



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1144



Magmatic controls, oxidation state, and geochemical-metallogenic evolutions in development of the Bashmagh Cu deposit (SE Hashtroud), Urumieh-Dokhtar magmatic arc

Farzaneh Molayi¹, Ebrahim Tale Fazel^{2*} , Tohid Yousefi³

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran

³ Ph.D. Department of Geology, Faculty of Science, Urmia University, Urmia, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 06 March 2025
Revised: 20 October 2025
Accepted: 25 October 2025

Keywords

Whole-rock geochemistry
Cu mineralization
I-type granitoids
non-adakitic magma
Bashmagh deposit

*Corresponding author

Ebrahim Tale Fazel
✉ e.talefazel@basu.ac.ir

ABSTRACT

The Bashmagh Cu deposit (proven reserves of 2.1 Mt @ 0.61% Cu) is located in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc of NW Iran. Mineralization is structurally controlled by NW-SE faults and it occurs as disseminations, quartz-carbonate-chalcopyrite veins and/or hydrothermal breccias hosted by Oligocene granite intrusions (dated at about 28.4 ± 0.86 Ma) and, more rarely, andesite porphyry dykes. Our study is based on whole-rock geochemistry in order to reveal the magmatic controls and the metallogenic evolution of Bashmagh. The studied igneous units are metaluminous to slightly peraluminous ($A/CNK = 0.8-1.2$) belonging to the calc-alkaline series and show evidence for magnetite series I-type granites ($Fe^{3+}/\Sigma Fe$ ratios between 0.41 and 0.47), formed in a continental arc-setting. The whole-rock REE pattern reveals strong REE enrichments, high LREE/HREE ratios (10 to 20) and elevated Eu/Eu^* ratios (0.55 to 1.71) as well as high LaN/YbN ratios (7.5 to 24.1). Additionally, the Bashmagh granites have $\log fO_2$ values between -13.29 and -16.55 and zircon homogenization temperatures (T_{Zr}) ranging between 660 and 760 °C, respectively. Overall, considering the non-adakitic nature ($Sr/Y < 40$), low SO_2/H_2S ratio (less than 1) and a shallow fractionation depth (based on the plagioclase-pyroxene stability field) of the magma. The source of metals in the parental granitic magmas of the Bashmagh deposit is interpreted to be derived from crustal material of the continental margin. This might explain the relatively low-tonnage Cu mineralization at Bashmagh.

How to cite this article

Molayi, F., Tale Fazel, E. and Yousefi, T., 2025. Magmatic controls, oxidation state, and geochemical-metallogenic evolutions in development of the Bashmagh Cu deposit (SE Hashtroud), Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Journal of Economic Geology*, 17(3): 57–91. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1144>



©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The metal separation process between silicate melts and hydrothermal fluids is critical for the evolution of magmatic-hydrothermal mineral deposits. The NW-trending Urumieh-Dokhtar magmatic arc, with a length of about 2000 km, hosts numerous magmatic-hydrothermal mineral systems. According to many researchers (e.g., [Alavi, 1994](#)), the subduction of the Neotethys oceanic crust along the Central Iranian plate has caused the formation of this arc-related magmatic belt. During collision, a variety of Cu-Au mineral systems such as porphyry-epithermal, skarn, manto, and iron oxide copper-gold (IOCG) systems have formed associated with I-type granitoids of the magnetite series. The Bashmagh Cu deposit (47°06'16" and 47°07'38"E and 37°33'37" and 32°36'37"N) is located in the East Azerbaijan Province, NE Hashtroud. This area is well endowed with copper and gold mineralization, especially in the Mianeh-Hashtroud district, including the Khatun-Abad and Siah-Kamar Cu-Mo porphyry deposits ([Rabiee et al., 2020](#)). In our study, we investigate the magmatic controls and fertility indices of granitoids and documenting the magma fractionation and physicochemical conditions (e.g., temperature, pressure, and oxygen fugacity parameters) of their petrogenesis based on whole-rock trace element ratios such as Sr/Y and La_N/Yb_N . The results of our study have important implications for ongoing brownfields exploration in the region, especially in the Mianeh-Hashtroud district.

Material and methods

Field studies and representative geochemical sampling were carried out on the different rock units. In total, 60 rock chip samples were collected, and after petrographic studies by ZEISS reflectance-transmission polarizing microscope, 16 fresh samples, or very weakly altered, drill hole samples were selected for analysis. Chemical analyses were carried out on 11 samples of granite and 5 samples of andesite porphyry dykes. The samples were ground to a size of 200 mesh (about 75 microns). The powder samples were melted in an induction furnace after mixing with lithium metaborate and lithium tetraborate. The resulting material was digested in a 5% nitric acid solution and analyzed by X-ray Fluorescence (XRF) to detect major oxide elements (wt.%) and Inductively Coupled Plasma Mass

Spectrometry (ICP-MS) to assay trace and rare earth elements ($\mu\text{g/g}$) at the School of Earth Science and Engineering of the Sun Yat-sen University (Guangdong, China). The volatile content (LOI) was measured as the weight loss of the samples after heating one gram of sample in a furnace at a constant temperature of 1300 °C for 90 minutes.

Results and discussion

The study area is documented on the Qarechaman 1:100,000 scale geological map ([Asadian et al., 1993](#)). The oldest rock units of the area belong to the Eocene and consist of latite lavas with interlayers of tuff. During the same time, andesite lava units, alternating crystal tuffs and porphyritic basaltic andesite and andesite lavas were deposited, which are partly concealed by pyroclastic sequences, felsic tuffs and andesitic lavas. Volcanic dacite, rhyodacite and rhyolite domes with felsic or alkaline compositions cover all Eocene units and form most of the undulating landscape of the area. The age of volcanic domes based on U-Pb dating of zircon in the area of the Siah Kamar porphyry molybdenum deposit, has been dated as Oligocene and ranging between 26.19 and 28.18 Ma. Copper mineralization at Bashmagh is hosted by alkali granite. The monzogranites are mainly composed of orthoclase, quartz, and plagioclase. Accessory phases include zircon, titanite, apatite, and biotite. Porphyritic, hyalocrystalline, hypidiomorphic, and microcrystalline textures are the most dominant microscopic textures observed in the Bashmagh granite. Phenocrysts mainly include plagioclase, which is accompanied by alkali feldspar, quartz, biotite, and altered amphiboles that are set in a fine-grained groundmass. Minor minerals include altered clinopyroxenes, epidote, and calcite, respectively. Porphyritic to vitrophyric textures with a hypohyaline to holohyaline groundmass are the most dominant microscopic textures of the andesite dykes. The Mg# values of the Bashmagh granite range from 16.65 to 39.39 mol%. By contrast, the Mg# of the andesite porphyry dykes ranging between 43.40 and 55.76 mol%. The crystallization temperatures of the Bashmagh granite range between 660 and 763 °C whereas those of the andesite porphyry dikes ranging from 690 to 735 °C. Accordingly, the $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ ratio of the granites averages 0.42 whereas those of the andesite dykes average about 0.46. Our data reveal strong magma enrichments of LREE relative to HREE ($LREE/HREE = 10-20$) as well as elevated Eu/Eu* ratios (0.55 to 1.71) and high La_N/Yb_N ratios (7.5 to 24.1). Our data reveal

moderate Sr/Y ratios of the rocks of < 40 . The oxidation state of the Bashmagh granites falls into the SSO buffering field (S-SO) with a $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ ratio of < 1 , suggesting that degassing of SO_3 was the most important factor in sulfate reduction and thus increasing the S content of the magma and facilitating Cu-Au sulfide mineralization.

Acknowledgements

This research was conducted with financial support of the Deputy of Research and Technology of Bu-Ali Sina

University. We are grateful to Prof. Xiaoming Sun from the Sun Yat-sen University (China) and Prof. Le Wang (Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences) for providing invaluable useful guidance. The authors are grateful for the useful comments of the reviewer of the Journal of Economic Geology. We thank Daniel Muller (Santiago, Chile) for language improvements and stimulating comments.



بررسی کنترل‌کننده‌های ماگمایی، وضعیت اکسایشی و تحولات زمین‌شیمیایی - فلززایی در تکوین کانسار مس باشماق (شمال شرق هشتروند)، کمان ماگمایی ارومیه - دختر

فرزانه مولایی^۱، ابراهیم طالع فاضل^{۲*}، توحید یوسفی^۳

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۳ دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
کانسار مس باشماق (ذخیره قطعی ۲/۱ میلیون تن و متوسط عیار مس ۰/۶۱ درصد) در شمال غرب ایران و کمان ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. کانه‌زایی در امتداد گسل‌های شمال غرب - جنوب شرق به صورت رگه‌های کوارتز - کربنات - سولفید (کالکوپیریت)، افشان و برشی در سنگ میزبان گرانیت الیگوسن (سن ۲۸/۴±۰/۸۶ میلیون سال) و تا حدودی دایک‌های حدواسط (آندزیت پورفیری)، شکل گرفته است. در این پژوهش با استفاده از داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل در واحدهای سنگی میزبان، به بررسی کنترل‌کننده‌های ماگمایی، تحولات زمین‌شیمیایی - فلززایی و بیان شاخص‌های اکسایشی ماگما پرداخته شده است. واحدهای آذرین مورد بررسی با ماهیت متاآلوئین تا کمی پراآلوئین ($A/CNK = 0.8-1.2$) متعلق به سری کالک‌آلکالن هستند که شواهد گرانیت‌های سری مگنتیتی نوع I (با نسبت $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ بین ۰/۴۱ تا ۰/۴۷)، متناظر با پهنه‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. الگوهای عناصر نادر خاکی سنگ میزبان، غنی‌شدگی قوی نسبت LREE/HREE (بین ۱۰ تا ۲۰)، نسبت Eu/Eu^* (بین ۰/۵۵ تا ۱/۷۱) همراه با نسبت بالای LaN/YbN (بین ۷/۵ تا ۲۴/۱) را نشان می‌دهد. طبق شواهد، واحدهای سنگی منطقه باشماق با مقادیر $\log fO_2$ بین ۱۳/۲۹ تا ۱۶/۵۵ - و دمای همگنی زیرکن (T_{Zr}) بین ۶۶۰ تا ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد در محدوده بافرینگ‌های FMQ و NNO متناسب با توده‌های گرانیتوئیدی مولد مس و طلا قرار گرفتند. در مجموع، با در نظر گرفتن ماهیت غیرآداکتی $(Sr/Y < 40)$ ، نسبت SO_2/H_2S پایین (کمتر از ۱) و عمق تفریق‌یافتگی پایین (حوضه پایداری پلاژیوکلاز - پروکسن) ماگما، تأمین عناصر فلزی در ماگمای مولد کانسار باشماق به طور عمده از پوسته قاره‌ای طی فرورانش حاشیه قاره صورت گرفته که موجب عدم رخداد تناژهای بالایی از کانی - سازی مس در منطقه شده است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۱۶ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۷/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۸/۰۳
	واژه‌های کلیدی زمین‌شیمی سنگ کل کانه‌زایی مس گرانیتوئید نوع I ماگمای غیرآداکتی کانسار باشماق
	نویسنده مسئول ابراهیم طالع فاضل e.talefazel@basu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

مولایی، فرزانه؛ طالع فاضل، ابراهیم و یوسفی، توحید، ۱۴۰۴. بررسی کنترل‌کننده‌های ماگمایی، وضعیت اکسایشی و تحولات زمین‌شیمیایی - فلززایی در تکوین کانسار مس باشماق (شمال شرق هشتروند)، کمان ماگمایی ارومیه - دختر. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷ (۳): ۵۷-۹۱. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1144>

مقدمه

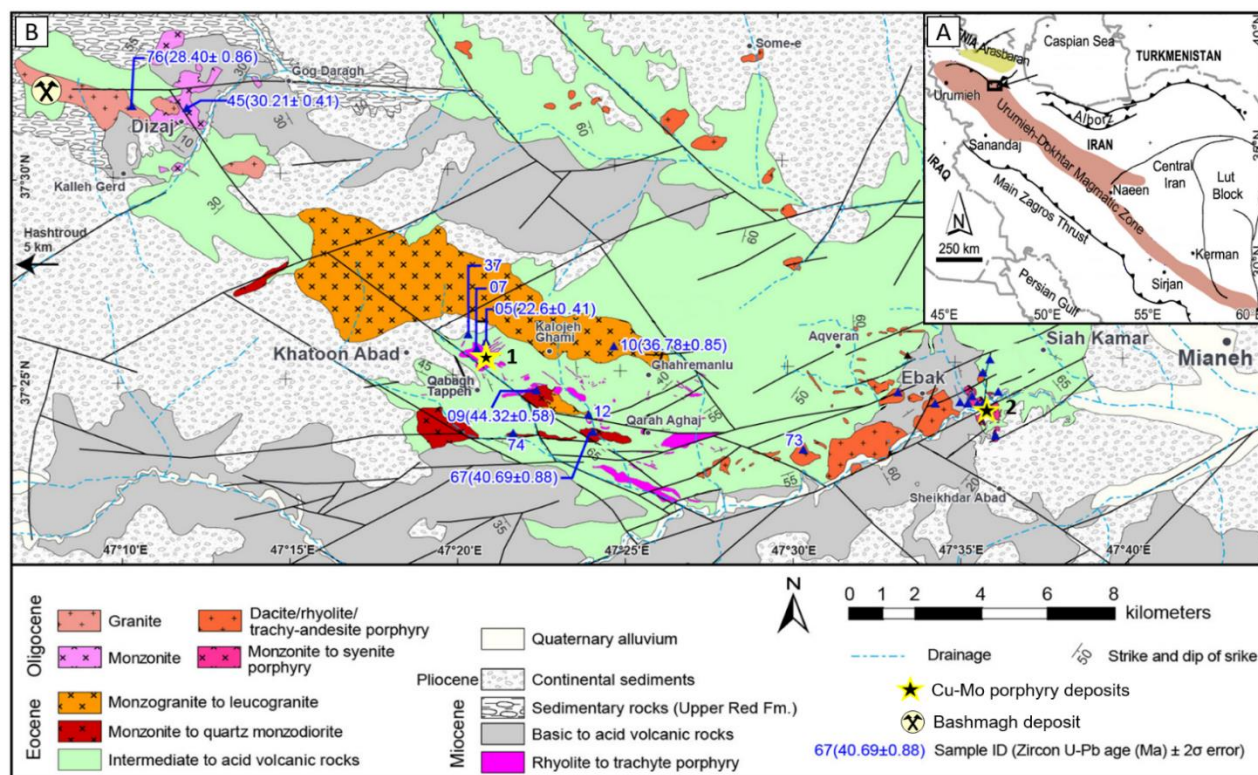
درک فرایندهای تفکیک فلزهای میان فازهای مذاب سیلیکاتی و سیال گرمایی نقش کلیدی در تکوین کانسارهای ماگمایی-گرمایی و نحوه جدایش و مهاجرت کمپلکس‌های فلزی از ترکیب ماگمای سیلیکاتی در حال تبلور دارد. به این منظور، شاخص‌های مختلفی نظیر درجه تفکیک ماگما (نظیر محتوای SiO_2 ، $\text{Mg\#}$ و نسبت Rb/Sr سنگ کل)، فوگاسیته اکسیژن (نظیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ سنگ کل و اکسی بارومتر Ce-U-Ti زیرکن)، غلظت مواد فرار (نظیر مواد فرار آپاتیت) و منشأ ماگما (استفاده از نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd-Hf) به عنوان عوامل ماگمایی کنترل‌کننده فلززایی در سامانه‌های ماگمایی-گرمایی پیشنهاد شده است (Blevin, 2012; Audétat and Simon, 2004; Hart et al., 2004). کمان ماگمایی ارومیه-دختر با روند شمال غرب-جنوب شرق، طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر و ضخامت تقریبی ۴ کیلومتر (Alavi, 1994)، در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس در امتداد صفحه ایران مرکزی شکل گرفته است (Agard et al., 2011). در نتیجه این برخورد، انواعی از سامانه‌های کانه‌زایی مس-طلا نظیر پورفیری-ابی ترمال، اسکارن، مانتو و اکسید آهن مس و طلا (موسوم به IOCG) مرتبط با توده‌های گرانیتوئیدهای مختلف شکل گرفته است (Moghaddam and Karimpour, 2023). از طرفی، ماگماتسیم کمان ماگمایی ممکن است از طریق رژیم‌های زمین‌ساختی کششی یا ریف‌زایی نیز شکل گیرد (Amidi et al., 1984). واکاوی داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل اطلاعات ارزشمندی را در مورد نحوه تکوین ماگمای مولد و شرایط تشکیل ذخایر ماگمایی-گرمایی با سنگ میزبان گرانیتوئیدی فراهم می‌کند (Lottermoser, 1992; Debruyne et al., 2016; Wang et al., 2024). از طرفی، تغییرات اکسایش-احیا ماگما می‌تواند توسط تغییرات Eu و نسبت Eu/Eu^* در زمین‌شیمی سنگ کل برای شناسایی منشأ و شیمی سیالات در سامانه‌های ماگمایی-گرمایی به کار گرفته شود (Sverjensky, 1984; Bau, 1991; Genna et al., 2014; Jamali, 2017; Dastour et al., 2024).

کانسار مس باشماق (بین طول‌های شرقی $47^\circ 06' 16''$ و $47^\circ 07' 38''$ و عرض‌های شمالی $37^\circ 33' 36''$ و $37^\circ 33' 37''$) در استان آذربایجان شرقی

و فاصله ۹ کیلومتری شمال شرق هشتروند قرار دارد. این منطقه یکی از مناطق مورد پی‌جویی مس و طلا در ناحیه میانه-هشتروند (شمال غرب کمان ماگمایی ارومیه-دختر) بوده که در مجاورت آن کانسارهای پورفیری مس-مولیدن خاتون آباد و مولیدن سیاه کمر رخنمون دارند (Rabiee et al., 2020) (شکل ۱). بر اساس واکاوی‌های اکتشافی انجام شده (حفر ۱۸ رشته ترانشه، ۷ گمانه مغزه‌گیری و تجزیه شیمیایی تعداد ۸۰ نمونه سنگی) در محدوده چندفلزی باشماق، این کانسار با ذخیره قطعی ۲/۱ میلیون تن و متوسط عیار مس ۰/۶۱ درصد (طلای ۱ گرم در تن) معرفی شده است (Jafari, 2016). هدف این پژوهش، بررسی کنترل‌کننده‌های ماگمایی و مقایسه شاخص‌های فلززایی گرانیوئیدها با استفاده از درجه تفکیک ماگما، ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی گرانیوئیدها (نظیر مؤلفه‌های دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن) و نسبت‌های عناصر کمیاب (نظیر نسبت‌های Sr/Y و La/N/YbN) است. این بررسی‌ها به منظور دستیابی به الگوی پتروژنز-فلززایی سنگ میزبان گرانیوئیتی و تعیین محیط تکنووماگمایی کانسار باشماق انجام شده است. نتایج حاصل از این پژوهش می‌تواند در پیشبرد اهداف اکتشافی و شناسایی مناطق امیدبخش معدنی به ویژه در ناحیه فلززایی میانه-هشتروند مؤثر باشد.

