

Original Research Paper

# Application of pyroxene chemistry to evaluation the origin of plutonic rocks in Northeast Saveh, Urumieh–Dokhtar magmatic arc

Mohammad Goudarzi\*<sup>1</sup>, Hassan Zamanian<sup>2</sup>, Urs Klötzli<sup>3</sup>, Matee Ullah<sup>3</sup>, and Sara Houshmand Manavi<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

<sup>2</sup>School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Department of Lithospheric Research, Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy, University of Vienna, Vienna, Austria

<sup>4</sup> Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received: 2025 July 12

Accepted: 2025 October 12

Available online: 2026 March 21

### Keywords:

EPMA

Pyroxene

Monzonite

Gabbro

Saveh

## ABSTRACT

In this study, the chemical composition of pyroxenes (clinopyroxene and orthopyroxene) from gabbroic to monzonitic intrusive bodies in the northeast of Saveh, located in the central part of the Urumieh–Dokhtar magmatic belt, was investigated to determine the physicochemical conditions of crystallization and tectonomagmatic origin. Major and trace element analyses, performed using electron microprobe analysis, reveal that the pyroxenes in the monzonite are of augite type, while in the gabbroic units they include both augite and enstatite. Variations in Mg#, TiO<sub>2</sub>, and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in pyroxenes support a magmatic differentiation trend and progressive evolution of mantle-derived melts. Geothermobarometric calculations based on clinopyroxene compositions indicate crystallization pressures of less than 2 kbar and average crystallization temperatures of 1150–1200°C for clinopyroxene and 1100–1150°C for orthopyroxene. High oxygen fugacity and a water content of approximately 10% suggest oxidizing conditions and the presence of subduction-related fluids in shallow crustal magma chambers. Tectonic discrimination diagrams place the studied units within subduction-related and pre-collisional volcanic arc settings. These findings highlight the significant role of subduction processes and crustal melting in magma generation in northeast Saveh and provide valuable insights into the evolutionary and tectonomagmatic processes of the central segment of the Urumieh–Dokhtar magmatic arc.

## 1. Introduction

Pyroxene, being more resistant to alteration and weathering compared to many other minerals, can reflect the composition of the parental magma, the physico-chemical conditions


governing crystallization in magma chambers, and the tectonic setting of the parental magma (Nimis and Taylor, 2000; Putirka, 2008; Wang et al., 2021; Wieser et al., 2023).

\* Corresponding author: Mohammad Goudarzi; E-mail: goudarzi.mo@fs.lu.ac.ir

### Citation:

Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Ullah, M., and Houshmand Manavi, S., 2026. Application of pyroxene chemistry to evaluation the origin of plutonic rocks in Northeast Saveh, Urumieh–Dokhtar magmatic arc. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 36(1), 139, 21-38. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.533717.2210>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2025.533717.2210

 dor: 20.1001.1.10237429.1405.36.1.2.0



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

The central UDMA is underlain by a 4-km-thick assemblage of Oligo–Miocene volcanic and sedimentary rocks, intruded by various plutonic bodies (Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013; Kazemi et al., 2019; Moghadam et al., 2020). Northeast Saveh lies approximately 100 km southwest of Tehran and forms part of the central UDMA belt. Geological mapping reveals gabbro–diorite and monzonite–granodiorite intrusions emplaced along major NW–SE to ENE–WSW fault systems (Chiu et al., 2013; Nouri et al., 2018; Goudarzi et al., 2025b). Magmatic pulses span from ~60 Ma to ~3 Ma, reflecting prolonged arc activity (Goudarzi et al., 2025a). Tectonic reconstruction indicates an initial extensional regime during the early Eocene, transitioning to compressional/transpressional stresses in the late Eocene–Oligocene, concomitant with slab rollback and segmentation of the Neotethyan oceanic slab (Chiu et al., 2013).

The central UDMA is underlain by a 4-km-thick assemblage of Oligo–Miocene volcanic and sedimentary rocks, intruded by various plutonic bodies. Northeast Saveh lies approximately 100 km southwest of Tehran and forms part of the central UDMA belt. Geological mapping reveals gabbro–diorite and monzonite–granodiorite intrusions emplaced along major NW–SE to ENE–WSW fault systems. Magmatic pulses span from ~60 Ma to ~3 Ma, reflecting prolonged arc activity. Tectonic reconstruction indicates an initial extensional regime during the early Eocene, transitioning to compressional/transpressional stresses in the late Eocene–Oligocene, concomitant with slab rollback and segmentation of the Neotethyan oceanic slab.

Detailed petrographic examination distinguishes two principals intrusive lithologies:

- **Monzonite–Monzodiorite Unit:** Exhibits porphyritic to granoblastic textures, hosting subhedral to anhedral clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase (andesine–bytownite), K-feldspar, hornblende, and biotite in a fine- to medium-grained groundmass. Accessory phases include apatite, zircon, and opaque oxides.
- **Gabbro–Diorite Unit:** Displays granular to heterogranular textures. Clinopyroxene and orthopyroxene phenocrysts (up to 60 vol%) occur with plagioclase (labradorite–bytownite), amphibole, and subordinate quartz in dioritic varieties. Secondary alterations include chloritization, sericitization, and carbonatization of plagioclase and pyroxene.

## 2. Research methodology

Pyroxene compositions were analysed at the University of Vienna using a CAMECA SX Five EPMA under 15 kV accelerating voltage and 5–15 nA beam current. Natural and synthetic mineral standards calibrated element-to-oxide concentrations, and ZAF corrections were applied. A total of 38 pyroxene analyses (19 clinopyroxene, 19 orthopyroxene) were performed. Mg#, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and FeO variations were plotted to infer magma differentiation trends. Geothermobarometric utilized:

- Clinopyroxene barometers (e.g., Putirka 2008) and T–P estimates from Soesoo (1997) algorithms using XPT and YPT parameters.
- Oxygen fugacity probes based on AlVI+2Ti+Cr vs. Na+AlIV diagrams (Schweitzer et al., 1979).
- Magmatic series and tectonic setting classifications via clinopyroxene chemistry fields (Nisbett and Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982).

## 3. Results and discussions

Clinopyroxene in the monzonitic suite is classified as augite, whereas the gabbroic suite contains augite and enstatite. Progressive increases in TiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> coupled with decreasing Mg# reflect fractional crystallization and possible assimilation processes in an evolving arc magma chamber (DeBarì and Coleman, 1989). Tectonic discrimination diagrams place both units firmly within subalkaline, arc-related fields, consistent with a pre-subduction rollback kinematics. Thermobarometric results indicate crystallization at pressures <2 kbar, corresponding to depths <8 km, and temperatures of 1150–1200 °C (clinopyroxene) and 1100–1150 °C (orthopyroxene). Elevated oxygen fugacity (near FMQ+2) and water content (~10 wt%) suggest oxidation by slab-derived fluids and crystallization in a hydrous, shallow-level magma reservoir. Collectively, these findings underscore the dominant role of slab-induced melting and crustal differentiation in generating the central UDMA intrusions, enhancing our understanding of arc magmatism dynamics in Iran.

## 4. Conclusion

Ca–Mg–Fe–rich pyroxenes from the monzonite–monzodiorite and gabbro–diorite complexes of northeastern Saveh, displaying augitic and augite–enstatitic compositions,

provide key insights into the magmatic origin and tectonic setting of the region. Geochemical and tectonic discrimination diagrams indicate a sub-alkaline magma formed in a convergent margin environment. Thermobarometric

estimates suggest crystallization occurred under low pressures ( $<2$  kbar) and high temperatures (1100–1200 °C) with high oxygen fugacity and ~10 % water content, within shallow crustal magma chambers at depths of less than 8 km.

# کاربرد شیمی پیروکسن در ارزیابی خاستگاه توده‌های نفوذی شمال خاور ساوه، کمان ماگمایی ارومیه-دختر

محمد گودرزی<sup>۱\*</sup>، حسن زمانیان<sup>۲</sup>، اورس کلوتزلی<sup>۳</sup>، ماتی بولله<sup>۴</sup> و سارا هوشمند معنوی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

<sup>۲</sup> دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> گروه تحقیقات لیتوسفر، دانشکده علوم زمین، جغرافیا و نجوم، دانشگاه وین، وین، اتریش

<sup>۴</sup> سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

## چکیده

در این پژوهش، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها (کلیئوپیروکسن و اورتوپیروکسن) توده‌های نفوذی گابرویی تا مونزونیتی شمال خاور ساوه واقع در بخش مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر با هدف تعیین شرایط فیزیکی-شیمیایی تبلور و خاستگاه زمین‌ساختی-ماگمایی بررسی شد. آنالیز عناصر اصلی و فرعی با استفاده از روش تجزیه ریز کاو الکترونی از نمونه‌ها نشان می‌دهد که پیروکسن‌ها در مونزونیت از نوع اوژیت و در واحد گابرویی اوژیت و انستاتیت هستند. تغییرات  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Mg\#}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در پیروکسن‌ها، الگوی تفریق ماگمایی و تکامل پیشرونده ذوب گوشته‌ای را تایید می‌کند. بر اساس محاسبات زمین‌دما فشارسنجی (ژئوترموبارومتري) مبتنی بر ترکیب کلیئوپیروکسن، محدوده فشار تبلور کمتر از ۲ کیلو بار و دماهای تبلور میانگین  $1150\text{--}1200^\circ\text{C}$  برای کلیئوپیروکسن و  $1100\text{--}1150^\circ\text{C}$  برای اورتوپیروکسن به دست آمد. میزان بالای فوگاسیته اکسیژن و محتوای آب تقریباً ۱۰٪، نشان‌دهنده شرایط اکسیداسیون بالا و حضور سیال‌های فرورانشی در محفظه‌های کم‌درفای پوسته‌ای است. نمودارهای ژئوشیمیایی طبقه‌بندی زمین‌ساختی، واحدهای مورد مطالعه را در قلمرو محیط‌های فرورانشی و کمان‌های ماگمایی پیش از برخورد قرار می‌دهد. این نتایج، نقش عمده فرایندهای فرورانشی در تولید ماگمای شمال خاور ساوه را روشن می‌سازد و بینش‌های مفیدی درباره فرایندهای تکاملی و زمین‌ساختی-ماگمایی در بخش مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر ارائه می‌کند.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۴/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۷/۲۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۵/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

الکترون میکروپروب

پیروکسن

مونزونیت

گابرو

ساوه

## ۱- پیش‌نوشتار

1985; Davidson, 1985; Kretz, 1994; Soesoo, 1997; Nimis and Taylor, 2000; Putirka, 2008; Wang et al., 2021; Wieser et al., 2023). پیروکسن از کانی‌های کلیدی در تعیین منشأ ماگمایی، محیط زمین‌ساختی و شرایط فیزیکی-شیمیایی (از جمله دما، فشار و فشار جزئی اکسیژن) به‌شمار می‌آید. فعالیت ماگمایی در کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) بیشتر تحت تأثیر یک افزایش ناگهانی ماگماتیسیم در دوره اتوسن بوده که نمایانگر دوره‌ای از افزایش چشمگیر فعالیت ماگمایی ناشی از ذوب پوسته‌ای و ورودی‌های منشأ گرفته از گوشته است (Berberian and King, 1981; Omrani et al., 2008; Verdel et al., 2011; Van der Boon et al., 2024; Goudarzi et al., 2025a,b).  
der Boon et al., 2024; Goudarzi et al., 2025a,b

مطالعه شیمی کانی‌ها نقش کلیدی در تعیین ماهیت شیمیایی، شرایط تبلور کانی‌ها، منشأ و تحول ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های آذرین و همچنین شناسایی محیط‌های زمین‌ساختی شکل‌گیری آن‌ها ایفا می‌کند و بازتابی از ترکیب ماگمای در حال تبلور است (Leterrier et al., 1982; Nisbet and Pearce, 1977; Putirka, 2008; Wang et al., 2021; Goudarzi et al., 2025a). در این بین، کانی‌هایی مانند پیروکسن که در برابر دگرسانی و هوازدگی پایداری بیشتری دارند در مقایسه با سایر کانی‌ها نقش موثرتری دارند و می‌توانند ترکیب ماگمای والد، شرایط فیزیکی-شیمیایی حاکم بر تبلور در محفظه‌های ماگمایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل‌دهنده ماگمای مادر را بازتاب دهند و معادلات دما فشارسنجی مختلفی برای آن ارائه شده است (Bertrand and Mercier, 2025a,b).

