



مقاله پژوهشی

کاربرد شیمی پیروکسن در ارزیابی دما- فشار و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های نفوذی اردوئیسین زیارت، جنوب گرگان (استان گلستان)

قاسم عزیززاده، سید جمال شیخ ذکریایی*، مصطفی رقیمی و عزیز رحیمی چاکدل

گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۳/۲۵، پذیرش: ۱۳۹۹/۱۰/۲۲

چکیده

منطقه مورد بررسی، بخشی از زون ساختاری البرز است که در منطقه زیارت واقع شده است. این منطقه از سنگ‌های گابرو، الیون گابرو، گابرو تا مونزو گابرو دگر سان شده، متاگابرو، مونزونیت، دیوریت پورفیری به سن اردوئیسین تشکیل شده است. کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه شامل بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادوریت، کلینوپروکسن و الیون همراه با کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن، بیوتیت، و کانی‌های ثانویه از نوع کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی و اپیدوت است. بافت بیشتر این سنگ‌ها گرانولار و افیتیک است. نتایج به دست آمده از تجزیه نقطه‌ای کلینوپروکسن‌های گابروها توسط الکترون میکروپروپ ترکیب اوژیت را برای پیروکسن‌ها نشان می‌دهد. بررسی شیمی کلینوپروکسن نشان‌دهنده میزان درصد آب ماگمای کمتر از ۵ درصد است. بر اساس ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن، ماگمای والد دارای ماهیت آلکالن است و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل آنها در ارتباط با کمان آتشفشانی است. ژئوترموبارومتري کلینوپروکسن‌ها دمای تشکیل ۱۲۷۷/۷ تا ۱۳۵۳/۱ درجه سانتی‌گراد و فشار بیشتر از ۱۰ کیلوبار را برای تبلور پیروکسن نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: کلینوپروکسن، ژئوترموبارومتري، سری آلکالن، اردوئیسین، زون ساختاری البرز، گرگان

مقدمه

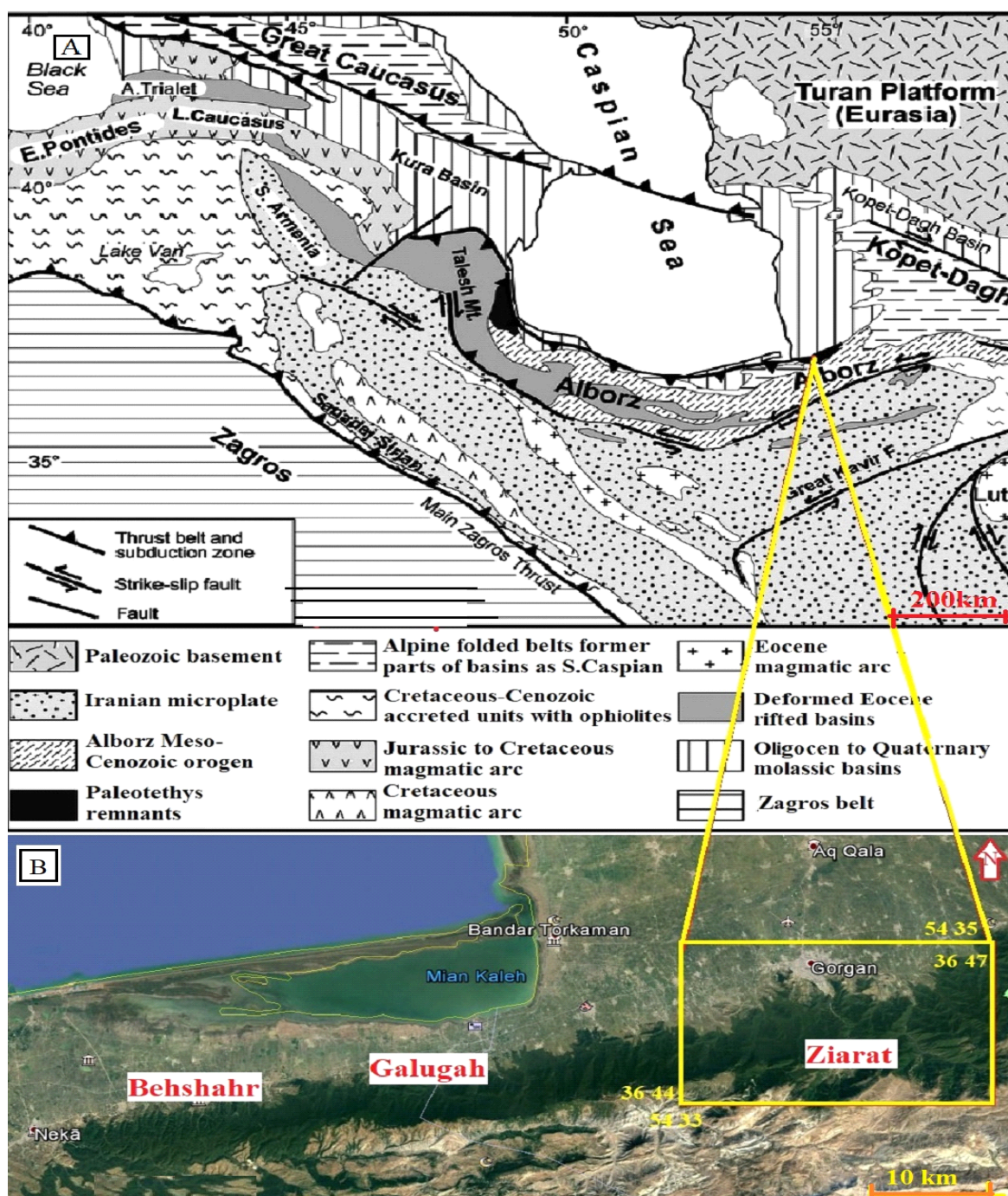
(Horton et al., 2008; Sinha, 2012; Sinha, 2013).

رشته کوه‌های البرز به صورت انورژو سینکلینال در شمال ایران و جنوب در یای خزر، بخش شمالی کمربند کوه‌زایی آلپ-همپالیا را در غرب آسیا تشکیل می‌دهند. رشته کوه البرز دارای راندگی‌هایی با شیب زیاد به سمت جنوب در دامنه جنوبی و به سمت شمال در دامنه شمالی است. شدت چین خوردگی به تدریج

بر اساس تقسیمات زمین‌شناسی (شکل A-۱)، زیارت (شکل ۱-۱) در منطقه البرز شرقی قرار دارد (Gansser, 1951) که جزئی از حاشیه شمالی گندوانا در دوران پالئوزوئیک است (Stöcklin, 1974; Salehi Rad, 1979; Berberian and King, 1981; Şengor, 1990; Alavi, 1991; Alavi, 1996; Stampfli and Borel, 2002; Allen et al., 2003;

(Stöcklin, 1968).

به سمت فرورفتگی خزر کاهش می‌یابد. بالا آمدگی خزر جنوبی احتمالاً باعث جدا کردن زون البرز از زون کپه‌داغ شده است



شکل ۱. A: نقشه زمین‌ساختی عمومی شمال ایران و منطقه جنوبی خزر، اصلاح شده از برونوت و همکاران (Brunet et al., 2003) (F: گسل) و B: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی

Fig. 1. A: Map of the general plate tectonics of the north region of Iran and south of Caspian (adopted from Brunet et al., 2003) (F: Fault), and B: Geographical location of study area

زمین‌شناسی منطقه

محدوده مورد نظر در استان گلستان و در حد فاصل شهرستان گرگان به زیارت، در جاده نهارخوران، واقع شده است. شیست‌های گرگان با سن پرکامبرین (Gansser, 1951; Jenny, 1977)، قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه هستند که در مساحتی به طول ۱۱۰ کیلومتر و عرض ۲ تا ۱۰ کیلومتری در دامنه شمالی سلسه جبال البرز گسترش دارد و ضخامت آنها در حدود ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر است. در ابتدای دره زیارت حدود ۸۰۰ متری بالادست نهارخوران، دو توده نفوذی کوچک گابرویی هریک به ضخامت حدود ۱۱ متر، کم‌وبیش موازی لایه‌بندی قرار دارند (شکل ۲) (Jamshidi et al., 1991). این توده‌ها اغلب دگرسان شده‌اند؛ اما پوشش گیاهی، مانعی برای شناسایی گسترش آنهاست. همچنین در ۲/۵ کیلومتری جنوب توسکستان، دو توده کوچک سینیتی که تقریباً با خاک‌های سطحی پوشیده شده است، وجود دارد؛ ولی با توجه به پوشش انبوه جنگلی، از ابعاد آن اطلاعات درستی در دسترس نیست. با توجه به تغییرات شدید ساختاری همراه با پوشش شدید جنگلی و گسترش وسیع سنگ‌های ولکانیکی و ولکانو کلاستیک، تعیین یک ستون چینه‌شناسی مشخص و دقیق در تمامی طول کمربند دگرگونی گرگان، مشکل و مبهم خواهد بود. سری دگرگونی گرگان از مرز شرقی آن در دره زرین گل علی‌آباد تا مرز غربی آن در منطقه گلوگاه، شرق بهشهر (شکل ۱) با سازندهای متعددی، از جمله سازندهای سلطان‌میدان، خوش‌بیلاق، مبارک، قزل‌قلعه، شمشک و لار در تماس است (Salehian, 2011).

