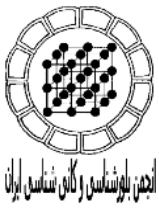
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۷، از صفحهٔ ۸۴۵ تا ۸۵۶



زمین دما- فشارسنجی و خاستگاه گابروهای منطقه جغین جنوب شرقی شهرستان رودان، استان هرمزگان

غلامرضا قدمی*،حبیب عبادی، جابر جمال پور

گروه زمین شناسی، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، بندرعباس

(دریافت مقاله: ۹۶/۷/۱۵، نسخه نهایی: ۹۶/۱۲/۱۶)

چکیده: سنگ‌های افیولیتی جغین، در شرق استان هرمزگان و جنوب شرقی شهرستان رودان در راستای پهنه مکران واقع هستند. در بررسی‌های سنگ‌شناسی این منطقه، توده‌های فرابازی چون دونیت و هارزبورژیت و توده‌های بازی شامل گابرونوریت و بازالت شناسایی شده‌اند. بر اساس بررسی شیمی کانی‌ها، ترکیب پیروکسن‌های سنگ‌های بازی (گابرونوریت) منطقه بیشتر از نوع آهن و منیزیوم‌دار و فقیر ازسدیم بوده،که شامل کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسیدی و گاهی نیز اوژیت است و همچنین ارتوپیروکسن‌ها بیشتر با ترکیب برونزیتی هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های گابرونوریتی نیز به دونوع با سدیم بالا و کلسیم متوسط تقسیم می‌شوند که بیشتر ترکیبی بین آلبیت تا بیتونیت دارند. با توجه به دماسنجی این توده‌ها و استفاده از روش دو پیروکسن دمای تشکیل این توده‌ها حدود ۸۰۰-۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین گردید و همچنین در این بین با استفاده از روش فشارسنجی توزیع آلومنیوم در پیروکسن-ها فشار حاکم بر تشکیل کلینوپیروکسن‌ها نیز حدود ۶-۱۲ کیلوبار برآورد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: *پلاژیوکلاز؛ پیروکسن؛ گابرونوریت؛ دونیت؛ توده‌های بازی؛ جغین؛ پهنه مکران.*

مقدمه

مکران شامل کوه‌های شرقی – غربی است که از سواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان دنباله دارد. مرز غربی این کوه‌ها توسط خط عمان (گسل میناب) از پهنه برخوردی زاگرس جدا می‌شود و در شرق پس از گذر از بلوچستان پاکستان تا محور لاس بلا (Las Bela) ادامه می‌یابد. در امتداد محور لاس بلا، گسل‌های چپگرد چمن (Fault Chaman) و (اُرناچ نال Ornach Nal) معرف یک پهنه ترادیسی بین پهنه فرورانش مکران و پهنه برخوردی هند – اوراسیاست. از دیدگاه زمین شناسی، پهنه مکران یک زمین‌درز کهن است که به چهره یک منشور برافزایشی، از کرتاسه پسین یا ترشیری پیشین تا عهد حاضر، در فرادیواره‌ی یک پهنه فرورانش کم‌ژرفا و کم‌شیب قرار دارد [۱].

جایگاه زمین شناسی

منطقه مورد بررسی در روستای جغین در ناحیه‌ی جنوب و جنوب شرقی کشور و در جنوب شرقی شهرستان رودان (شرق هرمزگان) و همچنین شرق شهرستان میناب در راستای پهنه مکران در بین طول‌های جغرافیایی ´۱۵ °۵۷ تا ´۲۵ °۵۷ و عرض‌های جغرافیایی ´۰۰ °۲۷ تا ´۱۳ °۲۷ واقع است. شکل ۱ نمایی از توده‌های موجود در منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. برپایه بررسی‌های صحرایی، توده‌های موجود در منطقه به دودسته فرابازی با ترکیب دونیت، پیروکسنیت، آمفیبولیت-های دگرسان شده و دسته دیگر با ترکیب بازی که بیشتر گابرونوریت و بازالت هستند تقسیم می‌شوند. همچنین با توجه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۶۷۰۷۱۶-۰۷۶، نمابر: ۳۳۷۱۱۰۳۰- ۰۷۶، پست الکترونیکی: ghadamigholamreza@yahoo.com

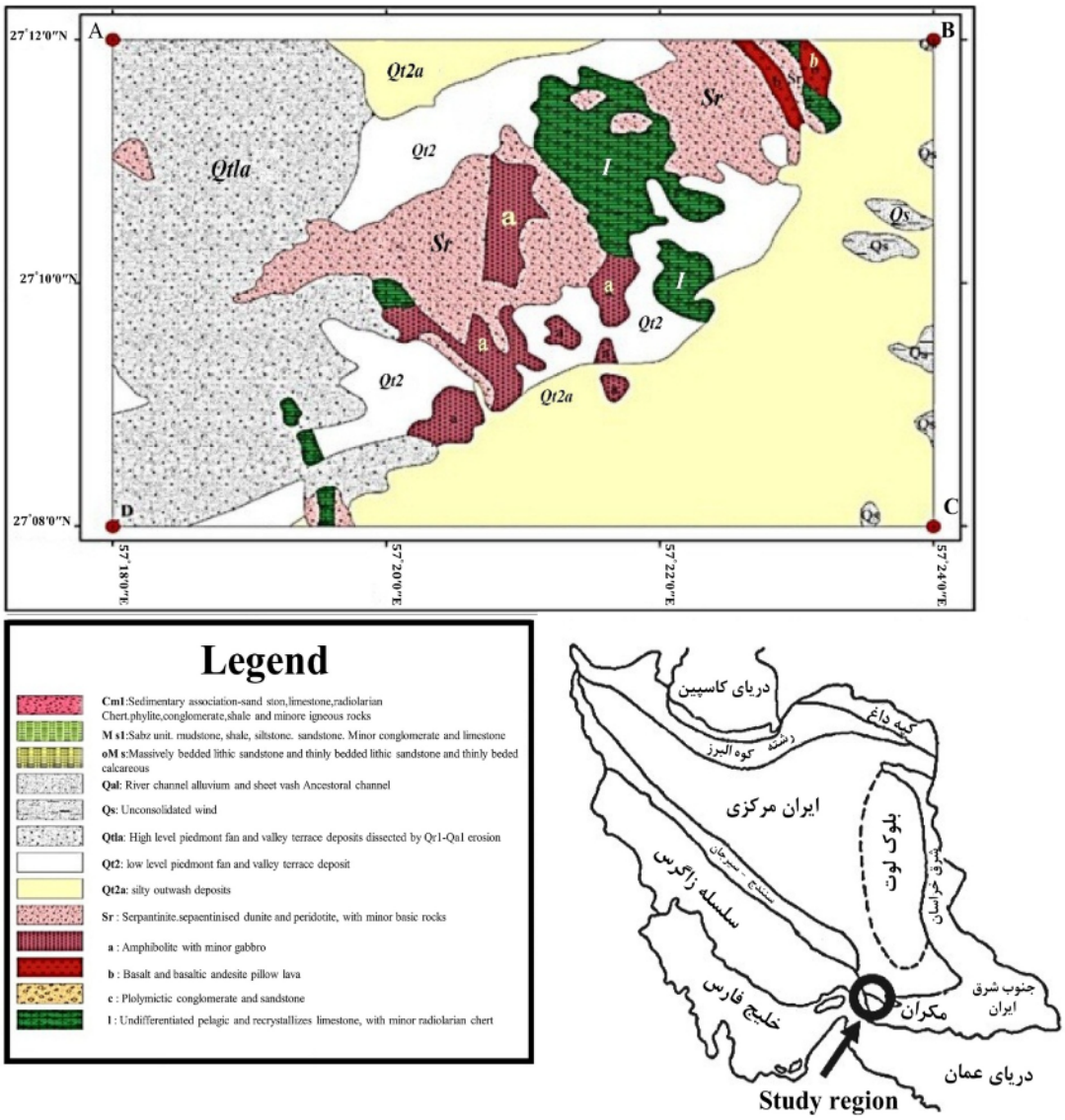
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

به فعالیت شدید زمین‌ساختی در این منطقه، بیشتر توده‌های بازی به صورت خرد شده در بین لایه‌هایی از سنگ‌های فرابازی دیده می‌شوند. پیشتر بررسی جامع و کاملی در این منطقه صورت نگرفته و بیشتر پژوهش‌های انجام شده در قالب پایان نامه‌های دانشجویی و بیشتر بر سنگ‌های فرابازی و نه بازی منطقه بوده است که به اختصار به آنها اشاره می‌شود. صفایی کانسار کرومیت فاریاب را بررسی کرده است [۲]. رجب زاده نیز به بررسی کانی‌های گروه پلاتین در معدن فاریاب پرداخته است. اعتمادی زمین‌شناسی مجموعه سرخ‌بند، کالردملانژ و بچگان را مورد بررسی قرار داده‌است [۳]. نجف‌زاده نیز پژوهشی پیرامون زمین‌شیمی و ساخت و بافت معادن کرومیت فاریاب در مجموعه فرابازی سرخ بند انجام داده است [۴]. صالحی نیز به سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی فرابازی‌های کوه گروم از مجموعه فرابازی سرخ بند پرداخته است [۵].

