



Origin of mafic enclaves in the Alvand Mountains (Hamedan): evidence from petrographic and geochemical data

Parand Vermazyar¹, Ashraf Torkian^{*2} and Leili Izadi Kian³

1- M.Sc. Dept. of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2- Assoc. Prof., Dept. of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

3- Assist. Prof., Dept. of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

ARTICLE INFO	ABSTRACT
Article type: Original Research	The Alvand Mountains is one of the largest batholith bodies in the middle part of the Sanandaj-Sirjan zone. This study investigates the origin of mafic enclaves in syn-plutonic dykes in this area. Based on field relationships and petrographic observations, the Alvand batholith is composed of mafic –felsic rocks (gabbro, olivine gabbro, tonalite, quartz diorite, quartz monzodiorite, monzogranite, syenogranite and granite) and mafic enclaves and syn-plutonic dykes. Enclaves are fine-grained and more mafic than host rock. They are mafic microgranular enclaves (MMEs) and have the composition of granodioritic to dioritic rocks. MMEs are mostly elongated ellipsoids, with coarse crystals, clear boundaries with the granitoid host, and aligned with the flow direction of felsic magma. The hosts are granitic in composition. Geochemical data display enclaves are metaaluminous and the hosts are peraluminous, and both are the calc-alkaline in nature. Geochemical results in spider-normalized diagrams indicate enclaves and their hosts are enriched in LILEs and depleted in HFSEs. In the rare earth element-normalized patterns, they show enrichment in LREEs and depletion in HREEs and enrichment in LREEs is more pronounced in hosts. This feature is one of the prominent characteristics of the calc-alkaline magmas in a volcanic arc environment. In discrimination tectonic setting diagrams, enclaves and hosts are plotted on the VAG field. Based on petrographic and geochemical studies, the microgranular mafic enclaves formed in a magmatic mixing/mingling process due to the absence of sedimentary fabrics and cumulative textures, along with different grain size characteristics.
Article history: Received: 2025 April 5 Accepted: 2025 June 22	
Keywords: Enclave Alvand Sanandaj-Sirjan Magmatic mixing	

DOI: <https://doi.org/10.22084/NFAG.2025.31075.1677>

Corresponding author: Ashraf Torkian, **E-mail:** a-torkian@basu.ac.ir

Cite this article: Parand Vermazyar, Ashraf Torkian and Leili Izadi Kian (2026). Origin of mafic enclaves in the Alvand Mountains (Hamedan): evidence from petrographic and geochemical data, New Findings of Applied Geology, Vol. 20, No. 39, pp: 258-276.



Journal of New Findings of Applied Geology by Bu-Ali Sina University Press is licensed under CC BY-NC 4.0

Web Site: <https://nfag.basu.ac.ir> **E-mail:** nfag@basu.ac.ir

Extended Abstract

Introduction

Mafic Microgranular Enclaves (MME) are the common evidence of magmatic mixing in internal bodies, especially calc-alkaline granitoids, which can be used to determine the origin and determine the geodynamic environment and processes involved in magma evolution. The use of the term microgranular in enclaves indicates that they have a finer crystalline texture than their granitoid hosts. When mafic or hybrid magma enters a highly crystallized felsic magma chamber, microgranular enclaves are usually dispersed as syn-plutonic dykes. The purpose of this paper is to investigate the petrography and geochemistry of syn-plutonic dykes in the Alvand batholith.

Materials & Methods

To investigate the petrographic studies of enclave and host samples, 76 samples (34 enclaves, 34 hosts, and 8 granitoid bodies) were taken from syn-plutonism dykes. Of these samples, a total of 24 fresh, unaltered samples, 10 host samples, 10 enclave samples, and 4 samples from the massif were prepared in thin sections at the sectioning workshop of Bu-Ali-Sina University. Also, to investigate the geochemistry of the enclaves and hosts, 12 samples (Enclave 6, Host 6), unaltered, were crushed (200 mesh size) and powdered, and sent to the Zar Azma Minerals Studies Company for analysis of major elements by XRF and trace and rare earth elements by ICP-MS. After receiving the results, the necessary graphs for the laboratory data were drawn using Corel Draw and GCDkit software and then analyzed and interpreted.

Discussion & Result

The presence of mafic enclaves in the granitic context is clear evidence of the mixing and mixing of mafic and felsic magmas. In the intrusion zone, there are mafic dykes that are fragmentary and some of these dykes have been displaced along their length, which are known as syn-plutonic dykes and are common signs of the simultaneous emplacement of mafic and felsic magmas. The enclaves in Kivaristan and Imamzadeh Kouh region have N-S and W-E trends. The enclaves of synplutonic dykes have composition of quartz diorite and granodiorite. The host rocks are fine-crystalline granites, porphyritic granites, and leucogranites. In examining the alumina saturation index coefficient, the enclaves are metaaluminous and the hosts are peraluminous and both are plotted in the calc-alkaline magmatic series. Interpretation of the trace element spider diagram for the enclaves indicates that there is enrichment in LILE elements and depletion in HFSE. A

negative anomaly is seen among HFSEs in the elements Zr, P, Nb, and Ti, and a positive anomaly is seen among LILEs in the elements Th, Ba, K, and Rb. The hosts have a positive anomaly in the elements Sm, Th, and Rb and a negative anomaly in Ba. In the rare earth element (REE) pattern, the enclave and host samples show enrichment in LREEs relative to HREEs, but the hosts have a more pronounced enrichment in LREEs. Depletion in heavy trace elements or HFSEs can be caused by the immobility of these elements in the fluid phase or indicate magmatic activity associated with subduction. The presence of positive anomalies in U and Th elements in the host samples is due to the fact that they are considered intrusive rocks of continental arcs, and the enrichment of LILE elements along with the depletion of HFSE elements such as Zr, P, and Ti indicates the crustal origin of the magma, because the continental crust is rich in LILE elements and poor in HFSE elements, and is an indication of the calc-alkaline nature of the magma forming the felsic host samples of the region. The enrichment of LREEs relative to HREEs in enclaves and hosts is one of the prominent and characteristic features of calc-alkaline rocks where volcanic arcs of continental margin subduction zones are located. Considering the existence of three petrogenetic hypotheses for the enclaves, such as restite origin, cumulate origin, and magmatic mixing origin, due to the absence of residual sedimentary fabric or metamorphic fabric, the absence of cumulative or aggregate texture, the absence of rapid solidification margins, and differences in grain size, the mixing / mixing model is acceptable for the enclaves. In terms of tectonic location, the enclaves and hosts are located within the granites of the magmatic arc and the active continental margin. The magma forming the enclaves originates from the melting of amphibolite and the magma forming the granite hosts originates from the melting of amphibolite and felsic plates.

Conclusion

Based on petrographic and geochemical studies, due to the absence of sedimentary fabrics and cumulative textures, along with different grain size characteristics, the enclaves were formed as a result of magmatic mixing processes, in which the migration of mafic fluids into the host felsic rocks played an important role. In geochemical analyses, it can be concluded that the effect of continental crust subduction and subduction activities plays a key role in the formation and origin of these enclaves. The final conclusion is that the mixing process and complex reactions in magma play a pivotal role in the formation of these types of mafic enclaves in the region.



منشأ انکلاوهای مافیکی در کوهستان الوند (همدان): شواهدی از داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی

پرند ورمزیار ارزانفودی^۱، اشرف ترکیان^{۲*} و لیلی ایزدی‌کیان^۳

۱- دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی	کوهستان الوند یکی از بزرگ‌ترین توده‌های باتولیتی در بخش میانی پهنه سهندج- سیرجان است. این مطالعه به بررسی منشأ انکلاوهای مافیکی در دایک‌های همزمان با پلوتونیزم در این منطقه می‌پردازد. بر اساس روابط صحرایی و مشاهدات سنگ‌نگاری، باتولیت‌الوند از سنگ‌های مافیک- فلسیک (گابرو، الیونین- گابرو، تونالیت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و گرانیت) و انکلاوهای مافیک و دایک‌های همزمان با پلوتونیزم تشکیل شده است. انکلاوها ریزدانه و مافیک‌تر از سنگ میزبان هستند. آن‌ها انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MMES) هستند و دارای ترکیبی از سنگ‌های گرانودیوریتی به دیوریتی می‌باشند. MMESها عمدتاً بیضوی کشیده، با بلورهای درشت، مرزهای واضح با میزبان گرانیتوئیدی و همسو با جهت جریان ماگمای فلسیک هستند. میزبان‌ها از نظر ترکیب گرانیتی می‌باشند. داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد انکلاوها متآلومینی و میزبان‌ها پرآلومینی هستند و هر دو ماهیت کالک‌آلکالن دارند. نتایج زمین‌شیمیایی در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نشان می‌دهد که انکلاوها و میزبان‌هایشان در LILE غنی شده و در HFSE تهی شده‌اند. در الگوهای بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی، غنی‌شدگی در LREE و تهی‌شدگی در HREE دیده می‌شود و غنی‌شدگی در LREE در میزبان‌ها بارزتر است. این ویژگی یکی از خصوصیات بارز ماگماهای کالک‌آلکالن در محیط قوس آتشفشانی است. در نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی، انکلاوها و میزبان‌ها در جایگاه VAG قرار می‌گیرند. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، انکلاوهای میکروگرانولارمافیک در یک فرآیند اختلاط / آمیختگی ماگمایی به دلیل عدم وجود فابریک‌های رسوبی و بافت‌های کومولیتی، همراه با ویژگی‌های اندازه دانه‌بندی متفاوت تشکیل شدند.
کلیدواژه‌ها:	
انکلاو	
الوند	
سهندج- سیرجان	
اختلاط ماگمایی	

DOI: <https://doi.org/10.22084/NFAG.2025.31075.1677>

* نویسنده مسئول: اشرف ترکیان، a-torkian@basu.ac.ir

استناد: پرند ورمزیار ارزانفودی، اشرف ترکیان و لیلی ایزدی‌کیان (۱۴۰۵). منشأ انکلاوهای مافیکی در کوهستان الوند (همدان): شواهدی از داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۲۰، شماره ۳۹، صفحه ۲۷۶ تا ۲۵۸.

این نشریه علمی رایگان است و حق مالکیت فکری خود را براساس لایسنس کپی‌رایت کامنز (CC BY-NC 4.0) به نویسندگان واگذار کرده است.



آدرس وبسایت نشریه: <https://nfag.basu.ac.ir> ایمیل نشریه: nfag@basu.ac.ir

۱- پیشگفتار

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک^۱ از جمله شواهد رایج اختلاط ماگمایی در توده‌های درونی (دیدیه و باربارین، ۱۹۹۱)، به‌ویژه گرانیتوئیدهای کالک‌آلکالن هستند که می‌توانند در تعیین خاستگاه و تعیین محیط ژئودینامیکی و فرآیندهای موثر در تحول ماگما به‌کار گرفته شوند (ژائو و همکاران، ۲۰۲۱). استفاده از واژه "میکروگرانولار" در انکلاوها بیانگر این است که آن‌ها نسبت به میزبان‌های گرانیتوئیدی بافت ریز بلورتری دارند (پابست، ۱۹۲۸؛ دیدیه و روکس، ۱۹۵۸). نظریه‌های مختلفی جهت پیدایش انکلاوها ارائه شده است. رایج‌ترین عامل جهت بوجود آمدن انکلاوها در سنگ‌های گرانیتوئیدی به‌خصوص انکلاوهای از نوع میکروگرانولار مافیک، آمیختگی ماگمایی است (دادفر و همکاران، ۲۰۱۹) که در اثر اختلاط ماگمای مافیک مشتق از گوشته و ماگمای فلسیک حاصل از ذوب پوسته بوجود می‌آید (بربریان، ۲۰۰۵ و فیلی و همکاران، ۲۰۰۸). البته موارد دیگری چون منشأ زینولیت برای آن‌ها در نظر گرفته شده که اشاره به قطعات جامدی دارد که به حاشیه‌های یک توده نفوذی محدود شده یا سنگ جدا شده از اعماق بیشتر است (سولاس، ۱۸۹۴). گاهی منشأ انکلاوها رستیتی است که باقیمانده‌های حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای می‌باشند (لاکروا، ۱۹۳۳). برای ژنز و منشاء انکلاوها مدل کومولیتی نیز پیشنهاد شده است که آن‌ها از تجمع کانی‌های اولیه متبلور شده از ماگما یا مذاب همزاد مافیک‌تر و مایعات بینابینی به دام افتاده بوجود می‌آیند (فیلیپس و همکاران، ۱۹۸۱ و کلمنس و وال، ۱۹۸۴، ۱۹۸۸). هنگام ورود ماگمای مافیک یا هیبریدی به اتاقک ماگمای فلسیک که تا حد زیادی سریع متبلور شده است انکلاوهای میکروگرانولار معمولاً به‌صورت دسته‌هایی از دایک‌های همزمان با نفوذ ماگمای اسیدی پراکنده می‌شود (باربارین، ۱۹۸۹؛ کومار، ۲۰۱۴). هدف از ارائه این پژوهش، بررسی سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی انکلاوهای دایک‌های همزمان با پلوتونیسیم در باتولیت الوند می‌باشد.

