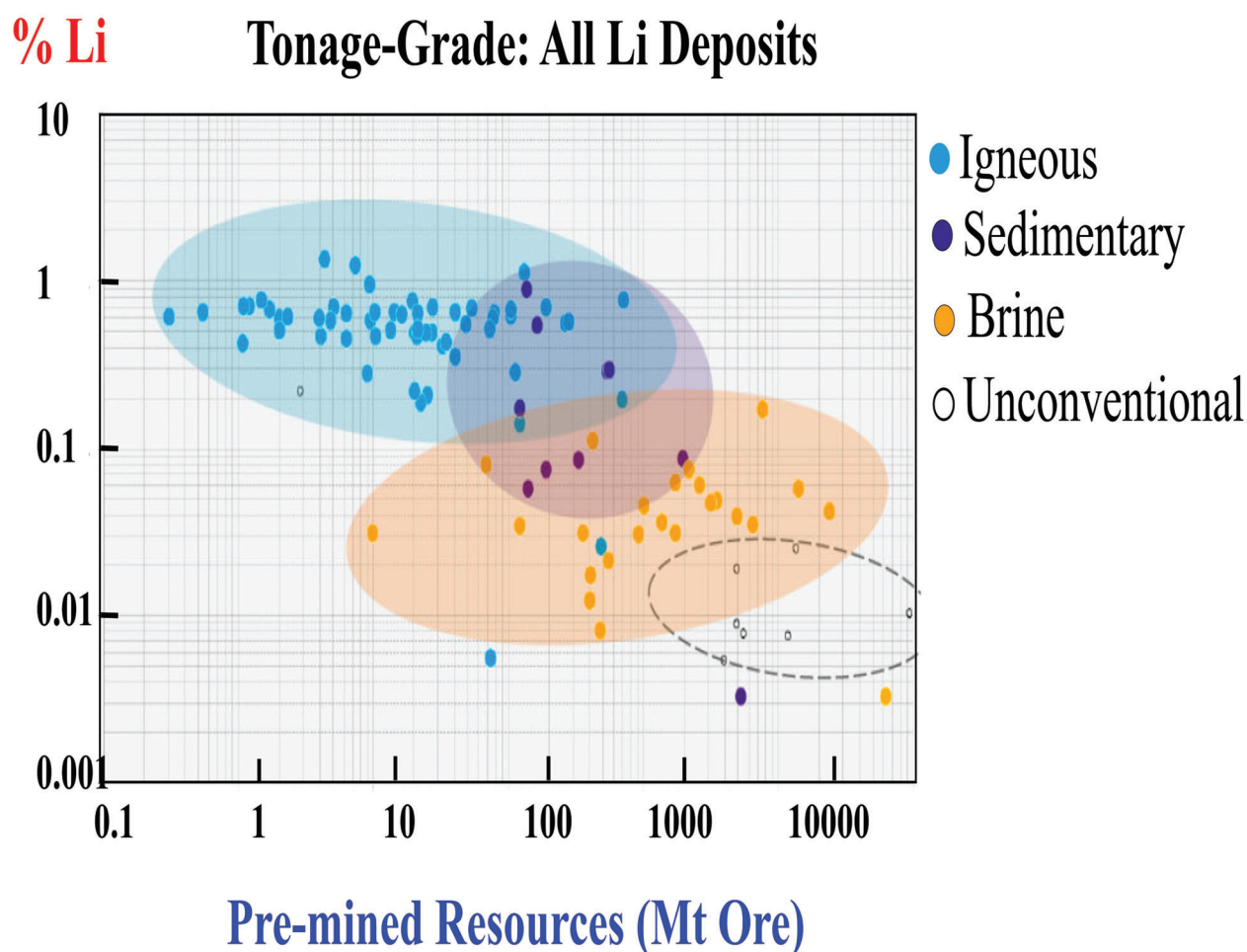


زمین شناسی اقتصادی





صاحب امتیاز

دانشگاه فردوسی مشهد

سر دبیر و مدیر مسئول

دکتر محمد حسن کریم پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

karimpur@um.ac.ir

هیأت تحریریه

دکتر محمد حسن کریم پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر چارلز استرن، استاد (دانشگاه کلرادو امریکا)

دکتر محمد حسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید احمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر فرهاد بوذری، دانشیار پژوهشی (دانشگاه بریتیش کلمبیا)

دکتر امیر مرتضی عظیم زاده، پژوهشگر ارشد (دانشگاه تکنولوژی لولنو)

کارشناس اجرایی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی

دکتر آزاده ملکزاده شفاوردی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار فارسی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

صفحه آرا

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

اطلاعات نشریه

شاپا چاپی: ۷۳۰۶-۲۰۰۸

شاپا الکترونیکی: ۵۸۶۵-۲۴۲۳

دوره انتشار: فصلنامه

پروانه انتشار

(وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی)

۱۳۸۸/۰۹/۰۲ - ۲۱۱۲۴

اعتبار علمی - پژوهشی

(کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور)

۱۳۸۹/۰۵/۰۹ - ۴۱۴۳

تماس با نشریه

آدرس پستی: ایران، مشهد، میدان آزادی، پردیس

دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، نشریه زمین شناسی

اقتصادی

کد پستی: ۹۱۷۷۹۴۸۹۷۳

پست الکترونیکی: econg@um.ac.ir

وبسایت: <https://econg.um.ac.ir>

تلفن: ۳۸۸۰۴۰۵۰ (۵۱) ۰۹۸

نمابر: ۳۸۸۰۷۳۵۲ (۵۱) ۰۹۸

نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به صورت فصلنامه، در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم وابسته، به زبان فارسی و با چکیده مبسوط انگلیسی منتشر می‌شود.

اهداف

- نشر مقاله‌های علمی
- گسترش پژوهش و ارتقای دانش زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی
- نشر آخرین دستاوردهای علمی پژوهشگران دانشگاه‌ها و مؤسسه‌های علمی در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم مرتبط با آن

زمینه‌های موضوعی

- زمین‌شناسی اقتصادی
- اکتشافات ژئوشیمیایی
- اکتشافات ژئوفیزیکی
- سنجش از دور و اکتشاف منابع معدنی
- زمین‌شناسی محیط زیست

بانک‌ها و نمایه‌نامه‌ها



با سلام

مواد معدنی در ادوار گذشته همواره نقشی مهم و اساسی در زندگی انسان ایفا کرده است. میزان و نوع استفاده از مواد معدنی در تقسیمات زمانی، رابطه‌ای مستقیم با دانایی انسان‌ها داشته است. امروزه مواد معدنی و معادن، جایگاه ویژه‌ای در اشتغال، اقتصاد، صنعت و استقلال کشورها دارند. پایدارترین اشتغال و درآمد مربوط به بخش معدن است. برای مثال، معدن مس پورفیری بینگام واقع در ایالت یوتای امریکا، از ۱۰۴ سال قبل تاکنون در حال بهره‌برداری است و حدود چهار نسل در این معدن شاغل بوده‌اند. معدن یادشده نقشی مهم در تولید مس و اقتصاد امریکا در طول تمامی این سال‌ها داشته است. کشورهای توسعه‌یافته، برنامه‌های ویژه و توجه جدی به اکتشاف و استخراج مواد معدنی دارند؛ از جمله می‌توان کشورهای استرالیا، کانادا، امریکا و چین را نام برد.

زمین‌شناسان اقتصادی و رشته‌های مرتبط، مسئولیت شناسایی، اکتشاف و مدیریت ذخایر معدنی را در کشورهای توسعه‌یافته برعهده دارند. موفقیت در کشف ذخایر معدنی، مرهون زمین‌شناسان اقتصادی باتجربه، کارآمد، ماهر و برخوردار از آخرین یافته‌های دانش زمین‌شناسی اقتصادی است. با نگاهی به گذشته، می‌توان دریافت که ایرانی‌ها در کشف و ذوب فلزات، دارای تاریخچه درخشان و با قدمت چندین هزار ساله‌اند. نخستین آلیاژ (برنز) توسط ایرانی‌ها اختراع شد. بنابراین، ایران در زمینه کشف مواد معدنی، مهد دانایی، استعداد، توانمندی و تلاش بوده و انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران با توجه به توانایی بسیار ارزشمند و بالای کشور در خصوص مواد معدنی، تلاش خواهد کرد تا از طریق آموزش، پژوهش‌ها و اصلاحات قانونی، بهترین جایگاه در کشف ذخایر معدنی را برای کشور مهیا سازد.

انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران مصمم است با همدلی و تلاش اساتید، پژوهشگران، دانشجویان و دستگاه‌های اجرایی مرتبط با برنامه‌ریزی، گام‌های مهمی در راستای تحقق جایگاه مناسب اکتشاف ذخایر معدنی در کشور را فراهم کند. موارد زیر در دستور کار انجمن قرار گرفته است:

- ۱) هدفمند کردن تحقیقات و پژوهش‌ها در زمین‌شناسی اقتصادی (اکتشافات ذخایر معدنی). با توجه به توانایی و شرایط زمین‌شناسی و اولویت‌های تحقیقاتی - اکتشافی در خصوص اکتشاف ذخایر معدنی در مناطق مختلف کشور، این امر با مشارکت اساتید، پژوهشگران و دستگاه‌های اجرایی محقق خواهد شد. اساتید، پژوهشگران، دانشجویان دکتری و کارشناسی ارشد دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی، مجری طرح‌های مزبور خواهند شد. در خصوص تعیین اولویت‌ها، مؤلفه‌های متعددی مورد توجه قرار خواهد گرفت: ۱- تأمین مواد اولیه برای توسعه صنعت کشور، ۲- توسعه اشتغال در مناطق کم‌برخوردار با کشف ذخایر معدنی، ۳- تأمین مواد اولیه برای مصالح سبک و عایق‌های حرارتی با توجه به افزایش نرخ انرژی، ۴- افزایش سهم صادرات مواد معدنی با تأکید بر ارزش افزوده، ۵- توجه جدی به مسایل زیست‌محیطی اکتشاف و استخراج معادن، ۶- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، ۷- اکتشاف مواد راهبردی و ۸- سایر مؤلفه‌ها.

۲) رصد کردن آموزش و تحقیقات زمین‌شناسی اقتصادی در کشورهای توسعه‌یافته و بومی‌سازی و به‌روز رسانی آموزش و پژوهش زمین‌شناسی اقتصادی در ایران.

۳) خوشبختانه نشریه زمین‌شناسی اقتصادی با کسب مجوز علمی-پژوهشی، زمینه چاپ تحقیقات و پژوهش‌های زمین‌شناسی اقتصادی در کشور را فراهم کرده است. با عنایت به این مهم که نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، نمادی از متخصصان زمین‌شناسی اقتصادی ایران است؛ لذا از تمامی اساتید، پژوهشگران و دانشجویان دکتری درخواست می‌شود بهترین مقاله‌های علمی-پژوهشی خود را برای چاپ در این مجله ارسال نمایند.

۴) برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

- ۱ بررسی‌های دگرسانی، کانه‌نگاری، زمین‌شیمی و سیالات در گیر در محدوده اکتشافی جفت‌رود، جنوب غرب بیرجند
امید شرعی‌پور، آزاده ملک‌زاده شفارودی، مریم جاویدی مقدم
- ۲۱ سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین الیگوسن لاله‌زار در جنوب شرق کمر بند ماگمایی ساوه- نایین- جیرفت
فاطمه سپیدر، بهاره بروزی نیت
- ۴۷ شواهد پتروژنتیک در ژئودینامیک و جای‌گیری توده‌های نفوذی نوردوز در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان
شهریار محمودی، شیوا لاوی، شهره حسن‌پور، امیر علی طباطبائی، مهران یگانه‌فر
- ۷۵ واکنش سیالات برگرفته از آب دریا با پریدوتیت‌های گوشته لیتوسفر اقیانوسی و تشکیل دایک‌های هورنبلندیت و رگه‌های اسپادائیت و دولومیت در افیولیت نایین (استان اصفهان، ایران)
فاطمه نادری، قدرت ترابی، نرگس شیردشت‌زاده
- ۱۰۱ تخمین و ارزیابی ذخیره آهن محدوده شرق معدن ایل ۱، خراسان رضوی
حمید عصمتی درونه، مریم غلامزاده
- ۱۲۵ کانی‌شناسی، دگرسانی، ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال و خاستگاه کانسار مس- طلای کلاته‌دشت، جنوب شاهرود، شمال شرق ایران
محدثه اسکندری، فردین موسیوند، مریم شیبی، برنل لهما



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2024.1130



Alteration, mineralization, geochemistry and fluid inclusion investigations in Joftrud prospect area, southwest of Birjand

Omid Shareipour¹, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi^{2*} , Maryam Javidi Moghaddam³ 

¹ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

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

ARTICLE INFO

Article History

Received: 08 October 2024
Revised: 02 November 2024
Accepted: 02 November 2024

Keywords

Mineralization
base metals
fluid inclusion
Joftrud
Lut Block

*Corresponding author

Azadeh Malekzadeh Shafaroudi

✉ shafaroudi@um.ac.ir

ABSTRACT

The Joftrud prospect area is located in the central Lut Block and 60 Km of Birjand city. The area comprises outcrops of pyroclastic (andesitic tuff), volcanic (hornblende andesite, pyroxene andesite, basaltic andesite), intrusive (diorite porphyry, monzodiorite, gabbro) rocks. Mineralization as vein-type with mostly northeast-southwest trend has formed in andesitic units. Main alterations are consist of silicified, argillic, carbonate and propylitic. Primary minerals include chalcopryrite, pyrite, and secondary minerals are consist of chrysocolla, chalcocite, covellite, azurite, malachite, goethite, and hematite. Maximum of geochemical anomalies in veins are for copper 6000 ppm, lead 2934 ppm, zinc 6904 ppm, and Au 144 ppb. Quartz-sulfide veins are formed of fluids with temperature of 265 to 408°C and salinity of 11.1 to 19 NaCl wt.% equivalent. Decreasing temperature and fluid mixing by high-salinity fluid can cause metal deposition. According to the available evidence of structural control of mineralization, alterations and their narrow expansions, mineralogy, texture, fluid inclusion data and depth of formation, prospect area is similar to intermediate sulfidation deposit.

How to cite this article

Shareipour, O., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Javidi Moghaddam, M., 2024. Alteration, mineralization, geochemistry and fluid inclusion investigations in Joftrud prospect area, southwest of Birjand. *Journal of Economic Geology*, 16(4): 1–20. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1130>



©2024 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 Joftrud prospect area is located at 60 Km Birjand city, and belongs to the central Lut Block, Eastern Iran. Extensive magmatic activity in the Lut Block, is accompanied with numerous mineralization events such as porphyry copper, IOCG, vein and skarn (Karimpour et al., 2012).