روند بررسی

در این بررسی جهت تعیین شیمی کانی‌ها، ۲۸ نمونه در شرکت ایمیدرو مورد تجزیه نقطه‌ای نیمه کمی و ریزپردازش الکترونی به وسیله دستگاه ریزپردازشگر الکترونی مدل CAMECA, X100 با ولتاژ شتاب دهنده kV15 و شدت جریان 2nA انجام پذیرفت، که نتایج آن در جدول‌های ۱،۲ آورده شده است.



شکل ۱ جایگاه منطقه مورد بررسی و موقعیت آن نسبت به پهنه مکران و نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه بر اساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ شهرستان میناب [۶].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

جدول ۱ نتایج ریزپردازش الکترونی کانی پیروکسن موجود در گابرونوریت‌های منطقه جغین جنوب شرق شهرستان رودان.

نمونه	۱/۱۰	۲/۱۰	۳/۱۰	۷/۱۰	۸/۱۰	۱۷/۱۰	۱۸/۱۰	۱۹/۱۰	۲۰/۱۰	۱/۱۰	۲/۱۰
کانی	کلینوپیروکسن										
SiO_2	۵۲/۰۳	۵۲/۲۳	۵۳/۷۴	۵۲/۵۹	۵۰/۱۹	۵۰/۸۱	۵۰/۹۵	۵۰/۷۲	۵۱/۱۲	۵۰/۵۵	۵۰/۴۶
TiO_2	۰/۸	۰/۸۲	۰/۴۴	۰/۵۱	۱/۰۷	۰/۴۷	۰/۴۲	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۷	۰/۶۹
Al_2O_3	۴	۴/۰۹	۱/۹۹	۳/۴۸	۵/۳۳	۳/۹۶	۴/۴۱	۴/۴۸	۴/۲۱	۸/۱۲	۷/۸۷
Cr_2O_3	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۱۴	۰/۱۲
FeO	۶/۳۱	۶/۲۸	۸/۰۲	۵/۴۸	۷/۰۷	۵/۶۶	۵/۵۹	۵/۶۳	۵/۷	۱۱/۹۶	۱۱/۸۷
MnO	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۲۴	۰/۲
MgO	۱۷/۸۶	۱۷/۶۳	۱۹/۲۷	۱۸/۱	۱۶/۰۳	۱۵/۴۳	۱۵/۳۷	۱۵/۳۹	۱۶/۰۱	۱۷/۳۵	۱۶/۹۳
CaO	۱۹/۳۶	۱۹/۴۱	۱۶/۱۳	۲۰/۱۱	۲۰/۷۳	۲۳/۲۴	۲۳/۳۵	۲۳/۰۴	۲۲/۷۹	۱۰/۶	۱۰/۵۸
Na_2O	۰/۳	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۴۱	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۵۱	۰/۴۵	۰/۴۴	۱/۰۲	۱/۱۷
K_2O	۰	۰	۰	۰/۰۴	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۱۱	۰/۱۱
P_2O_5	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵
مجموع	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۸۵	۹۹/۹۶	۱۰۰/۸۷	۱۰۰/۹۴	۱۰۰/۱۲	۱۰۰/۷۵	۱۰۰/۳۸	۱۰۰/۸۵	۱۰۰/۸۳	۱۰۰/۰۵
	محاسبه براساس ۶ اکسیژن										
Si	۱/۸۸۰	۱/۸۹۰	۱/۹۶۱	۱/۸۹۳	۱/۸۲۳	۱/۸۵۹	۱/۸۵۰	۱/۸۵۰	۱/۸۵۲	۱/۸۳۳	۱/۸۴۴
Ti	۰/۰۲۲	۰/۰۲۲	۰/۰۱۲	۰/۰۱۴	۰/۰۲۹	۰/۰۱۳	۰/۰۱۱	۰/۰۱۳	۰/۰۱۱	۰/۰۱۹	۰/۰۱۹
Al	۰/۱۷۰	۰/۱۷۴	۰/۰۸۶	۰/۱۴۸	۰/۲۲۸	۰/۱۷۱	۰/۱۸۹	۰/۱۹۳	۰/۱۸۰	۰/۳۴۷	۰/۳۳۹
Fe^{+3}	۰/۰۴۷	۰/۰۱۶	۰/۰۰۰	۰/۰۷۰	۰/۰۹۰	۰/۱۰۹	۰/۱۲۵	۰/۱۱۵	۰/۱۲۶	۰/۰۲۱	۰/۰۱۹
Cr^{+3}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳
Fe^{+2}	۰/۱۴۳	۰/۱۷۴	۰/۲۴۵	۰/۰۹۵	۰/۱۲۵	۰/۰۶۴	۰/۰۴۵	۰/۰۵۷	۰/۰۴۷	۰/۳۴۱	۰/۳۴۴
Mn	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۴	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶
Mg	۰/۹۶۲	۰/۹۵۱	۱/۰۴۸	۰/۹۷۱	۰/۸۶۸	۰/۸۴۲	۰/۸۳۲	۰/۸۳۷	۰/۸۶۴	۰/۹۳۸	۰/۹۲۳
Ca	۰/۷۴۹	۰/۷۵۲	۰/۶۳۱	۰/۷۷۵	۰/۸۰۷	۰/۹۱۱	۰/۹۰۸	۰/۹۰۰	۰/۸۸۴	۰/۴۱۲	۰/۴۱۴
Na	۰/۰۲۱	۰/۰۱۵	۰/۰۱۱	۰/۰۲۹	۰/۰۲۳	۰/۰۲۵	۰/۰۳۶	۰/۰۳۲	۰/۰۳۱	۰/۰۷۲	۰/۰۸۳
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵
مجموع	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
Al(Tet)	۰/۰۹۸	۰/۰۸۸	۰/۰۲۷	۰/۰۹۴	۰/۱۴۷	۰/۱۲۸	۰/۱۳۹	۰/۱۳۸	۰/۱۳۷	۰/۱۴۸	۰/۱۳۷
Al(Oct)	۰/۰۷۲	۰/۰۸۷	۰/۰۵۹	۰/۰۵۴	۰/۰۸۱	۰/۰۴۳	۰/۰۵۰	۰/۰۵۵	۰/۰۴۲	۰/۱۹۹	۰/۲۰۲
Wo	۴۰/۴۰۹	۴۰/۰۸۰	۳۲/۷۸۴	۴۲/۱۱۴	۴۴/۸۲۲	۵۰/۱۴۸	۵۰/۸۹۱	۵۰/۱۸۲	۴۹/۲۶۱	۲۴/۳۵۳	۲۴/۶۴۸
En	۵۱/۸۶۸	۵۰/۶۵۱	۵۴/۴۹۳	۵۲/۷۳۹	۴۸/۲۲۴	۴۶/۳۲۶	۴۶/۶۰۸	۴۶/۶۳۸	۴۸/۱۴۹	۵۵/۴۵۹	۵۴/۸۷۶

جدول ۲ نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی فلدسپارهای موجود در گابرونوریت‌های منطقه جغین در جنوب شرق شهرستان رودان.