۲- موقعیت منطقه و زمین‌شناسی صحرایی

باتولیت الوند، یکی از بزرگ‌ترین توده‌های باتولیتی واقع در شمال‌غرب ایران در بخش میانی پهنه سندانج-سیرجان (شکل ۱، A) و در مجاورت شهر همدان، است که وسعتی

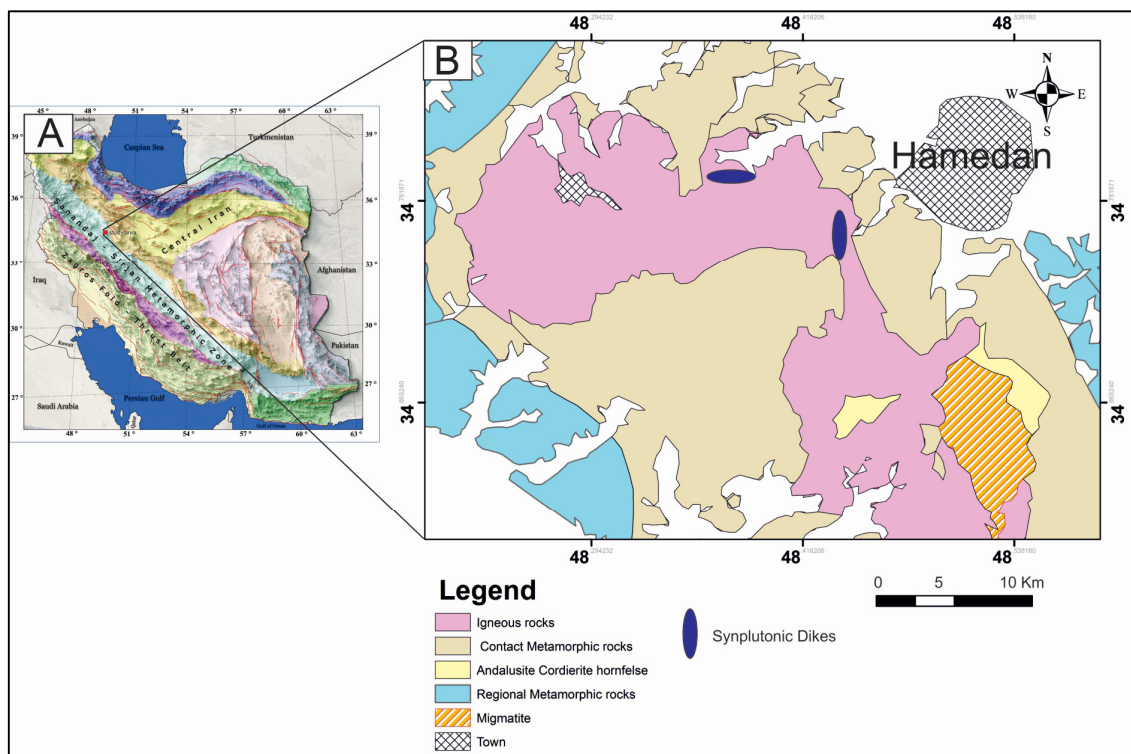
حدود ۴۰۰ کیلومتر مربع دارد و از سنگ‌های مافیک، حدواسط و فلسیک به همراه دایک‌های فلسیک و مافیک تشکیل شده است. پهنه سندانج-سیرجان به سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم شده است (عزیزی و استرن، ۲۰۱۹). پی‌سنگ بخش شمالی شامل سنگ‌های فلسیک و مافیک نئوپروتروزوئیک پسین-پالئوزوئیک آغازین است که به‌صورت محلی تحت تأثیر دگرگونی درجه بالا قرار گرفته‌اند (دانشور و همکاران، ۲۰۱۹). در این بخش گرانیت‌های پالئوزوئیک همراه با سنگ‌های آذرین بازیک تا حدواسط کرتاسه (عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۸؛ قلی‌پور و همکاران، ۲۰۲۱) شیل، سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ مزوزوئیک رخمون دارند. بخش مرکزی این پهنه عمدتاً از پی‌سنگ پرکامبرین اعم از آمفیبولیت‌های تغییرشکل‌یافته، متاگرانیت‌ها و رسوبات دگرگون‌شده (بدر و همکاران، ۲۰۱۸) تشکیل شده است، در حالی که در بخش جنوبی این پهنه، سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک که با سنگ‌های دگرگون نشده تریاس پوشیده شده‌اند، سنگ‌های آذرین ژوراسیک آغازین تا میانی و رسوبات مرتبط دیده می‌شود. منطقه مورد مطالعه در ضلع شرقی و جنوبی باتولیت الوند در طول‌های جغرافیایی $23^{\circ} 48'$ تا $25^{\circ} 48'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $45^{\circ} 33'$ تا $48^{\circ} 34'$ شمالی واقع شده است. دایک‌های همزمان با نفوذ باتولیت الوند در مناطق گنجانمه (محدوده کیوارستان) و روستای سولان (محدوده امامزاده کوه) قرار دارند (شکل ۱، B).

وجود انکلاوهای مافیک در متن گرانیتی، شاهد بارز آمیزش و اختلاط فیزیکی ماگماهای مافیک و فلسیک است (قلمقاش و همکاران، ۲۰۰۴). فراوانی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در داخل گرانیت‌های پورفیروئیدی و یا سنگ‌های دو رگه آنقدر گسترده و قابل توجه است که می‌توان در نقشه‌های زمین‌شناسی توپسرکان و همدان، بخش اصلی توده الوند را به دلیل وجود انکلاوها به صورت گرانیت‌های آگماتیتی معرفی نمود. در منطقه تداخلی ماگمای مافیک و فلسیک، دایک‌های مافیکی وجود دارد که به‌صورت قطعه‌قطعه هستند و برخی از این دایک‌ها در امتداد طول خودشان جابه‌جا شده‌اند که به نام دایک‌های همزمان با نفوذ یا پلوتونیسیم شناخته می‌شوند و از نشانه‌های شایع جایگیری همزمان ماگماهای مافیک و فلسیک به‌شمار می‌آیند (پیچر، ۱۹۹۳). باتولیت الوند،

^۱ Mafic Microgranular Enclave, MME

بوده و به اشکال و اندازه‌های متفاوتی دیده می‌شوند، اکثریت این انکلاوها دارای شکل بیضوی و کشیده و شامل درشت بلورهای کوارتز و فلدسپار هستند و در جهت جریان ماگمای فلسیک جهت‌دار شده‌اند (شکل ۲، B).

دارای انواعی از انکلاوها است که موارد مشاهده شده در محدوده‌های مورد مطالعه بیشتر از نوع میکروگرانولار مافیک و دورتر از دایک‌های همزمان با نفوذ از نوع میکاشیستی و هورنفلسی هستند (شکل ۲، A). انکلاوهای موجود در دایک‌های انکلاودار از نوع میکروگرانولار مافیک



شکل ۱. A: جایگاه تکتونیکی منطقه مورد مطالعه، B: موقعیت جغرافیایی دایک‌های مطالعه شده.

Fig. 1. A: Tectonic setting of the study area, B: Geographical location of the studied dykes.

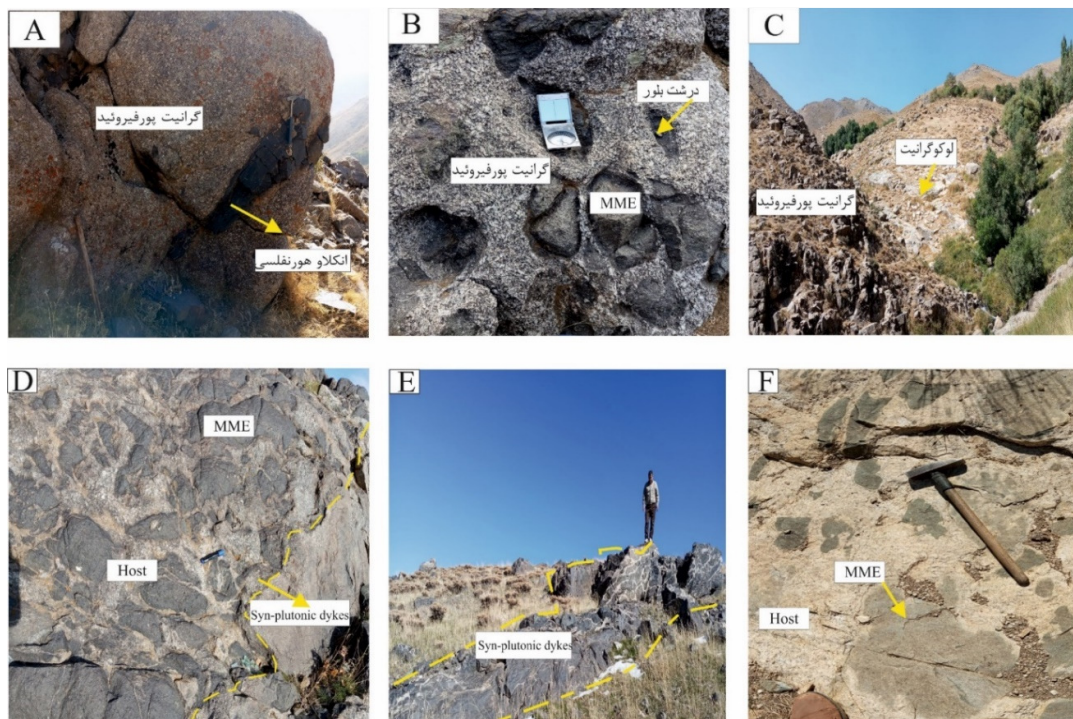
گرانیت‌های ریزبلور می‌باشد (شکل ۲، E). گرانیت پورفیروئید در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند و دارای ساخت پورفیروئید به دلیل درشت بودن بلورهای فلدسپار هستند (شکل ۲، B)، آن‌ها به دلیل آنکه بلورهای درشت فلدسپار سوگیری مشخصی دارند می‌توانند جهت جریان ماگما را نشان دهند. لوکوگرانیت‌ها یا گرانیت سفید در نمونه دستی به رنگ سفید شیری رنگ که فاقد کانی مافیک هستند دیده می‌شوند. در نمونه دستی لوکوگرانیت‌ها می‌توان بلورهای تیتانیت به رنگ سبز و درشت بلورهای فلدسپار را دید که ساخت پورفیروئیدی را از خود نشان می‌دهند، این لوکوگرانیت‌ها در مجاورت مونزوگرانیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۲، C).

در منطقه کیوارستان پهنه برشی امتداد لغز راست‌بر با امتداد شمال-جنوب و شیب تقریباً زیاد در مجاورت

این پدیده نشانگر آن است که لخته‌های مافیک به حالت مذاب در داخل ماگمای فلسیک قرار گرفته، و در جهت جریان ماگما آرایش یافته‌اند. سنگ‌شناسی صحرایی در منطقه گنجنامه عبارت است از توده گرانیتی لوکوکرات در کنار گرانیت‌های پورفیروئید (شکل ۲، C)، که حجم گسترده‌ای از باتولیت الوند را تشکیل داده‌اند و رگه‌های آپلیتی و پگماتیت‌های تیتانیت‌دار (مجموعاً دایک‌های فلسیک) که گرانیت‌های پورفیروئیدی را قطع کرده‌اند. بیشترین ترکیب سنگی قابل مشاهده در روستای سولان منطقه امامزاده محسن (معروف به امامزاده کوه)، گرانیت‌های پورفیروئید هستند که در این منطقه علاوه بر داشتن انکلاوهای مافیک (شکل ۲، D)، انکلاوهای فلسیک هم در خود دارند، از دیگر ترکیب سنگی منطقه که دایک‌های همزمان با پلوتونیزم در آن تشکیل گردیده‌اند،

مشاهدات صحرایی به عمل آمده در منطقه کیوارستان امتداد انکلاوها در راستای به تقریب N-S با شیب به سمت N قرار دارند (شکل ۳ A، B و C). در منطقه سولان جهت غالب انکلاوها راستای به تقریب W-E با شیب کم تا متوسط به سمت W و E را نشان می‌دهد (شکل ۳ D، E و F) تعداد انکلاوهای اندازه‌گیری شده به ترتیب ۴۰ و ۲۰ نمونه در کیوارستان و سولان است (جدول‌های ۱ و ۲).

