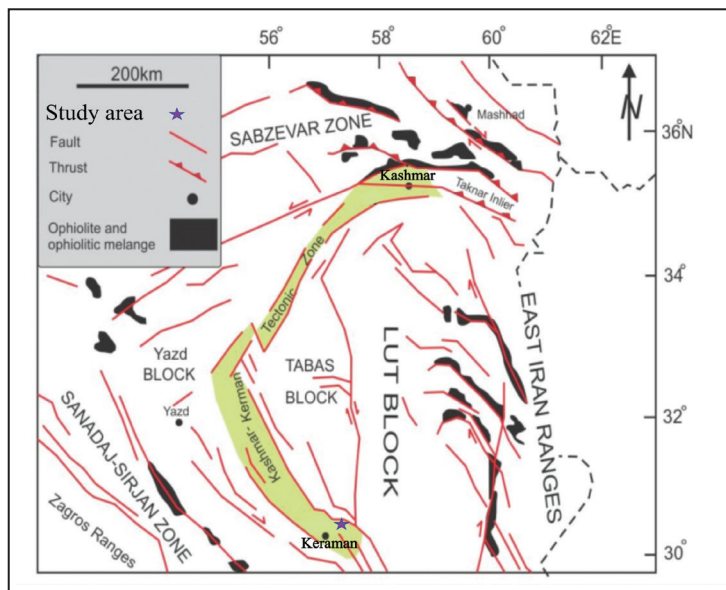
۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در شمال شرق شهر کرمان و در منطقه‌ای به مرکزیت دهستان حرجند بین طول‌های جغرافیایی 30° 07' 30" تا 57° 14' 30" شرقی و عرض‌های جغرافیایی 30° 35' 30" تا 30° 44' 30" شمالی قرار گرفته است این منطقه از لحاظ تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران در پهنه ایران مرکزی (Stocklin, 1968) و کمربند تکتونیکی کاشمر-کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) قرار دارد (شکل ۱). کمربند کاشمر-کرمان با مرزهای گسلی و طول حدود ۶۰۰ کیلومتر بین بلوک یزد و طبس قرار دارد (Ramezani and Tucker, 2003). بیشتر واحدهای سنگی در این کمربند متعلق

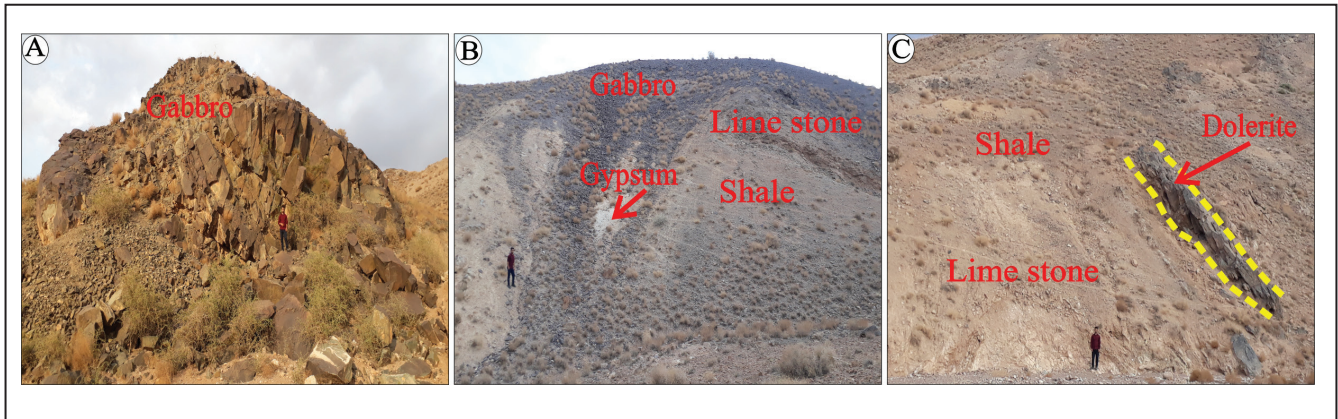
واحدهای رسوبی قرار دارند. ضخامت این توده‌ها در توالی یکسان نیست و از کمتر از یک متر تا چند ده متر متغیر است. سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه در نمونه دستی مترکم، متوسط تا درشت بلور به رنگ خاکستری تیره تا سیاه هستند و درشت بلورهای پیروکسن به سادگی قابل تشخیص است. در برخی رخنمون‌ها به علت دگرسانی دارای سطحی به رنگ سبز هستند. برخی از رخنمون‌ها این سنگ‌ها به صورت بلوک‌های شکسته شده هستند که به صورت واریزه‌های نابرجا و یا برجا در پای رخنمون‌ها و یا بر روی واحدهای رسوبی سری دزو ریخته شده‌اند (شکل ۳- B) در واحدهای رسوبی سری دزو در شمال شرق حرجند، دایک‌های دلریتی به صورت لایه‌گون با واحدهایی رسوبی این سری دیده می‌شوند که عموماً کم ضخامت (با عرض کم تر از ۳ متر) بوده، شکسته شده و گسترش طولی چندانی ندارند و به درون واحدهای مجاور که رسوبی می‌باشند تزریق شده‌اند و هیچ‌هاله واکنشی یا دگرگونی مجاورتی در آنها دیده نمی‌شود (شکل ۳- C).

به اواخر نئوپروتریوزوئیک و پالئوزوئیک است (Ramezani and Tucker, 2003). گابروها در رخنمون جنوب-جنوب شرق حرجند (شکل ۲) هم به صورت توده‌های کوچک و بزرگ و هم به صورت بهم ریخته در کنار واحدهای رسوبی مشاهده می‌گردد (شکل ۳). فشارهای تکتونیکی سبب آمیختن بخش‌های رسوبی سری دزو با واحدهای آذرین گردیده است (Sa'ad-al-din, 2004) و در بیشتر رخنمون‌های سری دزو در منطقه حرجند واحدها بهم ریخته و بدون نظم چینه‌ای هستند، ولی در شمال شرق حرجند این سنگ‌ها در برخی موارد به صورت توده‌های بزرگ رخنمون دارند و کمتر بهم ریخته می‌باشند (شکل ۳- A). گابروها فراوان‌ترین سنگ‌های آذرین در منطقه هستند و تقریباً در بیشتر منطقه رخنمون دارند. این سنگ‌ها در توالی‌های رسوبی-آذرین به صورت توده‌های لایه‌گون نازک تا ضخیم لایه در بین واحدهای رسوبی دیده می‌شوند اما بیشتر به صورت توده‌های کوچک و بزرگ خرد شده و شناور در

شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در کمربند تکتونیکی کاشمر- کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) با تغییرات از حاجی میرزا جان و همکاران، ۱۳۹۶).



شکل ۲- نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با تغییرات از Sahandi, 1995)



شکل ۳- (A) نمایی از رخنمون گابروها (دید به سمت جنوب غرب)؛ (B) گابروها در تماس و بر روی واحدهای سری دزو (دید به سمت شمال غرب)؛ (C) نمایی از دایک دلریتی در تماس با واحدهای رسوبی (دید به سمت جنوب).

۳- روش تحقیق

پس از بازدید صحرایی و بررسی رخنمون‌های مختلف، ۷۰ نمونه از گابروها و دایک‌های دلریتی مورد مطالعه برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد. بعد از انجام مطالعات پتروگرافی با میکروسکوپ مدل Olympus BX50، جهت بررسی ترکیب کانی‌ها، از نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده، ۵ مقطع نازک انتخاب و صیقل داده شدند و به آزمایشگاه مینرال شیمی گروه علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا در کشور ژاپن جهت آنالیز میکروپروب ارسال گردید. در آزمایشگاه مذکور از تمام نمونه‌های ارسالی تصاویر BSE تهیه شد. سپس به وسیله دستگاه ریزپردازشگر الکترونی (EMPA) مدل JEOL. JXA-8600 با ولتاژ شتاب‌دهنده جریان ۲۰ کیلوولت، جریان پرتو ۸-۱۰×۲ آمپر با قطر باریکه الکترونی ۵ μm و زمان شمارش ۱۰ ثانیه آنالیزها انجام شدند. جهت محاسبه کاتیون‌ها و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها از نرم‌افزار PET (Dachs, 1998 and 2004) استفاده شد. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} کلیئوپروکسن‌ها بر اساس روش پیشنهادی (Droop, 1987) تعیین شد.

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. گابرو

کانی‌های تشکیل دهنده گابروها غالباً کلیئوپروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشند و گاهی اولیوین و آمفیبول نیز به میزان اندک (کمتر از ۵ درصد) در برخی مقاطع دیده می‌شوند. از کانی‌های فرعی دیگر در گابروها می‌توان به سوزن‌های آپاتیت، اسفن لوکوکسن، کوارتز و اکسیدهای آهن و تیتان اشاره کرد. کلیئوپروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در برخی مقاطع تا حدود ۶۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود و در بعضی نمونه‌ها اندازه آنها به یک میلی‌متر هم می‌رسد (شکل‌های ۴- A و B). این کانی در بعضی موارد تحت دگرسانی از حاشیه تبدیل به کلریت و گاهی اورالیتی شده است. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها اغلب به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ماکل پلی سنتتیک (شکل ۴- A) بوده و حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی در نتیجه تجزیه سوسوریتی تبدیل به آلپیت، کلسیت و اپیدوت شده است. این دگرسانی بیشتر در مرکز بلور رخ داده که نشان از غنی بودن مرکز کانی از کلسیم نسبت به حاشیه آن است (شکل‌های ۴- A و B). بافت عمده گابروها گرانولار و گرانولار ناهم بعد دانه بوده همچنین بافت‌های تداخلی افیتیک و ساب‌افیتیک نیز دیده می‌شوند.

بافت‌های تداخلی حاکی از تبلور همزمان کلیئوپروکسن و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها می‌باشد (Vernon, 2004).