شماره نقطه	۴/۱۰	۵/۱۰	۶/۱۰	۱۳/۱۰	۱۴/۱۰	۱۵/۱۰	۱۶/۱۰	۹/۱۰	۱۰/۱۰	۱۱/۱۰	۱۲/۱۰
کانی	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
SiO_2	۶۷/۴۷	۶۸/۱۳	۶۶/۴۲	۴۵/۱	۴۵/۲۱	۴۴/۹۵	۴۵/۵۷	۴۸/۷۹	۴۸/۹۱	۴۸/۶۸	۴۸/۲۱
TiO_2	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
Al_2O_3	۲۱/۲۹	۲۰/۸۲	۲۲/۰۲	۳۵/۰۶	۳۵/۸۹	۳۶/۰۴	۳۵/۳	۳۲/۷۳	۳۲/۶۶	۳۲/۹۱	۳۳/۴۶
Cr_2O_3	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
FeO	۰/۲	۰/۱۱	۰/۲۵	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۲۲
MnO	۰/۰۲	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰
MgO	۰/۲۳	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱	۰/۰۷	۰/۰۹	۰	۰/۰۶	۰	۰/۰۲
CaO	۰/۴۶	۰/۳۷	۱/۰۱	۱۷/۹	۱۸/۰۴	۱۸/۸	۱۸/۱۲	۱۶/۰۷	۱۵/۹۸	۱۶/۲۵	۱۶/۱۲
Na_2O	۱۰/۸۳	۱۱/۲۹	۱۰/۸۷	۱/۷۹	۱/۵۱	۱/۰۵	۱/۴۱	۲/۷۵	۲/۶۹	۲/۵۷	۲/۵۹
K_2O	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱
P_2O_5	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰	۰/۰۲
مجموع	۱۰۰/۵۶	۱۰۰/۸۷	۱۰۰/۸۲	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۹۴	۱۰۱/۰۹	۱۰۰/۷۱	۱۰۰/۶۲	۱۰۰/۵۵	۱۰۰/۶۳	۱۰۰/۶۷
	محاسبه براساس ۸ اکسیژن										
Si	۲/۱۰۳	۲/۴۹۰	۲/۴۳۶	۱/۷۳۷	۱/۷۲۹	۱/۷۱۹	۱/۷۴۵	۱/۸۶۱	۱/۸۶۵	۱/۸۵۶	۱/۸۳۸
Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Al	۰/۸۴۲	۰/۸۹۷	۰/۹۵۲	۱/۵۹۲	۱/۶۱۸	۱/۶۲۴	۱/۵۹۴	۱/۴۷۱	۱/۴۶۸	۱/۴۷۹	۱/۵۰۴
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe_3	۱/۲۶۲	۰/۸۳۴	۰/۸۳۷	۰/۸۷۹	۰/۸۷۳	۰/۸۷۲	۰/۸۷۴	۰/۸۷۰	۰/۸۷۰	۰/۸۷۰	۰/۸۷۰
Fe_2	۰/۰۰۹	۰/۰۰۳	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۶	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۷
Mn	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mg	۰/۰۱۹	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	۰/۰۰۹	۰/۰۰۶	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Ca	۰/۰۲۷	۰/۰۱۴	۰/۰۴۰	۰/۷۳۹	۰/۷۳۹	۰/۷۷۰	۰/۷۴۴	۰/۶۵۷	۰/۶۵۳	۰/۶۶۴	۰/۶۵۸
Ba	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Na	۱/۱۶۱	۰/۸۰۰	۰/۷۷۳	۰/۱۳۴	۰/۱۱۲	۰/۰۷۸	۰/۱۰۵	۰/۲۰۳	۰/۱۹۹	۰/۱۹۰	۰/۱۹۱
K	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰
مجموع	۴/۱۶۴	۴/۲۱۱	۴/۲۱۹	۴/۲۱۵	۴/۲۰۸	۴/۱۹۹	۴/۱۹۹	۴/۲۰۰	۴/۱۹۵	۴/۱۹۵	۴/۲۰۱
An	۲/۲۹۱	۱/۷۷۷	۴/۸۷۳	۸۴/۶۷۷	۸۶/۸۴۵	۹۰/۸۲۱	۸۷/۶۰۶	۷۶/۲۲۵	۷۶/۵۶۳	۷۷/۶۶۰	۱۰۰/۰۰۰
Ab	۹۷/۵۹۱	۹۸/۱۰۹	۹۴/۸۹۸	۱۵/۳۲۳	۱۳/۱۵۵	۹/۱۷۹	۱۲/۳۳۶	۲۳/۶۰۵	۲۳/۳۲۳	۲۲/۲۲۶	۰/۰۰۰
Or	۰/۱۱۹	۰/۱۱۴	۰/۲۳۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۵۸	۰/۱۶۹	۰/۱۱۴	۰/۱۱۴	۰/۰۰۰

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

ادامه جدول۲

نمونه	۳ / ۱۰	۴ / ۱۰	۵ / ۱۰	۶ / ۱۰	۷ / ۱۰	۸ / ۱۰	۲۱ / ۱۰	۲۲ / ۱۰	۲۳ / ۱۰	۲۴ / ۱۰
کانی		کلینوپیروکسن	ارتوپیروکسن							
SiO_2	۵۵/۸۴	۵۰/۷۷	۵۱/۲۸	۴۹/۶۲	۵۰/۹۳	۵۰/۷۵	۵۳/۶۶	۵۳/۸۵	۵۳/۵	۵۳/۵۹
TiO_2	۰/۱۷	۰/۷۹	۰/۶۹	۱/۰۴	۰/۵۷	۰/۷۷	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۰۸
Al_2O_3	۲/۵۱	۸/۲۱	۷/۸۷	۸/۵۶	۶/۹۶	۷/۵۸	۲/۸۵	۲/۵۶	۳/۰۶	۲/۵
Cr_2O_3	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰	۰	۰	۰
FeO	۱۸/۲۷	۱۲/۲۵	۱۲/۱۷	۱۲/۸۵	۱۲/۰۵	۱۱/۸	۱۴/۰۷	۱۴/۲۶	۱۴/۵۶	۱۴/۴۱
MnO	۰/۴۷	۰/۲	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۲۶	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳	۰/۳۷
MgO	۲۱/۲۳	۱۶/۳	۱۶/۱۹	۱۵/۴۱	۱۶/۵۶	۱۶/۵۷	۲۸/۹۸	۲۸/۵۳	۲۸/۱۷	۲۹/۱۵
CaO	۱/۴۹	۱۰/۸	۱۰/۹۴	۱۱/۱۶	۱۱/۲۵	۱۱/۱۵	۰/۸	۰/۷۷	۰/۷۳	۰/۶۲
Na_2O	۰/۳۲	۱/۱۱	۱/۰۱	۱/۴۳	۰/۹۹	۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳
K_2O	۰/۰۱	۰/۱	۰/۰۶	۰/۱	۰/۰۶	۰/۰۹	۰	۰/۰۱	۰	۰
P_2O_5	۰	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰	۰	۰	۰	۰/۰۲
مجموع	۱۰۰/۳۴	۱۰۰/۶۹	۱۰۰/۴۷	۱۰۰/۵	۹۹/۶۶	۱۰۰/۰۶	۱۰۰/۸۳	۱۰۰/۴۳	۱۰۰/۴۴	۱۰۰/۷۷
		محاسبه براساس ۶ اکسیژن								
Si	۲/۰۵۹	۱/۸۵۱	۱/۸۷۶	۱/۸۱۵	۱/۸۷۶	۱/۸۶۰	۱/۹۰۹	۱/۹۲۳	۱/۹۱۳	۱/۹۱۱
Ti	۰/۰۰۵	۰/۰۲۲	۰/۰۱۹	۰/۰۲۹	۰/۰۱۶	۰/۰۲۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲
Al	۰/۱۰۹	۰/۳۵۳	۰/۳۳۹	۰/۳۶۹	۰/۳۰۲	۰/۳۲۷	۰/۱۱۹	۰/۱۰۸	۰/۱۲۹	۰/۱۰۵
Fe^{+3}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۴۶	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cr^{+3}	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۵۸	۰/۰۳۹	۰/۰۴۰	۰/۰۷۰
Fe^{+2}	۰/۵۶۳	۰/۳۷۴	۰/۳۷۲	۰/۳۴۷	۰/۳۷۱	۰/۳۶۲	۰/۴۱۹	۰/۴۲۶	۰/۴۳۵	۰/۴۳۰
Mn	۰/۰۱۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۱۱
Mg	۱/۱۶۷	۰/۸۸۶	۰/۸۸۳	۰/۸۴۱	۰/۹۰۹	۰/۹۰۵	۱/۵۳۷	۱/۵۱۹	۱/۵۰۲	۱/۵۵۰
Ca	۰/۰۵۹	۰/۴۲۲	۰/۴۲۹	۰/۴۳۷	۰/۴۴۴	۰/۴۳۸	۰/۰۳۰	۰/۰۲۹	۰/۰۲۸	۰/۰۲۴
Na	۰/۰۲۳	۰/۰۷۸	۰/۰۷۲	۰/۱۰۱	۰/۰۷۱	۰/۰۷۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Total cat.	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۹	۴/۰۶	۴/۰۶	۴/۱۱
Al(Tet)	-۰/۰۶۳	۰/۱۲۷	۰/۱۰۵	۰/۱۵۶	۰/۱۰۸	۲۵/۶۸۲	۰/۰۹۱	۰/۰۷۷	۰/۰۸۷	۰/۰۸۹
Al(Oct)	۰/۱۷۲	۰/۲۲۶	۰/۲۳۴	۰/۲۱۳	۰/۱۹۴	۵۳/۱۰۳	۰/۰۲۸	۰/۰۳۱	۰/۰۴۲	۰/۰۱۶
Wo	۳/۲۹۰	۲۵/۰۹۳	۲۵/۴۶۳	۲۶/۹۲۲	۲۵/۷۴۶	۲۱/۲۱۵	۱/۵۳۱	۱/۴۸۷	۱/۴۱۸	۱/۱۷۸
En	۶۵/۲۲۲	۵۲/۶۹۲	۵۲/۴۲۹	۵۱/۷۲۲	۵۲/۷۲۹	۰/۱۱۹	۷۷/۱۵۵	۷۶/۶۵۶	۷۶/۱۵۳	۷۷/۰۸۰
Fs	۳۱/۴۸۸	۲۲/۲۱۵	۲۲/۱۰۹	۲۱/۳۵۶	۲۱/۵۲۵	۰/۲۰۹	۲۱/۳۱۴	۲۱/۸۵۸	۲۲/۴۲۹	۲۱/۷۴۲