روش مطالعه

در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی از منطقه مورد بررسی، ابتدا برداشت‌های صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای مختلف در منطقه انجام شد. بیش از ۱۰۰ نمونه از سطح منطقه جمع‌آوری شد و از این میان حدود ۷۰ مقطع نازک از سنگ‌های نفوذی تهیه و مورد بررسی سنگ‌شناسی به کمک میکروسکوپ پلاریزان قرار گرفت. آنالیز نقطه‌ای انجام‌شده روی کانی‌ها با

پژوهشگران زیادی شیست‌های گرگان را از دید چینه‌شناختی، زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی مورد بررسی قرار داده و حضور سنگ‌های آذرین مافیک را در آن گزارش کرده‌اند (Gansser, 1951; Jenny, 1977; Shahpasand zadeh, 1992; Fotovat Roudsari, 2006; Salehian, 2011).

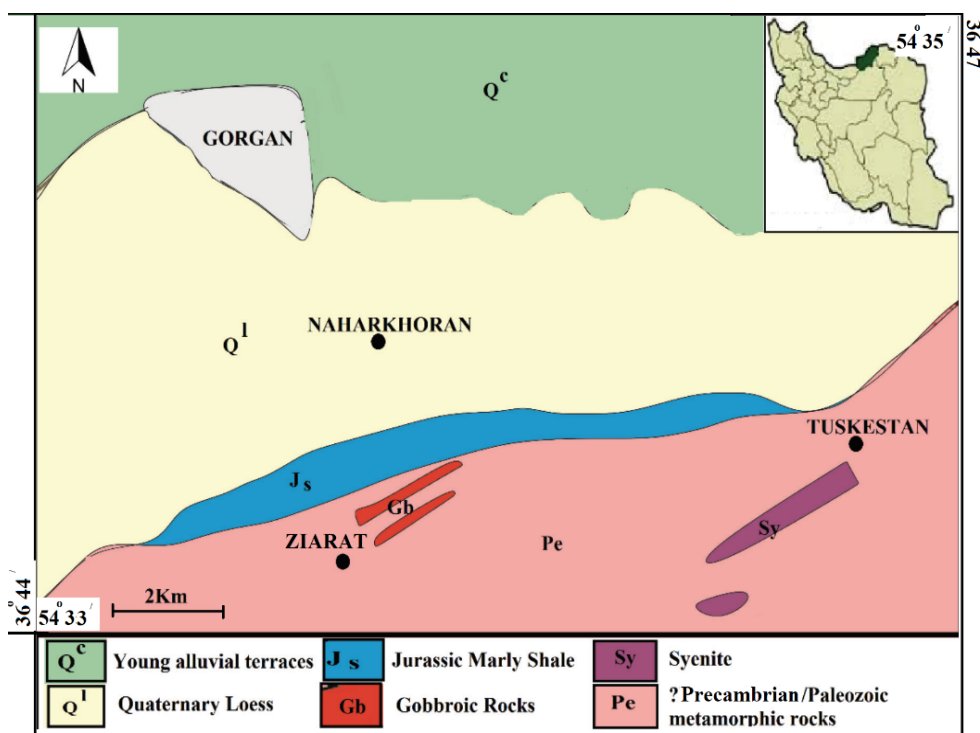
بر اساس پژوهش‌های گانسر (Gansser, 1951) و هویر (Hubber, 1957)، توده‌های گابرویی جنوب گرگان (دره نهارخوران) به مجموعه‌های افیولیتی تعلق دارند. در شش کیلومتری جنوب شرق گلوگاه، شیست‌های گرگان با یک ناپوستگی زاویه‌دار توسط ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک زیرین پوشیده شده‌اند. قطعات به دست آمده از فرسایش شیست‌های گرگان در کنگلومرای قاعده توالی ژوراسیک زیرین مشاهده می‌شود.

صالحیان (Salehian, 2011)، توده‌های نفوذی در شیست‌های گرگان را مورد بررسی قرار داده و نشان داد که این نمونه‌ها در محیط کافت درون ورقه قاره‌ای و از ذوب‌بخشی ۲ تا ۱۰ درصدی یک منبع گواشته آستوسفری با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیت در عمق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری پدید آمده‌اند. لذا به نظر می‌رسد، این محیط در زمان اردوئیسین - سیلورین که به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس و جدا شدن البرز و ایران مرکزی از گندوانا منجر شده است، به وجود آمده باشد (Shahpasand zadeh, 1992; Salehian, 2011).

در محدوده برون‌زد این دگرگونی‌ها می‌توان به سنگ‌های آذرین ایگنمبریت دره استان، سینیت دره توسکستان و گابرو-دیوریت نهارخوران اشاره کرد (Shahpasand zadeh, 1992; Ghavidel-Syooki et al., 2009). از آنجایی که پیروکسن‌ها یکی از کانی‌های مهم در سنگ‌های آذرین بازیک هستند، بررسی ترکیب شیمیایی آنها می‌تواند اطلاعات بسیار مهمی را از خاستگاه ماگمایی و شرایط فیزیکوشیمیایی نشان دهد. لذا در این مقاله به بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی این کانی پرداخته شده است.

شد. با توجه به اینکه آنالیز مایکروپروپ قادر به تفکیک Fe^{2+} و Fe^{3+} نیست و کل آهن به صورت FeO^* گزارش می‌شود، لازم است برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها این دو از یکدیگر به روش دروپ (Droop, 1987) تفکیک شوند.

استفاده از دستگاه آنالیز مایکروپروپ در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) انجام شد که ۱۱ نقطه آنالیز مایکروپروپ از کلینوپیروکسن در این مقاله ارائه شده است. در نهایت داده‌های به دست آمده از این آنالیز توسط نرم‌افزار Minpet2.02 تفسیر



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی زیارت (Jamshidi et al., 1991)

Fig. 2. Geological map of Ziarat (Jamshidi et al., 1991)

سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های انجام شده، سنگ‌های بررسی شده شامل گابرو، الیون گابرو، مونزو گابرو و دیوریت است. در نمونه دستی رنگ خاکستری تیره دارند (شکل ۳- A و B). همچنین بافت غالب سنگ‌ها گرانولار (درشت‌بلور تا متوسط‌بلور) و افیتیک است.

کاپروها

کانی‌های اصلی شامل پیروکسن و پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و با ماکل پلی سنتتیک، آلیت-

کارلسباد و آلیت- پریکلین در متن سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۴- A). از محصولات دگرسانی این پلاژیوکلازها می‌توان به کانی‌های رسی، کلریت، اپیدوت، کلسیت و سربیسیت اشاره کرد. پژوهش‌های اخیر بیانگر آن است که این پلاژیوکلازها با توجه به سالم‌بودن و نبود بافت‌های نشان‌دهنده عدم تعادل در آخرین فاز تبلور در حجره ماگمایی و در شرایط پایدار ترمودینامیکی تشکیل شده‌اند (Ross and White, 2006; Pearce, 2008; Eickmann et al., 2009; Salavati and Fahim Guilany, 2014). از دیگر گونه‌های پلاژیوکلاز، پلاژیوکلازهایی با اندازه‌های حدودی ۱ میلی‌متر

پیروکسن‌ها که با شدت‌های متفاوت همراه است، می‌توان به کلریت، اپیدوت، اکسیدهای آهن، بیوتیت و کانی‌های رسی اشاره کرد (شکل ۴-D و E). یکی از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها، آپاتیت است که به صورت بلورهای سوزنی و کشیده دیده می‌شوند (شکل ۴-E). ایلمنیت از مهم‌ترین ترکیبات آهن‌دار موجود در سنگ‌های مورد بررسی است که رنگ قهوه‌ای تیره مایل به سیاه دارند. همراه با ایلمنیت‌ها روتیل نیز وجود دارد (شکل ۴-F).

به صورت پوئی کلیتیک داخل پیروکسن مشاهده می‌شوند (شکل ۴-B). پیروکسن به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های ۲ تا ۴ میلی‌متر در بین پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند (شکل ۴-C) که این امر می‌نواند نشان‌دهنده تبلور اولیه پلاژیوکلازها و تبلور بعدی پیروکسن باشد. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند. از بافت‌هایی که تو سطر این کانی‌ها ایجاد شده، می‌توان به بافت افیتیک-ساب‌افیتیک تا پوئی کلیتیک اشاره کرد. حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد مقاطع از پیروکسن تشکیل شده است. از لحاظ اندازه، درشت‌بلور و متوسط‌بلور هستند. از محصولات دگرسانی این



شکل ۳. A و B: نمایی از گابروهای زیارت

Fig. 3. A and B: A view of gabbro's in the Ziarat

برخورد دارند. پلاژیوکلاز با فراوانی حدود ۶۰ درصد، اصلی‌ترین کانی این سنگ‌ها محسوب می‌شود. از کانی‌های دیگر می‌توان به آمفیبول نوع هورنبلند اشاره کرد که این کانی نیز متحمل دگرسانی شدیدی شده و اغلب به کلریت، بیوتیت و کانی‌های اوپک تبدیل شده است.