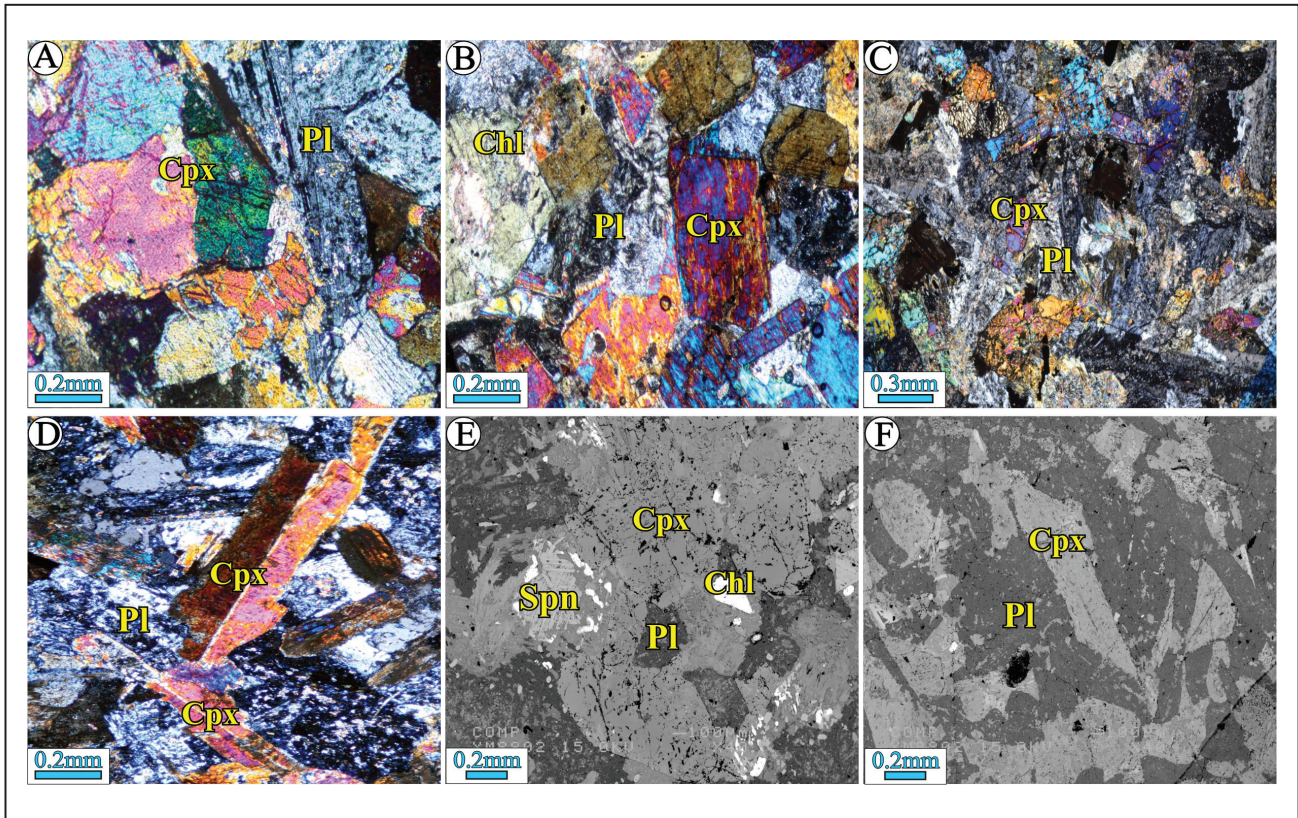
۴-۲. دلریت

این سنگ‌ها دارای بافت‌های اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده دلریت‌ها نیز مانند گابروها بیشتر پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند (شکل‌های ۴- C و D)، آپاتیت و اسفن به عنوان کانی فرعی در برخی از نمونه‌ها قابل مشاهده هستند. کلیئوپروکسن کانی فرومنیزین غالب در دلریت‌های منطقه است. اندازه بلورهای این کانی از ریز تا متوسط بوده و به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و غالباً ماکل‌دار در بین بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۴- D). این امر می‌تواند پیامد رشد سریع بلورها باشد (Vernon, 2004). پلاژیوکلاز به دو صورت درشت بلور و ریزبلور در زمینه این سنگ‌ها حضور داشته و بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد می‌باشد. همچنین در بیشتر مقاطع طی دگرسانی هیدروترمال به سوسوریت تبدیل شده است (شکل‌های ۴- C و D).

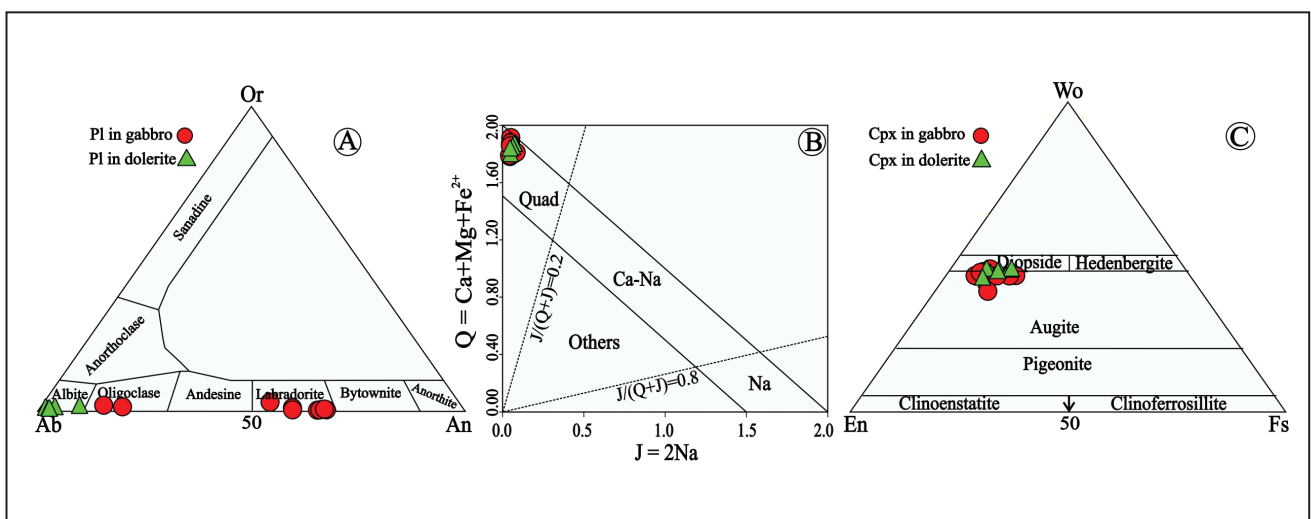
۵- شیمی کانی

۵-۱. شیمی پلاژیوکلاز

نتایج ریزپردازش الکترونی از پلاژیوکلازهای گابروها و دایک‌های دلریتی منطقه حرجند در جدول ۱ ارائه شده است. در نمودار مثلثی Or - An- Ab (Deer et al., 1992)، بلورهای پلاژیوکلاز در گابروها در محدوده لابرادوریت و الیگوکلاز و در دلریت‌ها بیشتر ترکیبی نزدیک به قطب آلپیت را نشان می‌دهند (شکل ۵- A) تاثیر دگرسانی باعث خروج کلسیم و ورود سدیم در ترکیب پلاژیوکلازها شده است (Pirajno, 2009). بلورهای پلاژیوکلاز در هر دو گروه سنگی فاقد تغییرات ترکیب شیمیایی از مرکز به سمت حاشیه بلور می‌باشند. این در حالی است که تبدیل بخش‌های مرکزی درشت بلورها به سوسوریت، نشانه حضور کلسیم بالاتر در این بخش‌ها پیش از آلپیتی شدن می‌باشد. چون یون کلسیم آزاد شده در اثر آلتراسیون پلاژیوکلاز در تشکیل اپیدوت شرکت می‌کند و پلاژیوکلاز دگرسان شده نسبت به پلاژیوکلاز اولیه آلپیتی تر می‌باشد (Fettes et al., 2007). رخداد دگرسانی گرمایی غنی از سدیم در سنگ‌های مافییک این منطقه تأیید شده است (Ghasempour et al., 2018).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی و BSE گابروها و دلریت‌های منطقه حرجند: (A) نمایش بافت گرانولار در گابروها (XPL); (B) بافت گرانولار ناهم بعد دانه در گابروها و کلتوپیروکسن در حال تبدیل به کلریت (XPL); (C) بافت افیتیگ؛ فنوکریست‌های پیروکسن در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز سوسوریتی در دلریت‌ها (XPL); (D) فنوکریست کلتوپیروکسن با ماکل کارلسباد در دلریت‌ها (XPL); (E و F) به ترتیب تصاویر BSE از بلورها در گابروها و دلریت‌ها.



شکل ۵- (A) نمودار مثلثی Or -An- Ab (Deer et al., 1992) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای منطقه حرجند؛ (B) نمودار Q-J رده‌بندی کلتوپیروکسن‌ها (Morimoto et al., 1988); (C) نمودار رده‌بندی مثلثی En-Fs-Wo کلتوپیروکسن‌ها (Morimoto et al., 1988).

جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروپ پلاژیوکلاز در دلریت (DI) و گابرو (Gb) محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن.