The central Lut Block is significant part of this Block due to widespread Tertiary volcano–plutonic rocks (Lotfi, 1982; Salim, 2012; Javidi Moghaddam et al., 2019; Javidi Moghaddam et al., 2021) and many cases of Cu (e.g., Mire-e-Khash, Shikasteh Sabz, Rashidi, Ghar-eKaftar, Shurk, and Howz-e-Dagh), Pb-Zn (e.g., Chah Noghereh, Hows-e-Raise and Sechangi veins), Pb-Zn-Cu-Sb veins (e.g., Ghale-Chah, Shurab, Chupan and Kuh Shuru) in the neighboring areas (Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2013; Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2015; Javidi Moghaddam et al., 2013; Javidi Moghaddam et al., 2014; Javidi Moghaddam et al., 2018; Mehrabi et al., 2019).

Recently, Karjo (2021) has studied geochemistry of ore-veins in the area. For the first time, detailed studies of base metal mineralization and genesis of veins have been conducted. The purpose of this research is the geology, examine the geochemical and fluid inclusion data, and finally discuss mineralization model of occurrence of ore veins in the Joftrud prospect area.

Materials and methods

In the field work, a total of 80 samples were taken mainly from igneous units and ores. 40 thin sections and polished slabs were examined by an optical microscope. The geological map of the prospect area (scale of 1:5000) was produced in Arc GIS software. Geochemical analysis were done at Zarazma laboratory of Iran (ICP-OES technique) on 15 samples selected from veins by the Kavoshgaran of Eastern Birjand Company (Karjo, 2021). Also, 9 samples were selected for Au analysis with Fire assay in the same laboratory.

Microthermometric tests and salinity determination of fluid inclusions were performed on 3 wafers of quartz minerals using a heating-freezing system, model THM 600 at Ferdowsi University of Mashhad, Iran. The precision of this device during the heating and refrigeration stages is $C \pm 1^{\circ}C$ and the thermal

range is -190 to $600^{\circ}C$.

Result

The rock units of the prospect area are divided into three categories: pyroclastic (andesitic tuff), volcanic (hornblende andesite, pyroxene andesite, basaltic andesite), intrusive (diorite porphyry, monzodiorite, and gabbro) rocks. The ore-veins are mostly formed in andesite rocks, in fault zones with trending NE–SW and subordinate NW–SE. The veins are associated with wall rock alterations of silicified, argillic, carbonate and propylitic. Petrography studies represent that the ore-veins include pyrite, chalcopyrite as hypogene minerals and malachite, azurite, chrysocolla, chalcocite, covellite, goethite, and hematite as secondary minerals. Quartz is significant gangue mineral accompanied with the ore-veins. Based on geochemical data of the ore-veins, maximum anomalies are for copper (6000 ppm), lead (2934 ppm), and zinc (6904 ppm). Based on the criteria of Roedder (1984), three types of primary fluid inclusions (two-phase liquid-rich (L+V), single-phase aqueous (L) and single-phase vapor (V) inclusions) were distinguished in the ore-veins, without evidence of daughter minerals.

In the ore-veins, quartz-hosted LV inclusions have homogenization temperatures (T_h) between 270° – $408^{\circ}C$ for stage-1 and 265° – $385^{\circ}C$ for stage-2. These LV inclusions show salinities between 11.1–13.4 wt.% NaCl equivalent in quartz of stage1 and 15.9–19 wt.% NaCl equivalent in quartz of stage-2.

Discussion

The fluid inclusion data illustrate that the ore-forming fluids had a magmatic signature and were diluted by meteoric water. Quartz of ore-veins dominated by non-boiling textures such as massive and comb textures of quartz (without coexisting liquid-rich and vapor-rich inclusions). So, boiling is not the depositional mechanism in the ore-veins. Decreasing temperature and fluid mixing by high-salinity fluid can cause metal deposition.

In the pressure–temperature diagram (Fournier, 1999), the trapping pressures for the ore-forming fluids of the veins were determined to be within the range of 10–30 MPa which can be equivalent to a depth of approximately 1.2 km assuming lithostatic pressure. So, the ore-veins formed in shallow environment (e.g., Hedenquist and Henley, 1985).

Based on the evidence of geology, alteration,

mineralization, texture, and fluid evolution processes probably the Joftrud district is interpreted as an intermediate sulfidation deposit. Numerous ore-veins are present in the central Lut Block (e.g., Mir-e-Khash, Rashidi, Shikasteh Sabz, Howz-e-Dagh, Chah Khareh, Chah Noghereh, Hows-e-Raise, Sechangi, Shurab, Chupan and Kuh Shuru) (e.g., [Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2013](#); [Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2015](#); [Javidi Moghaddam et al., 2018](#); [Mehrabi et al., 2019](#)). These veins mostly have NW-SE and subordinate NE–SW trends and are hosted by andesitic to dacitic composition (andesitic tuff breccia, andesite and

dacite). These ore-veins entail copper, lead, zinc and antimony without significant gold anomaly. The similarities in structural control of mineralization, ore mineralogy, geochemistry and fluid inclusion data suggest that ore-veins can be related to part of a large-scale magmatic-hydrothermal system with economic potential.

Acknowledgements

The Research Foundation of Ferdowsi University of Mashhad, Iran, supported this study (Project No. 59744.3).



بررسی‌های دگرسانی، کانه‌نگاری، زمین‌شیمی و سیالات در گیر در محدوده اکتشافی جفت‌رود، جنوب غرب بیرجند

امید شرعی‌پور^۱، آزاده ملک‌زاده شفارودی^{۲*}، مریم جاویدی مقدم^۳ 

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
محدوده اکتشافی جفت‌رود در مرکز بلوک لوت و ۶۰ کیلومتری جنوب غرب بیرجند واقع شده است. این محدوده دارای برون‌زدهایی از واحدهای آذرآواری (توف آندزیتی)، آتشفشانی (هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت بازالتی) و توده‌های نفوذی (دیوریت پورفیری، مونزودیوریت، گابرو) است. کانی‌سازی به شکل رگه‌ای با امتداد اغلب شمال شرق- جنوب غرب در واحدهای آندزیتی تشکیل شده است. دگرسانی‌های عمده شامل سیلیسی، آرژیلیک، کربناته و پروپلیتیک است. کانی‌های اولیه شامل پیریت، کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه شامل مالاکیت، آزوریت، کریزوکلا، کالکوسیت، کولیت، گوتیت و همتایت هستند. بیشترین بی‌هنجاری‌های زمین‌شیمی در رگه‌ها برای مس ۶۰۰۰ گرم در تن، سرب ۲۹۳۴ گرم در تن، روی ۶۹۰۴ گرم در تن و طلا ۱۴۴ میلی گرم در تن است. رگه‌های کوارتز-سولفید از سیالاتی با دمای ۲۶۵ تا ۴۰۸ درجه سانتی‌گراد و شوری‌های ۱۱/۱ تا ۱۹ درصد وزنی NaCl تشکیل شده‌اند. کاهش دما و همچنین اختلاط با سیالی با شوری بیشتر می‌تواند باعث ته‌نشینی فلزها شده باشد. محدوده اکتشافی بر اساس شواهدی مانند کنترل ساختاری کانی‌سازی، نوع دگرسانی‌ها و گسترش خطی آنها، کانی‌شناسی، بافت، داده‌های سیالات در گیر و عمق تشکیل مشابه کانسارهای سولفید متوسط است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۱۷ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۸/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۱۲
	واژه‌های کلیدی کانی‌سازی فلزهای پایه سیالات در گیر جفت‌رود بلوک لوت
	نویسنده مسئول آزاده ملک‌زاده شفارودی shafaroudi@um.ac.ir 

استناد به این مقاله

شرعی‌پور، امید؛ ملک‌زاده شفارودی، آزاده و جاویدی مقدم، مریم، ۱۴۰۳. بررسی‌های دگرسانی، کانه‌نگاری، زمین‌شیمی و سیالات در گیر در محدوده اکتشافی جفت‌رود، جنوب غرب بیرجند. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۴): ۱-۲۰. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1130>

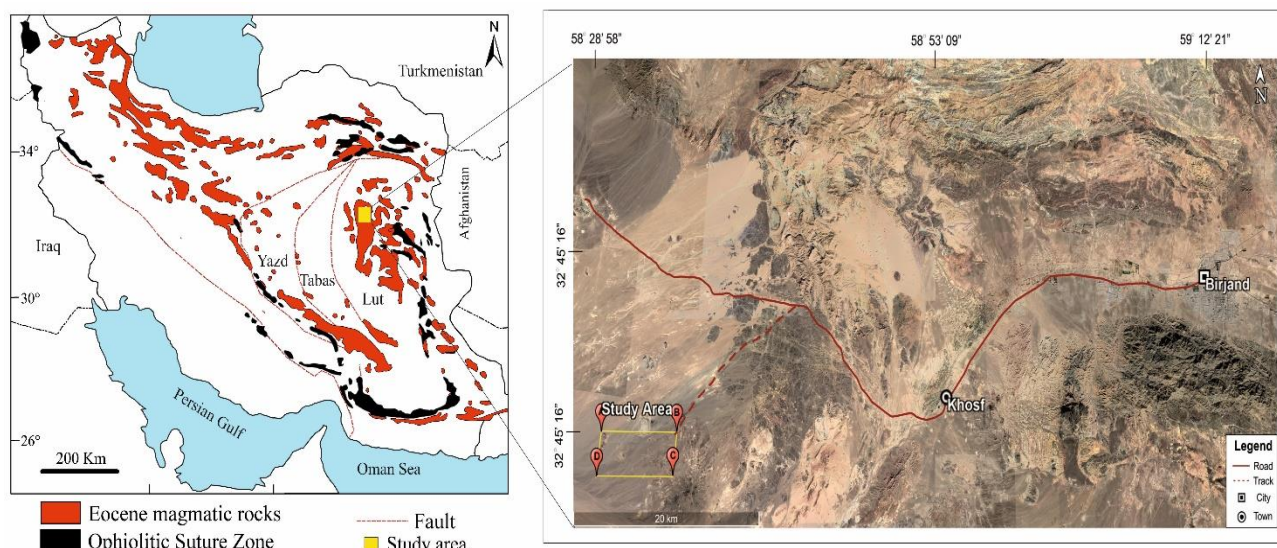
مقدمه

Moghaddam et al., 2013; Javidi Moghaddam et al., 2018; Javidi Moghaddam et al., 2014)، سرب-روی (چاه نقره، سه چنگی، حوض رئیس) (Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2013; Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2015)، سرب-روی-مس-آنتیموان (شوراب، چوپان، شند محمود، کوه شورو) (Mehrabi et al., 2019) و همچنین وجود حفاری های قدیمی و سرباره های فراوان در محل رگه ها حائز اهمیت است.

بررسی هایی که در منطقه اکتشافی جفت رود انجام شده است شامل تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف (Eftekhar-Nezhad et al., 1975) و گزارش عملیات اکتشافی پلی متال توسط کارجو (Karjo, 2021) است؛ اما تا کنون بررسی دقیق علمی بر روی سامانه کانی سازی در منطقه اکتشافی انجام نشده است. هدف از انجام این پژوهش، تفکیک واحدهای سنگی و بررسی های دگرسانی، کانی سازی، زمین شیمیایی و سیالات در گیر به منظور تعیین نوع کانی سازی در منطقه اکتشافی جفت رود و مقایسه با کانی سازی های مجاور آن در مرکز بلوک لوت است.

منطقه اکتشافی جفت رود به وسعت حدود ۲۳ کیلومتر مربع در استان خراسان جنوبی، در ۶۰ کیلومتری جنوب غرب بیرجند و بین طول های جغرافیایی $58^{\circ} 34' 17''$ و $58^{\circ} 28' 54''$ و عرض های جغرافیایی $32^{\circ} 45' 16''$ و $32^{\circ} 43' 15''$ واقع شده است (شکل ۱). محدوده مورد بررسی از لحاظ تقسیمات ساختاری در مرکز بلوک لوت واقع شده است. بلوک لوت به دلیل وقوع فرو رانش و به دنبال آن وجود حجم عظیم ماگماتیسیم، پتانسیل بسیار مناسبی برای تشکیل کانی سازی های مختلف دارد. انواع کانی سازی مس-طلا پورفیری، طلای مرتبط با توده های نفوذی احیایی، طلای اپی ترمال سولفید بالا، اسکاران آهن، رگه های Pb-Zn-Sb و IOCG در بلوک لوت شناسایی شده اند (Karimpour et al., 2012).

مرکز بلوک لوت به دلیل گسترش سنگ های آتشفشانی و نفوذی با سن ترشیری (Lotfi, 1982; Salim, 2012; Javidi Moghaddam et al., 2019; Javidi Moghaddam et al., 2021)، حضور کانی سازی های رگه ای نوع مس (شکسته سبز، حوض دغ، مهرخش، رشیدی، شورک و غار کفتری) (Javidi



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه اکتشافی جفت رود در ایران، بلوک لوت و راه های دسترسی به آن

Fig. 1. Location map of the Joftrud prospect area in Iran, Lut Block and access routes to it

روش بررسی

فعالیت های انجام شده در این پژوهش در دو بخش صحرایی (بررسی ویژگی های بافتی و چگونگی ارتباط پدیده ها در رخنمون ها و نمونه برداری از رگه های معدنی، سنگ میزبان و بخش های دارای دگرسانی) و آزمایشگاهی (تجزیه نمونه ها) انجام شد. در محدوده اکتشافی ۸۰ نمونه از واحدهای سنگی و کانی سازی (سطح و محل ترانشه ها) برداشت شد که از این میان ۴۰ نمونه مقطع نازک برای بررسی های سنگ شناسی، دگرسانی و ۵ نمونه مقطع نازک صیقلی و بلوک صیقلی برای بررسی کانی های فلزی تهیه شد. در نهایت، نقشه های زمین شناسی محدوده با مقیاس ۱:۱۵۰۰۰ در محدوده ای به وسعت تقریبی ۲۳ کیلومتر مربع در نرم افزار ArcGIS ترسیم شد.

برای تفسیر دقیق تر سامانه کانی سازی، از داده های زمین شیمیایی حاصل از برداشت ۱۵ نمونه خرده سنگی (از محل کانی سازی ها در سطح و محل ترانشه ها) و تجزیه به روش ICP-OES (در آزمایشگاه زرآزما) استفاده شد که توسط شرکت کاوشگران شرق بیرجند (Karjo, 2021) انجام شده است (روش آماده سازی نمونه ها چهار اسید بوده است). همچنین، تجزیه ۹ نمونه خرده سنگی برای شناسایی طلا به روش fire assay در همین آزمایشگاه انجام شده است.

برای بررسی سیالات در گیر، بعد از بررسی های دقیق هم یافت کانی ها، تعداد ۵ مقطع دوبرصیقل از کانی کوارتز (مهم ترین کانی باطله همراه با کانی سازی در رگه ها) تهیه شد. از این تعداد، ۳ نمونه دارای سیالات در گیر با اندازه مناسب برای بررسی ها بودند. آزمایش های دماسنجی، تعیین نوع نمک ها و مقدار شوری بر روی سیالات در گیر توسط یک دستگاه سرد کننده و گرم کننده ساخت شرکت لینکام مدل THM 600 در دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. دقت کار دستگاه در مرحله سرد و گرم کردن ± 1 درجه سانتی گراد و محدوده حرارتی دستگاه بین ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی گراد است. مقدار شوری در سامانه $H_2O-NaCl$ با استفاده از نرم افزار تعبیه شده در سامانه اکسل -HOKIEFLINCS-

Steele- MacInnis et al., 2012) $H_2O-NaCl$

(Lecumberri-Sanchez et al., 2012) محاسبه شده است. در نهایت نمودارهای مناسب در نرم افزار SPSS ترسیم شد.