\* نویسنده مسئول: محمد گودرزی؛ E-mail: goudarzi.mo@fs.lu.ac.ir

## ماخذنکاری:

گودرزی، م.، زمانیان، ح.، کلوتزلی، ا.، بولله، م. و هوشمند معنوی، س.، ۱۴۰۵، کاربرد شیمی پیروکسن در ارزیابی خاستگاه توده‌های نفوذی شمال خاور ساوه، کمان ماگمایی ارومیه-دختر. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۶(۱)، ۳۹-۲۱. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.533717.2210>

doi: 10.22071/gsj.2025.533717.2210



doi: 20.1001.1.10237429.1405.36.1.2.0

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

لیگوسن، گذار به یک رژیم فشاری با توسعه پهنه‌های برشی راست‌بر و گسل‌های امتدادلغز رخ داده که بیانگر تغییرات تنش منطقه‌ای است (Allen et al., 2004; Morley et al., 2009; Chiu et al., 2013; Nouri et al., 2018). نیروهای فشاری پایدار، رفتار ساختاری منطقه را به طور شایان توجهی تغییر داده و سبک تغییر شکل را از شکل‌پذیر به شکننده مبدل کرده‌اند. این تغییر شکل شکننده به روند ساختاری خاوری-باختری مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه انجامیده است. با این حال، شواهد ساختاری و نفوذی‌های ماگمایی نشان می‌دهند که در مراحل آغازین این گذار زمین‌ساختی، پهنه‌های برشی راست‌بر با مولفه‌های کششی موضعی همراه بوده‌اند. این کشش موضعی درون پهنه‌های برشی، فضا برای جای‌گیری نفوذی‌ها را در ژرفای پوسته فراهم کرده است. بنابراین، اگرچه رژیم تنش کلی منطقه در این بازه زمانی فشاری بوده است، اما جای‌گیری ماگماها تحت تاثیر کشش محلی مرتبط با فعالیت این پهنه‌های برشی صورت گرفته است. این ویژگی‌ها به‌خوبی بیانگر شرایط زمین‌ساختی پس‌برخوردی هستند که در آن محیط فشاری چیره با ایجاد فضاهای کششی موضعی برای صعود ماگما همراه است (Richard and Sholeh, 2016).

سنگ‌های نفوذی در شمال‌خاور ساوه در محدوده‌ای به گستره تقریبی ۱۵ × ۷ کیلومتر رخنمون دارند (شکل ۱). این منطقه در ۱۰۰ کیلومتری جنوب‌باختر تهران و در محدوده نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ زاویه (عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴) و در بخش مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است و فعالیت‌های ماگمایی در آن تحت تاثیر گسل‌های با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری تا خاور-جنوب‌خاوری - باختر شمال‌باختری مانند گسل‌های رنگرزد، تخت‌چمن و عباس‌آباد قرار گرفته‌اند که همگی به فاز کوهزایی آلپی نسبت داده می‌شوند (نوگل سادات و هوشمندزاده، ۱۳۶۳؛ عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴). توده‌های نفوذی در این ناحیه از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان از دیدگاه اقتصادی بوده‌اند به گونه‌ای که منطقه‌ای مستعد جهت اکتشاف ذخایر مس ± طلا ± نقره بوده است (Zamanian et al., 2021; Fazli et al., 2022, 2024; Goudarzi et al., 2024, c, d). بررسی‌های زمین‌شناسی و مطالعات میدانی دقیق در این منطقه نشان‌دهنده دو نوع اصلی سنگ آذرین شامل مونزونیت-مونزودیوریت و گابرو-گابرو-دیوریت (به سن پالئوسن تا پلیوسن؛ Goudarzi et al., 2025a) است که به صورت چند مرحله‌ای درون توالی‌هایی متناوب از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی تا بازیک نفوذ کرده‌اند.

رخنمون‌های واحد مونزونیت-مونزودیوریت بخشی از ارتفاعات اصلی منطقه شمال‌خاور ساوه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲). مطالعات میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت‌های چیره گرانولار و پورفیرویدی هستند که بیانگر مراحل مختلف سردشدن ماگمای مادر است. کانی‌های اصلی سنگ‌های مونزونیتی شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن، هورنبلند و کوارتز بوده و کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، کانی‌های رسی، کلریت، اپیدوت، بیوتیت، کربنات، اکسیدهای آهن و کانی‌های تیره هستند. پلاژیوکلازهای خودشکل تا نیمه-خودشکل و صفحه‌ای فراوان‌ترین کانی‌های این سنگ‌ها هستند که در برخی موارد دچار دگرسانی شده و با کانی‌های ثانویه مانند کلریت جایگزین شده‌اند (شکل A-۳). کربناته شدن و سریستی شدن شدید نیز در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود که در برخی موارد، تنها بقایای کوچکی از بلورهای اولیه باقی مانده و بیشتر زمینه سنگ از ریزبلورهای حاصل از دگرسانی تشکیل شده است (شکل A-۳). بلورهای نیمه‌خودشکل تا بی‌شکل کلینوپیروکسن در برخی نمونه‌ها تا ۲۵-۲۰ درصد و ارتوپیروکسن تا ۲۰ درصد محتوای کل سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳).

رخنمون اصلی واحد گابرو-گابرو-دیوریت در بخش شمال‌خاوری منطقه مطالعه شده قرار دارد و با نمود صحرایی خاکستری تیره و ریخت‌شناسی نیمه‌توده‌ای (نه کاملاً توده‌ای و نه کاملاً لایه‌ای) مشخص می‌شود (شکل های C, D-۲).

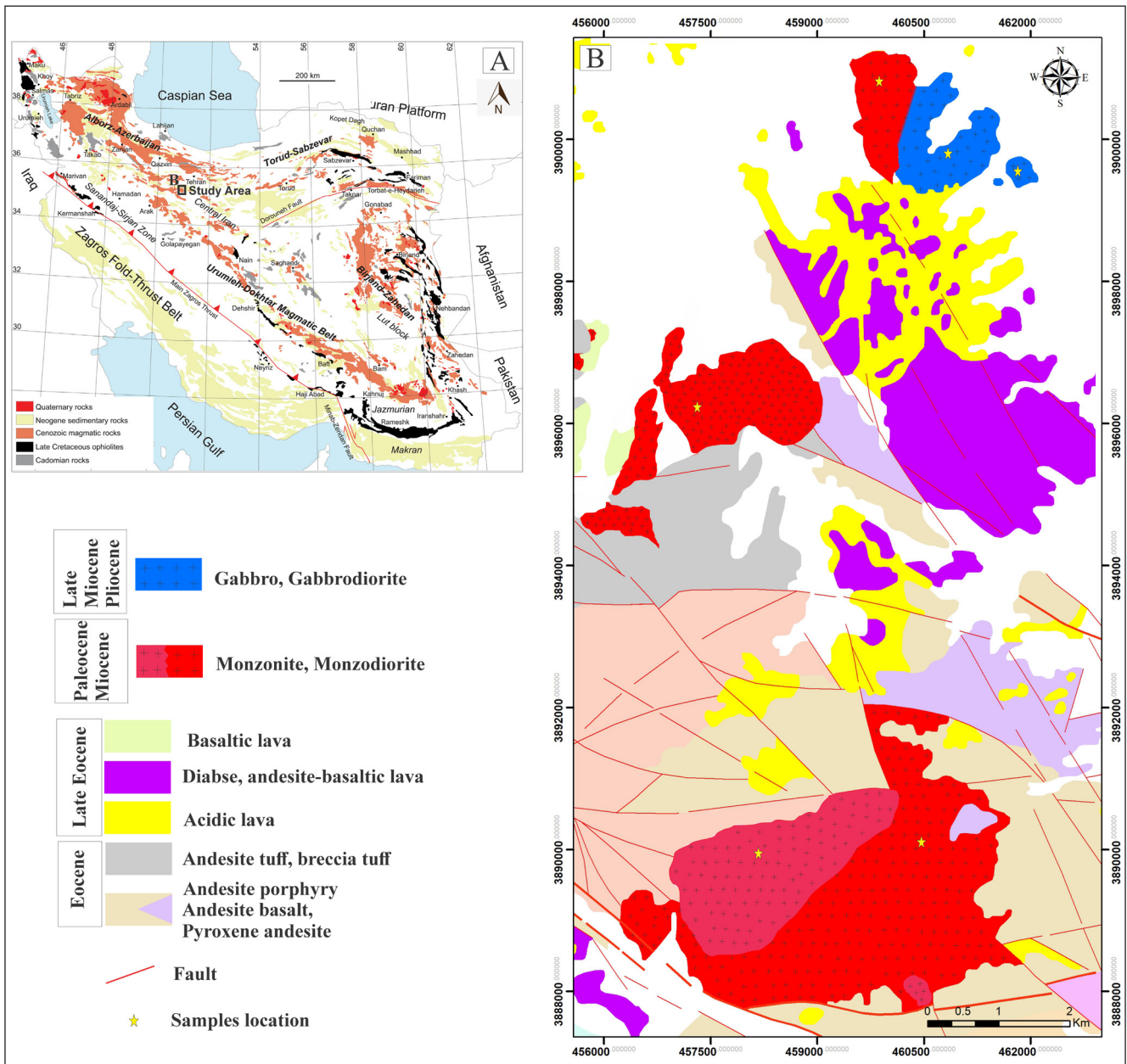
مطالعات متعددی فعالیت‌های ماگمایی در UDMA را در بازه زمانی اتوسن پسین تا میوسن پیشین گزارش کرده‌اند (Verdel et al., 2011; Yeganehfar et al., 2013; Chiu et al., 2013; Ghorbani et al., 2014; Shafaii Moghadam et al., 2015; Sarjoughian and Kananian, 2017; Babazadeh et al., 2017; Ghorbani et al., 2014; Yeganehfar et al., 2019, 2021; Goudarzi et al., 2025a). همچنین در بازه زمانی بین ۲۶ تا ۱۵ میلیون سال (Goudarzi et al., 2013; Wang et al., 2023; Goudarzi et al., 2025a) پیش در بخش مرکزی ارومیه دختر (Babazadeh et al., 2019, 2021; Goudarzi et al., 2025a) نیز فعالیت‌هایی گزارش شده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین در UDMA نشان‌دهنده تغذیه مداوم ماگما از منابع فرورانشی است (Goudarzi et al., 2025a). با این حال، بخش مرکزی UDMA، به‌ویژه منطقه ساوه، به‌صورت کامل بررسی نشده و ویژگی‌های ماگمایی آن به‌خوبی شناخته نشده است. همچنین مطالعات محدودی در خصوص مطالعه شیمی کانی‌هایی مانند پیروکسن در توده‌های نفوذی کمان ماگمایی ارومیه-دختر به‌ویژه در بخش مرکزی آن انجام شده است که ضرورت انجام پژوهش‌هایی را در این خصوص بیش از پیش نمایان می‌کند. در این مطالعه ترکیب شیمیایی پیروکسن (کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن) توده‌های نفوذی در شمال‌خاور ساوه واقع در بخش مرکزی UDMA مورد بررسی قرار گرفته است. یافته‌های این پژوهش به درک بهتر ماگماتیسم مرتبط با فرورانش و تحول پوسته‌ای در این منطقه و ماگمایی کمان ماگمایی ارومیه-دختر کمک می‌کند. کمان ماگمایی ارومیه-دختر از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی سنوزویک با سبترای حدود ۴ کیلومتر تشکیل شده که همراه با واحدهای آتشفشانی-رسوبی از اتوسن تا کواترنری هستند (Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013; Kazemi et al., 2019; Moghadam et al., 2020). مطالعات متعددی از تشکیل و جایگیری سنگ‌های آذرین UDMA در اواخر اتوسن تا اوایل میوسن حمایت می‌کنند (Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2015; Lucci et al., 2016; Babazadeh et al., 2017, 2019; Nouri et al., 2018; Kazemi et al., 2019; Moradi et al., 2021; Shafaii Moghadam et al., 2023; Raeisi et al., 2024, 2025a). عقب‌نشینی ورقه تیس جوان در بازه ۴۲ تا ۲۵ میلیون سال پیش، به ماگماتیسم قدیمی‌تر در بخش‌های خاوری و جوان‌تر در بخش‌های باختری این پهنه انجامیده است (Caillat et al., 1978; Ghasemi and Talbot, 2007; Rezaei et al., 2014; Nouri et al., 2018; Babazadeh et al., 2023, 2024).