مونوزو گابرو

کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل، پلاژیوکلاز، پیروکسن و فلدسپات آلکالن است. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و اغلب به صورت دگرسان‌شده دیده می‌شوند.

الیون گابرو

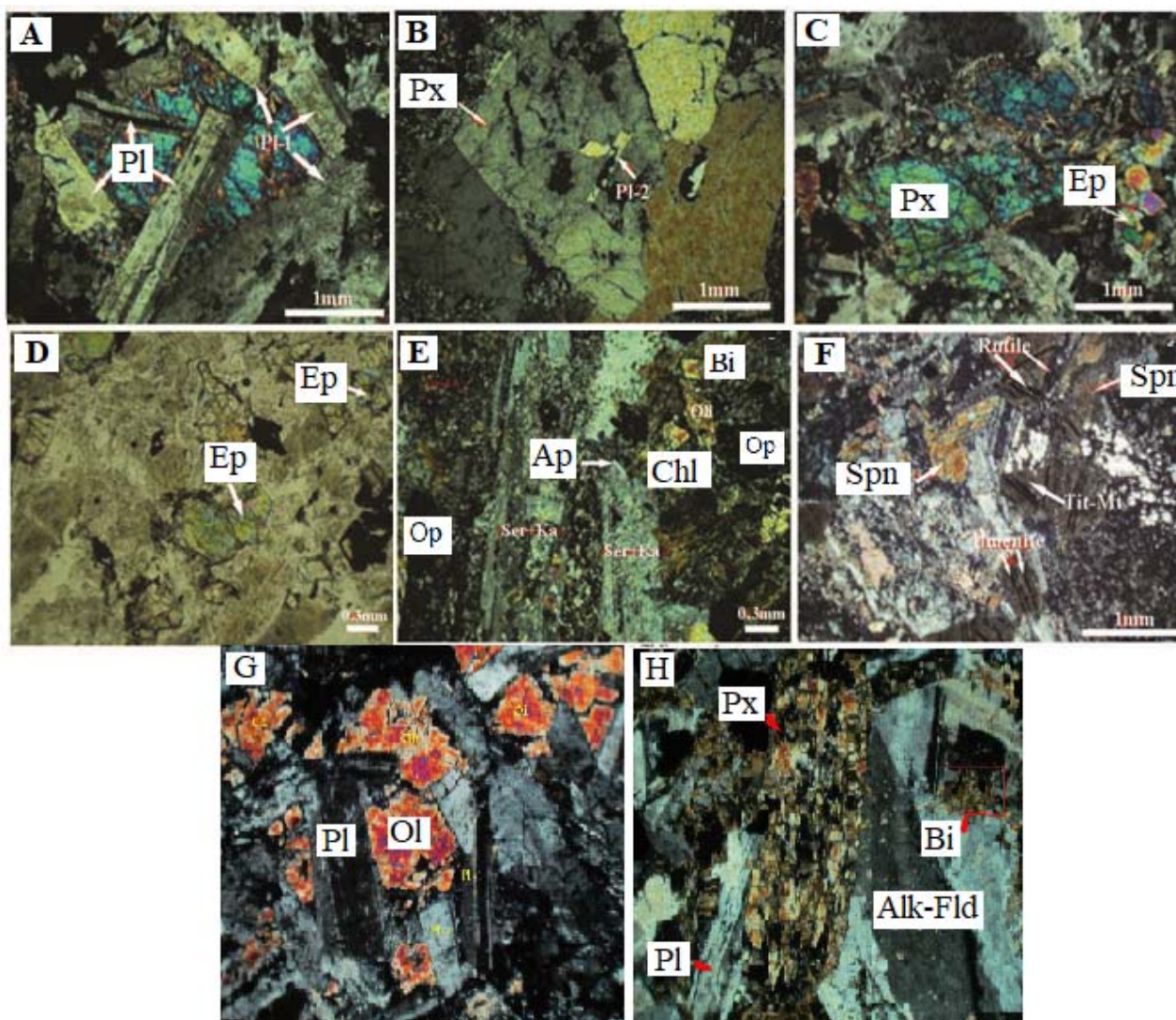
کانی‌های اصلی شامل الیون، پلاژیوکلاز و پیروکسن است. بافت غالب آن گرانولار، افیتیک تا ساب‌افیتیک است. الیون گابروهای منطقه شامل بیش از ۱۵ درصد حجمی الیون است. این کانی عنوان اولین فاز تبلور یافته ماگماست و اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بدون حاشیه واکنشی همراه با پلاژیوکلازها قابل مشاهده‌اند (شکل ۴-G).

دیوریت

دیوریت‌های منطقه نسبت به گابروها از فراوانی کمتری

در متن سنگ مشاهده می‌شوند؛ اما به صورت جزئی دگرسان شده‌اند (شکل ۴-۵).

پیروکسن‌ها کاملاً خرد یا دگرسان شده‌اند و کانی اولیه به سختی قابل تشخیص است. فلدسپارهای آلکالی با اندازه ۲ تا ۳ میلی‌متر



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های گابرویی زیارت. A: بافت افیتیک تا پوئیکلیتیک، B: پیروکسن و پلاژیوکلاز گونه دوم به صورت داخلی، C: پیروکسن از نوع اوژیت به همراه اپیدوت و کانی‌های کدر، D: کانی اپیدوت و کانی‌های کدر. اپیدوت‌ها احتمالاً حاصل دگرسانی پیروکسن‌هاست (نور PPL)، E: پلاژیوکلازهای کاملاً دگرسان شده به سریسیت، کلریت و کانی‌های رسی، F: تیتانو مگنتیت و اسفن، G: الیون‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و H: آلکالی فلدسپار در مونزوگابروها. علائم اختصاری از کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده است: Pl: پیروکسن، Px: پیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Ap: آپاتیت، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت، Spn: اسفن، Bi: بیوتیت، Alk-Fld: آلکالی فلدسپار، Op: اوپک، Ol: الیون.

Fig. 4. Microphotographs of the Ziarat's gabbroic rocks. A: Ophitic to poikilitic texture, B: Second-type pyroxene and plagioclase as inclusion, C: Augite along with epidote and opaque minerals, D: Opaque and epidote minerals: (Epidote is probably the outcome of pyroxene alteration (PPL), E: Completely altered plagioclase to sericite, chlorite and clay minerals, F: Titanomagnetite and sphene. G: Euhedral to subhedral olivine, and H: Alkali feldspar in monzogabbro. Abbreviations after Kretz (1983) (Px: Pyroxene, Pl: Plagioclase Ap: Apatite, Ep: Epidote Chl: Chlorite, Spn: Sphene, Bi: Biotite, Alk-Fld: Alkali feldspar, Op: Opaque Ol: Olivine).

شیمی کانی‌ها

بررسی‌های ژئوشیمیایی یکی از بهترین راه‌های شناخت فرایندهای ماگمایی است. عناصر موجود در کلینوپروکسن نماینده عناصر موجود در ماگماست (Leterrier et al., 1982). کلینوپروکسن به عنوان یک ردیاب، در ارزیابی شرایط فیزیکی شیمیایی ماگما شناخته می‌شود. ترکیب آن نه تنها منعکس کننده شرایط شیمیایی و سری ماگمایی است (Le Bas, 1962; Leterrier et al., 1982; Berger et al., 2005; Dioh et al., 2009)؛ بلکه نشان‌دهنده شرایط فیزیکی (دما و فشار) ماگما در زمان تبلور آن است (Nimis, 1995; Putirka et al., 1996; Nimis and Ulmer, 1998; Nimis and Taylor, 2000; Putirka et al., 2003; Putirka, 2008). به این منظور بر روی نمونه‌های حاوی پیروکسن، آنالیز نقطه‌ای انجام شده است. جدول ۱، نتایج حاصل از این آنالیز را برحسب درصد وزنی نشان می‌دهد.

شیمی کانی پیروکسن

کلینوپروکسن پس از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی گابروهای زیارت است. بر این اساس پیروکسن‌های مورد بررسی در محدوده آهن- منیزیم- کلسیم (Quad) قرار گرفته‌اند. برای جدا کردن پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe از نمودار سه تایی Wo-En-Fs (ولاستونیت- فروسیلیت- انستاتیت) (Morimoto et al., 1988) استفاده شده است. در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده اوژیت قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱). طبق جدول ۱، میانگین ترکیب اعضای انتهایی کلینوپروکسن‌های مورد بررسی $Wo_{34.35}En_{50.73}Fs_{12.02}Ac_{1.42}$ است. بررسی نقطه‌ای در طول یک بلور پیروکسن از مرکز به حاشیه نشان می‌دهد که این کانی همگن است و تغییرات ترکیب MgO، CaO و FeO در طول آن بسیار ناچیز است (شکل ۵-۲). عدم تغییر سیستماتیک از مرکز به حاشیه نشان‌دهنده نبود منطقه‌بندی در کانی‌هاست. میزان تغییرات Al_2O_3 از ۲/۶۶ تا ۴/۸۷ درصد وزنی است و میزان تغییرات CaO نیز از ۱۷ تا ۲۰/۰۱ درصد است که میزان تغییرات ۲ تا ۳ درصدی دارند. به طور معمول،