زمین شناسی

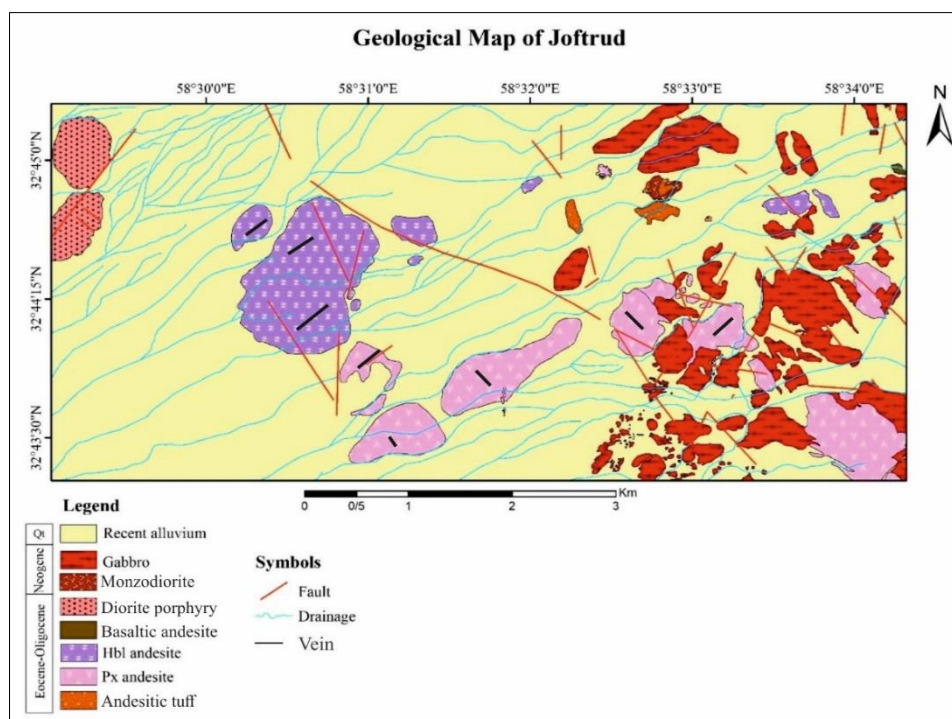
واحدهای شناسایی شده در منطقه شامل واحدهای آذرآواری (توف آندزیتی)، آتشفشانی (هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت بازالتی)، توده های نیمه عمیق (دیوریت پورفیری) و عمیق (مونزودیوریت، گابرو) است. بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف (Eftekhar-Nezhad et al., 1975)، سن دقیق این واحدها مشخص نبوده و با تردید آنها را به زمان پالئوژن-نوژن نسبت داده اند. واحد توف آندزیتی، قدیمی ترین واحد با گسترش محدود، در شمال منطقه رخنمون یافته است (شکل ۲).

واحد هورنبلند آندزیت اغلب در مرکز محدوده گسترش یافته است (شکل ۲). بافت غالب آن پورفیری تا گلو مرو پورفیری بوده و درشت بلورها ۳۰ تا ۳۵ درصد از حجم سنگ را تشکیل داده اند که شامل کانی های پلاژیو کلاز (۱۵ تا ۲۰ درصد)، هورنبلند (۵ تا ۱۰ درصد) و آلکالی فلدسپار (۳ تا ۵ درصد) است (شکل ۳-A). هورنبلند ها در بعضی قسمت ها از حاشیه اپاسیتی شده اند. کانی های کدر نیز حدود ۲ درصد از مقطع را شامل می شوند. واحد آندزیت بازالتی رخنمون محدودی در شمال شرق منطقه دارد (شکل ۲).

بافت غالب در این واحد پورفیری بوده و بافت های گلو مرو پورفیری و میکرو لیتی در بعضی قسمت ها دیده می شود. حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد درشت بلور دارد که شامل پلاژیو کلاز (۱۵ تا ۲۰ درصد)، پیروکسن (۷ تا ۱۰ درصد)، هورنبلند (۵ تا ۷ درصد) و الیون (۲ تا ۳ درصد) است. زمینه سنگ نیز شامل کانی های یاد شده است. واحد پیروکسن آندزیت اغلب در جنوب و جنوب شرق منطقه گسترش یافته است (شکل ۲). این واحد دارای بافت پورفیری با زمینه دانه ریز است. در بعضی قسمت ها بافت گلو مرو پورفیری نیز دیده می شود که حاصل تجمع کلینوپیروکسن هاست.

واحد مونزودیوریت رخنمون محدودی در شمال منطقه دارد (شکل ۲). این واحد دارای بافت گرانولار بوده و از کانی های پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد)، آلکالی فلدسپار (۳۰ تا ۳۵ درصد)، هورنبلند (۱۰ تا ۱۵ درصد) و پیروکسن نوع اوژیت (۳ تا ۵ درصد) تشکیل شده است. واحد گابروی بیشترین گسترش را در محدوده مورد بررسی داشته و اغلب در شرق محدوده گسترش یافته است (شکل ۲). این واحد دارای بافت گرانولار بوده و کانی های تشکیل دهنده سنگ شامل پلاژیوکلاز (۵۵ تا ۶۰ درصد)، پیروکسن (۱۵ تا ۲۰ درصد)، هورنبلند (۵ تا ۱۰ درصد)، الیوین (۵ تا ۷ درصد) و کمتر از ۳ درصد کانی های کدر است (شکل ۳-B و C).

درشت بلورهای (۵۵ تا ۶۰ درصد) تشکیل دهنده سنگ شامل پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصد)، پیروکسن (۱۰ تا ۱۵ درصد)، آلکالی فلدسپار (۳ تا ۵ درصد) و هورنبلند (۳ تا ۵ درصد) است. واحد دیوریت پورفیری در شمال غرب منطقه گسترش یافته است (شکل ۲). این واحد دارای بافت پورفیری بوده و درشت بلورهای (۵۵ تا ۶۰ درصد) تشکیل دهنده سنگ شامل پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد)، آلکالی فلدسپار (۳ تا ۵ درصد)، بیوتیت (۳ تا ۵ درصد)، هورنبلند (۲ تا ۳ درصد) و کانی های کدر (کمتر از ۲ درصد) است. زمینه سنگ شامل کانی های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کانی های کدر بوده و در اثر دگرسانی زمینه سنگ سیلیسی و کربناته شده است.



شکل ۲. نقشه زمین شناسی محدوده اکتشافی جفت رود

Fig. 2. Geological map of the Joftrud prospect area

گرفته اند (شکل ۴). دگرسانی غالب در منطقه مورد بررسی سیلیسی شدن بوده که اغلب به صورت کوارتز همراه با ماده معدنی

دگرسانی دگرسانی ها با گسترش کم و شدت زیاد در حاشیه رگه ها شکل

شمال غرب - جنوب شرق هستند.

در منطقه جفت رود، بافت عمده در کانی سازی رگه ای از نوع پرکننده فضای خالی یا قشری است که در اثر ورود سیالات کانه دار در فضای خالی گسل ها و شکستگی ها در واحدهای آندزیتی شکل گرفته است. این بافت در توالی همبرزادی اهمیت بالایی داشته و معمولاً نسل اول ته نشین با ماده معدنی فلزی بوده که در ادامه با ته نشین کوارتز به عنوان باطله همراه است. بافت های برشی در زون گسلی شناسایی شد؛ به طوری که سنگ میزبان دچار شکستگی شده و زون های خرد شده توسط کانی سازی مس و سیلیس سیمان شده اند.

کانی سازی اولیه شامل پیریت و کالکوپیریت است. در اثر اکسایش، کانی های ثانویه ملاکیت، آزوریت، کریزوکلا، کالکوسیت، کوولیت (شکل ۳-E و F)، گوتیت، لیمونیت و هماتیت ایجاد شده اند (شکل ۴-C و D). کوارتز با بافت پرکننده فضای خالی، مهم ترین باطله همراه با کانی سازی است. در نهایت، بر اساس بررسی های صحرایی، هم یافت کانی ها، بافت، نوع دگرسانی و روابط قطع شدگی در رگه، کانی سازی در محدوده مورد بررسی را می توان به دو مرحله تقسیم کرد. این مراحل عبارتند از: ۱- کوارتز - کالکوپیریت - پیریت - بورنیت، ۲- کوارتز - کالکوپیریت و به میزان کمتر پیریت (شکل ۵).

کانه نگاری در رگه های کانه دار

پیریت اغلب به صورت پراکنده در مقاطع دیده شد و به میزان کمتر همراه با کالکوپیریت در رگه ها در هر دو مرحله کانی سازی شناسایی شد. این کانی بی شکل تا شکل دار بوده و اندازه آن از ۰/۵ تا ۰/۱ میلی متر متغیر است. مقدار فراوانی این کانی ۱ تا ۲ درصد از حجم سنگ است. پیریت ها به کانی های ثانویه هماتیت و گوتیت تبدیل شده اند. مقدار تبدیل پیریت به هماتیت و گوتیت بین ۳۰ تا ۱۰۰ درصد است. کالکوپیریت به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار و فراوانی ۳ تا ۵ درصد در مرحله اول کانی سازی شکل گرفته است. این کانی اغلب به کالکوسیت و کوولیت

و به میزان کمتر اضافه شدن سیلیس به سنگ های اطراف در زون های دگرسانی دیده می شود. دگرسانی آرژلیک در حاشیه رگه (در محل ترانشه ها) مشاهده شد. شدت این دگرسانی در بعضی قسمت ها به حدی است که سنگ اولیه قابل تشخیص نیست و حاصل تبدیل شدن پلاژیوکلاز به کانی های رسی از قبیل کائولینیت است (شکل ۳-C و شکل ۴-A و B). همچنین، بر روی سطح زمین و محل ترانشه ها، کانی های رسی مشاهده شد که این کانی ها مربوط به دگرسانی آرژلیک نبوده و در اثر فرایندهای ثانویه ایجاد شده اند. بنابراین، نباید آنها را به عنوان بخشی از دگرسانی آرژلیک در نظر گرفت. دگرسانی کربناته به صورت رگچه های کلسیت و یا حفره های پر شده توسط کربنات مشخص می شود (شکل ۳-D). در این رگچه ها کانی های کلسیت بی شکل تا خود شکل بوده و ابعاد بلورهای آن از چند ده میکرون تا ۰/۴ میلی متر متغیر است.

دگرسانی پروپیلیتیک بیشترین گسترش را در محدوده داشته و اغلب واحدهای آندزیتی و مونوزودیوریتی را تحت تأثیر قرار داده است. هورنبلندها اغلب به کلریت (۱۰ تا ۲۵ درصد) تبدیل شده اند. همچنین پلاژیوکلازها به اپیدوت (۲۰ تا ۳۰ درصد) و به میزان خیلی کم به کانی رسی (۱ تا ۳ درصد) تبدیل شده اند. واحدهای گابرویی نسبت به دیگر واحدها کمتر دگرسان شده و اغلب پلاژیوکلازها به میزان خیلی کم به کانی رسی تبدیل شده اند.

کانی سازی

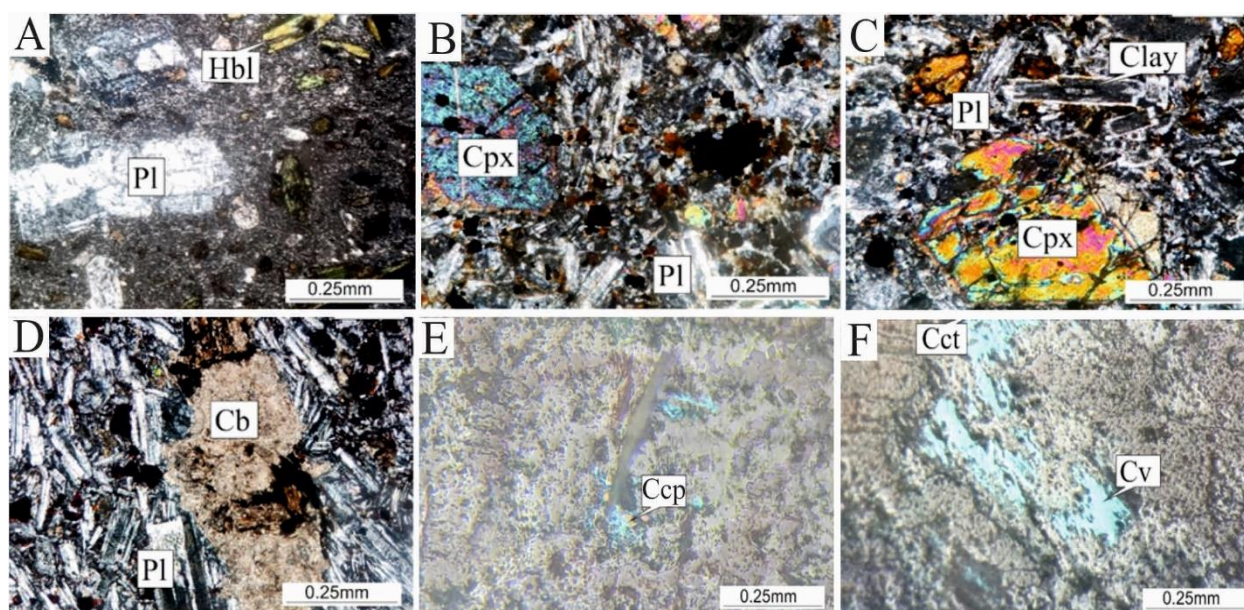
دو روند اصلی گسلی در محدوده مورد بررسی شناسایی شده که شامل گسل هایی با روند شمال شرق - جنوب غرب و شمال غرب - جنوب شرق است (Karjo, 2021). بیشترین تراکم زون های گسلی اغلب در شرق و مرکز محدوده است. کانی سازی در محدوده مورد بررسی کنترل گسلی داشته و به صورت رگه ای شکل گرفته است. عمده ترین سنگ میزبان رگه ها، واحدهای آندزیتی است. رگه های کانی سازی با طول در حدود ۵ تا ۱۰ متر اغلب دارای روند شمال شرق - جنوب غرب و به میزان کمتر روند

هماتیت و گوتیت به صورت پراکنده و نیز در رگه‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۴-C و D). میزان فراوانی گوتیت حدود ۳ تا ۵ درصد بوده که بافت کلونیدی نیز در آن مشهود است. اندازه این کانی از ۰/۱ تا ۰/۷ میلی‌متر متغیر است. فراوانی هماتیت نیز از ۱۵ تا ۲۰ درصد متغیر است.