مطالعه و سن‌سنجی توده‌های نفوذی در شمال‌خاور ساوه در بخش مرکزی ارومیه-دختر اخیراً نشان‌دهنده پالس‌های ماگمایی متعددی است که از حدود ۶۰ میلیون سال پیش تا حدود ۳ میلیون سال پیش تداوم داشته است (Goudarzi et al., 2025a). سنگ‌های نفوذی در بخش مرکزی ارومیه-دختر شامل گابرو، دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت هستند. سنگ‌های آتشفشانی اتوسن نیز بیشتر شامل بازالت، داسیت و آندزیت هستند که به صورت جریان‌های گدازه‌ای، آذرآواری و ایگنمبریت نمود پیدا کرده‌اند (Amidi et al., 2004). بر اساس مطالعات ژئوشیمی سنگ کل (Goudarzi et al., 2025a)؛ گودرزی و همکاران، ۱۴۰۴) ب، توده‌های نفوذی کالک آلکان این منطقه در زمره گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی و در محدوده مرز فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند که مرتبط با ماگماتیسم ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ورقه ایران مرکزی هستند.

بررسی‌های ساختاری منطقه ساوه نشان می‌دهند که روندهای چیره گسل‌ها شمال‌باختر-جنوب‌خاور، شمال‌خاور-جنوب‌باختر و خاور-باختر هستند. گسل‌های اصلی دارای مولفه‌های امتدادلغز و مایل‌لغز هستند، در حالی که گسل‌های رانندگی کمتر مشاهده می‌شوند. این الگو با رژیم چیره بر برش-فشار سازگار است. بر پایه شواهد زمین‌شناسی، به نظر می‌رسد که طی دوره اتوسن، رژیم زمین‌ساختی درون کمانی منطقه، کششی بوده است که با بالابردگی، گسل‌های عادی و فعالیت‌های آتشفشانی همراه بوده است (Allen et al., 2004; Morley et al., 2009). در اواخر اتوسن تا

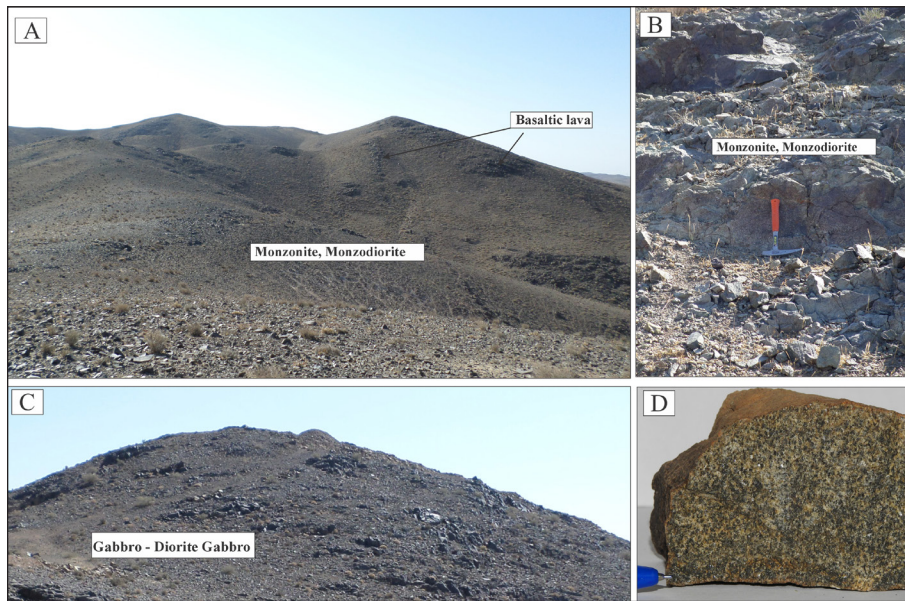
شده (تبدیل به آمفیبول‌های فیبری ترمولیت - اکتینولیت) هستند. پلاژیوکلازها از فنوکریست تا میکروکریست، دچار دگرسانی و آرژیلیتی شدن متوسط تا شدید و سریستی شدن هستند و در برخی موارد، بافت آنتی‌راپاکیوی نشان می‌دهند. بافت ساب-آفیتیک/آفیتیک در نمونه‌ها نمایانگر تبلور در یک محیط مافیک با نرخ خنک‌شدن متوسط تا نسبتاً سریع هستند (شکل E-۳). بلورهای شعاعی آمفیبول نیز در برخی نمونه‌ها به‌طور گسترده مشاهده می‌شوند (شکل F-۳).

ترکیب این واحد شامل گابرو، گابرو دیوریت و دیوریت گابروی است. مطالعات سنگ‌نگاری بافت‌هایی از نوع هتروگرانولار، آنتی‌راپاکیوی و گرانولار را نشان می‌دهد. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن (شکل ۳) با اندازه‌های متغیر هستند که معمولاً به‌صورت خودشکل تا نیمه خودشکل دیده می‌شوند و در برخی موارد بلورهای درشت آن‌ها ۶۰-۶۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل C-۳). برخی از پلاژیوکلازها ماکل‌دار بوده و پیروکسن‌ها در حد متوسط تا زیاد اورالیتی

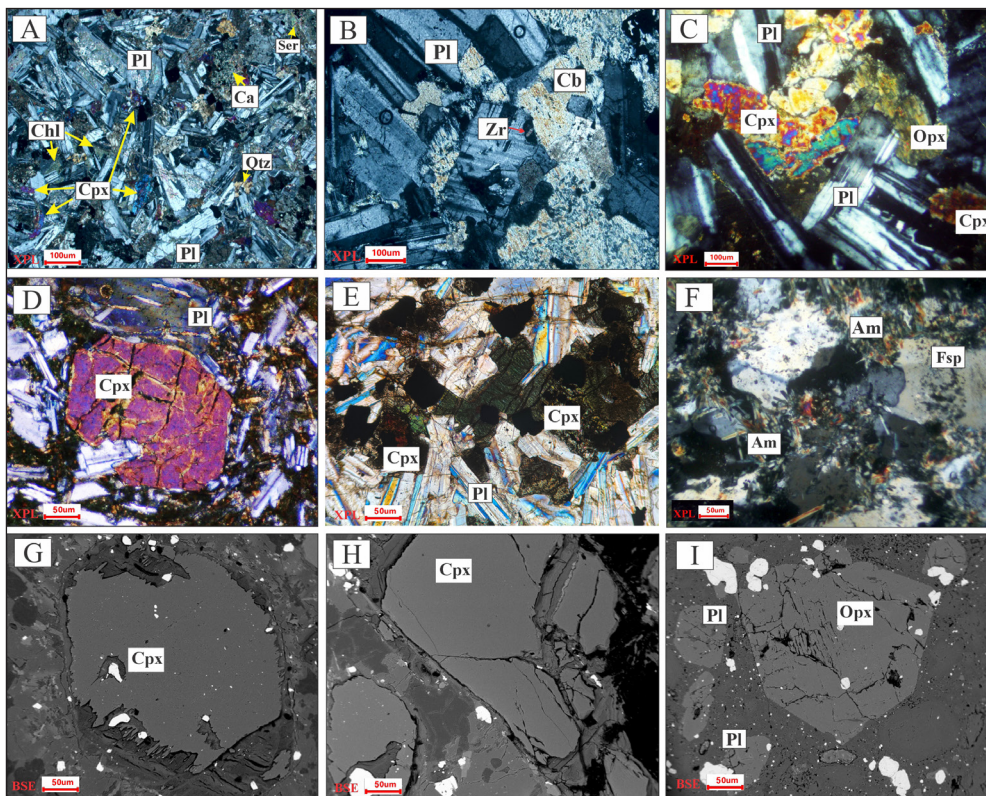


شکل ۱- A) نقشه زمین‌شناسی ایران که توزیع سنگ‌های ماگمایی، فیولیت‌ها، سنگ‌های رسوبی و گدازه‌های کواترنری را نشان می‌دهد (تغییر یافته از شفایی مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2023)). B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده شمال خاور ساوه (بر اساس داده‌های ماهواره‌ای، کارهای میدانی، نقشه زمین‌شناسی زاویه با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ (عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴ و گودرزی و همکاران (Goudarzi et al., 2025a)).

Figure 1. A) Geological map of Iran showing the distribution of magmatic, ophiolites sedimentary rocks, and Quaternary lavas (modified after Shafaii Moghadam et al., 2023). B) Simplified geological map of northeast Saveh (based on satellite data, field work, geological map of Zaviyeh 1:100,000 (Amidi et al., 2004; Goudarzi et al., 2025a)).



شکل ۲- A) نمای کلی از رخمون واحدهای مونزونیت-مونزودیوریت؛ B) نمای نزدیک از واحد مونزونیت-مونزودیوریت؛ C) نمای کلی از پروندهای واحدهای گابروی؛ D) نمونه دستی از سنگ گابروی.  
Figure 2. A) General view of the outcrop of monzonite-monzodiorite units. B) Close-up view of the monzonite-monzodiorite unit; C) General view of the outcrops of gabbroic units. D) Hand specimen of gabbroic rock.



شکل ۳- A) بلورهای درشت پلاژیوکلاز با پرشدگی‌های ریز کلینوپروکسن که برخی کانی‌ها در آنها توسط کربنات و کلریت جایگزین شده‌اند؛ B) دگرسانی کربناتی با ادخال‌هایی از کانی زیرکن در پلاژیوکلاز در نمونه مونزونیتی؛ C) بلورهای درشت کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنستیک و کانی‌های Fe-Mg کلریتی‌شده؛ D) درشت بلور کلینوپروکسن در زیر نور منقطع؛ E) بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنستیک آشکار و درشت‌بلورهای پیروکسن با بافت ساب-آفتیک/آفتیک که نمایانگر تبلور در یک محیط مافیک با نرخ خنک‌شدن متوسط تا نسبتاً سریع هستند؛ F) ریزبلورهای شعاعی و تابولار آمفیبول همراه با کوارتز ریزدانه؛ G) تصویر BSE از بلور کلینوپروکسن با نوارهای رشد و حاشیه خورده؛ H) تصویر BSE از درشت‌بلور کلینوپروکسن؛ I) تصویر BSE از درشت‌بلور اورتوپروکسن همراه با پلاژیوکلاز و بافت واکنش حاشیه‌ای.  
Figure 3. A) Coarse plagioclase crystals hosting fine clinopyroxene inclusions, with partial replacement of some phases by carbonate and chlorite. B) Carbonate alteration with inclusions of zircon within plagioclase in the monzonitic sample. C) Coarse clinopyroxene and plagioclase crystals displaying polysynthetic twinning and chloritization of Fe-Mg phases. D) Large clinopyroxene crystal exhibiting colored polarization halos under crossed nicols. E) Plagioclase displays clear polysynthetic twinning, and coarse-grained pyroxenes occur in a sub-ophitic to ophitic texture; these characteristics indicate crystallization in a mafic environment under a moderate to relatively rapid cooling rate. F) Radial and tabular amphibole microcrysts accompanied by microcrystalline quartz. G) Backscattered electron (BSE) image of a clinopyroxene crystal showing growth bands and a corroded rim. H) BSE image of a coarse clinopyroxene crystal. I) BSE image of a coarse orthopyroxene crystal in association with plagioclase and reaction-rim textures.

