

The Study of Petrogenesis of olivine gabbronorites from Cheshmeh-Ghassaban area (NW of Hamedan) by using chemistry of the minerals

Adel Saki ^{1*}, Mir Mohammad Miri ¹, Peyman Eskandarnia ¹
Mohsen Rezaei ¹ and Maryam Dorani ²

¹ Department of Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

² Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Abstract

The Cheshmeh-ghassaban area plutonic rocks are located in NW of the Hamedan city and is a part of the Alvand plutonic complex. These bodies intruded in the Hamedan phyllites in Mesozoic. They range in composition from olivine gabbronorite, hornblende gabbro to biotite gabbro together with some quartz-diorite and granodiorite. The olivine gabbrosnorites are composed of orthopyroxene, clinopyroxene, plagioclases and olivines with corona texture. Chemical analyses of the minerals show that the olivine forsterite contents range from 66 to 77 and increase toward the crystal cores. The olivines also were replaced with orthopyroxene and hornblende in their rims due to reaction with the surrounding melt and its associated fluids that formed the corona texture. The clinopyroxenes are of diopside type and orthopyroxene have pigeonite composition. Moreover, MgO and Cr₂O₃ contents of the clinopyroxenes indicate that the parent magma of the olivine gabbronorite was tholeiitic and formed in a subduction zone that endured rifting and asthenospheric magma upwelling. Geothermobarometry calculations based on proxene composition show 900 to 1200 oC and 7 to 10 kbar for this rock. Also, petrological and mineralogical properties of these rocks are similar to those of the ultramafic-mafic Alaskan type complexes that form above subduction zones. The results of the present study indicate the role of mantle-originated magmas in formation of the Alvand complex.

Key words: olivine gabbronorite, corona, chemistry of minerals, Cheshmeh Ghassaban, Alvand

* adel_saki@scu.ac.ir

بررسی سنگ‌زایی الیوین‌گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان (شمال‌باختری همدان) با بهره‌گیری از ترکیب شیمیایی کانی‌ها

عادل ساکی^{۱*}، میرمحمد میری^۱، پیمان اسکندرنیا^۱، محسن رضایی^۱ و مریم درانی^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

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

چکیده

سنگ‌های آذرین درونی چشمه قصابان در شمال‌باختری شهر همدان جای دارند و بخشی از مجموعه پلوتونیک الوند به‌شمار می‌رود. این توده‌ها در مزوزوییک درون فیلیت‌های همدان نفوذ کرده‌اند. ترکیب این نفوذی‌ها الیوین‌گابرونوریت، هورنبلندگابرو و بیوتیت‌گابرو، به‌همراه مقداری کوارتز دیوریت و گرانودیوریت است. الیوین‌گابرونوریت‌ها از ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین‌های دارای بافت کرونا ساخته شده‌اند. تجزیه‌های شیمیایی کانی‌ها نشان می‌دهند درصد فورستریت در الیوین‌ها برابر با ۷۱ تا ۷۷ است و به‌سوی مرکز بلورها افزایش می‌یابد. همچنین، در پی واکنش این الیوین‌ها با مذاب اطراف و سیال‌های مرتبط با آن، جایگزینی الیوین‌ها در حاشیه با ارتوپیروکسن و هورنبلند رخ داده که به صورت بافت کرونا دیده می‌شود. کلینوپیروکسن‌های این سنگ‌ها از نوع دیوپسید است و ارتوپیروکسن‌ها ترکیب پیژونیت دارند. افزون‌بر این، محتوای MgO و Cr₂O₃ در پیروکسن‌ها نشان می‌دهد ماگمای مادر الیوین‌گابرونوریت‌ها سرشت توله‌ایستی داشته و در پهنه‌ای فرورانشی پدید آمده است که دچار کافتی‌شدن و بالآمدن ماگماهای سست‌کراهی شده است. نتایج دما و فشارسنجی برپایه ترکیب شیمیایی کانی‌های پیروکسن نشان می‌دهند این سنگ‌ها در دمای ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۷ تا ۱۰ کیلوبار پدید آمده‌اند. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی این سنگ‌ها همانند کمپلکس‌های مافیک-الترامافیک تیپ آلاسکا هستند که در بالای پهنه‌های فرورانش پدید می‌آیند. یافته‌های این پژوهش نشان‌دهنده نقش ماگماهای با خاستگاه گوشته‌ای در پیدایش مجموعه پلوتونیک الوند است.

واژه‌های کلیدی: الیوین‌گابرو، کرونا، شیمی کانی‌ها، چشمه‌قصابان، الوند

مقدمه

شمال‌باختری شهر همدان) و در کیلومتر ۱۱ جاده

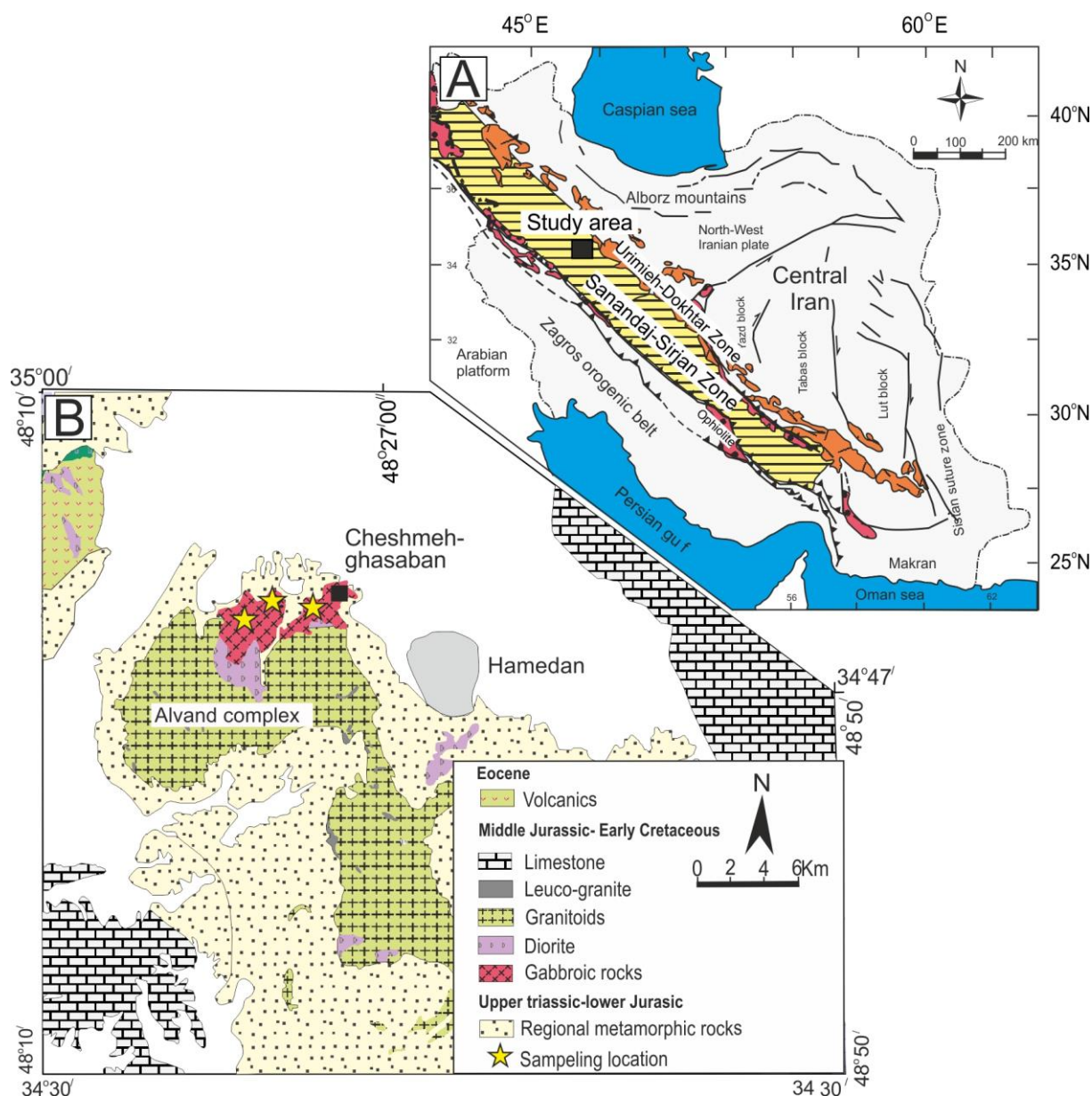
همدان- کرمانشاه جای دارد و در پهنه‌بندی ساختاری

منطقه بررسی شده در شمال‌خاوری باتولیت الوند (در

* adel_saki@scu.ac.ir

کرتاسه آغازین و هنگام فرورانش پوسته اقیانوسی
 نئوتتیس به زیر پوسته ایران جایگیر شده‌اند (Yang
et al., 2018).

ایران بخشی از پهنه سنج-سیرجان به‌شمار می‌رود
 (شکل ۱- A). این منطقه از مجموعه‌ای از سنگ‌های
 مافیک، حد واسط و فلسیک ساخته شده است که در



شکل ۱- جایگاه جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه چشمه قصابان در: (A) نقشه زمین‌شناسی ایران (برگرفته از Ghasemi و Talbot، ۲۰۰۶)؛ (B) نقشه منطقه همدان و برپایه نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ همدان (Eghlimi, 2001; Yang *et al.*, 2018)

مهم‌ترین این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند، فراوانی بالای
 از ارتوپروکسن و کلینوپروکسن به‌همراه الیون‌های با
 بافت کرونا و پلاژیوکلاز دارند. الیون از کانی‌های

سنگ‌های مافیک دربردارنده انواعی از سنگ‌های
 گابرویی (مانند: الیون گابرونوریت، هورنبلندگابرو،
 بیوتیت‌گابرو) هستند. الیون گابرونوریت‌ها که از

ماگمای سازنده الیوین‌گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان برپایه شیمی کانی‌های پیروکسن آنهاست.

زمین‌شناسی منطقه

پهنه آذرین - دگرگونی سنندج - سیرجان با راستای شمال‌باختری - جنوب‌خاوری، به ترتیب با درازا و پهنای نزدیک به ۱۵۰۰ و ۱۵۰ کیلومتر، از پهنه‌های مهم سازنده ایران به‌شمار می‌رود (شکل ۱- A). این پهنه یکی از سه روند موازی است که کوهزاد زاگرس را می‌سازند (Mohajjel *et al.*, 2003). این پهنه با دو گسل تبریز و نایین - بافت از ایران مرکزی (Ghazi and Moazzen, 2015) جدا می‌شود. در راستای جنوب‌باختری نیز با گسل اصلی زاگرس از ایران مرکزی جدا می‌شود. کوهزاد زاگرس پیامد فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه پسین - پالئوسن زیرین به زیر ورقه ایران مرکزی است (Berberian and King, 1981). پیامد این فرورانش برای پهنه سنندج - سیرجان رویداد فرایندهای دگرگونی و ماگماتیسیم بوده است (Mohajjel *et al.*, 2003). در رده‌بندی Eftekharnjad (۱۹۸۱)، پهنه سنندج - سیرجان در گلیپایگان به دو بخش شمالی و جنوبی با ویژگی‌های زیر رده‌بندی شده است:

۱- سنندج - سیرجان جنوبی که از سنگ‌های دگرریخت و دگرگون‌شده در تریاس میانی تا پایانی ساخته شده است؛

۲- سنندج - سیرجان شمالی که دگرریختی آن در ژوراسیک روی داده است. این پهنه توده‌های آذرین درونی بسیاری دارد که کمابیش ۳۰ درصد آنها رخنمون پیدا کرده‌اند. از شمال به جنوب، توده‌های آذرین شیدان - سیاه‌کوه سلماس، گوشچی، ارومیه، نقده - خلیفان - پاوه،

نخستین متبلور شده در سنگ‌های آذرین است که در دما و فشار بالا از ماگماهای مافیک (که از گوشته بالایی سرچشمه می‌گیرند) پدید می‌آید. این کانی دارای سری محلول جامد کامل میان فورستریت و فایالیت است (de Haas *et al.*, 2002, Sanfilippo *et al.*, 2014). پی‌بردن به فرایند رشد الیوین و رابطه آن با دیگر کانی‌ها اهمیت بالایی دارد و برپایه آن، به سازوکار رشد بلورها، تکامل ماگما و فرایندهایی که در آشیانه ماگمایی رخ می‌دهد پی برده می‌شود (Sanfilippo *et al.*, 2014). پیدایش بافت کرونا پیرامون الیوین‌ها نشان‌دهنده واکنش الیوین‌ها با مذاب دربرگیرنده، پیش از سرد شدن کامل و یا سیال‌های پدیدآمده از آن پس از سرد شدن بخش بزرگی از ماگماست. پژوهشگران برای بررسی شرایط دما و فشار (P-T) و شرایط تحکیم و تکامل ماگما پس از نفوذ به سنگ‌کره به بررسی بافت کرونا بسیار اهمیت می‌دهند (de Haas *et al.*, 2002). بافت کرونا و همچنین، دیگر بافت‌های پدیدآمده از واکنش ساب‌سالیدوس دربردارنده اطلاعاتی از شرایط دما و فشار هستند (Joanny *et al.*, 1991) از این‌رو، پی‌بردن به فرایند رشد الیوین و پیدایش بافت کرونا اهمیت بالایی دارد.