سنگ‌نگاری

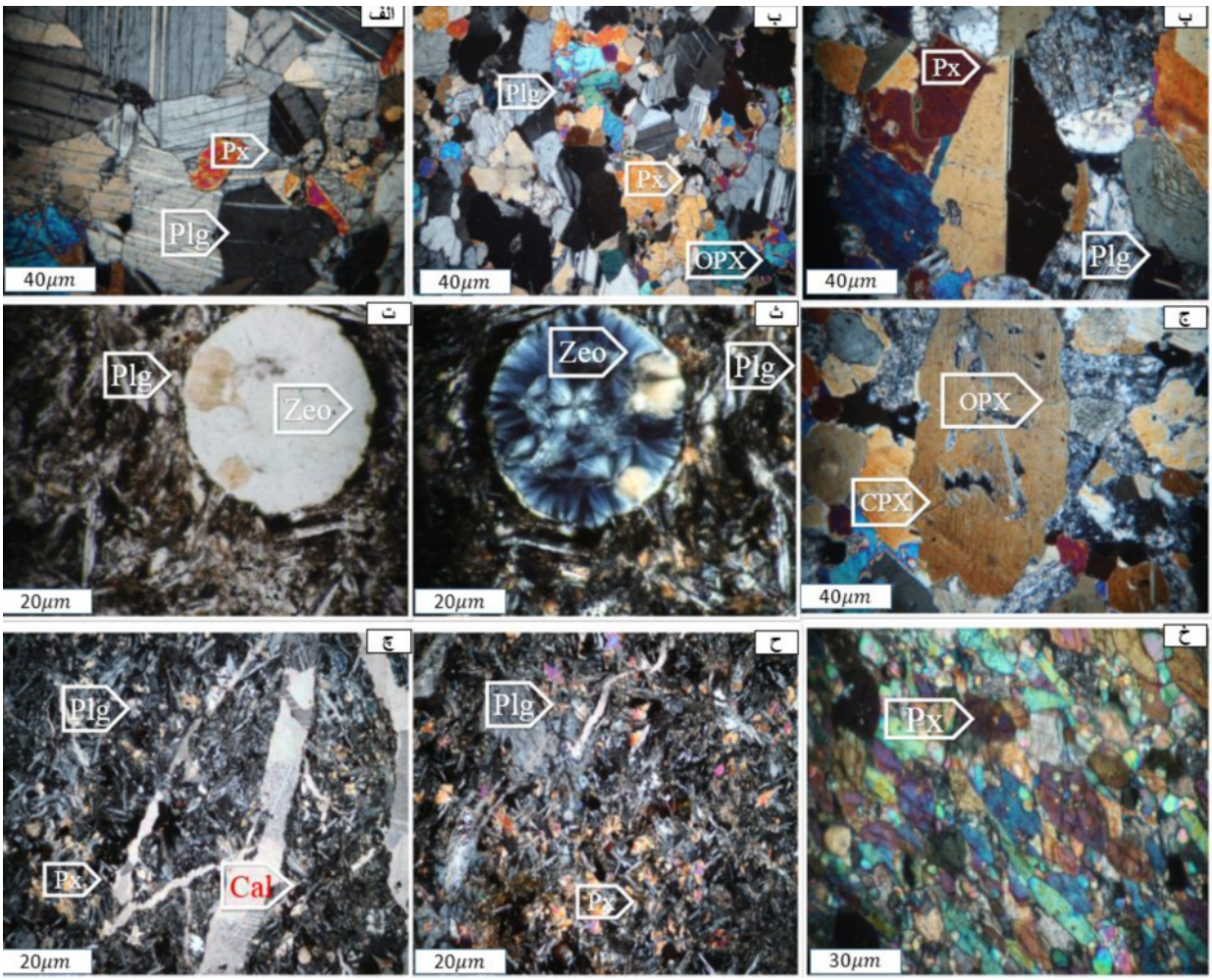
با توجه به بررسی‌های انجام شده در منطقه جغین، سنگ‌های منطقه به دو دسته فرابازی با ترکیب دونیت، پیروکسنیت و گاهی آمفیبولیت و سنگ‌های بازی با ترکیب بازالت و معادل درونی آن گابرو تقسیم می‌شوند. گابرونوریت‌های این منطقه بیشتر دارای بافت غیرهمسان‌دانه و دانه‌ای بوده و (شکل ۲ ب)، همچنین دارای کانی اصلی پلاژیوکلاز به عنوان کانی شاخص هستند، که بیش از ۴۰-۶۰ درصد حجمی زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی به صورت خودشکل تا نیمه شکل‌دار با ماکل چندریخت، و در بعضی مقاطع نیز با خاموشی موجی دیده می‌شود (شکل ۲ الف). وجود خاموشی موجی در این کانی نشان دهنده فشارهای زمین‌ساختی ضمن تشکیل سنگ‌های گابرویی است. پیروکسن (شکل ۲ پ) نیز به عنوان کانی اصلی (۲۵-۳۰ درصد حجمی) به هر دو شکل ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن خودشکل تا نیمه شکل‌دار در بعضی مناطق در کنار یکدیگر (شکل ۲ ب) و در برخی جاها جدا از یکدیگر دیده می‌شود. وجود هردونوع پیروکسن در یک مقطع نشان دهنده همراهی این سنگ‌ها با فعالیت ماگمایی سری آهکی-قلیایی است [۸،۷]. از کانی‌های فرعی گابرونوریت‌ها می‌توان به الیوین، آپاتیت، اسفن، و از کانی‌های ثانویه می‌توان به زئولیت (شکل-های ۲ ت و ث) به شکل سوزنی و صفحه‌ای اشاره نمود (۲-۴ درصد حجمی)، تبلور کانی آپاتیت به شکل سوزنی در سنگ-های گابرونوریتی می‌تواند بیانگر عدم تعادل و یا آمیختگی ماگما ضمن تبلور باشد. بازالت‌های منطقه نیز با کانی شاخص پلاژیوکلاز (شکل ۲ ح) (۳۰-۴۵ درصد حجمی در زمینه سنگ) به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار مشخص می‌شوند. این سنگ‌ها دارای الیوین به عنوان فاز فرعی هستند (۱-۲ درصد حجمی) که با شکست صدفی مشخص می‌گردد.