دایک‌های همزمان با نفوذ وجود دارد که سنگ‌های نزدیک به خود را دچار فرآیند دگرریختی و برش کرده است (ایزدی‌کیان، ۲۰۱۱). این آثار دگرریختی بیشتر در داخل میزبان دایک (توده اصلی) دیده می‌شود، ولی در بخش‌هایی دایک‌ها را نیز درگیر کرده است. با توجه به جهت‌یابی مشخص انکلاوها در داخل میزبان می‌توان امتداد یا سمت و سوی دایک‌ها و شیب آن‌ها را اندازه‌گیری کرد. با



شکل ۲. A: انکلاوهای هورنفلسی در زمینه گرانیت پورفیروئیدی، B: انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در زمینه گرانیت پورفیروئید از یک دایک همزمان با نفوذ حاوی درشت بلورهایی از جنس کوارتز و فلدسپار، C: توده لوکوگرانیت در مجاورت گرانیت پورفیروئید منطقه کیوارستان، D: انکلاوهای گرانودیوریتی در زمینه گرانیت پورفیروئیدی در یک دایک همزمان با نفوذ منطقه سولان، E: انکلاوهای گرانودیوریتی در زمینه گرانیت ریزبلور در یک دایک همزمان با پلوتونیسیم منطقه سولان، F: انکلاوهای کوارتزدیوریتی در زمینه میزبان لوکوگرانیت در یک دایک همزمان با پلوتونیسیم منطقه کیوارستان.

Fig. 2. A: Hornfelsic enclaves in a porphyritic granite context, **B:** Mafic microgranular enclaves in a porphyritic granite context from a coeval syn-plutonic dyke containing large crystals of quartz and feldspar, **C:** Leucogranite massif adjacent to porphyroidal granite in the Kivarestan region, **D:** Granodiorite enclaves in a porphyritic granite context in a syn-plutonic dyke of the Soulan region, **E:** Granodiorite enclaves in a context of fine-grained granite in a syn-plutonic dyke of the Soulan region, **F:** Quartzdiorite enclaves in a leucogranite host context in a syn-plutonic dyke of the Kivarestan region.

۳- مواد و روش انجام پژوهش

انکلاوها و میزبان‌ها، ۱۲ نمونه (انکلاو ۶، میزبان ۶)، فاقد دگرسانی، خردایش (سایز ۲۰۰- مش) و پودر شدند و جهت آنالیز عناصر اصلی به روش فلورانس اشعه ایکس (XRF) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS به شرکت مطالعات مواد معدنی زرآرما ارسال شدند. بعد از دریافت نتایج، نمودارهای لازم برای داده‌های آزمایشگاهی با نرم‌افزارهای Corel Draw و GCDkit ترسیم شدند و سپس مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفتند.

جهت بررسی مطالعات سنگ‌نگاری نمونه‌های انکلاو و میزبان، تعداد ۷۶ نمونه (۳۴ انکلاو، ۳۴ میزبان انکلاو و ۸ توده) از دایک‌های همزمان با نفوذ جمع‌آوری شد. از این تعداد نمونه برداشت شده، مجموعاً ۲۴ عدد نمونه سالم و فاقد هوازدگی، ۱۰ نمونه میزبان و ۱۰ نمونه انکلاو و ۴ نمونه از توده، مقطع نازک در کارگاه مقطع‌گیری دانشگاه بوعلی‌سینا تهیه گردید. همچنین جهت بررسی زمین‌شیمی

جدول ۱. روند و شیب انکلاوها در دایک‌های همزمان با پلوتونیسم منطقه کیوارستان.

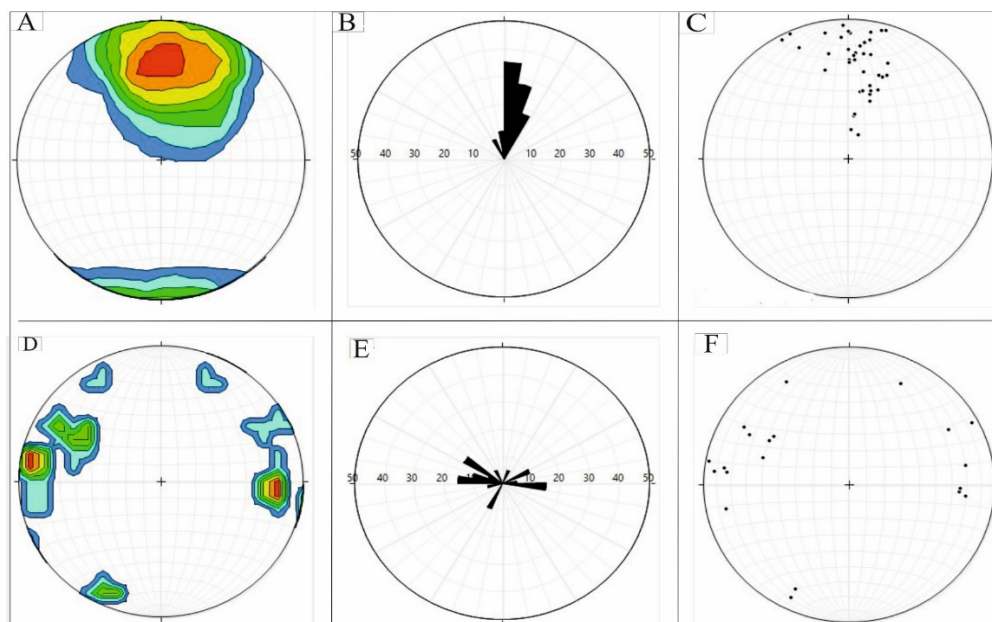
Table. 1. Trend and dip of enclaves in syn-plutonic in the Kivarestan region.

Number	Trend	Dip	Number	Trend	Dip	Number	Trend	Dip	Number	Trend	Dip
1	N10E	37	11	N10E	15	21	N16E	5	31	N20E	54
2	N01E	30	12	N08E	17	22	N02W	5	32	N10E	50
3	N01E	32	13	N06E	20	23	N10E	9	33	N18E	50
4	N01E	11	14	N16E	45	24	N28W	4	34	N22E	75
5	N10W	10	15	N22E	27	25	N24W	3	35	N08E	65
6	N00E	10	16	N22E	37	26	N25W	15	36	N23E	46
7	N03W	14	17	N20E	37	27	N04E	30	37	N08E	64
8	N04E	25	18	N24E	35	27	N14E	6	38	N16E	73
9	N14W	35	19	N06E	27	29	N08E	25	39	N02W	49
10	N12E	25	20	N00E	23	30	N10W	25	40	N10E	48

جدول ۲. روند و شیب انکلاوها دایک‌های همزمان با پلوتونیسم منطقه سولان.

Table. 2. Trend and dip of enclaves in syn-plutonic in the Soulan region.

Number	Trend	Dip	Number	Trend	Dip	Number	Trend	Dip	Number	Trend	Dip
1	N74W	17	6	S88E	25	11	W12S	15	16	N62W	24
2	N80E	20	7	N30W	15	12	W02S	15	17	N60W	18
3	N60W	37	8	N26E	20	13	N80W	3	18	N72W	38
4	S84E	21	9	N62E	5	14	W64S	10	19	N56W	38
5	S86E	25	10	N60E	22	15	N84W	8	20	W64S	17



شکل ۳. A: کنتور دیاگرام، B: رز دیاگرام و C: خطواره انکلاوهای دایک منطقه کیوارستان؛ D: کنتور دیاگرام، E: رز دیاگرام و F: خطواره انکلاوهای دایک منطقه سولان.

Fig. 3. A: Contour diagram, B: Rose diagram and C: Lineation of dike enclaves in the Kivarestan region; D: Contour diagram, E: Rose diagram and F: Lineation of dike enclaves in the Soulan region.

۴-۱- منطقه گنجانمه

الف) میزبان‌ها

گرانیت پورفیروئید و لوکوگرانیت‌ها: بافت‌های غالب در گرانیت پورفیروئید بافت انهدرال تا ساب‌هدرال گرانولار و پورفیروئیدی به دلیل وجود درشت بلور فلدسپار (ارتوکلز،

۴- سنگ‌نگاری

به سبب تغییرات قابل توجه سنگ‌شناسی انکلاوها و میزبان‌هایشان و نیز توده دربردارنده دایک‌ها، در زیر به تفکیک ویژگی‌های پتروگرافی (سنگ‌نگاری) هر یک از مناطق (گنجانمه و سولان) توصیف می‌گردند:

به خود گرفته‌اند. کلریت و سرسیت از کانی‌های ثانویه و تورمالین، گارنت، کانی اوپک، مسکوویت در حالات ماهی‌گون و زیرکن از کانی‌های فرعی موجود در سنگ به حساب می‌آیند.

ب) لیتولوژی انکلاوهای گرانودیوریتی: این نوع انکلاو در منطقه کیوارستان، در مقیاس نمونه دستی به رنگ تیره، خاکستری متمایل به سیاه دیده می‌شوند. انکلاوها دارای درشت بلورهایی از جنس کوارتز و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۲، E). این انکلاوها دارای بافت میکروگرانولار (انهدرال گرانولار تا سابهدرال گرانولار)، میکرو اینترگرانولار، پورفیروئیدی و میرمکیتی می‌باشند (شکل ۴، C و D). کوارتز موجود در گرانودیوریت‌ها با حجم ۳۰-۱۵ درصد و پلاژیوکلاز با حجم ۴۴-۳۹ درصد وجود دارند که در ابعاد درشت و کوچک دیده می‌شوند؛ به‌طوری‌که هر دوی آن‌ها میانبرهایی از کانی‌های مافیک آمفیبول و بیوتیت را دارند. پلاژیوکلازها حاوی میرمکیت هستند و با یکدیگر زاویه ۱۲۰ درجه می‌سازند. فلدسپار پتاسیم اعم از ارتوکلاز و میکروکلین ۱۰-۶ درصد حجم دارند. از کانی‌های مافیک موجود در گرانودیوریت‌ها بیوتیت‌ها ۱۵-۷ درصد حاوی میانبر زیرکن و آمفیبول‌ها ۳۵-۶ درصد را می‌توان نام برد. کانی ثانویه سرسیت و کانی‌های فرعی اوپک، اسفن، زیرکن و آپاتیت هستند.

انکلاوهای کوارتز دیوریتی: انکلاوهای نوع کوارتز دیوریتی در درون میزبان‌های نوع لوکوگرانیت دیده می‌شوند که در نمونه دستی به رنگ سبز تیره حاوی درشت بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و اسفن می‌باشند. از نظر بافتی، بافت میکروگرانولار (سابهدرال تا انهدرال گرانولار) و بافت پورفیروئیدی دارند. حجم کانی‌های تشکیل‌دهنده به ترتیب کوارتز ۶-۵ درصد، پلاژیوکلاز در ابعاد درشت حدودا ۳۳-۶ درصد، فلدسپار پتاسیم ۱ درصد و آمفیبول با حجم بالایی حدودا ۸۰-۵۰ درصد است. کانی‌های اوپک، اسفن در ابعاد درشت و مسکوویت جزو کانی‌های فرعی در این سنگ به‌شمار می‌آیند (شکل ۴، A، E و F).