پیروکسن‌ها (به‌ویژه کلینوپیروکسن) نیز در شناخت جایگاه زمین‌شناسی و خاستگاه ماگما ارزشمند هستند. سنگ‌های منطقه چشمه قصابان پیش از این از دیدگاه سنگ‌شناسی بررسی شده‌اند (Sadeghian, 1999; Shahbazi *et al.*, 2010; Yang *et al.*, 2018)؛ اما ترکیب کانی‌شناسی آنها، به‌ویژه شرایط پیدایش بافت کرونا تاکنون مورد بررسی دقیق قرار نگرفته است.

هدف از بررسی پیش‌رو، تعیین ترکیب شیمیایی الیوین‌ها و بررسی چگونگی پیدایش بافت کرونای پیرامون آنها و نیز شناسایی خاستگاه

(Aliani *et al.*, 2012) در مرز گابروها (شکل ۲) نشان‌دهنده تأثیر ذوب‌بخشی در پیدایش آنها، در پی نفوذ ماگماهای مافیک داغ در شیست‌های منطقه است. منطقه‌بندی تقریبی از دیگر ویژگی‌های این سنگ‌ها به‌شمار می‌رود؛ به‌گونه‌ای که هورنبلند گابروها و بیوتیت گابروها در حاشیه جای دارند و به‌سوی بخش داخلی با الیون گابرونوریت‌ها جایگزین می‌شوند. هرچند این منطقه‌بندی همواره واضح نیست و در بیشتر موارد زیر رسوب‌های واریزه‌ای پنهان شده است. این منطقه‌بندی چه‌بسا نشانه تبلور مرحله‌ای این سنگ‌ها در یک آشیانه ماگمایی است (مانند: El-Rahman و همکاران، ۲۰۱۲).



شکل ۲- شواهد صحرایی از ارتباط سنگ‌های مافیک و فلیسیک منطقه چشمه قصابان (دید رو به شمال)

روش انجام پژوهش

برای بررسی کانی‌شناسی روی الیون گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان، هنگام بازدیدهای صحرایی انجام‌شده شمار ۵۰ نمونه از بخش‌های گوناگون این سنگ‌ها برداشت شد. پس از تهیه مقاطع نازک، این سنگ‌ها با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. از میان این نمونه‌ها شمار ۵ نمونه با کمترین میزان دگرسانی برای بررسی شیمی کانی‌ها برگزیده شد و برای انجام تجزیه شیمیایی به روش ریزکاو الکترونی به دانشگاه پوتسدام آلمان

پیرانشهر، مهاباد، بانه، شاهین‌دژ، سقز، تکاب، الموقولا، الوند، ملایر، بروجرد، الیگودرز و حسن‌ربات گلپایگان از مهم‌ترین این توده‌ها به‌شمار می‌روند (Sepahi, 2008).

مجموعه آذرین درونی (پلوتونیک) الوند دربردارنده انواعی از سنگ‌های گرانیتوئیدی (نوع S, I و A)، سنگ‌های حد واسط (مانند: دیوریت) و انواعی از سنگ‌های گابروبی است (Shahbazi *et al.*, 2010; Aliani *et al.*, 2012; Yang *et al.*, 2018).

سنگ‌های گابروبی کمپلکس الوند بیشتر در چشمه قصابان (بخش بررسی‌شده در این پژوهش که در شمال‌خاوری این کمپلکس جای دارد) و همچنین، در جنوب الوند (سرابی) (Sepahi *et al.*, 2013) رخنمون دارند.

برخی پژوهشگران (Shabazi *et al.*, 2010; Mahmoudi *et al.*, 2011; Yang *et al.*, 2018) توده آذرین الوند را سن‌سنجی کرده‌اند. در کل، آنها تزریق بخش‌های گوناگون این توده را از تریاس پسین تا کرتاسه آغازین دانسته‌اند. گابروهای منطقه چشمه قصابان نیز سن‌سنجی شده‌اند. Shabazi و همکاران (۲۰۱۰) سن هورنبلند گابروها را ۱۶۵ میلیون سال پیش به‌دست آورده‌اند؛ اما Yang و همکاران (۲۰۱۸) سن ۱۳۰ میلیون سال پیش را برای آنها برآورد کرده‌اند. از این رو، گمان می‌رود این سنگ‌ها همگی به یکباره تزریق نشده باشند. تزریق این توده‌ها درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (فلیت‌های همدان) رخداد ذوب‌بخشی و میگماتیت‌زایی و پیدایش گرانیت‌های نوع S را به‌دنبال داشته است (Saki *et al.*, 2012).

در منطقه چشمه قصابان نیز همبری گرانیتوئیدهای نوع S با گابروها به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۲). رویداد گرانیتوئیدهای نوع S

در پروفیل‌هایی از مرکز به سوی حاشیه تجزیه شد. همچنین، ارتوپیروکسن‌ها و آمفیبول‌های حاشیه‌ای نیز تجزیه شدند. افزون‌براین، کلینوپیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای زمینه سنگ نیز تجزیه شدند. سپس داده‌های به‌دست‌آمده تجزیه و تحلیل شدند. نتایج آنها در ادامه آورده می‌شوند.

فرستاده شد. نمونه‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل JEOL JXA-8200 در ولتاژ ۲۰ کیلوولت، باریکه جریان ۲۰ نانومتر، قطر باریکه‌ای برابر با ۱ میکرومتر و بیشینه زمان شمارش برابر با ۲۰ ثانیه تجزیه شدند (جدول ۱). برای بررسی تغییرات شیمیایی الیون‌های با بافت کرونا، شمار ۱۵ نقطه

جدول ۱- مقدار اکسیدهای اصلی و کاتیون آنها در کانی‌های سازنده الیون‌گابرونوریت‌های چشمه قصابان (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰): Ol: الیون؛ Opx: ارتوپیروکسن؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Amp: آمفیبول؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ نماد * نشان‌دهنده ارتوپیروکسن‌های بافت کروناست)

Mineral Type	Olivine						Orthopyroxene			
	rim	middle	core	rim	middle	core	Opx1	Opx2	Opx3*	Opx4*
SiO ₂	۳۷.۹۶	۳۸.۴۶	۳۸.۷۲	۳۷.۶۱	۳۷.۸۸	۳۸.۳۳	۵۳.۹۳	۵۳.۴۵	۵۵.۵۶	۵۶.۰۱
TiO ₂	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۲
Al ₂ O ₃	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۲۲	۰.۴۲	۰.۳۶	۰.۲۵
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۱۵.۸۹	۱۶.۸۱
FeO	۲۴.۷۰	۲۲.۲۲	۲۱.۴۵	۲۵.۸۹	۲۲.۲۸	۲۱.۱۶	۱۷.۷۹	۱۸.۲۶	۰.۴۳	۰.۴۴
MnO	۰.۳۲	۰.۳۳	۰.۲۷	۰.۳۵	۰.۳۱	۰.۳۰	۰.۴۸	۰.۵۲	۰.۰۱	۰.۰۳
MgO	۳۷.۶۹	۳۹.۵۷	۴۰.۳۳	۳۷.۱۸	۳۹.۱۵	۴۰.۲۰	۲۷.۹۳	۲۷.۳۰	۲۸.۵۲	۲۸.۳۴
CaO	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۲۶	۰.۱۴	۰.۴۳	۰.۳۲	۰.۱۱
Na ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰
K ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۲
Total	۱۰۰.۷۵	۱۰۰.۶۱	۱۰۰.۸۹	۱۰۱.۰۳	۹۹.۶۹	۱۰۰.۲۹	۱۰۰.۵۴	۱۰۰.۴۳	۱۰۱.۱۶	۱۰۲.۰۳
Oxygen No.	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۶	۶	۶	۶
Si	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۹	۱.۹۴	۱.۹۳	۱.۹۸	۱.۹۸
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۴۴	۰.۵۰
Fe ³⁺	۰.۵۴	۰.۴۸	۰.۴۶	۰.۵۷	۰.۴۹	۰.۴۶	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۰۴	۰.۰۳
Fe ²⁺	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۴۲	۰.۴۳	۰.۰۱	۰.۰۱
Mn	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۱.۴۷	۱.۵۲	۱.۵۴	۱.۴۵	۱.۵۲	۱.۵۵	۱.۵۰	۱.۴۷	۱.۵۲	۱.۵۰
Ca	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۰
Na	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Total	۳.۰۱	۳.۰۱	۳.۰۱	۳.۰۱	۳.۰۱	۳.۰۲	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۱	۴.۰۱

Forsterite	۷۲.۸۷	۷۵.۷۷	۷۶.۸۰	۷۱.۶۴	۷۵.۵۵	۷۶.۹۵				
Fayalite	۲۶.۷۸	۲۳.۸۷	۲۲.۹۱	۲۷.۹۸	۲۴.۱۱	۲۲.۷۲				
Tephroite	۰.۳۵	۰.۳۶	۰.۲۹	۰.۳۸	۰.۳۴	۰.۳۳				
Enstatite							۷۷.۸	۷۶.۸۲	۷۲.۸۳	۷۵.۱۷
Ferrosilite							۲۲.۲	۲۲.۰۹	۲۶.۹۵	۲۴.۲۱
Wollastonite							۰.۰۰	۱.۰۹	۰.۲۲	۰.۶۲