همچنین کانی‌های کدر نیز بین ۱ تا ۳ درصد حجمی در زمینه این بازالت‌ها دیده می‌شود که نشانه دگرسانی کانی‌های

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]

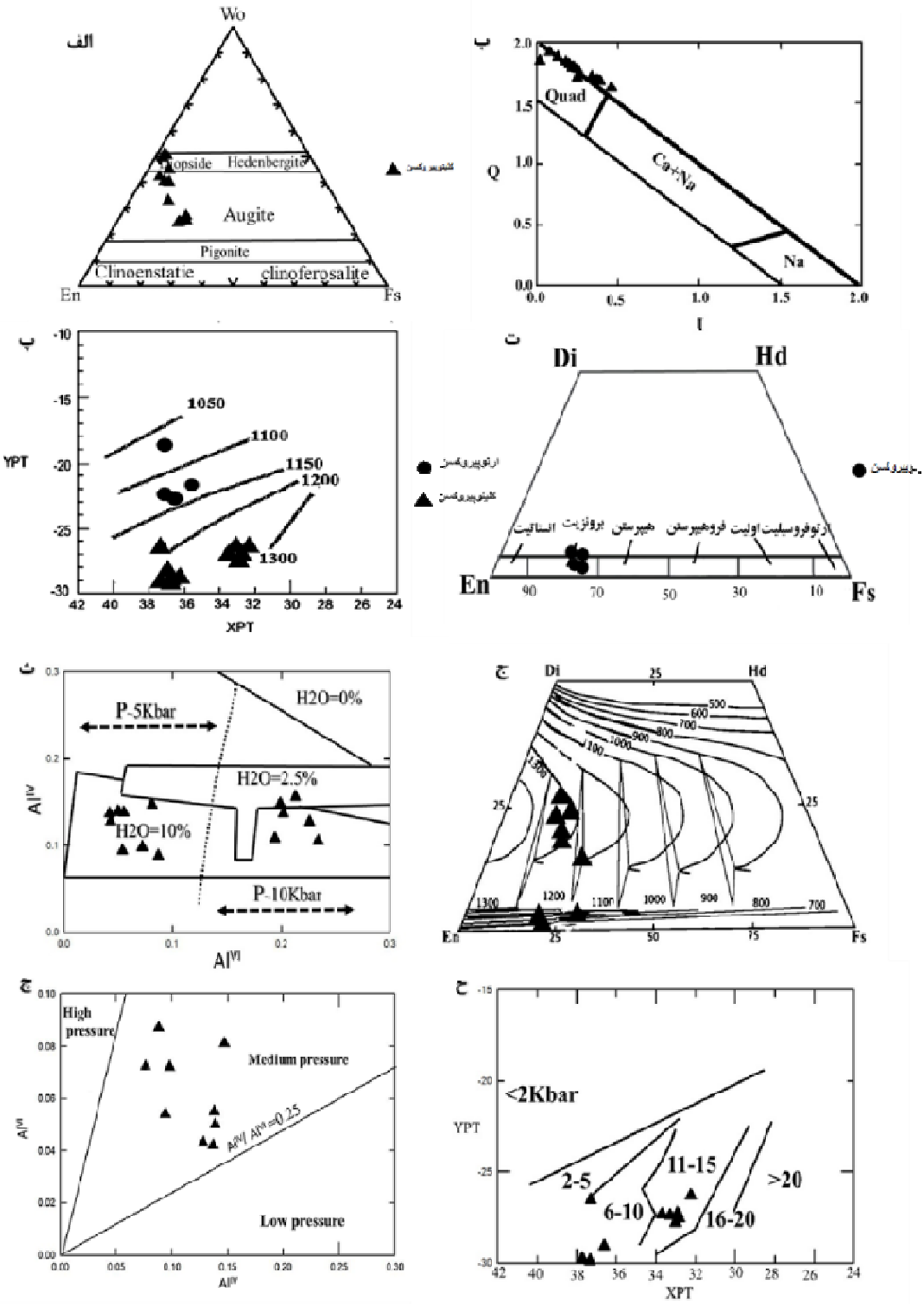
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

آهن و منیزیوم‌دار (فرومنیزین) در این سنگ است. در سنگ-های بازالتی قطعات شیشه نیز دیده می‌شود. این سنگ‌ها دارای حفره‌هایی نیز هستند که توسط کانی‌های ثانویه (شکل ۲ چ) پر شده‌اند. از کانی‌های ثانویه موجود در این حفره‌ها می‌توان به طور عمده از کلریت، کلسیت و اپیدوت نام برد (۲-۳ درصد حجمی). گاهی نیز مقدار کانی کلریت در این سنگ‌ها چنان بالاست که در زمینه سنگ نیز حضور دارد، وجود کانی‌های ثانویه‌ی نام برده، نشان‌دهنده‌ی دگرسانی کف اقیانوسی و یا دگرگونی دفنی در حد رخساره شیست سبز است. از سنگ‌های فرابازی منطقه می‌توان به پیروکسنیت‌ها (شکل ۲ ج) اشاره کرد. پیروکسنیت‌ها با حضور بیش از ۶۰ درصد حجمی کانی پیروکسن مشخص می‌شوند. این سنگ‌ها بافت پیدابلوری دارند و گاه نیز بر اثر دگرسانی، پدیده اورالیتی شدن (شکل ۲ خ) در آنها دیده می‌شود، پدیده اورالیتی شدن در پیروکسن احتمالا نشانه هجوم آب به درون شبکه این کانی است. از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به اولیوین، هورنبلند، میکا، گارنت، فلدسپار و اسپینل اشاره کرد که حدود ۳ درصدحجمی سنگ را تشکیل می‌دهند.



شکل ۲ الف) پلاژیوکلاز شکل‌دار با بافت چندریخت در مقطع گابرونوریت به همراه پیروکسن‌های نیمه شکل‌دار (XPL)، ب) بافت دانه‌ای همراهی پیروکسن ارتو و کلینو با پلاژیوکلاز در مقطع سنگ گابرونوریت (XPL)، پ)کانی پیروکسن شکل‌دار و نیمه شکل‌دار به عنوان کانی اصلی در بافت سنگ گابرونوریت (XPL)، ت)کانی‌زئولیت به عنوان کانی ثانویه در سنگ گابرونوریت در نور معمولی (PPL)، ث)کانی زئولیت به عنوان کانی‌ثانویه در سنگ گابرونوریت در نور قطبی (XPL)، ج)مقطع یک پیروکسنیت دارای بیش از ۶۰ درصد حجمی پیروکسن خودشکل تا نیمه شکل‌دار (XPL)، چ) بافت سنگ بازالت منطقه دارای کانی‌های ثانویه که در شکستگی‌ها و تخلخل سنگ جایگرین شده‌اند (XPL)، ح) مقطع یک بازالت نشان‌دهنده بافت پورفیری و درهم رشدی پلاژیوکلاز و پیروکسن، پلاژیوکلاز به عنوان کانی شاخص در بافت سنگ است (XPL)، خ)مقطع یک پیروکسن که پدیده اورالیتی شدن در آن دیده می‌شود. علائم اختصاری برگرفته از مرجع [۹] است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]



شکل ۲ الف) جایگاه کلینوپیروکسن‌های موجود درگابرونوریت‌های منطقه مورد بررسی در نمودار سه تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت [۱۱]. ب) رده‌بندی کلینوپیروکسن‌های منطقه جغین بر اساس شاخص Q-I. لوزی‌های سیاه رنگ نشان دهنده نمونه‌های کلینوپیروکسن‌های منطقه هستند [۱۰]. پ) تعیین دمای پیروکسن با استفاده از روش ارائه شده در مرجع [۱۳]. ت) تقسیم‌بندی ارتوپیروکسن‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۲]. ث) بررسی فشار و مقدار آب موجود در ماگما [۱۸]. ج) تعیین دمای تعادل بین کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن هم‌زیست درگابرونوریت‌های منطقه مورد بررسی [۱۴]. چ) نمودار مربوط به استفاده از شیمی کانی کلینوپیروکسن و برآورد فشار تبلور کلینوپیروکسن [۱۶]. ح) تعیین فشار تبلور پیروکسن با استفاده از نمودار مرجع [۱۷].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