Sample	H-3	H-14	K-47	K-35	K-40	K-24	K-07	K-08	K-30	K-31	K-33	K-34	K-39
rock	DI	DI	DI	DI	DI	DI	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO ₂	70.88	69.85	68.25	70.07	70.33	70.30	64.26	56.55	52.81	53.81	52.48	53.93	67.06
TiO ₂	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.12	0.08	0.07	0.07	0.05	0.00
Al ₂ O ₃	19.58	19.47	20.57	20.12	19.88	19.91	22.18	27.36	27.55	26.32	26.99	28.71	22.42
Fe ₂ O ₃	0.10	0.16	0.21	0.07	0.16	0.65	0.28	0.72	2.71	2.60	2.64	2.76	0.12
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.04	0.08	0.00	0.04	0.07	0.07	0.06	0.04
MgO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.29	0.01	0.09	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
CaO	0.37	0.42	1.85	0.67	0.85	0.65	3.87	10.97	14.17	13.28	13.20	13.01	3.06
Na ₂ O	9.59	8.07	9.75	11.07	10.77	11.01	8.71	5.05	3.74	3.76	3.53	4.84	9.45
K ₂ O	0.11	0.07	0.30	0.10	0.14	0.06	0.21	0.48	0.07	0.05	0.09	0.07	0.31
NiO	0.05	0.04	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.00
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.08	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.07	0.15	0.10	0.00	0.15	0.12	0.00	0.01	0.02	0.01	0.04	0.05
Cl	0.61	0.00	0.54	0.01	0.40	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	101.15	98.19	101.62	102.18	102.5	103.12	99.72	101.37	101.2	100	99.09	103.49	102.5
Si	3.04	3.06	2.95	2.99	3.00	2.98	2.84	2.52	2.40	2.46	2.42	2.39	2.88
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.99	1.00	1.05	1.01	1.00	1.00	1.16	1.44	1.47	1.42	1.47	1.50	1.13
Fe ³⁺	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.09	0.09	0.09	0.09	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	0.02	0.09	0.03	0.04	0.03	0.18	0.52	0.69	0.65	0.65	0.62	0.14
Na	0.80	0.69	0.82	0.92	0.89	0.91	0.75	0.44	0.33	0.33	0.32	0.42	0.79
K	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Cl	0.04	0.00	0.04	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
An%	2.07	2.82	9.34	3.25	4.16	3.19	19.43	53.09	67.42	65.89	67.01	59.54	14.94
Ab%	97.20	96.61	88.82	96.22	94.99	96.49	79.30	44.17	32.19	33.81	32.48	40.08	83.26
Or %	0.73	0.56	1.85	0.52	0.85	0.32	1.27	2.74	0.39	0.30	0.51	0.39	1.80

۵-۲. شیمی کلبنیپروکسن

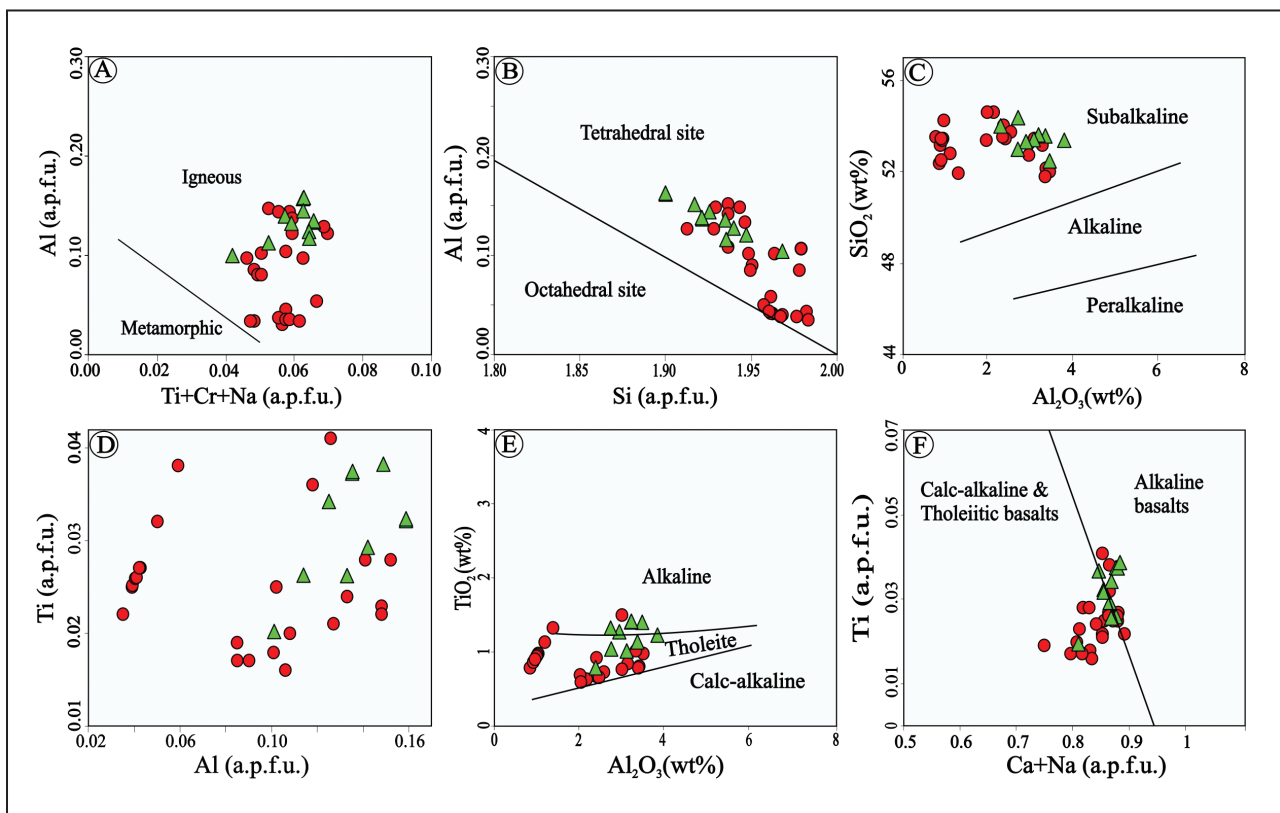
CaO در گابروها (18.54-21.71) و دلریت‌ها (20.12-22.13) (%.Wt)، TiO₂ در گابروها (0.70-1.50) و در دلریت‌ها (0.97-1.37) (%.Wt)، FeO در گابروها (4.28-9.76) و در دلریت‌ها (4.66-8.47) (%.Wt) مقدار MgO بالا بوده و در گابروها و دلریت‌ها به ترتیب (14.23-17.58) (%.Wt) و (14.05-16.68) (%.Wt) متغیر می‌باشد. همچنین Na₂O به میزان کمتری در ترکیب

کانی پیروکسن فراوان‌ترین کانی مافیک در گابروها و دایک‌های منطقه حرجند است. آنالیزهای میکروپروپ کانی پیروکسن در جدول‌های ۲ و ۳ آورده شده‌اند. بر اساس نتایج آنالیز میکروپروپ در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های آنالیز شده مقدار SiO₂ در گابروها (51.77-54.58) (Wt.%) و در دلریت‌ها (52.35-54.33) (%.Wt)، Al₂O₃ در گابروها (0.80-3.46) (%.Wt) و در دلریت‌ها (2.34-3.79) (%.Wt)

گابروها بین ۰/۳۸ تا ۰/۴۵ و در دلریت‌ها بین ۰/۴۳ تا ۰/۴۶ متغیر است که نشان‌دهنده محتوای Ca بالایی است (Zhang et al., 2018). بر اساس نمودار مقدار اتم Al در برابر مجموع کاتیون‌های Ti + Cr + Na (Berger et al., 2005)، تمام کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروها و دلریت‌ها در محدوده ترکیبی کلینوپیروکسن‌های ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۶- A). در این خصوص مقدار #Mg کمتر از ۰/۸۶ برای کلینوپیروکسن نتیجه تفریق بلورین ماگما است (Lebas, 1962; Deer et al., 1992). در نمودار تغییرات کاتیون‌های Si در مقابل کاتیون‌های Al (Nosova et al., 2002) در ساختار کلینوپیروکسن‌ها، نمونه‌ها در گابروها و دلریت‌ها در بالای خط اشباع جایگاه تتراندردی قرار گرفته‌اند (شکل ۶- B) و بیانگر این است که موقعیت تتراندردی ساختار کلینوپیروکسن‌ها به صورت کامل با کاتیون Si و به صورت جزئی با کاتیون Al پر شده است و این موقعیت توسط کاتیون‌های مانند Ti، Fe³⁺ و Cr اشغال نشده است و آلومینیوم باقیمانده همراه با عناصر سه ظرفیتی در جایگاه اکتاندردی قرار می‌گیرند. بنابراین فراوانی Fe³⁺ در پیروکسن‌ها بستگی به میزان Al در موقعیت تتراندردی و اکتاندردی دارد. هر میزان Al^{IV} بیشتر باشد، در جایگاه اکتاندردی امکان ورود عناصر سه ظرفیتی از جمله Fe³⁺ بیشتر می‌شود.

شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها موجود در گابروها (0.20-0.45 Wt %) و دلریت‌ها (0.27-0.44 Wt %) وجود دارد. از تغییرات عدد منیزیم $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ به عنوان یک معیار مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی پیروکسن می‌توان استفاده کرد که بیانگر پیشرفت تفریق ماگمایی می‌باشد. میزان #Mg مربوط به گابروها ۰/۷۴ تا ۰/۸۸ (با میانگین ۰/۸۲) و دلریت‌ها ۰/۷۵ تا ۰/۸۶ (با میانگین ۰/۸۰) است.

در نمودار Q در برابر ل ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های گابروها و دایک‌های دلریتی شمال خاوری کرمان در محدوده Quad قرار گرفتند (شکل ۵- B). ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده در نمودار رده‌بندی مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988) برای هر دو گروه سنگی از نوع دیوپسید و اوژریت هستند (شکل ۵- C). ترکیب عضوهای انتهایی کلینوپیروکسن‌ها در گابروها $Wo_{38.23-45.24}En_{40.56-49.79}Fs_{7.12-14.76}$ و در دایک‌های دلریتی $Wo_{42.55-46.14}En_{40.81-49.08}Fs_{7.91-13.90}$ می‌باشند، درصد بالای ولاستونیت، حضور آمفیبول و نبود پیژونیت در برخی نمونه‌ها پیامد آبدار بودن ماگمای اولیه این سنگ‌ها است (Gaetani and Grove, 1993). همچنین نسبت (Ca/Ca+Mg+Fe) کلینوپیروکسن‌ها در (Cawthorn, 1994).