جدول ۱- ادامه

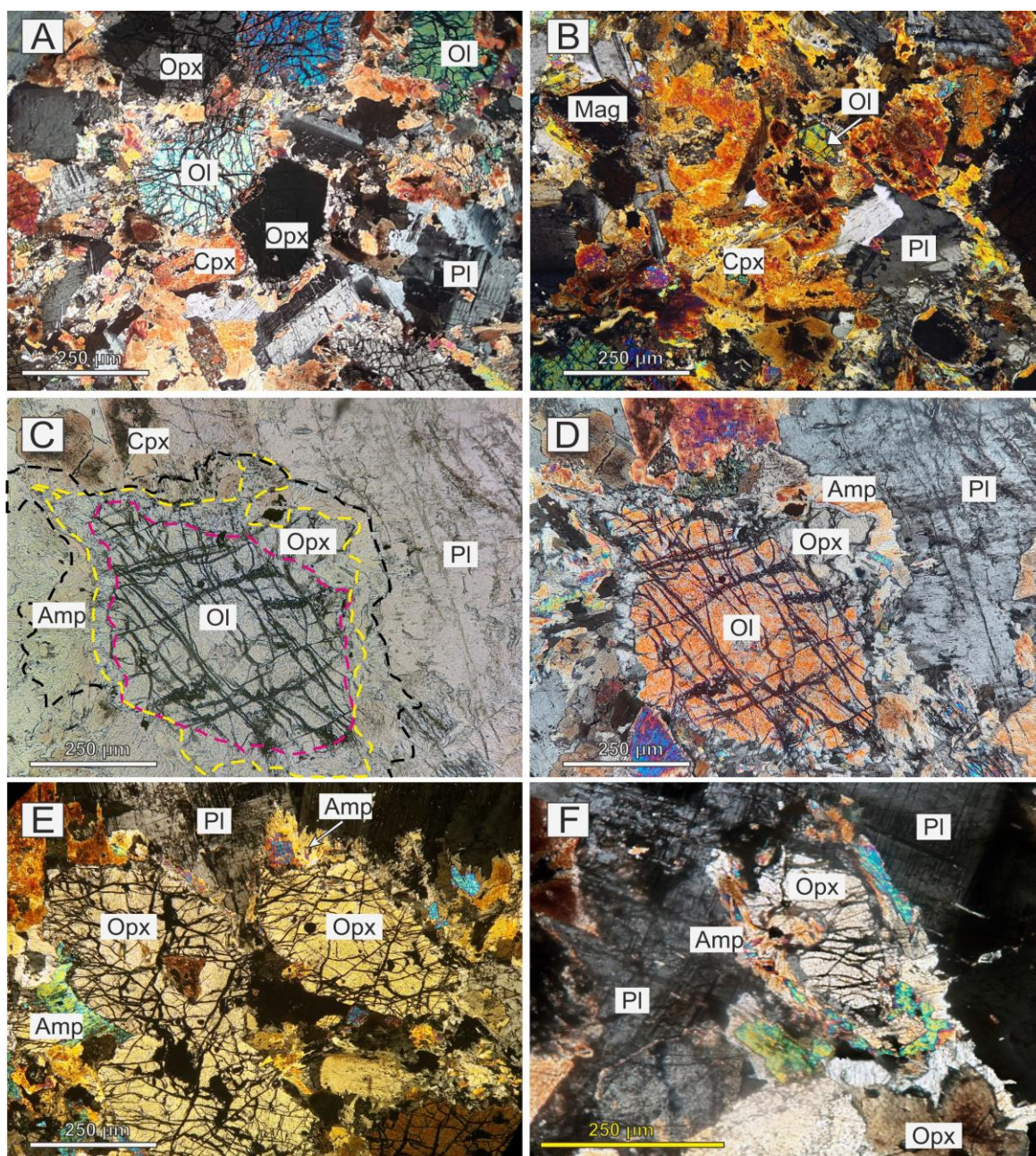
Mineral Type	Cpx			Pl			Amp *		
SiO ₂	۵۲.۱۵	۵۱.۴۲	۵۱.۸۶	۵۲.۶۳	۵۲.۸۵	۵۲.۷۰	۴۷.۲۲	۴۴.۳۷	۴۶.۵۹
TiO ₂	۰.۷۲	۰.۷۳	۰.۸۱	۰.۰۵	۰.۰۸۴	۰.۰۴	۲.۵۹	۲.۳۶	۲.۳۵
Al ₂ O ₃	۳.۳۶	۳.۵۶	۳.۴۳	۳۱.۸۳	۳۱.۵۴	۳۱.۴۵	۹.۰۴	۱۱.۱۰	۹.۱۷
FeO	۵.۴۶	۵.۱۴	۶.۹۶	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۰۵	۹.۲۳	۱۵.۲۷	۱۳.۶۸
MnO	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۲۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۳	۰.۲۱	۰.۱۹
Cr ₂ O ₃	۰.۶۸	۰.۶۴	۰.۴۵	-	-	-	-	-	-
MgO	۱۵.۵۳	۱۵.۷۵	۱۴.۸۴	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۵.۹۹	۱۱.۷۵	۱۳.۲۲
CaO	۲۲.۵۰	۲۲.۹۳	۲۲.۱۹	۱۳.۱۰	۱۲.۹۶	۱۲.۹۶۶	۱۱.۸۲	۱۱.۷۸	۱۱.۷۰
Na ₂ O	۰.۵۸	۰.۴۷	۰.۷۳	۳.۹۲	۳.۹۸	۴.۰۶	۲.۰۸	۱.۹۲	۲.۰۵
K ₂ O	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۲۴	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۵۷	۰.۹۰	۰.۵۷
Total	۱۰۱.۱۷	۱۰۰.۸۷	۱۰۱.۵۱	۱۰۱.۶۸	۱۰۱.۵۵	۱۰۱.۳۵	۹۸.۷۲	۹۹.۶۹	۹۹.۵۹
Oxygen No.	۶	۶	۶	۸	۸	۸	۲۳	۲۳	۲۳
Si	۱.۸۹	۱.۸۸	۱.۹۰	۹.۳۸	۹.۴۲	۹.۴۲	۶.۷۴	۶.۷۳	۶.۷۳
Ti	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۲۸	۰.۲۶	۰.۲۶
Al	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۵	۶.۶۸	۶.۶۳	۶.۶۳	۱.۵۲	۱.۸۹۷	۱.۵۷
Al ^{IV}	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۱۰	-	-	-	۱.۲۹۲	۱.۵۷	۱.۳۰۷
Al ^{VI}	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	-	-	-	۰.۲۲۳	۰.۳۳	۰.۲۴۶
Fe ²⁺	۰.۱۰	۰.۰۶	۰.۱۳۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۸۶۰	۱.۴۸۷	۱.۳۷۳
Fe ³⁺	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۸۵	-	-	-	۰.۳۳۷	۰.۳۶۴	۰.۳۷۰
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	-	-	-	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
Cr	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	-	-	-	-	-	-
Mg	۰.۸۴	۰.۸۵	۰.۸۱	-	-	-	۳.۴۰	۲.۸۵	۲.۵۶
Ca	۰.۸۸	۰.۸۹	۰.۸۷	۲.۵۰	۲.۴۸	۲.۴۸	۱.۸۱	۱.۸۱	۱.۸۴
Na	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۵	۱.۳۵	۱.۳۸	۱.۴۱	۰.۵۸	۰.۵۸	۰.۵۴
K	۰.۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۱۷
Total	۴.۰۲	۴.۰۳	۴.۰۳	۱۹.۹۶۹	۱۹.۹۴	۱۹.۹۷	۱۵.۵۵	۱۵.۵۷	۱۵.۶۵
Mg/(Mg+Fe ²⁺)							۰.۸	۰.۶۳	۰.۶۷
Y _{PT} *	۲۹.۹۹	۳۰.۰۴	۲۸.۹۷						
X _{PT} **	۳۸.۴۹	۳۸.۲۹	۳۸.۴۵						
۱۰۰*(□□/□□+□□)	۸۳.۵۲	۸۴.۵۲	۷۹.۱۶						
Enstatite	۴۴.۵۸	۴۴.۷۷	۴۲.۶۷						
Ferrosilite	۹.۰۱	۸.۴۰	۱۱.۴۸						
Wollastonite	۴۶.۴۱	۴۶.۸۲	۴۵.۸۵						
Albite				۳۵.۰۸	۳۵.۶۹	۳۶.۱۲			
Anorthite				۶۴.۷۸	۶۴.۲۱	۶۳.۶۰			
Orthoclase				۰.۱۴	۰.۱۰	۰.۲۹			

* X_{PT}= 0.446 SiO₂ + 0.187 TiO₂- 0.404 Al₂O₃ + 0.346 FeO_T- 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO- 0.446 Na₂O** Y_{PT}=- 0.369 SiO₂ + 0.535 TiO₂- 0.317 Al₂O₃ + 0.323 FeO_T+ 0.235 MnO- 0.۵۱۶ □□□- ۰.۱۶۷ □□□- ۰.۱۵۳ □□□

سنگ‌نگاری

بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌های گردآوری شده نشان می‌دهند کلینوپیروکسن (نزدیک به ۳۰ درصد حجمی)، ارتوپیروکسن (نزدیک به ۳۰ درصد حجمی)، الیوین (نزدیک به ۲۵ درصد حجمی)، و پلاژیوکلاز (نزدیک به ۱۰ درصد حجمی) از کانی‌های اصلی سازنده الیوین‌گابرونوریت‌ها هستند. آمفیبول، آپاتیت و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی آنها هستند که روی هم‌رفته کمتر از ۵ درصد حجمی

سنگ را دربر می‌گیرند. این سنگ از دانه‌های پیروکسن و الیوین کمابیش هم‌اندازه و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل ساخته شده‌اند که فضای میان آنها با پلاژیوکلاز پر شده است. بافت آنها در کل همانند بافت‌های کومولایی (انباشته‌ای) است (شکل ۳)؛ اما گاه در جایی که الیوین‌ها درشت‌تر هستند، بافت پورفرویدی نیز دیده می‌شود.



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از الیوین‌گابرونوریت‌های چشمه‌قصابان. (A، B) بافت بی‌شکل گرانولار تا نیمه‌شکل‌دار گرانولار ساخته‌شده از کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز. هم‌بعد بودن و شکل دانه‌ها شبیه به بافت‌های کومولایی است. جانشینی کلینوپیروکسن توسط مگنتیت در تصویر مشخص است؛ (C، D) بافت کرونا‌ی چندلایه پیرامون درشت‌بلور الیوین در کنار پلاژیوکلاز. نخستین لایه از ارتوپیروکسن ساخته شده است و سپس روی آن یک لایه آمفیبول پدید آمده است؛ (E، F) جانشینی درشت‌بلورهای ارتوپیروکسن‌ها با آمفیبول در حاشیه (همه تصویرها در XPL هستند، مگر تصویر C که در PPL است. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از: Evans و Whitney (۲۰۱۰) هستند: Amp: آمفیبول؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Ol: الیوین؛ Opx: ارتوپیروکسن؛ Pl: پلاژیوکلاز