۲- روش پژوهش

آلیت (برای سدیم)، آلمانین (برای آهن و آلومینیم)، اورتوکلاز (برای پتاسیم)، اوژیت ENM (برای تیتانیم)، کرومیت منزیمی (برای کروم)، الیون استاندارد SC (برای منزیم)، اسپسارترین اسکول (برای منگنز) و اکسید نیکل (برای نیکل) هستند. سپس اصلاحات استاندارد ZAF به منظور تعیین دقیق غلظت‌های عنصری به صورت اکسید اعمال گردید. نتایج تجزیه و تحلیل شیمیایی اورتوپروکسن و کلینوپروکسن در سنگ‌های مونزونیتی و گابرویی شمال خاوری ساوه در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده‌اند.

غلظت‌های عناصر اصلی در کلینوپروکسن و اورتوپروکسن در دپارتمان تحقیقات لیتوسفر دانشگاه وین (اتریش) با استفاده از دستگاه EPMA مدل CAMECA SX Five تعیین گردید. دستگاه مجهز به ۵ اسپکترومتر و کاتد انتشار میدانی بوده و امکان تجزیه و تحلیل عنصری دقیق با تفکیک فضایی بالا را فراهم می‌آورد. برای تحلیل از جریان پرتو بین ۵ تا ۱۵ نانوآمپر و ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت بهره گرفته شد. به منظور تضمین دقت نتایج، از کانی‌های مرجع با ترکیب‌های شناخته شده استفاده گردید. این استانداردهای مرجع شامل ولاستونیت (برای سیلیسیم و کلسیم)،

جدول ۱- نتایج نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری اورتوپروکسن‌های شمال خاوری ساوه.

Table 1. Spot analysis results and structural formula calculation of orthopyroxenes from northeast Savah.

Rock Type	Gabbro-Gabbrodiorite						Monzonite-Monzodiorite													
	105 / 1.	106 / 1.	107 / 1.	144 / 1.	146 / 1.	160 / 1.	161 / 1.	162 / 1.	163 / 1.	164 / 1.	165 / 1.	166 / 1.	179 / 1.	180 / 1.	186 / 1.	187 / 1.	188 / 1.	189 / 1.	191 / 1.	192 / 1.
SiO <sub>2</sub>	50.2	51.2	51.0	50.8	50.4	51.1	51.9	50.7	50.9	51.0	50.7	51.4	50.3	50.4	51.7	50.6	51.0	51.4	51.2	51.1
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.27	0.24	0.27	0.27	0.26	0.24	0.28	0.26	0.26	0.27	0.28	0.16	0.16	0.28	0.23	0.25		0.26	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	0.51	0.45	0.60	0.52	0.65	0.73	0.69	0.77	0.76	0.53	0.51	0.32	0.33	0.59	0.41	0.46	0.52	0.49	0.67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	25.39	24.93	25.98	25.04	25.47	24.15	24.21	24.75	25.07	25.15	26.34	25.40	28.31	28.68	24.86	25.92	26.64	26.59	25.95	25.34
MnO	0.66	0.70	0.70	0.74	0.70	0.73	0.68	0.69	0.70	0.70	0.70	0.74	0.76	0.73	0.67	0.33	0.74		0.72	0.72
MgO	19.34	20.06	19.12	19.92	19.17	20.70	20.87	19.19	19.78	20.02	18.72	20.06	17.51	17.45	19.64	18.09	18.34	18.53	19.15	19.85
CaO	1.63	1.70	1.53	1.50	1.74	1.31	1.09	2.85	1.88	1.24	1.76	1.30	1.32	1.30	2.16	1.53	1.63	1.67	1.67	1.34
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01
Total	97.98	99.34	99.01	98.89	98.28	98.93	99.73	99.20	99.36	99.12	99.00	99.72	98.72	99.00	99.92	97.16	99.08	98.75	99.47	99.34
Fe <sup>2+</sup> apfu Droop (1987)	0.81	0.79	0.83	0.80	0.82	0.76	0.77	0.79	0.80	0.80	0.84	0.80	0.92	0.92	0.79	0.85	0.86		0.83	0.81
Fe <sup>3+</sup> apfu Droop (1987)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
F1	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5
F2	-2.6	-2.7	-2.7	-2.7	-2.6	-2.7	-2.7	-2.6	-2.7	-2.7	-2.7	-2.7	-2.6	-2.6	-2.7	-2.6	-2.7	-2.6	-2.7	-2.7
Si	1.94	1.95	1.96	1.94	1.95	1.94	1.96	1.94	1.94	1.94	1.95	1.95	1.96	1.96	1.96	1.99	1.96	1.98	1.96	1.95
Al <sup>IV</sup>	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al <sup>VI</sup>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.08	0.07	0.05	0.07	0.07	0.07	0.04	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04	0.01	0.05	0.06
Fe <sup>2+</sup>	0.38	0.36	0.42	0.36	0.39	0.33	0.35	0.37	0.36	0.37	0.42	0.38	0.50	0.50	0.39	0.48	0.46	0.48	0.42	0.38
Mg	0.57	0.58	0.56	0.58	0.57	0.60	0.60	0.57	0.57	0.58	0.55	0.58	0.52	0.52	0.58	0.55	0.54	0.55	0.56	0.57
Sum M1 (VI)	1.03	1.02	1.04	1.02	1.04	1.00	0.99	1.03	1.02	1.02	1.05	1.02	1.08	1.09	1.02	1.04	1.05	1.04	1.04	1.02
Fe <sup>2+</sup>	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.37	0.37	0.34	0.36	0.37	0.36	0.37	0.37	0.37	0.35	0.37	0.36	0.37	0.36	0.37
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg	0.55	0.56	0.53	0.56	0.54	0.58	0.58	0.52	0.55	0.56	0.52	0.56	0.50	0.49	0.53	0.51	0.51	0.52	0.53	0.55
Ca	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.04	0.12	0.08	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum M2 (VI)	1.00	1.01	0.98	1.01	0.99	1.02	1.02	1.00	1.01	1.01	0.98	1.00	0.94	0.94	1.00	0.96	0.96	0.96	0.98	1.00
TOTAL	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	3.38	3.46	3.16	3.08	3.60	2.68	2.23	5.84	3.84	2.54	3.64	2.64	2.76	2.71	4.42	3.27	3.39	3.45	3.44	2.74
En	55.6	56.9	55.0	56.8	55.2	58.8	59.2	54.6	56.2	57.2	53.9	56.9	51.0	50.6	55.9	53.6	53.2	53.5	54.9	56.7
Fs	41.0	39.6	41.9	40.1	41.2	38.5	38.5	39.5	40.0	40.3	42.5	40.4	46.2	46.7	39.7	43.1	43.4	43.1	41.7	40.6
Mg#	60.1	61.9	57.2	61.5	59.2	64.3	63.0	61.0	61.4	61.0	56.6	60.6	51.0	50.6	59.8	53.1	54.2	53.5	57.5	60.1
XPT	37.6	38.2	38.1	37.9	37.8	37.9	38.2	38.1	38.0	37.9	38.1	38.3	38.1	38.2	38.4	37.7	38.2	38.4	38.3	38.0
YPT	-22.8	-23.6	-22.8	-23.3	-22.7	-24.1	-24.4	-23.3	-23.4	-23.4	-22.4	-23.5	-21.1	-21.0	-23.7	-22.2	-22.2	-22.8	-22.9	-23.3

جدول ۲- نتایج نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌های شمال خاور ساوه.

Table 2. Spot analysis results and structural formula calculation of clinopyroxenes from northeast Savch.

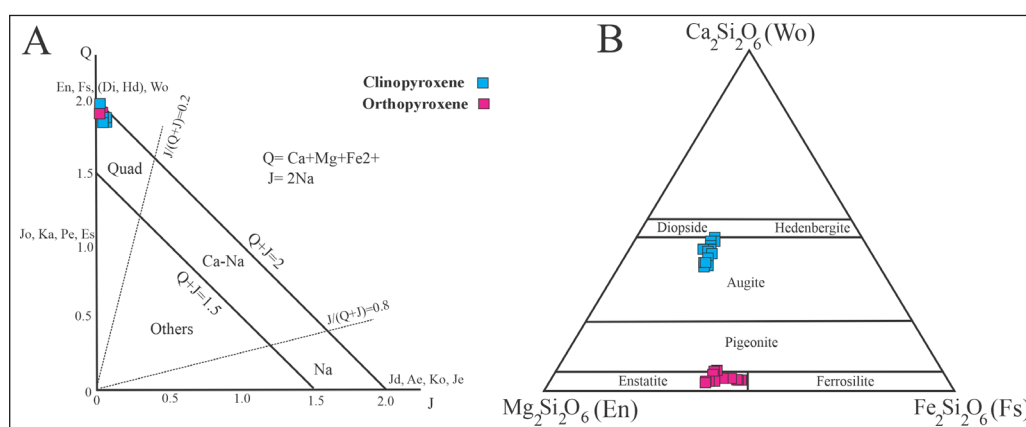
Rock Type	Gabbro-Gabbrodiorite								Monzonite-Monzodiorite										
Spot	108	109	142	143	145	147	181	182	16	17	26	27	60	61	62	85	86	87	88
SiO <sub>2</sub>	51.9	51.0	51.3	51.2	51.0	50.6	51.8	51.6	48.6	51.0	50.9	50.7	50.5	50.5	51.3	50.1	49.2	49.5	50.1
TiO <sub>2</sub>	0.2	0.4	0.2	0.1	0.4	0.4	0.2	0.1	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.9	0.9	0.7	0.5	1.1	1.2	0.7	0.6	1.8	1.8	2.0	2.1	2.8	2.5	1.5	1.7	2.5	2.6	2.1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	11.4	11.6	11.4	11.7	12.1	11.7	12.0	12.2	12.0	12.5	12.6	12.2	11.4	11.6	12.7	12.5	10.3	10.4	12.9
MnO	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4
MgO	13.3	13.2	13.5	13.0	13.9	13.7	13.2	13.1	14.5	14.9	15.5	15.4	14.3	14.6	15.2	15.3	14.4	14.3	15.0
CaO	21.6	20.9	21.6	22.1	19.9	20.8	21.4	21.3	16.6	18.1	17.1	18.0	19.8	19.2	17.3	17.6	20.5	20.3	17.7
Na <sub>2</sub> O	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3
Total	99.9	98.7	99.3	99.1	98.9	99.1	99.9	99.5	94.5	99.6	99.3	99.8	100	99.6	99.2	98.4	98.1	98.3	99.0
Fe <sup>2+</sup> apfu Droop (1987)	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4
Fe <sup>3+</sup> apfu Droop (1987)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F1	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.7	-0.8	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8
F2	-2.4	-2.4	-2.4	-2.4	-2.4	-2.4	-2.4	-2.4	-2.4	-2.5	-2.5	-2.5	-2.4	-2.4	-2.5	-2.4	-2.4	-2.4	-2.4
Si	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Al <sup>IV</sup>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al <sup>VI</sup>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe <sup>3+</sup>	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Fe <sup>2+</sup>	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2
Mg	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7
Sum (VI)	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Fe <sup>2+</sup>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2
Ca	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.9	0.9	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.7
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sum (VI)	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
TOTAL	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0
FeT/FeT+Mg	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>2+</sup> +Mg	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3
Wo	44.1	43.2	43.8	44.9	40.8	42.5	43.5	43.5	36.0	37.2	35.2	36.7	40.8	39.5	35.8	36.1	42.2	42.0	36.3
En	37.7	38.0	38.2	36.6	39.8	39.0	37.4	37.1	43.7	42.7	44.5	43.7	40.9	41.8	43.7	43.9	41.2	41.2	43.0
Fs	18.2	18.8	18.1	18.5	19.3	18.6	19.1	19.4	20.3	20.1	20.3	19.5	18.3	18.7	20.5	20.0	16.5	16.8	20.7
P(kbar), Nimis, 1995	-6.8	-6.8	-7.4	-8.7	-5.5	-6.3	-7.4	-7.8	-2.1	-2.8	-1.6	-2.3	-2.6	-2.6	-2.5	-2.8	-3.5	-3.2	-2.7
T(°C), Wang et al., 2021	1076	1068	1058	1048	1083	1067	1068	1062	1110	1100	1107	1096	1099	1102	1111	1092	1085	1092	1095
Mg#	71.2	70.9	74.4	72.2	72.6	75.5	70.4	69.9	72.4	72.9	73.4	75.5	75.3	75.4	71.1	76.0	82.6	80.5	74.6
XPT	40.4	39.7	40.3	40.5	39.6	39.6	40.6	40.5	36.9	39.0	38.6	38.8	38.6	38.6	39.0	38.5	38.1	38.1	38.4
YPT	-27.1	-26.4	-26.9	-26.6	-26.6	-26.6	-26.8	-26.6	-25.6	-26.9	-27.0	-27.1	-27.1	-27.1	-26.8	-26.6	-27.1	-27.1	-26.5