شکل ۶- ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بر روی: (A) نمودار Ti+Cr+Na در مقابل Al (Berger et al., 2005) (B) نمودار Si در مقابل Al (Nosova et al., 2002) (C) نمودار Al₂O₃-SiO₂ (Lebas, 1962) (D) نمودار Ti-Al (Lebas, 1962) (E) نمودار TiO₂-Al₂O₃ (Tracy and Robinson, 1977) (F) نمودار Na+Ca-Ti (Leterrier et al., 1982).

جدول ۲- نتایج آنالیز میکروپروپ کلینوپیروکسن در دلریت‌ها محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن.

Sample	K-11	K-12	K-27	K-28	K-29	K-23	K-39	K-31	K-24	K-31	K-18
SiO ₂	52.85	53.14	53.46	53.34	52.35	53.93	53.26	53.43	53.26	53.43	54.33
TiO ₂	1.30	1.24	1.08	0.97	1.37	0.73	1.18	1.37	1.18	1.37	0.98
Al ₂ O ₃	2.71	2.90	3.35	3.10	3.45	2.34	3.79	3.18	3.79	3.18	2.72
Cr ₂ O ₃	0.00	0.09	0.23	0.43	0.04	0.13	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	8.01	6.43	5.33	4.66	6.16	4.89	8.12	8.47	8.12	8.47	6.78
MnO	0.27	0.23	0.17	0.16	0.07	0.18	0.16	0.14	0.16	0.14	0.15
MgO	14.05	14.73	15.86	15.96	14.75	16.68	14.95	14.19	14.95	14.19	15.79
CaO	20.58	21.38	21.69	21.59	21.75	20.12	21.41	21.91	21.41	21.91	22.13
Na ₂ O	0.41	0.39	0.32	0.31	0.34	0.27	0.44	0.42	0.44	0.42	0.38
K ₂ O	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02	0.00
NiO	0.04	0.07	0.13	0.00	0.00	0.09	0.05	0.02	0.05	0.02	0.02
V ₂ O ₃	0.07	0.06	0.00	0.00	0.06	0.11	0.00	0.10	0.00	0.10	0.03
F	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.11	0.09	0.11	0.09	0.00
Cl	0.01	0.01	0.00	0.05	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	100.35	100.68	101.64	100.56	100.34	99.54	103.51	103.30	103.51	103.30	103.36
Si	1.95	1.94	1.93	1.94	1.92	1.97	1.90	1.92	1.90	1.92	1.94
Ti	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
Al	0.12	0.13	0.14	0.13	0.15	0.10	0.16	0.14	0.16	0.14	0.11
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.25	0.20	0.16	0.14	0.19	0.15	0.21	0.26	0.21	0.26	0.20
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Mg	0.77	0.80	0.85	0.86	0.81	0.91	0.80	0.76	0.80	0.76	0.84
Ca	0.81	0.84	0.84	0.84	0.85	0.79	0.82	0.84	0.82	0.84	0.85
Na	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.05	0.06	0.08	0.06	0.08	0.03	0.10	0.08	0.10	0.08	0.06
Al ^{VI}	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05
Wo	44.17	45.42	45.14	45.39	46.14	42.55	43.98	45.29	43.98	45.29	44.70
En	41.96	43.54	45.92	46.69	43.54	49.08	42.73	40.81	42.73	40.81	44.37
Fs	13.88	11.05	8.94	7.91	10.32	8.37	13.28	13.90	13.28	13.90	10.93
Mg#	0.76	0.80	0.84	0.86	0.81	0.86	0.79	0.75	0.79	0.75	0.81

جدول ۳- نتایج آنالیز میکروپروب کلتیویروکسن در گابروها محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن.

Sample	K-10	K-18	K-19	K-5	K-20	K-01	K-02	K-03	K-05	K-06	K-07	K-08
SiO ₂	54.06	54.65	53.75	53.26	53.36	53.45	52.14	51.99	53.17	51.77	54.58	53.52
TiO ₂	0.68	0.64	0.74	1.50	0.70	0.59	0.82	0.99	1.03	0.79	0.61	0.92
Al ₂ O ₃	2.37	2.14	2.54	2.97	1.98	2.43	3.38	3.46	3.29	3.36	1.99	2.36
Cr ₂ O ₃	0.66	0.32	0.57	0.00	0.42	0.54	0.76	0.28	0.49	0.46	0.61	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	6.10	6.51	6.44	9.76	7.48	4.28	4.59	5.09	5.08	4.64	4.15	5.20
MnO	0.14	0.19	0.14	0.12	0.21	0.12	0.06	0.20	0.08	0.13	0.18	0.18
MgO	16.44	17.58	16.94	14.23	17.21	15.72	15.56	15.51	15.85	15.61	16.99	15.79
CaO	20.73	20.10	20.22	21.30	18.54	20.43	19.86	19.96	20.65	20.75	20.46	21.08
Na ₂ O	0.37	0.33	0.31	0.42	0.27	0.26	0.20	0.23	0.26	0.28	0.24	0.31
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
NiO	0.00	0.03	0.10	0.10	0.01	0.02	0.05	0.05	0.11	0.00	0.02	0.04
V ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.03	0.04	0.07	0.00
F	0.08	0.00	0.00	0.09	0.12	0.10	0.17	0.08	0.18	0.10	0.26	0.07
Cl	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06
Total	101.73	102.5	101.75	103.78	100.35	98.04	97.65	97.86	100.25	97.97	100.2	99.55
Si	1.95	1.95	1.94	1.91	1.95	1.98	1.94	1.94	1.94	1.93	1.98	1.96
Ti	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
Al	0.10	0.09	0.11	0.13	0.09	0.11	0.15	0.15	0.14	0.15	0.09	0.10
Cr	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.18	0.19	0.19	0.27	0.21	0.13	0.14	0.16	0.16	0.15	0.13	0.16
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.88	0.94	0.91	0.76	0.94	0.87	0.86	0.86	0.86	0.87	0.92	0.86
Ca	0.80	0.77	0.78	0.82	0.73	0.81	0.79	0.80	0.81	0.83	0.80	0.83
Na	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.05	0.05	0.06	0.09	0.05	0.02	0.06	0.06	0.06	0.07	0.02	0.04
Al ^{VI}	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.06	0.07
Wo	42.76	40.37	41.33	43.64	38.23	44.67	44.00	43.70	44.19	44.92	43.09	44.61
En	47.19	49.13	48.17	40.56	49.38	47.82	47.96	47.25	47.19	47.02	49.79	46.50
Fs	10.05	10.51	10.50	15.80	12.38	7.51	8.04	9.05	8.62	8.06	7.12	8.89
Mg#	0.83	0.83	0.82	0.74	0.82	0.87	0.86	0.84	0.85	0.86	0.88	0.84

ادامه جدول ۳-

Sample	K-21	K-01	K-02	K-03	K-04	K-09	K-10	K-12	K-13	K-15	K-53	K-54
SiO ₂	54.22	53.51	52.36	51.92	52.82	53.46	53.20	53.39	52.49	53.45	53.46	52.75
TiO ₂	0.99	0.80	0.88	1.33	0.98	0.97	0.89	0.94	0.91	0.75	0.86	0.77
Al ₂ O ₃	1.14	2.33	2.16	2.72	1.14	2.14	2.07	2.33	2.31	0.91	3.10	2.96
Cr ₂ O ₃	0.19	0.33	0.04	0.00	0.03	0.05	0.04	0.22	0.07	0.16	0.81	0.60
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	6.27	5.71	7.62	7.72	8.94	7.71	6.85	7.55	7.22	7.08	4.48	4.64
MnO	0.09	0.13	0.13	0.24	0.26	0.16	0.12	0.29	0.18	0.13	0.16	0.21
MgO	15.56	15.61	14.98	14.48	14.69	15.80	15.58	15.46	15.19	15.72	15.75	16.49
CaO	21.71	21.71	21.15	20.53	21.04	21.13	21.21	21.14	20.99	21.19	20.89	21.06
Na ₂ O	0.36	0.35	0.32	0.40	0.35	0.40	0.30	0.36	0.43	0.45	0.31	0.31
K ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00	0.03
NiO	0.04	0.13	0.08	0.06	0.08	0.02	0.13	0.02	0.13	0.07	0.08	0.09
V ₂ O ₃	0.15	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.04	0.00
F	0.12	0.06	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.06	0.00	0.06
Cl	0.00	0.02	0.06	0.03	0.00	0.05	0.03	0.03	0.07	0.03	0.03	0.02
Total	100.87	100.78	99.94	99.45	100.35	101.9	100.43	101.96	100.01	100.05	99.97	99.99
Si	1.98	1.98	1.96	1.96	1.96	1.96	1.98	1.96	1.97	1.97	1.95	1.93
Ti	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Al	0.05	0.10	0.09	0.11	0.05	0.09	0.09	0.10	0.10	0.04	0.13	0.13
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.19	0.18	0.19	0.24	0.28	0.22	0.21	0.19	0.21	0.20	0.14	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg	0.85	0.86	0.84	0.82	0.81	0.86	0.86	0.85	0.85	0.86	0.86	0.90
Ca	0.85	0.86	0.85	0.83	0.84	0.83	0.84	0.83	0.84	0.84	0.82	0.83
Na	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.02	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.07
Al ^{VI}	0.03	0.07	0.06	0.06	0.01	0.04	0.07	0.07	0.07	0.01	0.08	0.05
Wo	44.92	45.24	44.03	43.78	43.24	42.90	43.89	43.34	43.82	43.52	44.99	44.07
En	44.80	45.26	43.39	42.96	42.00	44.63	44.85	44.10	44.12	44.92	47.20	48.01
Fs	10.27	9.50	12.59	13.25	14.76	12.47	11.26	12.55	12.06	11.56	7.80	7.93
Mg#	0.82	0.83	0.82	0.77	0.75	0.80	0.80	0.82	0.80	0.82	0.86	0.86