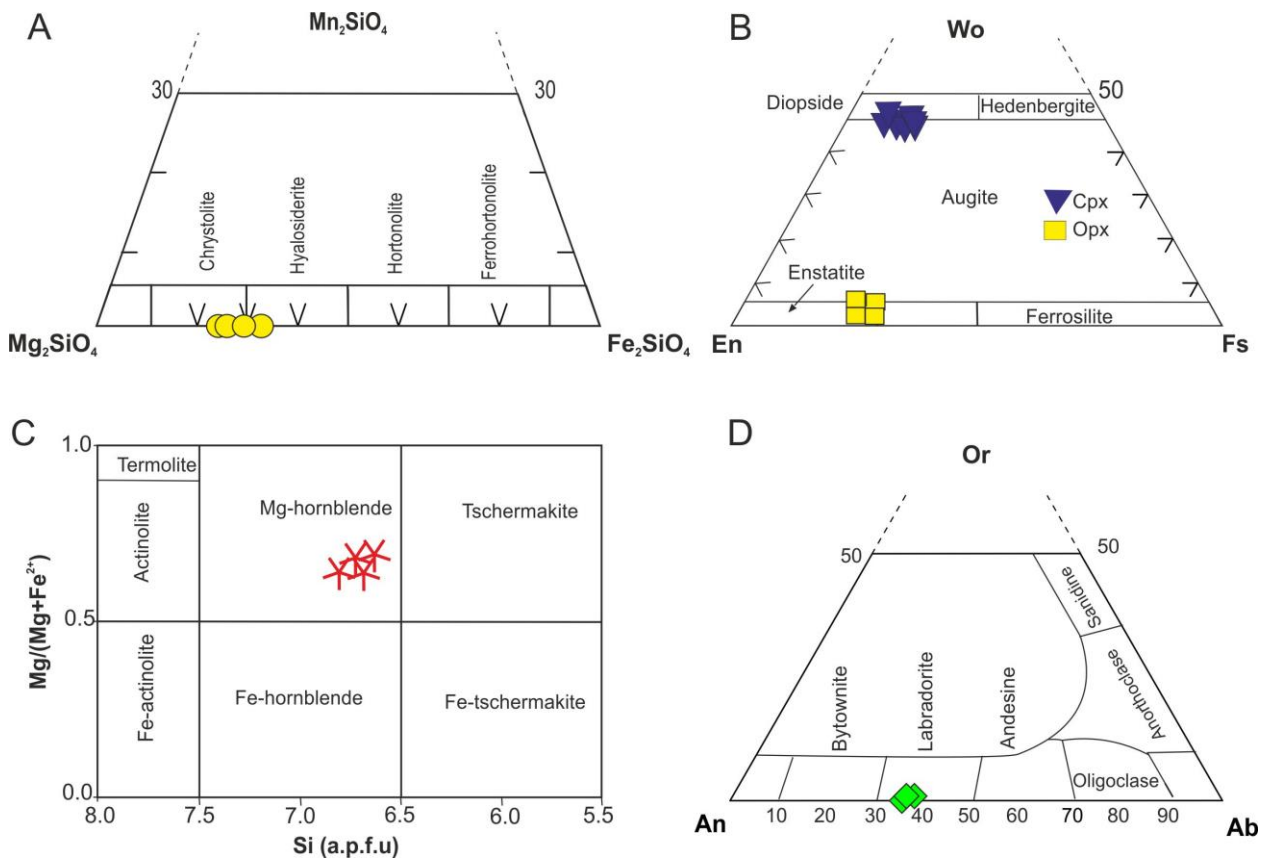
افزون براین، در سازنده پایانی سری محلول جامد سرشار از Mg (فورستريت) فلزهایی مانند Cr و Ni نیز به اندازه بسیار اندک (در حد ppm) جایگزین می‌شوند (King, 2009). داده‌های تجزیه شیمیایی الیون‌ها و مقدار سازنده‌های پایانی آنها در جدول ۱ آورده شده‌اند. فرمول ساختاری الیون‌ها بر پایه ۴ اتم اکسیژن به دست آورده شده است. فورستريت (X_{Fo}) آنها از ۷۱ تا ۷۷ درصد و فایالیت (X_{Fa}) آنها از ۲۲ تا ۲۸ درصد متغیر است. محتوای تفرویت کم است ($X_{Tp} = ۰/۳۵ - ۰/۲۹$)، زیرا مقدار منگنز در این نمونه‌ها کم است. بر پایه مقادیر سازنده‌های پایانی، همه نقاط تجزیه‌شده الیون‌ها در محدوده مرزی میان گونه کریزولیت و هیالوسیدریت جای دارند (شکل ۴ - A)؛ اگرچه پروفیل‌های شیمیایی تهیه شده از مرکز به حاشیه این الیون‌ها نشان دهنده غنی‌تر بودن مرکز بلورها از Mg نسبت حاشیه‌های آنهاست (شکل ۵). به گفته دیگر، به سوی مرکز بر مقدار فورستريت الیون‌ها افزوده می‌شود. این ویژگی نشان می‌دهد این الیون‌ها منطقه‌بندی شیمیایی عادی دارند. هسته‌ها در دماهای بیشتر پدید آمده و سرشار از منیزیم شده‌اند و در بخش‌های حاشیه‌ای که در دماهای کمتر پدید آمده‌اند، بر مقدار فایالیت افزوده می‌شود. البته X_{Fo} چه بسا در حضور پلاژیوکلاز دستخوش تغییر می‌شود؛ به گونه‌ای که الترامافیک‌های بی پلاژیوکلاز، الیون‌های با X_{Fo} ۸۵ تا ۸۷ درصد دارند. به هر روی، در پی انتشار سریع عنصرهای اصلی و فرعی آهن، منیزیم و نیکل، الیون‌های نفوذی‌های مافیک- الترامافیک زونینگ بسیار شدیدی نشان نمی‌دهند (Xing et al., 2017).

بافت کرونا دیگر بافت بسیار مهم و شاخص در پیرامون الیون‌ها و میان آنها با پلاژیوکلازهاست (شکل‌های ۳-C و ۳-D). در این بخش‌ها، الیون‌ها با حلقه‌ای از ارتوپروکسن دربر گرفته شده‌اند. ارتوپروکسن نیز در حاشیه بیرونی خود با آمفیبول‌هایی به رنگ سبز کمرنگ تا قهوه‌ای هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل‌های ۳-C و ۳-D). پیدایش این حلقه‌ها در پیرامون الیون‌ها از یک سو، نشان دهنده واکنش آن با مذاب و سیال‌های بجامانده از تبلور کانی‌های مافیک است و از سوی دیگر، واکنش میان الیون و پلاژیوکلاز برای پیدایش بافت کرونا را آشکار می‌سازد. افزون بر بافت کرونا، ارتوپروکسن‌ها در زمینه سنگ نیز یافت می‌شوند. این کانی‌ها بر پایه رنگ تداخلی سری اول به خوبی از الیون‌ها شناخته می‌شوند. در پیرامون ارتوپروکسن‌های زمینه نیز گاه حاشیه‌ای از آمفیبول به چشم می‌خورد (شکل‌های ۳-E و ۳-F). کلینوپروکسن به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و بی‌رنگ با رنگ تداخلی زرد و نارنجی سری دوم و خاموشی میانگین نزدیک به ۴۳ درجه در نمونه‌ها دیده می‌شوند. در نمونه‌ها دگرسان شده، کلینوپروکسن‌ها تا اندازه‌ای با آمفیبول جایگزین شده‌اند و از این رو، ویژگی‌های نوری آنها تحت تأثیر قرار گرفته است. پلاژیوکلاز نیز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار در این سنگ‌ها یافت می‌شوند و بیشتر آنها فضای میان دانه‌های الیون و پروکسن‌ها را پر می‌کنند (شکل‌های ۳-A و ۳-B). در برخی الیون‌ها فرایند ایدنگزیتی شدن دیده می‌شود. به باور Donaldson و Henderson (۱۹۹۸)، این فرایند در بخش‌هایی از الیون‌ها رخ می‌دهد که مقدار فایالیت آنها بیشتر از ۵۰ درصد باشد.

شیمی کانی

الیون

فرمول کلی الیون‌ها X_2SiO_4 است که در آن، Mn، Fe، Mg و Ca جایگزین X می‌شوند.

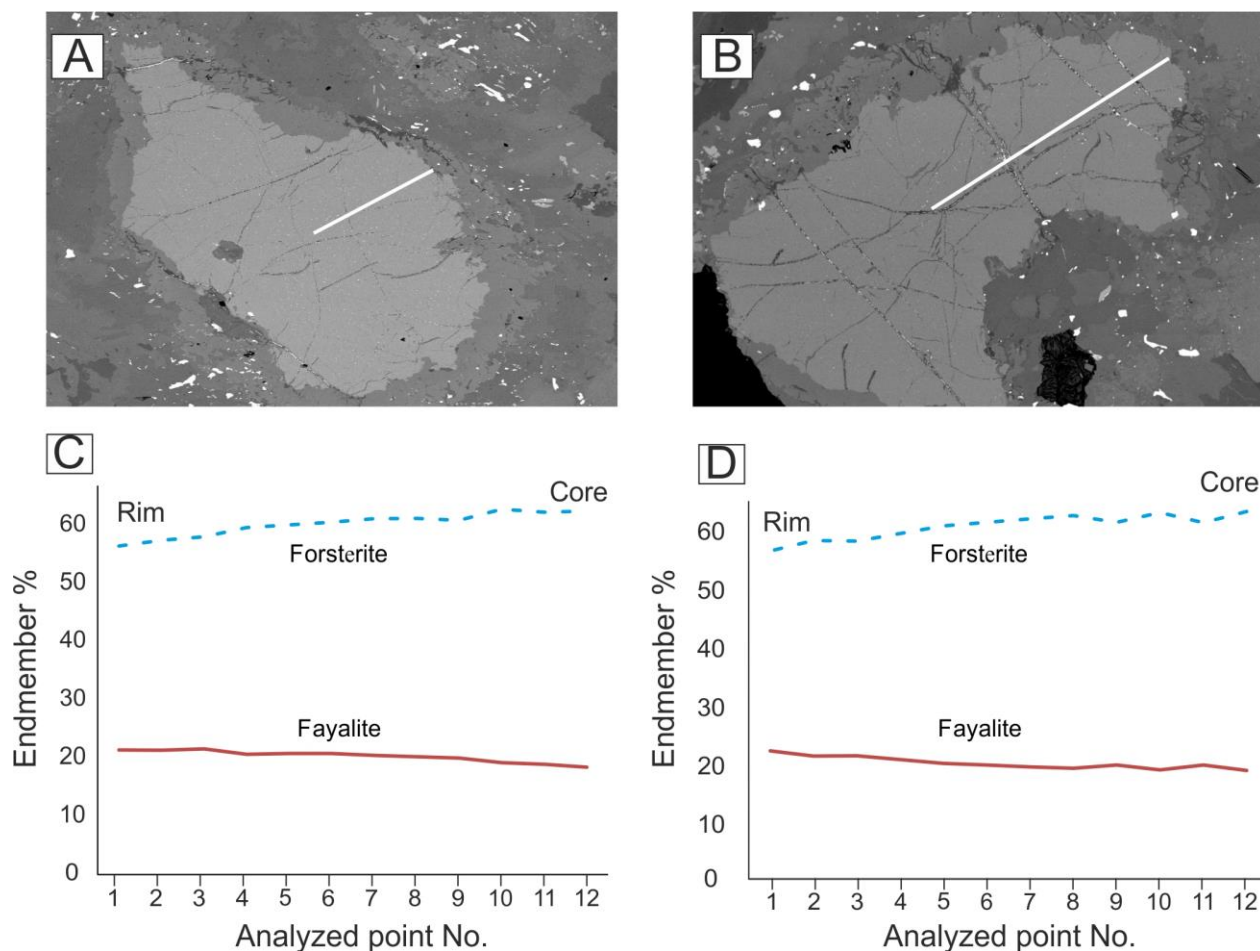


شکل ۴- ترکیب کانی‌های سازنده الیون‌گابرونوریت‌های چشمه قصابان همدان در نمودارهای رده‌بندی: (A) الیون‌ها (Cornelius and Deer et al., 1992)؛ (B) پیروکسن‌ها (Wo-En-Fs) (Morimoto, 1988)؛ (C) آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997)؛ (D) فلدسپارها (Cornelius, 1985)؛ (al., 1992)

پیروکسن‌ها

به ترتیب از ۴۷ تا ۷۱ و ۲۴ تا ۲۷ درصد تغییر می‌کند. از این‌رو، ترکیب این کانی‌ها در نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها در محدوده پیژونیت جای می‌گیرد (شکل ۵- B). همه کلینوپیروکسن‌های تجزیه‌شده از نوع کلسیک هستند و CaO آنها برابر با ۲۲ تا ۲۴ درصدوزنی است (جدول ۱). این کانی‌ها نیز محتوای منیزیم بالاتری نسبت به آهن دارند. مقدار سازنده‌های پایانی ولاستونیت، انستاتیت و فرووسیلیت آنها به ترتیب برابر با ۴۶ تا ۴۸، ۴۰ تا ۴۶ و ۵ تا ۱۱ درصد است و از این‌رو، در نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید جای می‌گیرند (شکل ۵- B).