### ۳- داده‌ها و بحث

#### ۳-۱- تغییرات ترکیب شیمیایی

به ترتیب شامل مجموع  $Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+}$  و  $2Na$  می‌باشند. همچنین، ترکیب کلینوپروکسن‌های مورد بررسی دارای مقادیر Wo بین  $۳۵/۲$  تا  $۴۴/۹$ ، En بین  $۳۶/۵$  تا  $۴۴/۴$  و Fs بین  $۱۶/۵$  تا  $۲۰/۶$  و ترکیب اورتوپروکسن‌ها دارای مقادیر Wo بین  $۲/۲$  تا  $۵/۸$ ، En بین  $۵۰/۶$  تا  $۵۹/۲$  و Fs بین  $۳۸/۴$  تا  $۴۶/۶$  می‌باشد. نتایج نشان می‌دهد که ترکیب پیروکسن‌ها در سنگ‌های مونزونیتی شمال خاوری ساوه از نوع اوژیت بوده و در سنگ‌های گابرویی شامل هر دو نوع اوژیت و انستاتیت است (شکل B-۴). میانگین محتوای MgO در کلینوپروکسن ( $۱۴/۲$  درصد وزنی و بالاتر از میانگین محتوای FeO ( $۱۱/۸$  درصد وزنی) است، در حالی که در اورتوپروکسن، میانگین محتوای FeO ( $۲۵/۷$  درصد وزنی) از میانگین محتوای MgO ( $۱۸/۷$  درصد وزنی) بیشتر می‌باشد.

پیروکسن‌ها یکی از کانی‌های اصلی سازنده توده‌های نفوذی در شمال‌خاور ساوه هستند و با توجه به این که به‌طور عمده در تعادل شیمیایی با ماگمای میزبان خود متبلور می‌شوند، نمایانگر رخداد‌های مرحله تبلور ماگمای میزبان خود هستند. به همین دلیل، ترکیب شیمیایی این کانی اطلاعات مفیدی در خصوص منشأ ماگما در اختیار می‌گذارد (Liotard et al., 1988). جهت تعیین دقیق ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، ۱۹ نقطه از کلینوپروکسن‌ها و ۲۰ نقطه از اورتوپروکسن‌ها مورد بررسی قرار گرفتند (جدول‌های ۱ و ۲). پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988)، در حوزه پیروکسن‌های فاقد سدیم و دارای کلسیم-منیزیم-آهن قرار گرفته‌اند (شکل A-۴). در این نمودار، شاخص‌های Q و J



شکل ۴- A) تمامی پیروکسن‌های شمال خاور ساوه در محدوده چهارگانه (Mg-Fe-Ca) قرار دارند، شاخص  $J=2Na$  و شاخص  $Q=(Ca+Mg+Fe^{2+})$  است؛ B) نمودار  $CaSiO_3-MgSiO_3-FeSiO_3$  (Morimoto et al., 1988).

Figure 4. A) All the pyroxenes of the northeast Savch are in the range of (Mg-Fe-Ca) Quad (pyroxenes)  $J=2Na$ ,  $Q=(Ca+Mg+Fe^{2+})$ . B)  $CaSiO_3-MgSiO_3-FeSiO_3$  diagram (Morimoto et al., 1988).

که در مطالعات ژئوشیمی سنگ کل و ایزوتوپی در مطالعات پیشین (Goudarzi et al., 2025a) نیز مشخص شده است، گواهی بر تاثیر فرایند تفریق در تحول شیمیایی توده‌های نفوذی می‌باشد.

#### ۳-۲- تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی

ترکیب شیمیایی پیروکسن به‌عنوان تابعی از ترکیب شیمیایی محیط تشکیل ماگمای والد می‌تواند اطلاعات مفیدی در خصوص سری ماگمایی و منشأ سنگ‌های در برگرفته آن ارائه دهد (Nisbet and Pearce, 1977; Beccaluva et al., 1989). حضور عناصری مانند کلسیم، تیتانیم، آلومینیم، سیلیسیم و سدیم در ساختار پیروکسن‌ها وابستگی قوی به میزان آلکالین بودن ماگمای والد آن‌ها دارد (Le Bas, 1982; Le Terrier et al., 1962). بر این اساس می‌توان گروه‌های پرآلکالن، آلکالن و ساب آلکالن را از هم تفکیک کرد. با توجه به شکل‌های A-B، ۶ پیروکسن‌های شمال خاور ساوه در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند.

محتوای کم  $TiO_2$  در پیروکسن‌های شمال خاور ساوه را می‌توان افزودن بر مدل بکالووا (Beccaluva et al., 1989) که بر پایه شکل‌گیری در محیط زمین‌ساختی فرورانشی است، با در نظر گرفتن تاثیر فشار و دما، تبلور فازهای هم‌زمان و نقش

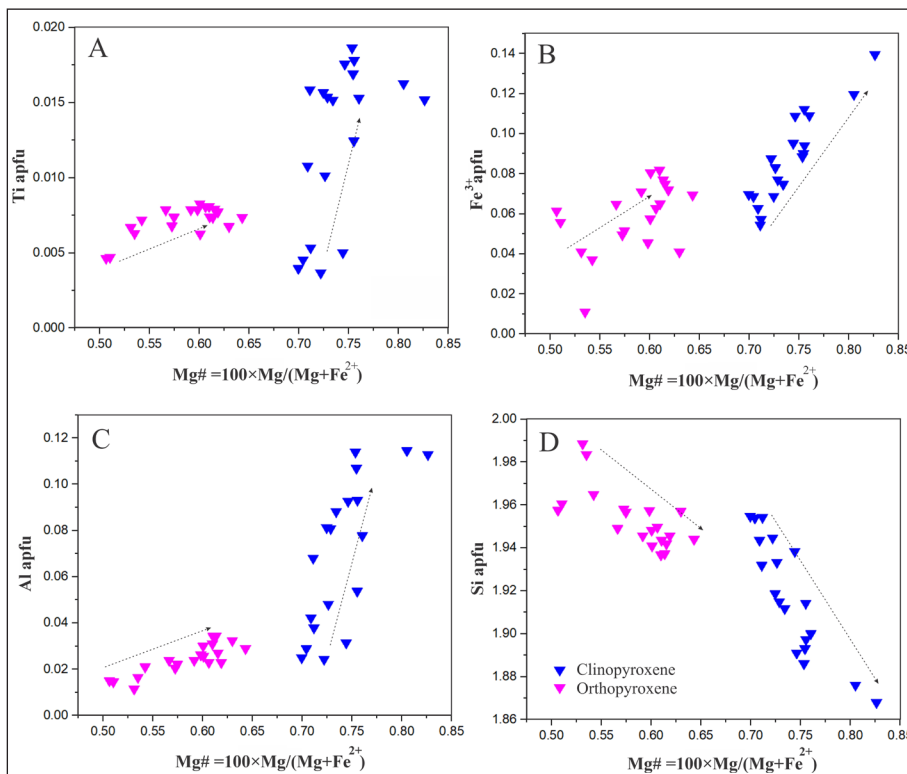
استفاده از میزان عددی منیزیم ( $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ) می‌تواند به عنوان شاخصی مهم جهت بررسی تغییر ترکیب شیمیایی در پیروکسن به کار گرفته شود. میزان  $Mg\#$  در کلینوپروکسن‌ها در بازه حدود ۷۰ تا ۸۳ و در اورتوپروکسن‌ها در بازه حدود ۵۰ تا ۶۵ قرار دارد. جهت بررسی تغییرات در ترکیب پیروکسن‌ها در سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای تغییرات میزان  $Mg\#$  در برابر عناصر بر اساس مقادیر (apfu) استفاده می‌شود (شکل ۵).

در هر دو گروه کلینوپروکسن و اورتوپروکسن مقادیر منیزیم ( $Mg\#$ )، آلومینیم، آهن و تیتانیم همراه با افزایش مقادیر سیلیس در ماگما، کاهش می‌یابند. این تغییرات نشان‌دهنده پیشرفت فرایند تفریق (fractional crystallization) در توده‌های نفوذی منطقه است؛ به طوری که بلورهای اولیه در مراحل اولیه تفریق غنی از Mg هستند، اما با غنی‌تر شدن مذاب باقیمانده از آهن، تیتانیم و آلومینیم، به دلیل جانشینی  $Al^{3+}$  در ساختار تتراهدرال پیروکسن و ورود بیشتر یون‌های  $Fe^{2+}$  و  $Ti^{4+}$ ، مقادیر بیشتری از این عناصر در بلورهای بعدی جذب می‌شود. کاهش Si نیز نتیجه جایگزینی Al و رشد ترکیب‌های هدرنژیت در پیروکسن‌هاست که بازتاب روند کاهش  $SiO_2$  و افزایش  $FeO$ ،  $TiO_2$  و  $Al_2O_3$  در کل سنگ است (Parlak et al., 2020). این همبستگی میان ترکیب بلورهای پیروکسن و اکسیدهای عناصر اصلی در سنگ کل، همان‌گونه

ادخالات نیز بدین صورت توجیه کرد: در فشار تبلور پایین (کمتر از ۲kbar) و دماهای بالای ۱۱۰۰-۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، فعالیت Ti در مذاب کاهش یافته و تمایل آن به ورود به شبکه بلوری پیروکسن کاهش می‌یابد؛ از سوی دیگر، فازهایی مانند الیوین و پلاژیوکلاز سهم عمده‌ای از TiO<sub>2</sub> را جذب می‌کنند و بنابراین میزان TiO<sub>2</sub> در پیروکسن‌ها کمتر می‌شود؛ افزون بر این، حضور اذخال‌های Fe-Ti-O و سیلیکاتی در درون بلورهای پیروکسن می‌تواند مانع از ورود Ti<sup>4+</sup> به ساختار بلورین اصلی شود یا آن را در قالب عدسی‌های (لنز) کوچکی از فازهای متفاوت نگه دارد (Rajesh, 2006; Leroux et al., 2016; Ageeva et al., 2017). در مجموع، محتوای پایین TiO<sub>2</sub> در پیروکسن‌های این توده‌های نفوذی بازتاب اثرات هم‌زمان شرایط فشار-دما، تبلور کانی‌های همراه و نقش اذخال‌های در کنترل ترکیب شیمیایی این کانی‌هاست. در شکل ۶-C بر اساس (محدوده‌های مرجع از آرکولوس (Arculus, 2006) و منابع موجود در آن)، مقایسه مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Mg# ترکیب کلینوپروکسن‌های شمال خاور ساوه نشان داده شده است. این شکل همچنین حوزه‌های مربوط به پیروکسن‌های پوسته‌ای مرتبط با کمان آتشفشانی و تجمعات مافیکی مرتبط با کمان را نشان می‌دهد که در آن اورتوپروکسن‌ها به سمت تجمعات مافیکی تکامل یافته‌تر مرتبط با کمان گرایش دارند. افزون بر این، مقادیر Fe در برابر Si نیز وجود محیط زمین‌ساختی فرورانشی را تایید می‌کنند (شکل ۶-C).