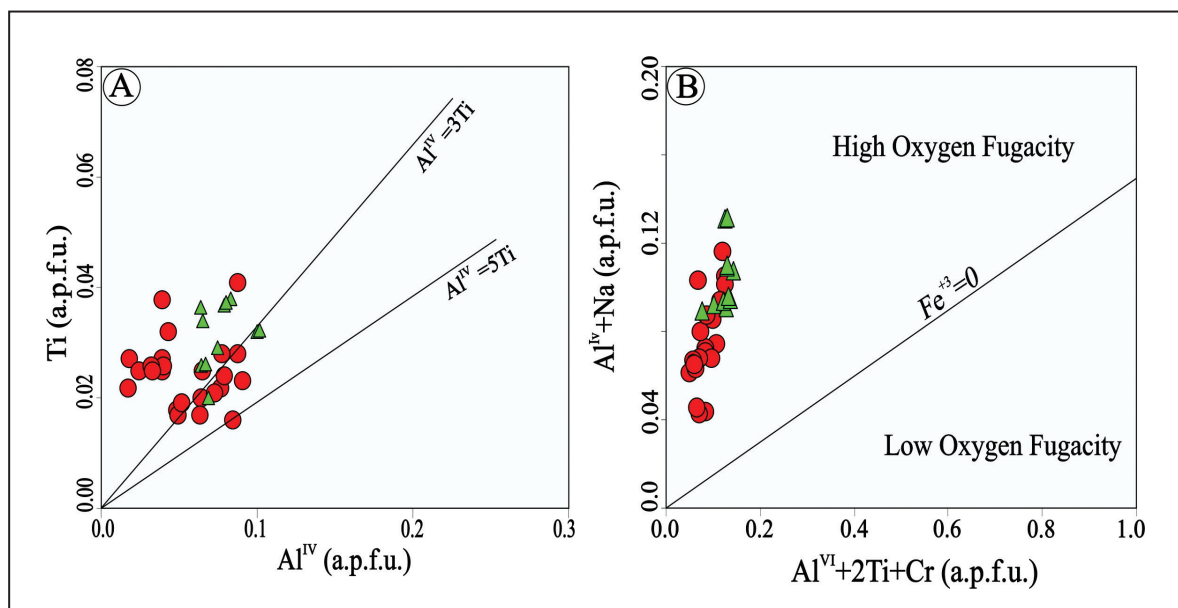
۶- ماهیت ماگمای مادر

سرشت ماگمای سازنده گابروها و دلریت‌های منطقه غالباً ماهیت تولیتی و کمتر ماهیت آلکالن را دارد. بر اساس نمودار تغییرات Ti در برابر Al^{IV} (Gamble and Taylor, 1980) مقدار Ti در ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن کم می‌باشد (شکل ۷- A)، این کمبود در سنگ‌های مافیک به متبلور شدن کانی‌های تیتان دار در ارتباط می‌باشد؛ تبلور کلینوپروکسن همزمان و همراه با کانی‌های کدرتیتان دار (نظیر ایلمنیت) باعث فقیر شدن کلینوپروکسن‌ها از عنصر تیتانیوم می‌شود (Nosova et al., 2002). وجود کانی‌های اسفن در اطراف کانی‌های کدر و اسفن لوکوکسن در بیشتر مقاطع دال بر وجود ایلمنیت است.

۷- فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن در کنترل فرآیندهای ماگمایی، توالی تبلور کانی‌ها (Moretti, 2005)، تغییر دمای لیکیدوس، ترکیب بلورها و ماگما تاثیرگذار است (France et al., 2010). مقدار Fe³⁺ در محیط‌های تشکیل سنگ‌ها بستگی به فشار بخشی اکسیژن و مقدار Al در جایگاه تتراندری و اکتاندری دارد (Otonello et al., 2001; Moretti, 2005). میزان Fe³⁺ در بیشتر نمونه‌ها صفر می‌باشد اما تعداد کمی نمونه‌ها از ۰/۱ تا ۰/۰۵ (a.p.f.u.) می‌باشد این تفاوت ایجاد شده در مقدار Fe³⁺ در نتیجه وضعیت‌های متفاوت اکسیداسیون ماگما بیان می‌شود (Canil and Fedortchouck, 2000; Aydin et al., 2008). فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های دارای کلینوپروکسن را با استفاده از نمودار مجموع Al^{IV}+Na+Al^{IV} در برابر 2Ti+Cr+Al^{IV} که خود تابعی از میزان Fe³⁺ پروکسن‌ها است، را می‌توان تخمین زد (Schweitzer et al., 1979). در این نمودار (شکل ۷- B) قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط Fe³⁺=0 و با فاصله زیاد از این خط نشان‌دهنده تبلور کلینوپروکسن‌ها در فوگاسیته اکسیژن بالا می‌باشد. حضور تیتانیت و اسفن لوکوکسن، همراه با مگنتیت و کوارتز نشان‌دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای مادر سنگ‌های است (Wones, 1989) که با مطالعات سنگ‌نگاری انطباق دارد.

عناصری مانند Al، Cr، Na، Ti و Si در ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها بیانگر ماهیت و جایگاه تکتونیکی تشکیل دهنده آنها می‌باشند (Leterrier et al., 1982; Sun and Bertrand, 1991). مقدار Ti و Al موجود در شبکه ساختاری پروکسن‌ها به میزان SiO₂ ماگمایی که از آن متبلور می‌شوند، بستگی دارد؛ میزان این عناصر از ماگمای ساب‌آلکالن به سمت ماگما‌های آلکالن و پرآلکالن افزایش می‌یابد (Lebas, 1962; Verhoogen, 1962; Tang et al., 2017). کلینوپروکسن‌های سنگ‌های منطقه حرجند میزان نسبتاً بالایی از SiO₂ (54.58-51.77% Wt) و مقدار Al₂O₃ در آنها تقریباً کم (0.8-3.79% Wt) می‌باشد که نشان‌دهنده این است که سنگ‌ها از ماگمایی که بیشتر ماهیت تولیتی فوق اشباع و کمتر آلکالن ایجاد شده‌اند. کلینوپروکسن‌های گابروها و دلریت‌ها دارای میزان بالای Si/Al (بترتیب ۴۹/۵۰-۱۹/۱۲، ۷۰/۸۷-۱۱/۸۸) است که نشان‌دهنده تبلور این کانی از ماگمای تولیتی فوق اشباع است (Wass, 1979; Aoki, 1964). ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌های موجود در گابروها و دلریت‌های منطقه حرجند در نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃ در محدوده سری ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۶- C). میزان Al در گابروها از ۰/۰۴ تا ۰/۱۵ و در دلریت‌ها از ۰/۱۰ تا ۰/۱۶ اتم در واحد فرمول متغیر است و مقدار Ti در گابروها و هم در دلریت از ۰/۰۲ تا ۰/۰۴ متغیر است. میزان Al و Ti هر دو با هم تغییر می‌کنند و هر دو با افزایش آهن افزایش می‌یابند. در نمودار Al در برابر Ti (شکل ۶- D) نمونه‌ها دو روند را نشان می‌دهند؛ به طوری که بیشتر نمونه‌ها روند پراکنده را نشان می‌دهند و برخی روند خطی و پرشیب را نشان می‌دهند. وجود روند خطی نسبتاً پرشیب تعداد کمی از نمونه‌ها نشان‌دهنده ماهیت آلکالن ماگمای تعداد کمی از نمونه‌ها است (Tracy and Robinson, 1977). از طرفی توزیع پراکنده اکثر نمونه‌ها در این نمودار (شکل ۶- D) بیانگر این است که ماگمای اولیه سازنده بیشتر نمونه‌ها ماهیت آلکالن ندارد. همچنین بر اساس نمودار TiO₂ بر حسب Al₂O₃ (شکل ۶- E) و نیز نمودار Ti در برابر Na+Ca (Leterrier et al., 1982) ترکیب شیمیایی پروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه، بیشتر در محدوده تولیتی و کمتر در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند. بنابراین



شکل ۷- A ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌های بر روی نمودار Al^{IV} در برابر Ti (Gamble and Taylor, 1980)؛ B تخمین فوگاسیته اکسیژن ماگما با استفاده از نمودار Al^{IV}+Na در برابر Al^{VI}+2Ti+Cr (Schweitzer et al., 1979).

۸- دما- فشارسنجی

از ترکیب شیمیایی پیروکسن ها می توان در تعیین شرایط ترمودینامیک تبلور آنها استفاده کرد. میزان Al کلاینوپروکسن ها یک مولفه حساس به دما و فشار است (Morimoto et al., 1988; Dal Negro et al., 1989; Zhang et al., 2018). از نسبت Al^{VI}/Al^{IV} به عنوان شاخص در پیروکسن ها می توان برای اندازه گیری فشار در محیط های پترولوژیکی مختلف به کار برد (Helz, 1973; Aoki and Shiba, 1973; Bondi et al., 2002). هر چه این نسبت زیادتر باشد، بیانگر این است که کلاینوپروکسن در فشار بالاتری متبلور شده است (Green and Ringwood, 1968; Wass, 1979). نسبت Al^{VI}/Al^{IV} در کلاینوپروکسن های مورد تجزیه بین ۰ تا ۴ متغیر است و در گستره کلاینوپروکسن های فشار پایین تا متوسط قرار می گیرند (Aoki and Shiba, 1973). در نمودار تغییرات Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Aoki and Shiba, 1973) کلاینوپروکسن ها از انواع آذرین و در فشار پایین تا متوسط پدید آمده اند (شکل ۸- A). بر پایه نمودار $Mg/Mg+Fe^{2+}$ در برابر Na (شکل ۸- B) کلاینوپروکسن در گابروها و دلریت های منطقه حرچند کرمان در فشار کمتر از ۷ کیلو بار متبلور شده اند. کلاینوپروکسن های که در فشار بالا متبلور می شوند دارای ($Mg\#>0.95$) و ($Cr_2O_3>0.8$) و ($Al^{VI}>1$) می باشند (Simonetti et al., 1996). کلاینوپروکسن ها مورد مطالعه با داشتن $Mg\#(0.74$ تا $0.88)$ میزان بسیار پایین Cr_2O_3 (۰ تا ۰/۸ درصد وزنی) و Al^{VI} کمتر از یک (۰ تا ۰/۰۷) از کلاینوپروکسن های فشار بالا متفاوت هستند.