مالاکیت به صورت لکه‌های پراکنده تا جانشینی در حاشیه کالکوسیت در حجم زیاد در نواحی اکسیدان و سوپرژن مشاهده می‌شود. اندازه این کانی بین ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر و فراوانی حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد است. کوولیت در نمونه‌هایی با تأثیر فرایندهای سوپرژن حضور داشته که در حاشیه کانی گالن دیده می‌شود. آזורیت و کریزوکلا به میزان کم و به صورت پراکنده حفره‌ها در زون سوپرژن مشاهده شد.

تبدیل شده است (شکل ۳-E). کالکوسیت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در رگه‌هاست. فراوانی کالکوسیت‌ها ۲۰ تا ۲۵ از حجم کانی‌سازی است و اندازه آنها از ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر و گاهی تا بیش از ۵ میلی‌متر است. کالکوسیت ثانویه با بافت جانشینی ثانویه و ابعادی بین ۰/۳ تا ۰/۸ میلی‌متر در رگه‌ها مشاهده شد. فراوانی کالکوسیت‌ها ۳۰ تا ۳۵ از حجم کانی‌سازی است (شکل ۳-E و F).

کوولیت نیز مشابه کالکوسیت ثانویه با بافت جانشینی ثانویه و ابعادی بین ۰/۳ تا ۰/۵ میلی‌متر در رگه‌ها و به صورت پراکنده شناسایی شد. کوولیت فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد در حاشیه و سطوح درز و شکستگی‌های کانی کالکوسیت مشاهده شد (شکل ۳-E و F).



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از A: واحد هورنبلند آندزیت، B: واحد گابرو، C: تبدیل پلاژیوکلاز از مرکز به کانی‌های رسی در واحد گابروی، D: دانه‌های درشت کربنات در زمینه واحد مونزودیوریت، E: تبدیل کالکوپیریت به کالکوسیت و کوولیت از حاشیه و درز و شکستگی‌ها و F: کالکوسیت و کوولیت در زون سوپرژن، محدوده اکتشافی جفت‌رود. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Cpx: کلینوپیروکسن، Cb: کربنات، Clay: کانی رسی، Ccp: کالکوپیریت، Cv: کوولیت، Cct: کالکوسیت.

Fig. 3. Photomicrographs of A: hornblende andesite unit, B: gabbro unit, C: replacement of plagioclase by clay minerals from the center in gabbro unit, D: coarse-grained carbonate in groundmass of monzodiorite unit, E: chalcopyrite replaced by chalcocite and covellite along grain boundaries and fractures, and F: chalcocite and covellite in supergene zone, the Joftrud prospect area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Cpx: clinopyroxene, Cb: Carbonate, Clay: clay minerals, Ccp: Chalcopyrite, Cv: Covellite, Cct: Chalcocite).



شکل ۴. تصویرهای صحرایی از A و B: دگرسانی آرژیلیک، C و D: اکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) در محل ترانشه، محدوده اکتشافی جفت رود

Fig. 4. Field photographs of A and B: argillic alteration, C and D: Fe oxides (hematite, goethite and limonite) at the trench, the Joftrud prospect area

Minerals	Hypogene			Supergene
	Stage-1	Stage-2	Late Stage	
Pyrite				
Chalcopyrite				
Bornite				
Chalcocite				
Covellite				
Chrysocolla				
Azurite				
Malachite				
Hematite				
Goethite				
Limonite				
Quartz				

شکل ۵. توالی هم یافت کانی های فلزی و غیر فلزی در محدوده اکتشافی جفت رود

Fig. 5. The paragenetic sequence in the Joftrud prospect area

زمین شیمی

بیشترین مقادیر مس در مرکز محدوده و مربوط به رگه موجود در واحد آندزیتی است؛ در حالی که مقدار زمینه عنصر مس در واحدهای آذرین حدواسط بین ۲۰ تا ۴۰ گرم در تن است (جدول ۱).

بر اساس نتایج آنالیز تعداد ۱۷ نمونه زمین شیمی برداشت شده از رگه ها (از محل ترانشه ها)، نتایج عناصر مهم مس، نقره، طلا، آنتیموان، آرسنیک، منگنز، سرب و روی در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار مس از ۲۴ تا ۶۰۰۰ گرم در تن در نمونه ها متغیر است.

جدول ۱. نتایج آنالیز مس، نقره، طلا، آنتیموان، آرسنیک، منگنز، سرب و روی در نمونه های خرده سنگی محدوده اکتشافی جفت رود (طلا بر حسب میلی گرم در تن و بقیه عناصر گرم در تن است)

Table 1. Results of Cu, Ag, Au, Sb, As, Mn, Pb and Zn from chip composite samples of the Joftrud prospect area (Au is ppb and other elements are ppm)

Sample Number	X	Y	Cu	Pb	Zn	Sb	Ag	As	Au	Mn
J-M-01	32°44'26.85"N	58°30'57.29"E	256	6904	2934	83.4	39.7	>100	95	1367
J-M-03	32°44'34.60"N	58°30'42.29"	70	868	404	25.7	10.5	>100	117	559
J-M-04	32°44'30.05"N	58°30'42.02"E	39	2056	649	70.7	1.8	>100	31	110
J-M-05	32°44'26.73"N	58°30'42.61"E	-	-	-	-	-	-	90	-
J-M-06	32°44'26.90"N	58°30'26.29"E	83	305	81	9.3	0.69	>100	-	383
J-M-07	32°44'26.94"N	58°30'23.06"E	1529	141	416	>0.01%	1.69	>100	-	1210
J-M-10	32°44'41.37"N	58°29'38.70"E	-	-	-	-	-	-	6	-
J-M-14	32°44'42.05"N	58°32'14.12"E	155	32	105	0.91	0.3	6.6	-	1069
J-M-15	32°44'53.77"N	58°32'27.70"E	160	14	125	0.98	0.33	2.6	-	1387
J-M-16	32°44'35.27"N	58°33'29.70"E	154	14	106	1	0.27	2.1	-	1230
J-M-19	32°44'20.08"N	58°33'36.96"E	141	12	120	0.94	0.39	1.9	-	1446
J-M-20	32°44'26.89"N	58°30'56.79"E	29	1332	464	73.7	37.4	>100	44	1728
J-M-21	32°44'29.96"N	58°30'58.08"E	24	2405	146	49.2	22.4	>100	-	1215
J-M-23	32°44'26.70"N	58°30'42.69"E	24	1284	187	9.7	0.43	>100	7	297
J-M-24	32°44'16.39"N	58°30'22.77"E	3713	3122	573	>0.01%	16.2	>100	141	546
J-M-25	32°44'6.50"N	58°30'21.68"E	44	65	23	17.9	0.4	25	5	50
J-M-26	32°44'45.88"N	58°32'45.73"E	6651	5	36	0.95	5.1	61.2	5	5529

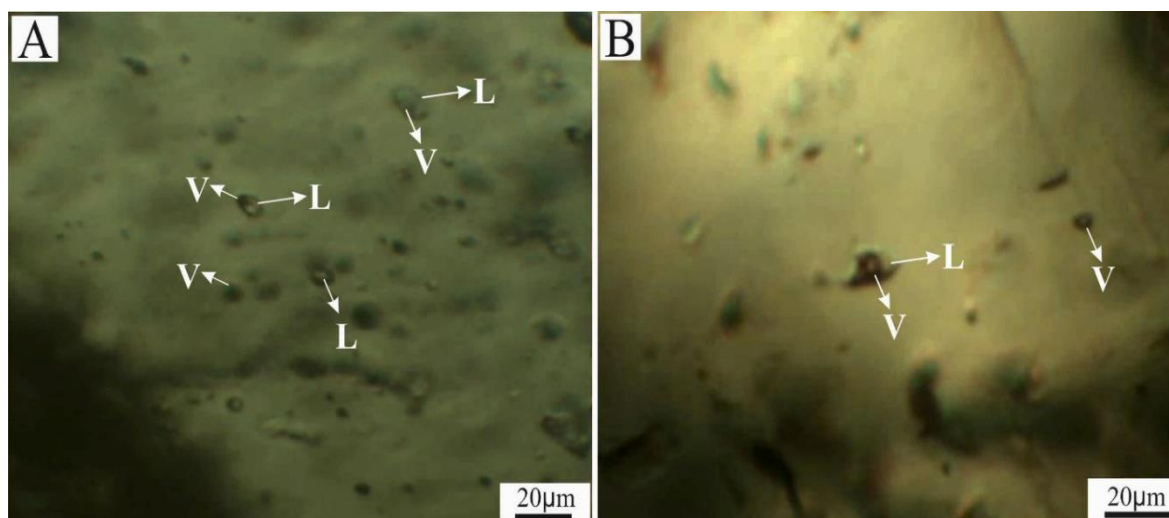
پژوهش، ۳ مقطع دوبرصیقلی از کانی کوارتز تهیه و بررسی‌های سیالات درگیر بر روی آنها انجام شد. سیالات درگیر در نمونه‌های کوارتز اغلب بی‌شکل، کروی تا بیضوی بوده و اندازه آنها بین ۱۰ تا ۲۴ میکرون است. بر اساس تقسیم‌بندی‌های متداول (Roedder, 1984)، در نمونه‌های مورد بررسی ۳ نوع سیال درگیر قابل تفکیک است. بیشتر سیالات درگیر شناسایی شده دو فازی غنی از مایع (نوع L+V با مقدار فاز مایع ۷۰ تا ۸۵ درصد و بخار ۱۵ تا ۳۰ درصد) بوده و همگی به صورت اولیه تشکیل شده‌اند. همچنین تعداد کمی از سیالات از نوع سیالات درگیر غنی از بخار (V) و تک فازی مایع (L) هستند (شکل ۶-A و B). نبود فاز جامد (هالیت) در سیالات درگیر به دلیل شوری متوسط تا پایین سیالات کانه‌ساز است.

در این پژوهش، ۱ مقطع دوبرصیقلی و تعداد ۱۹ سیال درگیر (انواع LV) از مرحله اول، ۲ مقطع دو برصیقلی و تعداد ۲۱ سیال درگیر (انواع LV) از مرحله دوم کانی‌سازی رگه‌ای اندازه‌گیری شده است (جدول ۲).

تغییرات سرب و روی به ترتیب از ۲۴ تا ۲۹۳۴ و ۵ تا ۶۹۰۴ گرم در تن است (جدول ۱). بیشترین میزان سرب و روی در رگه شکل گرفته در واحد هورنبلند آندزیت (در مرکز محدوده مورد بررسی) اندازه‌گیری شده است. مقادیر سرب و روی در نمونه‌ها قابل توجه بوده و آنومالی بالایی نشان می‌دهند؛ اگرچه کانی‌های سرب‌دار و روی‌دار در بلوک‌های مورد بررسی دیده نشد. میزان آنتیموان نیز از کمتر از ۱ تا ۸۴ گرم در تن تغییر می‌کند که بیشینه میزان این عنصر در رگه شکل گرفته در واحد پیروکسن آندزیت واقع در بخش جنوبی محدوده است. آنالیز طلا نشان داد که بیشترین آنومالی آن، ۱۴۱ میلی گرم در تن است؛ در حالی که مقدار زمینه عنصر طلا در سنگ‌های آذرین حدواسط ۵ میلی گرم در تن است. میزان آرسنیک از ۱ گرم در تن تا بیش از ۱۰۰ گرم در تن متغیر است (جدول ۱).

بررسی سیال‌های درگیر

در محدوده اکتشافی جفت‌رود، کانی کوارتز مهم‌ترین کانی باطله همراه با کانی‌سازی و مرتبط با سیال کانه‌ساز است. در این



شکل ۶. A و B: تصویرهای میکروسکوپی از سیالات درگیر دوفازی (LV)، تک فازی مایع (L)، تک فازی بخار (V) در کوارتز، محدوده اکتشافی جفت‌رود

Fig. 6. A and B: the microscopic images of two-phase liquid-vapor (LV), single-phase liquid (L) and single-phase vapor (V) fluid inclusions in quartz, the Joftrud prospect area

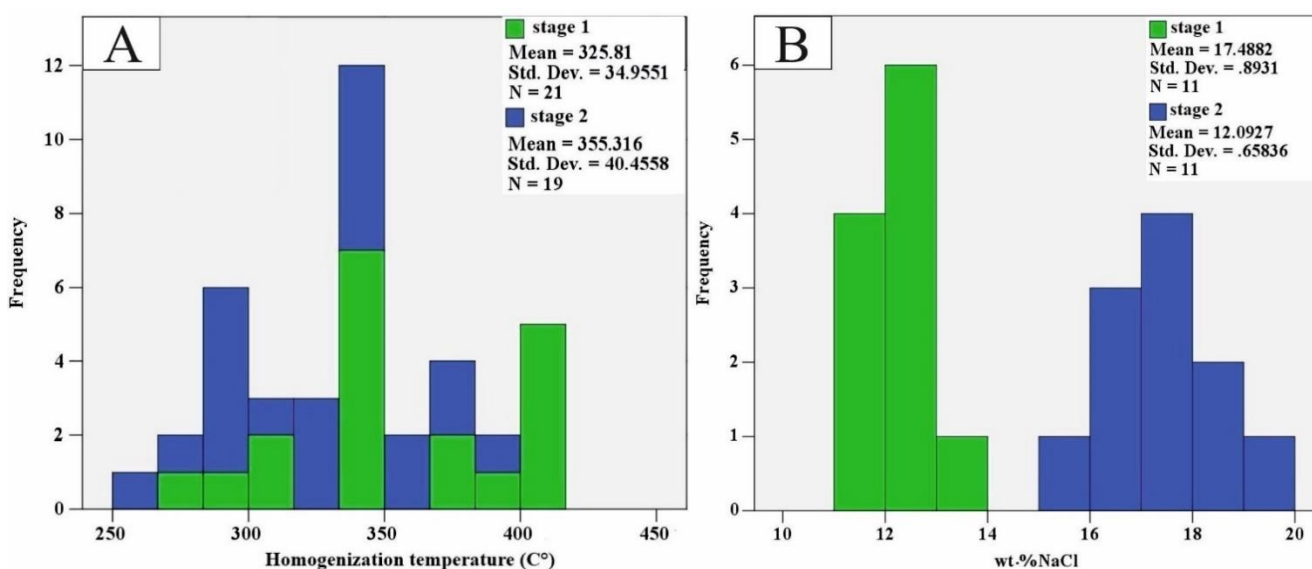
دوم کانی سازی، مقدار دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{m-ice}) در سیالات متغیر و بین ۱۵/۵- تا ۱۲- است که بر این اساس شوری سیالات در گیر این رگه از ۱۵/۹ تا ۱۹ درصد وزنی متغیر است. دامنه حرارتی دمای همگن شدن در این رگه ۲۶۵ تا ۳۸۵ درجه سانتی گراد است (شکل ۷- A و B).