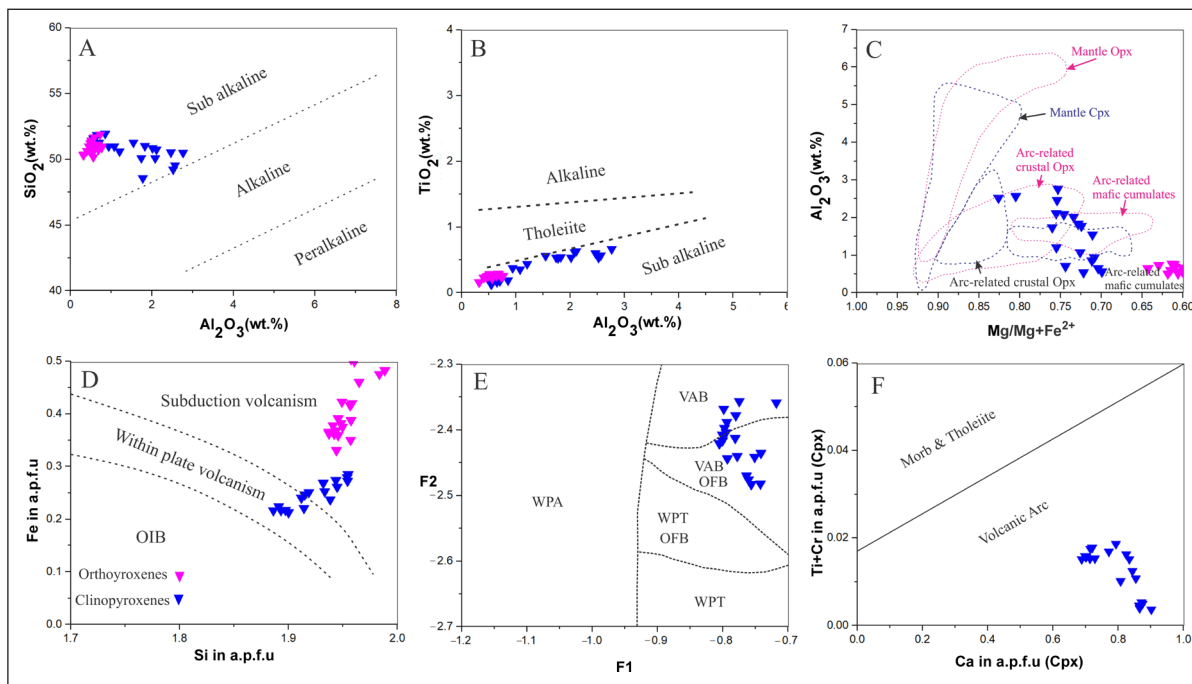
دو خوشه تقریباً متمایز از پیروکسن‌ها در شکل ۶-D می‌تواند با سه عامل اصلی توضیح داده شود. اول، تفاوت ساختاری بین ارتو- (ارتورومبیک) و کلینو- (مونکلینیک) پیروکسن‌ها موجب تفاوت در تعداد و هندسه سایت‌های کاتیونی (M1 و M2) می‌شود؛ به‌ویژه سایت M2 در کلینوپروکسن ظرفیت پذیرش کاتیون‌های بزرگ‌تر (Ca, Na) را دارد (Cameron and Papike, 1981; Pearce and Cann, 1973). به‌طور کلی، ترکیب تفاوت‌های ساختمانی/جانشینی و تاریخچه تبلور بهترین توضیح برای وجود دو جمعیت مجزا است: کلینوپروکسن‌ها نشان‌دهنده جانشینی Al-Na-Ca و تبلور از ترکیبات اولیه‌تر/کمتر تکامل یافته یا از تجمعات مافیکی هستند، و ارتوپروکسن‌ها احتمالاً از مراحل تکاملی‌تر یا مذاب‌های نسبتاً Fe<sup>2+</sup>-غنی‌تر متبلور شده‌اند. محاسبات a.p.f.u و Mg# که برای هر تحلیل میکروپروب به‌همراه جدول خلاصه‌ای از مقادیر Ca, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Na در جدول‌های ۱ و ۲ با این تفاسیر سازگار است. همچنین این نتایج با مطالعات پیشین با استفاده از شیمی سنگ کل در این منطقه نیز مطابقت دارد (گودرزی و همکاران، ۱۴۰۳ الف، ب؛ Goudarzi et al., 2024c)

شکل ۵- نمودارهای مربوط به تغییرات ترکیب پیروکسن‌ها در توده‌های نفوذی شمال خاور ساوه. (A) Mg# در برابر Ti؛ (B) Mg# در برابر Fe<sup>3+</sup>؛ (C) Mg# در برابر Al؛ (D) Mg# در برابر Si.



شکل ۵- نمودارهای مربوط به تغییرات ترکیب پیروکسن‌ها در توده‌های نفوذی شمال خاور ساوه. (A) Mg# در برابر Ti؛ (B) Mg# در برابر Fe<sup>3+</sup>؛ (C) Mg# در برابر Al؛ (D) Mg# در برابر Si.

Figure 5. Diagrams related to the compositional variations of pyroxenes in the intrusive bodies of northeast Saveh. A) Mg# versus Ti, B) Mg# versus Fe<sup>3+</sup>, C) Mg# versus Al, D) Mg# versus Si.



شکل ۶- A) تعیین سری ماگمایی با استفاده از نسبت  $Al_2O_3$  (wt.%) در برابر  $SiO_2$  (wt.%) (Le Bas, 1962)؛ B) تعیین سری ماگمایی با استفاده از نسبت  $Al_2O_3$  (wt.%) در برابر  $SiO_2$  (wt.%) (Le Bas, 1962)؛ C)  $Al_2O_3$  versus  $Mg\#$  for clinopyroxene and orthopyroxene (reference fields from Arculus, 2006 and references therein)؛ D) Tectonic classification diagrams (Aparicio, 2010) using Fe content versus Si in clinopyroxene and orthopyroxene؛ E) Use of clinopyroxene composition to determine the tectonic setting of the rocks from northeast of Saveh in the F1-F2 diagram (Nisbet and Pearce, 1977)؛ F) Ti+Cr versus Ca diagram (Le Terrier et al., 1982).

Figure 6. A) Magmatic series determination using the ratio of  $Al_2O_3$  (wt.%) versus  $SiO_2$  (wt.%) (Le Bas, 1962); B) Magmatic series determination using the ratio of  $Al_2O_3$  (wt.%) versus  $SiO_2$  (wt.%) (Le Bas, 1962); C)  $Al_2O_3$  versus  $Mg\#$  for clinopyroxene and orthopyroxene (reference fields from Arculus, 2006 and references therein); D) Tectonic classification diagrams (Aparicio, 2010) using Fe content versus Si in clinopyroxene and orthopyroxene; E) Use of clinopyroxene composition to determine the tectonic setting of the rocks from northeast of Saveh in the F1-F2 diagram (Nisbet and Pearce, 1977); F) Ti+Cr versus Ca diagram (Le Terrier et al., 1982).

در کنترل فرایندهای ماگمایی و توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته در ماگما است (Botcharnikov et al., 2005; Moretti, 2005). برای تعیین فوگاسیته اکسیژن می‌توان از نمودار  $AlVI+2Ti+Cr$  در برابر  $Na+AlIV$  استفاده کرد (Schweitzer et al., 1979) که این نمودار به میزان  $Fe^{+3}$  در پیروکسن‌ها وابسته است. این نمودار بر اساس تعادل آلومینیم موجود در موقعیت چهاروجهی (تتراهدرال) و آلومینیم و کروم موجود در موقعیت هشت‌وجهی (اکتاهدرال) طراحی شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها، مقدار آهن به میزان آلومینیم وابسته است و تابعی از تعادل آلومینیم در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است. به طور کلی، با افزایش مقدار  $AlIV$ ، احتمال جایگیری عناصر سه ظرفیتی دیگری مانند آهن (غیر از Al) در موقعیت هشت‌وجهی بیشتر می‌شود. در نتیجه، نمونه‌هایی که در بالای خط  $Fe^{+3}=0$  قرار دارند، در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند، در حالی که نمونه‌های زیر این خط در فوگاسیته اکسیژن پایین تبلور شده‌اند (Papike et al., 1974). هرچه فاصله نمونه‌ها از خط  $Fe^{+3}=0$  بیشتر باشد، میزان فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها به طور شایان توجهی بیشتر یا کمتر خواهد بود. ترکیب کلینوپروکسن‌های منطقه شمال خاور ساوه در محدوده گریزندگی اکسیژن (oxygen fugacity) بالا قرار می‌گیرد که این ویژگی نشان‌دهنده تبلور کلینوپروکسن‌ها تحت شرایط اکسیداسیون بالا (نزدیک به سطح) می‌باشد (شکل ۷- A) که با نتایج مطالعه شیمی کانی‌های سولفیدی و اکسیدی در این توده‌های نفوذی در مطالعات پیشین (گودرزی و همکاران، ۱۴۰۳، ۱۴۰۴) مطابقت دارد.

نمودار دو متغیره F1 در برابر F2 (محاسبات در جدول ۱) بر اساس روش نسبت و پیرس (Nisbet and Pearce, 1977)، به طور موثری پیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی درون‌صفحه‌ای را از سایر انواع جدا می‌کند. این پارامترها با استفاده از تقریباً کلیه عناصر موجود در شبکه پیروکسن به صورت زیر برای نمونه‌های مورد مطالعه در این پژوهش محاسبه می‌گردد:

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

$$F2 = -(0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) + (0.012 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeOt) - (0.1435 * MnO) + (0.0029 * MgO) - (0.0085 * CaO) - (0.016 * Na_2O)$$

بر اساس این نمودار (شکل ۶- E)، جداسازی ماگمای WPT از ماگمای VAB به‌خوبی نشان داده شده است، اما هم‌پوشانی شایان توجهی بین VAB و VAB-OFB مشاهده می‌شود. نتایج تجزیه و تحلیل نمونه‌ها در این نمودار همان گونه که در شکل ۶- F نشان داده شده است، نمونه‌های منطقه در حوزه کمان‌های آتشفشانی قرار دارند.

### ۳-۳- فوگاسیته اکسیژن و محتوای آب ماگما

فوگاسیته اکسیژن تاثیر شایان توجهی بر تغییر دمای لیکیدوس، ترکیب مذاب و نسبت آهن سه ظرفیتی به آهن دو ظرفیتی دارد (France et al., 2010) و به‌عنوان عاملی موثر



$$T (^{\circ}C) = 10^4 / (5.738 + 1.284 \cdot \ln(KD^{Fe-Mg}) + 0.029 \cdot P) - 273$$

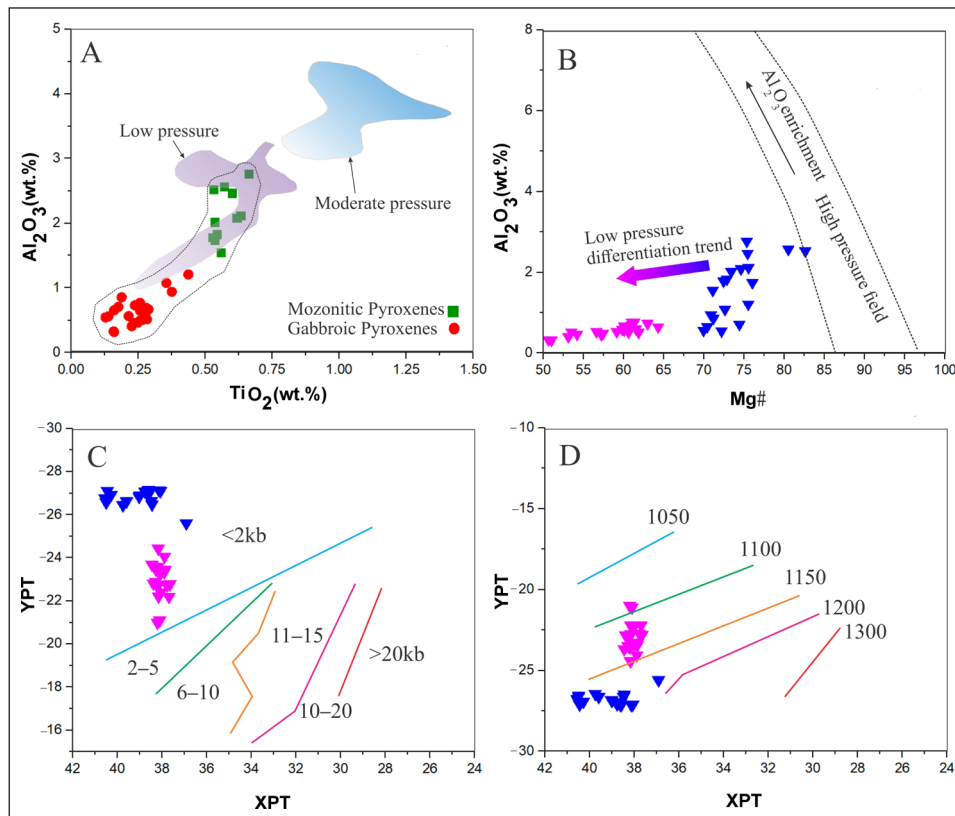
که در آن:

$$KD^{Fe-Mg} = (Fe/Mg)_{Opx} / (Fe/Mg)_{Cpx}$$

این مقدار با بازه دمایی به دست آمده از نمودار دو متغیره XPT در برابر YPT که در شکل ۸ نمایش داده شده است و در حدود ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه محاسبه گردیده است، بسیار نزدیک است و از این رو، اعتبار این برآوردها را تایید می‌کند.