۲-۴- منطقه سولان

الف) لیتولوژی میزبان‌ها

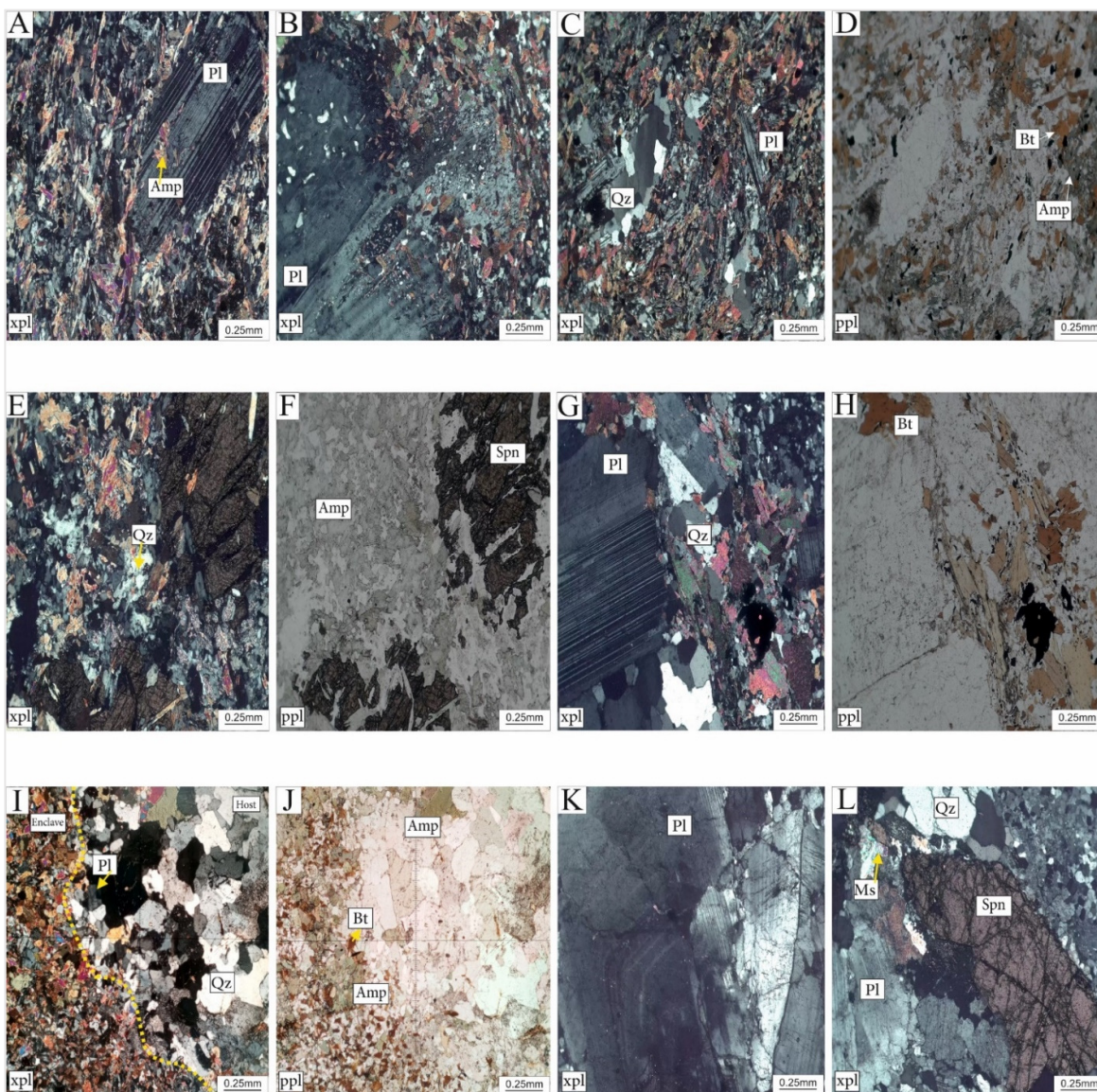
گرانیت پورفیروئید و ریز بلور: گرانیت پورفیروئید در مقیاس نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود که دارای ساخت پورفیروئید می‌باشد؛ اما گرانیت‌های

میکروکلین و پلاژیوکلاز در زمینه ریزبلور است همچنین بافت غالب در لوکوگرانیت‌ها بافت یوهدرال گرانولار تا سابهدرال گرانولار است و از بافت‌های فرعی می‌توان به زونینگ در پلاژیوکلاز (شکل ۴، K)، بافت پورفیروئیدی و میرمکیتی اشاره کرد. بافت‌های فرعی در گرانیت پورفیروئید میرمکیتی‌ها، پرتیت و بافت گرافیکی است. از نظر حجم کانی‌های تشکیل‌دهنده، گرانیت پورفیروئید و لوکوگرانیت شامل کوارتز با مقدار ۲۹-۱۷ درصد، پلاژیوکلاز ۴۵-۲۰ درصد، پتاسیم فلدسپار شامل ارتوکلاز و میکروکلین با مقدار ۳۳-۱۹ درصد هستند. بیوتیت به مقدار ۱۵-۸ درصد در گرانیت پورفیروئید با خاموشی موحی وجود دارد (شکل ۴، G، H و L). در لوکوگرانیت‌ها پلاژیوکلاز شامل ماکل خمیده و پله‌ای در اثر فرآیند دگرشکلی می‌باشند. پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپارها سرسیتی شده در هر دو میزبان و بیوتیت کلریتی شده در گرانیت پورفیروئید مشاهده می‌شود. کانی‌های فرعی موجود در گرانیت‌های پورفیروئید شامل تورمالین، گارنت، مسکوویت، کانی‌های اوپک، تیتانیت، زیرکن و آمفیبول و در لوکوگرانیت‌ها اسفن، مسکوویت و زیرکن به‌صورت میانبر مشاهده می‌شوند.

گرانیت میلونیتی شده: این سنگ دارای برگواره میلونیتی و خطواره کششی بوده و بافت‌هایی شامل انهدرال تا سابهدرال گرانولار، پرتیتی و میرمکیت را دارد. از دید کانی‌شناسی، کانی‌های سازنده این سنگ شامل کوارتز با مقدار حجمی ۲۵-۱۸ درصد است که در برخی سطوح بلوری دارای زاویه یا مرزهای ۱۲۰ درجه‌ای (نشان‌دهنده دمای بالای دگرشکلی)، BLG و کوارتزهای روبانی شکل می‌باشند. کوارتزهای قدیمی دارای خاموشی موحی، تبلور مجدد دینامیکی حاصل کرده‌اند و در زمینه به‌صورت بلورهای کوچک جدید و با خاموشی مستقیم قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلازها به شکل سابهدرال گرانولار در مقاطع با ۲۵-۱۲ درصد حاوی میرمکیت‌های واقع در حاشیه بلور هستند. میرمکیت‌های موجود در حاشیه بلورهای فلدسپار از نوع دگرشکلی بوده و در اثر فعالیت پهنه برشی تشکیل شده‌اند و ماگمایی نیستند. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنتتیک هستند که برخی از آن‌ها ماکل را به‌صورت ناقص یعنی ماکل‌های دگرریختی نشان می‌دهند. مقدار کانی بیوتیت نسبت به کانی‌های فلسیک کمتر می‌باشد و حجمی به اندازه ۱۰-۵ درصد دارند و میانبرهایی از کانی‌های زیرکن دارند که در اثر تنش و انعطاف‌پذیر بودن فرم میکاماهی را

سابهدرال تا انهدرال گرانولار، پرتیت و آنتیپرتیت، میرمکیت، منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۴، I و J).

ریزبلور دارای اندازه بلور ریزتر و به رنگ خاکستری دیده می‌شود. بافت‌های موجود در گرانیت پورفیروئید انهدرال گرانولار و پورفیروئیدی است؛ در گرانیت‌های ریزبلور



شکل ۴. A: بلور بزرگ پلاژیوکلاز در داخل یک انکلاو کوارتز دیوریتی، B: نمایی از یک بلور بزرگ پلاژیوکلاز در داخل یک انکلاو گرانودیوریتی که میرمکیت در حاشیه آن تشکیل شده است، C و D: تصویر میکروسکوپی از انکلاو میکروگرانولار مافیک با ترکیب گرانودیوریتی حاوی کوارتزهای چشمی، E و F: انکلاو کوارتز دیوریتی همراه بلورهای تیغه‌ای اسفن، G و H: گرانیت پورفیروئیدی همراه کانی‌های تشکیل دهنده، I و J: مرز انکلاو گرانودیوریتی و سنگ میزبان گرانیتی ریزبلور؛ شواهد انجماد سریع در انکلاو، K: بافت زونینگ بلور بزرگ پلاژیوکلاز در لوکوگرانیت، L: لوکوگرانیت حاوی بلور بزرگ پلاژیوکلاز و تیتانیت. (بیوتیت=Bt، کوارتز=Qz، پلاژیوکلاز=Pl، مسکویت=Ms، اسفن=Spn و آمفیبول=Amp)، نام اختصاری کانی‌ها از (ویتنی و ایوانز، ۲۰۱۰). XPL: نور پلاریزه و PPL: نور طبیعی.

Fig. 4. A: Large plagioclase crystal in a quartz-diorite enclave, B: View of a large plagioclase crystal with myrmekite texture, C & D: Microphotographic image of a mafic microgranular enclave with granodioritic composition containing ocular quartz, E & F: Enclave of diorite quartz with bladed sphene crystals, G & H: Porphyritic granite with constituent minerals, I & J: A granodioritic enclave nearby host fine-grained granite; evidence of rapid cool in the enclave, K: Zoning in a large plagioclase crystal in leucogranite, L: Leucogranite containing large crystals of plagioclase and titanite. (Biotite=Bt, Quartz=Qz, Plagioclase=Pl, Muscovite=Ms, Sphene=Spn and Amphibole=Amp). Abbreviated names of minerals from (Whitney and Evans, 2010). XPL: polarized light and PPL: natural light.

به ترتیب دارای مقدار (۷۱ تا ۶۳ درصد) و (۵۸ تا ۴۵ درصد) می‌باشد؛ به طوری که انکلاوها در جایگاه حدواسط تا مافیک، با ترکیب دیوریت-گابرو و میزبان‌ها در قلمرو اسیدی با ترکیب گرانیت-گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵، B). در نمودار TAS (میدل‌موست، ۱۹۹۴) انکلاوها در محدوده‌های دیوریت-گابرو دیوریت-مونزودیوریت-مونزوگابرو و نمونه‌های میزبان در محدوده گرانیت-گرانودیوریت-کوارتز مونزونیت قرار گرفتند (شکل ۵، A). در بررسی ضریب شاخص اشباع از آلومین در نمودار (شند، ۱۹۴۳)، انکلاوها متاآلومین و میزبان‌ها پراآلومین هستند (شکل ۶). انکلاوها و میزبان‌ها هر دو در قلمرو سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان توزیع می‌شوند (شکل ۵، C و D). در بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 نمودار (هارکر، ۱۹۰۹) هر یک از عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های انکلاو، روندی مشابه و در یک راستا یا همسو با نمونه‌های میزبان نشان نمی‌دهند (شکل ۷، A و B). در راستای تحلیل زمین‌شیمی عناصر کمیاب، نمونه‌های انکلاو با داده‌های مورب (پیرس، ۱۹۸۳) و کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) (شکل ۸، A و B) و نمونه‌های میزبان با مقادیر پوسته بالایی (تایلر و مک‌لنن، ۱۹۸۵) (شکل ۸، D) و مورب عادی (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) (شکل ۸، E) بهنجار شدند. شرح و تفسیر نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب برای انکلاوها حاکی از آن است که غنی‌شدگی در عناصر LILE و تهی‌شدگی در HFSE وجود دارد. بارزترین بی‌هنجاری منفی در بین HFSEها، در عنصر Zr و بی‌هنجاری منفی نسبی در عناصر Nb، P، Ti و بارزترین بی‌هنجاری مثبت در بین LILEها در عنصر Th و بی‌هنجاری مثبت نسبی در Ba، K، Rb دیده می‌شود (شکل ۸، A و B). میزبان‌های گرانیتوئیدی بهنجار شده با مورب عادی نشان‌دهنده بی‌هنجاری مثبت در عناصر Cs، Th و Pb و بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb، Rb، Ce، Zr می‌باشند. همچنین، بهنجار کردن آن‌ها نسبت به پوسته بالایی، منعکس‌کننده تطابق بیشتر آن‌ها با پوسته بالایی است؛ به گونه‌ای که بی‌هنجاری مثبت در Sm، Th و Rb و بی‌هنجاری منفی در Ba مشاهده می‌شود (شکل ۸، D). جهت بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی (REEها)، نمونه‌های انکلاو و میزبان به وسیله نمودار REE Chondrite (ناکامورا، ۱۹۷۴) (شکل ۸، C) بهنجار شدند.