داده‌های تجزیه شیمیایی پیروکسن‌ها و فرمول ساختاری به دست‌آمده آنها بر پایه ۶ اتم اکسیژن در جدول ۱ آورده شده‌اند. ارتوپیروکسن‌های تجزیه‌شده در بافت کرونا با نماد ستاره نمایش داده شده‌اند. ارتوپیروکسن‌های زمینه و کرونا گاه با یکدیگر تفاوت دارند. برای نمونه، ارتوپیروکسن‌های کرونا آلومینیم بیشتر و آهن کمتری نسبت به زمینه دارند؛ هرچند این ویژگی تأثیر چندانی روی محتوای سازنده‌های پایانی آنها ندارد (جدول ۱). میزان منیزیم در همه ارتوپیروکسن‌ها بیشتر از آهن آنهاست و محتوای سازنده پایانی انستاتیت و فرووسیلیت آنها



شکل ۵- (A، B) تصویر SEM از الیون با بافت کرونا در الیون گابرونوریت‌های منطقه چشمه قصابان (خط سفید رنگ مسیر تجزیه پروفیل را نشان می‌دهند)؛ (C، D) پروفیل‌های شیمیایی از مرکز به سوی حاشیه در الیون‌های بررسی شده

در نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها در محدوده منیزیوهورنبلند جای می‌گیرند (شکل ۴- D).

پلاژیوکلاز

ترکیب شیمیایی برخی پلاژیوکلازهای الیون گابرونوریت‌های چشمه قصابان و فرمول ساختاری آنها (بر پایه ۸ اتم اکسیژن) در جدول ۱ آورده شده است. پلاژیوکلازهای این منطقه ترکیب لابرادوریت دارند (شکل ۴- E) و در ترکیب شیمیایی این پلاژیوکلازها، مقدار CaO برابر با ۱۲/۹۶ تا ۱۳/۱۰ درصدوزنی، Na₂O برابر با ۳۱/۹۲ تا ۴/۰۶ درصدوزنی، Al₂O₃ برابر با ۳۱/۴۵ تا ۳۱/۸۳ درصدوزنی و K₂O برابر با ۰/۰۲۴ تا

آمفیبول

داده‌های تجزیه شیمیایی آمفیبول‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. همه آمفیبول‌های تجزیه شده در این پژوهش از بیرونی‌ترین بخش بافت کرونا برگزیده شده‌اند (شکل ۳- A). فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون به دست آمده و بهنجار شده است. داده‌های به دست آمده نشان می‌دهند مقدار Ca در جایگاه ساختاری B این آمفیبول‌ها بیشتر از ۱/۵ است و از این رو، در گروه آمفیبول‌های کلسیک به شمار می‌روند (Hawthorne and Oberti, 2007). از سوی دیگر، در این آمفیبول‌ها مقدار منیزیم از مقدار آهن فزونی دارد؛ از این رو،

(Mücke, 2003).

حضور همزمان هر دو نوع کرونا پیرامون الیون‌های منطقه چشمه قصابان نشان‌دهنده خاستگاه دوگانه این بافت است. به گفته دیگر، می‌توان این‌گونه در نظر گرفت که همه بخش‌های این کرونا به‌صورت یکباره پدید نیامده است. واکنش‌های جامد-مایع هنگام سرد شدن ماگماهای آبدار مهم‌ترین عامل برای پیدایش و گسترش بافت کرونا در سنگ‌های آذرین هستند (Claeson, 1998; Mücke, 2003; Helmy *et al.*, 2008). اگرچه برپایه بررسی‌های تجربی روی چگونگی پیدایش بافت کرونای الیون-ارتوپروکسن (Tsuchiyama, 1986)، حاشیه‌های واکنشی پیرامون الیون به‌سادگی و در مراحل عادی تبلور پدید نمی‌آیند؛ بلکه پیامد واکنش میان الیون و یک مذاب سیلیسی (فازهای نامتعادل) در پی رویداد آلودگی یا آمیختگی ماگمایی هستند. از سوی دیگر، مایعات آبدار، چه واکنش‌دهنده خوانده شوند و چه کاتالیزست، تأثیر مهمی در پیدایش این بافت دارند (Joesten, 2008; Helmy *et al.*, 1986). همان‌گونه که گفته شد، بررسی‌های سنگ‌نگاری، حضور الیون‌ها و ارتوپروکسن‌های کم‌ابیش هم‌اندازه را در الیون‌گابرونوریت منطقه چشمه قصابان آشکار می‌کند. این ویژگی نشانه بافت انباشته‌ای و تبلور آنها در یک آشیانه ماگمایی است. اما حضور بافت کرونای الیون-ارتوپروکسن نشان می‌دهد الیون‌ها پس از پیدایش دچار واکنش با مذابی سیلیسی و ناپایدار شده‌اند و از این‌رو، پیرامون آنها ارتوپروکسن پدید آمده است. با توجه به دمای بالای برآورده‌شده برای نمونه‌ها، نفوذ این مذاب درون توالی دگرگونی منطقه همدان به‌آسانی ذوب این سنگ‌ها را در پی داشته و مذابی گرانیته پدید

۴/۰ درصدوزنی است (جدول ۱). همچنین، درصد میزان آب با میزان آنورتیت رابطه مستقیم دارد؛ به‌گونه‌ای که هرچه میزان آب بیشتر باشد میزان آنورتیت افزایش می‌یابد (Zhang and Lutge, 2008).

بحث

الف- رخداد بافت کرونای الیون-ارتوپروکسن-هورنبلند

بافت کرونا در سنگ‌های دگرگونی و آذرین پدید می‌آید (Helmy *et al.*, 2008; Gallien *et al.*, 2012). در گذشته، بررسی‌های بسیاری روی خاستگاه بافت کرونای میان الیون و پروکسن در سنگ‌های آذرین انجام شده است که بررسی‌های Helmy و همکاران (۲۰۰۸) یکی از آنهاست. در کل، گسترش بافت کرونا به نبود تعادل شیمیایی میان فازهای همزیست نسبت داده می‌شود. واکنش‌دهنده‌ها دو فاز جامد (واکنش کانی-کانی) و یا یک فاز جامد و یک فاز مایع (واکنش جامد-مایع) هستند (Claeson, 1998). از دیرباز دو نظریه برای چگونگی رخداد این بافت پیشنهاد شده است:

- ۱- پیدایش در شرایط ساب‌سالوس که هنگام سرد شدن پس از تبلور روی می‌دهد (مانند: Herz, 1983; Mongkoltip and Ashworth, 1983);
- ۲- تبلور مستقیم از ماگما در پی واکنش با مذاب بجامانده (Joesten, 1986; Baltatzis, 1990; Skounakis, 1990).

کرونای پیرامون الیون‌ها به دو صورت دیده می‌شود:

- کرونای خشک (anhydrous) (ارتوپروکسن و کلینوپروکسن)؛
- کرونای آبدار (hydrous) (آمفیبول)

(Helmy et al., 2008):

واکنش ۲: پلاژیوکلاز + ارتوپروکسن + کلینوپروکسن + آب = آمفیبول

ماگماهای پهنه‌های فرورانشی معمولاً آبدار هستند و در آشیانه‌های ماگمایی در ژرفای گوناگون پوسته دچار جدایش بلورین (تبلور تفریقی) و ته‌نشینی کانی‌ها می‌شوند. طبیعتی است هنگام رویداد فرایند جدایش بلورین، بر میزان آب این ماگماها افزوده شود. این ویژگی رویداد واکنش‌هایی میان کانی‌های ته‌نشین شده و سیال‌های میان‌روزنه‌ای و پیدایش آمفیبول در سنگ‌های مافیک - الترامافیک را به دنبال دارد (Claesson and Meurer, 2004). در منطقه چشمه قصابان نیز افزایش آب در محیط رخداد واکنش ۱ و پیدایش لایه پایانی بافت کرونا در کنار پلاژیوکلازها را در پی داشته است. ترکیب منیزوهورنبلندی آمفیبول‌های این کرناها نشان‌دهنده تبلور آنها از یک مذاب است؛ زیرا هنگام دگرسانی پروکسن‌ها به آمفیبول، ترمولیت و اکتینولیت پدید می‌آیند (Fagan and Day, 1997).

ب- دما - فشارسنجی

در پروکسن‌ها، میزان آلومینیم به فشار تبلور وابستگی کامل دارد؛ به گونه‌ای که کلینوپروکسن‌های سرشار از آلومینیم در فشار کمتری در برابر کلینوپروکسن‌های تهی از آلومینیم پدید می‌آیند (Foley and Venturelli, 2000, Liu et al., 1989). از آنجایی که مقدار آلومینیم در کلینوپروکسن‌های بررسی شده از دیگر سنگ‌های آذرین متداول پوسته‌ای کمتر است، پس پروکسن‌ها در فشار بالاتری پدید

آورده (مانند: Saki et al., 2012) که مذاب مافیک را آلوده کرده است. این فرایند همچنین، محتوای آب مذاب مافیک را نیز افزایش داده و رویداد واکنش‌های دیگری را رقم زده است. گفتنی است واکنش میان الیون و پلاژیوکلاز کنار آن نیز چه‌بسا پیدایش بافت کرونا را به دنبال داشته است (Helmy et al., 2008):

واکنش ۱: الیون + پلاژیوکلاز = ارتوپروکسن + کلینوپروکسن + اسپینل

البته نبود کلینوپروکسن و اسپینل در بافت کرونای یادشده، رخداد این واکنش را تا اندازه بسیاری محدود می‌کند. تنوع کانی‌شناسی در بافت کرونا با شرایط فیزیکی و ترکیب واکنش‌دهنده‌ها کنترل می‌شود (Helmy et al., 2011; Tomilenko and Kovyazin, 2008). از سوی دیگر، در شرایط فشار بخار آب بالا، پایداری آمفیبول بسیار بیشتر از کلینوپروکسن است؛ اما کلینوپروکسن‌ها در دماهای بالاتری پایدار هستند. از این رو، پیدایش آمفیبول در مرحله پایانی گسترش بافت کرونای بررسی شده نشان‌دهنده افزایش فشار آب هنگام پیدایش این بافت است. نکته دیگری که در پیدایش آمفیبول باید به یاد داشت اینست که پیدایش آمفیبول به حضور آلومینیم کافی در محیط وابسته است؛ زیرا که محتوای آلومینیم این کانی بسیار بالاتر از پروکسن‌هاست. این لایه همواره در نقطه همبندی میان ارتوپروکسن و پلاژیوکلازها پدید آمده است (شکل ۳). به گفته دیگر، پلاژیوکلاز تامین‌کننده آلومینیم لازم برای پیدایش آمفیبول بوده است. واکنش ۲ چگونگی پیدایش آمفیبول از واکنش ارتوپروکسن و پلاژیوکلاز در حضور آب را توضیح می‌دهد

نمونه‌های بررسی‌شده نیز در همین گستره دمایی و فشاری جای دارند.

برای برآورد دمای تبلور الیوین‌گابرونوریت‌های چشمه قصابان، از روش جفت کانی کلینوپیروکسن- ارتوپیروکسن (Brey and Köhler, 1990) بهره گرفته شد:

$$T = \frac{23664 + (24.9 + 126.3 X_{Fe}^{Cpx}) P(\text{kbar})}{13.38 + (\ln KD)^2 + 11.59 X_{Fe}^{Opx}}$$

این روش به معیارهای دمایی، فشاری و ترکیبی وابستگی منظمی ندارد و از این‌رو، برای بازه گسترده‌ای از ترکیب‌های سنگی و با کمترین خطا کاربرد دارد. داده‌های به‌دست‌آمده از کاربرد این روش در جدول ۲ آورده شده‌اند.