دماهای میانگین تبلور برای کلینوپروکسن به‌طور عمده بین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و برای اورتوپروکسن بین ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ سانتی‌گراد قرار گرفت که با مطالعات تجربی پیشین (Smith et al., 2010; Jones et al., 2015) و نتایج شبیه‌سازی MELTS در فشارهای ۱-۲ کیلو بار همخوانی دارد.

همان‌گونه که در جدول ۲ نشان داده شده است، دماهای تبلور همچنین بر اساس مطالعه وانگ و همکاران (Wang et al., 2021) بر اساس فرمول زیر محاسبه گردید که میانگین دمایی در حدود ۱۰۸۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد.



شکل ۸- A) نمودار TiO<sub>2</sub> در برابر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در کلینوپروکسن (Parlak et al., 2020)؛ نواحی فشار کم و متوسط بر اساس التون (Elthon, 1987)؛ نمودار Mg# در برابر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در اورتوپروکسن و کلینوپروکسن‌ها (DeBari and Coleman, 1989)؛ نمودار تعیین فشار برای کلینوپروکسن‌ها (Soesoo, 1997) نشان می‌دهد که فشار تشکیل کلینوپروکسن‌ها و اورتوپروکسن در شمال خاور ساوه کمتر از ۲ کیلو بار است؛ D) نمودار دما-فشار بر اساس پارامترهای YPT و XPT (Soesoo, 1997) که نشان می‌دهد که دمای تبلور اورتوپروکسن و کلینوپروکسن‌ها بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است.

Figure 8. A) Clinopyroxene TiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram (Parlak et al. (2020), low and moderate pressure fields after Elthon (1987). B) Orthopyroxene and clinopyroxenes Mg# vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram (DeBari and Coleman, 1989). C) The pressure determination diagram for clinopyroxenes (Soesoo, 1997) indicates that the formation pressure of clinopyroxenes and orthopyroxene in the northeast Saveh is < 2 kb. D) The pressure temperature diagram by YPT and XPT parameters (Soesoo, 1997) indicates that the precipitation temperature of orthopyroxene and clinopyroxenes between 1100°C -1200°C.

#### ۴- نتیجه‌گیری

منطقه هستند. بر اساس نمودارهای تعیین سری ماگمایی و تعیین محیط زمین‌ساختی، پیروکسن‌های شمال‌خاور ساوه در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند و نشان دهنده محیط زمین‌ساختی فرورانشی هستند. برآوردهای زمین‌دما-فشار سنجی بر اساس ترکیب پیروکسن نشان می‌دهند که این کانی در فوگاسیته بالای اکسیژن

پیروکسن‌های فاقد Na و غنی از Ca-Mg-Fe به‌عنوان یکی از کانی‌های اصلی سازند در توده‌های مونزونیتی-مونزودیوریتی و گابرو-دیوریتی شمال‌خاور ساوه، با ترکیب اوژیته در مونزونیت‌ها و حضور اوژیته-انستاتیت در گابروها اطلاعات مفیدی در خصوص منشأ و محیط زمین‌ساختی شکل‌گیری و تبلور ماگما در این

### سپاسگزاری

پژوهش حاضر بخشی از رساله پایان‌نامه دکتری زمین‌شناسی اقتصادی مربوط به دانشگاه لرستان است که با همکاری گروه تحقیقات لیوسفر دانشگاه وین اتریش انجام پذیرفته است. نگارندگان از داورهای گرامی به جهت بررسی دقیق و ارائه نظرات ارزنده و از سردبیر محترم و هیئت تحریریه مجله علوم زمین قدردانی می‌نمایند

تحت شرایط اکسیداسیون بالا، در محدوده فشاری ۵ کیلوبار و میزان آب ۱۰ درصد شکل گرفته‌اند. فشار متبلور شدن پیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه کمتر از ۲ کیلوبار بوده و دماهای میانگین تبلور برای کلینوپروکسن به‌طور عمده بین ۱۱۵۰ °C تا ۱۲۰۰ °C و برای اورتوپروکسن بین ۱۱۰۰ °C تا ۱۱۵۰ °C تخمین زده شده است. با توجه به این نتایج، بلورین شدن ماگما در یک محفظه ماگمایی کم‌ژرفا در لایه‌های بالایی پوسته (کمتر از ۸ کیلومتر) و تحت شرایط فشار پایین رخ داده است.

### کتابنگاری

- عمیدی، س.م.، شهبازی، م. و نوایی، م.، ۱۳۸۴، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- گودرزی، م.، زمانیان، ح.، کلوتزلی، ا.، ۱۴۰۳، الف، زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و جایگاه تکنونوماگمایی گدازه‌های آتشفشانی ائوسن در جنوب مامونیه، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، استان مرکزی، ایران. مجله پترولوژی، شماره ۱۵ (۱)، صفحه ۸۵-۱۱۶. <https://doi.org/10.22108/ijp.2024.139861.1315>.
- گودرزی، م.، زمانیان، ح.، کلوتزلی، ا.، ۱۴۰۳، الف، الگوی کانی‌زایی مس بر اساس داده‌های کانی‌شناسی، دگرسانی، زمین‌شیمی و میانبارهای سیال در جنوب مامونیه، بخش میانی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر، ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۴(۳)، ۱۳۳، صفحه ۳۵-۶۲. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.424348.2122>.
- گودرزی، م.، زمانیان، ح.، کلوتزلی، ا.، لنتز، د.، یولته، م.، ۱۴۰۳، الف، کاربرد شیمی مگنتیت-تیتانومگنتیت در درک فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی سامانه کانی‌سازی مس مامونیه، کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱۷ دوره ۱، صفحه ۱-۳۲. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1125>.
- گودرزی، م.، زمانیان، ح.، کلوتزلی، ا.، ۱۴۰۴، الف، بررسی ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف در جنوب مامونیه، بخش میانی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر، ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۱)، ۱۳۵، صفحه ۸۵-۱۱۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.447739.2139>.
- گودرزی، م.، زمانیان، ح.، کلوتزلی، ا.، یولته، م.، ۱۴۰۴، الف، ترکیب شیمیایی پیریت‌های گرمایی، شاخصی برای تفسیر فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی کانسار مس مامونیه، کمان ماگمایی ارومیه-دختر. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱۷ دوره ۲، صفحه ۱-۲۶. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1131>.
- نوگل سادات، م.ع.ا. و هوشمند زاده، ع.ر.، ۱۳۶۳، نقشه و گزارش زمین‌شناسی ساوه را در مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

### References

- Ageeva, O., Habler, G., Pertsev, A., and Abart, R., 2017. Fe-Ti oxide micro-inclusions in clinopyroxene of oceanic gabbro: Phase content, orientation relations and petrogenetic implications. *Lithos*, 290–291, 104–115. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.007>.
- Aoki, K.-I., and Shiba I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6, 41–51. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(73\)90078-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(73)90078-9).
- Allen, M., Jackson, J., and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008. <https://doi.org/10.1029/2003TC001530>.
- Amidi, S. M., Shahrabi, M., and Navai, I., 2004. *Geological Map of Zaviyeh. Geological Survey of Iran: Tehran, Iran, 2004, No. 6160. (In Persian)*.
- Aparicio, A., 2010. Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks. *The IUP Journal of Earth Sciences* 4(3), 34–44. <https://ssrn.com/abstract=1632135>.
- Arculus, R.J., 2006. Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). *Journal of Petrology*, 47(12), 2431–2464. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl019>
- Babazadeh, S., D'Antonio, M., Cottle, J.M., Ghalamghash, J., Raeisi, D., and An, Y., 2021. Constraints from geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Hf-Nd isotopic compositions on the origin of Cenozoic volcanic rocks from central Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Gondwana Research* 90, 27–46. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.10.010>.
- Babazadeh, S., Furman, T., Santosh, M., Raeisi, D., Choi, S.H., and D'Antonio, M., 2024. Middle to Late Miocene K-rich magmatism in Central Iran: Geochemical characterization of the post-collision mantle beneath the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Chemical Geology* 665, 122308. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122308>.
- Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Bröcker, M., D'Antonio, M., Cottle, J.M., Gebbing, T., Carmine Mazzeo, F., and Ahmadi, P. 2017. Late Oligocene-Miocene mantle upwelling and interaction inferred from mantle signatures in gabbroic to granitic rocks from the Urumieh-Dokhtar arc, south Ardestan, Iran. *International Geology Review* 59, 1590–1608. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1286613>.
- Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Cottle, J.M., and Bröcker, M. 2019. Multi-stage tectono-magmatic evolution of the central Urumieh-Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran: Insights from zircon geochronology and geochemistry. *Geological Journal* 54(4), 2447–2471. <https://doi.org/10.1002/gj.3306>.
- Babazadeh, S., Haase, K., Ghalamghash, J., Regelous, M., Poujol, M., Raeisi, D., Zhao, M., 2023. Magmatic evolution of the migrating central Urumieh-Dokhtar arc, Iran: Implications for magma production. *Int. J. Earth Sci.* 112, 1577–1597. <https://doi.org/10.1007/s00531-023-02314-5>.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G., and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77, 165–182.

- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210–265.
- Bertrand, P., and Mercier, J.C., 1985. The mutual solubility of coexisting ortho and clinopyroxene: Toward an absolute geothermometer for natural systems? *Earth and Planetary Science Letters* 76, 109–122.
- Botcharnikov, R.E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C., and Wilke, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69: 5071–5085, <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.04.023>.
- Caillat, C., Dehlavi, P., and Martel Jantin, B., 1978. Géologie de la région de Saveh (Iran): Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central. *Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Français*.
- Cameron, M., and Papike, J. J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist* 66, 1–50.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162–163, 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>.
- Davidson, P.M., 1985. Thermodynamic analysis of quadrilateral pyroxenes. Part 1: derivation of the ternary nonconvergent site-disorder model. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 91, 383–389.
- DeBari, S.M., and Coleman, R.G., 1989. Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 94(B4), 4373–4391. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04373>.
- Droop, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> 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>.
- Elthon, D., 1987. Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 92(B1), 658–682. <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00658>.
- Fazli, N., Ghaderi, M., Movahednia, M., Li, J.W., Lentz, D.R., and Yan, S., 2022. Geology and genesis of the North Narbaghi Cu-Ag deposit in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran: fluid inclusion and stable isotope constraints. *Ore Geology Reviews*. 144, 104801. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104801>.
- Fazli, N., Ghaderi, M., Tajeddin, H.A., and Movahednia, M., 2024. Genesis of the Hajibolagh-Zalibolagh Cu-(Ag) intermediate-sulfidation epithermal deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran: Evidence from ore geology, fluid inclusions, and stable isotopes. *Ore Geology Reviews*, Volume 169, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106086>.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189(3), 340-346.
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J., 2007. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), 683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2005.01.003>.
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T., and Ghaderi, M., 2014. Oligocene-Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar arc of Iran. *International Geology Review* 56(8), 1039–1050. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.919615>.
- Goudarzi, M., Zamanian, H., and Klötzli, U. 2024a. *Geochemistry, petrography, and tectono-magmatic setting of Eocene volcanic lavas in the south of Mamuniyeh, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Markazi Province, Iran. Petrological Journal* 15(1), 85-116. doi: 10.22108/ijp.2024.139861.1315. (In Persian).
- Goudarzi, M., Zamanian, H., and Klötzli, U., 2024b. *Copper Mineralization Pattern Based on Mineralogy, Alteration, Geochemistry of Intrusive Rocks and Fluid Inclusion in the South of Mamuniyeh, Middle Part of Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran. Sci. Q. J Geosci.* 34(3), 133, <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.424348.2122>. (In Persian).
- Goudarzi, M., Zamanian, H., and Klötzli, U., 2025b. *Geochemistry and Tectono-Magmatic Setting of Hypabyssal Intrusive Rocks in the South of Mamuniyeh, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran. Sci. Q. J. Geosci.* 35 (1), 129–148. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.447739.2139>. (In Persian).
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Lentz, D., and Ullah, M., 2024c. Genesis of the Mamuniyeh Copper Deposit in the Central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran: Constraints from Geology, Geochemistry, Fluid Inclusions, and H–O–S Isotopes. *Ore Geol. Rev.* 175, 106279. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106279>.
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Lentz, D., Ullah, M., 2025c. *Constraining Ore-Forming Processes Using Magnetite-Titanomagnetite Chemistry: A Case Study of the Mamuniyeh Cu Mineralization System, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc. J. Econ. Geol.* 17(1), 1-32. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1125>. (In Persian).
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Sláma, J., Míková, J., Burda, J., Lentz, D.R., Ullah, M., and Homnan, J., 2025a. Unraveling the Protracted Magmatic Evolution in the Central Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Northeast Saveh, Iran): Zircon U-Pb Dating, Lu-Hf Isotopes, and Geochemical Constraints. *Minerals* 15, 375. <https://doi.org/10.3390/min15040375>.
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Ullah, M., 2025d. *Chemical Composition of Hydrothermal Pyrite as an Indicator for Deciphering Ore-Forming Processes: A Case Study from the Mamuniyeh Copper Deposit, UDMA. Journal of Economic Geology*, 17(2), 45, P. 1-26. 10.22067/econg.2025.1131 (In Persian).

- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., and Ullah, M., 2024d. Evidence of Boiling in Ore Forming Process Based on Quartz Textures and Fluid Inclusions Studies, a Case Study in Mamouniyeh Cu Deposit, Iran. In Proceedings of the EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, 14–19 April 2024d; 24-8552. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-8552>.
- Helz, R. T., 1973. Phase relations of basalts in their melting ranges at  $pH_2O = 5$  kb as a function of oxygen fugacity. Part I: Mafic phases. *Journal of Petrology*, 14(2), 249–302. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.2.249>.
- Jones, P. R., Davis, S., and Lee, H., 2015. Thermobarometric applications of clinopyroxene–melt equilibria: A MELTS model approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(6), 87.
- Kazemi, K., Kananian, A., Xiao, Y., and Sarjoughian, F. 2019. Petrogenesis of middle-Eocene granitoids and their mafic microgranular enclaves in Central Urmia-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Evidence for interaction between felsic and mafic magmas. *Geoscience Frontiers* 10(2), 705–723. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.006>.
- Kretz, R. 1994. *Metamorphic Crystallization*. John Wiley & Sons, New York, 507p.
- Le Bas, M.J., 1962. The Role of Aluminium in Igneous Clinopyroxenes with Relation to Their Parentage. *American Journal of Science* 260(4), 267–288.
- Leroux, H., Jacob, D., Marinova, M., Hewins, R.H., Zanda, B., Pont, S., Lorand, J.-P., and Humayun, M., 2016. Exsolution and shock microstructures of igneous pyroxene clasts in the Northwest Africa 7533 Martian meteorite. *Meteoritics & Planetary Science*, 51, 932–945. <https://doi.org/10.1111/maps.12629>.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene compositions as a method of identification of magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 139–154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
- Liotard, J.M., Briot, D., and Boivin, P., 1988. Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkalibasalts from Massif Central (France). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 98, 81–90. <https://doi.org/10.1007/BF00371912>.
- Lloyd, A. S., Ferriss, E., Ruprecht, P., Hauri, E. H., Jicha, B. R., and Plank, T. 2016. An assessment of clinopyroxene as a recorder of magmatic water and magma ascent rate. *Journal of Petrology*, 57(10), 1865–1886. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw058>.
- Lucci, F., Rossetti, F., White, J.C., Moghadam, H.S., Shirzadi, A., and Nasrabad, M., 2016. Tschermak fractionation in calc-alkaline magmas: the Eocene Sabzevar volcanism (NE Iran). *Arabian Journal of Geosciences* 9, 573. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2598-0>.
- Moghadam, H.S., Li, Q.L., Li, X.H., Stern, R.J., Levresse, G., Santos, J.F., Lopez Martinez, M., Ducea, M.N., Ghorbani, G., and Hassannezhad, A., 2020. Neotethyan Subduction Ignited the Iran Arc and Back-arc Differently. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125. <https://doi.org/10.1029/2019JB018460>.
- Moradi, S., Ghorbani, M.R., Jiang, S.Y., and Christiansen, E.H., 2021. Mafic to intermediate composition intrusions from the Kahak area, central Urumieh-Dokhtar arc of Iran: Transition from Eocene to Miocene intra-arc extensional magmatism. *Mineralogy and Petrology* 115(1–2). <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00745-z>.
- Moretti, R., 2005. Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Annals of Geophysics*, <https://doi.org/10.4401/ag-3221>.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., and Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom–Saveh area. *Geosphere*, 5(4), 325–362. <https://doi.org/10.1130/GES00223.1>.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K., and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 173, 1123–1133.
- Nimis, P., and Taylor, W., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 139, 541–554. <https://doi.org/10.1007/s004100000156>.
- Nimis, P. A. 1995. clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contrib Mineral Petrol* 121, 115–125. <https://doi.org/10.1007/s004100050093>.
- Nisbet, E.G., and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(2), 149–160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>.
- Nogol Sadat, M.A.A., and Houshmandzadeh, A.R., 1984. 1:250,000 Geological map of Saveh. Geological Survey of Iran. (In Persian).*
- Nouri, N., Azizi, H., Stern, R., Asahara, Y., Khodaparast, S., Madanipour, S., and Yamamoto, K., 2018. Zircon U-Pb dating, geochemistry and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos* 314–315, 274–292. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.013>.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L. 2008. Arc-Magmatism and Subduction History beneath the Zagros Mountains, Iran: A New Report of Adakites and Geodynamic Consequences. *Lithos* 106, 380–398. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>.
- Papike, J. J., Cameron, K. L., and Baldwin, K., 1974. Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. In *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 6: 1053–1054, ID (NAID):10026533544.

- Parlak, O., Bağci, U., Rizaoglu, T., Ionescu, C., Onal, G., Hock, V., and Kozlu, H., 2020. Petrology of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Goksun (Kahramanmaraş) ophiolite, southeast Turkey. *Geoscience Frontiers* 11, 109–128. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.11.004>.
- Pearce, J. A., and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290–300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5).
- Philpotts, A. R., and Ague, J. J., 2009. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (2nd ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511813429>.
- Putrika, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120, <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Raeisi, D., Babazadeh, S., Long, L. E., Zhao, M., Cottle, J. M., Nayebi, N., Modabberi, S., 2024. Geochemical and Isotopic Signatures, and Zircon U–Pb Ages of the Oldest Known Intrusive Rocks Associated with Porphyry Cu Deposits in the Central Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc, Iran. *J. Geochem. Explor.* 2024, 256, 107366. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107366>.
- Rajesh, H.M., 2006. Progressive or continual exsolution in pyroxenes: An indicator of polybaric igneous crystallization for the Perinthatta anorthositic gabbro, northern Kerala, southwestern India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(5), 541–553. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.11.004>.
- Rezaei Kahkhaei, M., Esmaili, D., and Francisco, C.G., 2014. Geochemical and isotopic (Nd and Sr) constraints on elucidating the origin of intrusions from northwest Saveh, Central Iran. *Geopersia* 4 (1), 103-123. <https://doi.org/10.22059/jgeope.2014.51195>.
- Richards, J.P., and Sholeh, A., 2016. The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. In: Richards, J.P. (Ed.), *Tectonics and Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt*. Society of Economic Geologists Special Publication 19, 193–212. <https://doi.org/10.5382/SP.19.07>.
- Sarjoughian, F., and Kananian, A., 2017. Zircon U–Pb geochronology and emplacement history of intrusive rocks in the Ardestan section, Central Iran. *Geologica Acta* 15(1), 25–36. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.1.3>.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist* 64: 501-513, <https://doi.org/10.1016/0198-0254%2879%2990762-3>.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R.J., Santos, J.F., and Wu, Y., 2015. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research* 27, 439–452. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014>.
- Shafaii Moghadam, H., Li, Q.L., Li, X.H., Chiaradia, M., Karsli, O., Hoernle, K.A., and Griffin, W.L., 2023. Mantle-derived high-K magmatic fluxes in northeast Iran arc: Constraints from zircon U-Pb-O-Hf and bulk rock major-trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes. *Gondwana Research*, 119, 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.02.021>.
- Smith, J., Brown, L., and White, M., 2010. Experimental constraints on pyroxene crystallization in basaltic magmas. *Journal of Petrology*, 51(3), 567–589.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimation. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119, 55–60.
- van der Boon, A., Naudé, M.N., Callegaro, S., Monsef, I., Rezaeian, M., Niknam, A., Cotton, L.J., le Roux, P., Kriegsman, L.M., Mason, P.R.D., and Langereis, C.G., 2024. Propagating Neotethys slab break-off beneath Iran following Arabia-Eurasia collision. *Lithos* Volumes 482–483, 107737. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107737>.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30, 3008–3302.
- Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, Ch., Zhang, Zh., Pan, R., Marxer, F., and Zhang, H., 2021. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy* 33, 621–637. <https://doi.org/10.5194/ejm-33-621-2021>.
- Wang, Z., Zhao, Z., Wan, Y., Li, X., Meng, Y., Liu, D., Mo, X., and Cong, F., 2023. The initial slab rollback of Neo-Tethys Ocean: Constrain from Gongga adakitic rocks and enclaves in the late Cretaceous. *Lithos* 440–441, 107050. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107050>.
- Weis, F. A., Schiano, P., Skogby, H., and Stalder, R., 2015. Magmatic water contents determined through clinopyroxene: Examples from the Western Canary Islands, Spain. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 16. <https://doi.org/10.1002/2015GC005800>.
- Wieser, P.E., Kent, A.J.R., Till, C.B., Donovan, J., Neave, D.A., Blatter, D.L., and Krawczynski, M.J., 2023. Barometers Behaving Badly I: Assessing the Influence of Analytical and Experimental Uncertainty on Clinopyroxene Thermobarometry Calculations at Crustal Conditions. *Journal of Petrology* 64, 1–27. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac126>.
- Yeganehfar, H., Ghorbani, M.R., Shinjo, R., and Ghaderi, M., 2013. Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh-Dokhtar basic volcanism, Central Iran: major, trace element, isotopic and geochronologic implications. *International Geology Review* 55, 767–786. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.752554>.
- Zamanian, H., Dolatshahi, S., Yang, X., Karimzadeh, S.A., and Meshkani, S.A., 2021. Geochemical, fluid inclusion and O-H-S isotope constraints on the origin of the Rangraz copper deposit, Central Iran. *Ore Geology Reviews* 128, 103877. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103877>.