برای دما و فشارسنجی پیروکسن ها از روش ترسیمی با مولفه های YPT و XPT ارائه شده توسط (Soesoo, 1997) استفاده شد:

$$XpT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$$

$$YpT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO + 0.235 MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$$

بر اساس این روش محدوده دمایی تبلور کلاینوپروکسن ها در گابروها و دایک های دلریتی مورد مطالعه بین ۱۱۴۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و فشار تبلور تا ۶ کیلو بار را نشان می دهد (شکل های ۸- C و D). بر اساس روش (Putirka et al., 1996) دماهای میانگین تعادل کلاینوپروکسن/مذاب $C^\circ 1174$ برای گابروها و $C^\circ 1173$ برای دایک های دلریتی منطقه بدست آمد. بر اساس روش (Putirka, 2008) در میانگین دمای تبلور $C^\circ 1152$ (گستره دمایی از ۱۱۳۳ تا ۱۱۸۶ سانتی گراد) و فشار ۲/۷ تا ۷ کیلو بار (میانگین ۵/۵ کیلو بار) کلاینوپروکسن های موجود در دلریت های و در میانگین دمای تبلور $C^\circ 1165$ (گستره دمایی از ۱۱۲۵ تا ۱۱۸۹ سانتی گراد) و فشار بین ۰/۴ تا ۷ کیلو بار (بیشتر نمونه ها گستره ۲ تا ۵ کیلو بار) کلاینوپروکسن های سنگ های گابروی متبلور شده اند که نتایج حاصل از دما و فشارسنجی در هر سه روش با هم تقریباً همخوانی خوبی نشان می دهند. دماهای محاسبه شده بر اساس روش های (Putirka et al., 1996) و (Putirka, 2008) بیانگر دمای تبلور بین ۱۱۲۷ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد برای دیویسید و اوزیت های منطقه با دمای یک مذاب بازالتی (بالتر از $C^\circ 1000$) سازگاری دارد. فشارسنجی بر پایه محاسبات، فشار کمتر از ۷ کیلو بار و توسط روش ترسیمی فشار تبلور تا ۶ کیلو بار برای نمونه های کلاینوپروکسن موجود در گابروها و دلریت های منطقه حرچند بدست آمد. وجود بافت افیتیک تا ساب افیتیک بین دو کانی اصلی کلاینوپروکسن

و پلاژیو کلاز بیانگر تبلور همزمان آنها در نقطه یوتکتیک (Vernon, 2004) بوده است، بنابراین فشار تبلور پلاژیو کلازها مشابه فشارهای تبلور کلاینوپروکسن ها می باشد.

با استفاده از توزیع Al در ساختار پیروکسن می توان درصد تقریبی آب ماگمای تشکیل دهنده و همچنین فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ های آذرین پیروکسن دار را تخمین زد (Helz, 1973). کلاینوپروکسن های با مقدار Al^{VI} بالا در فشار بالاتری نسبت به کلاینوپروکسن های با میزان Al^{IV} کمتر تشکیل شده اند (Foley and Venturelli, 1989). میزان Al^{IV} به تبعیت از افزایش میزان آب موجود در محیط تبلور کلاینوپروکسن ها کاهش می یابد (Green, 1972; Helz, 1973). بر اساس نمودار توزیع Al در جایگاه ترائردی و اکتائردی (Helz, 1973) کلاینوپروکسن های موجود در گابرو و دلریت های منطقه حرچند کرمان (شکل ۸- E)، میزان آب ماگمای تشکیل دهنده این سنگ ها هنگام تبلور کلاینوپروکسن متغیر و کمتر از ۱۰ درصد و فشار حدود ۵ کیلو بار (فشارهای تبلور کم) است. همچنین با توجه به وجود کانی آمفیبول در برخی نمونه ها، این میزان آب منطقی می باشد.

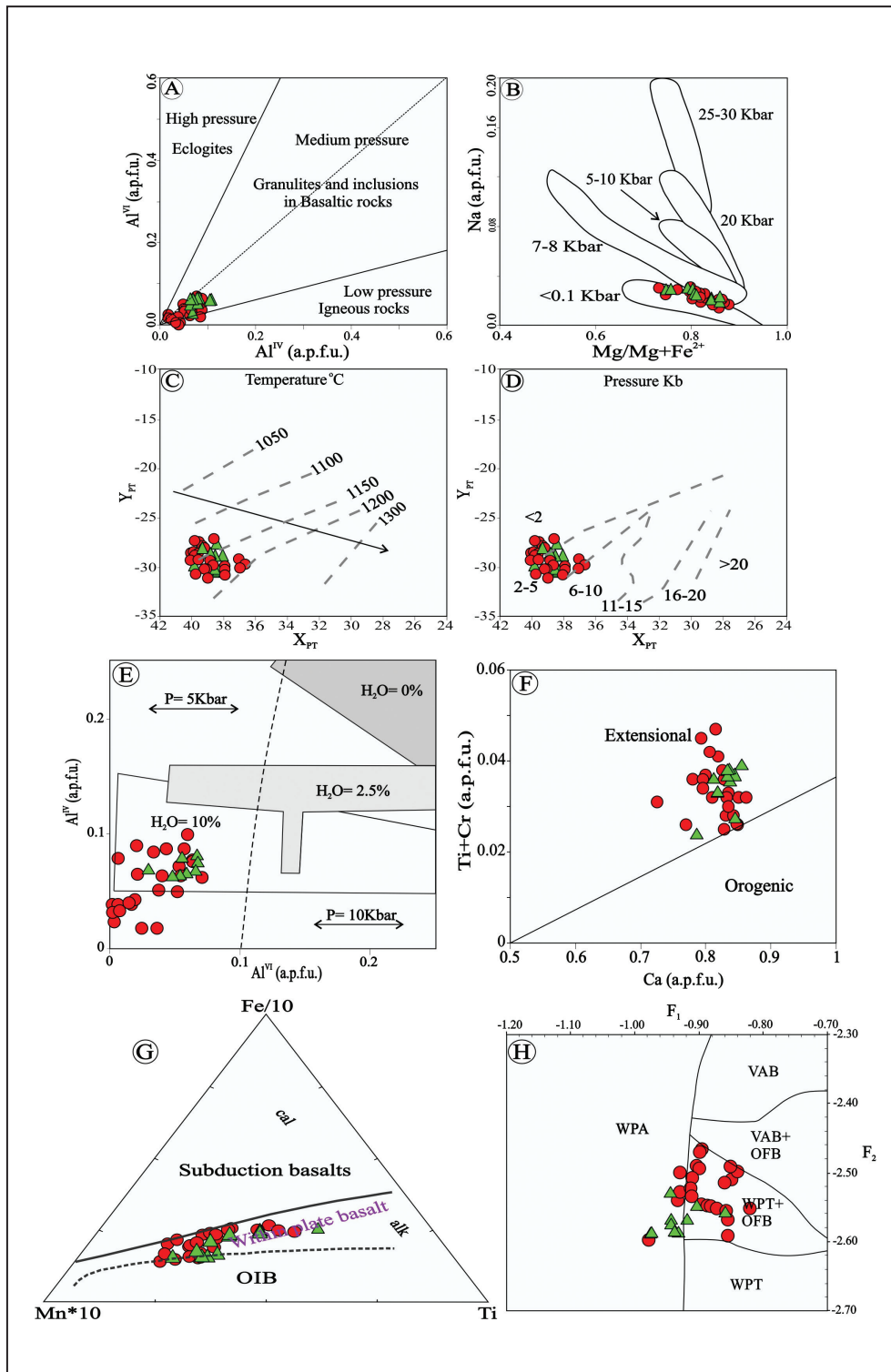
۹- جایگاه زمین ساختی

بر اساس نمودار تغییرات Ca در برابر Ti+Cr (Leterrier et al., 1982) (شکل ۸- F) داده های شیمیایی کلاینوپروکسن های گابروها و دایک های دلریتی منطقه مورد مطالعه به صورت متمایز در محدوده محیط تکتونیکی کششی قرار می گیرند. مقدار Ti در ترکیب شیمیایی کلاینوپروکسن میزان تهی شدگی منشا گوشته ای را نشان می دهد (Pearce and Norry, 1979) مقدار نسبتاً بالای Ti در کلاینوپروکسن موجود در گابروها و دایک های دلریتی منطقه حرچند نشان می دهد که از ماگمای اولیه با منشا گوشته ای ایجاد شده اند (Pearce and Norry, 1979; Saccani et al., 2013) و قبلاً تحت ذوب بخشی قرار نگرفته اند (Saccani et al., 2013). ترکیب شیمیایی کلاینوپروکسن ها در نمودار مثلثی Ti-Mn*10-Fe/10 (Aparicio, 2010) محیط زمین ساختی بازالت های درون صفحه ای را برای گابرو و دلریت های منطقه حرچند را نشان می دهد (شکل ۸- G). همچنین بر اساس محاسبه مولفه های F1، F2 و ترسیم نمودار دو مولفه (Nisbet and Pearce, 1977)، بیشتر نمونه ها در محدوده مشترک محیط های زمین ساختی تولیت بازالت های درون صفحه ای (WPT) و تعدادی از نمونه محیط تکتونیکی آلکالی بازالت های درون صفحه ای (WPA) را نشان می دهند (شکل ۸- H).