از نظر کانی‌شناسی، کوارتز با مقدار ۲۷-۱۸ درصد، پلاژیوکلاز ۴۰-۳۰ درصد و فلدسپار پتاسیم با حجم ۳۴-۲۴ درصد کانی‌های فلسیک تشکیل‌دهنده سنگ‌ها هستند. کانی‌های بیوتیت به اندازه ۷-۵ درصد و آمفیبول به اندازه ۶-۳ درصد جزو کانی‌های مافیک گرانیت‌های ریزبلور به‌شمار می‌آیند. سرسیتی شدن پلاژیوکلاز و فلدسپارهای پتاسیم در هر دو میزبان وجود دارد. کانی‌های بیوتیت، اوپک و زیرکن در هر دو میزبان و پیروکسن در گرانیت‌های ریزبلور جزو کانی‌های فرعی به‌شمار می‌روند.

ب) لیتولوژی انکلاوها

انکلاوهای گرانودیوریتی: انکلاوهای گرانودیوریتی همانند منطقه گنجه‌مانه در مقیاس نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند و شامل درشت‌بلورهای کوارتز و فلدسپار هستند. علت وجود کوارتز اوسلی‌ها در مقیاس میکروسکوپی انکلاوهای گرانودیوریتی هر دو منطقه ناشی از انتقال مکانیکی این کانی از یک سیستم اسیدی به ماگمای بازیک است که در اثر اختلاط فیزیکی (مکانیکی) ماگما ایجاد می‌شود (بوسی و آیرتون، ۱۹۹۰).

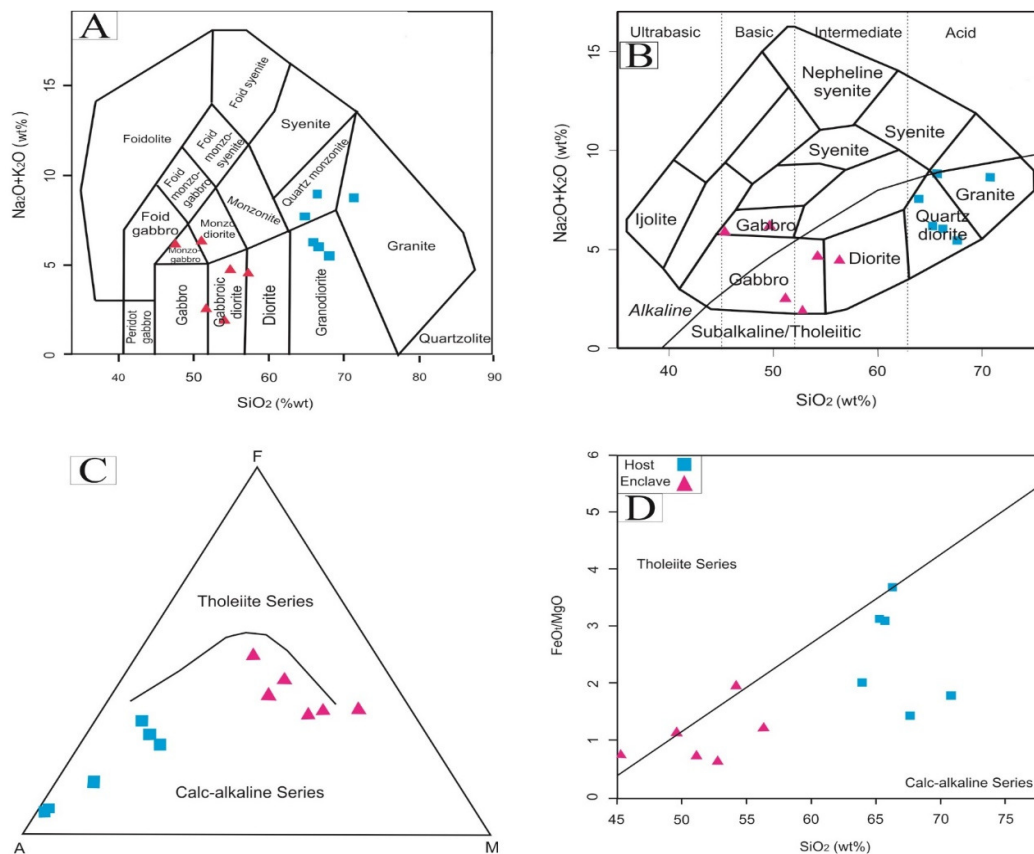
در مطالعات میکروسکوپی ویژگی‌های بافتی مشترک بین انکلاوهای گرانودیوریتی موجود در میزبان‌های این منطقه وجود بافت‌های میکروگرانولار، پورفیروئیدی، منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز است که انکلاوهای داخل گرانیت‌های ریز بلور بافت ساب‌هدرال تا انهدرال گرانولار را از خود نشان می‌دهند (شکل ۴، I و J). محتوای کانی‌شناسی به ترتیب کوارتز با مقدار ۲۰-۱۲ درصد هم به شکل زون‌کرست و هم در ابعاد کوچک‌تر، پلاژیوکلاز با ۴۴-۳۱ درصد حجمی، کانی‌های فلدسپار پتاسیم ۱۸-۱۰ درصد، بیوتیت با ۱۰-۲۰ درصد و آمفیبول با مقدار ۲۳-۲۲ درصد تنها در انکلاوهای گرانیت ریزبلور جزء کانی‌های مافیک در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شوند. سرسیت از جمله کانی ثانویه به‌شمار می‌آید. آمفیبول در انکلاوهای گرانیت پورفیروئید، تیتانیت در انکلاوهای گرانیت ریزبلور، سوزن‌های آپاتیتی و کانی‌های اوپک جزو کانی‌های فرعی سازنده سنگ هستند.

۵- زمین‌شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های میزبان و انکلاوها در جدول ۳ ارائه شده است. مقایسه و بررسی زمین‌شیمیایی نمونه‌های سنگی نشان می‌دهد که مقدار SiO_2 نمونه‌های میزبان و انکلاو در نمودار TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

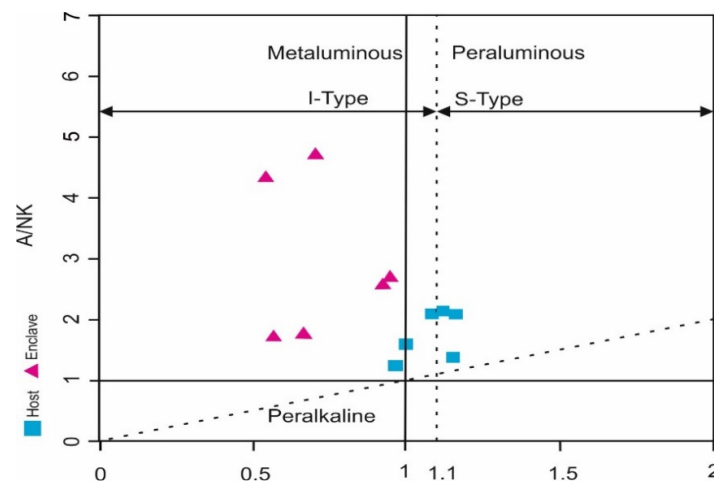
میزبان‌های فلسیک نسبت به انکلاوها غنی‌شدگی چشمگیرتری در LREE‌ها نشان می‌دهند.

نمونه‌های انکلاو و میزبان در LREE‌ها نسبت به HREE‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند. هر دو نمونه‌های انکلاو و میزبان از نظر مقدار LREE دارای غنی‌شدگی هستند، اما



شکل ۵. A و B: رده‌بندی نمونه سنگ‌های انکلاو و میزبان در نمودار TAS (میدل‌موس، ۱۹۹۴) و (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)، C و D: تعیین سری ماگمایی برای انکلاوها و میزبان‌ها توسط نمودارهای (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) و (میاشیرو، ۱۹۷۴) که هر دو در بخش سری ماگمایی کالک‌آلکالن واقع می‌شوند.

Fig. 5. A & B: The classification of enclave and host rock samples in the TAS diagram (Middlemost, 1994; Cox et al., 1979), C & D: The determination of the magmatic series of enclaves and hosts by diagrams from Irvin and Baragar, (1971) and Miyashiro (1974), both of which are located in the calc-alkaline magmatic series.



شکل ۶. بررسی ضریب شاخص اشباع از آلومین (شند، ۱۹۴۳).

Fig. 6. A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1943)

جدول ۳. نتایج تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی (بر حسب wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی (بر حسب ppm) سنگ‌های انکلاو و میزبان.
Table. 3. Results of chemical analysis of major elements (in wt.%) and trace and rare earth elements (in ppm) of enclave and host rocks.