زمین‌شناسی

ناحیه فلززایی میانه-هشتروند در شمال غرب کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۱-۱). کمان ماگمایی ارومیه-دختر میزبان ذخایر فلزی مهمی بوده که رخداد آن متناظر با شرایط ماگماتسیم آند در امریکای جنوبی توصیف شده است (Berberian et al., 1982). ماگماتسیم سنوزوئیک در کمان ارومیه-دختر طیف وسیعی از کانه‌زایی مس را در سه دوره زمانی ایجاد کرده است: ۱- ائوسن تا الیگوسن (Ahmadian et al., 2016)، ۲- الیگوسن میانی تا بالایی (Richards et al., 2012) و ۳- میوسن زیرین تا پلیوسن زیرین (Shafiei et al., 2009; Asadi, 2018). ناحیه فلززایی میانه-هشتروند دارای فعالیت ماگمایی طولانی مدت (۴۵ تا ۲۱ میلیون سال) بوده که دوره‌های ائوسن تا میوسن را در بر می‌گیرد (Rabiee et al., 2020) (شکل ۱-۲).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ناحیه فلززایی میانه-هشترود و موقعیت کانسار باشماق. سن توده‌های نفوذی (اعداد آبی رنگ) بر اساس سن سنجی‌های U-Pb زیر کن توسط ربیعی و همکاران (Rabiee et al., 2020) ارائه شده است. کانسارهای نمایش داده شده شامل: ۱- خاتون‌آباد و ۲- سیاه‌کمر

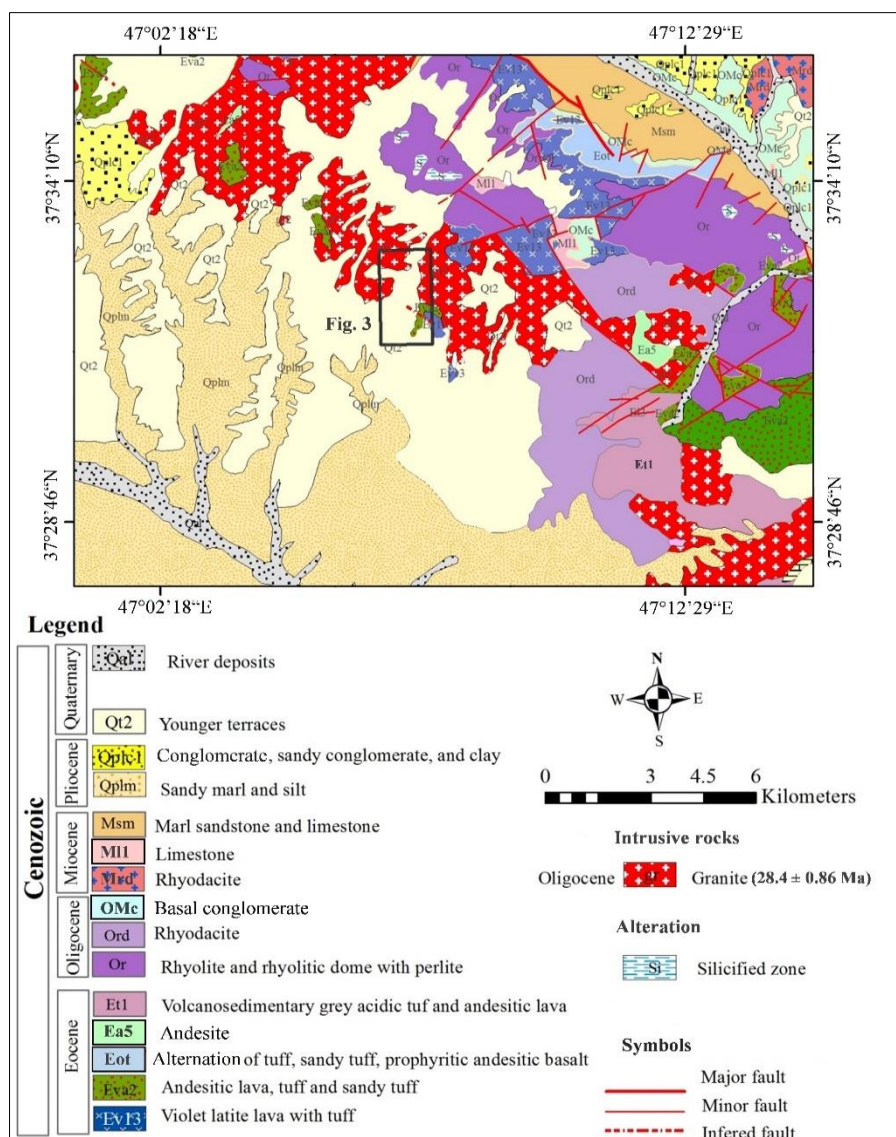
Fig. 1. Simplified geological map of the Mianeh-Hashtroud metallogenic district and location of the Bashmagh deposit. The age of intrusive rocks (blue color numbers) based on zircon U-Pb dating (modified from Rabiee et al., 2020). The deposits displayed include: 1- Khatun Abad and 2- Siah Kamar

توسط توالی پیروکلاستیک، توف‌های اسیدی و گدازه‌های آندزیتی (E^{11}) پوشانده می‌شوند (شکل ۲). گنبد‌های داسیت، ریوداسیت و ریولیت (O^f-O^{rd}) آتشفشانی متعلق به سری‌های آلکالن و اسیدی کلیه واحدهای ائوسن را پوشانده و اغلب ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند. سن این واحد سنگی بر اساس سن سنجی U-Pb زیر کن در محدوده کانسار مولیدن پورفیری سیاه‌کمر بین ۲۶/۱۹ تا ۲۸/۱۸ میلیون سال (الیگوسن) تعیین شده است (Rabiee et al., 2023). در ارتفاعات منطقه و به ویژه شمال شرق کانسار باشماق (شکل ۲)، افق داسیت-ریوداسیت توسط کنگلومرای الیگومیوسن (OM^c) به طور محلی پوشیده شده است.

منطقه مورد بررسی از دیدگاه زمین‌شناسی، در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ قره‌چمن (Asadian et al., 1993) جای دارد. فعالیت ماگمایی در منطقه مورد بررسی شدید و با توده‌های گرانیتوئیدی به سن میوسن زیرین تا الیگوسن مشخص می‌شود. دو مجموعه گسل با روندهای شرقی-غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی به تشکیل حوزه‌های رسوبی و ساختارهای هورست-گرابن در ناحیه میانه-هشترود منجر شده است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه متعلق به دوران ائوسن از گدازه‌های لاتیت با میان لایه‌های توف (E^{v13}) تشکیل شده است. در همین دوران واحدهای گدازه‌های آندزیت (E^{va2})، تناوبی از توف ماسه‌سنگی و گدازه‌های آندزیت بازالت پورفیری (E^{ot}) و توده‌های آندزیت (E^{a5}) شکل گرفته‌اند که در نهایت همه این واحدها

گرانیت پورفیری (gr) با سن 28.4 ± 0.86 میلیون سال (الیگوسن) قطع شده است (Rabiee et al., 2020) (شکل ۲).

کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت به صورت پراکنده در شکستگی‌های واحد داسیت-ریوداسیت مشاهده می‌شود. در بخش‌های جنوبی منطقه مورد بررسی این گنبد‌های داسیتی توسط توده‌های نیمه‌عمیق



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای از منطقه مورد بررسی (با تغییرات از اسدیان و همکاران (Asadian et al., 1993)). داده‌های سن‌سنجی از ربیعی و همکاران (Rabiee et al., 2020) است.

Fig. 2. Regional geological map of the study area (modified from Asadian et al., 1993). The dating data from Rabiee et al. (2020).

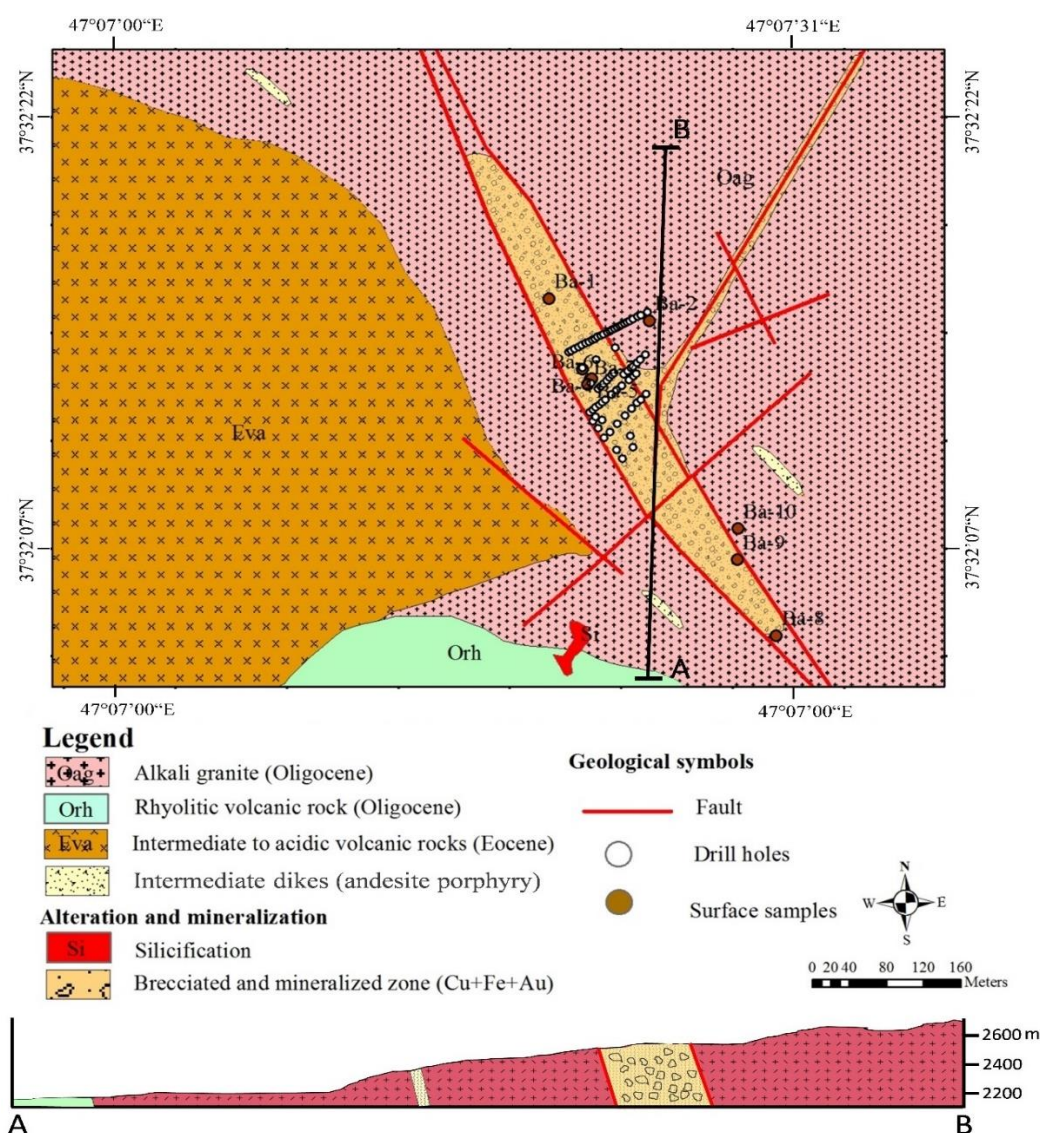
آلکالین در بخش‌های غربی رخمون دارد (Asadian et al., 1993). کانه‌زایی مس در واحد گرانیت آلکالین تشکیل شده است که بیشترین

این واحد سنگی دارای طیفی از گرانیت آلکالین تا بیوتیت گرانیت است که بیوتیت گرانیت اغلب در بخش‌های شرقی و گرانیت‌های

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری واحدهای سنگی

گرانیت باشماق با ماهیت آلکالی گرانیت پورفیری و سن 28.4 ± 0.86 میلیون سال (الیگوسن) به عنوان سنگ میزبان اصلی کانسار است (شکل ۳) که در آن کانی‌سازی به صورت رگه‌های کوارتز-کربنات-سولفید و نیز به صورت افشان در توده نفوذی و تا حدودی دایک‌های حدواسط مشاهده می‌شود.

گسترش را در محدوده کانسار باشماق نشان می‌دهد. واحدهای رسوبی میوسن متشکل از سنگ آهک (MI1) و ماسه‌سنگ مارنی (Msm) به ویژه در شمال و شمال‌شرق منطقه مورد بررسی رخنمون دارد که توسط رسوب‌های آواری کنگلومرای پلیوسن (Qplc1) و رسوب‌های آبرفتی شامل تراس‌های جوان کواترن (Qt2) در ارتفاعات پایین‌تر مانند دشت‌ها پوشیده شده است (شکل ۲).



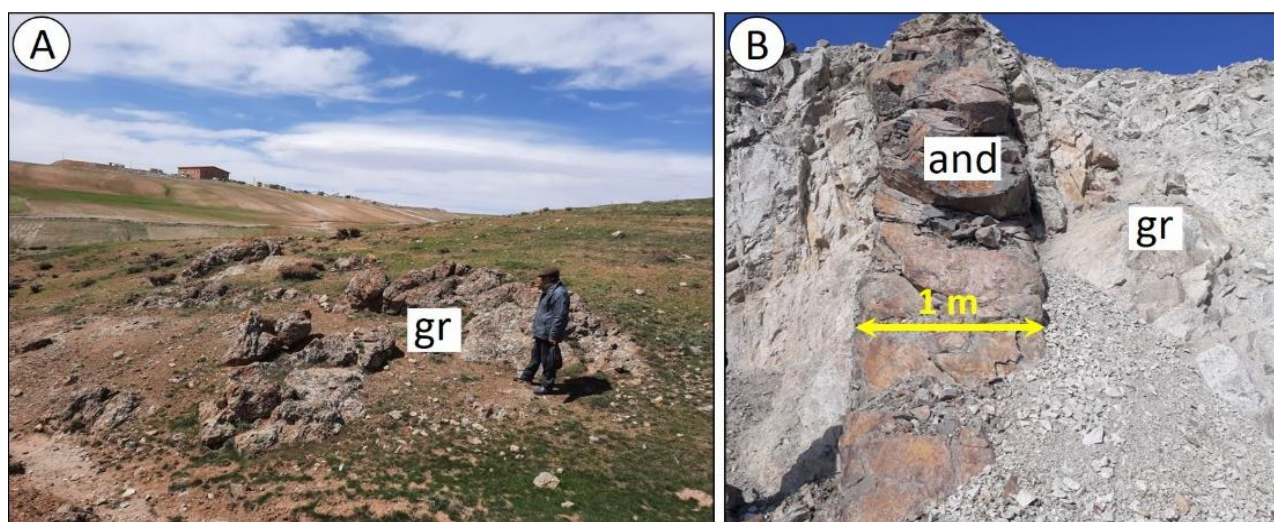
شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده شده و مقطع عرضی A-B از کانسار باشماق به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده سطحی برای بررسی‌های کانه‌زایی (با تغییرات از جعفری (Jafari, 2016))

Fig. 3. Simplified geological map and A-B cross section of the Bashmagh deposit with location of surface samples for mineralization studies (modified from Jafari, 2016)

واحد دلیک حدواسط: این واحد به صورت دایک‌های متقاطع با رنگ صحرایی سبز تیره تا خاکستری در زمینه گرانیت روشن قابل شناسایی است (شکل ۴-B). کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت به صورت محدود و پراکنده در دایک‌ها وجود دارد. در گمانه‌های مورد بررسی با رنگ سبز روشن و بافت پورفیری مشخص می‌شود (شکل ۵-D). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، درشت بلورها اغلب از پلاژیوکلاز (فراوانی ۴۰ درصد حجمی) تشکیل شده‌اند که در زمینه‌ای با کانی‌های فلدسپار قلیایی (فراوانی ۳۰ درصد حجمی)، بیوتیت و آمفیبول دگرسان‌شده (فراوانی ۲۰ درصد حجمی) و کوارتز (مجموع فراوانی ۱۰ درصد حجمی) همراهی می‌شوند (شکل ۵-E و F). کانی‌های فرعی (مجموع فراوانی کمتر از ۲ درصد حجمی) شامل کلینوپیروکسن دگرسان، اپیدوت و کلسیت هستند. بافت‌های پورفیری تا ویتروفیریک با زمینه هیپوهیالین تا هولوهیالین مهم‌ترین بافت‌های میکروسکوپی دایک‌ها هستند. همچنین، دگرسانی‌های سریست و اپیدوت در درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلریتی شدن در بیوتیت‌ها مشاهده شد.

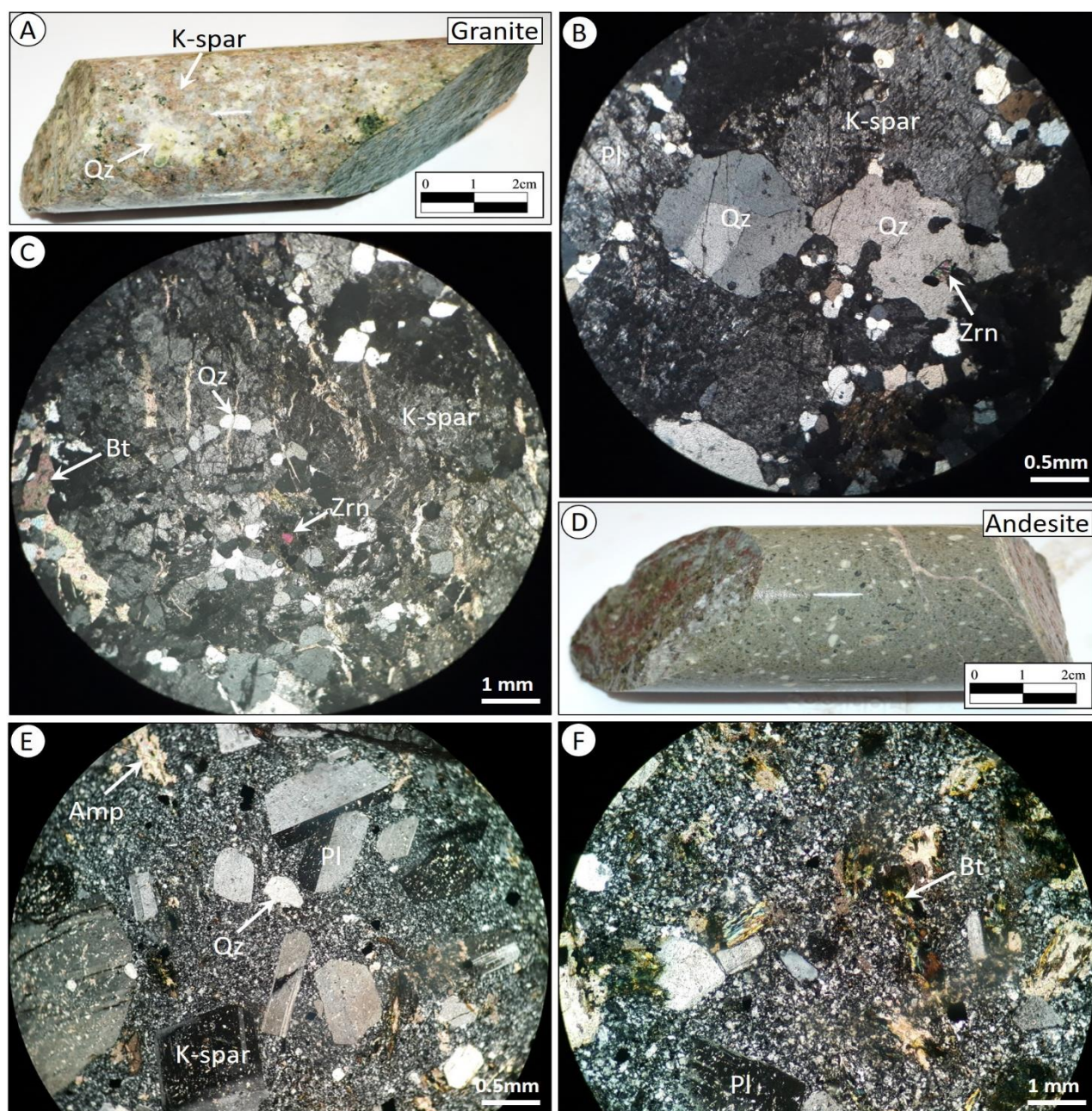
در ادامه به تشریح ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری هر یک از واحدهای سنگی منطقه باشماق پرداخته شده است:

واحد گرانیت باشماق: این واحد به عنوان سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی بخش وسیعی از محدوده مورد بررسی را تشکیل می‌دهد (شکل ۳). رنگ ظاهری این واحد در رخنمون صحرایی کرم مایل به روشن (شکل ۴-A) و در گمانه‌های مورد بررسی با رنگ صورتی روشن و بافت گرانولار تا پورفیری مشخص می‌شود (شکل ۵-A). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، واحد گرانیت باشماق از درشت بلورهای ارتوکلاز (فراوانی ۴۰ درصد حجمی)، کوارتز (فراوانی ۳۰ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (فراوانی ۲۰ درصد حجمی) تشکیل شده است (شکل ۵-B و C). کانی‌های فرعی (مجموع فراوانی کمتر از ۱۰ درصد حجمی) شامل زیرکن، تیتانیت، آپاتیت و بیوتیت هستند. بافت‌های هیالو کریستالین پورفیری، هیپیدومورف و زمینه ریزبلورین مهم‌ترین بافت‌های میکروسکوپی مشاهده شده در گرانیت باشماق هستند. کانی‌های اصلی سنگ در مواردی به سریست، اپیدوت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. کوارتزها در اثر انحلال و خوردگی دارای حاشیه‌های انحلالی هستند (شکل ۵-B).