کانی پیروکسن غنی از منیزیم و فقیر از آهن است. مقدار عدد منیزیم ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) به عنوان شاخصی مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. محدوده Mg# همه پیروکسن‌های مورد بررسی ۰/۷۷ تا ۰/۸۳ است. در نمودار توزیع Al و Si پیروکسن‌های گابروهای مورد بررسی در بالای خط اشباع در جایگاه چهاروجهی قرار می‌گیرد (شکل ۵-۳). بنابراین، موقعیت چهاروجهی به طور کامل با Si و به طور بخشی با $Al(Al^{IV})$ جایگزین شده است. در نتیجه، این موقعیت نمی‌تواند با کاتیون‌های سه ظرفیتی مثل Cr^{3+} ، Fe^{3+} و Ti اشغال شده باشد. Al اضافی نیز همراه با سایر عناصر سه ظرفیتی وارد موقعیت هشت‌وجهی پیروکسن‌ها می‌شود. قرارگیری نمونه در زیر این خط بیانگر آن است که همه کاتیون‌های Si و Al وارد موقعیت هشت‌وجهی شده است و به دلیل تکمیل نشدن این موقعیت، کاتیون‌های سه ظرفیتی دیگر از قبیل Cr^{3+} ، Fe^{3+} و Ti نیز وارد آن شده است. از این رو، چنین پیروکسنی بدون آلومینیم در موقعیت هشت‌وجهی (Al^{VI}) بوده و در جدول ۱ نشان‌دهنده شده است. میزان Al در کلینوپروکسن‌های منطقه مورد بررسی نسبت به Ti موجود در آنها بیشتر است (شکل ۵-۴). میزان تیتانیم اندک در ترکیب این کلینوپروکسن‌ها به حضور مقدار بیشتر ایلمنیت در گابروها وابسته است (Nosova et al., 2002)؛ زیرا با تبلور ایلمنیت، تیتانیم موجود در ماگما بیشتر وارد شبکه ایلمنیت شده و پیروکسن‌های همزیست با ایلمنیت، از تیتانیم فقیر می‌شوند.

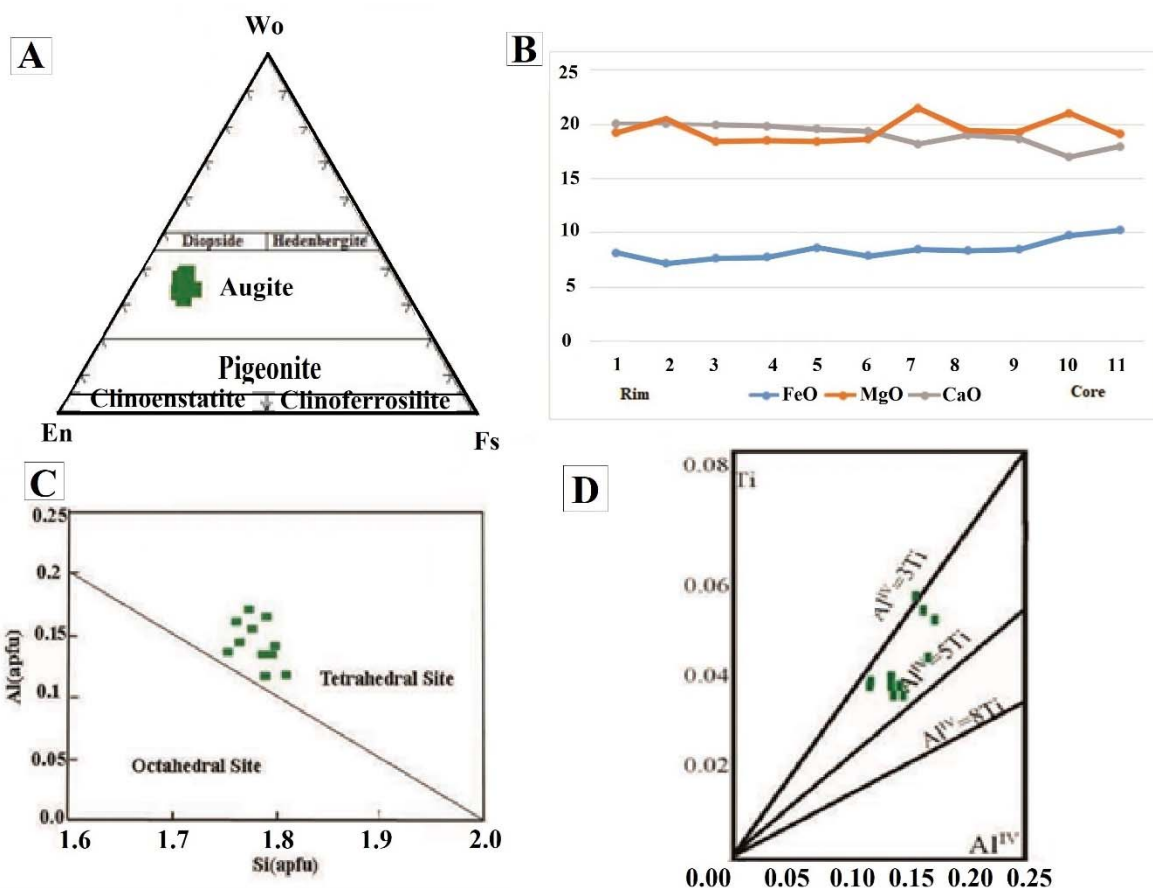
استفاده از شیمی کلینوپروکسن‌ها در پتروژنز

عناصر موجود در کلینوپروکسن نماینده عناصر موجود در ماگماست. بنابراین با استفاده از شیمی کلینوپروکسن‌های موجود می‌توان به ماهیت ماگما و محیط تکنونوماگمایی سنگ‌های موجود در مناطق مورد بررسی پی‌برد. کلینوپروکسن‌های غنی از آلومینیم در فشار پایین‌تر نسبت به نمونه‌های فقیر از آلومینیم تشکیل شده‌اند (Foley and Venturelli, 1989; Liu et al., 2000).

جدول ۱. نتایج تجزیه الکترون مایکروپروپ پیروکسن البوین گابروهای منطقه زیارت (ترکیب شیمیایی پیروکسن و فرمول ساختاری (بر اساس ۶ اتم اکسیژن). (Wo: ولاستونیت، En: انستاتیت، Fs: فروسیلیت، Ac: آکمیت)

Table 1. The electron microprop analysis results of pyroxene of olivine gabbro rocks in the Ziarat district (The chemical composition and structural formula of pyroxene (Based on 6 atoms of oxygen). (Wo: Wollastonite, En: Enstatite, Fs: Ferrosilite, Ac: Acmite)

Sample	A-Px-1	A-Px-2	A-Px-3	A-Px-4	A-Px-5	B-Px-1	B-Px-2	B-Px-3	B-Px-4	B-Px-5	B-Px-6
SiO ₂	47.48	47.43	48.26	48.07	46.96	47.81	46.76	47.50	47.25	48.27	48.86
TiO ₂	1.3	1.25	1.31	1.4	1.26	1.52	1.88	1.99	1.82	1.31	1.35
Al ₂ O ₃	3.03	3.29	3.2	3.04	3.09	3.73	3.62	3.52	3.87	2.66	2.69
FeO	10.29	9.81	8.49	8.42	8.48	7.92	8.59	7.76	7.62	7.26	8.19
MnO	0.16	0.19	0.14	0.2	0.14	0.17	0.12	0.16	0.11	0.14	0.19
MgO	19.1	20.95	19.29	19.28	21.46	18.65	18.43	18.52	18.41	20.35	19.24
CaO	17.92	17	18.66	19.02	18.16	19.38	19.65	19.85	19.94	20.12	20.01
Na ₂ O	0.45	0.56	0.51	0.41	0.47	0.41	0.43	0.37	0.31	0.29	0.39
K ₂ O	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.32	0.35	0.34	0.29	0.26	0.04	0.31	0.36	0.32	0.24	0.00
Total	100.08	100.85	100.2	100.1 3	100.2 8	99.63	99.79	100.0 3	99.65	100.6 4	100.9 2
Si	1.786	1.764	1.798	1.795	1.753	1.761	1.761	1.776	1.773	1.789	1.809
Al ^{IV}	0.134	0.144	0.141	0.134	0.136	0.165	0.161	0.155	0.171	0.116	0.117
Al ^{VI}	0.01	0.02	0.01	0.025	0.02	0.01	0.01	0.02	0.026	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.314	0.294	0.10	0.256	0.255	0.242	0.263	0.237	0.233	0.218	0.248
Cr	0.009	0.01	0.01	0.008	0.007	0.001	0.009	0.011	0.01	0.07	0.00
Ti	0.037	0.035	0.037	0.038	0.034	0.043	0.053	0.057	0.051	0.037	0.038
Mn	0.005	0.006	0.004	0.006	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.006
Mg	1.039	1.121	1.043	1.045	1.149	1.049	1.037	1.032	1.039	1.125	1.062
Ca	0.701	0.654	0.725	0.741	0.699	0.783	0.795	0.795	0.809	0.799	0.794
Na	0.033	0.04	0.036	0.029	0.033	0.03	0.031	0.027	0.023	0.021	0.028
K	0.001	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum	4.133	4.164	4.119	4.135	4.176	4.095	4.131	4.124	4.145	4.196	4.118
Mg#	0.76	0.79	0.8	0.8	0.82	0.81	0.79	0.81	0.81	0.83	0.81
Wo	33.66	31.07	35.21	35.79	32.81	37.45	37.84	37.96	38.36	36.87	37.15
En	49.93	53.29	50.66	50.48	35.95	50.15	49.39	49.29	49.28	51.89	49.71
Fs	14.88	13.78	12.39	12.33	11.71	10.96	11.27	11.47	11.28	10.28	11.83
Ac	1.53	1.85	1.74	1.4	1.54	1.43	1.5	1.28	1.08	1.96	1.31