$$F1 = -(0.012 \times SiO_2) - (0.0807 \times TiO_2) + (0.0026 \times Al_2O_3) - (0.0012 \times FeO) - (0.0026 \times MnO) + (0.0087 \times MgO) - (0.0128 \times CaO) - (0.0419 \times Na_2O)$$

$$F2 = -(0.0469 \times SiO_2) - (0.0818 \times TiO_2) + (0.0212 \times Al_2O_3) - (0.0041 \times FeO) - (0.1435 \times MnO) + (0.0029 \times MgO) + (0.0085 \times CaO) + (0.016 \times Na_2O)$$

این نتایج با یافته های (Ghasempour et al., 2020) بر اساس داده های زمین شیمیایی سنگ کل این سنگ ها، مبنی بر ماگماتیسیم درون صفحه ای مرتبط با ریفت درون قاره ای همخوانی دارند. همچنین مطالعه شیمی کانی کلاینوپروکسن سنگ های گابروی گنبد نمکی دره بید در استان چهارمحال بختیاری (قابل قیاس با سری هرمز) نیز وجود رژیم کششی در پالنوزوئیک زیرین در پهنه زاگرس را نشان می دهد (آهنکوب و همکاران، ۱۳۹۱) بنابراین وجود محیط زمین ساختی یکسان در این زمان در ایران مرکزی و زاگرس را تایید می کنند.



شکل ۸- ترکیب پیروکسن‌ها بر روی: (A) نمودار AlVI-AlIV (Aoki and Shiba, 1973) (B) نمودار Mg# در برابر Na مقایسه با کلینوپیروکسن‌ها در فشارها متفاوت (محدوده‌های فشار بالا از Akinin et al., 2005 و محدوده‌های فشار پایین از Dobosi and Jenner, 1999) (C و D) دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها در گابروها و دلریت‌ها با استفاده از روش ترسیمی (Soesoo, 1997). (E) نمودار توزیع Al در موقعیت‌های تتراندردی و اکتاندردی (Helz, 1973) (F) نمودار تغییرات Ca در برابر Ti+Cr (Leterrier et al., 1982) (G) نمودار مثلثی Ti-Mn*10-Fe/10 (Aparicio, 2010) (H) تعیین محیط تکتونیکی با استفاده از نمودار نسبت F2 به F1 (Nisbet and Pearce, 1977).

۱۰- نتیجه گیری

تبلور کلینوپیروکسن متغیر و کمتر از ۱۰ درصد و در فشار کم تا متوسط ایجاد شده است. بررسی های زمین دما- فشارسنجی نشان می دهد کلینوپیروکسن ها موجود در هر دو گروه سنگی در گستره دمایی ۱۱۱۵ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۶ کیلوبار متبلور شده اند. شیمی کانی کلینوپیروکسن نشان می دهد که گابروها و دایک های دلریتی شمال خاور کرمان در محیط تکنونوماگمایی درون صفحه ای تشکیل شده اند. مشابه بودن ویژگی های صحرایی و شیمی کانی کلینوپیروکسن این سنگ ها با سنگ های گابرویی گنبد نمکی دره بید در استان چهارمحال و بختیاری بیانگر محیط زمین ساختی یکسان در پالئوزوئیک زیرین در دو پهنه ایران مرکزی و زاگرس می باشد.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از حمایت دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در به ثمر رساندن این پژوهش قدردانی می نمایند. همچنین نویسندگان از پروفیسور ناکاشیما جهت انجام آنالیزهای میکروپروب در دانشگاه یاماگانا در کشور ژاپن کمال تشکر و قدردانی را دارند.

مشاهدات صحرایی نشان می دهد واحد سنگ چینه ای سری دزو در منطقه حرجند کرمان یک مخلوط درهم و بهم ریخته ای که شامل بخش رسوبی متشکل از؛ سنگ های کربناتی، تبخیری (گچ)، ماسه سنگ و شیل است و بخش آذرین این واحد سنگ چینه ای را بیشتر گابروها و دایک های دلریتی تشکیل می دهند. گابروها به صورت توده های کوچک و بزرگ در مجاور و یا شناور در واحدهای رسوبی مشاهده می شوند. دایک های دلریتی نیز به درون واحدهای رسوبی این سری نفوذ کرده اند. از کانی های اصلی گابروها و دلریت های این سری می توان به کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز اشاره کرد. ترکیب پلاژیوکلازهای گابروها لابرادوریت و در نتیجه دگرسانی گرمایی پلاژیوکلاز در دلریت ها آلبیتی و در گابروها تبدیل به اولیگوکلاز شده است. کلینوپیروکسن موجود در گابروها و دایک های دلریتی در گستره کلینوپیروکسن های کلسیم-منیزیم-آهن دار قرار می گیرند و از نوع دیوپسید تا اوژیت است. بررسی ترکیب شیمیایی این کانی نشان می دهد که کلینوپیروکسن ها سرشت آذرین دارند. این کانی ها فاقد منطقه بندی بوده و از ماگمایی که اغلب ماهیت تولییتی و کمتر ماهیت آلکانل داشته ایجاد شده اند. توزیع Al در ساختار این کانی نشان دهنده میزان آب ماگمای در محیط

کتابنگاری

آهنکوب، م.، شبانان، ن.، داودیان، ع.ر. و مکی زاده، م.ع.، ۱۳۹۱- شیمی کانی کلینوپیروکسن در سنگ های گابرویی گنبد نمکی دره بید، چهارمحال و بختیاری، ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱، ص. ۱۵۳ تا ۱۶۸.

حاجی میرزاجان، ح.، ملک زاده سفارودی، آ.، همام، س. م. و حیدریان شهری، م. ر.، ۱۳۹۶- ژئوشیمی و خاستگاه کانسنگ مگنتیت- اسپیکولاریت آپاتیت دار کانسار آهن ده زمان، شمال شرقی زون تکنونیک کاشمر- کرمان، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۲۶.

References

- Aghanabati, A., 2004- Geology of Iran: Geological Survey of Iran.
- Akinin, V. V., Sobolev, A. V., Ntaflos, T. and Richter, W., 2005- Clinopyroxene megacrysts from Enmelen mela nephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150: 85–101. DOI: 10.1007/s00410-005-0007-x.
- Aoki, K. and Shiba, I., 1973- Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos* 6, pp. 41-50. DOI: 10.1016/0024-4937(73)90078-9.
- Aoki, K., 1964- Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 49: 1199–1223.
- Aparicio, A., 2010- Relationship between Clinopyroxene Composition and the Formation Environment of Volcanic Host Rocks. *The IUP Journal of Earth Sciences* 4, No.3.
- Aydin, F., Karsli, O. and Sadiklar, M, B., 2008- Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences* 18, pp. 163–186. DOI:10.3906/yer-0802-2.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Jankovics, M. É., Kerr, A. C., Kiss, B., Markl, G., Heincz, A. and Harangi, S., 2018- Insights into the evolution of an alkaline magmatic system: An in situ trace element study of clinopyroxenes from the Ditrău Alkaline Massif, Romania. *Lithos* 300, pp. 51–71. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.11.029.
- Berger, J., Femenias, O., Mercier, J. C. C. and Demaiffe, D., 2005- Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker, *Journal of Metamorphic Geology* 23, pp. 795–812. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2005.00610.x.
- Bondi, M., Morten, L., Nimis, P. L. and Tranne, C. A., 2002- Megacrysts and mafic-ultramafic xenolith-bearing ignimbrites from Sirwa Volcano, Morocco: Phase petrology and thermobarometry. *Mineralogy and Petrology* 75, pp. 203–221. DOI: 10.1007/s007100200024.
- Canil, D. and Fedortchouck, Y., 2000- Clinopyroxene-liquid partitioning for vanadium and the oxygen fugacity during formation of cratonic and oceanic mantle lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, pp. 26003–26016. DOI: 10.1029/2000JB900221.