شکل ۴. تصویرهای صحرایی از واحدهای سنگی منطقه باشماق. A: رخنمون توده گرانیت (دید به سمت شمال) و B: نمایی از دایک حدواسط آندزیت پورفیری قطع‌کننده توده گرانیتی (دید به سمت شمال غرب). علائم اختصاری از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (gr: گرانیت، and: آندزیت).

Fig. 4. Field images of rock units in the Bashmagh area. A: Outcrop of granite intrusion (view to the north), and B: Intermediate andesite porphyry dike within granite (view to the northwest). Abbreviations after Warr (2021) (gr: granite, and: andesite).



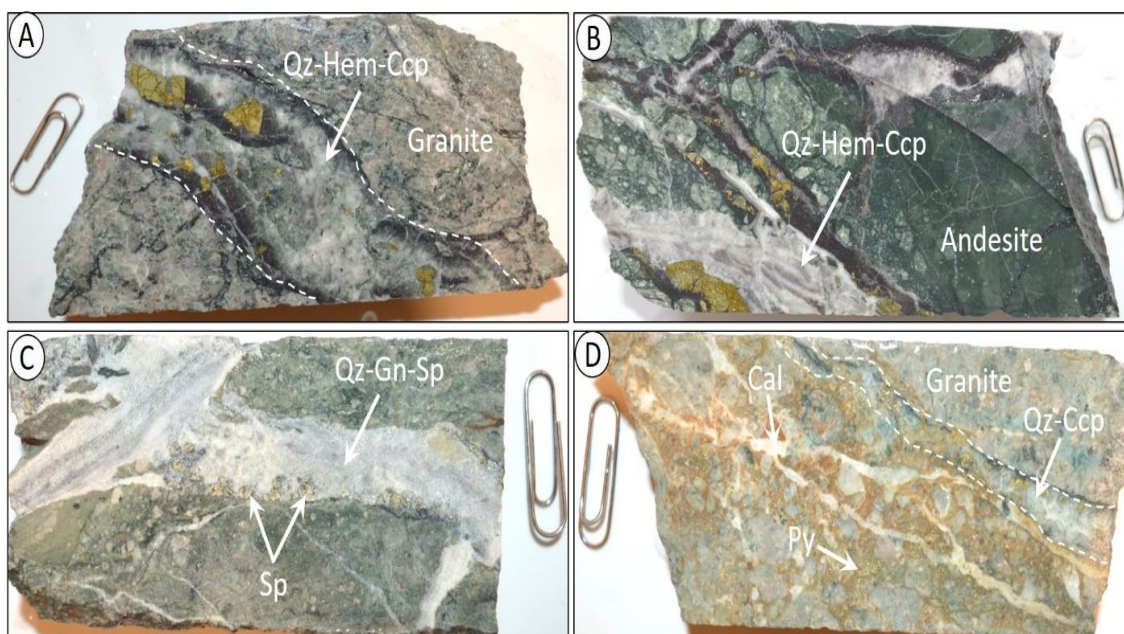
شکل ۵. تصویرهای نمونه دستی و سنگ‌نگاری (نور عبوری متقاطع، XPL) از واحدهای سنگی منطقه باشماق. A: نمونه گمانه از توده گرانیتی باشماق، B و C: تصویرهای سنگ‌نگاری از توده گرانیتی شامل درشت‌بلورهای کوارتز و فلدسپار پتاسیم همراه ریز بلورهای زیرکن و بیوتیت، D: نمونه گمانه از دایک حدواسط با بافت پورفیری، E و F: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت دگرسان در زمینه ریزبلور با جنس مشابه. علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Zm: زیرکن، K-spar: فلدسپار پتاسیم).

Fig. 5. Hand samples and petrographic images (transmitted cross-polarized light, XPL) of rock units in the Bashmagh. A: Borehole sample from the Bashmagh granite, B and C: Petrographic images of the granite unit including quartz and K-feldspar phenocrysts with zircon and biotite microcrystals, D: Borehole sample from the porphyry intermediate dike, E and F: Plagioclase, K-feldspar and altered biotite phenocrysts in a context of similar microcrystals. Abbreviations after Warr (2021) (Qz: quartz, Pl: plagioclase, Amp: amphibole, Bt: biotite, Zm: zircon, K-spar: K-feldspar).

کانه‌زایی و دگرسانی

کانه‌زایی در کانسار باشماق را می‌توان تا حد زیادی به فرایندهای برشی شدن با راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی نسبت داد (شکل ۳). کانی‌سازی به طور عمده از هماتیت‌های اسپیکولار تشکیل شده است که همراه آن کانی‌های سولفیدی درون‌زاد نظیر کالکوپریت، بورنیت، گالن و اسفالریت مشاهده می‌شوند. طبق بررسی‌های صحرایی، پهنای رگه‌ها از ۱ تا ۵ متر و درازای آنها به چندین متر می‌رسد. با توجه به شواهد زمین‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت کانه‌زایی، دو مرحله کانه‌زایی درون‌زاد و برون‌زاد در کانسار باشماق وجود دارد. کانه‌زایی درون‌زاد با حضور پیریت‌های افشان در سنگ میزبان گرانیته به همراه باطله کوارتز (Stage I) آغاز شده است. پس از آن طی مرحله کانه‌زایی اصلی رگه و رگچه‌های کوارتز-کالکوپریت به همراه هماتیت تیغه‌ای

(Stage II) در میزبان گرانیته و آندزیت دایک برشی شکل گرفته است (شکل ۶-A و B). در این رگه‌ها بیشترین عیار کانی‌سازی طلا (۳/۲ گرم در تن) گزارش شده است (Jafari, 2016). طبق بررسی‌های سنگ‌نگاری شواهدی از حضور طلای آزاد مشاهده نشد. مرحله سوم کانه‌زایی درون‌زاد با حضور رگه گالن، اسفالریت و کالکوپریت همراه باطله‌های کوارتز و کلسیت (Stage III) شکل گرفته است (شکل ۶-C). پس از رخداد کانی‌سازی، رگه و رگچه‌های کلسیت (Stage IV) بدون کانه فلزی کانسنگ درون‌زاد را قطع کرده‌اند (شکل ۶-D). پس از تشکیل این مراحل، بخش عمده‌ای از کانه‌زایی درون‌زاد توسط کانه‌های برون‌زاد نظیر کالکوسیت، کولیت، مالاکیت و آزوریت جانشین شده است.



شکل ۶. تصویرهای کانه‌زایی در مغزه‌های حفاری کانسار مس باشماق. A: رگه کوارتز-هماتیت-کالکوپریت در میزبان گرانیته باشماق، B: رگه کوارتز-هماتیت-کالکوپریت در میزبان دایک حدواسط پورفیری، C: رگه اسفالریت-گالن در میزبان گرانیته باشماق و D: قطع رگچه کوارتز-کالکوپریت توسط رگه کلسیتی تأخیری در میزبان گرانیته باشماق. علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Ccp: کالکوپریت، Sp: اسفالریت، Gn: گالن، Cal: کلسیت، Py: پیریت).

Fig. 6. Mineralization images from drill cores of the Bashmagh copper deposit. A: Quartz-hematite-chalcopyrite vein within the Bashmagh granite, B: Quartz-hematite-chalcopyrite vein within the porphyry intermediate andesite, C: Sphalerite-galena vein in the Bashmagh granite, and D: Cross-cutting of quartz-chalcopyrite vein by late calcite vein in the Bashmagh granite. Abbreviations after Warr (2021) (Qz: quartz, Hem: hematite, Ccp: chalcopyrite, Sp: sphalerite, Gn: galena, Cal: calcite, Py: pyrite).

عبوری زایس (مدل Axioplan2)، تعداد ۱۶ نمونه غیرهوازده انتخاب‌شد. برای انجام تجزیه شیمیایی، تعداد ۱۱ نمونه از واحد گرانیته باشماق و ۵ نمونه از دایک حدوداً (آندزیت پورفیری)، از تعداد ۷ گمونه (شکل ۳) انتخاب‌شد که پس از آن نمونه‌ها تا ابعاد ۲۰۰ مش (حدود ۷۵ میکرون) آسیاب شدند. نمونه‌های پودر پس از ترکیب با لیتیم متابورات و لیتیم تترابورات در یک کوره القایی گداخته شدند. ماده به دست آمده در یک محلول اسید نیتریک ۵ درصد هضم‌شد تا توسط فلورسانس پرتو ایکس مدل S8 TIGER برای آشکارسازی عناصر اکسیدی اصلی (بر حسب wt.%) و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی مدل ELAN DRC-e برای شناسایی عناصر کمیاب و نادر خاکی (بر حسب $\mu\text{g/g}$)، در دانشکده علوم و مهندسی زمین دانشگاه سان یات سن (گوانژو چین) انجام‌شده است. دقت تجزیه و تحلیل برای عناصر اصلی بهتر از ۱ درصد و برای عناصر کمیاب بهتر از ۲ میکروگرم بر گرم است. محتوای مواد فرار به عنوان کاهش وزن نمونه‌ها پس از ۹۰ دقیقه حرارت‌دهی یک گرم نمونه در کوره با دمای ثابت ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد.

پردازش داده‌ها و محاسبه محتوای اکسایشی ماگما

برای محاسبه محتوای اکسایشی ماگما در کانسار باشماق با استفاده از داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل، از روابط کریس و کارمیشل (Kress and Carmichael, 1991) و فراست (Frost, 1991)، استفاده شده است. این محاسبات توسط معادله ۱ در محیط Excel انجام‌شد که مؤلفه‌های مختلف آن در جدول ۱ ارائه شده است. با جای‌گذاری مقادیر عددی جدول ۱ در معادله ۱ رابطه $\log f_{\text{O}_2} = A/T + B + C(P-1)/T$ (Frost, 1991) به دست می‌آید که با در نظر گرفتن P به عنوان فشار (بر حسب پاسکال) و T به عنوان دما (بر حسب درجه کلونین) مؤلفه‌های A، B و C در بافرینگ‌های FMQ و NNO طبق جدول ۲ قابل دستیابی است. در نهایت مؤلفه‌های اکسایشی مختلف به دست آمده از روابط بالا برای واحدهای سنگی میزان کانسار باشماق به طور خلاصه در جدول ۳ ارائه شده است.

طبق بررسی‌های کانه‌نگاری، پیریت به عنوان نخستین کانه سولفیدی و بافت افشان در سنگ میزبان گرانیته مشاهده شده است (شکل ۷-A). کانه‌های کالکوپیریت و هماتیت‌های تیغه‌ای به صورت درهم‌رشدی در میزان رگه کوارتز-هماتیت-سولفید تشکیل شده‌اند (شکل ۷-B). کانه‌های گالن و اسفالریت نیز به صورت درهم‌رشدی در رگه کوارتز-فلزهای پایه مشاهده شد (شکل ۷-C). بلورهای خودشکل کوارتز به همراه دگرسانی کائولینی در رگه کوارتز-هماتیت-سولفید مشاهده شد (شکل ۷-D و E). کلسیت نیز به صورت باطله به ویژه همراه بلورهای پراکنده کوارتز وجود دارد (شکل ۷-F). سیالات گرمایی آزاد شده از توده گرانیته باشماق به ایجاد مجموعه‌ای از دگرسانی‌ها به ویژه در اطراف پهنه کانه‌دار منجر شده‌اند. دگرسانی‌های سیلیسی (مشکل از کوارتز)، آرژیلیک (با کانی اصلی کائولینیت)، پروپلیتیک (با حضور کلریت، اپیدوت و پیریت) و کربناتی (به طور عمده از کلسیت) مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده در کانسار باشماق هستند (شکل ۷-G تا I). دگرسانی‌های سیلیسی و آرژیلیک در اطراف پهنه کلنه‌دار و سایر دگرسانی‌ها در واحد گرانیته باشماق قابل مشاهده است. فراوانی رگه‌های کانه‌دار در دایک‌های حدوداً پورفیری کمتر از توده گرانیته است که می‌تواند به دلیل دوری این دایک‌ها از زون برشی و کانی‌سازی اصلی موجود در توده نفوذی باشد. بیشترین ضخامت دایک‌ها در محدوده مورد بررسی در حدود یک متر بوده و رنگ ظاهری دایک‌های حدوداً به دلیل فراوانی کانی‌های دگرسان کلریت و اپیدوت در آن، خاکستری مایل به سبز است. برش‌های گرمایی که در زون اصلی کانه‌دار مشاهده می‌شوند، معمولاً حاوی قطعه‌های زاویه‌دار تا نسبتاً گرد شده‌ای از سنگ دیواره گرانیته دگرسان شده و کانسنگ هستند.

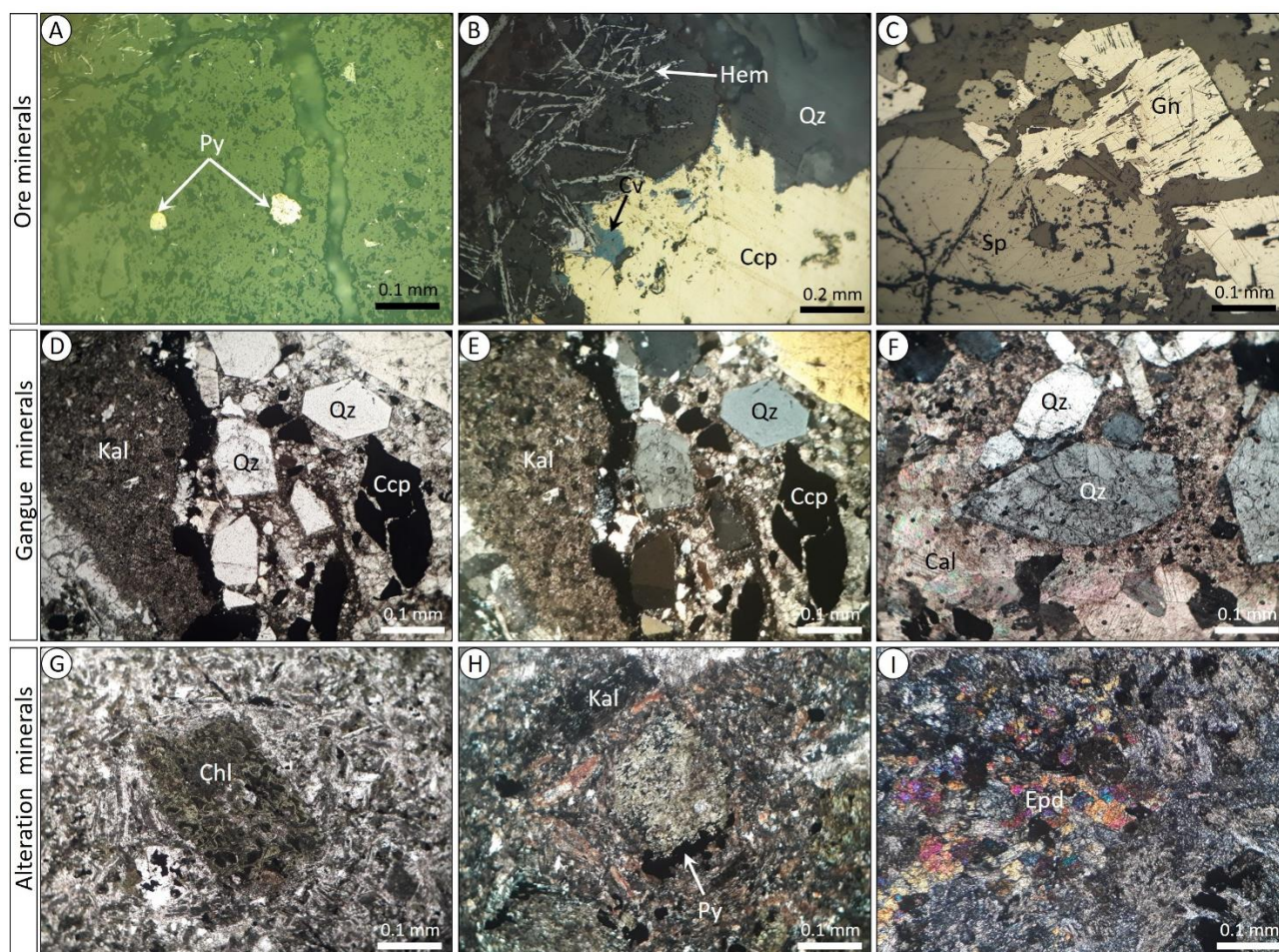
روش مطالعه

نمونه‌برداری و تجزیه نمونه‌ها

پس از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و جانمایی دقیق واحدهای سنگی، بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از رخنمون‌های صحرایی و گمونه‌ها انجام‌شد (شکل ۳). بر این اساس، تعداد ۶۰ نمونه سنگی برداشت‌شد که پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری توسط میکروسکوپ پلاریزان بازتابی-

$$\ln(X_{\text{Fe2O3}}/X_{\text{FeO}}) = a \times \ln(fO_2) + b/T + c + \sum d_i \cdot X_i + e \times [1 - T_0/T - \ln(T/T_0)] + f(P/T) + g(T-T_0) \cdot P/T + h \times (P^2/T)$$

معادله ۱



شکل ۷. تصویرهای سنگ‌نگاری از بخش‌های مختلف کانه‌زایی در کانسار مس باشماق. A: ذرات پراکنده پیریت در میزبان گرانیت باشماق، B: درهم‌رشدی کالکوپیریت و هماتیت در رگه کوارتز-هماتیت-کالکوپیریت، C: درهم‌رشدی گالن و اسفالریت، D و E: بافت برشی متشکل از کانی‌های باطله کوارتز و کائولینیت، F: کلسیت همراه بلورهای کوارتز، G: دگرسانی پروپلیتیک با حضور کلریت، H: دگرسانی آرژیلیک با حضور کائولینیت و اپیدوت در دگرسانی پروپلیتیک. تصویرهای کانه‌نگاری در نور بازتابی عادی (PPL) و تصویرهای کانی‌های باطله و دگرسان در نور عبوری متقاطع (XPL) تهیه شده است. تصویرهای D و G در نور عبوری عادی (PPL) هستند. علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Ccp: کالکوپیریت، Sp: اسفالریت، Gn: گالن، Cal: کلسیت، Py: پیریت، Chl: کلریت، Kal: کائولینیت، Epd: اپیدوت).

Fig. 7. Petrographic images from different mineralization parts in the Bashmagh copper deposit. A: Disseminated pyrite grains in the Bashmagh granite, B: Intergrowth of chalcopyrite and hematite in quartz-hematite-chalcopyrite vein, C: Intergrowth of galena and sphalerite, D and E: Breccia texture consisting of quartz and kaolinite gangue minerals, F: Calcite with quartz crystals, G: Propylitic alteration with the presence of chlorite, H: Argillic alteration with the presence of kaolinite, and I: Epidote in propylitic alteration. Mineralogy images were taken in reflected plan polarized light (PPL) and gangue and alteration minerals were taken in cross-transmitted polarized light (XPL). Images D and G are in transmitted plan polarized light (PPL). Abbreviations after Warr (2021) (Qz: quartz, Hem: hematite, Ccp: chalcopyrite, Sp: sphalerite, Gn: galena, Cal: calcite, Py: pyrite, Chl: chlorite, Kal: kaolinite, Epd: epidote).