بحث و بررسی

پیروکسن

یک از کانی‌های مهم در تعیین رخداد تبلور ماگما، کانی پیروکسن است. این کانی قادر است رویدادهای مختلفی را که ضمن تبلور در ماگما رخ می‌دهد را در خود ثبت و بازگو کند.پیروکسن‌های موجود در گابرونوریت‌های منطقه جغین از دو نوع ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن هستند، که طبق نمودار رده‌بندی مرجع [۱۰] و محاسبه شاخص‌های I و Q ($I=2Na\pm R^{+}$ (R: Al, Fe+3, Cr+3, SC^{+3}) و $Q=Ca+Mg+Fe^{+2}$، کلینوپیروکسن‌های این منطقه بیشتر از نوع غنی از آهن و منیزیوم (Quad) هستند (شکل ۳ ب) و ترکیب آنها بر اساس نمودار رده‌بندی مرجع [۱۱] در گستره دیوپسید تا اوژیت قرار می‌گیرد (شکل۳ الف). همچنین در این راستا ارتوپیروکسن‌های این گابرونوریت‌ها نیز با توجه به نمودار مرجع [۱۲] ترکیبی برونزیتی از خود نشان می‌دهند (شکل۳ ت). نتایج تجزیه ریزپردازشی برخی از این پیروکسن‌ها (ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن) بر اساس محاسبه ۴ کاتیون در برابر ۶ اتم اکسیژن در جدول ۲ آورده شده است.

دماسنجی پیروکسن

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار مهمی برای دماسنجی در سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود، به ویژه هنگامی که دو نوع پیروکسن یعنی ارتوپیروکسن فقیر از کلسیم و کلینوپیرکسن غنی از کلسیم، همزیست باشند. طبق پژوهش‌های انجام شده و تعیین شاخص‌های زیر [۱۳]، پیروکسن‌های منطقه جغین در گستره دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (شکل ۳ پ).

$$XPT = 0.446\ SiO_2 + 0.187\ TiO_2 - 0.404\ Al_2O_3 + 0.346\ FeO(tot) - 0.052\ MnO + 0.309\ MgO + 0.431\ CaO - 0.446\ Na_2O$$

$$YPT = -0.369\ SiO_2 + 0.535\ TiO_2 - 0.317\ Al_2O_3 + 0.323\ FeO(tot) + 0.235\ MnO - 0.516\ MgO - 0.167\ CaO - 0.153\ Na_2O$$

روش دیگر مورد استفاده در این پژوهش که درستی نتایج روش اول را نیز تائید می‌کند، استفاده از روش دماسنجی دو پیروکسن (کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن) ارائه شده توسط لیندسلی [۱۴] است که تعادلات فازی پیروکسن‌ها را برای گستره دمایی ۸۰۰-۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و برای فشارهای تا حدود ۱۵ کیلوبار تعیین نموده است او همدماهای سولووسی ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن همزیست را در چهار ضلعی En-Fs-Di-Hd رسم کرده است که تأثیر فشار به کمتر از حدود ۸ درجه سانتیگراد در هر کیلوبار می‌رسد و برای روابط سولوسی در فشارهای یک اتمسفر، ۵، ۱۰ و ۱۵ کیلوبار با استفاده از برونیابی برای فشارهای بین این مقدارها نموداری را رسم کرده است [۱۴]. بر این اساس، دمای پیروکسن کلینوپیروکسن‌های گابرونوریت‌ها منطقه جغین در حدود ۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است که نزدیک به دمای محاسبه شده در روش اول است (شکل ۳ ج).

فشارسنجی پیروکسن

توزیع آلومینیوم در جایگاه‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن‌ها در وابسته به فشار و همچنین مقدار آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌هاست. برخی از پژوهشگران پیشنهاد کرده‌اند که نسبت‌های Al^{VI}/Al^{IV}، $Ti+Al^{IV}/Si$ و $TiO_2/(Mg/Mg+Fe)$ در پیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان فشارسنج به کارگرفته شود [۱۵]. استفاده از نمودار توزیع Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۱۴] فشارسنج مناسبی جهت تعیین فشار است. براساس نمودار مرجع [۱۶]، پیروکسن‌های منطقه جغین در فشار متوسط تشکیل شده‌اند (شکل ۲ چ). همچنین استنباط می‌شود که پیروکسن‌های منطقه احتمالاً طی صعود از اعماق به سمت سطح تشکیل شده‌اند [۱۷]. برخی پژوهشگران تأکید کرده‌اند که توزیع آلومینیوم در جایگاه‌های چاروجهی و شش وجهی معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و مقدار فشار محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است [۱۸]. بر طبق این روش چنان که در شکل ۲ ث دیده می‌شود و همچنین با استفاده از مدل مرجع [۱۸] پیروکسن‌های منطقه در فشاری حدود ۵-۱۰ کیلوبار تشکیل شده‌اند و قابل توجه است که این پیروکسن‌ها در زمان تشکیل در دو موقعیت که یکی دارای حدود ۲/۵ درصد و دیگری حدود ۱۰ درصد آب است (شکل ۲ ث) قرار داشته‌اند یعنی زمانی که پیروکسن‌ها در فشاری حدود ۱۰ کیلوبار تشکیل می‌شده‌اند مقدار آب ماگما حدود ۲/۵

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

درصد و هنگامی که در فشار ۵ کیلوبار تشکیل می‌شدند مقدار آب ماگما حدود ۱۰ درصد بوده است. این مطلب را می‌توان چنان توجیه کرد که پیروکسن‌های منطقه از دو ماگما در فشارهای مختلف (عمق مختلف) تشکیل شده‌اند.

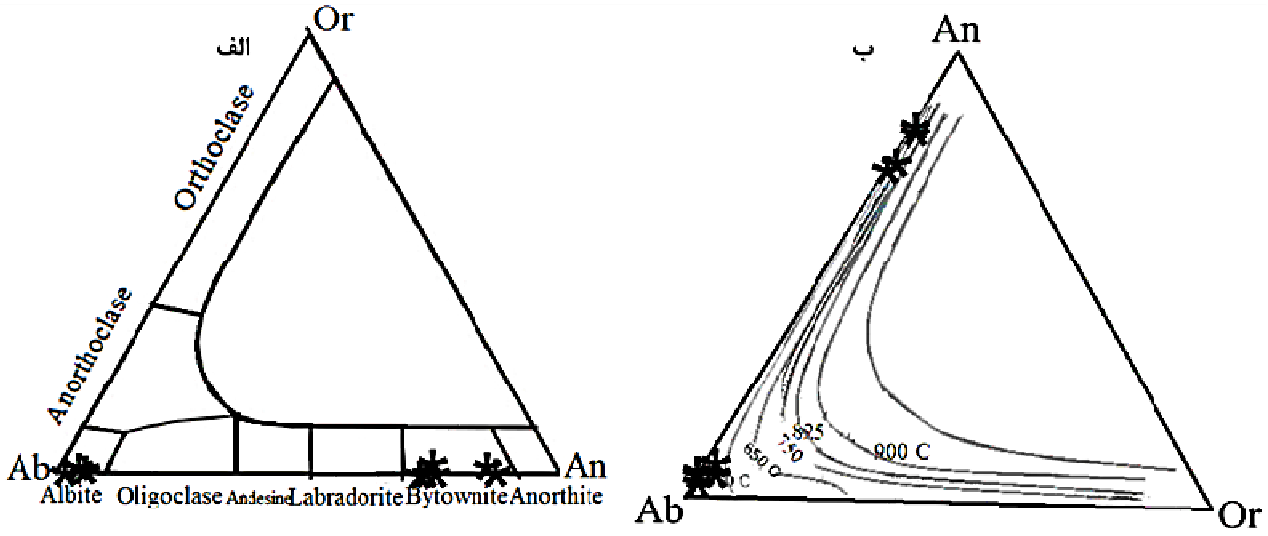
پژوهشی دیگر نیز برای تعیین فشار وارد بر کلینوپیروکسن های منطقه با استفاده از تجزیه‌های نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن و براساس نمودارهای YPT و XPT [۱۹] انجام گرفت. این مدل نیز فشار تشکیل کانی کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرونوریتی منطقه را حدود ۶-۱۲ کیلوبار (شکل ۲ ح) نشان می‌دهد که نزدیک به نتایج مدل بالا بوده و دلیلی بر درستی فشار برآورد شده است.