شکل ۵. A: مثلث تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌ها و قرار گرفتن کلینوپیروکسن در محدوده ترکیبی اوژیت (Morimoto et al., 1988)، **B:** تغییرات MgO، CaO و FeO اوژیت از مرکز (C) به حاشیه (R)، **C:** نمودار توزیع Al-Si که نمونه‌های پیروکسن زیارت در بالای خط اشباع جایگاه چهاروجهی قرار می‌گیرند و نشان‌دهنده قرارگیری کامل Si در موقعیت چهاروجهی کانی پیروکسن است (Nosova et al., 2002) و **D:** نمودار میزان Ti در برابر Al^{IV}، قرار گرفتن موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در محدوده Al^{IV} = 5Ti، 8Ti بیانگر بالا بودن قابل توجه میزان Al^{IV} نسبت به Ti در کلینوپیروکسن‌هاست (Downes and Leyreloup, 1986).

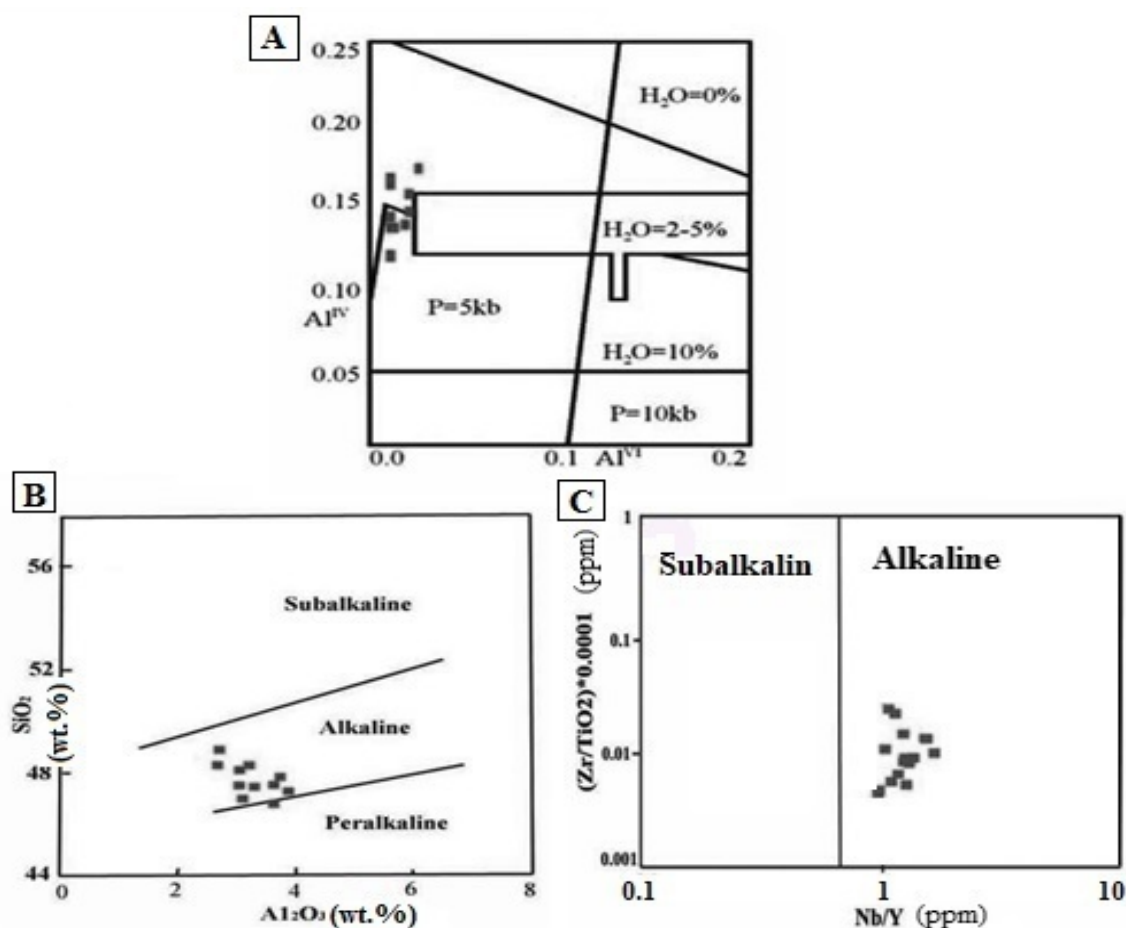
Fig. 5. A: Clinopyroxenes' division triangle and positioning of clinopyroxenes in the field of the combination augite (Morimoto et al., 1988), **B:** changes of MgO, CaO, and FeO augite from the center (C) to the Rim (R), **C:** the distribution chart of Al-Si in which Ziarat's pyroxene are at the top of the saturation line position of the tetrahedron position and shows the complete position of Si in tetrahedron position of pyroxene mineral (Nosova et al., 2002), and **D:** chart showing the amount of Ti against Al^{IV}, positioning of clinopyroxene in the field of Al^{IV} = 5Ti, 8Ti shows a significantly high amount of Al^{IV} relative to Ti in clinopyroxene (Downes and Leyreloup, 1986).

Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که این کانی‌ها از ماگمایی متبلور شده‌اند که میزان آب در آن کمتر از ۵ درصد است (شکل ۶-A). با استفاده از مقادیر SiO₂ و Al₂O₃ موجود در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها می‌توان سری‌های ماگمایی را از هم متمایز کرد. ترکیب شیمیایی

محتوای آلومینیم در کلینوپیروکسن‌ها در فشار بالا توسط واکنش $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ و در فشار پایین توسط واکنش $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6 + \text{SiO}_2 = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ کنترل می‌شود (Green and Ringwood, 1967; Beccaluva et al., 1989) همچنین بالا نبودن مقدار Al^{IV} و مقدار نسبتاً بالای

اکسید عناصر اصلی موجود در کلینوپیروکسن‌ها، فرمول و نمودار F_1F_2 را ارائه کردند. با استفاده از فرمول‌های زیر می‌توان میزان F_1 و F_2 را محاسبه کرد و سپس با استفاده از نمودار F_1F_2 محیط تکتونوماگمایی ماگمای اولیه را مشخص کرد. چنان‌که در شکل ۷ دیده می‌شود، نوع ماگمای مورد بررسی با استفاده از درصد اکسیدهای عناصر اصلی موجود در کلینوپیروکسن و محاسبه فرمول‌های F_1 و F_2 شبیه به بازالت‌های کمان است.

پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرویی در محدوده آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۶-B). بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی که بر روی گابروهای زیارت انجام شده است (Azizzadeh et al., 2018)، ماگمای مولد این سنگ‌ها دارای سرشت آلکالن است (شکل ۶-C) که با نتایج حاصل از بررسی‌های شیمی پیروکسن‌های موجود در گابروهای منطقه همخوانی دارد. نیسبت و پیرس (Nisbet and Pearce, 1977) با استفاده از



شکل ۶. A: نمودار تعیین‌کننده میزان آب موجود در ماگمای سازنده سنگ‌ها بر اساس میزان Al^{IV} در برابر Al^{VI} کلینوپیروکسن‌ها در منطقه زیارت (Helz, 1976)، موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در این شکل نشان‌دهنده نسبتاً فقیر از آب بودن ماگماست، B: نمودارهای SiO_2 در مقابل Al_2O_3 ، برای تعیین سری ماگمایی، با ترکیب کلینوپیروکسن (Le Bas, 1962) و C: نمودار Nb/Y در برابر $(Zr/TiO_2) * 0.0001$ (داده‌های شیمی سنگ کل از عزیززاده و همکاران (Azizzadeh et al., 2018) (Winchester and Floyd, 1977)

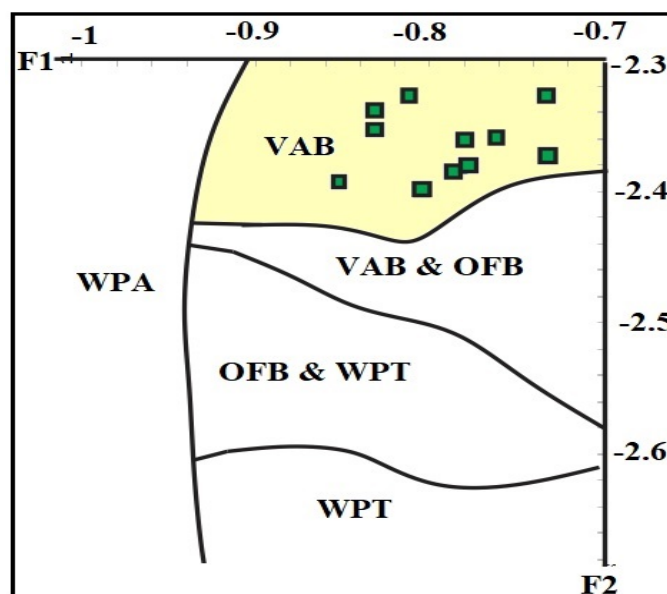
Fig. 6. A: Diagram of the amount of water available in the parent magma based on the rate of Al^{IV} against Al^{VI} in clinopyroxenes in the Ziarat area (Helz, 1976), the position of the clinopyroxene in this figure represents relatively water-poor magma, B: SiO_2 against Al_2O_3 diagram to determine the magmatic series on the basis of clinopyroxene composition (Le Bas, 1962), and C: Nb/Y diagram $(Zr/TiO_2) * 0.0001$ (data from Azizzadeh et al., 2018)(Floyd & Winchester, 1977)