خلاصه نتایج دماسنجی بر روی این سیالات در جدول ۲ ارائه شده است. در مرحله اول کانی سازی، دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{m-ice}) در سیالات متغیر و بین ۹/۵- تا ۷/۵- است که بر این اساس شوری سیالات در گیر این رگه از ۱۱/۱ تا ۱۳/۴ درصد وزنی متغیر است. دامنه حرارتی دمای همگن شدن در این مرحله ۲۷۰ تا ۴۰۸ درجه سانتی گراد است (شکل ۷- A و B). در مرحله

جدول ۲. نتایج بررسی های سیالات در گیر اولیه (P) در کانی کوارتز همراه با کانه زایی رگه ای در محدوده اکتشافی جفت رود

Table 2. Microthermometric data of primary fluid inclusions (P) of quartz mineral associated with mineralization in the Joftrud prospect area

Sample N.	Stage	Dimension (μm)	Fluid Number	Th (°C)	T_{fm} (°C)	T_{m-ice} (°C)	Salinity (Wt.%)
JR-18	2	11-24	9	385-285	48.3 -to 49.4-	12 -to 15.5-	17.7-15.9
JR-24	2	10-21	12	360-265	46.5-to 47-	13 -to 15.5-	19-16.8
JR-3	1	8-16	19	408-270	45.9 -to 48.2-	7.5 -to 9.5-	13.4-11.1



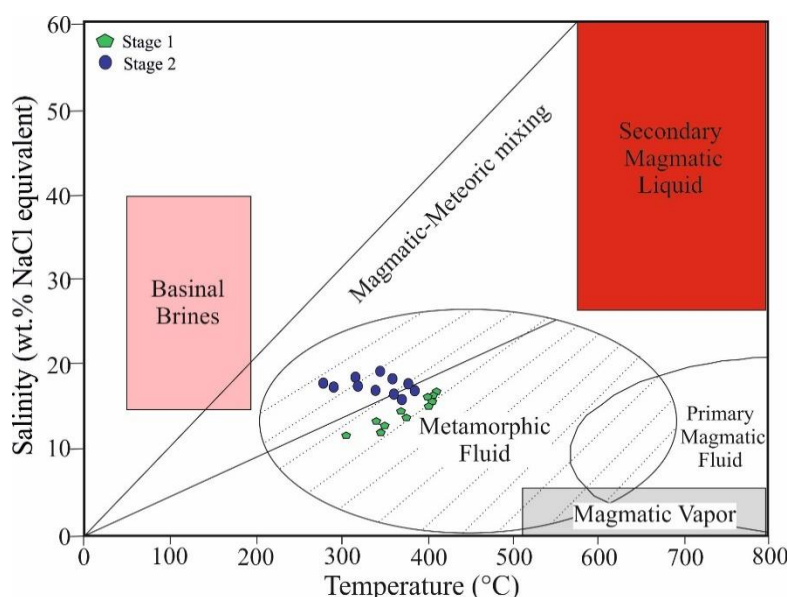
شکل ۷. نمودارهای A: دمای همگن شدن و B: شوری سیالات در گیر اولیه در محدوده اکتشافی جفت رود

Fig. 7. Histogram showing the A: homogenization temperature, and B: salinity (wt.% NaCl equivalent) data of primary fluid inclusions in veins from the Joftrud prospect area

بحث و نتیجه گیری

برای سیالات در گیر نشان می دهد که سیال های در گیر کوارتز در محدوده اکتشافی جفت رود در گستره آمیختگی آب ماگمایی-جوی و محیط آب های دگرگونی قرار گرفته اند (شکل ۸). آثار دگرگونی ناحیه ای در این منطقه وجود ندارد؛ لذا فرضیه دخالت آب دگرگونی در حمل فلزها منتفی است. بنابراین می توان محلول کانه دار را آمیزه ای از آب ماگمایی و آب جوی در نظر گرفت؛ هرچند به طور قطع نمی توان این مسئله را تأیید کرد و برای اثبات نقش آب های ماگمایی و جوی در محلول کانه ساز نیاز به بررسی های ایزوتوپ های پایدار است.

به کمک شواهد صحرایی می توان گفت که کانی سازی در محدوده مورد بررسی در ارتباط با عملکرد گسل هایی با امتداد اغلب شمال شرق- جنوب غرب در سنگ میزبان اغلب آندزیتی شکل گرفته است. بافت های شاخص کانی زایی رگه ای با کنترل گسلی مانند رگه-رگچه ای، برشی و پرکننده فضای خالی در محدوده اکتشافی به خوبی قابل شناسایی است (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Gemmell, al., 2000; Einaudi et al., 2005; Wang et al., 2019). نمودار شوری نسبت به دمای همگن شدن و محیط آب های مختلف



شکل ۸. نمودار دمای همگن شدن نسبت به شوری سیال های در گیر محدوده اکتشافی جفت رود (محیط های تعریف شده برگرفته از بین (Beane, 1983)

Fig. 8. Homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in the Joftrud prospect area (Defined areas are plotted according to Beane (1983)

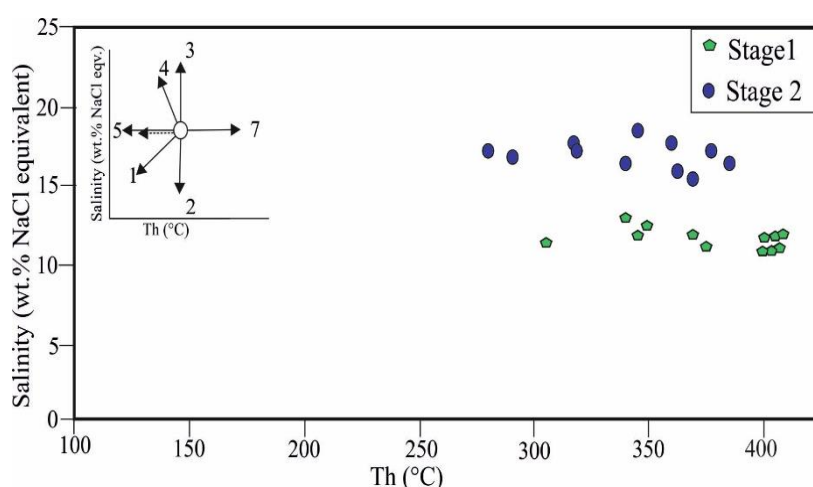
ذخایری که در درجه حرارت های بالاتر از تقریباً ۳۰۰ درجه سانتی گراد تشکیل می شوند، بیانگر شرایط نسبتاً آکسید کننده و غالب بودن کمپلکس های کلریدی است (Seward, 1973; Seward, 1991). درجه حرارت تشکیل اغلب بالاتر از ۳۰۰

کمپلکس های بی سولفیدی در کانسارهایی که در درجه حرارت های پایین تر از ۳۰۰ درجه سانتی گراد تشکیل می شوند و یا در کانسارهایی که کانی شناسی آنها دلالت بر شرایط احیا کننده دارد، غالب هستند. حضور کانی های اکسیدی یا سولفیدی در

کاهش دما مهم ترین عامل در شکل گیری کانی سازی است. آنچه در نمودار شوری- دمای همگن شدن سیال های در گیر مورد توجه است، در دو مرحله کانی سازی، سیالات با روند خطی مستقیم دارای دماهای تقریباً یکسان و شوری های متفاوت هستند. این رخداد را می توان در نتیجه یکی از این دو فرایند دانست: ۱- ورود شورابه بیگانه به قسمت های کم عمق و ۲- فرایند جوشش که باعث گیر افتادن سیالی با شوری متغیر در یک سیال دیگر شود (Simmons and Brown, 1997; Scott and Watanabe, 1998). با توجه به اینکه شواهد جوشش در سیالات در گیر (مانند وجود سیالات دوفازی غنی از مایع و غنی از بخار) مشاهده نشد، می توان عامل اختلاط با سیالی با شوری بیشتر که می تواند حاصل آب های شور حوضه ای باشد را به عنوان عاملی مهم در ته نشست کانی ها در مرحله دوم کانی سازی دانست.

درجه سانتی گراد در محدوده اکتشافی جفت رود می تواند نشان دهنده غالب بودن کمپلکس های کلریدی نسبت به کمپلکس های بی سولفیدی باشد؛ هرچند نمی توان با قاطعیت نقش غالب کمپلکس های کلریدی در محلول های کانه ساز را تأیید کرد. در کانسارهای رگه ای، میزان طلا به شوری سیال کانه ساز بستگی دارد. انواع غنی از طلا با سیال با شوری کمتر و نوع فلزهای پایه و نقره با سیال با شوری بالاتر همراه هستند (Seward and Barnes, 1997). بنابراین میزان کم طلا در کانی سازی رگه ای می تواند به دلیل شوری بالای سیال کانه ساز در محیط تشکیل باشد.

شکل ۹، نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری برای سیالات دوفازی در کانی های کوارتز را نشان می دهد. سیالات مربوط به کانی های کوارتز دارای روند خطی مستقیم بوده که نشان می دهد

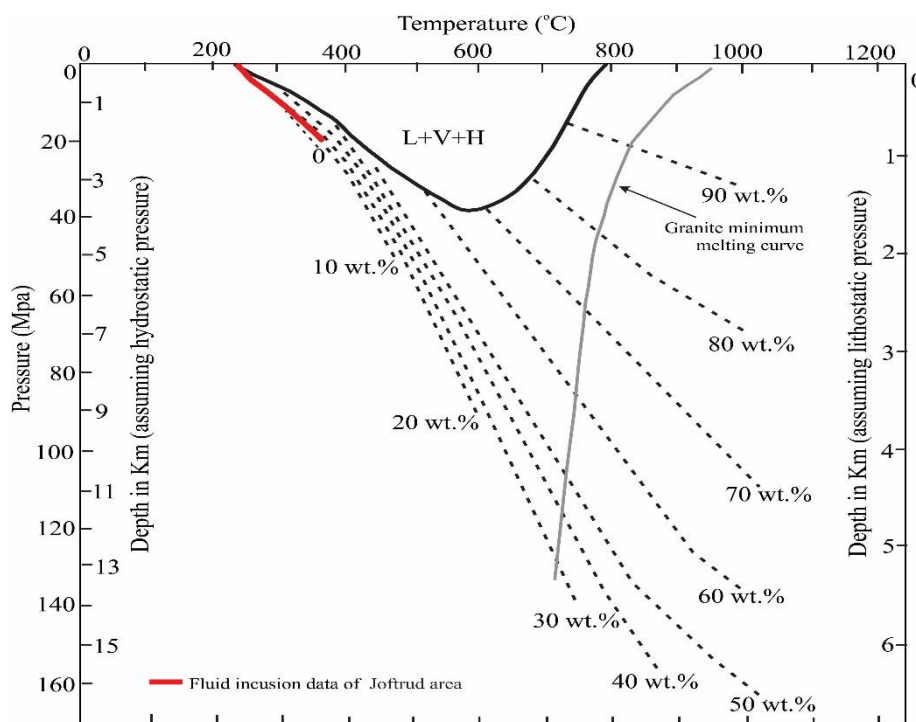


شکل ۹. نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری میان بارهای سیال در کانی سازی های رگه ای محدوده اکتشافی جفت رود. روندهای ممکن تکامل سیال در نمودار دما- شوری از شفر و همکاران (Shepherd et al., 1985). روند ۱= مخلوط شدگی سیال A با سیال سردتر و شوری کمتر B، روند ۲ و ۳= مخلوط شدگی سیال A با سیالات دیگر با شوری مختلف؛ ولی دمای یکسان، روند ۴= شوری فاز باقی مانده در اثر جوشش افزایش پیدا کرده است، روند ۵= سرد شدگی سیال، روند ۶= باریک شدگی میان بارهای سیال، روند ۷= تراوش میان بارهای سیال در طول گرمایش

Fig. 9. Homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in the Joftrud prospect area. Several possible trends of fluid evolution in a temperature-salinity diagram from Shepherd et al. (1985). Trend 1 represents primitive fluid A mixed with cold and low salinity fluid B, trends 2 and 3 represent the result of fluid A isothermally mixing with different salinity fluid B, trend 4 represents the salinity of residual phase increased, caused by boiling of fluid A, trend 5 represents cooling of fluid A, trend 6 represents necking of the fluid inclusion, trend 7 represents leakage of fluid inclusions during heating

در عمق کمتر از ۱ کیلومتر تشکیل می‌شوند (Hedenquist and Henley, 1985)، شاید بتوان چنین استنباط کرد که کانی‌سازی رگه‌ای می‌تواند در ارتباط با یک سامانه پورفیری در عمق باشد.

بر اساس نمودار دما-فشار (Fournier, 1999) کانی‌سازی در فشاری بین ۱۰ تا ۳۰ پاسکال تشکیل شده است. بر اساس این مقدار فشار و با توجه به فشار لیتواستاتیک، عمق تشکیل کانی‌سازی حدود ۱۲۰۰ متر است (شکل ۱۰). از آنجا که کانسارهای رگه‌ای



شکل ۱۰. نمودار فشار-درجه حرارت (برای نمونه‌های منطقه جفت‌رود) نشان‌دهنده رابطه فازها در سامانه NaCl-H₂O در فشارهای هیدرواستاتیک و لیتواستاتیک (Fournier, 1999). L=مایع، V=بخار، H=نمک. خط‌چین‌ها کانتورهای ثابت درصد وزنی NaCl محلول در شورابه هستند. خط باریک خاکستری منحنی کمترین ذوب گرانیت را مشخص می‌کند. خط ضخیم مشکی مرز سه فاز، L+V+H را برای سامانه NaCl-KCl-H₂O با Na/K در محلول ثابت شده به وسیله آلایت و K-فلدسپار در درجه حرارت‌های مشخص نشان می‌دهد.

Fig. 10. Pressure-temperature diagram (for samples of the Joftrud prospect area) showing phase relationships in the NaCl- H₂O system at lithostatic and hydrostatic pressures (Fournier, 1999). L= liquid, V= vapor, H= halite. Thin dashed lines are contours of constant wt percent NaCl dissolved in brine. Filled gray line indicates granite minimum melting curve. Filled dark line shows the three-phase boundary, L+ V + H, for the system NaCl-KCl-H₂O with Na/K in solution fixed by equilibration with albite and K-feldspar at the indicated temperatures.

در طی دهه‌های اخیر، سه نوع اصلی کانسار سولفید بالا، سولفید متوسط و سولفید پایین هم به صورت رگه‌ای و هم به صورت توده‌ای، به‌طور گسترده‌ای شناسایی شدند (Sillitoe, 1997; Hedenquist et al., 2000; Yang et al., 2009). شواهدی چون ارتباط با ماگماتیسزم کالک‌آلکالن، سنگ میزبان آندزیتی، دگرسانی سریسیتییک، آنومالی عناصر فلزهای پایه، دما و شوری

در طی دهه‌های اخیر، سه نوع اصلی کانسار سولفید بالا، سولفید متوسط و سولفید پایین هم به صورت رگه‌ای و هم به صورت توده‌ای، به‌طور گسترده‌ای شناسایی شدند (Sillitoe, 1997; Hedenquist et al., 2000; Yang et al., 2009). شواهدی چون ارتباط با ماگماتیسزم کالک‌آلکالن، سنگ میزبان آندزیتی، دگرسانی سریسیتییک، آنومالی عناصر فلزهای پایه، دما و شوری

محلول های کانه ساز و عمق تشکیل، کانی سازی در محدوده اکتشافی جفت رود تا حدودی مشابه سامانه های سولفید متوسط است.