جدول ۱. مؤلفه‌های معادله ۱ توسط کریس و کارمیشل (Kress and Carmichael, 1991)

Table 1. Parameters of Equation 1 by Kress and Carmichael (1991)

a	b	c	d _{Al2O3}	d _{FeO*}	d _{CaO}	d _{Na2O}	d _{K2O}	e	f	g	h	T ₀ (K)
0.19	1.14×10 ⁴	-6.67	-2.24	-1.82	3.20	5.85	6.21	-3.36	-7.01×10 ⁻⁷	-1.54×10 ⁻¹⁰	3.85×10 ⁻¹⁷	1673

جدول ۲. مؤلفه‌های محاسبه logfO₂ در بافرینگ‌های FMQ و NNO توسط فراست (Frost, 1991)

Table 2. Parameters for calculating logfO₂ in FMQ and NNO buffers by Frost (1991)

	A	B	C
FMQ	-25096.3	8.735	0.11
NNO	-24930	9.360	0.04

جدول ۳. مؤلفه‌های وضعیت اکسایشی مختلف برای نمونه‌های سنگی در کانسار باشماق

Table 3. Parameters of different oxidation states for rock samples in the Bashmagh deposit

Sample no.	Rock type	ln fO ₂	log fO ₂	ΔFMQ	ΔNNO
BSH11	Granite	-33.6	-14.6	1.77	1.04
BSH12	Granite	-36.4	-15.8	1.52	0.78
BSH18	Granite	-31.4	-13.6	1.88	1.15
BSH19	Granite	-33.6	-14.6	1.81	1.08
BSH21	Granite	-35.4	-15.4	1.56	0.83
BSH22	Granite	-30.6	-13.3	2.06	1.33
BSH27	Granite	-32.5	-14.1	1.80	1.08
BSH32	Granite	-31.8	-13.8	1.98	1.25
BSH33	Granite	-38.1	-16.5	1.45	0.71
BSH03	Granite	-30.6	-13.3	2.14	1.42
BSH04	Granite	-32.0	-13.9	1.90	1.18
BSH13	Andesite porphyry	-34.9	-15.1	1.98	1.25
BSH16	Andesite porphyry	-32.3	-14.0	2.27	1.55
BSH24	Andesite porphyry	-32.8	-14.2	2.16	1.43
BSH25	Andesite porphyry	-31.9	-13.8	2.17	1.44
BSH39	Andesite porphyry	-34.8	-15.1	1.89	1.16

زمین‌شیمی سنگ کل

عناصر اصلی

(Na₂O+K₂O) در گرانیت باشماق بین ۷/۴۸ تا ۸/۱۶ درصد وزنی (متوسط ۷/۸۷ درصد وزنی) و در دایک آندزیت پورفیری بین ۶/۹۷ تا ۷/۶۹ درصد وزنی (متوسط ۷/۳۲ درصد وزنی) به دست آمده است (جدول ۴). همچنین، محتوای LOI یا مواد فرار جانبی در توده گرانیت باشماق با تغییرات بین ۱/۰۲ تا ۲/۴۳ درصد وزنی و در دایک آندزیت پورفیری با تغییرات ۲/۹۴ تا ۳/۳۶ درصد وزنی ثبت شده است (جدول ۴).

داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل و محاسبات مرتبط برای تعداد ۱۶ نمونه از واحدهای گرانیت باشماق و دایک آندزیت پورفیری در جدول ۴ ارائه شده است. محتوای SiO₂ در گرانیت باشماق بین ۶۸/۸۲ تا ۷۳/۶۸ درصد وزنی (متوسط ۷۲/۰۲ درصد وزنی) و در دایک آندزیت پورفیری بین ۵۸/۳۱ تا ۶۲/۰۸ درصد وزنی (متوسط ۶۰/۳۰ درصد وزنی) به دست آمده است. محتوای عناصر قلیایی (مجموع

جدول ۴. داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل از سنگ‌های منطقه باشماق

Table 4. Whole-rock geochemical data from rocks of the Bashmagh area

Rock type	Granite (n=11)								
Sample no.	BSH11	BSH12	BSH18	BSH19	BSH21	BSH22	BSH27	BSH32	BSH33
SiO ₂ (wt.%)	72.98	72.24	68.82	72.25	73.68	71.52	73.31	72.31	70.74
TiO ₂	0.18	0.21	0.13	0.22	0.18	0.21	0.18	0.17	0.22
Al ₂ O ₃	12.84	12.44	15.07	12.71	10.95	12.98	11.84	12.14	13.53
Fe ₂ O ₃	1.22	1.01	1.48	1.39	1.10	1.69	1.00	1.51	1.50
FeO	1.51	1.21	1.92	1.69	1.31	2.12	1.22	1.81	1.88
MnO	0.08	0.08	0.36	0.06	0.08	0.11	0.1	0.12	0.08
MgO	0.27	0.44	0.2	0.3	0.26	0.67	0.35	0.66	0.3
CaO	1.06	1.47	1.8	0.35	1.8	0.26	1.4	0.38	0.8
Na ₂ O	3.26	3.26	3.49	3.77	3.54	3.04	3.19	3.18	2.87
K ₂ O	4.52	4.82	4.12	4.22	4.6	4.68	4.67	4.92	4.96
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
LOI	1.63	2.07	1.96	1.88	2.27	2.43	2.07	1.71	2.05
Total	99.56	99.27	99.37	98.86	99.79	99.73	99.34	98.93	98.95
Ba (ppm)	348.00	449.00	412.00	363.00	404.00	266.00	510.00	603.00	195.00
Cs	5.45	2.96	3.07	3.4	4.44	3.40	3.08	5.65	4.06
Ga	16.60	23.80	18.00	9.93	17.80	14.30	17.45	17.40	6.01
Nb	49.60	21.20	59.50	27.70	50.80	41.20	49.20	47.10	13.80
Ta	3.50	1.17	4.06	2.12	3.70	2.97	3.39	3.20	0.91
Rb	294	133	216	184.5	296	189	233	271	82.7
Sr	54.3	48.9	89	21.7	47.8	71.8	52.6	58.9	37.4
Th	33.4	11.45	43.6	18.25	27.4	30.5	20.3	26.2	7.35
U	6.42	4.38	9.36	3.15	6.45	5.91	14.85	4.86	2.94
Zr	128	105	180	115	171	155	186	155	58
Hf	4.1	2.5	5.5	3.2	5.1	4.7	5.3	4.3	1.6
V	11	82	63	7	10	15	15	11	48
W	6.40	5.40	2.60	48.40	5.00	4.20	2.80	1.70	25.30
Y	11.3	10.9	12	14.4	10	10.7	11.1	10.8	11.9
Pb	28.70	12.60	25.70	18.50	11.60	76.60	13.00	7.30	354.00
La	21.5	22.4	41.5	27.8	27.8	29.2	39.1	26.5	16.8
Ce	34.80	42.30	65.40	44.60	44.30	50.10	61.10	43.10	28.70
Pr	3.24	4.55	5.79	4.23	3.91	4.56	5.31	3.9	2.7
Nd	9.3	15.3	16.8	12.7	11.2	12.8	14.8	11.4	8.7
Sm	1.51	2.51	2.23	2.01	1.64	1.96	2.12	1.68	1.48
Eu	0.28	0.48	0.39	0.47	0.26	0.34	0.29	0.26	0.31
Gd	1.36	2.02	1.54	1.7	1.4	1.55	1.52	1.37	1.38
Tb	0.26	0.29	0.29	0.31	0.26	0.26	0.25	0.25	0.24
Dy	1.77	1.84	1.76	2.04	1.59	1.7	1.63	1.58	1.53
Ho	0.37	0.38	0.41	0.46	0.34	0.35	0.36	0.33	0.32
Er	1.2	1.25	1.32	1.38	1.16	1.15	1.19	1.18	0.97
Tm	0.2	0.2	0.24	0.22	0.19	0.2	0.21	0.2	0.16
Yb	1.46	1.4	1.84	1.6	1.51	1.43	1.68	1.47	1.04
Lu	0.24	0.23	0.32	0.26	0.26	0.24	0.28	0.26	0.16
ΣREE	77.49	95.15	139.83	99.78	95.82	105.84	129.84	93.48	64.49
LREE/HREE	10.30	11.50	17.11	11.52	13.28	14.38	17.24	13.08	10.12
LaN/YbN	10.56	11.48	16.18	12.46	13.21	14.65	16.69	12.93	11.59
Eu/Eu*	0.60	1.02	0.83	1.00	0.55	0.73	0.62	0.55	0.66
Fe ³⁺ /ΣFe	0.42	0.43	0.41	0.43	0.43	0.42	0.42	0.43	0.42
Mg#	24.22	39.33	15.65	24.09	26.15	35.99	33.76	39.39	22.17
Fe ₂ O ₃ /FeO	2.72	2.22	3.41	3.07	2.41	3.81	2.22	3.32	3.38
T _{Zr} (°C)	722.14	684.40	757.07	719.49	699.14	763.11	738.88	744.76	661.39

LOI= loss on ignition; Eu/Eu* = $Eu_N/(Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$; Mg# = $[100 \times \text{molar Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})]$; T_{Zr}= Zircon saturation temperature calculated from the whole-rock compositions based on Boehnke et al. (2013); Fe³⁺/ΣFe ratio calculated based on Le Maitre (1976).

ادامه جدول ۴. داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل از سنگ‌های منطقه باشماق

Table 4 (Continued). Whole-rock geochemical data from rocks of the Bashmagh area

Rock type Sample no.	Granite (n=11)			Andesite porphyry dike (n=5)			
	BSH03	BSH04	BSH13	BSH16	BSH24	BSH25	BSH39
SiO ₂ (wt.%)	72.69	73.27	59.76	62.08	60.76	60.79	58.31
TiO ₂	0.15	0.19	0.53	0.92	0.81	0.56	0.28
Al ₂ O ₃	13.68	12.8	16.47	15.43	16.18	15.94	17.46
Fe ₂ O ₃	1.59	1.27	2.97	2.51	2.64	2.54	3.06
FeO	1.90	1.63	3.16	2.67	2.70	2.65	3.44
MnO	0.08	0.06	0.16	0.47	0.31	0.34	0.17
MgO	0.3	0.32	1.36	1.89	1.25	1.85	1.71
CaO	0.12	0.48	3.48	2.18	3.5	3.80	4.23
Na ₂ O	3.34	3.21	2.66	2.17	2.87	3.28	2.86
K ₂ O	4.82	4.27	4.75	4.8	4.82	4.19	4.23
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.11	0.49	0.44	0.25	0.04
LOI	1.02	1.35	3.36	3.17	3.2	2.94	2.97
Total	99.7	98.87	98.77	98.78	99.48	99.13	98.76
Ba (ppm)	910.00	453.00	210.00	20.00	10.00	10.00	20.00
Cs	3.3	10.45	1.71	3.08	3.83	1.77	3.68
Ga	16.90	26.70	15.70	13.15	18.00	27.20	16.15
Nb	39.50	24.20	22.80	31.80	32.90	41.10	34.40
Ta	2.74	1.08	1.09	2.08	1.32	1.11	2.06
Rb	244	185.5	153.5	97.7	77.2	55.4	33.9
Sr	48.5	59	32.41	24.24	25.32	25.35	23.33
Th	26.2	6.31	12.23	17.18	20.23	18.29	16.21
U	5.61	3.76	13	8	12	17	11
Zr	148	133	123	129	189	257	155
Hf	4.2	2.8	3.3	4.1	4.1	7.7	6.2
V	12	138	12	4	3	4	1
W	3.20	10.10	1975.00	980.00	371.00	550.00	514.00
Y	11.8	16.4	14.4	9	12.1	15.6	11.8
Pb	25.50	15.40	6.40	33.50	13.80	10.30	10.60
La	46.7	40.9	25.1	13.6	16.2	23.9	19.5
Ce	75.40	76.40	43.30	56.42	36.88	46.99	43.84
Pr	6.73	8.32	3.79	1.94	2.32	3.04	3.02
Nd	19.2	30.1	19.5	20.5	25.7	16.2	24.8
Sm	2.65	5.04	3.5	2.4	3.9	4.9	2.5
Eu	0.42	0.5	0.7	0.8	0.6	0.3	0.4
Gd	1.81	3.66	1.49	1.31	1.42	1.45	1.4
Tb	0.29	0.52	0.27	0.3	0.3	0.2	0.3
Dy	1.77	2.98	1.83	1.29	1.41	1.43	1.43
Ho	0.35	0.59	0.24	0.19	0.26	0.38	0.24
Er	1.17	1.77	2.8	1.46	1.89	1.19	1.16
Tm	0.19	0.28	0.38	0.24	0.38	0.22	0.28
Yb	1.39	2.05	1.41	1.18	1.56	2.1	1.38
Lu	0.23	0.33	0.27	0.32	0.27	0.21	0.38
ΣREE	158.3	173.99	102.08	101.95	93.09	102.51	100.63
LREE/HREE	20.99	13.28	10.75	15.21	11.43	13.28	14.32
La _N /Yb _N	24.10	14.31	12.77	8.27	7.45	8.16	10.14
Eu/Eu*	0.90	1.07	1.49	1.71	1.28	0.64	0.85
Fe ³⁺ /ΣFe	0.43	0.41	0.46	0.46	0.47	0.46	0.44
Mg#	22.00	25.98	43.40	55.76	45.18	55.44	47.00
Fe ₂ O ₃ /FeO	3.49	2.90	6.13	5.18	5.35	5.19	6.50
T _{Zr} (°C)	760.50	745.06	691.77	723.65	720.72	735.62	697.40

LOI= loss on ignition; Eu/Eu* = $Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$; Mg# = $[100 \times \text{molar Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})]$; T_{Zr} = Zircon saturation temperature calculated from the whole-rock compositions based on [Boehnke et al. \(2013\)](#); Fe³⁺/ΣFe ratio calculated based on [Le Maitre \(1976\)](#).

(درجه قلیایی) سنگ‌ها بیان می‌شود، از نمودار دوتایی SiO_2 در مقابل K_2O توسط لومتر (Le Maitre, 1989) استفاده شد که سنگ‌های منطقه در گستره کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۸-B). طبق پژوهش ربیعی و همکاران (Rabiee et al., 2020)، فعالیت‌های ماگمایی در ناحیه میانه-هشترود از لحاظ میزان آلکالینیتی دست کم با دو چرخه ماگمایی کالک آلکالن و شوشونیتی شناخته می‌شود که این ویژگی زمین‌شیمیایی در واحد نفوذی گرانیتی و واحد دایک آندزیت پورفیری در منطقه باشماق نیز قابل تشخیص است (شکل ۸-B). بر اساس نمودار سه‌تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971) کلیه نمونه‌ها متعلق به سری ماگمایی کالک آلکالن هستند (شکل ۸-C). برای تعیین میزان اشباع‌پذیری سنگ‌ها از آلومینیم (درجه اشباعی از آلومینا)، از نمودار دوتایی نسبت‌های مولار $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ در مقابل $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ یا توسط مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989) استفاده شد. بر این اساس، با توجه به نسبت مولار $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ بین ۰/۸ تا ۱/۲ سنگ‌های منطقه متعلق به سری متاآلومین تا کمی پرآلومین هستند (شکل ۸-D).

عناصر کمیاب و نادر خاکی

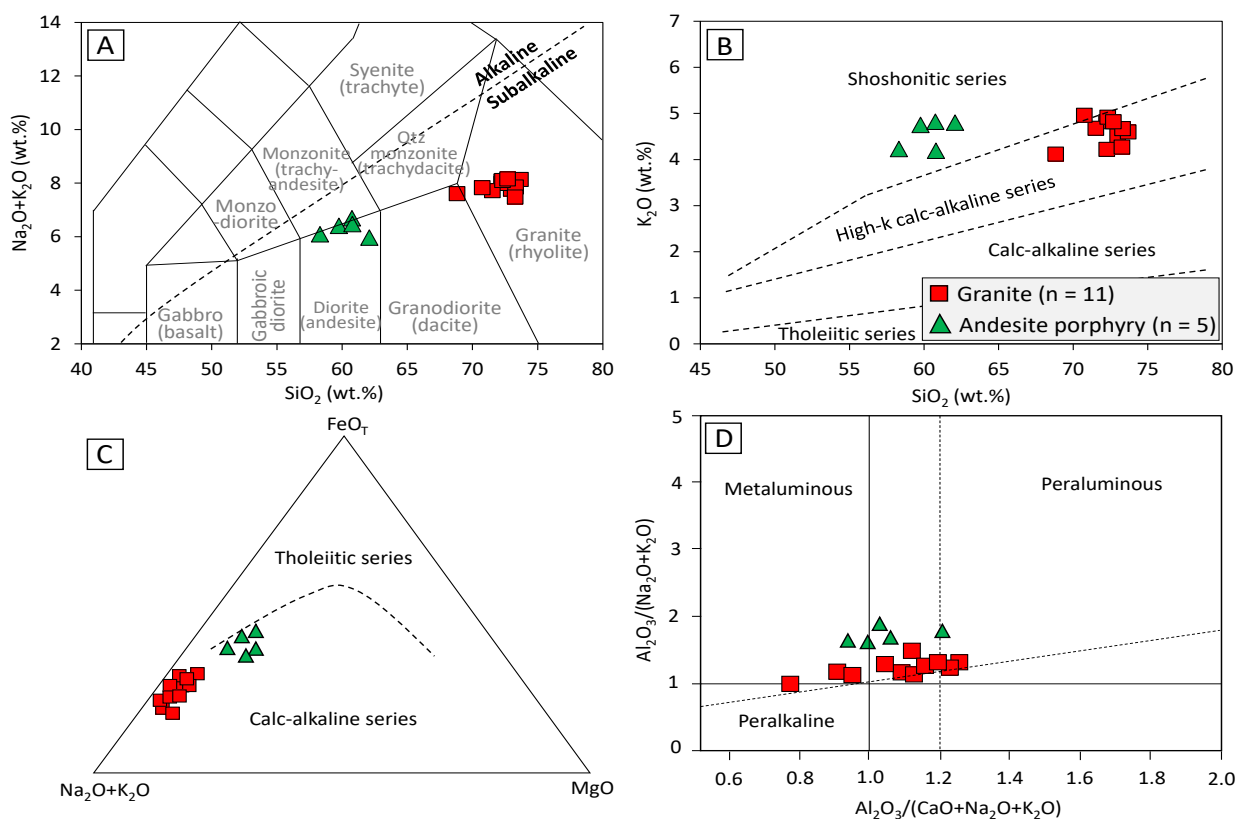
مجموع عناصر نادر خاکی در واحدهای سنگی مورد بررسی به ترتیب در گرانیت باشماق بین ۶۴/۴۹ تا ۱۷۳/۹۹ گرم در تن (متوسط ۱۱۳/۲۶) و دایک آندزیت پورفیری بین ۹۳/۰۹ تا ۱۰۴/۵۸ گرم در تن (متوسط ۱۰۰/۰۶) است (جدول ۴). بر این اساس، محتوای REE در گرانیت‌ها بیشتر از دایک‌های آندزیت پورفیری است. همچنین، نسبت LREE/HREE در گرانیت باشماق بین ۱۰/۱۲ تا ۲۰/۹۹ (متوسط ۱۴/۱۵) و دایک آندزیت پورفیری بین ۱۰/۷۵ تا ۱۵/۲۱ (متوسط ۱۲/۹۹) است که این نسبت در گرانیت باشماق بالاتر از دایک‌های آندزیت پورفیری است. طبق شواهد زمین‌شیمیایی، محتوای عناصر لیثوفیل بزرگ یون شامل مجموع عناصر Rb, Ba, Th, U و Pb در گرانیت باشماق (متوسط ۵۲۹/۱۴ گرم در تن) بالاتر از دایک آندزیت پورفیری (متوسط ۹۷/۹۴ گرم در تن)، ثبت شده است. تغییرات عناصر با

مقادیر $\text{Mg\#}$ در نمونه‌ها با رابطه $100 \cdot \text{molar Mg}/(\text{Mg}+0.9\text{FeO}_T)$ در گرانیت باشماق بین ۱۶/۶۵ تا ۳۹/۳۹ مول درصد (متوسط ۲۷/۹۸ مول درصد) و در دایک آندزیت پورفیری بین ۴۳/۴۰ تا ۵۵/۷۶ مول درصد (متوسط ۴۹/۴۲ مول درصد) به دست آمده است. دمای همگنی زیرکن (T_{Zr}) بر حسب درجه سانتی گراد طبق معادله $\ln D_{Zr}^{\text{Zircon/melt}} = \{-3.80 - [0.85(M-1)]\} + 12900/T$ (Boehnke et al., 2013) به دست آمد. در این معادله D نسبت غلظت زیرکونیم در کانی زیرکن به مقدار آن در ماگمای سیلیکاته و M یک نسبت کاتیونی با ترکیب $[(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/(\text{Al} \cdot \text{Si})]$ و T دمای مطلق است. با محاسبه این مؤلفه‌ها در محیط Excel، دمای توده گرانیت باشماق بین ۶۶۰ تا ۷۶۳ درجه سانتی گراد (متوسط ۷۳۰ درجه سانتی گراد) و برای دایک آندزیت پورفیری بین ۶۹۰ تا ۷۳۵ درجه سانتی گراد (متوسط ۷۱۰ درجه سانتی گراد) به دست آمد (جدول ۴). همچنین، نسبت $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ که یکی از نسبت‌های مهم برای ارزیابی وضعیت اکسایشی ماگماست، با استفاده از رابطه $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3^T = 0.88 - 0.0016\text{SiO}_2 - 0.027(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ نفوذی و رابطه $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3^T = 0.93 - 0.0042\text{SiO}_2 - 0.022(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ برای سنگ‌های آتشفشانی توسط لومتر (Le Maitre, 1976)، مورد محاسبه قرار گرفت. بر این اساس، نسبت $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ به طور متوسط در توده گرانیت باشماق معادل ۰/۴۱ و در دایک آندزیت پورفیری معادل ۰/۴۷ به دست آمد (جدول ۴). همچنین، نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در گرانیت‌های باشماق بین ۰/۷۷ تا ۰/۸۴ (متوسط ۰/۸۱) و واحد دایک آندزیت پورفیری بین ۰/۸۹ تا ۰/۹۸ (متوسط ۰/۹۴) به دست آمد (جدول ۴). با توجه به این نسبت، واحدهای سنگی منطقه باشماق متعلق به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت هستند.