پژوهشگران دیگر (Salehian, 2011; Ghasemi et al., 2015; Azizzadeh et al., 2018; Shahpasand zadeh and Keshavarz, 2019)، محیط زمین ساختی توده‌های نفوذی این منطقه را به رژیم کششی حاکم بر لبه شمال شرقی ابرقاره گندوانا و تشکیل ریفت توران در زمان اردویسین - سیلورین که به تشکیل اقیانوس پالتوتیس و جدا شدن البرز و ایران مرکزی از گندوانا منجر شده است، نسبت داده‌اند که این موضوع بیانگر نتایج حاصل از این پژوهش است.

$$F_1 = - (0.012 \text{ SiO}_2) - (0.0807 \text{ TiO}_2) + (0.0026 \text{ Al}_2\text{O}_3) - (0.0012 \text{ FeO}^*) - (0.0026 \text{ MnO}) + (0.0087 \text{ MgO}) - (0.0128 \text{ CaO}) - (0.0419 \text{ Na}_2\text{O})$$

$$F_2 = - (0.0469 \text{ SiO}_2) - (0.0818 \text{ TiO}_2) - (0.0212 \text{ Al}_2\text{O}_3) - (0.0041 \text{ FeO}^*) - (0.1435 \text{ MnO}) - (0.0029 \text{ MgO}) + (0.0085 \text{ CaO}) + (0.016 \text{ Na}_2\text{O})$$

و فور فوران‌های بازالتی و اغلب زیر دریایی در رسوبات سیلورین ایران و به ویژه در منطقه مورد بررسی را می‌توان به اقیانوس‌زایی پالتوتیس در شمال ایران نسبت داد (Darvishzadeh, 1991). با توجه به مراحل اولیه تشکیل اقیانوس که با ایجاد ریفت‌های قاره‌ای همراه است و فوران‌های اولیه که از نوع آکالین (پیدایش ریفت) است، می‌توان وجود گدازه‌های بازالتی ناحیه مورد بررسی و دیگر نمونه‌های آن که با عنوان‌های بازالت سلطان‌میدان (این بازالت‌ها به وسیله شیل‌ها و توفیت‌های قرمز و سبز رنگ قطع شده‌اند و به وسیله ماسه‌سنگ‌های پادها دونین زیرین پوشیده می‌شوند) در حوالی گرگان و یا بازالت‌های زیر دریایی ماسوله در البرز غربی که در زیر رسوبات سیلورین قرار دارند، را به بازشدگی ریفت‌های قاره‌ای در شمال ایران مرتبط دانست.



شکل ۷. نمودار F_1F_2 و موقعیت کلینوپیکروکسن‌های زیارت که در قسمت بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند (Nisbet and Pearce, 1977)

Fig. 7. The F_1F_2 chart and clinopyroxenes' position in the Ziarat area which are placed on VAB (Nisbet and Pearce, 1977).

بر آورد دما و فشار تعادل در زمان تبلور دوباره کانی‌ها استفاده می‌شوند (Spear, 1995; Ottonello, 1997; Nakamura, 2009; Sayari, 2012; Ghorbani et al., 2019). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزاری مهم برای سنجش دما در سنگ‌های

زمین دما فشارسنجی

یکی از اهداف اولیه پترولوژیست‌ها، تعیین شرایط فیزیکی تشکیل سنگ و ارتباط این شرایط با فرایندهای زمین‌شناسی است. همچنین در سنگ‌شناسی، معادلات ژئوترموبارومتری برای

$$c(\text{high}) = a(\text{high}) - b(\text{high})$$

کمینه:

$$a(\text{low}) = 0.054 + (0.608 \times X.cpx)$$

$$b(\text{low}) = 0.304 \times (\ln(1 - 2[Ca]))$$

$$c(\text{low}) = a(\text{low}) - b(\text{low})$$

دمای بیشینه:

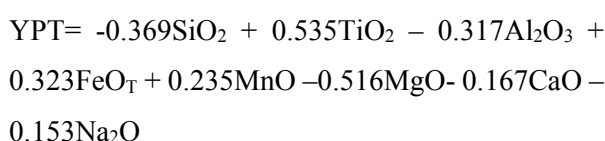
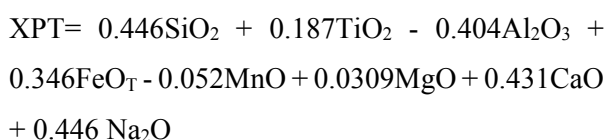
$$T_1^{\circ}C = \left(\frac{1000}{c(\text{high})}\right) - 273.15$$

دمای کمینه:

$$T_2^{\circ}C = \left(\frac{1000}{c(\text{low})}\right) - 273.15$$

با این مبنای ریاضی، صفحه‌های گسترده‌ای برای محاسبه حرارت پیروکسن‌ها تدوین شده است. به طور خلاصه در این روش با محاسبه فرمول استاندارد کانی‌ها بر اساس آزمایش الکترون مایکرو پروب، می‌توان اعضای انتهایی محلول جامد کالینوپیروکسن را مشخص کرد. با توجه به این مبنا و محاسبات مربوطه در جدول ۲، حرارت‌های محاسبه شده، ارائه شده است. چنان‌که ملاحظه می‌شود، میانگین حرارت تبلور پیروکسن‌ها بین ۱۲۷۷/۷ تا ۱۳۵۳/۱ درجه سانتی‌گراد در تغییر است.

بر اساس مؤلفه‌های XPT و YPT که بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شوند (Soesoo, 1997)، حرارت تشکیل کالینوپیروکسن‌های منطقه مورد بررسی، حدود ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شده است (شکل ۸-A). همچنین برای تعیین فشار تبلور کالینوپیروکسن مورد بررسی (شکل ۸-B) از نمودار سوسو (Soesoo, 1997) و نیز مقادیر XPT و YPT استفاده شد و بر اساس شکل ۸-B، میزان فشار بیش از ۱۰ کیلو بار برآورد شد.



آذرین محسوب می‌شوند. برخی از روش‌های دما-فشار سنجی کانی پیروکسن که تاکنون ارائه شده است، بر پایه تعادل میان دو پیروکسن (ارتوپیروکسن - کالینوپیروکسن) هستند که این روش توسط لیندزلی (Lindsley, 1983) ارائه شده است. این موضوع سبب محدودیت‌هایی در به کارگیری آنها می‌شود؛ به طوری که در نمونه‌های مورد بررسی کانی ارتوپیروکسن دیده نشده است. بنابراین برای بررسی دما-فشار سنجی نمونه‌های مورد بررسی از روش ترکیب تک‌بلور کالینوپیروکسن استفاده شده است. برای محاسبه دما-فشار سنجی از ترکیب مرکز تا حاشیه پیروکسن استفاده شده است. بدیهی است، مقادیر بیشتر دما و فشار مربوط به بخش مرکزی است. برای محاسبه دمای تشکیل کالینوپیروکسن‌های منطقه از نرم‌افزار Ptmafic که توسط سوتو (Soto, 1993) طراحی شده و در سال ۲۰۰۲ نیز به روزرسانی شده است، استفاده شد. مبنای محاسبه حرارت کالینوپیروکسن‌ها، عدد آهن و مبادله کلسیم در نتیجه افزایش یا کاهش حرارت بوده و دو مقدار بیشینه و کمینه حرارت برای هر کانی ارائه می‌شود. عامل‌های شیمیایی مورد نیاز در این روش عبارتند از: FeO، MgO و CaO. به دنبال آن مقادیر یونی به صورت زیر محاسبه می‌شوند.

$$Ca^{2+} = \frac{CaO}{86.08}, Mg^{2+} = \frac{Mg}{40.3}, Fe^{2+} = \frac{FeO}{71.86}$$

در ادامه عدد آهن در کالینوپیروکسن به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$X.cpx = \frac{Fe^{2+}}{Mg + Fe^{2+}}$$

با در نظر گرفتن اعضای انتهایی کلسیک-آهن‌دار و منیزیم‌دار (فرومنیزین)، حرارت‌های بیشینه و کمینه دو عضو انتهایی محاسبه شده و با کسر آنها از همدیگر، مقادیر بیشترین و کمترین به دست می‌آید.