جدول ۲- داده‌های به‌دست‌آمده از داماسنجی الیوین‌گابرونوریت‌های چشمه قصابان برپایه ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن (Brey and Köhler, 1990) (نماد * ارتوپیروکسن‌های کرونا را نشان می‌دهد)

Opx-Cpx pairs	Temperature (°C)
OPX- CPX	833.15
OPX- CPX	828.4
OPX- CPX	836.29
OPX*- CPX	876.41
OPX*- CPX	867.14
OPX*- CPX	867.52

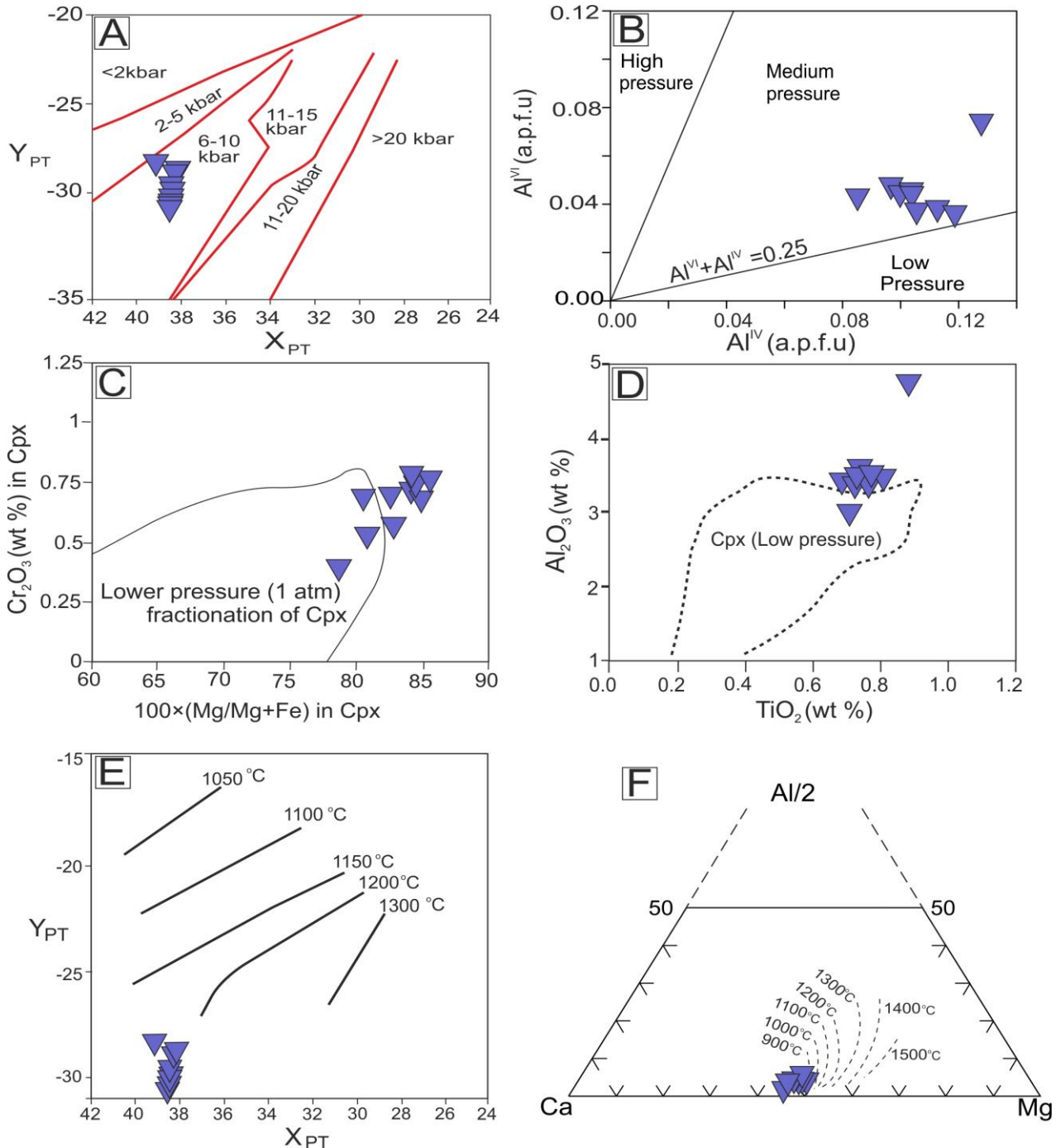
جفت کانی‌های به‌کاربرده‌شده در این محاسبه‌ها، دمای نزدیک به ۸۳۰ تا ۸۷۰ درجه سانتیگراد را برای الیوین‌گابرونوریت‌های چشمه قصابان نشان می‌دهند (جدول ۱). گفتنی است در محاسبه‌ها، ارتوپیروکسن‌های زمینه سنگ برگزیده شدند؛ زیرا به‌طور قطع هنگام فرایند تبلور و جایگیری حضور داشته‌اند. برپایه رابطه ۱، بالاترین

آمده‌اند (Zhu and Ogasawara, 2004). افزون‌براین، در ساختار پیروکسن‌ها، میزان فشار در جایگیری آلومینیم در جایگاه اکتائدری و تترائدری نقش مهمی دارد؛ بدین‌گونه که هرچه فشار در هنگام تبلور پیروکسن بالا باشد، میزان آلومینیم تترائدری در ساختار پیروکسن‌ها بیشتر می‌شود (Putirka et al., 2003). به‌گفته دیگر، بالابودن مقدار Al^{IV} در نمونه‌های سنگ میزبان نشان‌دهنده پیدایش این کلینوپیروکسن‌ها در فشار کم و دمای بالاست. همچنین، بالابودن مقدار Al^{VI} نشان‌دهنده پیدایش پیروکسن‌ها در فشار بالا و دمای کم است. از این‌رو، نسبت Al^{IV}/Al^{VI} در پیروکسن‌ها به‌عنوان فشارسنج به‌کار گرفته می‌شود (Aoki and Shiba, 1973). به‌کارگیری نمودار پیشنهادی Coltorti و همکاران (۲۰۰۷) که برپایه کاتیون‌های ۴ و ۶ آلومینیم کلینوپیروکسن پیشنهاد شده است (شکل ۶- B) نشان می‌دهد پیدایش کلینوپیروکسن‌ها در بازه فشار متوسط بوده است. برپایه شکل ۶- A، این فشار نزدیک به ۷-۱۰ کیلو بار بوده است. همچنین، فشارسنجی با به‌کارگیری دیگر نمودارها (شکل‌های ۶- C و ۶- D) نیز نشان‌دهنده پیدایش این الیوین‌گابرونوریت‌ها در فشار متوسط را نشان می‌دهد میزان کمابیش کم درصدوزنی Cr_2O_3 ، TiO_2 ، Al_2O_3 و کلینوپیروکسن‌هاست؛ زیرا کلینوپیروکسن‌هایی که در فشار بالا پدید می‌آیند مقدار بالایی از Cr_2O_3 ، TiO_2 ، Al_2O_3 دارند.

بافت کرونا در بازه دمایی ۹۵۶ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد و بازه فشاری ۱/۸-۴/۷ کیلو بار پدید می‌آید (Abdel Aziz and Hegazy, 2007).

نشان دهنده مرحله ساب‌سالوس هنگام سرد شدن ماگماست.

دما (۸۷۰ درجه سانتیگراد) نشان دهنده تبلور ارتوماگمایی و کمترین دما (۸۳۰ درجه سانتیگراد)



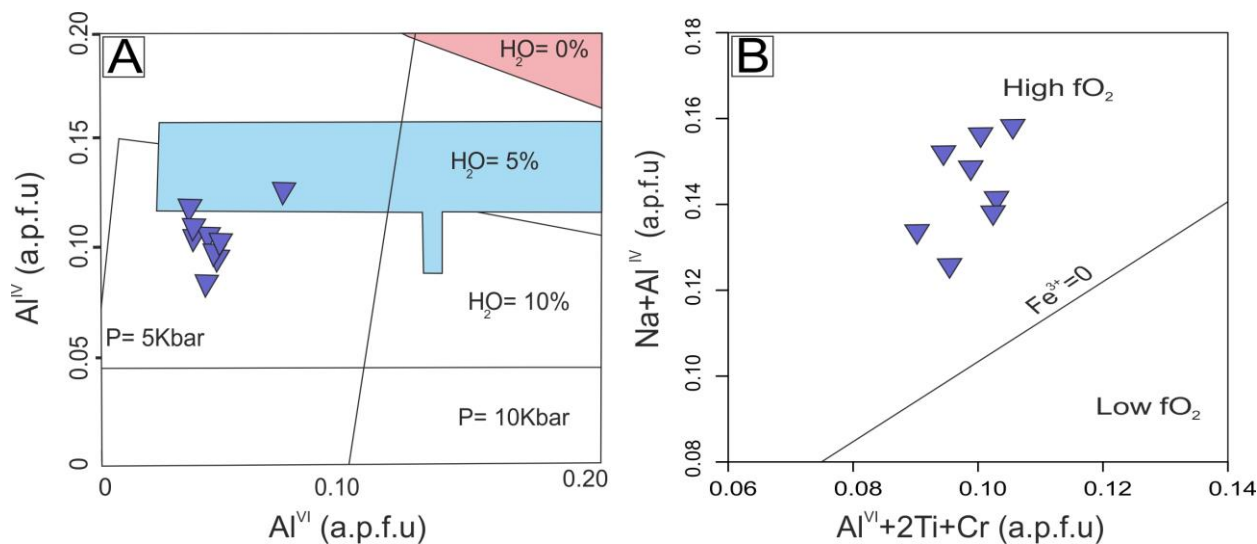
شکل ۶- بررسی فشار پیدایش بیوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در: (A) نمودار ارزیابی فشار توده‌های آذرین درونی (Soesoo, 1997); (B) نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} برای برآورد کلی فشار تبلور پیروکسن‌ها (Coltorti *et al.*, 2007); (C) نمودار فشارسنجی بر پایه درصدوزنی Cr_2O_3 در برابر $Mg\#$ (Elthon, 1987); (D) نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Elthon, 1987); (E) نمودار دماسنجی به روش Soesoo (۱۹۹۷); (F) نمودار سه‌تایی Ca-Mg-Al/2 برای برآورد دما (Nickel *et al.*, 1985)

توزیع آلومینیم در موقعیت‌های تتراندری و اکتاندری در کلینوپیروکسن‌ها، میزان آب ماگما برآورد می‌شود. همان‌گونه که شکل ۷- A نشان می‌دهد برپایه روشی پیشنهادی Helz (۱۹۷۳)، الیون‌گابرونوریت‌های چشمه‌قصابان محتوای آب بالایی دارند. میزان بالای آب این الیون‌گابرونوریت‌ها چه‌بسا پیامد آغستگی مذاب با رسوب‌ها هنگام جایگیری باشد. از سوی دیگر، حضور این مقدار آب، امکان پیدایش بافت کرونا‌ی الیون- ارتوپیروکسن- آمفیبول را فراهم کرده است. نمودار تغییرات $Na+Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (شکل ۷- B) نیز نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن ماگمای سازنده کلینوپیروکسن‌هاست. این ویژگی با محتوای بالای آب نیز سازگاری دارد.

نمودار X_{PT} در برابر Y_{PT} (شکل ۶- E) دمای بیشتری (نزدیک به ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد) را نشان می‌دهد؛ اگرچه نمودار سه‌تایی Ca-Mg-Al/2 (Nickel *et al.*, 1985) دماهای نزدیک به ۹۰۰ درجه سانتیگراد را برای این نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۶- F). از این‌رو، دمای تبلور و پیدایش این پیروکسن‌ها نزدیک به ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد (میانگین: ۱۰۰ درجه سانتیگراد) دانسته می‌شود. گفتنی است مقدار فشار و دمای برآوردشده در واقع، شرایط تبلور کانی‌های پیروکسن را نشان می‌دهد و برپایه به ویژگی‌های زمین‌ساختی منطقه (در ادامه به آن پرداخته شده است) این ماگماها چه‌بسا در چند مرحله و در ژرفای گوناگون سرد شده‌اند.