در نمودار دوتایی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 موسوم به نمودار TAS (Middlemost, 1994; Irvine and Baragar, 1971)، سنگ‌های نفوذی منطقه در محدوده گرانیت با ماهیت ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸-A). بر اساس این نمودار، دایک‌های منطقه نیز در محدوده دیوریت و مونزونیت (معادل آندزیت-تراکی آندزیت) قرار گرفتند. برای تعیین سری‌های ماگمایی که توسط میزان آلکالینیتی

گرانیت باشماق با تغییرات ۰/۵۵ تا ۱/۰۶ (متوسط ۰/۷۸) و در دایک آنندزیت پورفیری با تغییرات ۰/۶۴ تا ۱/۷۱ (متوسط ۱/۱۸) به دست آمده است. تغییرات نسبت Sr/Y در گرانیت باشماق بین ۱/۵ تا ۷/۴ (متوسط ۴/۵) و در دایک آنندزیت پورفیری بین ۱/۶۳ تا ۲/۶۹ (متوسط ۲/۱۴) ثبت شده است. همچنین، تغییرات نسبت La_N/Yb_N در گرانیت باشماق بین ۱۰/۵۶ تا ۲۴/۰۹ (متوسط ۱۴/۸۳) و در دایک آنندزیت پورفیری بین ۷/۴۵ تا ۱۲/۷۷ (متوسط ۹/۵۷) به دست آمده است. سایر نسبت‌های عنصری محاسبه‌شده در جدول ۴ ارائه شده است.

شدت میدان بالا شامل Nb و Ti تهی‌شدگی بارزی در تمام نمونه‌های بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نشان می‌دهد که مجموع غلظت آنها از گرانیت باشماق به دایک آنندزیت پورفیری افزایش می‌یابد. همچنین، در نمودار بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984)، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و یک تهی‌شدگی در موقعیت Eu مشاهده می‌شود (شکل ۹). به علت سازگاری Eu^{2+} در ترکیب پلاژیوکلاز، تهی‌شدگی در موقعیت Eu اغلب توسط سری فلدسپارها کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). طبق شواهد، مقادیر Eu/Eu^* با رابطه $\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}$ در



شکل ۸. نمودارهای زمین‌شیمی عناصر اصلی در سنگ‌های آذرین منطقه باشماق. A: نمودار دوتایی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971; Middlemost, 1994)، B: تعیین میزان آلکالینیت سنگ‌ها با استفاده از نمودار دوتایی SiO_2 در مقابل K_2O (Le Maitre, 1989)، C: نمودار AFM با منحنی تمایز تولیتی از کالک‌آلکان، (Irvine and Baragar, 1971) و D: ماهیت مت‌آلومین تا کمی پرآلومین سنگ‌ها در نمودار دوتایی A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 8. Geochemical diagrams of major elements from the igneous rocks of Bashmagh area. A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram (Irvine and Baragar, 1971; Middlemost, 1994), B: K_2O versus SiO_2 diagram for determining the alkalinity of rocks (Le Maitre, 1989), C: AFM diagram with calc-alkali-tholeiitic boundary line (Irvine and Baragar, 1971), and D: Metaluminous to slightly peraluminous range of rocks in A/CNK versus A/NK diagram (Maniar and Piccoli, 1989)

بحث

پتروژنز و جایگاه ژئودینامیکی

تحولات ماگماتیک سنوزوئیک در ناحیه میله-هشترود به محیط ژئودینامیکی خاص ثبت‌شده در منطقه برخورد ترکیه-قفقاز-ایران طی انوسن-میوسن مرتبط می‌شود. فروانش اقیانوس نئوتیس با زبانه کشیدن ماگما در صفحه بالایی ایران مرکزی در طول انوسن از ۵۵ تا ۳۵ میلیون سال گسترش داشته است (Verdel et al., 2011). این مرحله با گذار از یک پیش‌روی (کرتاسه-پالئوسن) تا عقب‌نشینی و در پی آن **فروشکست تختال** در امتداد زون هم‌گرایی زاگرس صورت گرفته است (Rabiee et al., 2020). طبق نتایج به دست آمده از زمین‌شیمی عناصر اصلی و نمودارهای بهنجارسازی عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه (نظیر غنی‌شدگی LILE در مقابل تهی‌شدگی نسبی HFSE)، واحدهای سنگی منطقه باشماق تا حد زیادی با پهنه‌های فروانش مرتبط با محیط‌های کوهزایی سازگارند. این ویژگی در بررسی‌های گسترده‌ای که در ناحیه شمال‌غربی ایران و به ویژه کمربند فلزایی اهر انجام شده است، انطباق دارد (Agard et al., 2005; Shafaii Moghadam et al., 2018; Asgharzadeh-asl et al., 2018; Kouhestani et al., 2018; Jahangiria et al., 2024; Shiva et al., 2025).

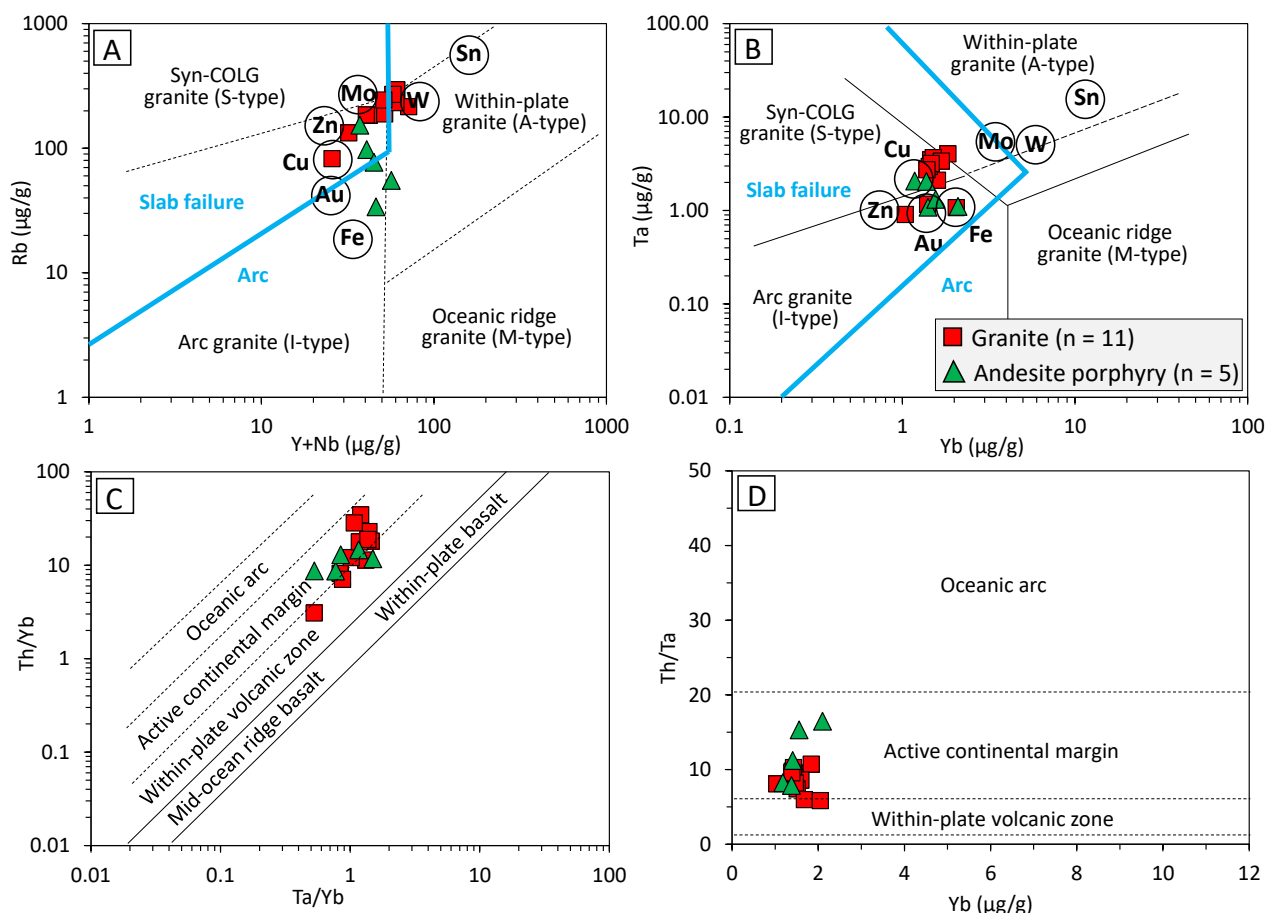
استفاده از نمودارهای دوتایی: پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، گرانیته‌ها را به انواع گرانیته‌های گسترش پسته اقیانوسی (سازگار با گرانیته‌ی نوع M)، هم‌زمان با برخورد قاره‌ای (سازگار با گرانیته‌ی نوع S)، درون صفحه‌ای (سازگار با گرانیته‌ی نوع A) و کمان آتشفشانی (سازگار با گرانیته‌ی نوع I)، تفکیک کرده‌اند. با استفاده از این تقسیم‌بندی و استفاده از نمودارهای دوتایی Rb در مقابل Y+Nb (شکل ۹-۱) و Ta در مقابل Yb (شکل ۹-۲)، واحدهای سنگی منطقه باشماق در موقعیت گرانیته‌های نوع I سازگار با کمان آتشفشانی پهنه فروانش واقع شده‌اند (شکل ۹-۱ و ۹-۲). قرارگیری نمونه‌ها در این جایگاه با فلزایی گرانیته‌های مس-طلا-آهن ارتباط دارد (شکل ۹-۲). طبق بررسی‌های تکمیلی ولن و هیلدبراند (Whalen and Hildebrand, 2019) بر روی نسبت‌های عناصر

کمیاب، سنگ‌های مورد بررسی با نسبت‌های $Nb/Y > 0.4$ و $Ta/Yb > 0.3$ در حوضه شکست تختال (مرتبط با فرایند فروشکست تختال) قرار گرفتند. طبق بررسی‌های جهلگیری و همکاران (Jahangiria et al., 2024)، شکستن تختال و بالا آمدن آستوسفر داغ در یک رژیم زمین‌ساختی پس از برخورد، موجب ذوب لیتوسفر تحت قاره‌ای و پوسته قاره‌ای زیرین شده که در نتیجه آن حجم عظیمی از سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان-آداکتی در شمال غرب ایران شکل گرفته است. همچنین، در نمودار دوتایی نسبت Th/Yb در مقابل نسبت Ta/Yb و نمودار دوتایی نسبت Th/Ta در مقابل Yb توسط گورتون و شندل (Gorton and Schandl, 2000) (شکل ۹-۳) و D، نمونه‌های گرانیته باشماق و دایک آندزیت پورفیری در محدوده پهنه‌های فروانش حاشیه فعال قاره‌ای رسم می‌شوند.

استفاده از نمودارهای بهنجارسازی: برای بررسی تحولات محیط ژئودینامیکی و ویژگی‌های ماگمای مولد در این پژوهش از نمودارهای تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی عناصر اصلی و کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است (شکل ۱۰-۱). بر این مبنا، نمونه‌های گرانیته و دایک آندزیت پورفیری نوعی غنی‌شدگی در LILE مانند Cs، K، Rb و تهی‌شدگی نسبی در HFSE مانند Nb و Ti نشان می‌دهند. بر اساس این نمودار، عناصر Pb، Nd، U، K و Rb آنومالی‌های مثبت متوسط تا قوی و عناصر Sr، Ce، Ti و Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۰-۱). توضیح قانع‌کننده برای تهی‌شدگی Nb و Ti وجود کانی‌های کمیاب روتیل، ایلمینیت و هورنبلند در مخزن ماگمایی است (Stepanov et al., 2012). تهی‌شدگی عناصر Sr، P و Ba (شکل ۱۰-۱) و A و B را می‌توان مرتبط با برهم‌کنش گوه گوشته‌ای با پوسته قاره‌ای و یا تبلور تفریقی دانست (Chappell and White, 1992; Pe-Piper et al., 2002). آنومالی منفی Sr اغلب مرتبط با حضور پلاژیوکلاز بازمندی در ماگمای اولیه است. همچنین، آنومالی‌های مثبت K و Rb را می‌توان نتیجه دگرته‌ای (متاسوماتیزم) گوه گوشته‌ای در نظر گرفت (شکل ۱۰-۱ و ۱۰-۲). علاوه بر این، تأثیرهای آلودگی توسط مواد قاره‌ای و یا پلاژیوکلازهای دگرسان‌شده به سربسیت یا کانی‌های رسی در نمونه‌های مورد بررسی

مرتبط با فروانش است (Brenan et al., 1995; You et al., 1996; Tale Fazel et al., 2023).

نیز مؤثر خواهند بود. آنومالی مثبت و قوی Pb حاصل برهم‌کنش گوه گوشته‌ای و آب‌زدایی تختال پوسته اقیانوسی در محیط‌های زمین‌ساختی



شکل ۹. نمودارهای تعیین جایگاه ژئودینامیکی سنگ‌های کانسار باشماق. A: نمودار دوتایی Rb در مقابل Y+Nb (Pearce et al., 1984)، B: نمودار دوتایی Ta در مقابل Yb (Pearce et al., 1984)، C: نمودار دوتایی Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Gorton and Schandl, 2000)، و D: نمودار دوتایی Th/Ta در مقابل Yb (Gorton and Schandl, 2000). خطوط آبی و دایره‌های فلززایی عناصر مختلف در قسمت‌های A و B به ترتیب توسط والن و هیلدبراند (Whalen and Hildebrand, 2019) و ماینرت و همکاران (Meinert et al., 2005) رسم شده است.

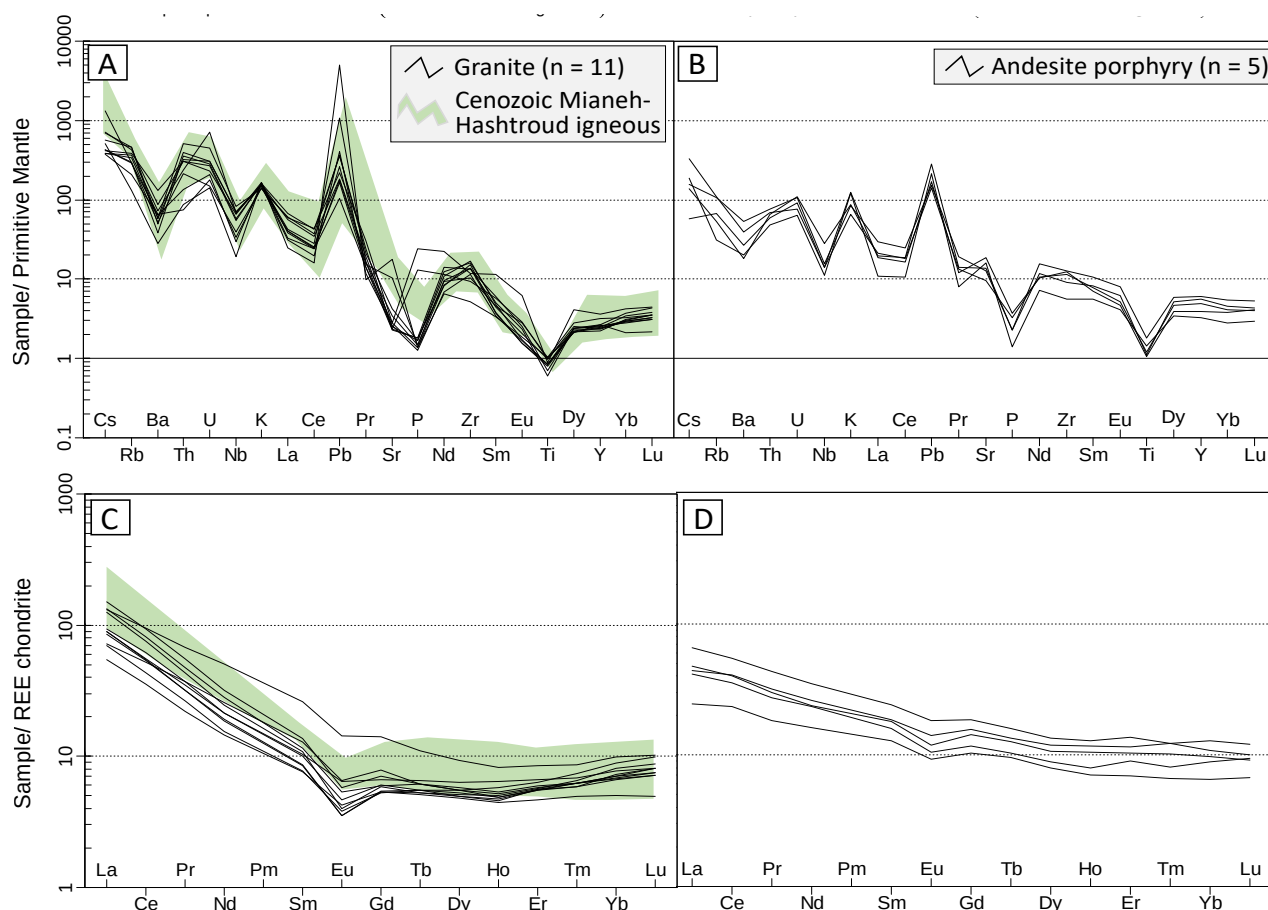
Fig. 9. Diagrams of geodynamic setting of rocks in the Bashmagh deposit. A: Binary diagram of Rb versus Y+Nb (Pearce et al., 1984), B: Binary diagram of Ta versus Yb (Pearce et al., 1984), C: Binary diagram of Th/Yb versus Ta/Yb (Gorton and Schandl, 2000), and D: Binary diagram of Th/Ta versus Yb (Gorton and Schandl, 2000). The blue line and metallogenic circles in figures of A and B are derived from Whalen and Hildebrand (2019) and Meinert et al (2005).

(Richards, 2003; Richards and Mumin, 2013). تحرک LILE در محلول‌های غنی از کلر بالا بوده و این عناصر می‌توانند به

ماگما در وضعیت فروانشی توسط ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم‌شده و بخش بالایی صفحه فروانده شکل می‌گیرد

درجه پایین شده‌اند (Riou et al., 1981). چنین ذوب‌بخشی در حضور کانی‌های روتیل، پلاژیوکلاز و گارنت رخ می‌دهد. ماگماهای کالک‌آلکالن مرتبط با فروورانش اغلب با آنومالی‌های منفی Eu مشخص می‌شود (شکل ۸-C و D). در جایی که فرایند ذوب‌بخشی در حضور پلاژیوکلاز بازماندی رخ می‌دهد و نشان‌دهنده جانشینی یونی Eu^{2+} به جای Ca^{2+} در پلاژیوکلاز است (Yang and Li, 2008). از طرفی، بخش مهمی از Eu اغلب طی فرایندهای دگرسانی از ترکیب سنگ حذف می‌شود (Klinkhammer et al., 1994).