بیشینه:

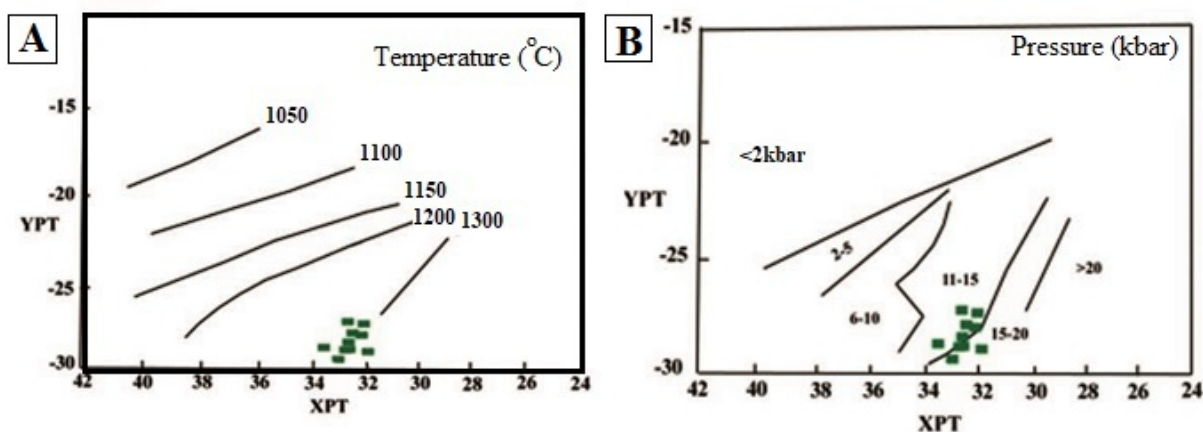
$$a(\text{high}) = 0.468 + (0.246 \times X.cpx)$$

$$b(\text{high}) = 0.123(\ln(1 - 2[Ca]))$$

جدول ۲. میزان دمای کمینه و بیشینه کلینوپیکروکسن های زیارت

Table 2. Minimum and maximum temperatures of the Ziarat's clinopyroxenes

Sample		A- Px-1	A- Px-2	A- Px-3	A- Px-4	A- Px-5	B- Px-1	B- Px-2	B- Px-3	B- Px-4	B- Px-5	B- Px-6
T1 °C	Minimum temperature	1174.5	1187	1192.9	1192.9	1201.8	1201.9	1197.8	1196.4	1197.4	1209	1195.1
T2°C	Maximum temperature	1380.8	1421.8	1439.5	1441.7	1469.6	1472.5	1458.2	1453.3	1456.8	1497.1	1448.9
Taverage		1277.7	1304.4	1316.2	1317.3	1335.7	1337.2	1328	1324.9	1327.1	1353.1	1322



شکل ۸. A: محاسبه دمای تبلور کلینوپیکروکسن و B: محاسبه فشار تبلور کلینوپیکروکسن (Soesoo, 1997)

Fig. 8. A: Calculated temperature for clinopyroxene crystallization, and B: calculated pressure for clinopyroxene crystallization (Soesoo, 1997)

نتیجه گیری

کلینوپیکروکسن های سنگ های منطقه نشان می دهد که در دمای ۱۲۷۷/۷ تا ۱۳۵۳/۱ درجه سانتی گراد متبلور شده اند. از طرفی فشار تقریبی بیش از ۱۰ کیلو بار و بر پایه ۳/۶۵ کیلو بار فشار به ازای هر کیلومتر عمق، تشکیل کلینوپیکروکسن ها در ماگمای سازنده بیش از ۳۷ کیلومتر برای سنگ های مورد بررسی برآورد می شود. همچنین، ترکیب کلینوپیکروکسن ها نشان می دهد که ماگمای سازنده، به سری ماگمایی آلکالن تعلق داشته و مقدار آب موجود در این ماگما زیر ۵ درصد است. ترکیب شیمیایی

منطقه مورد بررسی در بخش جنوبی شهر گرگان در منطقه زیارت، بخشی از زون ساختاری البرز است. بر اساس بررسی سنگ نگاری انجام شده، سنگ های شناسایی شده شامل گابرو، الوین گابرو، مونزونیت، گابرو تا مونزو گابرو دگرسان شده، متاگابرو، کاتاکلاستیک دیوریت پورفیری است. ترکیب کلینوپیکروکسن های موجود در گابرو های مورد بررسی در محدوده Quad و دارای ترکیب اوژیت هستند. ترمومتری

در خلال آغاز حرکات کششی و کافت‌زایی اقیانوس پالتوتیس در زمان اردویسین در البرز خاوری نهشته شده‌اند.

کلینوپيروكسن‌ها بیانگر شکل‌گیری آنها در محیط ژئوتکتونیکي بازالت‌های کمان آتشفشانی است. به نظر می‌رسد، هم سنگ مادر شیست‌های گرگان و هم سنگ‌های آذرین منطقه به‌طور هم‌زمان

References

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103(8): 983–992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2)
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1): 1–33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25(5): 659–672. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0)
- Azizzadeh, Q., Raghimi, M., Sheikhzakariaee, S. and Rahimi Chakdel, A., 2018. Geochemical characteristics of Gabbroic rocks in Zyarat in North East of Iran. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 157(157): 153–164. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.413716>
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B. and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77(3–4): 165–182. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90073-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90073-9)
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Toward apaleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- 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(9): 795–812. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00610.x>
- Brunet, M.F., Ershov, A.V., Korotaev, M.V. and Nikishin, A.M., 2003. The South Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1–4): 119–148. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00285-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00285-3)
- Darvishzadeh, A., 1991. *Geology of Iran*. Neda Publication, Tehran, 901 pp.
- Dioh, E., Béziat, D., Grégoire, M. and Debat, P., 2009. Origin of rare earth element variations in clinopyroxene from plutonic and associated volcanic rocks from the Foulde basin, Northern Kedougou inlier, Senegal, West Africa. *European Journal of Mineralogy*, 21(5): 1029–1043. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1963>
- Downes, H. and Leyreloup, A., 1986. Granulitic Xenoliths from the french massif central, Petrology, Sr and Nd isotope systematics and model age estimatics. *Geological Society London*, 24(1): 319–330. <https://doi.org/10.1093/etroj/40.10.1465>
- 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(361): 431–435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Eickmann, B., Bach, W., Rosner, M. and Peckmann, J., 2009. Geochemical constraints on the modes of carbonate precipitation in peridotites from the Logatchev Hydrothermal Vent Field and Gakkel Ridge. *Chemical Geology*, 268(1–2): 97–106. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.08.002>
- Foley, S.F. and Venturelli, G., 1989. Boninites and

- Related Rocks. Springer, New York, 496 pp.
- Fotovat Roudsari, H., 2006. Structural analysis of shear zones in Gorgan Transformation Collection, M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 77 pp.
- Gansser, A., 1951. Geological reconnaissance in the Gorgan and surrounding areas. Geological Survey of Iran, Tehran, report 18, 37 pp.
- Ghasemi, H., Kazemi, Z. and Salehian, Sh., 2015. Comparison of the Mafic Igneous Rocks from the Ghelli Formation (Upper Ordovician) and the Gorgan Schists in the Eastern Alborz Zone. *Geosciences*, 24(96): 263–301. <https://doi.org/10.22071/GSJ.2015.41771>
- Ghavidel-Syooki, M., 2009. Palynostratigraphy and paleogeography of Ordovician strata (Abastu and Abarsaj formations) from the southeastern Caspian Sea, northeastern Iran. Joint meeting of spores-pollen and acritarch subcommissions, University of the Algarve, Faro, Portugal.
- Ghorbani, H., Moazen, M. and Saki, A., 2019. Comparison of the Thermometry-Barometry methods by using Thermocalc and Theriak-domino to study Calc- silicate Hornfels in Cheshin, Hamedan. *Journal of Economic Geology*, 11(2): 195–209. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V11I2.66002>
- Green, D.H. and Ringwood, A.E., 1967. The genesis of basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 15(2): 103–109. <https://doi.org/10.1007/BF00372052>
- Helz, R.T., 1976. Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O = 5 kb. Part II Melt compositions, *Journal of Petrology*, 17(2): 139–193. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.2.249>
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A.H., Fakhari, M., Zamanzadeh, S.M. and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, 451(1–4): 97–122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063>
- Hubber, H., 1957. Geological reports on south Gorgan mountain front between Nika and Shah-Pasand. National Iran Oil Company, Tehran, report 164, 39 pp.
- Jamshidi, Kh., Afsharian, A., Sahbaie, M., and Dehhaghi, F., 1991. 1:250000 geological map of Gorgan. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran Press.
- Jenny, J.G., 1977. Precambrien et Paleozoique inferieur de l'Elbourz oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran du nord–est. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 70(1): 761–770. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.413716>
- Kretz, R., 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(2): 277–279. <https://doi.org/10.1130/B26587>
- 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. <https://doi.org/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(1): 139–154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68(5–6): 477–493. <https://doi.org/10.29252/ijcm.27.3.707>
- 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 Sciences*, 18(5): 519–531. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(00\)00002-X](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(00)00002-X)
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988- Nomenclature of pyroxene, *Mineralogical Magazine*, 52(367): 535–55. <https://doi.org/10.22067/econg.v8i2.46817>
- Nakamura, D., 2009. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set. *Journal of Metamorphic Geology*, 27(7): 495–508. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00828.x>
- Nimis, P.A., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(2): 115–125. <https://doi.org/10.1007/s004100050093>