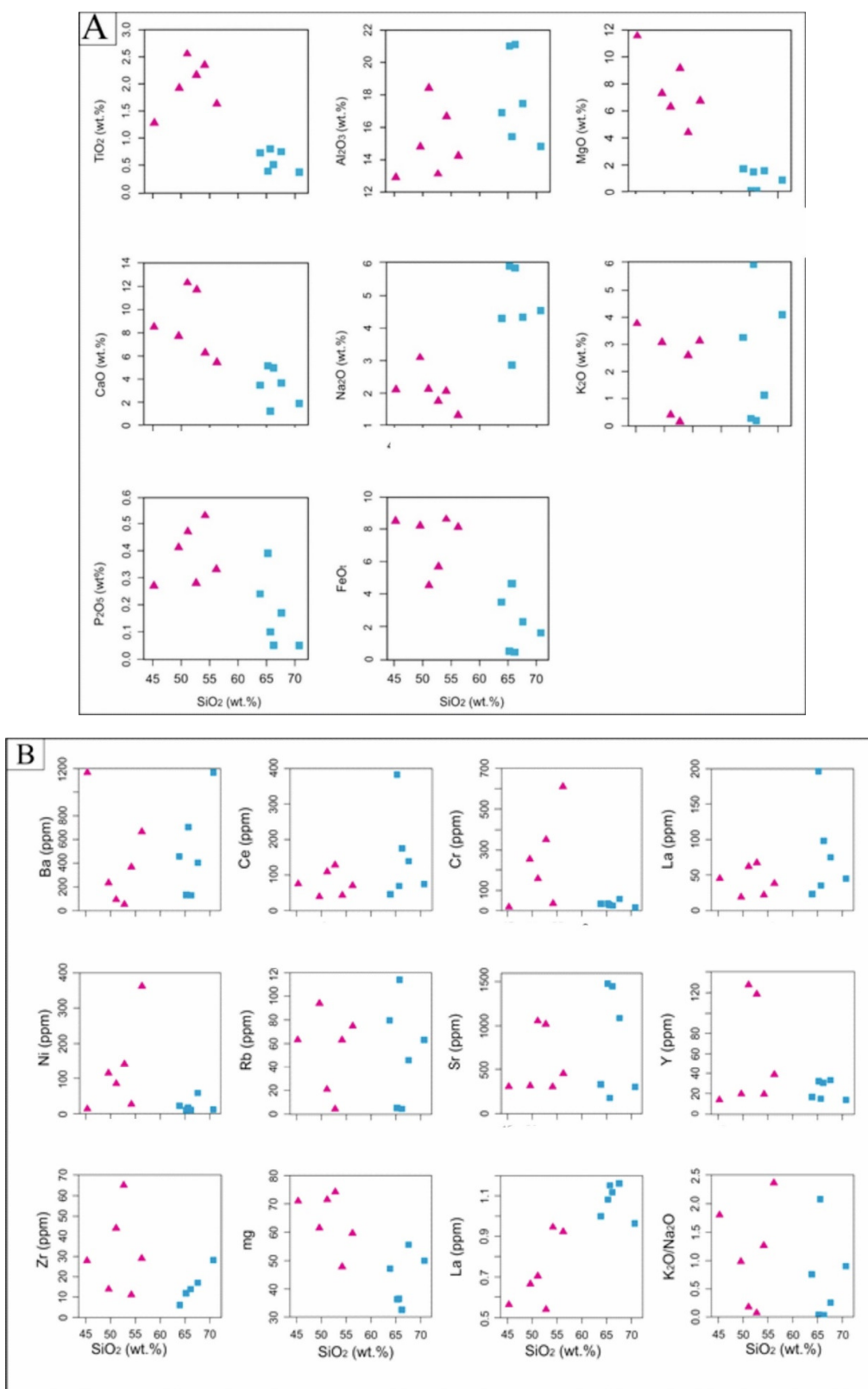
شماره نمونه	Enclave						Host					
	PgS6-1E	PgS6-8E	PgS6-13E	PgS6-16E	PIMS9-3E	PIMS10-2E	PgS6-1H	PgS6-8H	PgS6-12H	PgS6-16H	PIMS9-3H	PIMS10-2H
نوع سنگ	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانیت پورفیروئید	گرانیت پورفیروئید	لوکوگرانیت	لوکوگرانیت	گرانیت پورفیروئید	گرانیت
SiO ₂	54.21	56.32	51.14	52.78	49.61	45.32	65.69	67.62	65.27	66.25	63.92	70.77
TiO ₂	2.35	1.63	2.56	2.16	1.92	1.27	0.8	0.75	0.39	0.51	0.73	0.37
Al ₂ O ₃	16.63	14.22	18.44	13.11	14.83	12.92	15.43	17.46	21.00	21.10	16.91	14.82
Fe ₂ O ₃ *	9.56	9.01	5.00	6.31	9.09	9.4	5.15	2.54	0.52	0.45	3.88	1.78
MnO	0.18	0.18	0.18	0.23	0.16	0.17	0.07	0.05	<	<	0.05	<
MgO	4.43	6.76	6.32	9.17	7.31	11.6	1.5	1.60	0.15	0.11	1.74	0.9
CaO	6.29	5.43	12.29	11.70	7.66	8.46	1.24	3.68	5.17	4.97	3.49	1.91
Na ₂ O	2.05	1.32	2.12	1.75	3.11	2.1	2.86	4.34	5.91	5.85	4.3	4.54
K ₂ O	2.6	3.12	0.40	0.14	3.07	3.78	5.96	1.12	0.27	0.19	3.26	4.1
P ₂ O ₅	0.53	0.33	0.47	0.28	0.41	0.27	0.1	0.17	0.39	0.05	0.24	0.05
LOI	1	1.19	0.87	0.85	2.69	4.46	1.01	0.57	0.69	0.45	1.33	0.52
Total	99.83	99.51	99.79	98.48	99.86	99.75	99.81	99.90	99.76	99.93	99.85	99.76
Cs	3.9	15.3	1.6	0.7	6.3	6.5	4	3.9	0.8	0.7	2.9	2.1
Rb	63	75	21	4	94	89	114	46	5	4	80	63
Ba	365	669	92	52	236	327	703	403	130	128	457	1164
Sr	303.2	454.9	1053.7	1019.8	313.8	205.2	176.6	1084.3	1476.1	1441.4	329.8	304.2
Cr	36	609	157	350	252	392	27	56	34	24	34	17
Ni	27	361	85	142	115	204	17	59	10	10	22	13
Co	20	62.7	15.2	19	30.8	34.4	8.8	8.9	1.4	1	9.1	5.8
V	174	387	802	1039	189	193	77	189	74	64	76	33
Zn	93	265	174	229	266	80	77	115	53	52	56	41
Cu	34	12	18	8	58	19	12	12	32	28	13	20
Th	4.9	4.9	7.3	11.9	3.9	4.7	17.6	14.1	53.6	25.5	11.7	27.7
U	1.2	1.1	4.2	4.3	1.3	1	1.1	1	1.9	1.2	2	3.6
Zr	11	29	44	65	14	21	<5	17	12	14	6	28
Hf	0.8	0.9	1.1	1.2	0.9	1.1	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1
Ta	1	1	2.1	1.3	1.9	1.3	0.4	0.6	0.5	0.8	1.4	2.2
Y	19.3	38.9	128	118.8	19.4	18	14.9	33	32.2	30.3	16.3	13.8
Nb	18.5	13.7	32.2	20.9	24.1	19.3	10.9	9.8	6.5	9.9	14.3	25
Sn	1.3	1.3	5.6	4.6	2.4	4.3	3.1	0.6	0.7	1.5	3.6	1.1
La	22	38	62	67	19	18	35	75	196	98	23	45
Ce	44	68	109	128	39	36	68	139	383	175	46	75
Pr	6.3	4.36	11.3	10.15	5.14	4.62	9.43	7.84	23.19	11.58	5.51	8
Nd	24.6	18.2	53.8	43.9	21.7	19	35.6	28.6	76.9	36.7	20.4	25.8
Sm	5.4	4.6	15.8	12.9	4.7	4.5	7.8	5.9	10.8	6.4	5.3	4.8
Eu	1.56	1.08	4.76	3.72	1.29	0.93	1.1	0.95	2.38	1.56	1.11	0.95
Gd	3.48	2.82	9.7	8.45	3.28	3.2	4.38	3.77	7.35	4.28	2.95	3.01
Tb	0.6	0.5	2.5	2.1	0.7	0.4	0.6	0.5	0.9	0.5	0.5	0.4
Dy	4.2	4	15.4	13	3.9	3.1	3.5	2.8	4.4	3.4	2.9	2.2
Tm	0.4	0.3	1.1	1.1	0.4	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2
Yb	2.01	4.98	13.86	14.23	2.05	2.11	1.09	2.6	2.24	2.47	1.34	1.03
Lu	0.4	0.3	1	1	0.3	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2

L.O.I.=Loss on ignition; Fe2O3 *=as Fe total

۶- بحث

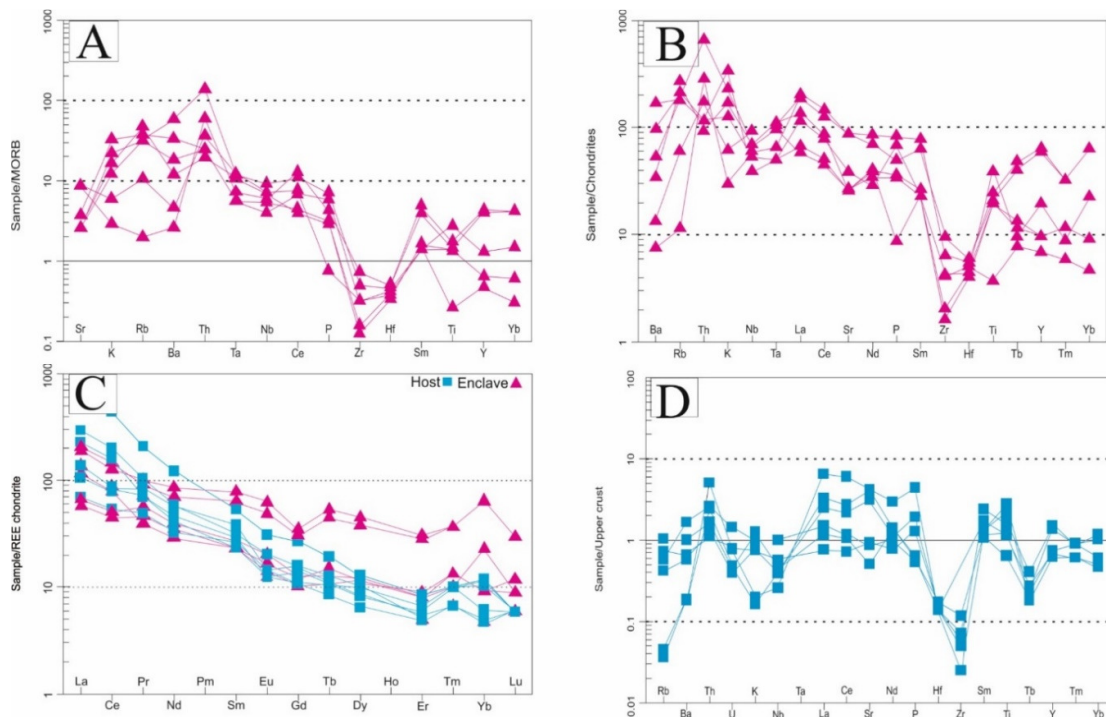
دگرگونی در مدل رستیت، عدم وجود بافت کومولیتی یا انباشته‌ای و عدم حاشیه انجماد سریع و تفاوت در اندازه دانه‌ها در مدل کومولیتی، تنها مدل پذیرفته شده در مناطق مورد مطالعه، مدل اختلاط/آمیختگی می‌باشد؛ البته شواهد اختلاط ماگمایی کامل در بسیاری از موارد محرز نشده است. انکلاوهای موجود در دایک‌های همزمان با نفوذ از نوع میکروگرانولار مافیک بوده و علت وجود درشت بلور کوارتز و فلدسپار در داخل انکلاوها نشان‌دهنده مهاجرت سیال‌ها از ماگمای فلسیک میزبان به ماگمای مافیک است (کومار، ۲۰۱۰).

سه فرضیه پتروژنتیکی برای تشکیل انکلاوها در نظر گرفته شده است: ۱- خاستگاه رستیت یا مواد باقیمانده منبع که به‌صورت ذوب نشده باقی مانده‌اند (برای مثال چپل و همکاران، ۱۹۸۷)، ۲- خاستگاه کومولیت یا تجمع ترجیحی مواد مافیک در انکلاوها (برای مثال کلمنس و وال، ۱۹۸۸) و ۳- اختلاط ماگمایی یا تزریق گلبول‌هایی از ماگمای مافیک به داخل ماگمای فلسیک میزبان (برای مثال: ورنون، ۱۹۹۰). با توجه به بررسی صحرایی و سنگ‌نگاری انکلاوها، به دلیل عدم وجود فابریک‌های رسوبی باقی مانده یا فابریک



شکل ۷. A: نمودار اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس بر حسب درصد وزنی (wt.%) و B: نمودار عناصر فرعی بر حسب (ppm) در برابر سیلیس برای نمونه‌های انکلاو و میزبان (هارکر، ۱۹۰۹).

Fig. 7. A: The plot of major oxides versus silica in weight percent (wt.%) and B: The plot of minor elements (ppm) versus silica for enclave and host samples (Harker, 1909).

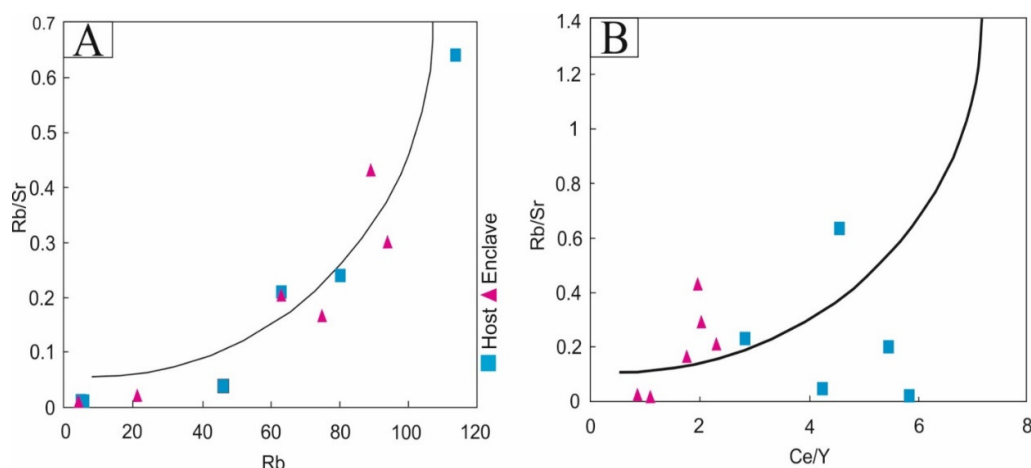


شکل ۸. نمودارهای عنکبوتی برای نمونه‌های انکلاو A: نمودار بهنجار شده با مورب (پیرس، ۱۹۸۳)، B: نمودار بهنجار شده با کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)، C: الگوهای عناصر REEها در نمونه‌های میزبان و انکلاوهای میکروگرانولار بهنجار شده با کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، D: نمودار نمونه‌های سنگ میزبان بهنجار شده با پوسته بالایی از (تایلر و مک‌لنن، ۱۹۸۵)، E: نمودار نمونه‌های میزبان بهنجار شده با مورب نرمال از (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹).

Fig. 8. Spider diagrams for enclave samples A: MORB- normalized diagram (Pearce, 1983), B: Chondrite-normalized diagram (Thompson, 1982), C: REE element patterns in host samples and microgranular enclave's chondrite- normalized (Nakamura, 1974), D: Upper crust- normalized for host rock samples (Taylor and McLennan, 1985), E: N-MORB normalized for host rock samples (Sun and McDonough, 1989).