سرعت توسط سیالات مشتق‌شده از تختال در زون فروورانش منتقل شوند. این در حالی است که تحرک HFSE بسیار پایین بوده و این عناصر اغلب نسبت به LILE در سیالات یادشده تهی می‌شوند (Keppler, 1996). از طرفی، حاشیه صفحه‌ها جایی که فروورانش گسترده رسوب‌ها رخ می‌دهد به غنی‌شدگی LILE و LREE نسبت به HREE منجر می‌شود (Floyd and Winchester, 1975). غنی‌شدگی LREE در گرانیتهاشماق با ماهیت کالک‌آلکالن، بیانگر منشأ احتمالی آنها از گوشته بالایی حاوی LREE است که دچار ذوب‌بخشی



شکل ۱۰. نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی در سنگ‌های منطقه باشماق. A و B: واحدهای سنگی بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989), C و D: واحدهای سنگی بهنجار شده با ترکیب کندریت (Boynton, 1984). محدوده ماگماتیسم سنوزوئیک در ناحیه میانه-هشترود (Rabiee et al., 2020) برای مقایسه نشان داده شده است.

Fig. 10. Spidergram of REE and trace elements from rocks of the Bashmagh area. A and B: Primitive mantle-normalized trace element (normalizing data from Sun and McDonough, 1989), C and D: Chondrite-normalized REE (normalizing data from Boynton, 1984). The Cenozoic magmatism domain of the Mianeh-Hashtroud district (after Rabiee et al., 2020) is shown for comparison.

تفریق فزاینده Eu در سیالات گرمایی به عنوان فرایند کنترل‌کننده احتمالی در تغییرات نسبت Eu/Eu^* می‌تواند به ایجاد آنومالی منفی Eu منجر شود (Giese and Bau, 1994; Simmonds et al., 2011). به نظر می‌رسد Eu تحت شرایط احیایی تحرک بیشتری داشته باشد (Lottermoser, 1992).

تحولات زمین‌شیمیایی ماگما

چنان‌که اشاره شد، واحدهای سنگی منطقه باشماق با ماهیت گرانیتیویدی نوع I و سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند (شکل‌های ۷ و ۸). عواملی نظیر درجه ذوب‌بخشی، عمق تفریق ماگما، میزان آلاش یا اختلاط ماگمایی و میزان تأثیر مواد مذاب پوسته‌ای یا عملکرد سیال متاسوماتیک نقشی مستقیم در شکل‌گیری توده‌های گرانیتیویدی و فلزایی مرتبط با آنها دارند (Richards and Kerrich, 2007; Zhu et al., 2020; Condie et al., 2023; Wang et al., 2024). مجموع عوامل اشاره شده تحت عنوان تحولات ماگمایی شناخته می‌شوند که توسط داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل و نسبت‌های عنصری مختلف مورد ارزیابی قرار گرفته و نتایج آن در نمودارهای شکل‌های ۱۱، ۱۲ و ۱۳ ارائه شده است.

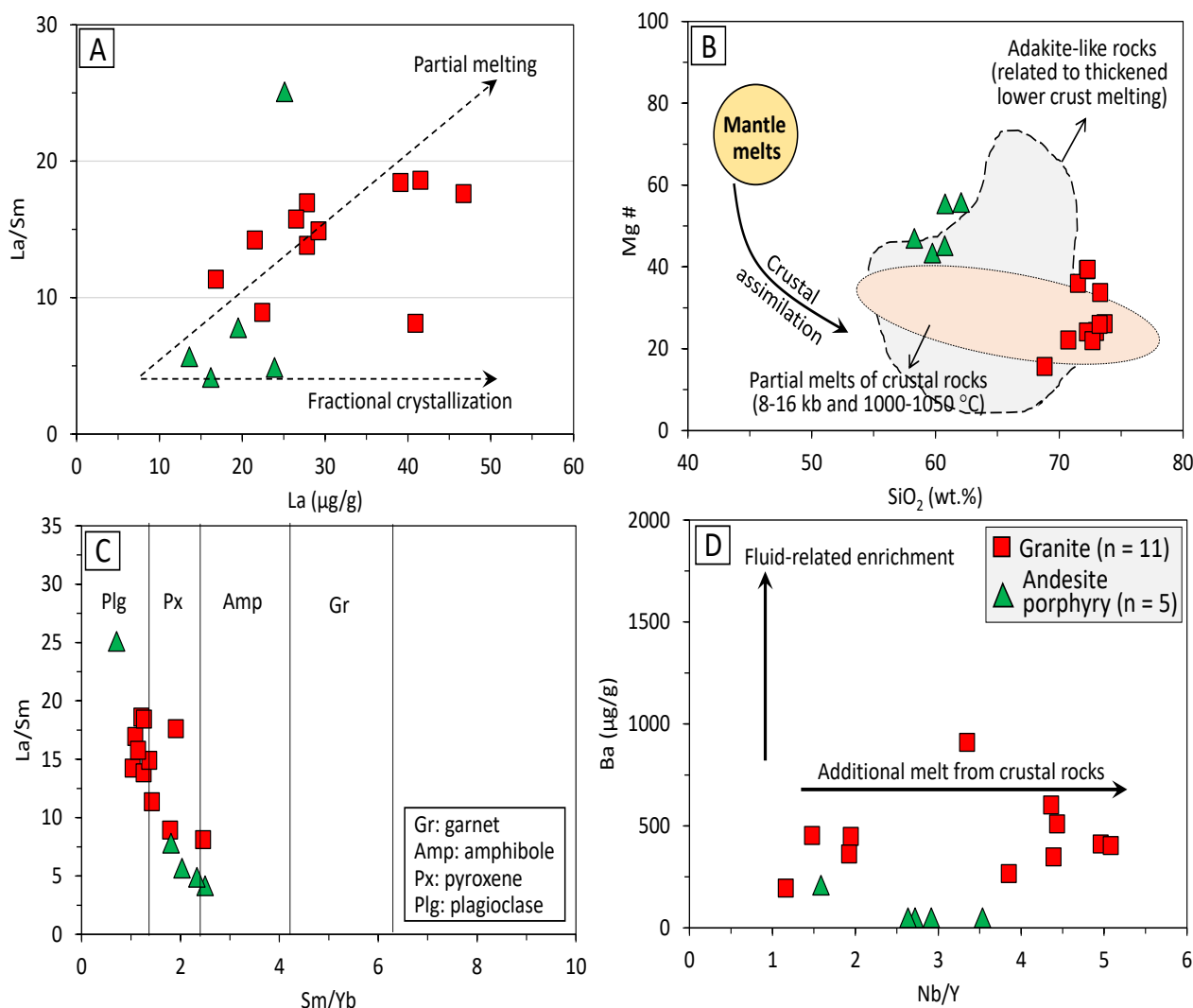
تأثیر پدیده ذوب‌بخشی: تغییر ترکیب گرانیت‌ها اغلب ناشی از درجه‌های مختلف جداسازی مذاب از مواد منبع یا ذوب‌نشده، تبلور تفریقی، اختلاط/ آمیختگی ماگما، آلودگی سنگ دیواره و ترکیبی از این فرایندهاست. گرانیتویدهای نوع I احتمالاً از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای با ترکیب حدواسط تا مافیک شکل گرفته‌اند (Chappell and White, 1992). با این وجود، برخی پژوهشگران شکل‌گیری این گرانیتویدها را ناشی از اختلاط مذاب پوسته‌ای و ماگمای مشتق از گوشته دانسته‌اند (Clemens et al., 2011). طبق شواهد زمین‌شیمی سنگ کل و استفاده از نسبت La/Sm در مقابل La (Cocherie, 1986) مدل ذوب‌بخشی برای تکوین واحدهای سنگی منطقه باشماق سازگار است (شکل ۱۱-A). همچنین در نمودار دوتایی SiO_2 در مقابل $Mg\#$ (Condie, 2005) فرایند ذوب‌بخشی ماگمای اولیه در عمق ۸ تا ۱۶ کیلومتر (معادل ۴۰ کیلومتر) و دمای ۱۰۰۰ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد

شکل گرفته است (شکل ۱۱-B) که با نتایج عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه که قبلاً اشاره شد نیز سازگار است. طبق شواهد عناصر نادر خاکی و استفاده از نمودار نسبت La/Sm در مقابل Sm/Yb توسط یوسفی و همکاران (Yousefi et al., 2023) این عمق در حوضه پایداری کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن قرار دارد (شکل ۱۱-C). با توجه به این موضوع، برای تعیین تأثیر سیال برآمده از ذوب تختال فرورونده اقیانوسی بر غنی‌شدگی عناصر فلزی از نمودار دوتایی Ba در مقابل نسبت Nb/Y (Kepezhinskas et al., 1997) استفاده شد که طبق آن تأمین مواد معدنی اغلب توسط مذاب پوسته‌ای در واحدهای سنگی منطقه باشماق صورت گرفته است (شکل ۱۱-D). با توجه به تهی‌شدگی Ba در نمودارهای بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل ۱۰-A و B)، این موضوع تأیید می‌شود که نقش سیال متاسوماتیک در تأمین اولیه فلزها و غنی‌شدگی آنها در ماگمای مولد منطقه مورد بررسی کمتر بوده است.

تعیین ماهیت آداکیتی/ غیرآداکیتی: آداکیت‌ها گروهی از سنگ‌های آذرین حدواسط تا فلسیک ($SiO_2 > 56 \text{ wt.}\%$) هستند که اغلب مربوط به فرورانش پوسته اقیانوسی بوده و از نظر زمین‌شیمیایی با نسبت بالای Sr/Y (>40) و La/Yb (>20)، غنی‌شدن در LREE و LILE و عدم ناهنجاری قابل توجه در Eu قابل شناسایی هستند (Defant and Drummond, 1990; Zhang et al., 2021). یکی از شواهد مهم برای رخداد کمرندهای بزرگ ذخایر مس-مولبدن پورفیری و اپی‌ترمال طلا-نقره در مقیاس جهانی، ارتباط ماگماتیسم آداکیتی با وسعت و عیار کانی‌سازی در این ذخایر است (Richards and Kerrich, 2007; Wu et al., 2025). به این منظور، برای تعیین ماهیت آداکیتی/ غیرآداکیتی واحدهای سنگی کانسار باشماق از نمودارهای دوتایی نسبت Sr/Y در مقابل Y (شکل ۱۲-A) و نسبت La/Yb در مقابل Yb (شکل ۱۲-B)، استفاده شد. بر این اساس، نمونه‌های منطقه باشماق اغلب در سری‌های کمان ماگمایی عادی با مقداری هم‌پوشانی جزئی با میدان آداکیت ترسیم می‌شوند (شکل ۱۲). نسبت Sr/Y پایین سنگ‌ها (اغلب کوچک‌تر از ۴۰) با سری‌های کمان ماگمایی عادی قابل مقایسه است. در نمودار La/Yb در مقابل Yb

که سنگ‌های باشماق ویژگی ماگمای آداکیتی را نداشته و سازگار با محیط عادی کمان ماگمایی هستند.

سنگ‌های منطقه مورد بررسی اغلب در حوضه سری‌های کمان ماگمایی عادی رسم می‌شوند؛ اما تعداد کمی از نمونه‌ها $La/Yb > 20$ داشته و در میدان آداکیت قرار گرفتند. در مجموع داده‌ها نشان می‌دهند



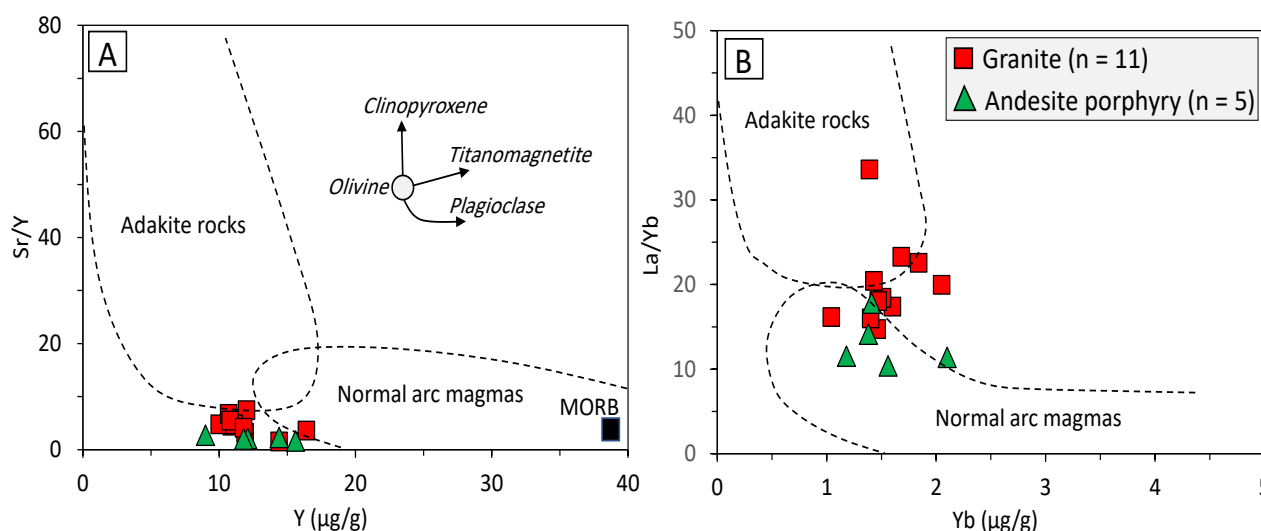
شکل ۱۱. نمودارهای تحولات زمین‌شیمیایی ماگمای سازنده سنگ‌های کانسار باشماق. A: نمایش رخداد فرایند ذوب‌بخشی در نمودار دوتایی La/Sm در مقابل La (Cocherie, 1986)، B: تعیین عمق و دمای فرایند ذوب‌بخشی در نمودار دوتایی SiO_2 در مقابل $Mg\#$ (Condie, 2005)، C: تعیین حوضه پایداری کانی‌ها در نمودار دوتایی نسبت La/Sm در مقابل Sm/Yb (Yousefi et al., 2023) و D: تأثیر مواد پوسته‌ای در نمودار دوتایی Ba در مقابل نسبت Nb/Y (Kepezhinskis et al., 1997).

Fig. 11. Geochemical evolution diagrams of magma-forming rocks of the Bashmagh deposit. A: Partial melting process in binary diagram of La/Sm versus La (Cocherie, 1986), B: Depth and temperature of partial melting process in the binary diagram of SiO_2 versus $Mg\#$ (Condie, 2005), C: Stability of minerals in the binary diagram of La/Sm versus Sm/Yb (Yousefi et al., 2023) and D: Effect of crustal materials in the binary diagram of Ba versus Nb/Y (Kepezhinskis et al., 1997).

تفریق‌یافتگی واحدهای سنگی از نمودار دوتایی نسبت عناصر اصلی FeO^T/MgO در مقابل مجموع عناصر کمیاب $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (Whalen et al., 1987) استفاده شد که کلیه نمونه‌های گرانیت باشماق در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I تفریق‌یافته قرار گرفتند (شکل ۱۳-۱۳C). برای تعیین عمق تفریق‌یافتگی ماگمای مولد از نمودار دوتایی نسبت Rb/Sr در مقابل FeO^T (Blevin and Chappell, 1992) استفاده شد که بیانگر عمق کم تفریق‌یافتگی ماگمای سازنده سنگ میزبان گرانیتی است (شکل ۱۳-۱۳D). آستانه بحرانی مقدار سنگ کل نسبت Rb/Sr کمتر از ۰/۴ با محتوای FeO^T حدود ۴ درصد وزنی، مرز بین ماگمای مولد ذخایر پورفیری و غیرپورفیری را نشان می‌دهد (Svetlitskaya and Nevolko, 2022) (شکل ۱۳-۱۳D). این تفاوت‌ها اهمیت درجه تفریق ماگمایی را در فلززایی ذخایر مرتبط با توده‌های نفوذی برجسته می‌کند.

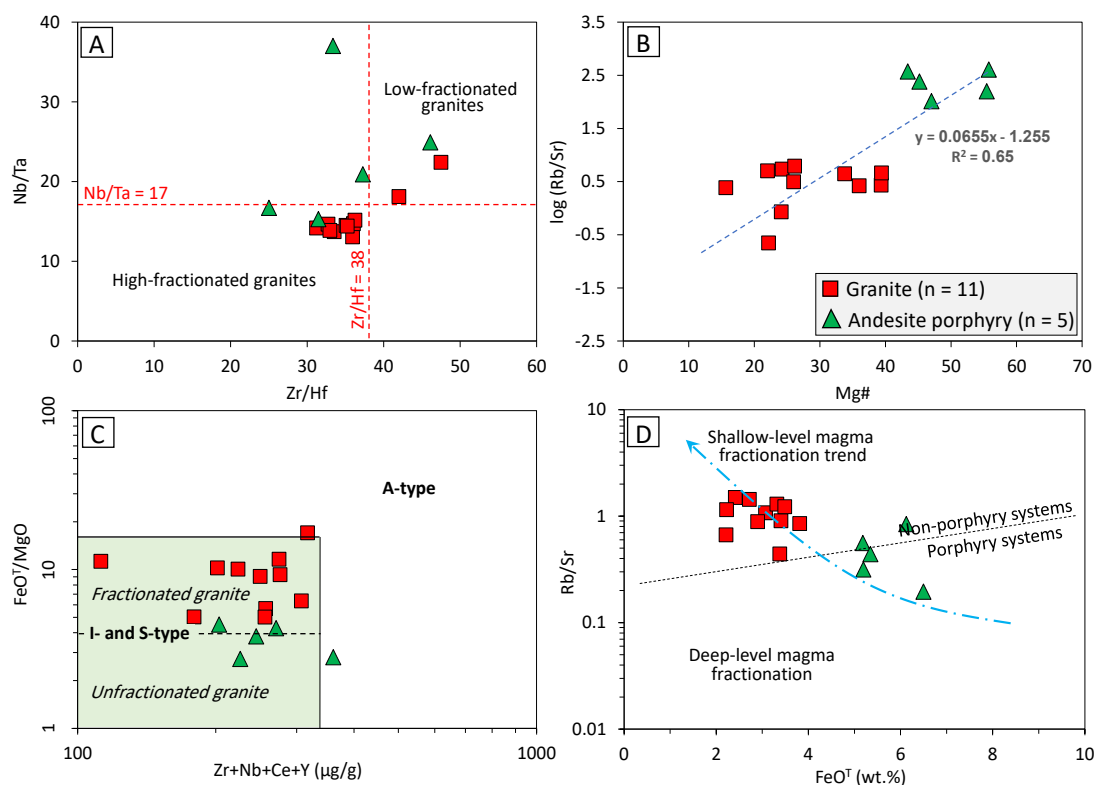
تعیین درجه تفریق ماگما: از دیگر عوامل کنترل‌کننده مهم در تحولات زمین‌شیمیایی توده‌های ماگمایی، عمق جای‌گیری و فرایندهای تفریق ماگمایی در سطوح کم عمق یا عمیق پوسته است (Chelle- Michou and Chiaradia, 2017).

طبق پژوهش نوولکو و همکاران (Nevolko et al., 2022) جای‌گیری و تفریق/آلایش مذاب ماگمایی موسوم به فرایندهای AFC در اعماق کم به غنی‌سازی ضعیف توده از فلز و عدم باروی توده نیمه‌عمیق منجر خواهد شد. بررسی درجه تفریق ماگمایی و عمق تحول ماگمای مولد در واحدهای سنگی کانسار باشماق مورد بررسی قرار گرفته است. به کارگیری نسبت عناصر Nb/Ta در مقابل Zr/Hf (Wu et al., 2017) وجود تفریق‌یافتگی بالا در واحدهای سنگی منطقه باشماق را نشان می‌دهد (شکل ۱۳-۱۳A) که ارتباط مستقیم ($r^2 = 0.65$) مقادیر $\text{Mg}\#$ و لگاریتم نسبت Rb/Sr (شکل ۱۳-۱۳B) سنگ‌ها بیانگر منشأ احتمالی این واحدها از یک منبع ماگمایی مشترک است. برای تعیین



شکل ۱۲. نمودارهای تعیین ماهیت آداکیتی/غیرآداکیتی سنگ‌های کانسار باشماق. A: نمودار دوتایی نسبت Sr/Y در مقابل Y و B: نمودار دوتایی نسبت La/Yb در مقابل Yb . حوضه‌های آداکیت و ماگمای کمائی عادی از دفانت و درموند (Defant and Drummond, 1990) و مارتین (Martin, 1999) هستند. کانی‌ها در قسمت A شکل روند تفریق بلوری را نشان می‌دهند.