نکته قابل توجه در مرکز بلوک لوت، حضور کانی سازی های رگه ای متعدد فلزهای پایه است. از جمله این رگه ها می توان به شورک، شکسته سبز، غار کفتر، رشیدی، چاه نقره، شوراب، چوپان، گله چاه، سه چنگی و حوض رئیس اشاره کرد (Malekzadeh

Shafaroudi and Karimpour, 2013; Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2015; Javidi Moghaddam et al., 2018; Mehrabi et al., 2019).

این رگه ها دارای امتداد اغلب شمال غرب- جنوب شرق تا شمال شرق- جنوب غرب بوده و سنگ میزبان این رگه ها ترکیب حدواسط تا اسیدی (توف برش آندزیتی، آندزیت تا داسیت) دارند. کانی سازی عمده در آنها شامل مس، سرب، روی و آنتیموان بوده و در مقابل،

آنومالی قابل توجهی از طلا در این رگه ها شناسایی نشده است. محدوده های دما و شوری در این رگه ها مشابه است. با توجه به چنین شواهدی این احتمال وجود دارد که همه رگه ها در این محدوده از مرکز بلوک لوت مربوط به یک سامانه ماگمایی- گرمایی واحد بوده و ماگما در عمق کانی سازی ها را کنترل می کند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی معاون پژوهشی و فناوری دانشگاه فردوسی مشهد طی طرح شماره ۵۹۷۴۴ مورخ ۱۴۰۲/۱/۲۱ انجام شده است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

References

- Beane, R.E., 1983. The Magmatic–Meteoric Transition. Geothermal Resources Council (Special Report 13), 245–253. Retrieved September 29, 2024 from <https://www.geothermal-library.org/index.php?mode=pubs&action=view&record=1005457>
- Eftekhari-Nezhad, J., Vahdati Daneshmand, F. and Kholghi, M.H., 1975. Geological map of Khusf, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. and Inan, E.E., 2005. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors), Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 285–313. <https://doi.org/10.5382/SP.10.15>
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, 94(8): 1193–1212. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.8.1193>
- Gemmell, J.B., 2004. Low- and intermediate sulfidation epithermal deposits. In: D.R. Cooke, C.L. Deyel and J. Pongratz (Editors), 24 Ct Gold Workshop. University of Tasmania. Hobart, Australia, pp. 57–63. Retrieved July 20, 2022 from <http://catalogobiblioteca.ingemmet.gob.pe/cgibin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=40195>
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), Gold in 2000. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 245–277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W., 1985. Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Economic geology*, 80(6): 1640–1668. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1640>
- Javidi Moghaddam, M., Karimpour, M.H., Ebrahimi Nasrabadi, K., Haidarian Shahri, M.R. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2018. Mineralogy, geochemistry, fluid inclusion and oxygen isotope investigations of epithermal Cu ± Ag veins of the Khur Area, Lut Block, Eastern Iran. *Acta Geologica Sinica*, 92(3): 1139–1156. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13596>
- Javidi Moghaddam, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Heidariane Shahri, M.R., 2013. Satellite data processing, alteration, mineralization and geochemistry of Mehrkhash area prospect, North West of Birjand. *Researches in Earth Sciences* 4(4): 56–69. (in Persian with English abstract) Retrieved September 29, 2024 from https://esrj.sbu.ac.ir/article_95473.html
- Javidi Moghaddam, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Heidariane Shahri, M.R., 2014. Geology, alteration, mineralization and geochemistry of Shekaste Sabz area prospect, North West of Birjand. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 22(3): 507–520. (in Persian with English abstract) Retrieved September 29, 2024 from https://ijcm.ir/browse.php?a_id=231&sid=1&slc_lang=en
- Javidi Moghaddam, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Santos, J.F. and Corfu, F., 2021. Middle Eocene magmatism in the Khur region (Lut Block, Eastern Iran): implications for petrogenesis and tectonic setting. *International Geology Review*, 63(9): 1051–1066. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1708815>
- Javidi Moghaddam, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Santos, J.F. and Mendes, M.H., 2019. Geochemistry, Sr–Nd isotopes and zircon U–Pb geochronology of intrusive rocks: Constraint on the genesis of the Cheshmeh Khuri Cu mineralization and its link with granitoids in the Lut Block, Eastern Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 202: 59–76. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.04.001>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern, C.R. and Farmer, L., 2012. Petrogenesis of Granitoids, U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd isotopic characteristic and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut Block, Eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1–27. (in Persian with English abstract)

- <https://doi.org/10.22067/econg.v4i1.13391>
- Karjo, M., 2021. Report on the progress of the exploration operation of the Joftrud poly-metal area. Geological Survey of Iran, Birjand, 47 pp.
- Lecumberri-Sanchez, P., Steel-MacInnis, M. and Bodnar, R.J., 2012. A numerical model to estimate trapping conditions of fluid inclusions that homogenize by halite disappearance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 92: 14–22. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.044>
- Lotfi, M., 1982. Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore-mineralization in the Shurab-Gale Chah and northwest of Khur (Lut, east of Iran). Ph.D. thesis, University of Hamburg, Hamburg, Germany, 150 pp.
- Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2013. Geology, Mineralization and fluid inclusion studies in Howz-e-Raise lead–zinc–copper deposit, Eastern Iran. *Journal of Advanced Applied Geology*, 2(4): 63–73. (in Persian with English abstract) Retrieved September 29, 2024 from https://aag.scu.ac.ir/article_11587.html?lang=fa
- Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2015. Mineralogic, fluid inclusion, and sulfur isotope evidence for the genesis of Sechangi lead–zinc (–copper) deposit, Eastern Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 107: 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.03.015>
- Mehrabi, B., Tale Fazel, E. and Yardley, B., 2019. Ore geology, fluid inclusions and O-S stable isotope characteristics of Shurab Sb-polymetallic vein deposit, eastern Iran. *Geochemistry*, 79(2): 307–322. <https://doi.org/10.1016/j.geoch.2018.12.004>
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. In: P.E. Ribbe (Editor), *Reviews in Mineralogy* 12. Mineralogy Society of America, 644 pp. Retrieved June 3, 2023 <http://www.minsocam.org/msa/rim/rim12.html>
- Salim, L., 2012. Geology, petrology and geochemistry of volcanic and sub volcanic rocks in Cheshme Khuri area (North West of Birjand). M.Sc. thesis, Birjand University, Birjand, Iran, 117 pp.
- Scott, A.M. and Watanabe, Y., 1998. Extreme boiling model for variable salinity of the Hokko low-sulfiation epithermal Au prospect, southwestern Hokkaido Japan. *Mineralium Deposita*, 33: 563–578. <https://doi.org/10.1007/s001260050173>
- Seward, T.M. and Barnes, H.L., 1997. Metal transport by hydrothermal ore fluids. In: H. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley, New York, pp. 435–486. Retrieved June 29, 2024 from https://books.google.com/books/about/Geochemistry_of_Hydrothermal_Ore_Deposit.html?id=vy2_QnyojPYC
- Seward, T.M., 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal solutions. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 37(3): 379–399. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90207-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90207-X)
- Seward, T.M., 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. In: R.P. Foster, (Editor), *gold metallogeny and exploration*. Blackie and Sons, Littleton, pp. 37–62. Retrieved June 29, 2024 from https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4613-0497-5_2
- Shepherd, T, Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow, 239 pp. Retrieved November 2, 2024 from https://books.google.com/books/about/A_Practical_Guide_to_Fluid_Inclusion_Stu.html?id=CVSGAAAAIAAJ
- Sillitoe, R.H., 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the Circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(3): 373–388. <https://doi.org/10.1080/08120099708728318>
- Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors), *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes Within the Earth*. Society of Economic Geologists Special Publication 10, Littleton, pp. 315–343. <https://doi.org/10.5382/SP.10.16>
- Simmons, S.F. and Browne, P.R.I., 1997. Saline fluid inclusions in sphalerite from the Broadlands-Ohaaki geothermal system: A coincidental trapping of fluid boiled toward dryness. *Economic Geology*, 92(4): 485–489. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.92.4.485>

- Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P. and Bodnar, R.J., 2012. HOKIEFLINCS-H₂O-NaCl: a Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O-NaCl. *Computers & Geosciences*, 49: 334–337. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2012.01.022>
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.Y. and Li, G.M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107: 434–456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yang, E., Mao, J., Bierlein, F., Pirajno, F., Zhao, C., Ye, H. and Liu, F., 2009. A review of the geological characteristics and geodynamic mechanisms of Late Paleozoic epithermal gold deposits in North Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews*, 35(2): 217–234. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.09.003>



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2024.1124



Petrology of Oligocene Lalehzar igneous rocks in the southeast of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt

Fatemeh Sepidbar ^{1*} , Bahareh Borouzi Niyat ²¹ Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran² Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 24 August 2024
Revised: 12 November 2024
Accepted: 16 November 2024

Keywords

Subduction
calc-alkaline
partial melting
Lalehzar
Saveh-Naein-Jiroft

ABSTRACT

Lalehzar igneous rocks are located in the southeast of Iran, the SE of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt. In this study, zircon U-Pb dating, and whole-rock geochemistry and Sr-Nd isotopic analyzes were performed on granitoid rocks (granite and granodiorite) and associated volcanics. The granodiorites and granite include quartz, plagioclase, alkali feldspar, biotite and amphibole with different percentages. New zircon U-Pb ages show granitic magmatism at ~28 Ma, followed by emplacement of granodiorite at ~24 Ma. Both granitoid and volcanic rocks are characterized with depletion in Nb and Ti and enrichment in large ion lithophile (LILE) and light rare earth elements (LREE). Their calc-alkaline arc geochemical signature (low Sr/Y ratio of almost <55), negative to positive Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.6-1.3$) and the negative to positive $\epsilon Nd(t)$ values of -1.4 to +0.27 offer formations in an orogenic belt. The geochemistry and isotopic results show that they are formed during partial melting of the lower crust (amphibolite) which is implemented by inherited mantle source components in a subduction zone.

*Corresponding author

Fatemeh Sepidbar
✉ sepidbar@um.ac.ir

How to cite this article

Sepidbar, F. and Borouzi Niyat, B., 2024. Petrology of Oligocene Lalehzar igneous rocks in the southeast of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt. *Journal of Economic Geology*, 16(4): 21–45. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.2024.1124>



©2024 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 magmatism at the convergent margins changes in response to processes related to the subduction zone. For example, most magmatic systems are associated with typical calc-alkaline to adakitic magmatic rocks, respectively (Cooke et al., 2005). In this research, we study the Oligocene magmatic rocks of Lalehzar in the southeastern part of the Saveh-Naein-Jiroft belt based on new geological, geochemical and isotopic data in order to obtain more information about the Oligocene magmatism of southeastern Iran.

Research method

About 100 samples were sampled from numerous Lalehzar intrusive and volcanic outcrops. Afterward, 50 granitoid and volcanic rocks were selected for mineralogical studies. 12 samples of volcanic and granitoid rocks that had little alteration were selected for major and minor elements analyzes. Major oxides and trace/minor elements were analyzed by XRF and PQ2 Turbo ICP-MS methods at Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences (IGGCAS) in Beijing. Two samples of granitoids were selected for zircon U-Pb dating. Analyzes were done by an Agilent 7500a quadrupole ICP-MS and a Thermo-Finnigan Neptune multi-collector connected to a 193nm Excimer ArF laser-ablation system at the IGGCAS laboratory in Beijing, China.

Four volcanic and granitoid rocks were chosen for Sr and Nd isotopic analysis at the IGGCAS laboratory in Beijing, China. Sr, Rb, Sm and Nd isotopes were measured by a Thermo Fisher Scientific Triton Plus multi-collector thermal ionization mass spectrometer (TIMS). During the analysis process, the Sr-Nd isotopic ratios were corrected for mass separation to $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=86\text{Sr}=375209$ and $\text{Nd}=^{144}\text{Nd}=0146/7219$.

Geology setting

Regional geology

The Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt mostly consists of alkaline to calc-alkaline igneous rock, which were formed during subduction of the Neotethys ocean beneath central Iran (Berberian and King, 1981). Magmatism in the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt initiated in the late Paleocene, followed into the late Cenozoic, with a magmatic

flare up in the Middle Eocene (Verdel et al., 2011). Southeast of Saveh-Naein-Jiroft, is known as the Dehj-Sardouyeh magmatic belt, mainly comprised of abundant calc-alkaline to adakitic igneous rocks, which consists of Late Eocene to Late Miocene granitoid rocks (Asadi et al., 2014). The Lalehzar volcanic rocks include lavas, breccias, tuffs and agglomerates that are exposed around the villages of Lalehzar to Bezenjan. The Oligocene calc-alkaline granitoids are intruded in the Eocene volcanic rocks with the northwest-southeast trending.

Field observations and petrography

The Lalehzar magmatic complex is exposed in the southeast of Saveh-Naein-Jiroft (120 Km²). The oldest rocks include Late Cretaceous limestone-marble and sandstone, which are overlain by Eocene andesite and dacite. The andesites and dacites are intruded by Oligocene granitoids. Granitoids include granodiorite and granite, which are outcropped as stocks. Granodiorites have a granular texture with main minerals of quartz (20-25%), plagioclase (35%), alkali feldspar (30-35%), biotite and amphibole (5-10%), whereas, magnetite and zircon are the main subordinate minerals (Figure 3B). Granite is less abundant than granodiorite and has a granophyric texture (Figure 3C). The principal phenocrysts include alkali feldspar (30-40%), quartz (20-25%), plagioclase (40%), biotite and amphibole (5-4%). Andesites have a porphyry texture with main phenocrysts of feldspars, biotite and amphibole, set in a matrix composed of plagioclase microlites. They also include mafic microgranular enclaves, size of 2 to 5 cm, that show a curved shape (Figure 3D). The dacite consists of plagioclase, biotite and quartz set in fine-grained groundmass. Due to the proximity of this unit to intrusive rocks, evidence of contact metamorphism is observed.

Whole-rock geochemistry

The volcanic rocks show SiO₂ in ranges of 52.5 to 67.5 wt.%, Al₂O₃ in ranges of 15.8 to 19.3 wt.%, K₂O in ranges of 1.4 to 5.4 wt.% and of K₂O/Na₂O in range of 0.4 and 1.2. The granitoids are characterized with SiO₂ in ranges of 61.5 to 68.4 wt.%, Al₂O₃ in ranges of 15.1 to 17.2 wt.%, K₂O in ranges of 1.2 to 5.2 wt.% and K₂O/Na₂O in range of 0.35 and 1.94. In the TAS (Middlemost, 1994) diagram, intrusive plot in granite and granodiorite, whereas volcanic rocks lie in andesite, and dacite

fields in the Nb/Y vs. Zr/TiO₂ diagram. Both granitoid and volcanic rock are characterized by enrichment in Rb, Ba, Th, U and depletion in Nb, Ti and P in the primitive-mantle normalized multi-element diagram (Sun and McDonough, 1989). They also show enriched in light rare earth elements (LREEs) with respect to heavy rare earth elements (HREEs) in chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989), with the Eu/Eu* ratios from 0.6 to 1.03.