پ- برآورد محتوای آب ماگما

برپایه بررسی‌های Helz (۱۹۷۳)، با به‌کارگیری



شکل ۷- کاربرد ترکیب کانی کلینوپیروکسن الیون‌گابرونوریت‌های چشمه‌قصابان برای: (A) تخمین میزان آب (Helz, 1973)؛ (B) ارزیابی فوگاسیته اکسیژن (Schweitzer *et al.*, 1979)

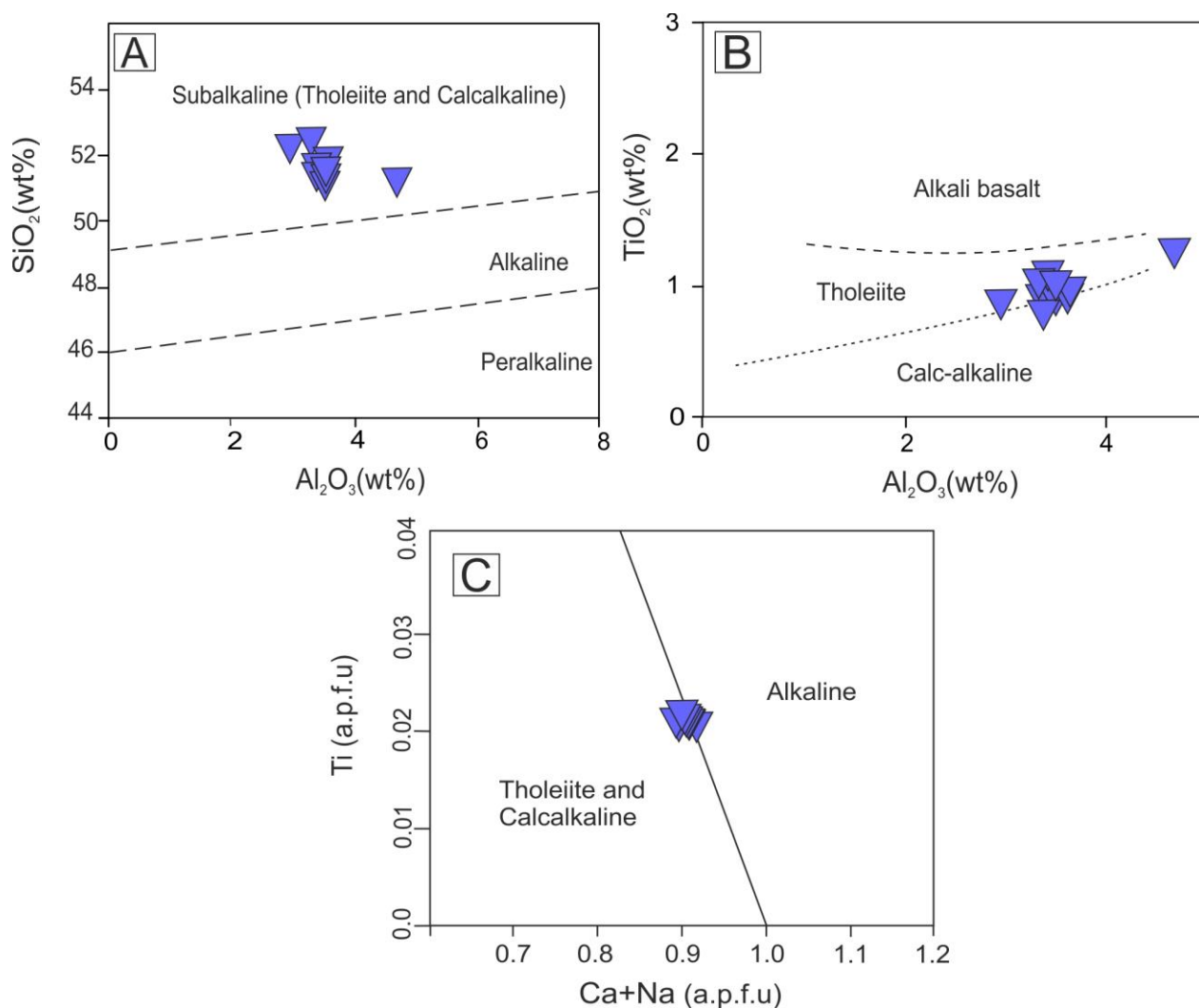
وابسته است. از این‌رو، شیمی این کانی اطلاعات ارزشمندی از خاستگاه ماگمای سازنده خود و شرایط فیزیکی- شیمیایی آن (مانند: دما، فشار

ت- شناسایی جایگاه زمین‌ساختی

شیمی پیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور

در برابر SiO_2 و TiO_2 ، کلینوپیروکسن‌ها از ماگمایی توله‌ایتی پدید آمده‌اند (شکل‌های ۸- A و ۸- B). همچنین، روی نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی Al_2O_3 در برابر TiO_2 (شکل ۹- A)، این کانی در محدوده مرزی میان ماگماهای مرتبط با فرورانش و ماگماهای درون‌صفحه‌ای جای می‌گیرد. این ویژگی در نمودار سه‌تایی $\text{Fe}/10\text{-Mn}\times 10\text{-Ti}$ (شکل ۹- B) نیز دیده می‌شود.

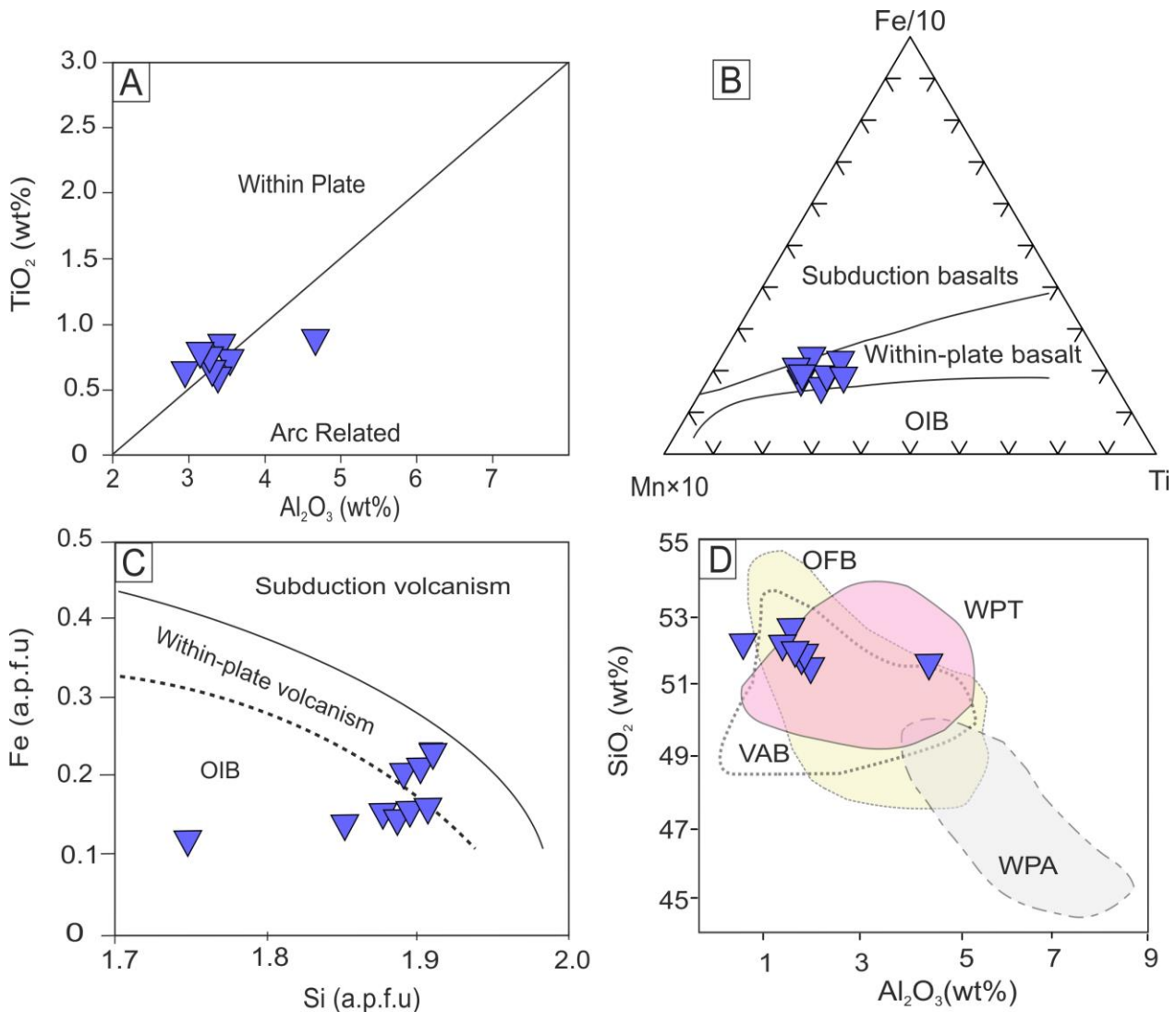
و فوگاسیته اکسیژن) در هنگام پیدایش به‌دست می‌دهد (Leterrier *et al.*, 1982). ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن برای شناسایی سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی به‌کار برده می‌شود (مانند Leterrier *et al.*, 1982; Müller *et al.*, 1992; Aparicio, 2010). برای این کار، ترکیب کلینوپیروکسن‌های تجزیه‌شده روی نمودارهای مربوطه در شکل‌های ۸ و ۹ رسم شده است. برپایه نمودارهای تغییرات Al_2O_3



شکل ۸- کاربرد شیمی پیروکسن‌های یوین‌گابرونوریت‌های چشمه قصابان در شناخت سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی روی: (A) نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 (Le Bas, 1962)؛ (B) نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Le Bas, 1962)؛ (C) نمودار $\text{Ca}+\text{Na}$ در برابر Ti (Leterrier *et al.*, 1982)

منطقه چشمه قصابان هم‌زمان ویژگی‌های ماگماهای جایگاه‌های فرورانشی و ریفتی را نمایش می‌دهند و از ماگمایی با خاستگاه دوگانه گوشته‌ای و پوسته فرورانده‌شده پدید آمده‌اند.

روی نمودار Si در برابر Fe نیز نمونه‌ها کمابیش به‌طور کامل در محدوده بازالت‌های درون‌صفحه‌ای تا بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی جای می‌گیرند (شکل ۹- C). از این‌رو، الیون‌گابرونوریت‌های



شکل ۹- A) ارتباط توده آذرین درونی چشمه قصابان با محیط کمانی (Müller *et al.*, 1992)؛ نمودار Ti-Mn*10-Fe/10 برای کلینوپیروکسن‌های توده آذرین درونی چشمه قصابان (Aparicio, 2010)؛ B) پهنه زمین‌ساختی توده آذرین درونی چشمه قصابان (Aparicio, 2010)؛ ارتباط الیون‌گابرونوریت‌های چشمه قصابان با محیط WPT در نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃ (Nisbet and Pearce, 1977)؛ D)

دانشته شده است (مانند: Shahbazi *et al.*, 2010; Aliani *et al.*, 2012; Yang *et al.*, 2018). از سوی دیگر، ماگماهای ریفتی از گوشته خاستگاه

پیدایش توده گرانیتوئیدی الوند پیامد فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران و تزریق توده‌های داغ در توالی دگرگونی منطقه و ذوب آنها

می‌گیرند و حضور آنها در پهنه فرورانش نیازمند رخداد کشش و نازک‌شدن پوسته در بخش‌های پشت کمان است (Taylor, 2013). از این رو، حضور الیوین‌گابرونوریت‌های با خاستگاه دوگانه در این محیط نشان می‌دهد ماگماهای گوشته‌ای در بخشی از تاریخچه فرورانشی در منطقه از راه نازک‌شدن پوسته و پیدایش کافت پشت کمانی به سطوح بالای پوسته نفوذ کرده‌اند. این ماگماهای داغ به‌آسانی سنگ‌های دگرگونی رسی منطقه را ذوب کرده، آنها را دچار آلابش کرده و محتوای آبشان را بالا برده‌اند. آلابش با دیگر ماگماهای پهنه فرورانش نیز تغییر ترکیب این ماگماها را به دنبال داشته است.