Fig. 12. Discriminant diagrams of adakitic/non-adakitic nature of rocks in the Bashmaq deposit. A: Plots of Sr/Y versus Y , and B: La/Yb versus Yb . Fields of adakite and normal arc magmas are from Defant and Drummond (1990) and Martin (1999). The minerals in figure A show the trend of crystallization differentiation.



شکل ۱۳. نمودارهای تعیین درجه تفریق‌یافتگی ماگما در کانسار باشماق. A: نمودار دوتایی نسبت Nb/Ta در مقابل Zr/Hf (Wu et al., 2017)، B: نمودار مقادیر Mg# در مقابل لگاریتم Rb/Sr، C: نمودار دوتایی نسبت FeO^T/MgO در مقابل مجموع عناصر کمیاب Zr+Nb+Ce+Y (Whalen et al., 1987) و D: نمودار دوتایی نسبت Rb/Sr در مقابل FeO^T (Blevin and Chappell, 1992)

Fig. 13. Degree of magma fractionation diagrams in the Bashmagh deposit. A: Binary diagram of Nb/Ta versus Zr/Hf (Wu et al., 2017), B: Mg# versus log (Rb/Sr), C: Binary diagram of FeO^T/MgO versus Zr+Nb+Ce+Y (Whalen et al., 1987), and D: Binary diagram of Rb/Sr versus FeO^T (Blevin and Chappell, 1992)

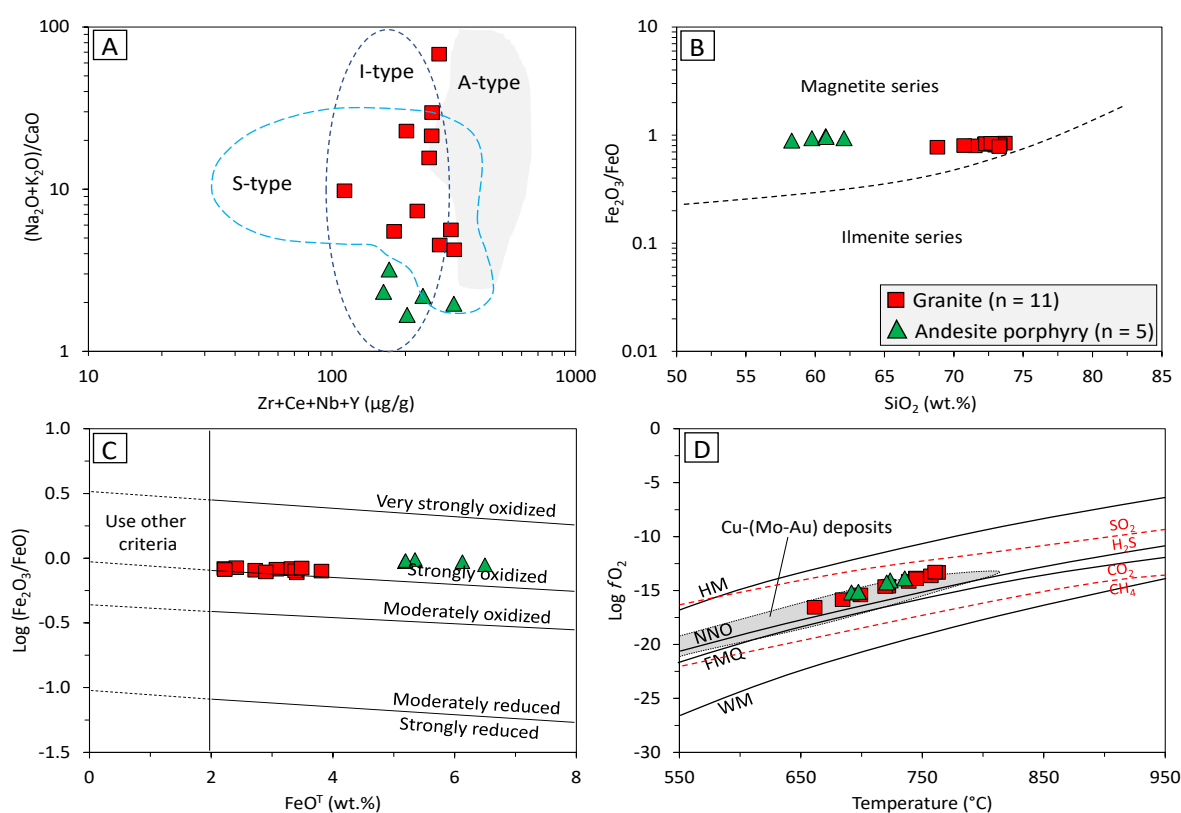
وضعیت اکسایشی ماگما و کنترل فلززایی

گرانیت‌های نوع S سری ایلمنیت به شدت تفریق‌یافته و احیایی ($\log fO_2$) سازگار هستند (Sun et al., 2015). حالت اکسایش ماگما یک عامل کنترل‌کننده مهم برای تکوین فلززایی در گرانیتوئیدها است؛ به طوری که بیش از ۹۰ درصد ذخایر مس - طلای پورفیری - اپی ترمال رده جهانی مرتبط با گرانیتوئیدهای نوع I در شرایط اکسایش بالای ماگما با مقادیر $\Delta FMQ > +1$ to $+2$ (بافرینگ فایالیت - مگنتیت - کوارتز) شکل گرفته‌اند (Ballard et al., 2002; Richards, 2003; Sillitoe, 2010; Loucks, 2014). وضعیت اکسایش - احیای ماگما توسط بافرینگ ΔFMQ بیان می‌شود (Richards, 2015; Loucks et al., 2024). ابتدا برای تعیین دقیق نوع گرانیت از مجموع عناصر کمیاب

بررسی نظام‌مند زمین‌شیمی گرانیتوئیدها و پتانسیل فلززایی آنها به اوایل دهه ۱۹۸۰ باز می‌گردد (Svetlitskaya and Nevolko, 2022). در حال حاضر، با توجه به حجم وسیع پژوهش‌ها در این رابطه، اطلاعات مفیدی از ارتباط میان درجه تفکیک مذاب ماگمایی، حالت اکسایش - احیا ماگما و فلززایی توده‌های نفوذی (نظیر Au، Cu، Mo، W، Sn) وجود دارد (Richards, 2003; Karimpour et al., 2021). به عنوان مثال، کانی‌سازی مس - مولیبدن اغلب با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت با فوگاسیته بالای اکسیژن ($\log fO_2 > -20$) همراه هستند (Wang et al., 2025). از طرفی، کانی‌سازی قلع و تنگستن اغلب با

درصد در گرانیت باشماق و ۵ تا ۷ درصد در دایک آنڈزیت پورفیری) استفاده شد که کلیه واحدهای سنگی در مرز به شدت اکسیدان قرار گرفتند (شکل ۱۴- C). طبق بررسی‌های انجام‌شده، واحدهای سنگی منطقه باشماق با مقادیر $\log fO_2$ بین ۱۳/۲۹- تا ۱۶/۵۵- و دمای همگنی زیرکن (T_{Zr}) بین ۶۶۰ تا ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد در محدوده بافرینگ‌های FMQ و NNO مرتبط با ذخایر مس (مولیدن-طلا) قرار گرفتند (شکل ۱۴- D).

غیرمتحرک Nb+Zr+Ce+Y و نسبت عناصر قلیایی Na_2O+K_2O/CaO (Whalen et al., 1987) استفاده شد که بر اساس آن کلیه نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار گرفتند (شکل ۱۴- A). در نمودار SiO_2 در مقابل نسبت Fe_2O_3/FeO (Hart et al., 2004) کلیه نمونه‌ها متعلق به سری مگنتیتی هستند (شکل ۱۴- B). برای تعیین قدرت اکسایشی توده‌های گرانیتوئیدی از نسبت $\log(Fe_2O_3/FeO)$ در مقابل آهن اکسیدانی کل (FeO^T) (بین ۴ تا ۲۴

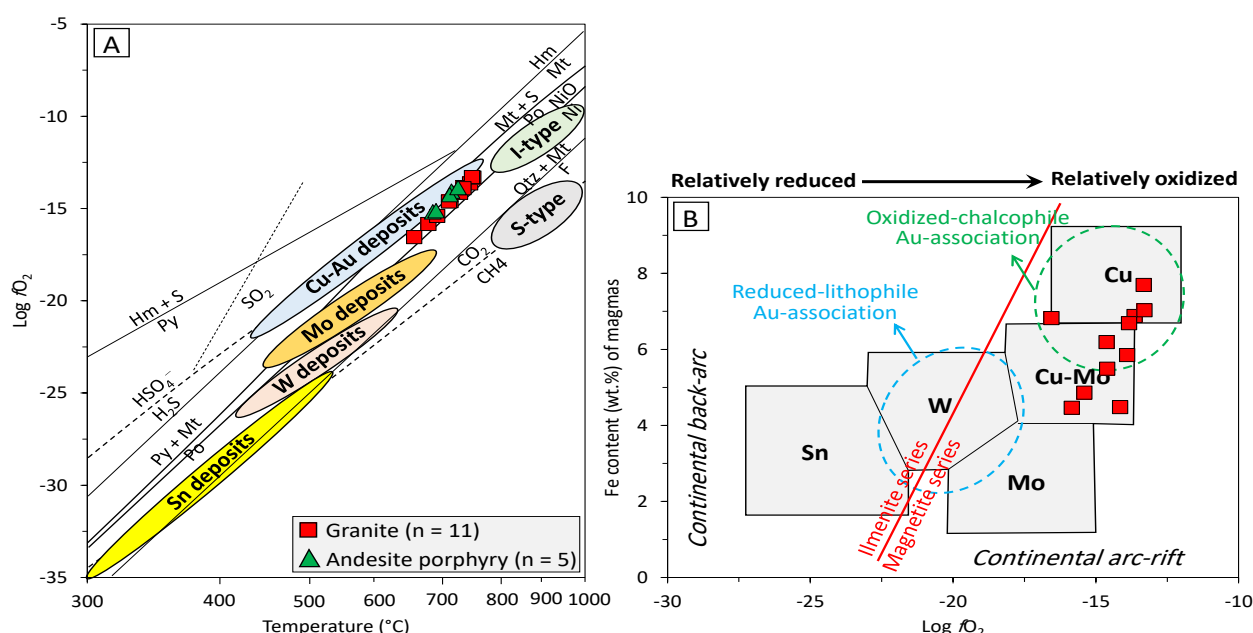


شکل ۱۴. نمودارهای تعیین وضعیت اکسایشی ماگما و پتانسیل فلززایی در کانسار باشماق. A: نمودار دوتایی عناصر کمیاب غیرمتحرک Nb+Zr+Ce+Y در مقابل نسبت Na_2O+K_2O/CaO (Whalen et al., 1987)، B: نمودار دوتایی SiO_2 در مقابل نسبت Fe_2O_3/FeO (Hart et al., 2004)، C: نمودار دوتایی نسبت $\log(Fe_2O_3/FeO)$ در مقابل FeO^T (Blevin, 2004)، D: نمودار دوتایی مقادیر $\log fO_2$ در مقابل دمای اشباع زیرکن (Frost, 1991). محدوده ذخایر مس (مولیدن-طلا) پورفیری در قسمت D شکل از شن و پن (Shen and Pan, 2013) است. علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (HM: همانیت-مگنتیت، FMQ: فایالیت-مگنتیت-کوارتز، NNO: نیکل-اکسیدنیکل، WM: وستیت-مگنتیت).

Fig. 14. Diagram of oxidation state of magma and metallogenic potential in the Bashmaq deposit. A: Binary diagram of immobile trace elements Nb+Zr+Ce+Y versus Na_2O+K_2O/CaO (Whalen et al., 1987), B: Binary diagram of SiO_2 versus Fe_2O_3/FeO (Hart et al., 2004), C: Binary diagram of $\log(Fe_2O_3/FeO)$ versus FeO^T (Blevin, 2004), and D: Binary diagram of $\log fO_2$ versus zircon saturation temperature (Frost, 1991). The range of porphyry Cu (Mo-Au) deposits in figure D adopted from Shen and Pan (2013). Abbreviations after Warr (2021) (HM: hematite-magnetite, FMQ: fayalite-magnetite-quartz, NNO: Ni-NiO, WM: wustite-magnetite).

دوتایی محتوای آهن ماگما در مقابل $\log fO_2$ (شکل ۱۵-B) توسط تامپسون و همکاران (Thompson et al., 1999) بیانگر آن است که واحد سنگی گرانیات باشماق علاوه بر مس، پتانسیل کانه‌زایی مولیبدن را نیز داراست که با توجه به وجود کانسارهای مولیبدن پورفیری سیاه کمر (Rabiee et al., 2023) و مس-مولیبدن پورفیری خاتون‌آباد (Rabiee et al., 2024) در مجاورت کانسار مس باشماق (شکل ۱)، این موضوع دور از انتظار نیست.

این موضوع در خصوص برخی از ذخایر مس گرانیوئیدی گزارش شده است (Yang et al., 2017; Zhao et al., 2025). در ادامه برای تعیین دقیق نوع فلززایی و مقایسه آن با دیگر رخدادهای کانه‌زایی مرتبط با انواع گرانیوئیدهای I و S، از نمودار دو محوره $\log fO_2$ در مقابل دما استفاده شد که بر مبنای آن واحدهای سنگی منطقه باشماق در مجاورت گرانیوئیدهای نوع I و حوضه پایداری کانی‌های مگنتیت-پروتیت مرتبط با ذخایر مس-طلا قرار گرفتند (شکل ۱۵-A). این شرایط سازگار با حضور سیال گرمایی غنی از H_2S و کمتر SO_2 است. همچنین، نمودار



شکل ۱۵. نمودارهای تعیین نوع فلززایی توسط فوگاسیته اکسیژن در کانسار باشماق. A: نمودار دوتایی مقادیر $\log fO_2$ در مقابل دمای اشباع زیرکن (Yang et al., 2006). خط‌های ممتد شرایط fO_2 -T را برای بافرهای Hm-Mt (هماتیت و مگنتیت)، N-NO (نیکل و اکسیدنیکل)، Qtz-Mt-F (کوارتز، مگنتیت و فایالیت)، Mt-S-Po (مگنتیت، گوگرد و پروتیت)، Py-Mt-Po (پیریت، مگنتیت، و پیرروتیت)، Py-Mt-Po (پیریت، مگنتیت، و پیرروتیت)؛ خط چین‌ها نشان‌دهنده $mSO_2/mH_2S=1$ ، $mH_2S/mHSO_4^-=1$ ، $mSO_2/mHSO_4^-=1$ ، $mCO_2/mCH_4=1$ ، در $P=100$ MPa (Ohmoto and Goldhaber, 1997) هستند و B: نمودار دوتایی محتوای آهن ماگما در مقابل $\log fO_2$ (Thompson et al., 1999)

Fig. 15. Determination of metallogenic type by oxygen fugacity in the Bashmagh deposit. A: Binary diagram of $\log fO_2$ versus zircon saturation temperature (modified from Yang et al., 2006). The solid lines show the fO_2 -T conditions for the redox buffers Hm-Mt (hematite and magnetite), N-NO (NiO and Ni), Qtz-Mt-F (quartz, magnetite, and fayalite), Mt-S-Po (magnetite, sulfur, and pyrrhotite), Py-Mt-Po (pyrite, magnetite, and pyrrhotite); the broken lines represent those for $mSO_2/mH_2S=1$, $mH_2S/mHSO_4^-=1$, $mSO_2/mHSO_4^-=1$, and $mCO_2/mCH_4=1$, at $P=100$ MPa (Ohmoto and Goldhaber, 1997), and B: Binary diagram of Fe content of magma versus $\log fO_2$ (Thompson et al., 1999)

موجود در ماگما به صورت سولفات وجود دارد و چنین ماگماهایی اغلب دارای محتوای بالاتری از S کل و عناصر کالکوفیل هستند

شرایط احیا سولفات و کانی‌سازی

در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا ($\Delta FMQ + 2$)، بخش عمده گوگرد

واکنش ۲

$$2\text{H}_2\text{S} + 3\text{O}_2 \leftrightarrow 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{SO}_2$$

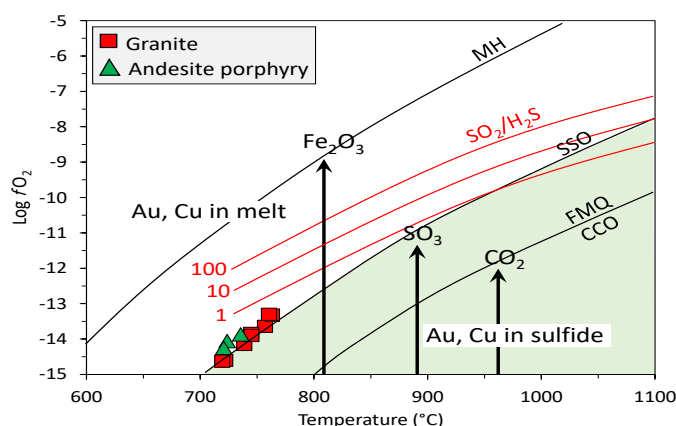
به طور کلی، هرچه نسبت $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ در مخزن ماگمایی بیشتر باشد به تمرکز مقادیر بالایی از مس و طلا در ماگمای مولد منجر خواهد شد که در نهایت پتانسیل فلززایی بیشتری در مرحله نهایی کانه‌زایی به همراه خواهد داشت. با استفاده از مقادیر $\log f\text{O}_2$ در مقابل دما که در شکل ۱۶ نشان داده شده، نمونه‌های مورد بررسی با نسبت $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ کمتر از ۱ در مرز بافرینگ SSO (S-SO) منطبق با گاززدایی SO_3 قرار گرفته است. با توجه به این نسبت پایین، تاثرهای بالایی از یک ذخیره مس را نمی‌توان در منطقه مورد بررسی انتظار داشت. البته باید در نظر داشت شرایط اشاره شده تنها در مرحله ماگمایی صادق بوده و در مرحله کانه‌زایی بهتر است شرایط فوگاسیته اکسیژن احیایی تر (نظیر بافرینگ نیکل-نیکل اکسید و پایین تر) باشد (Richards, 2011). از آنجایی که در منطقه مورد بررسی سنگ‌های دیواره ماهیت احیایی نداشته و نیز قدرت اکسایش مذبذب ماگمایی منطقه باشماق در حوضه بافرینگ مگنتیت-هماتیت (MH) واقع نشده است (شکل ۱۶)، می‌توان گفت با قرارگیری کلیه نمونه‌ها در مرز بافرینگ SSO، پدیده گاززدایی گونه اکسیدی SO_3 مهم‌ترین عامل احیای سولفات، افزایش محتوای S کل ماگما و در پی آن رخداد کانی‌سازی سولفیدی مس-طلا در کانسار باشماق است.

(Wang et al., 2025). با این حال، مس یک عنصر کالکوفیل بوده و ته‌نشست نهایی آن تحت کنترل گوگرد احیا است (Liang et al., 2009). بنابراین، مرحله نهایی کانی‌سازی ناگزیر به احیای سولفات‌ها (S^{6+} : $\text{HSO}_4^-/\text{SO}_4^{2-}$) از یک منبع ماگمایی اکسیدی به شرایط سولفید (S^{2-} : $\text{H}_2\text{S}/\text{HS}^-/\text{S}^{2-}$) یا پلی سولفید (نظیر S_2^{2-} و S_3^{2-}) است (Sun et al., 2013). بر این اساس، چهار عامل برای کاهش فوگاسیته اکسیژن و احیای سولفات طی تحولات ماگمایی وجود دارد که عبارتند از: ۱- گاززدایی گونه‌های اکسیدی فرار (نظیر CO_2 و SO_3) (Sun et al., 2015)، ۲- هضم سنگ‌های احیایی دیواره (Smith et al., 2012)، ۳- تبلور تفریقی مگنتیت و تا حدی هماتیت (Sun et al., 2013) و ۴- کاهش دمای سامانه ماگمایی-گرماپی (Richards, 2011). با توجه به نبود مواد احیایی در سنگ دیواره، عدم مشاهده مگنتیت در سنگ میزبان گرانیته و نبود شواهد میان‌بارهای سیال برای تشخیص دمای سامانه گرماپی می‌توان گفت عامل گاززدایی گونه‌های اکسیدی فرار مهم‌ترین عامل احیای سولفات‌ها در کانسار باشماق است. گاززدایی CO_2 طبق واکنش ۱ به احیای سولفات به سولفید منجر می‌شود.