با عناصر کمیاب سبک می‌تواند از دلایل ورود این عناصر به سیال آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرو رونده به درون گوه گوشته‌ای باشد. بی‌هنجاری منفی در عناصر Ti ناشی از تبلور کانی‌های بیوتیت و تیتانیت در طول جدایش ماگما (ویلسون، ۱۹۸۹). علاوه بر آن، منفی بودن بی‌هنجاری Nb و Ta نشانگر نقش پوسته در تولید ماگما است که شاخص مناطق وابسته به فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای است (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹). بی‌هنجاری مثبت در Pb نمودار (A، E) سنگ‌های میزبان بهنجار شده با مورب نرمال می‌تواند با آرایش ماگما به پوسته قاره‌ای یا عملکرد سیالات ناشی از فرورانش توجیه شود (تاتسومی و همکاران، ۲۰۰۲). تهی‌شدگی در عناصر کمیاب سنگین یا HFSE می‌تواند به دلیل نامتحرک بودن این عناصر در فاز سیال ایجاد شود و یا نشان‌دهنده فعالیت ماگمایی در ارتباط با فرورانش باشد، همچنین، بالا بودن LILE/HFSE در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوشته بالای آن به وجود می‌آید (محامد و همکاران، ۲۰۰۰).

حضور بافت‌های عدم تعادل مانند بافت‌های پوییکلیتیک در مگاکریست‌های فلدسپار، منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلاز، کوارتزهای اوسلی در انکلاوها، به عنوان شواهدی از تغییرات شیمیایی و یا حرارتی مذاب در طی رشد بلور، نشان‌دهنده وقوع فرآیند اختلاط/آمیختگی ماگمایی در منطقه می‌باشد (باکستر و فیلی، ۲۰۰۲). وجود سوزن‌های آپاتیتی در داخل انکلاوهای هر دو منطقه، به دید رید و همکاران (۱۹۸۳)، می‌تواند بر اثر رشد سریع ماگما به وجود بیاید یا به بیان دیدیه (۱۹۸۷)، حاصل اختلاط ماگمای مافیک و فلسیک باشد. بر اساس نسبت عناصر کمیاب یعنی نسبت Rb/Sr به Ce/Y و نسبت Rb/Sr به Rb، انکلاوها و میزبان‌ها روندی مشابه و منطبق بر نمودار را از خود نشان می‌دهند که بیانگر پدیده اختلاط ماگمایی هستند (شکل ۹). در تفسیر و تحلیل زمین‌شیمیایی انکلاوها و میزبان‌ها، اینگونه استنتاج می‌گردد که عناصر کمیاب انکلاوهای بهنجار شده با مورب (پیرس، ۱۹۸۳) و کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) (شکل ۸، A و B)، غنی‌شدگی در K، Ba، Rb و Th



شکل ۹. نمودارهای آمیختگی/اختلاط بر اساس عناصر کمیاب برای نمونه‌های انکلاو و میزبان A: نسبت Rb/Sr به Ce/Y و B: نسبت Rb/Sr به Rb (زو و همکاران، ۱۹۹۹).

Fig. 9. Mixing / Mingling diagrams based on trace elements for enclave and host samples A: Rb / Sr to Ce / Y ratio and B: Rb / Sr ratio to Rb (Xu et al., 1999).

همچنین، از دیدگاه محیط و رژیم تکتونیکی، این ویژگی‌ها در کمان‌های آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای که با دخالت هر دو مورد فوق یعنی گوشته و سری کالک‌آلکان مرتبط هستند، مهم و بارز هستند (ویلسون، ۱۹۸۹). در نمونه‌های انکلاو و میزبان Eu دارای بی‌هنجاری منفی است که علت آن می‌تواند مواردی مثل با حالت دو ظرفیتی جانشین Ca شدن در شبکه بلوری پلاژیوکلاز، پایین بودن فوگاسیته اکسیژن و جدایش فلدسپارها باشد.

تحلیل آماری و ساختاری جهت‌گیری انکلاوهای میکروگرانولار در دایک‌های همزمان با پلوتونیسم در باتولیت‌الوند نشان می‌دهد که میدان‌های تنش و مسیرهای جریان ماگما در هنگام تزریق دایک‌ها دارای تنوع قابل توجهی بوده‌اند. در منطقه کیوارستان، انکلاوها روند N-S با میل زیاد دارند که ممکن است ناشی از تزریق عمودی ماگمای مافیک در یک پهنه برشی فعال باشد. در مقابل، در منطقه سولان، انکلاوها راستای E-W و میل کم دارند که می‌تواند نشان‌دهنده جهت جریان جانبی ماگما و تأثیر ساختار دیواره‌ای باتولیت بر سازمان یافتگی ماگمای در حال تزریق باشد.

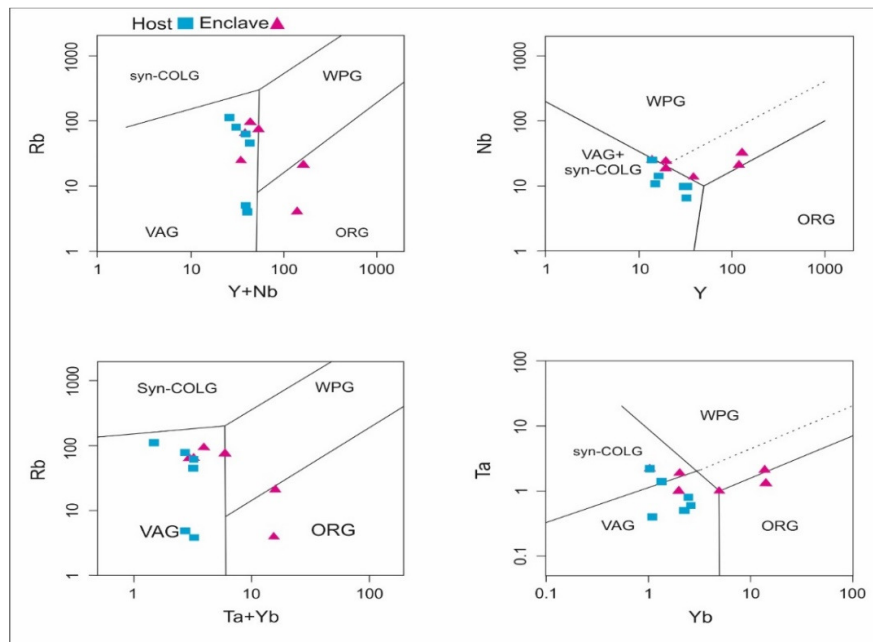
۷- جایگاه تکتونیکی و پتروژنز

براساس طبقه‌بندی پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، سنگ‌های گرانیتوئیدی را می‌توان به ۴ دسته به ترتیب گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (کمان اقیانوسی و کمان قاره‌ای) (VAG)،

غنی‌شدگی از LILEها در کنار بی‌هنجاری منفی Nb-Ti را می‌توان ناشی از ذوب نسبی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در قوس ماگمایی مرتبط با فرورانش دانست (کلب و همکاران، ۲۰۱۳ و ژو و همکاران، ۲۰۱۲). نمونه‌های میزبان هم در نمودار بهنجار شده نسبت به پوسته بالایی (تایلر و مک‌لنن، ۱۹۸۵) (شکل ۸، D)، بی‌هنجاری مثبت در Sm، Th و Rb و بی‌هنجاری منفی در Ba را نشان می‌دهند که حاکی از ترکیب پوسته‌ای میزبان‌ها می‌باشد (سیلوا و همکاران، ۲۰۰۰). علت منفی بودن بی‌هنجاری Rb در نمونه‌های میزبان منطقه، می‌تواند به دلیل فراوانی بالای کانی‌های فلدسپار پتاسیم و مسکوویت و بی‌هنجاری منفی Ba در نتیجه جانشینی این عنصر به جای K در کانی ارتوکلاز و مسکوویت باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). بی‌هنجاری مثبت در عناصر U و Th در نمونه‌های میزبان به این دلیل است که از سنگ‌های نفوذی کمان‌های قاره‌ای به حساب می‌آیند و غنی‌شدگی از عناصر LILE همراه با تهی‌شدگی از عناصر HFSE همانند Zr و P به خاستگاه پوسته‌ای ماگما اشاره دارد؛ زیرا پوسته قاره‌ای از عناصر LILE غنی و از عناصر HFSE فقیر است و نشانه داشتن سرشت کالک‌آلکان ماگمای سازنده نمونه‌های میزبان فلسیک منطقه می‌باشد (ویلسون، ۱۹۸۹). شرح تجزیه و تحلیل REEهای بهنجار شده با REE Chondrite (ناکامورا، ۱۹۷۴) (شکل ۸، C) در نمونه‌های انکلاو و میزبان بدین صورت است که غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها، یکی از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کالک‌آلکان و گوشته غنی‌شده می‌باشد.

(شکل ۱۰)، نمونه‌ها در نمودارهای نسبت Rb به Y+Nb، نسبت Nb به Y، نسبت Rb به Ta+Yb و نسبت Ta به Yb در قسمت VAG یا به عبارت دیگر، در محدوده گرانیت‌های مربوط به کمان ماگمایی و حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.

گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های مناطق برخوردی (همزمان با برخورد و پسا برخورد) (COLG) که برخورد قاره-قاره و برخورد کمان-قاره هستند تقسیم کرد (رولینسون، ۱۹۹۳). بر همین اساس، نتایج در نمودار پیرس و همکاران، (۱۹۸۴) که بر پایه عناصر کمیاب می‌باشد



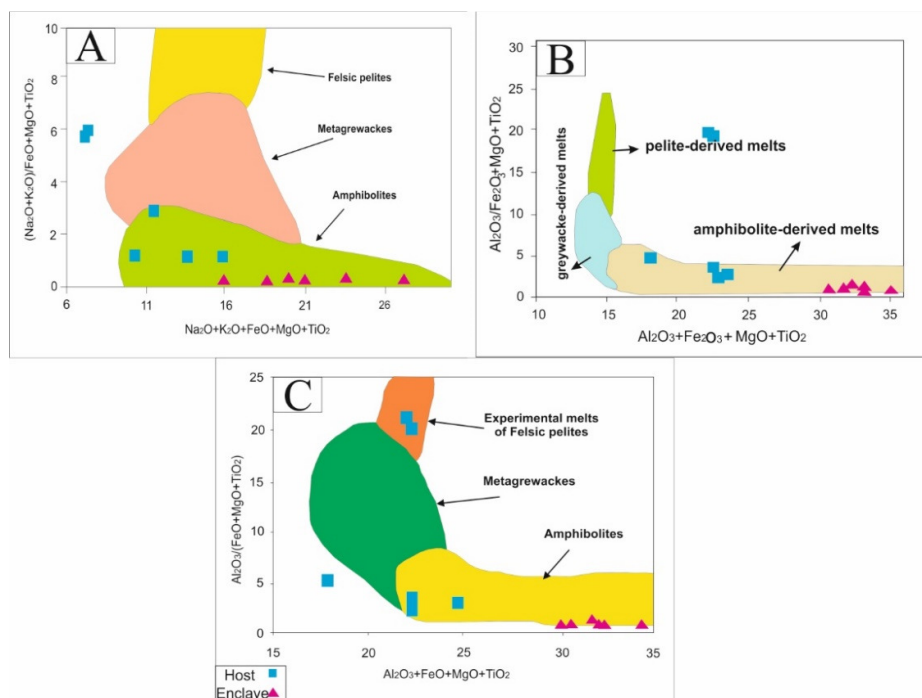
شکل ۱۰. جایگاه تکتونیکی نمونه‌های انکلاو و نمونه‌های میزبان (پیرس، ۱۹۸۴).