- Nimis, P. and Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotite. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5): 541–554. <https://doi.org/10.1007/s004100000156>
- Nimis, P. and Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133(1–2): 122–135. <https://doi.org/10.1007/s004100050442>
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 149–160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>
- 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(3): 219–232. <https://doi.org/10.1134/S0016702910030043>
- Ottonello, G., 1997. Principles of geochemistry. Columbia University Press, Nw York, USA, 894 pp.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100 (1–4): 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Putirka, K., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R. and Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(1): 92–108. <https://doi.org/10.1007/s004100050145>
- Putirka, K., 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): 1542–1554. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1017>
- Ross, P. and White, J.D.L., 2006. Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: a field study on their subterranean deposits in the Coombs Hill ventcomplex, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 149 (1–2): 62–84. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.007>
- Salavati, M. and Fahim Guilany, R., 2014. Petrology and geochemistry of Imam-Zadeh Hashem mafic and ultramafic bodies, southern Guilan province. *Journal of Economic Geology*, 6(1): 87–105. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.38362>
- Salehian, Sh., 2011. Study of Petrology and Geochemistry of Mafic Igneous Rocks in Gorgan Shistes. M.Sc. Thesis, Shahroud University of Technology, Shahroud, Iran, 175 pp.
- Salehi Rad, M.R., 1979. Etude géologique de la region de Gorgan (Alborz oriental, Iran). Ph.D. Thesis, University of Paris, Paris, France, 162 pp.
- Sayari, M., 2012. APG: An efficient software program for Amp-Pl thermobarometry based on graphical method. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 22(4): 345–349. <http://dx.doi.org/10.22059/JSCIENCES.2011.23869>
- Şengor, A.M.C., 1990. A new model for the late Palaeozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society of London*, 49(1): 797–831. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1992.049.01.49>
- Shahpasand Zadeh, M., 1992. Structural Analysis and Interpretation of Sedimentary Environment of Gorgan. 10th Symposium of Geological Society of Iran, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran.
- Shahpasand Zadeh, M. and Keshavarz, S., 2019. Structural evolution and sedimentary-tectonic analysis of Gorgan schists: remnants of a pre-arc zone or intercontinental palate remnants of Paleo Tethys. 1st National Conference on Geology of Alborz Orogene and Caspian Sea, Golestan University, Gorgan, Iran.
- Sinha A.K., 2012. Petrological characterization of Proterozoic mafic dykes from the Singhbhum craton, eastern India, 34th International

- Geological Congress, University of Queensland, Brisbane, Australia.
- Sinha, A.K., 2013. Geochemistry of distinct mafic dykes from the Damodar valley Gondwana basins and Chhotanagpur gneissic terrain, eastern India: implications for their petrogenesis and tectonic setting. 125th anniversary of The Geological Society of America, Cornell University, New York, USA.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimation. *Journal of the Geological Society of Sweden*, 119(1): 55–60. <https://doi.org/10.1080/11035899709546454>
- Soto, J.I., 1993. Software for thermobarometry and activity calculations with mafic and ultramafic assemblages. *American Mineralogists*, 78(7–8): 840–844. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(94\)00101-Y](https://doi.org/10.1016/0098-3004(94)00101-Y)
- Spear, F. S., 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature- time paths. *Mineralogical Society of American*, Washington D.C., USA, 799 pp.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary science letters* 196 (1–2): 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229–1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A. Burk and C.L. Drake (Editors), *The geology of continental margins*. Springer, New York, pp. 873–887. https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(1): 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



How to cite this article

Azizzadeh, Q., Sheikhzakariaee, S.J., Raghimi, M. and Rahimi Chakdel, A., 2021. Application of clinopyroxene as a petrogenic mineral in determining the nature of Ordovician intrusive rocks in Ziarat (Southern Gorgan, Golestan Province). *Journal of Economic Geology*, 13(3): 561–577. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.81312>



Application of clinopyroxene as a petrogenic mineral in determining the nature of Ordovician intrusive rocks in Ziarat (Southern Gorgan, Golestan Province)

Qassem Azizzadeh, Seyed Jamal Sheikhzakariaee*, Mostafa Raghimi and Aziz Rahimi Chakdel

Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Submitted: June 15, 2019

Accepted: Jan. 11, 2021

Keywords: *Clinopyroxene, Geothermobarometry, Alkaline series, Ordovician, Alborz structural zone, Gorgan*

Introduction

The study area is located in the Eastern Alborz zone (Gansser, 1951) which is a part of the northern margin of Gondwana during the Paleozoic (Stöcklin, 1974; Salehi Rad, 1979; Berberian and King, 1981; Şengor, 1990; Alavi, 1991, 1996; Stampfli and Borel, 2002; Allen et al., 2003; Horton et al., 2008; Sinha, 2012, 2013). According to studies conducted by Gansser (1951) and Hubber (1957), the gabbro masses of South Gorgan (Nahar Khuran Valley) belong to the ophiolite collection. Meanwhile, 6km South-East of Galougah city, Gorgan schists have been covered by underlying Jurassic sandstones with a steep discontinuity. The parts resulting from the erosion of Gorgan schists were observed in the sequence conglomerate of the underlying Jurassic. At the beginning of the Ziarat Valley, about 800 meters above the Nahar Khuran, two small tectonic masses (the thickness of about 11 meters) are placed on the layers. These masses are mostly metamorphic. The metamorphic rocks (Gorgan schists), as one of the important geological units in Iran, are mainly formed from low-metamorphic rocks such as slate, phyllite, chlorite schist, greenschist and micaschist along with volcanic rocks and gabbrodiorite masses infiltrating them.

Materials and Methods

To prepare a geological map of the study area, field sampling and fieldwork were first done from the various units in the region. Over 100 samples were collected from the area. Approximately 70 thin

cross-sectional samples of the tectonic rocks of the area were selected from them and investigated using a polarizing microscope. In this paper, 11 points of clinopyroxene were selected for microprobe analysis. The point analysis done on these minerals was conducted using the EPMA method using a microprobe analysis set in the Center of Mineral Processing of Iran (Karaj). The structural formula is calculated using the Excel (Spreadsheet) and dividing them was done by the MinPet 2.02 software package. Given that microprobe analysis is unable to distinguish Fe²⁺ and Fe³⁺ and given that it reports total iron as FeO*, it is necessary to separate these two from each other in order to calculate the minerals' structural formula.

Results

Petrographic studies identified rocks including gabbro, olivine gabbro, monzonite, gabbro to monzogabbro altered, metagabbro, and catalactic porphyry diorite. Mineralogically, these rocks consist of phenocrysts of plagioclase with labradorite composition, clinopyroxene and olivine with accessory minerals of apatite, sphene, biotite, and metal minerals. Secondary minerals are chlorite, sericite, clay mineral and epidote. The dominant textures in these rocks are granular and ophitic. The results of electron microprobe analysis of these clinopyroxenes show that they have augite compositions. In addition, gabbros also mostly show alkaline composition.

*Corresponding author Email: j.sheikhzakariaa@gmail.com

Discussion

To precisely investigate the rocks in the research area, the results of the chemical analyses of minerals were used in determining their petrogenesis. Felsic minerals mainly include altered plagioclase, the main combination of which is labradorite and which is converted to the secondary albite due to hydrothermal alteration processes. The combination of clinopyroxenes available in the volcanic rocks is in Quad range and has a composition of augite. The temperature calculated for the clinopyroxenes in gabbros is 1277.7 to 1353.1°C and the pressure is more than 10 Kbars. (On the baseline of 3.65kbar per 1km in depth), the formation of clinopyroxenes in the parent magma was over 37km. The primary water content of the gabbro magmas is estimated to have been between 0.5 and 5 wt.%. Distribution of aluminum in tetra and octa positions of clinopyroxenes depends on pressure and the amount of water available in the crystallization environment. Accordingly, the amount of Al^{IV} decreases as the amount of water increases. Tectonomagmatic diagrams suggest that the host rocks are alkaline and are related to volcanic arc setting.

References

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103(8): 983–992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2)
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1): 1–33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25(5): 659–672. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0)
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Toward paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Gansser, A., 1951. Geological reconnaissance in the Gorgan and surrounding areas. Geological Survey of Iran, Tehran, report 18, 37 pp.
- Hubber, H., 1957. Geological reports on south Gorgan mountain front between Nika and Shah-Pasand. National Iran Oil Company, Tehran, report 164, 39 pp.
- Salehi Rad, M.R., 1979. Etude géologique de la région de Gorgan (Alborz oriental, Iran). Ph.D. Thesis, University of Paris, Paris, France, 162 pp.
- Şengor, A.M.C., 1990. A new model for the late Palaeozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society of London*, 49(1): 797–831. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1992.049.01.49>
- Sinha A.K., 2012. Petrological characterization of Proterozoic mafic dykes from the Singhbhum craton, eastern India, 34th International Geological Congress, University of Queensland, Brisbane, Australia.
- Sinha, A.K., 2013. Geochemistry of distinct mafic dykes from the Damodar valley Gondwana basins and Chhotanagpur gneissic terrain, eastern India: implications for their petrogenesis and tectonic setting. 125th anniversary of The Geological Society of America, Cornell University, New York, USA.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary science letters* 196 (1–2): 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A. Burk and C.L. Drake (Editors), *The geology of continental margins*. Springer, New York, pp. 873–887. https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64