واکنش ۱

$$2\text{C} + \text{SO}_3 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$$

در این شرایط ایجاد شده طبق واکنش ۲ با مواد فرار ماگما به ویژه آب وارد واکنش شده و SO_2 تولید می‌کند.



شکل ۱۶. نمودار تعیین شرایط احیا سولفات و تامین گوگرد ماگما (Mungall, 2002; Sun et al., 2015) در کانسار باشماق. علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (CCO: اکسید کربن-دی اکسید کربن، SSO: سولفید-اکسید سولفور، FMQ: فایالیت-مگنتیت-کوارتز، MH: مگنتیت-هماتیت).

Fig. 16. Determining conditions for sulfate reduction and magma sulfur supply (Mungall, 2002; Sun et al., 2015) in the Bashmagh deposit. Abbreviations after Warr (2021) (CCO: carbon dioxide-carbon oxide, SSO: sulfide-sulfur oxide, FMQ: fayalite-magnetite-quartz, MH: magnetite-hematite).

نتیجه‌گیری

تحولات ماگماتیسم-فلززایی سنوزوئیک در ناحیه میانه-هشترود که کانسار باشماق در آن قرار دارد، به جایگاه ژئودینامیکی ترکیه-قفقاز-ایران و فرایندهای تکتونوماگمایی مرتبط با آن طی ائوسن-میوسن تعلق دارد. کانی‌سازی در کانسار باشماق به صورت رگه‌های کوارتز-کربنات-سولفید (اغلب کالکوپیریت)، برشی و افشان در میزبان گرانیت باشماق با سن 28.4 ± 0.86 میلیون سال (معادل الیگوسن) و تا حدودی دایک‌های آندزیت پورفیری NW-SE شکل گرفته است. واحد گرانیت باشماق با ماهیت کالک‌آلکان و متاآلومین، در یک محیط فرورانش متناظر با خاستگاه گرانیت‌های سری مگنتیتی نوع I تشکیل شده است. طی فرایند ذوب‌بخشی، به دلیل پتانسیل یونی بالای LILE و کاهش انحلال‌پذیری HFSE در سیالات آبگین مرتبط با مذاب سیلیکاته نوعی غنی‌شدگی نسبی LILE نسبت به HFSE در سنگ میزبان کانسار باشماق مشاهده شده است. بررسی‌های زمین‌شیمی نشان می‌دهد که سنگ میزبان کانسار باشماق با نسبت Sr/Y کوچک‌تر از ۴۰، ویژگی ماگمای آداکیتی را نداشته و سازگار با کمان‌های ماگمایی عادی است. از آنجایی که قدرت اکسایش‌دهی مذاب ماگمایی منطقه

باشماق در حوضه بافرینگ SSO (S-SO) با نسبت SO_2/H_2S کمتر از ۱ قرار دارد، گاززدایی گونه اکسیدی SO_3 مهم‌ترین عامل احیای سولفات، افزایش محتوای S کل ماگما و کانی‌سازی سولفیدی مس-طلاست.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه بوعلی سینا انجام شده است. نویسندگان از حمایت‌های بی دریغ پروفیسور سان و پروفیسور وانگ (مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین) کمال تشکر را دارند. همچنین از سردبیر و داوران نشریه زمین‌شناسی اقتصادی سپاسگزاریم. از همکاری دنیل مولر (سانتیاگو شیلی) برای ویراستاری چکیده مبسوط انگلیسی صمیمانه قدردانی می‌شود.

1. XRF
2. ICP-MS
3. LOI
4. ΣREE
5. LILE
6. HFSE
7. slab break-off

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(11): 401–419.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: A subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6): 692–725.
<https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Ahmadian, J., Sarjoughian, F., Lentz, D., Esna-Ashari, A., Murata, M. and Ozawa, H., 2016. Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: implications for evaluating its Cu–Au–Mo metallogenic potential. *Ore Geology Reviews*, 72(Part 1): 323–342.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.07.017>
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Amidi, S.M., Emami, M.H. and Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau*, 73(1): 917–932. <https://doi.org/10.1007/BF01820882>
- Asadi, S., 2018. Triggers for the generation of post-collisional porphyry Cu systems in the Kerman magmatic copper belt, Iran: New constraints from elemental and isotopic (Sr–Nd–Hf–O) data. *Gondwana Research*, 64: 97–121.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.06.008>
- Asadian, A., Amini Fazl, A. and Khodabandeh, A., 1993. 1:100000 Qara Chaman geological map. Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Asgharzadeh-asl, H., Tale Fazel, E., Mehrabi, B. and Masoudi, F., 2018. Geochemical-metallogenic evolution of Agh-Daragh igneous rocks (north of Ahar) links to Cu–Au±W occurrences. *Petrological Journal*, 8(32): 21–44.
<https://doi.org/10.22108/ijp.2017.100426.0>
- Audétat, A., and Simon, A.C., 2012. Magmatic controls on porphyry copper genesis. *Society of Economic Geologists, Special Publication 16(2)*: 553–572. Retrieved October 17, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/books/edited-volume/1385/chapter-abstract/107058307>
- Ballard, J.R., Palin, J.M. and Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3): 347–364.
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5>
- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93(3–4): 219–230. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8)
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Blevin, P.L., 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology*, 54(3): 241–252. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00205.x>
- Blevin, P.L. and Chappell, B.W., 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 305–316.
<https://doi.org/10.1017/S0263593300007987>
- Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M. and Schmitt, A.K., 2013. Zircon saturation revisited. *Chemical Geology*, 351: 324–334.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>
- Boynnton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Developments in Geochemistry*, 2: 63–114.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Brenan, J.M., Shaw, H.F. and Ryerson, F.J., 1995. Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. *Nature* 378(2): 54–56.
<https://doi.org/10.1038/378054a0>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1): 1–26.
<https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>

- Chelle-Michou, C. and Chiaradia, M., 2017. Amphibole and apatite insights into the evolution and mass balance of Cl and S in magmas associated with porphyry copper deposits. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172: 105. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1417-2>
- Clemens, J.D. Stevens, G. Farina, F. 2011. The enigmatic sources of I-type granites: The peritectic connexion. *Lithos*, 126(3–4): 174–181. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.004>
- Cocherie, A., 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(11): 2517–2522. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90034-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90034-7)
- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79(3–4): 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>
- Condie, K.C., Pisarevsky, S.A., Puetz, S.J., Roberts, N.M. and Spencer, C.J., 2023. A-type granites in space and time: Relationship to the supercontinent cycle and mantle events. *Earth and Planetary Science Letters*, 610: 118125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118125>
- Dastour, A., Tale Fazel, E. and Torkian, A., 2024. Whole-rock geochemistry and crystal chemistry of apatite at intrusive suites of the Qeynarjeh-Angouran district (west of Zanjan): an approach to the identification of skarn-causative granitoids and magmatic-metallogenic evolutions. *Journal of Economic Geology*, 16(3): 23–55. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1107>
- Debruyne, D., Hulsbosch, N. and Muchez, P., 2016. Unraveling rare earth element signatures in hydrothermal carbonate minerals using a source–sink system. *Ore Geology Reviews*, 72(Part 1): 232–252. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.07.022>
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of the subducted lithosphere. *Nature*, 347(2): 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(2): 211–218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X)
- Frost, B., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: D. Lindsley (Editor), *Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance*. Berlin, Boston, De Gruyter, pp. 1–10. <https://doi.org/10.1515/9781501508684-004>
- Genna, D., Gaboury, D. and Roy, G. 2014. Evolution of a volcanogenic hydrothermal system recorded by the behavior of LREE and Eu: Case study of the Key Tuffite at Bracemac-McLeod deposits, Matagami, Canada. *Ore Geology Reviews*, 63: 160–177. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.04.019>
- Giese, U. and Bau, M., 1994. Trace element accessibility in mid-ocean ridge and ocean island basalt: an experimental approach. *Mineralogical Magazine* 58(1): 329–330. Retrieved October 17, 2025 from https://rruff.geo.arizona.edu/doclib/MinMag/Volume_58A/58A-1-329.pdf
- Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs. A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5): 1065–1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>
- Hart, C.J., Mair, J.L., Goldfarb, R.J. and Groves, D.I., 2004. Source and redox controls on metallogenic variations in intrusion-related ore systems, Tombstone-Tungsten Belt, Yukon Territory, Canada. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 95(1–2): 339–356. <https://doi.org/10.1017/S0263593300001115>
- Irvine, T.N.J. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jafari, 2016. Report on the detail exploration in the Bashmaq polymetallic area, East Azerbaijan, Hashtrud. Tavangaran Sahand Industrial Group, Tabriz, Report 8, 187 pp.
- Jahangiri, A., Farzaneh, M., Cousens, B. and Moazzen, M., 2024. Post-collisional calc alkaline-adakites from a metasomatized subcontinental lithospheric mantle: Sr-Nd isotopes and bulk-rock geochemistry of Miocene volcanic rocks from the Varzaghan area, NW Iran. *International Geology Review*, 66(20): 3568–3586. <https://doi.org/10.1080/00206814.2024.2346788>

- Jamali, H., 2017. The behavior of rare-earth elements, zirconium and hafnium during magma evolution and their application in determining mineralized magmatic suites in subduction zones: constraints from the Cenozoic belts of Iran. *Ore Geology Reviews*, 81(Part 1): 270–279. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.006>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Mohammadi, F., Askari, A., Sadeghi, M., Santos, J.F. and Stern, C.R., 2021. Comparison of petrological and geochemical characteristics of three different types of Eocene copper-gold mineralization in eastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 138: 104335. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104335>
- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M.J., Hochstaedter, A., Drummond, M.S., Hawkesworth, C.J., Koloskov, A., Maury, R.C. and Bellon, H., 1997. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(3): 577–600. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00349-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00349-3)
- Keppeler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature*, 380(2): 237–240. <https://doi.org/10.1038/380237a0>
- Klinkhammer, G.P., Elderfield, H., Edmond, J.M. and Mitra, A., 1994. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(23): 5105–5113. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90297-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90297-6)
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., Stein, H.J. and Johnson, A.C., 2018. Timing and genesis of ore formation in the Qarachilar Cu-Mo-Au deposit, Ahar-Arasbaran metallogenic zone, NW Iran: Evidence from geology, fluid inclusions, O-S isotopes and Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 102: 757–775. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.10.007>
- Kress, V.C. and Carmichael, I.S., 1991. The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(2): 82–92. <https://doi.org/10.1007/BF00307328>
- Le Maitre, R.W., 1976. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 56(2): 181–189. <https://doi.org/10.1007/BF00399603>
- Le Maitre, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific, Oxford, 193 pp.
- Liang, H.Y., Sun, W., Su, W.C. and Zartman, R.E., 2009. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. *Economic Geology*, 104(4): 587–596. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.4.587>
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1): 25–41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Loucks, R.R., Henríquez, G.J. and Fiorentini, M.L., 2024. Zircon and whole-rock trace element indicators of magmatic hydration state and oxidation state discriminate copper ore-forming from barren arc magmas. *Economic Geology*, 119(3): 511–23. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5071>
- Loucks, R.R., 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(4): 5–16. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.865676>
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46(3): 411–429. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0)
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology, One Hundredth Anniversary. Society of Economic Geologists*, pp. 299–336. Retrieved October 17, 2025 from <https://doi.org/10.5382/AV100.11>
- Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)

- Moghaddam, M.J. and Karimpour, M.H., 2023. Eocene non-mineralization to Miocene porphyry copper mineralization-related magmatism in the Urumieh–Dokhtar magmatic arc, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 225: 107338. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107338>
- Mungall, J.E., 2002. Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30 (10): 915–918. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0915:RTMSMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0915:RTMSMA>2.0.CO;2)
- Nevolko, P.A., Svetlitskaya, T.V., Nguyen, T.H., Pham, T.D., Fominykh, P.A., Tran, T.H., Tran, T.A. and Shelepaev, R.A., 2022. Genesis of the Thien Ke tungsten deposit, Northeast Vietnam: Evidence from mineral composition, fluid inclusions, S-O isotope systematics and U-Pb zircon ages. *Ore Geology Reviews*, 143: 104791. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104791>
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, New York, pp. 517–611.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W. and Matarangas, D., 2002. Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. *Lithos* 60(1–2): 47–66. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00068-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00068-8)
- Rabiee, A., Rossetti, F., Asahara, Y., Azizi, H., Lucci, F., Lustrino, M. and Nozaem, R., 2020. Long-lived, Eocene-Miocene stationary magmatism in NW Iran along a transform plate boundary. *Gondwana Research*, 85: 237–262. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.03.014>
- Rabiee, A., Rossetti, F., Asahara, Y., Azizi, H., Rajabinasab, B., Brilli, M., Atudorei, N.V. and Lucci, F., 2023. Carbonatisation and overprinting mineralisation in Siah-Kamar porphyry molybdenum deposit, NW Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 251: 107230. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107230>
- Rabiee, A., Rossetti, F., Lustrino, M., Azizi, H., Asahara, Y., Alipour, S. and Selby, D., 2024. Formation and degradation of a porphyry occurrence: The Oligocene Khatoon-Abad porphyry Mo-Cu system, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 174: 106330. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106330>
- Richards, J.P. and Mumin, A.H., 2013. Lithospheric fertilization and mineralization by arc magmas: genetic links and secular differences between porphyry copper±molybdenum±gold and magmatic-hydrothermal iron oxide copper-gold deposits. In: M. Colpron, T. Bissig, B.G. Rusk and J.F.H. Thompson (Editors), *Tectonics, Metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and Similar Accretionary Settings*. Society of Economic Geologists, Special Publication, V. 17, pp. 277–299. <https://doi.org/10.5382/SP.17.09>
- Richards, J., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8): 1515–1533. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1515>
- Richards, J., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential. Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Richards, J.P. and Kerrich, R., 2007. Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102(4): 537–576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537>
- Richards, J.P., 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*, 40(1): 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.05.006>
- Richards, J.P., 2015. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. *Lithos*, 233: 27–45. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.011>
- Riou, R., Dupuy, C. and Dostal, J., 1981. Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from Northern Azarbaijan (NW Iran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 11(2–4): 253–275. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(81\)90026-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(81)90026-3)
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Routledge, London, 384 pp.

- <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Shafaii Moghadam, H., Griffin, W., Kirichenbaur, M., Garbe-Schönberg, D., Khedr, M., Kimura, J.-I., Stern, B., Ghorbani, G., Murphy, R.Y., O'Reilly, S., Arai, S. and Maghdour-Mashhour, R., 2018. Roll-back, extension and mantle upwelling triggered Eocene potassic magmatism in NW Iran. *Journal of Petrology*, 59(7): 1417–1465. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–283. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Shen, P. and Pan, H.D., 2013. Country-rock contamination of magmas associated with the Baogutu porphyry Cu deposit, Xinjiang, China. *Lithos* 177: 451–469. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.07.019>
- Shiva, A.N., Yann, R., Magali, R., Delphine, B., Philippe, M., Arthur, L., Olivier, B. and Rahgoshay, M., 2025. Geochronological, isotopic and petrogenetic investigations of Cenozoic volcanic rocks in the Talysh Massif, NW Iran: Insights for the Eocene magmatic flare-up. *Lithos*, 496–497: 107954. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2025.107954>
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Simmonds, V., Calagari, A.A., Moayyed, M. and Jahangiri, A., 2011. Study of the porphyry-type alteration zones and geochemical behavior of trace and rare earth elements within them in Kighal, north of Varzeghan, East-Azarbaidjan, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 19(4): 565–575. (in Persian)
- Smith, C.M., Canil, D., Rowins, S.M. and Friedman, R., 2012. Reduced granitic magmas in an arc setting: the Catface porphyry Cu–Mo deposit of the Paleogene Cascade Arc. *Lithos*, 154: 361–373. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.001>
- Stepanov, A.S., Hermann, J., Rubatto, D. and Rapp, R.P., 2012. Experimental study of monazite/melt partitioning with implications for the REE, Th and U geochemistry of crustal rocks. *Chemical Geology*, 300–301: 200–220. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.01.007>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry, (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, pp. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sun, W., Huang, R.F., Li, H., Hu, Y.B., Zhang, C.C., Sun, S.J., Zhang, L.P., Ding, X., Li, C.Y., Zartman, R.E. and Ling, M.X., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65(Part 1): 97–131. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004>
- Sun, W.D., Liang, H.Y., Ling, M.X., Zhan, M.Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X.Y., Li, Y.L., Ireland, T.R., Wei, Q.R. and Fan, W.M., 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 103: 263–275. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.054>
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1): 70–78. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90039-6)
- Svetlitskaya, T.V. and Nevolko, P.A., 2022. New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: Insights from Cu–Au–Fe skarn and Cu–Mo–Au porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia. *Ore Geology Reviews*, 149: 105108. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105108>
- Tale Fazel, E., Nevolko, P.A., Pašava, J., Xie, Y., Alaei, N. and Oroji, A., 2023. Geology, geochemistry, fluid inclusions, and H–O–C–S–Pb isotope constraints on the genesis of the Atash-Anbar epithermal gold deposit, Urumieh–Dokhtar magmatic arc, central-northern Iran. *Ore Geology Reviews*, 153: 105285. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105285>
- Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R. and Mortensen, J.K., 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten–tin provinces. *Mineralium Deposita* 34(2): 323–334. <https://doi.org/10.1007/s001260050207>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30(3): TC3008, <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Wang, D.Z., Zhu, J.J., Hu, R., Chiaradia, M., Bi, X. and Huang, M.L., 2025. Optimal magmatic oxidation conditions for giant porphyry copper

- deposits. *Science Bulletin*, 70(6): 960–969. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2024.12.048>
- Wang, L., Chiaradia, M., Qin, K.Z., Hui, K.X., Li, Z.Z., Cao, M.J., Song, G.X., Pang, X.Y., Shan, P.F. and Li, G.M., 2024. Magmatic Controls on Au-and Ag-Rich Intermediate-Sulfidation Epithermal Deposits from Northeast China. *Economic Geology*, 119(8): 1913–1936. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5118>
- Warr, L.N., 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3): 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(2): 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Whalen, J.B. and Hildebrand, R.S., 2019. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos*, 348–349: 105179. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>
- Wu, C., Chen, G. and Chen, H., 2025. Unraveling the link between worldwide adakite-like rocks and porphyry Cu deposits. *Chemical Geology*, 673: 122521. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122521>
- Wu, F.Y., Liu, X.C., Ji, W.Q., Wang, J.M. and Yang, L., 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research. *Science China Earth Sciences*, 60(70): 1201–1219. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>
- Yang, W. and Li, Sh., 2008. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos*, 102(1–2): 88–117. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.09.018>
- Yang, X.M., Lentz, D.R. and Sylvester, P.J., 2006. Gold contents of sulfide minerals in granitoids from southwestern New Brunswick, Canada. *Mineralium Deposita*, 41(4): 369–386. <https://doi.org/10.1007/s00126-006-0065-7>
- Yang, Z., Yang, L.Q., He, W.Y., Gao, X., Liu, X.D., Bao, X.S. and Lu, Y.G., 2017. Control of magmatic oxidation state in intracontinental porphyry mineralization: a case from Cu (Mo–Au) deposits in the Jinshajiang–Red River metallogenic belt, SW China. *Ore Geology Reviews*, 90: 827–846. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.026>
- You, C.F., Catillo, P.R., Gieskes, J.M., Chan, L.H. and Spivack, A.J., 1996. Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depth in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 140(1–4): 41–52. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00049-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00049-0)
- Yousefi, F., White, T., Lentz, D.R., McFarlane, C.R. and Thorne, K.G., 2023. Middle Devonian Evandale porphyry Cu-Mo (Au) deposit, southwestern New Brunswick, Canada: analysis of petrogenesis to potential as a source for distal intrusion-related epithermal gold mineralization. *Ore Geology Reviews*, 162: 105716. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105716>
- Zhang, L., Li, S. and Zhao, Q., 2021. A review of research on adakites. *International Geology Review*, 63(1): 1–18. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1702592>
- Zhao, X., Zheng, Y., Liu, C., Yang, Z., Dong, Y. and Liu, J., 2025. Magmatic characteristics and oxygen fugacity variations in the Eocene Yulong porphyry copper belt. *Ore Geology Reviews*, 178: 106459. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106459>
- Zhu, Z., Campbell, I.H., Allen, C.M. and Burnham, A.D., 2020. S-type granites: Their origin and distribution through time as determined from detrital zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 536: 116140. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116140>