فلدسپار

یکی دیگر از کانی‌های شاخص در تعیین دما و فشارسنجی، کانی فلدسپار است. ترکیب این کانی علاوه بر دمای ماگما به عوامل دیگری همچون گازهای موجود در ماگما بستگی دارد. برای تعیین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در منطقه از نمودار سه تایی آلبیت-آنورتیت –ارتوکلاز استفاده شد [۲۰]. با توجه به ترکیب پلاژیوکلازها، که طیف مختلفی از ترکیب شیمیایی را نشان می‌دهند مقدار CaO بین ۰٫۲-۱۸٫۸ و مقدار Na_2O بین ۱٫۰۵-۱۱٫۲۹ و مقدار آلومینیوم نیز بین ۲۰٫۸۲-۳۶٫۰۴ است (نتایج تجزیه این کانی بر اساس ۸ اکسیژن در جدول ۲ آورده شده است). در نمونه‌های مورد بررسی در منطقه، مقدار آنورتیت و آلبیت و ارتوکلاز (جدول ۲) به ترتیب بین ۱٫۷۷-۹۹٫۹ و ۰٫۰- ۹۸٫۱۰ و ۰٫۰-۰٫۲۳ در تغییر است. با توجه به طیف مختلف ترکیب شیمیایی و مقدار آلبیت و آنورتیت و ارتوکلاز و چنانکه در شکل ۳ الف نیز دیده می‌شود پلاژیوکلازهای منطقه به دوسته با ترکیب آنورتیتی و بیتونیتی تقسیم می‌شوند.

دماسنجی فلدسپار

در این بررسی نمونه‌ها با استفاده از نمودار آلبیت- آنورتیت- ارتوکلاز [۲۱] ارزیابی شدند. بر اساس نتایج به دست آمده (شکل ۳ ب) دمای تشکیل پلاژیوکلاز سنگ‌های گابرونوریتی جغین حدود ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شد [۲۱،۲۲]، که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی منطقه مورد بررسی، این دما کمتر از دمای تبلور واقعی آن است. علت پایین بودن دمای محاسبه شده به این روش می‌تواند دگرگونی‌های زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها طی سرد شدن سنگ‌های آتشفشانی یا بالا بودن فشار بخار آب به علت آزاد شدن سیال از صفحه فرورونده طی افزایش فشار و پیشرفت واکنش‌های دگرگونی پس آن باشد (بالا بودن فشار بخار آب از عوامل مهم در شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل این کانی است) [۲۳].



شکل ۳ الف) تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها در نمودار آنورتیت- ارتوز- آلبیت منطقه بر حسب ترکیب شیمیایی [۲۰]. ب) نمودار آنورتیت- ارتوز- آلبیت برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار موجود در سنگ‌های منطقه جغین [۲۱،۲۲].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

تعیین محیط زمین ساختی و سری ماگمایی با استفاده از کلینوپیروکسن

طیف گسترده ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر سرشت خاستگاه ماگمای این کانی‌ها باشد. کلینوپیروکسن مقاومترین کانی این سنگ‌ها در برابر دگرسانی است. تجزیه نقطه‌ای این کانی‌ها، نوع ماگما و محیط زمین‌دینامیکی آن را تعیین می‌کند. از نمودار SiO_2/Al_2O_3 [۲۴] برای تعیین سری ماگمای مورد بررسی در منطقه استفاده شد که براساس این نمودار، ماگمای مورد بررسی در منطقه در گستره ماگماهای سری نیمه قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۴ الف). همچنین برای تعیین جایگاه ساختاری این ماگما، نمونه‌های کلینوپیروکسن در نمودار F1-F2 [۲۵] (شکل ۴ ب) رسم شدند که براساس این نمودار، محیط تشکیل این ماگما در گستره ماگماهای VAB (بازالت قوس آتشفشانی) و OFB (بازالت کف اقیانوسی) قرار می‌گیرد.

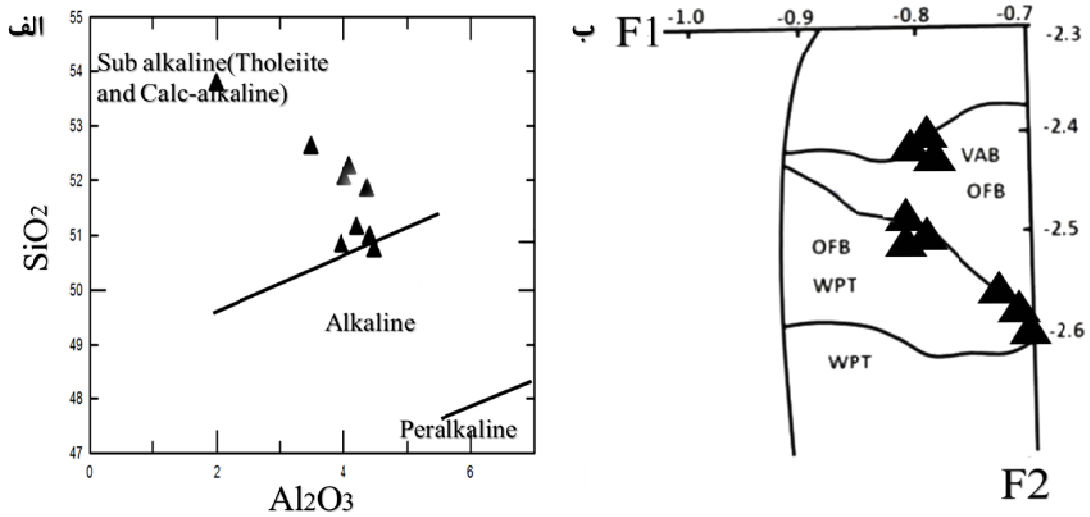
مقدار F1 و F2 براساس روابط زیر محاسبه می‌شود:

$F1 = -(0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO^{total}) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na2O)$

$F2 = -(0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) - (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO^{total}) - (0.1435 * MnO) - (0.0029 * MgO) + (0.0085 * CaO) + (0.016 * Na_2O)$

برداشت

بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری در این منطقه حضور سنگ-های بازی را با ترکیب گابرونوریت (درونی) و بازالت (بیرونی) و همچنین سنگ‌های فرابازی با ترکیب پیروکسنیت و دونیت و گاهی نیز آمفیبولیت‌های به شدت دگرسان شده را تایید می-کند. سنگ‌نگاری این سنگ‌ها نشان دهنده بافت‌های مختلف شامل دانه‌ای غیرهمسان‌دانه در گابرونوریت‌ها و بافت چند ریخت در پلاژیوکلازها است. همچنین وجود کانی‌های فرعی مثل آپاتیت به شکل سوزنی در این سنگ‌ها نشان از عدم تعادل و یا آمیختگی ماگما ضمن تبلور دارد. در برخی نمونه‌های بازالتی نیز کانی‌های کلریت (آبدار) دیده می‌شود که مقدار آنها گاهی چنان بالاست (۵ درصد حجمی) که در زمینه سنگ به طور شاخص دیده می‌شوند. وجود این کانی با توجه به محیط تشکیل این ماگماها تاییدی بر دگرسانی کف اقیانوسی و یا دگرگونی دفنی در حد رخساره شیست سبز در این منطقه است [۲۶]. در بررسی دقیق‌تر این نمونه‌ها، وجود هر دو نوع پیروکسن در این سنگ‌ها همخوانی آنها را با سری ماگماهای آهکی-قلیایی نیز تایید می‌کند [۲۷].