U-Pb dating of zircon

The zircons from granodiorite and granite are euhedral to subhedral grains with length of 100 to 250 µm. Oscillating zoning, Th/U ratio (0.31 to 1.63), depletion in LREE along with negative Eu anomalies point to magmatic origin (Belousova et al., 2002). Concordia diagram and the best age obtained from U-Pb data were shown in Figure 6. Based on the analysis, the average ages were 24.6 and 28.1 Ma for granodiorite and granite, respectively.

Sr-Nd isotopic study

The (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i and (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i (t=25Ma) of granitoids range from 0.70540 to 0.70522 and

0.51252 to 0.51260, respectively. While the volcanic rocks are characterized by those values of 0.70542-0.70612 and 0.51263-0.51253, respectively. The εNd (i) values varies from +0.27 to -1.4, plot in the enriched quadrant of the Nd-Sr isotopic diagram (Hou et al., 2011).

Discussion

U-Pb dating indicates that plutotism of the area occurred in the Middle to Late Oligocene (24-28). These rocks are depleted in Nb and Ti and enriched in light rare earth elements and large ion lithophile elements. Their geochemistry with typical calc-alkaline magmatism (Sr/Y ratio is low ~55), negative Eu anomalies of 0.6-1.3 Eu/Eu*, and enrichment in HFSE and radiogenic Sr isotope values indicate their formation in the subduction zone. Eu/Eu* ratios, negative to slightly positive Eu anomalies and non-depletion in HFSE and initial values of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr are similar to other Oligocene magmas of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt. The geochemistry and age of magmatism show that partial melting of the lower crust (amphibolite) with a low contributions of inherited mantle source in a subduction zone may has role in the genesis of Lalehzar igneous rocks.



سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین الیگوسن لاله‌زار در جنوب شرق کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت

فاطمه سپیدبر^{۱*}، بهاره بروزی نیت^۲

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
سنگ‌های آذرین لاله‌زار در جنوب شرق ایران و در بخش جنوب شرقی کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت واقع شده‌اند. در این پژوهش، سن‌سنجی U-Pb زیرکن، داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل بر روی سنگ‌های گرانیتوئیدی (گرانودیوریت و گرانیت) و آتشفشانی انجام شد. کانی‌های اصلی گرانودیوریت‌ها و گرانیت شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول با درصد متفاوت است. سن‌سنجی U-Pb زیرکن نشان می‌دهد که جایگزینی توده گرانیتی در ۲۸ میلیون سال قبل با جای‌گیری توده گرانودیوریتی در ۲۴ میلیون سال قبل ادامه یافته است. این سنگ‌ها دارای تهی‌شدگی در Nb و Ti و غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها با ماگماتیسیم کالک آلکالن معمولی (نسبت Sr/Y (تقریباً >۵۵)، ناهنجاری‌های منفی Eu (۳/۶- Eu/Eu*= ۰/۱) تشکیل آنها را در کمر بند مرتبط با کوه‌زایی نشان می‌دهد. نتایج زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی نشان می‌دهد که احتمالاً ذوب‌بخشی پسته زیرین جوان (آمفیبولیت) با ضخامت کم با منشأ گوشته‌ای به ارث رسیده در یک زون فرورانش در منشأ این سنگ‌ها نقش داشته است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۰۳ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۸/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۲۶
	واژه‌های کلیدی فرورانش کالک آلکالن ذوب‌بخشی لاله‌زار ساوه- ناین- جیرفت
	نویسنده مسئول فاطمه سپیدبر sepidbar@um.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

سپیدبر، فاطمه و بروزی نیت، بهاره، ۱۴۰۳. سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین الیگوسن لاله‌زار در جنوب شرق کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۴): ۲۱-۴۵. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1124>

مقدمه

نوع ماگماتیسیم مرتبط با کمان در حاشیه‌های هم‌گرا با فرایندهای مرتبط با زون فرورانش در ارتباط است. به عنوان مثال، در بیشتر سامانه‌های کمائی، ماگما به ترتیب از کالک‌آلکالین (Sr/Y کم) تا آداکیتی (Sr/Y بالا) در تغییر است (Cooke et al., 2005). بنابراین درک منشأ و پتروژنز آنها برای بررسی فرایندهای تشکیل پوسته قاره‌ای بسیار مهم است (Palin and Spencer, 2018). ماگماهای گرانیتوئیدی با ویژگی شیمیایی کالک‌آلکالین از واکنش گوشته متاسوماتیزم شده با صفحه پوشاننده ایجاد می‌شوند (Lee et al., 2012). از طرفی، ماگماهای گرانیتوئیدی با ویژگی شیمیایی کالک‌آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی (Roberts and Clemens, 1993) ممکن است از طریق شکستن و تعادل مجدد حرارتی، اختلاط یا آلاش، تبلور تفریقی گوشته و مذاب‌های پوسته در یک محیط زمین‌ساختی پس از برخورد ایجاد شده باشند (Hildreth et al., 1991; Roberts and Clemens, 1993;) (Sisson et al., 2005; Huang et al., 2013).

ماگماتیسیم سنوزوئیک و ضخیم‌شدن پوسته در ایران به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در دوره‌های ائوسن-الیگوسن و بسته‌شدن نئوتتیس در میوسن نسبت داده می‌شود (Moghadam et al., 2016). بسته‌شدن نئوتتیس به کوتاه و ضخیم‌شدگی زمین‌ساختی پوسته قاره‌ای ایران از ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر در زمان ائوسن-الیگوسن به ۴۵ تا ۵۵ کیلومتر ضخامت در میوسن بالایی منجر شد. سنگ‌های آذرین مرتبط با این ماگماتیسیم سنوزوئیک در منطقه‌ای به طول ۱۰۰۰ کیلومتر از شمال غرب ایران تا جنوب شرق تحت عنوان کمر بند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت وسعت یافته‌اند (شکل ۱). کمر بند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت حاوی ماگماهای کمائی نوع جزیره‌ای، قاره‌ای و آنداست که در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در اواخر کرتاسه تا دوران سنوزوئیک تشکیل شده است (Berberian and King, 1981). بسته‌شدن ورقه اقیانوسی نئوتتیس به شروع برخورد ورقه‌های اوراسیا و عربستان در الیگوسن

(Dargahi et al., 2010) و توقف تدریجی ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش از اوایل میوسن (حدود ۲۲ میلیون سال) در شمال غرب، تا میوسن میانی (حدود ۱۶ میلیون سال) در ناحیه مرکزی و سپس تا اواخر میوسن (حدود ۶ تا ۱۰ میلیون سال) در بخش جنوب شرقی کمر بند ساوه-ناین-جیرفت منجر شد (Chiu et al., 2013). بر اساس نظر ریچاردز (Richards, 2014)، بسته‌شدن نئوتتیس و برخورد قاره‌ای به احتمال زیاد به تغییر نوع ماگماتیسیم منجر شده است.

در این پژوهش، به بررسی سنگ‌های ماگمایی الیگوسن لاله‌زار در بخش جنوب شرقی کمر بند ساوه-ناین-جیرفت بر اساس داده‌های جدید زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و ایزوتوپی می‌پردازیم تا با بررسی آنها اطلاعات بیشتری را در مورد ماگماتیسیم الیگوسن جنوب شرق ایران کسب کنیم. همچنین چگونگی تأثیر فرایندهای زون فرورانش بر ماگماتیسیم کمر بند ناین-ساوه-جیرفت در منطقه، مورد بررسی قرار خواهد گرفت. داده‌های سن-سنجی U-Pb زیرکن، ایزوتوپ Sr-Nd و تجزیه‌های عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های درونی و بیرونی با دیگر اطلاعات از سنگ‌های ماگمایی الیگوسن و میوسن در جنوب شرق کمر بند ناین-ساوه-جیرفت از جمله سرچشمه، میدوک و پرکام ادغام شدند. در نهایت، اطلاعات گردآوری شده به تفسیر بهتر زمان‌بندی و موقعیت زمین‌شناسی ماگماتیسیم الیگوسن و میوسن در کمر بند ساوه-ناین-جیرفت در طول سنوزوئیک کمک می‌کند.

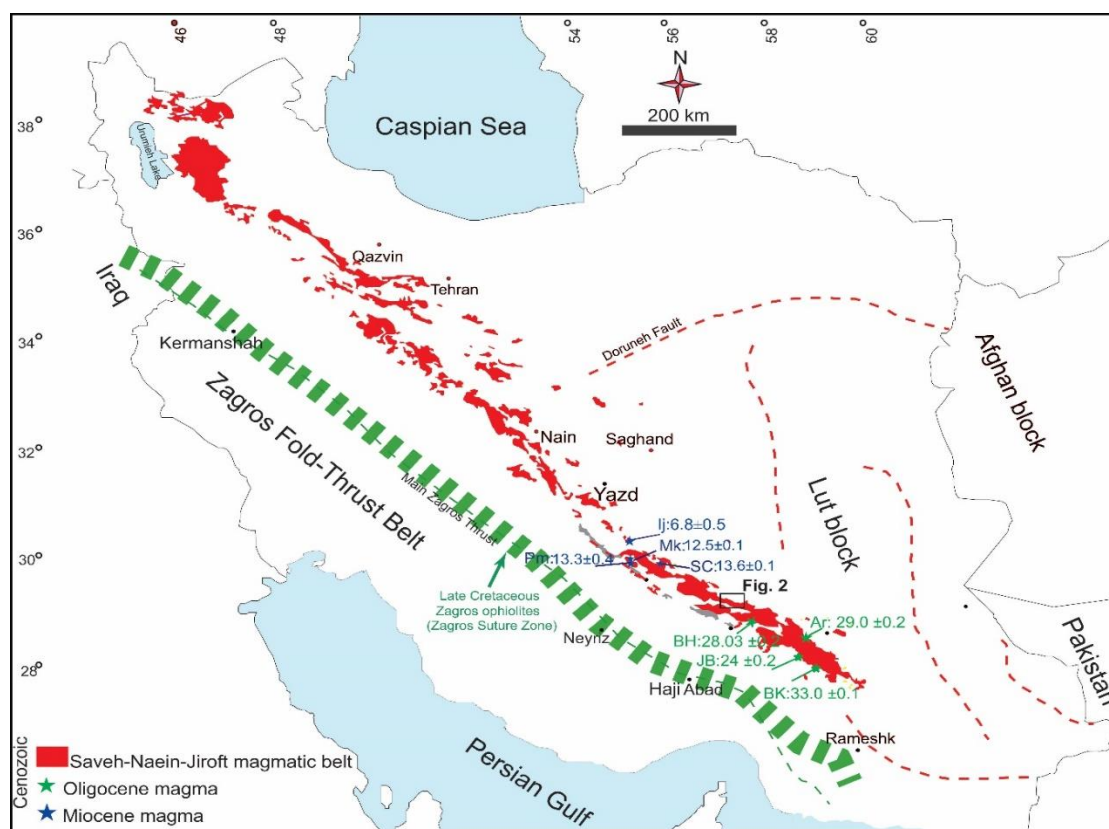
زمین‌شناسی

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

کمر بند ساوه-ناین-جیرفت بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی آلکالین تا کالک‌آلکالین و معادل‌های نفوذی مرتبط با آنهاست که در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی در طول کوه‌زایی آلپین تشکیل شده‌اند (Berberian and King, 1981). ماگماتیسیم در این منطقه در اوایل ائوسن آغاز شد و تا پلیوسن ادامه یافت که با یک طغیان ماگمایی در

کرده‌اند (Berberian and King, 1981; Haschke et al., 2010). بخش جنوب شرقی که به عنوان کمربند ماگمایی دهج-ساردوئیه شناخته شده است و شامل محدوده‌های انار-سیرجان-کرمان، بم-جیرفت و بزمان می‌شود. کمربند ماگمایی دهج-ساردوئیه توسط سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی فراوان با ترکیب اغلب کالک‌آلکالن تا آداکیتی مشخص می‌شود که به ترتیب متشکل از سنگ‌های نیمه عمیق و گرانیتوئیدی ائوسن بالایی تا الیگوسن و توده‌های نفوذی میوسن میانی تا بالایی است (Asadi et al., 2014).

ائوسن میانی ثبت شده است (Verdel et al., 2011). کمربند ساوه-ناین-جیرفت بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی تشکیل دهنده آن به سه بخش مجزا تقسیم شده است: بخش شمال غربی که اغلب مربوط به توده‌های نفوذی میوسن هستند. بخش مرکزی که بین ساوه و یزد واقع شده است و شامل محدوده‌های قم-کاشان-نطنز، ناین و ناین-یزد می‌شود. این بخش دارای سنگ‌های رسوبی نئوپروتروزوئیک بالایی تا پالئوزوئیک است که توسط واحدهای مزوزوئیک پوشیده شده‌اند. این سنگ‌ها توسط سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن پوشانده شده و نفوذی‌های فلسیک و مافیک الیگوسن تا میوسن در آنها نفوذ



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ایران که در آن کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت و توده‌های الیگوسن و میوسن جنوب شرق آن نشان داده شده است. داده‌های DZ: دره زرشک و AA: علی‌آباد از آقازاده و همکاران (Aghazadeh et al., 2015) و داده‌های SC: سرچشمه، Mk: میدوک، Pm: پرکام، Ar: آرکندور، BK: باغ‌کوشک، JB: جبال بارز و BH: بحر آسمان از اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) آمده‌اند

Fig. 1. Geological map of Iran showing the locations of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt and Oligocene-Miocene intrusive rocks. Data from DZ: Darre Zeresk and AA: Ali Abad come from Aghazadeh et al. (2015), and data from SC: Sarcheshmeh, Mk: Meiduk, Pm: Parkam, Ar: Archandor, BH: Bahr Aseman, JB: Jebal Barez and BK: Bagh Kusk come from Asadi et al. (2014).