Fig. 10. Tectonic setting of enclave samples and host samples (Pearce, 1984)

تبلور تفریقی ماگماهای بازالتی یا فرآیند AFC (گروو و دونلی نولان، ۱۹۸۶ و باکن و درویت، ۱۹۸۸) و (۲) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای کوارتز-فلدسپاری به وسیله گرمای ناشی از ماگماهای بازالتی (بولن و کلین، ۱۹۹۰؛ رابرتس و کلمنس، ۱۹۹۳؛ گوفاتی و همکاران، ۱۹۹۶ و تپر و همکاران، ۱۹۹۳). در باتولیت الوند، چون حجم ماگمای فلسیک در مقایسه با ماگمای مافیک بالاست، شکل‌گیری آن‌ها از طریق ماگمای بازیک مشتق از گوشته بعید به نظر می‌رسد و منبع ماگمایی با منشأ پوسته احتمالاً مولد اینگونه سنگ‌ها در منطقه می‌باشد. در نمودار (شکل ۱۱، A، B و C) سنگ‌های میزبان می‌توان بیان کرد که بخشی از گرانیت‌های میزبان نظیر مونوزوگرانیت‌ها و گرانیت‌های ریز بلور، در محدوده آمفیبولیت‌ها قرار می‌گیرند که این جایگاه می‌تواند به دلیل افزایش مقدار کانی‌های فرومنیزین در ترکیب آن‌ها باشد و منشأ آن‌ها را از پوسته تأیید می‌کند. همچنین، لوکوگرانیت‌های میزبان در محدوده پلیت‌های فلسیک قرار می‌گیرند.

منشأ ماگمای انکلاوها: بر پایه مطالعات آلتر و همکاران (۲۰۰۰)، ماگماهای دیوریتی و گرانودیوریتی سه منشأ دارند: (۱) ذوب بخشی بدون آب پوسته اقیانوسی فرورانده شده؛ (۲) ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده در بالای صفحه فرورانش؛ (۳) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته پایینی بر اثر نفوذ ماگماهای بسیار گرم گوشته‌ای. دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها می‌توانند از طریق ذوب بخشی گوه گوشته لیتوسفری غنی شده در بالای یک زون فرورانش ناشی از آزدایی پوسته اقیانوسی دگرسان شده فرو رانده شده به وجود بیایند (فری و همکاران، ۱۹۹۸). در نمودار مربوط به بررسی پتروژنز سنگ‌های انکلاو (شکل ۱۱، A، B و C) می‌توان اینگونه برداشت کرد که نمونه‌های انکلاو به‌ویژه کوارتز دیوریت‌ها، به دلیل آنکه مقدار $\#Mg$ ، Cr و Ni کمتری دارند گوشته‌ای نیستند و در محدوده ذوب بخشی آمفیبولیت قرار می‌گیرند.

منشاء ماگمای میزبان‌های گرانیتی: ماگمای فلسیک در نواحی قوسی از دو طریق به وجود می‌آید: (۱) از طریق



شکل ۱۱. A, B و C: نمودارهای نشان‌دهنده پتروژنز و منشأ و محدوده‌های ترکیبی مذاب‌های تجربی بدست آمده در اثر ذوب بخشی پلیت‌های فلسیک، متاگریت‌ها و آمفیبولیت‌ها (پتینودوس، ۱۹۹۹؛ پتینودوس و بیر، ۱۹۹۶ و ولف و ویلی، ۱۹۹۴) انکلاوها با نماد مثلث و میزبان‌ها با نماد مربع.

Fig. 11. A, B, and C: Diagrams showing the petrogenesis and origin and compositional ranges of experimental melts obtained from partial melting of Felsic plates, Meta greywackes, and Amphibolites (Patino Douce, 1999; Douce and Beard, 1996 and Wolf and Wyllie, 1994) Symbols; Enclaves: triangle and host rocks: square.

References

- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calc-alkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50: 51-73.
- Azizi, H., and Jahangiri, A. (2008) Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran: *Journal of Geodynamics*, 45: 178-190. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.11.001>.
- Azizi, H., and Stern, R. J. (2019) Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc: *Terra Nova*, 31: 415-423.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H. (1988) Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 224-256. <https://doi.org/10.1007/bf00402114>.
- Badr, A., Davoudian, A. R., Shabanian, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Dong, Y., and Yamamoto, K. (2018) A- and I-type metagranites from the North Shahrekord metamorphic complex, Iran: Evidence for early Paleozoic post-collisional magmatism: *Lithos*, 300: 86-104.
- Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts, *Lithos*, 88: 155-177.

۸- نتیجه‌گیری

بر اساس تحلیل‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، MMEs و انکلاوهای موجود در دایک‌های همزمان با نفوذ (منطقه همدان) از نوع انکلاوهای میکروگرانولارمافیک می‌باشند و ترکیب گرانودیوریتی تا دیوریتی دارند. میزبان آن‌ها از نوع فلسیک و ترکیب گرانیتی دارند. انکلاوها متآلومین و میزبان‌ها پرآلومین هستند و هر دو ماهیت کالک‌آلکان دارند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، به دلیل عدم وجود فابریک‌های رسوبی و بافت‌های کومولیتی، همراه با ویژگی‌های دانه‌بندی متفاوت، انکلاوها ممکن است محصول فرآیندهای اختلاط/آمیختگی ماگمایی باشند؛ به گونه‌ای که در آن مهاجرت و نفوذ ماگمای مافیک به درون ماگمای فلسیک میزبان، نقش مهمی داشته است. در تحلیل‌های زمین‌شیمیایی می‌توان اینگونه برداشت کرد که تأثیر فروانش در زمان نفوذ دایک‌ها به درون پوسته قاره‌ای و فعالیت‌های تکتونیکی مرتبط با رژیم فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی، در فرآیند تشکیل و منشأ این انکلاوها نقش مهمی داشته‌اند.

- Barbarin, B. (1989) Importance des différents processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, Californie. *Schweiz Mineral Petrogr. Mitt.*, 69: 303-315.
- Barbarin, B. and Didier, J. (1992) Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83: 145-153. <https://doi.org/10.1017/s0263593300007835>.
- Baxter, S., and Feely, M. (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology*, 76 (1-2): 63-74. <https://doi.org/10.1007/s007100200032>.
- Bullen, T. D., and Clynnne, M. A. (1990) Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. *Journal of Geophysical Research*, 95: 19671-19691. <https://doi.org/10.1029/jb095ib12p19671>.
- Bussy, F., and Ayrton, S. (1990) Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 70: 223-235.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., and Wyborn, D. (1987) The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28: 1111-1138.
- Clemens, J. D., Wall, V. J. (1984) Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town Volcanics. *Lithos* 88: 354-371.
- Clemens, J. D., Wall, V. J. (1988) Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 21: 53-66.
- Clemens, J. D., and Wall, V. J. (1988) Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic Rocks. *Lithos*, 21: 53-66. Dadfar, S., Aliani, F., Baharifar, A. A. and Zarrinkoub, M. H. (2019) Study of origin and petrogenesis of granitoid bodies of Soursat complex (Northwest of Takab): whole-rock geochemical and Sr-Nd evidences. *Petrology*, 9(36): 1-24 (in Persian)
- Daneshvar, N., Maanijou, M., Azizi, H., and Asahara, Y. (2019) Petrogenesis and geodynamic implications of an Ediacaran (550 Ma) granite complex (metagranites), southwestern Saqez, northwest Iran. *Journal of Geodynamics*, 132, p. 101669.
- Didier, J. (1987) Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granite magmas. *Geologische Rundschau*, 76: 41-50. <https://doi.org/10.1007/bf01820572>.
- Didier, J., and Roques, M. (1959) Sur les Enclaves des granites du Massif Central Francais. *C. R. Acad.Sci. paris*, 228: 1839-1841.
- Feeley, T. C., Wilson, L. G., Underwood, S. J. (2008) Distribution and compositions magmatic inclusions in the Mount Helen dome, Lassen volcanic center, California: insights into magma chamber processes. *Lithos*, 106: 173-189. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.010>.
- Ferre, E. C., Caby, C., Peucat, J. J, Capdevila, R. and Monie, P. (1998) Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz-monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, 45: 255-279.
- Ghahramanhash, J., Mohammadiha, K., Rashid, H and Ghahraeipour, M. (2004) Mafic and felsic magma mingling and mixing in Alvand pluton: implication for magma emplacement. 23th Geoscience Symposium Geological Survey of Iran.
- Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., and Tsuboi, M. (2021) Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqez, northwestern Iran: *Geochemistry*, 81: p. 125687. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125687>.
- Gou, L., Zhang, L., Tao, R. and Du, J. (2012) A geochemical study of syn-subduction and post-collisional granitoids at Muzhaerte River in the southwest Tianshan UHP belt, NW China. *Lithos*, 136-139: 201-224.
- Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. M. (1986) The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 281-302.
- Guffanti, M., Clynnne, M. A. and Muffler, L. J. P. (1996) Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 101: 3001-3013. <https://doi.org/10.1029/95jb03463>.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen and Co. London. <https://doi.org/10.1017/s0016756800124744>.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Izadi Kian, L. (2011) Structural analysis of Ganjnameh- Shahrestaneh area (SW Hamedan), New finding in *Applied Geology*, 5(9): 17-29.
- Kolb, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Heinrich, C. A., Fowler, S. J. and Cvetković, V. (2013) Adakite like and normal arc magmas: distinct fractionation paths in the East Serbian segment of the Balkan Carpathian arc. *Journal of Petrology*, 54: 421-451.
- Kumar, S. (2010) Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholith, northwestern Himalaya: implications on calc-alkalin magma chamber processes. *Journal of Geological Society of India*, 76: 5-25. <https://doi.org/10.1007/s12594-010-0080-2>.
- Kumar, S. (2014) Magmatic processes: review of some concepts and models, in *Modelling of magmatic and allied processes*. Editors S Kumar and R. N. Singh (Cham, Switzerland: Springer-Switzerland), 1-22.
- Kumar, S., Rino, V., and Pal, A. B. (2004) Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhanda granitoids, Central India. *Gondwana Research*, 7 (2): 539-548.
- Lacroix, A. (1933) Sur Quelques granites des environs de Porto. *An fac. Cienc. Porto*, 18: 35-68.

- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin, 101: 635-643.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci. Reviews*, 37: 215-224.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355. <https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321>.
- Mohamed, F. H., Moghazi, A. M. and Hassanen, M. A. (2000) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 88: 764-777. <https://doi.org/10.1007/s005310050304>.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Pabst, A. (1928) Observation on inclusion on the granitic Rocks of the Sierra Nevada. *Univ. Calif. publ. Dep. Geol. Sci.*, 17: 325-386.
- Patino ~ Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publications, 168 (1): 55-75.
- Patino Douce, A. E. and Beard, J. S. (1996) Effects of P, f (O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology*, 37: 999-1024.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Phillips, G. N., Wall, V. J., Clemens, J. D. (1981) Petrology of the Strathbogie batholith: a cordierite-bearing granite. *Can Mineral*, 19: 47-63.
- Pitcher, W. S. (1993) The nature and origin of granite. Chapman & Hall, London 321p. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3393-9>.
- Reid, J. R., Evans, O. C. and Fates, D. G. (1983) Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 66: 243-261.
- Roberts, M. P. and Clemens, J. D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geological data, evolution, presentation, interpretation. Longman Ltd Pupulation, London. 352p.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks, Their genesis, composition, classification, and their relations to ore - deposits with a Chapter on Meteorite, New York: John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Silva, M. M. V. G., Neiva, A. M. R. and Whitehouse, M. J. (2000) Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, central Portugal. *Lithos*, 50: 153-170.
- Sollas, J. W. (1894) On the volcanic district of Calingford and Slieve Gullion. I: On the relation of the granite to the gabbro of Barnavarve. *Trans. R. Irish Acad*, 30: 477-512.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Geological Society Publication of London, 42: 313-345.
- Tatsumi, Y., Nakashima, T., and Tamura, Y. (2002) The petrology and geochemistry of calc-alkaline Andesite on Shodo-Shima Island, SW Japan. *Journal of Petrology*, 43(1): 3-16. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.1.3>.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 312p.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W., Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 333-351.
- Thompson, R. N. (1982) British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>.
- Vernon, R. H. (1990) Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural Evidence. *Journal of Geophysical research: Solid Earth*, 95(B11): 17849-17859.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. London, Unwin Hyman, London. 446p.
- Wolf, M. B. and Wyllie, J. P. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10 Kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 369-383. <https://doi.org/10.1007/bf00320972>.
- Xu, X., Dong, C., Li, W., and Zhou, X. (1999) Late Mesozoic intrusive complex in the coastal area of Fujian, SE China: the significance of the gabbro-diorite-granite association. *Lithos*, 46: 299-315.
- Zhao, Z., Wang, C. Y., Wei, B. and Dou, J. (2021) Elemental and Nd isotopic compositions of zoned titanite in mafic microgranular enclaves of the Early Cretaceous Sanguliu granitic pluton in the North China Craton: Insights into magma mixing process. *Lithos*, 392-393: 106138. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106138>.