- Cawthorn, R. G., 1994- Formation of chlor- and fluor-apatite in layered intrusions. *Mineralogical Magazine*, 58: 299–306. DOI: 10.1180/minmag.1994.058.391.12.
- Dachs, E. J. C., 2004- PET: petrological elementary tools for Mathematica: an update. *Geosciences* 30, pp. 173-182. DOI: 10.1007/s007100200024.
- Dachs, E., 1998- PET: petrological elementary tools for mathematica. *Computers and Geosciences* 24, pp. 219-235. DOI: 10.1016/S0098-3004(97)00141-6.
- Dal Negro, A., Molin, G. M., Salviulo, G., Secco, L., Cundari, A. and Piccirillo, E. M., 1989- Crystal chemistry of clinopyroxene and its petrogenetic significance: A new approach. *Atti dei Convegni Lincei, The lithosphere in Italy*, pp.271-295.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- *An Introduction to the Rock forming minerals*. 2nd edition, single chain silicates. Longman, London, 696 pp.
- Dobosi, G. and Jenner, G. A., 1999- Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nógrád volcanic province, North Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Lithos* 46, pp. 731–749. DOI: 10.1016/S0024-4937(98)00093-0.
- Driouch, Y., Béziat, D., Grégoire, M., Laguenini, F., Ben Abbou, M., Ntarmouchant, A., Roddaz, M., Dahire, M., Bennouna, A., Belkasm, M., Brusset, S. and Debat, P., 2010- Clinopyroxene trace element compositions of cumulate mafic rocks and basalts from the Hercynian Moroccan Central Meseta: petrogenetic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 56: 97–106. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2009.05.007.
- 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, pp. 431- 435. DOI: 10.1180/minmag.1987.051.361.10.
- Faramarzi, N. S., Amini, S., Schmitt, A. K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S. M. and Mortazavi, S. M., 2015- Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation. *Lithos* 236, pp. 203-211. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.08.017.
- Fettes, D. J., Desmons, J. and Árkai, P., 2007- *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*, Cambridge University Press, 244p.
- Foley, S. F. and Venturelli, G., 1989- High K₂O rocks with high MgO, High SiO₂ affinities in: Crawford, A. J., (ED.) *Boninites and Related Rocks*, Uniwinn Hyman London, pp. 72-88.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., 2010- A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189: 340-346. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2009.11.023.
- Gaetani, G. A. and Grove, T. L., 1993- Bryan WB The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature* 365: 332–334. DOI: 10.1038/365332a0.
- Gamble, R. P. and Taylor, L. A., 1980- Crystal/liquid partitioning augite: effects of cooling rate, *Earth and Planetary Science Letters* 47, 21-33. DOI: 10.1016/0012-821X(80)90100-4.
- Ghasempour, M. R., Davoudian, A. R., Shabanian, N., Moeinzadeh, H., 2018- Condition and nature of the fluid creating the hydrothermal alteration in the mafic rocks of the Horjand region of Kerman, the 4th National Geology and Mining Explorations Symposium, Institute of excellent Education of Kerman.
- Ghasempour, M. R., Davoudian, A. R., Shabanian, N., Moeinzadeh, H. and Nakashima, K., 2020- Geochemistry and mineral chemistry of gabbroic rocks from Horjand of Kerman province, Southeast of Iran: Implications for rifting along the northeastern margin of Gondwana. *Journal of Geodynamics*, 133, 101675. DOI: 10.1016/j.jog.2019.101675.
- Gilman, T., Feineman, M. and Fisher, D., 2009- The Chulitna terrane of south-central Alaska: A rifted volcanic arc caught between the Wrangellia composite terrane and the Mesozoic margin of North America. *Geological Society of America Bulletin* 121, pp. 979–991. DOI: 10.1130/B26400.1.
- Green, D. H. and Ringwood, A. E., 1968- The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth and Planetary Science Letters* 3, pp. 151-160. DOI: 10.1016/0012-821X(67)90027-1.
- Green, T. H., 1972- Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous condition, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 34, pp. 367-385. DOI: 10.1007/BF00373770.
- Guezal, J., Baghdadi, M. E. and Barakat, A., 2015- The Jurassic–Cretaceous volcanism of the Atlas of Beni-Mellal (Central High Atlas, Morocco): Evidence from clinopyroxene composition. *Arabian Journal of Geosciences* 8, pp. 977-986. DOI: 10.1007/s12517-013-1256-z.

- Helz, R. T., 1973- Phase relationships of basalts in their melting range at $PH_2O = 5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part I. Mafic Phases, *Journal of Petrology* 14, pp. 249-302. DOI: /10.1093/petrology/14.2.249.
- Kargin, A. V., Sazonova, L. V., Nosova, A. A. and Tretyachenko, V. V., 2016- Composition of garnet and clinopyroxene in peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: Evidence for mantle metasomatism associated with kimberlite melts. *Lithos* 262, pp. 442–455. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.07.015.
- Kil, Y., Shin, H. S., Oh, H. Y., Kim, J. S., Choi, M. S., Shin, H. J., and Park, C. S., 2011- In-situ trace element analysis of clinopyroxene on thin section by using LA-ICP-MS. *Geosciences Journal* 15, pp.177-183. DOI: 10.1007/s12303-011-0012-1.
- Kushiro, I., 1960- Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rock. *American journal of science*, 258: 548–554. DOI: 10.2475/ajs.258.8.548.
- Lebas, N. J., 1962- the role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: 267-288. DOI: 10.2475/ajs.260.4.267.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59:139-154. DOI: 10.1016/0012-821X(82)90122-4.
- Moretti, R., 2005- Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Annals of Geophysics* 48: 583-608. DOI: 10.4401/ag-3221.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Akoi, K. I. and Gottardi, G., 1988- Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52: 535-55
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A., 1977- Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63, pp. 149-160.
- Nosova, A. A., Sazonova, L. V., Narkisova, V. V. and Simakin, S. G., 2002- Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island arc in the Central Urals. *Geochemistry International* 40, pp. 219-232.
- Otonello, G., Moretti, R., Marini, L. and Zuccolini, M. V., 2001- Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: A thermochemical model. *Chemical Geology*, 174: 157-179. DOI: 10.1016/S0009-2541(00)00314-4
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, pp. 33–47. DOI: 10.1007/BF00375192.
- Pirajno, F., 2009- *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, Berlin.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. and Walker, D., 1996- Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 92–108. DOI: 10.1007/s004100050145.
- Putirka, K. D., 2008- Thermometers and Barometers for Volcanic Systems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, pp. 61-120. DOI: 10.2138/rmg.2008.69.3.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665. DOI: 10.2475/ajs.303.7.622.
- Sa'ad-alain, N., 2004- Systematic geochemical exploration in the sheet 1:100.000 of Horjand, Geological Survey of Iran, Tehran. (in Persian), 65P.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri, A., 2013- Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos* 162, pp. 264-278. DOI: 10.1016/j.lithos.2013.01.008
- Sahandi, M. R., 1995- Geological map of Horjond 1:100.000, No. 7450, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M. F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C. H. and Silva, J. B., 2010- Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17: 392-407. DOI: 10.1016/j.gr.2009.10.005
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and bence, A. E., 1979- Statitital analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64: 501-513. DOI: 10.1029/GL005i007p00573.
- Shu, S. Y., Yang, X. Y., Liu, L., Liu, W., Cao, J. Y. and Gao, E. G., 2018- Dual Geochemical Characteristics for the Basic Intrusions in the Yangtze Block, South China: New Evidence for the Breakup of Rodinia. *Minerals* 8, p. 288. DOI: 10.3390/min8060228.
- Simonetti, A., Shore, M. and Bell, K., 1996- Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda Evidence for magma mixing. *The Canadian Mineralogist* 34, pp. 411–421.
- Soesoo, A., 1997- A multivariate analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization P-T estimations. *Geological Society of Sweden*, 119: 55-60. DOI: 0.1080/11035899709546454.

- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52,7. PP. 1229-1258.
- Sun, C. M. and Bertrand, J., 1991- Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China): petrogenetic and geotectonic implications. *Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen* 71: 243-259.
- Tang, D. M., Qin, K. Z., Chen, B., Ma, Y. J., Guo, H. and Evans, N. J., 2017- Mineral chemistry and genesis of the Permian Cihai and Cinan magnetite deposits, Beishan, NW China. *Ore Geology Reviews* 86, 79–99. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.01.019
- Tracy, R. J. and Robinson, P., 1977- Zoned titanite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *American Mineralogist* 62: 634-645.
- Verhoogen, J., 1962- Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *American Journal of Science*, 260: 211–220. DOI: 10.2475/ajs.260.3.211
- Vernon, R. H., 2004- A practical guide to rock microstructure, Cambridge university press, pp.594. DOI: 10.2138/am.2005.449
- Wass, S. Y., 1979- Multiple origins of clinopyroxene in alkalic basaltic rock. *Lithos* 12, pp.115-132. DOI: 10.1016/0024-4937(79)90043-4
- Wones, R. D., 1989- Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74: 744-749.
- Zhang, Y. U., Yu, K. and Qian, H., 2018- LA-ICP-MS Analysis of Clinopyroxenes in Basaltic Pyroclastic Rocks from the Xisha Islands, Northwestern South China Sea. *minerals*, 8, 575. DOI: 10.3390/min8120575.
- Zhang, Z. C., Xiao, X. C., Wang, J. and Luo, Z., 2005- Mineral Chemistry of the Pulu Cenozoic volcanic rocks in the west Kunlun Mountains and its constraints on the magmatic processes. *Acta Mineral. Sin.*, 25: 237–248.
- Zhu, Y. and Ogasawara, Y., 2004- Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22: 517-527. DOI: 10.1016/S1367-9120(03)00091-9.

Geothermobarometry and tectonic setting of basic igneous rocks from the Horjand, NE Kerman

M. R. Ghasempour¹, N. Shabani^{2*}, A. R. Davoudian³ and H. Moeinzadeh⁴

¹Ph.D. Student, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

²Associate Professor, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

³Professor, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

⁴Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 2019 April 20

Accepted: 2019 August 06

Abstract

The Horjand area is located in northeast of Kerman in the Central Iran zone and the Kashmar-Kerman tectonic belt. In this area, gabbroic rocks and doleritic dykes are intruded into the sedimentary rocks of Desu Series with Infra-Cambrian age. The gabbros and doleritic dykes have relatively same composition. The main minerals are plagioclase and clinopyroxene. Their texture is medium to fine granular and ophitic to sub-ophitic. The plagioclase minerals of the rocks have labradorite composition (An₅₃₋₆₇), but as a result of saussuritization in gabbros and doleritic dykes, the plagioclase changed to oligoclase and albite composition, respectively. The mineral chemistry of clinopyroxenes display Mg-Ca-Fe type which are diopside and augite. The distribution of aluminum in clinopyroxenes structure show that the minerals were crystallized from a magma with water vapor pressure less than 10 percent. On the basis of the chemical characteristics of the clinopyroxenes, the magma source has predominantly had tholeiitic to minor alkaline affinities with a tectonic setting related to within plate environments. Geothermobarometry evaluations of the clinopyroxenes reveal that the mafic rocks were formed at temperatures of 1127-1200 °C and pressure less than 6 Kbar.

Keywords: Clinopyroxene, Gabbro, Doleritic dykes, Kerman, Horjand.

For Persian Version see pages 75 to 90

*Corresponding author: N. Shabani; E-mail: shabani.nahid@sku.ac.ir