حضور گرانیتهای نوع A با سنی همانند سنگ‌های منطقه چشمه قصابان در مجموعه آذرین درونی آلموقولا (Amiri et al., 2017) با رخداد این کافت‌زایی همخوانی دارد. ماگماهای تیپ آلاسکا از ماگماهای مافیک-الترامافیک گوناگون مرتبط با فرورانش هستند که در ارتباط با محیط‌های پشت کمان و یا جلوی کمان پدید می‌آیند. توده آذرین درونی چشمه قصابان نیز به این نوع ماگماها شباهت‌هایی نشان می‌دهد؛ برای نمونه، داشتن بافت کرونای دوحلقه‌ای ارتوپیروکسن (داخلی)، آمفیبول (خارجی) و یا تنها کرونای آمفیبول به دور الیوین در الیوین گابروها (El-Rahman et al., 2012).

ارتوپیروکسن، الیوین، و پلاژیوکلاز است؛ الیوین‌های این سنگ‌ها بافت کرونای چندبخشی دارد که از ارتوپیروکسن پیژونیتی و هورنبلند ساخته شده است. از این رو، بافت آنها، بافت کرونای آبدار دانسته می‌شود؛ ارتوپیروکسن کرونایی در پی واکنش الیوین با مذاب سرشار از سیلیس، با پلاژیوکلاز کنار آن پدید آمده است. پیدایش آمفیبول نیز پیامد افزایش ماگما در پی آلابش دانسته می‌شود. این ویژگی واکنش میان ارتوپیروکسن و سیال و پیدایش هورنبلند را در پی داشته است. این جاننشینی در دیگر ارتوپیروکسن‌های زمینه سنگ نیز دیده می‌شود؛ ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های این سنگ‌ها نشان می‌دهد آنها از مذابی توله‌ایتی با محتوای آب متوسط پدید آمده‌اند که همزمان ویژگی‌های مذاب‌های جایگاه کافتی و فرورانشی را داشته است. از این رو و برپایه پیشینه زمین‌ساختی منطقه، به‌عنوان جایگاه فرورانش، پیدایش این ماگماها در ارتباط با پیدایش یک کافت پشت کمانی دانسته می‌شود.

نتایج به‌دست‌آمده از این پژوهش نشان‌دهنده تأثیر مذاب‌های گوشته‌ای در پیدایش بخشی از مجموعه آذرین درونی الوند است.

سپاس‌گزاری

هزینه‌های این پژوهش از محل پژوهانه شماره SCU.EG98.44295، ارائه‌شده توسط دانشگاه شهید چمران اهواز تامین شده است. نگارندگان مقاله از داوران مجله، سردبیر محترم جناب آقای پروفیسور ترابی و سرکار خانم دکتر شیردشت‌زاده که با پیشنهادهای خود موجب ارتقاء هرچه بیشتر این مقاله شده‌اند بسیار سپاسگزارند.

برداشت

برپایه مجموع بررسی‌های انجام‌شده در این پژوهش، یافته‌های زیر به‌دست آمده‌اند:

- ترکیب کانی‌شناسی الیوین‌گابرونوریت‌های چشمه قصابان در بردارنده کانی‌های کلینوپیروکسن،

منابع

- Abdel Aziz, M. Y. and Hegazy, H. (2007) Petrogenesis of corona textures in troctolite and olivine gabbro from El- Motaghirat area, Eastern desert, Egypt. The 5th International Conference on the Geology of Africa 1: 1- 9.
- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A. A. (2012) Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Geochemistry* 72(4): 363-383.
- Amiri, M. Ahmadi Khalaji, A., Tahmasbi, Z., Santos, J.F., Zarei Sahamieh, R. and Zamanian, H. (2017) Geochemistry, petrogenesis, and tectonic setting of the Almogholagh batholith in the Sanandaj–Sirjan zone, Western Iran. *Journal of African Earth* 134: 113-133.
- Aoki, K. I. and Shiba, I. (1973) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos* 6(1): 41-51 .
- Aparicio, A. (2010) Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks. *IUP Journal of Earth Sciences* 4(3): 1-11.
- Baltatzis, E. and Skounakis, S. (1990) Coronas in olivine-gabbros from Labanovo village, Northern Pindos, Greece. *Chemie der Erde* 50: 297-302 .
- Berberian, M. and King, G. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Brey, G. and Köhler, T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31(6): 1353-1378.
- Claeson, D. (1998) Coronas, reaction rims, symplectites and emplacement depth of the Rymmen gabbro, Transscandinavian Igneous Belt, southern Sweden. *Mineralogical Magazine* 62(6): 743-757.
- Claeson, D. T. and Meurer, W. P. (2004) Fractional crystallization of hydrous basaltic “arc-type” magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147(3): 288-304.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y. and Powell, W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos* 99(1-2): 68-84.
- Corneils, K. and Cornelius, S. H. (1985) *Manual of mineralogy*. John Wiley and Sons, New York.
- de Haas, G. J. L., Nijland, T. G., Valbracht, P. J., Maijer, C., Verschure, R. and Andersen, T. (2002) Magmatic versus metamorphic origin of olivine-plagioclase coronas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143(5): 537-550.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd edition, Longman Scientific & Technical, London, UK.
- Donaldson, C. and Henderson, C. (1988) A new interpretation of round embayments in quartz crystals. *Mineralogical magazine* 52(364): 27-33.
- Eftekharnjad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society* 82: 19-28 (in Persian).
- Eghlimi, B. (2001) Geological map of the Hamadan area, No: 5659: 100 000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- El-Rahman, Y.A., Helmy, H., Shibata, T., Yoshikawa, M., Arai, S. and Tamura, A. (2012) Mineral chemistry of the Neoproterozoic Alaskan-type Akarem Intrusion with special emphasis on amphibole: Implications for the pluton origin and evolution of subduction-related magma. *Lithos* 155: 410-425.

- Elthon, D. (1987) Petrology of gabbroic rocks from the Mid- Cayman Rise spreading center. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 92(B1): 658-682.
- Fagan, T. J. and Day, H. W. (1997) Formation of amphibole after clinopyroxene by dehydration reactions: Implications for pseudomorphic replacement and mass fluxes. *Geology* 25(5): 395-398.
- Foley, S. and Venturelli, G. (1989) High K₂O rocks with high MgO, high SiO₂ affinities. In: *Boninites and related rocks* (Ed. Crawford, A. J.) 72-88. Unwin Hyman, London, UK.
- Gallien, F., Mogessie, A., Hauzenberger, C., Bjerg, E., Delpino, S. and Castro de Machuca, B. (2012) On the origin of multi-layer coronas between olivine and plagioclase at the gabbro-granulite transition, Valle Fértil-La Huerta Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 30(3): 281-302.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 2: 683-693.
- Ghazi, J. M. and Moazzen, M. (2015) Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24(5): 513-528.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R. (2007) Classification of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 67: 55-88.
- Helmy, H., Yoshikawa, M., Shibata, T., Arai, S. and Tamura, A. (2008) Corona structure from arc mafic-ultramafic cumulates: The role and chemical characteristics of late-magmatic hydrous liquids. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 103(5): 333-344.
- Helz, R. T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O= 5 kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases. *Journal of Petrology* 14(2): 249-302.
- Herz, N. (1951) Petrology of the Baltimore gabbro, Maryland. *Geological Society of America Bulletin* 62(9): 979-1016.
- Joanny, V., van Roermund, H. and Lardeaux, J. M. (1991) The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer. *Geologische Rundschau* 80(2): 303-320.
- Joesten, R. (1986) The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolite gabbro from Risør, Norway. *Mineralogical Magazine* 50: 441-447.
- King, R. (2009) Olivine Group. *Geology Today* 25(5): 193-197.
- Le Bas, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260(4): 267-288.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D. and Krivovichev, V. G. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine* 61(405): 295-310.
- 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(1): 139-154.
- Liu, T. C., Chen, B. R. and Chen, C. H. (2000) Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan. *Journal of Asian Earth Science* 18: 519-531.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41, 238-249.

- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21(4): 397-412.
- Mongkoltip, P. and Ashworth, J. (1983) Quantitative estimation of an open-system symplectite-forming reaction: restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine. *Journal of Petrology* 24(4): 635-661.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* 39(1): 55-76.
- Mücke, A. (2003) Fayalite, pyroxene, amphibole, annite and their decay products in mafic clots within Younger Granites of Nigeria: Petrography, mineral chemistry and genetic implications. *Journal of African Earth Sciences* 36(1-2): 55-71.
- Müller, D., Rock, N. and Groves, D. (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46(4): 259-289.
- Nickel, K., Brey, G. and Kogarko, L. (1985) Orthopyroxene-clinopyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS): New experimental results and implications for two-pyroxene thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91(1): 44-53.
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(2): 149-160.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F. and Shaw, H. (2003) New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist* 88(10): 1042-1054.
- Sadeghian, M. (1999) Investigation of the petrology igneous and metamorphic rocks in cheshmeh ghassaban area in hamedan province. M.Sc. thesis, University Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Saki, A., Moazzen, M. and Baharifar, A. A. (2012) Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran. *International Geology Review* 54(11): 1229-1240.
- Schweitzer, E., Papike, J. and Bence, A. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist* 64: 501-513
- Sanfilippo, A., Tribuzio, R. and Tiepolo, M. (2014) Mantle–crust interactions in the oceanic lithosphere: Constraints from minor and trace elements in olivine. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 141: 423-439.
- Sepahi, A. A. (2008) Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 247(3): 295-312.
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT- estimations. *GFF* 119(1): 55-60.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39(6): 668-683.
- Taylor, B. (2013) Backarc basins: Tectonics and magmatism. Springer Science and Business Media, Berlin, Germany.
- Tomilenko, A. and Kovyazin, S. V. (2011) Development of corona textures around olivine in anorthosites of the Korosten' pluton, Ukrainian Shield: Mineralogy, geochemistry, and fluid inclusions. *Petrology* 16(1): 87-103.

- Tsuchiyama, A. (1986) Experimental study of olivine-melt reaction and its petrological implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29: 245-264
- Whitney, D. and Evans, B. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Xing, C. M., Wang, C. Y. and Tan, W. (2017) Disequilibrium growth of olivine in mafic magmas revealed by phosphorus zoning patterns of olivine from mafic-ultramafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters* 479: 108-119.
- Yang, T. N., Chen, J. L., Liang, M. J., Xin, D., Aghazadeh, M., Hou, Z. Q. and Zhang, H. R. (2018) Two plutonic complexes of the Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic belt record Jurassic to Early Cretaceous subduction of an old Neotethys beneath the Iran microplate. *Gondwana Research* 62: 246-268.
- Zhang, L. and Lutge, A. (2008) Aluminosilicate dissolution kinetics: a general stochastic model. *The Journal of Physical Chemistry B* 112(6): 1736-1742 .
- 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(5): 517-527.