شکل۴ الف) نمودار تعیین سری ماگمایی که نمونه‌های مورد بررسی روند سری نیمه قلیایی را نشان می‌دهند [۲۴]. ب) تعیین محیط تشکیل کلینوپیروکسن با استفاده از پارامترهای F1 و F2 که نشان می‌دهد که خاستگاه ماگمای اولیه با توجه به کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره بازالت قوس آتشفشانی (VAB) و بازالت کف اقیانوسی (OFB) هستند [۲۵].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

با توجه به نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌ها و فلدسپارهای موجود در منطقه جغین چنین به نظر می‌رسد که باتوجه نمودار رده‌بندی مرجع [۱۰] و محاسبه شاخص I و Q، کلینوپیروکسن‌ها بیشتر از نوع غنی از آهن و منیزیوم (Quad) بوده و ترکیب آنها براساس نمودار رده‌بندی مرجع [۱۳]، دیوپسید تا اوژیت است. همچنین ارتوپیروکسن‌های این گابرونوریت‌ها نیز با توجه به نمودار مرجع [۱۲] بیشتر ترکیبی برونزیتی نشان می‌دهند. پلاژیوکلازهای موجود در منطقه نیز براساس نمودار مرجع [۲۰] به دوسته با ترکیب آنورتیتی و بیتونیتی تقسیم می‌شوند. برپایه این پژوهش، نمونه‌های مورد بررسی از نظر ترکیب دارای ۱٫۷۷ تا Ab۹۹٫۹ و ۰٫۰ تا An۹۸٫۱۰ هستند. براساس داده‌های دماسنجی سنگ‌های منطقه، با استفاده از روش دو پیروکسن (کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن) ارائه شده توسط راک [۱۲]، دمای تشکیل این کانی حدود ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شد. در همین راستا، دمای این کانی از روش تعیین شاخص YPT و XPT[۱۹] نیز تعیین شد که تشکیل پیروکسن‌ها را در دمایی نزدیک به روش قبلی نشان داد و آن را تایید نمود. با توجه به بررسی‌های دماسنجی دمای تشکیل فلدسپار به علت تاثیر سیالات در زمان تشکیل این کانی نتوانست دمای تشکیل این کانی را به طور دقیق تعیین نمایید. همچنین فشارسنجی کانی-های پیروکسن منطقه نشان می‌دهد که در زمان تشکیل این کانی با توجه به روش ارائه شده در مرجع [۱۸] فشار حدود ۵-۱۰ کیلوبار بوده است. نکته قابل توجه دیگر نیز این است که این پیروکسن‌ها در زمان تشکیل در دو جایگاه که یکی دارای حدود ۲٫۵ درصد و دیگری حدود ۱۰ درصد آب بوده‌اند، یعنی زمانی که پیروکسن‌ها در فشاری حدود ۱۰ کیلوبار تشکیل می-شدند مقدار آب ماگما حدود ۲٫۵ درصد و هنگامی که در فشار ۵ کیلوبار تشکیل می‌شدند مقدار آب ماگما حدود ۱۰ درصد بوده است. این مطلب می‌تواند چنین توجیه شود که پیروکسن-های منطقه از دو ماگما در فشارهای مختلف (عمق مختلف) تشکیل شده‌اند. در پژوهش انجام شده یکی از مسائل مهم تعیین خاستگاه و محیط تشکیل این سنگ‌های گابرونوریتی است [۲۸] که برای این منظور با استفاده از نمودار SiO_2/Al_2O_3[۲۲] و چنان که از بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز دیده می‌شود، نمونه‌های این منطقه در موقعیت ماگماهای اهکی-قلیایی قرار می‌گیرند. در بررسی دیگر که برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها انجام گرفت، براساس روش مرجع [۲۲] که روش دقیق برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی ماگماهاست، پس از تعیین شاخص‌های F1 و F2 مشخص می-شود که سنگ‌های گابرونوریتی این منطقه در جایگاه ماگماهای مربوط به VAB و OFB قرار می‌گیرند که شرایط فشاری و دمایی زمان تشکیل کانی‌های مورد بررسی را تایید می‌کند [۲۹]. با توجه به گرایش ماگما به سری آهکی-قلیایی و تشکیل پیروکسن‌ها در عمق حدود ۳۰ کیلومتر و فشار حدود ۱۰ کیلوبار می‌توان تشکیل این ماگماها را بیشتر به محیط VAB مربوط دانست.

مراجع

[1] Stocklin g., *"Possible ancient continental margin in Iran"*, In: Burk C.A., Grake C.L. (Eds.), Geology of continental margins,Springer, New York.. (1974) 873-887.

[2] Safaii M., *"Geochemistry and Geology of Fariab Hormozgan Chromite ore Deposit, MSc. Thesis, Geology"*, economic geology branch, Factuly of science, Shiraz University (1992).

[3] Etemaimoghadam M., Poormoafi M., *"Petrology,Petrography and Gheochemistry study of Ultramafic Rocks Factuly of science"*, Shahid Behesti University (1997).

[4] Najafzadeh A. R., Arvin M., Pan Y., Ahmadi pour H., *"Podiform chromitites in the Sorkhband ultramafic complex, Southern Iran: evidence for ophiolitic chromitite"*, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 19, 49-65.

[5] Salehi S., *"Petrography and geochemistry of Mt.Groom ulterabasic of Rudan, MSc. Thesis"* , Geology of Hormozgan University. (2015) P.166

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

[6] Mc Call, G. g. H., Morgan K. H., Huber H., *"Geological Quadrangle Map of Minab*", 1: 250,000 Series, Sheet J 13, Geological Survey of Iran, Tehran (1983).

[7] Sakauyama M., *"petrological study of myoko and kurohime volcanoes*", japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing j. petro l.22 (1981) 553-583

[8] Kuno H., *"origin of Cenozoic petrographic provinces in japan and surrounding area*", Bull Volcanol. (1959) 29:20:37-76

[9] Donna L., Whitney Bernard W., Evans, *"Abbreviations for names of rock-forming minerals",* American Mineralogist, 95.1 (2010), 185–87.

[10] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes Subcommittee on Pyroxenes Commission on New Minerals and Mineral Names, American Mineralogist"*, Volume 73, (1988) pages 1123-1133.

[11] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginsburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., *"Nomenclature of pyroxenes",* American Mineralogist 65 (1988) 1-28.

[12] Rock N. M. S., *"The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences*", Mineralogy and Petrology, 43, (1990) 99-119.

[13] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PTestimations",* Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119 (1997) 55-60.

[14] Lindslay D. H., *"Pyroxene Geothermometry",* American Mineralogist, 68, (1983) 477-493.

[15] WASS S. Y., *"Multiple origins of clinopyroxenes in basaltic rocks",* Lithos, 12 (1990) 115- 132.

[16] Aoki K., Shiba I., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinom egata, Japan",* Lithos 6 (1993) 41-51.

[17] Moein vaziri H., Ahmadi A., *"Petrography and Petrology of Igneous rocks*", Trabiat Modarres University.

[18] Helz R. T., *"Phase relations of basalts in their melting range at PH20= 5 kb as a function of oxygen fugacity"*, Journal of Petrology 14 (1973)249-302

[19] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PTestimations",* Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119 (1997) 55-60.

[20] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals",* Second Longman Editions, Longman, London (1992) 696.

[21] Anderson J. L., *"Statuse of thermo-barometry in granitic batholiths*", Earth Science Review 87 (1996) 125-138.

[22] Koroll H., Evangelakakkis C., Voll G., *"Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks*" Contributions to Mineralogy and Petrology (1993) 510–518.

[23] Abbasi Dehghim S., Tabatabbaei manesh M., Irannezhadi M., *"Mineralogy, geothermobarometry and determination of plutonic magmatic series east of Nabar (SW of Kashan)*", Iranian Journal of Crystalography and Minarology, (2015) 23 Vol.1

[24] NISBET E.G., PEARCE J.A. *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings*", Contrib.Mineral. Petrol. 63 (1977) 149-160

[25] LeBas M. J., *"The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their percentage*", Am. J. Sci. 260 (1962) 267.88.

[26] Kananian et. al, *"Petrography, mineral chemistry and genesis of Aland and Gheshlagh Chromite deposits, Khoy ophiolite (NW of Iran)*", Iranian Journal of Crystalography and Minarology, Y 23 Vol.3, P.372-382

[27] Yousef zadeh M., Sabzei M., *"Geothermobarometery of Markouh Dacite (NE*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]

Birjand) and its Amphibolitic Xenoliths", Y.25 Vol.1 (2012) P.43-52

[28] Salavati M., et al, *"Mineral chemistry of ultramafic rocks from the Southern Caspian Sea Ophiolite (Eastern Guilan)*", evidence for a high-pressure crystal fractionation. Y.25 Vol.2 (2009) P.149-166

[29] Poosti M., Ghadami GH., Salehi S., *"Mineralogy and petrogenesis of chromian – spinel in Rudan ultramafic body*", Hormozgan Province Y.25 Vol.1 (2017) P.187-198.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-19]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.845]