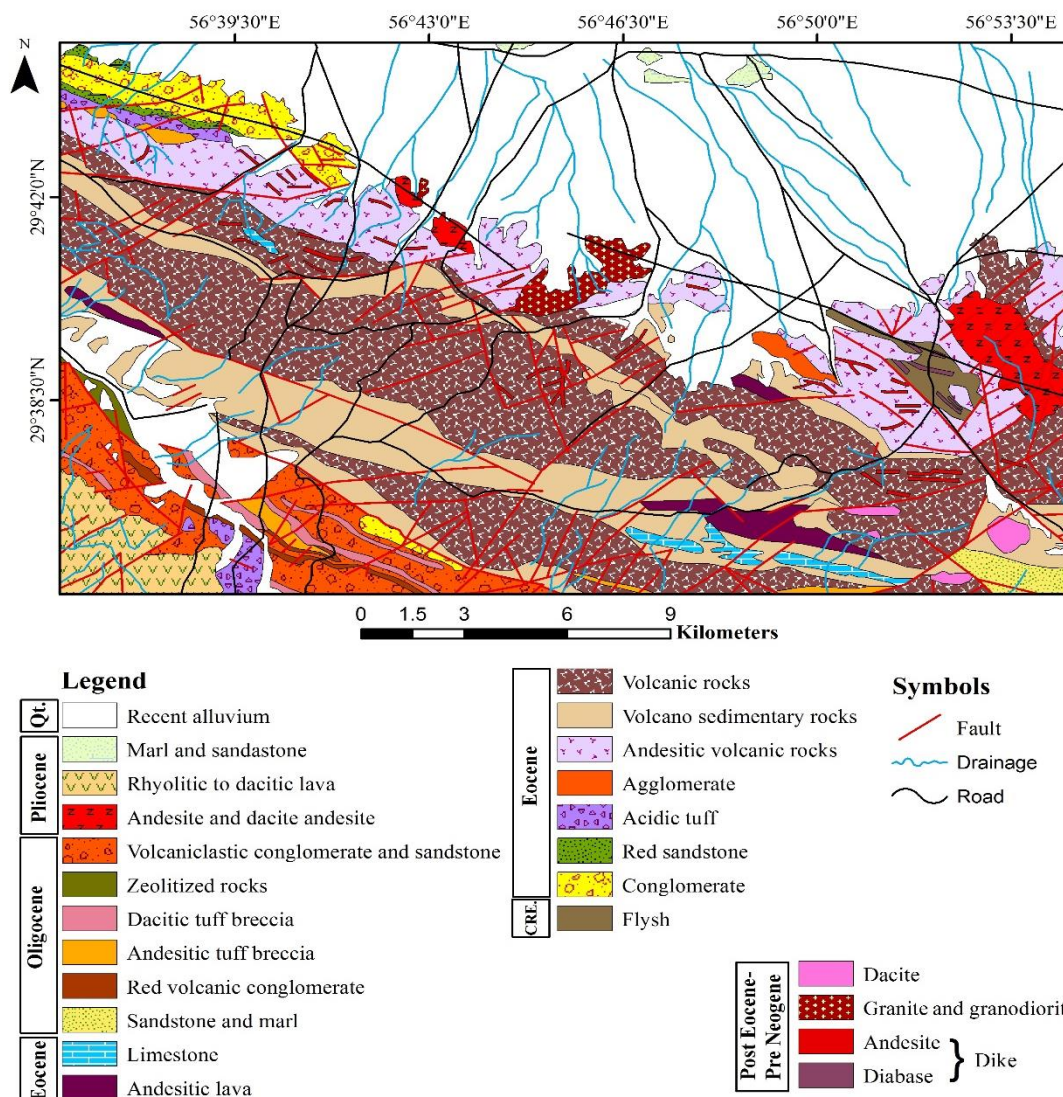
پراکندگی خوبی در امتداد شمال‌غربی - جنوب‌شرقی دارند. گرانیتوئیدهای اصلی کمپلکس ماگمایی لاله‌زار شامل سنگ‌های نفوذی لاله‌زار تا بزنجان است.

مشاهدات صحرایی و سنگ‌نگاری

کمپلکس ماگمایی لاله‌زار در جنوب‌شرقی کمر بند ساوه - ناین - جیرفت (و در منطقه‌ای به مساحت بیش از ۱۲۰ کیلومتر مربع) رخنمون دارند. قدیمی‌ترین سنگ‌های آن شامل سنگ‌های رسوبی کرتاسه بالایی با میان لایه‌های آهک - مرمر و ماسه سنگ است که توسط سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن پوشیده شده‌اند. این سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی توسط گرانیتوئیدهایی با سن ائوسن بالایی - الیگوسن پایینی قطع شده‌اند. این گرانیتوئیدها عبارتند از گرانودیوریت و گرانیت که به صورت استوک رخنمون دارند و توسط سنگ‌ها آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن احاطه شده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳-A). گرانودیوریت‌ها بافت پورفیری گرانولار تا میکروگرانولار نشان‌داده و کانی‌های اصلی آن شامل کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد)، آلکالی فلدسپار (۱۵ تا ۲۰ درصد) بیوتیت و آمفیبول (۵ تا ۱۰ درصد) است. کانی‌های مگنتیت، ایلمنیت، زیرکن و آپاتیت از جمله کانی‌ها فرعی این واحد هستند (شکل ۳-B).

گرانیت نسبت به گرانودیوریت فراوانی کمتری داشته و دارای بافت گرانوفیری است (شکل ۳-C). درشت‌بلورهای فراوان شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار از جمله آلکالی فلدسپار (۳۰ تا ۴۲ درصد)، کوارتز (۵ تا ۱۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۵ درصد)، بیوتیت و آمفیبول (۴ تا ۵ درصد) در آن مشاهده می‌شود. آلکالی فلدسپارهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر معمولاً پرتیتی شده‌اند. دونسل کوارتز، یک نسل مربوط به بلورهای اولیه شکل‌دار و نسل دیگر دانه‌های بی‌شکل که در مرحله آخر تشکیل شده‌اند در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های فرعی این واحد شامل مگنتیت، ایلمنیت، زیرکن و آپاتیت $\pm$ تیتانیت هستند.

مشابه با سایر قسمت‌های کمر بند ساوه - ناین - جیرفت، تکامل زمین‌ساختی و ماگماتیسیم بخش جنوب‌شرقی این کمر بند توسط فرورائش لیتوسفر نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در ائوسن کنترل شده است (Alavi, 2007; Shafiei, 2010). سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی الیگوسن قبل از برخورد (ائوسن) که در محیط زمین‌ساختی کمان جزیره‌ای مرتبط با فرورائش تشکیل شدند، توسط ویژگی‌های شیمیایی کالک‌آلکان و به طور محلی تولیتی متمایز می‌شوند (Shahabpour, 2005). بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی این گرانیتوئیدهای الیگوسن بیانگر شروع برخورد بین صفحه‌های افریقایی - عربی و ایران مرکزی در اواخر ائوسن یا اوایل الیگوسن تا میوسن است. سن‌سنجی به روش K-Ar و Rb-Sr بر روی بیوتیت‌های مربوط به سنگ‌های نفوذی آداکتی میوسن از محدوده‌های میدوک و سرچشمه، سن سرد شدن به ترتیب $12/5 \pm 0/5$ (Shahabpour, 2005) و $12/4$ میلیون سال (Hassanzadeh, 1993) را ثبت کرده‌اند. این سن‌ها بیانگر زمان ماگماتیسیم پس از برخورد صفحه‌های قاره افریقایی - عربی و ایران مرکزی در اواخر نئوژن است. از نظر چینه‌شناسی، منطقه دهج - ساردوئیه از سه توالی آتشفشانی تشکیل شده است (Hassanzadeh, 1993): ۱- توالی ائوسن پایینی شامل سنگ‌های آذرآواری اسیدی، توف‌ها، برش‌های آتشفشانی اغلب از نوع تراکی بازالت تا تراکی آندزیت، ۲- توالی ائوسن میانی تا بالایی که اغلب از سنگ‌های آتشفشانی بازالتی تا ریولیتی تشکیل شده است (سن $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ آلایت $11/4 \pm 37/5$ میلیون سال) و ۳- توالی الیگوسن تراکی بازالت و تراکی آندزیت (سن $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ آنالسیم $16/3 \pm 32/7$ میلیون سال). سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس ماگمایی لاله‌زار در داخل توالی ائوسن بالایی (توالی ۲) قرار گرفته است و شامل گدازه‌های آتشفشانی، برش‌های آتشفشانی، توف‌ها و آگلومراهای فراوان می‌شود که در اطراف روستاهای لاله‌زار تا بزنجان رخنمون دارند. گرانیتوئیدهای الیگوسن در کمپلکس لاله‌زار فراوان هستند و در داخل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند. دگرسانی کلریتی و فلیک در این گرانیتوئیدها دیده می‌شود. بیشتر آنها از نوع کالک‌آلکان بوده و



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی مجموعه آذرین لاله‌زار (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ایران ۱:۱۰۰۰۰۰ بردسیر (Afsharian Zadeh et al., 1992) که در آن سنگ‌های مورد بررسی در بخش شمال-شمال غرب روستای لاله‌زار قرار گرفته‌اند.

Fig. 2. The geological map Lalehzar magmatic complex (modified from Geological Map of Iran, 1:100000 of Bardsir, (Afsharian Zadeh et al., 1992), which studied rocks are located in the north-northwest of Lalehzar village.

گرفته‌اند. همچنین انکلاو میکروگرانولار مافیکی به اندازه ۲ تا ۵ سانتی‌متر به صورت منحنی شکل دیده شد (شکل ۳- D). پلاژیوکلازها با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و به کانی ثانویه سربیسیت تجزیه شده‌اند. هورنبلندها با اندازه ۰/۵ میلی‌متر به صورت دانه‌های شکل دار تا نیمه شکل دار با ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و بیوتیت دیده می‌شوند. بافت غالب

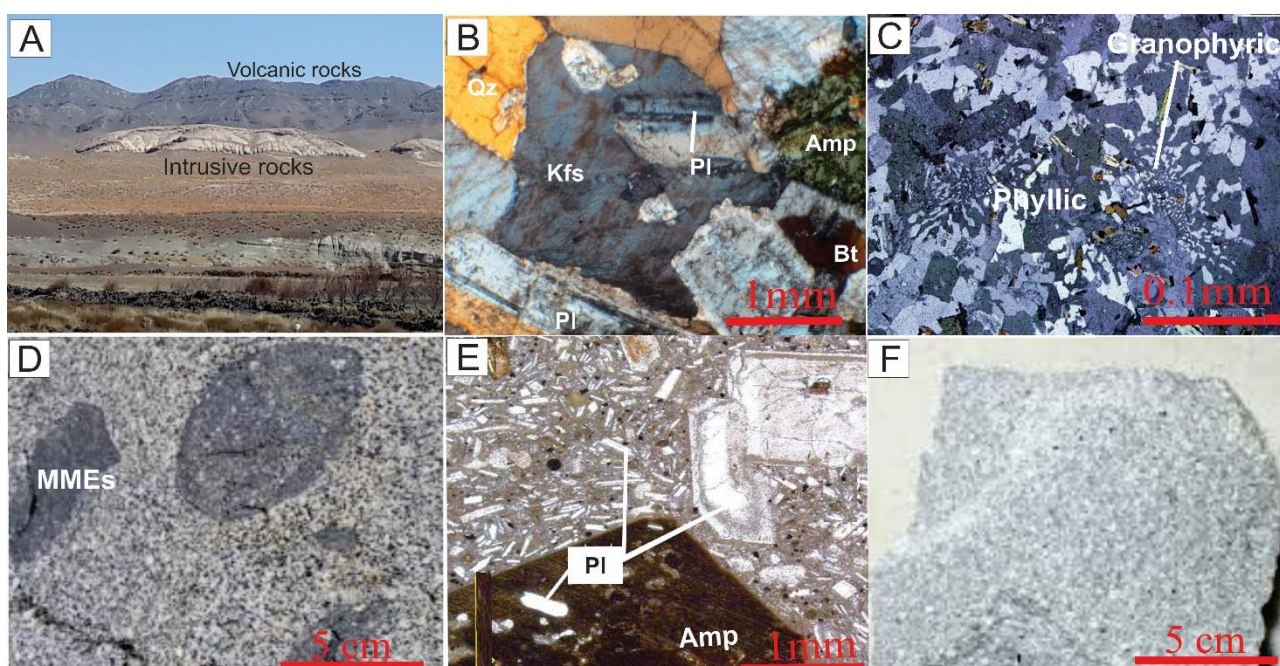
از جمله اجزای اصلی آتشفشانی کمپلکس ماگمایی لاله‌زار، سنگ‌های بیرونی حدواسط تا اسیدی هستند که از نظر سنگ‌شناسی شامل گدازه‌های آندزیت، ریوداسیت تا داسیت و سنگ‌های آذرآواری می‌شوند. آندزیت‌ها بافت پورفیری با کانی‌های درشت دارند. این کانی‌ها عبارتند از فلدسپارها، بیوتیت و آمفیبول که در زمینه‌ی دانه ریز از جنس پلاژیوکلاز و شیشه قرار

دانه‌ریز قرار دارند. به دلیل نزدیک بودن این واحد به سنگ‌های نفوذی، شواهدی از دگرگونی مجاورتی مشاهده می‌شود.

روش مطالعه

پس از پیمایش‌های صحرایی، در مجموع ۱۰۰ نمونه از واحدهای سنگی آتشفشانی و نفوذی و از این تعداد نمونه ۵۰ نمونه مقطع نازک به ترتیب برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری برداشت شد. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی با کمک نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ در نرم‌افزار ArcGIS باز ترسیم شد.

آندزیت‌ها، بافت پورفیری است و در آنها ساختارهای حفره‌ای مشاهده می‌شود. درشت‌بلورها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند دگرسان‌شده است که در زمینه‌ای دانه‌ریز از جنس پلاژیوکلاز و کمی شیشه قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۳). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر هستند و اغلب به کانی ثانویه سریسیت تجزیه شده‌اند. هورنبلند نیز با اندازه ۰/۵ میلی‌متر به صورت بلورهای شکل‌دار و بی‌شکل در این واحد وجود دارند. واحد داسیتی / ریوداسیتی در شمال لاله‌زار واقع شده است. این سنگ متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، بیوتیت و کوارتز است (شکل ۳-۴) که در زمینه‌ای



شکل ۳. عکس‌های صحرایی و مقاطع نازک سنگ‌های آذرین لاله‌زار. A: سنگ‌های آتشفشانی با سن ائوسن که با توده‌های نفوذی با سن الیگوسن قطع شده‌اند (دید به سمت غرب-شمال غرب)، B: انواع مختلف کانی‌های موجود در سنگ‌های گرانودیوریت، C: بافت گرانوفیری در سنگ‌های گرانیتی لاله‌زار، D: آندزیت با بافت پورفیری همراه با انکلاوهای میکروگرانولار، E: انواع کانی‌های دیده شده در آندزیت‌های لاله‌زار و F: داسیت با بافت پورفیری در ناحیه لاله‌زار. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Pl: پلاژیوکلاز، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت).

Fig. 3. Field and microscope photographs of igneous rocks from the Lalehzar. A: Oligocene intrusive rocks with Eocene volcanic rocks (view toward to W-NW), B: Different type of minerals in granodiorite, C: Granophyric texture within the granite, D: Andesite with porphyritic texture and mafic microgranular enclaves (MMEs), E: Different type of minerals in andesite, and F: Dacitic samples with porphyritic texture in Lalehzar. Abbreviation after Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: Plagioclase, Amp: Amphibole, Bt: Biotite).

۱۲ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی که دگرسانی کمی داشتند، برای تجزیه زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی انتخاب شدند. عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش PQ2 Turbo ICP-MS در مؤسسه زمین‌شناسی و زمین فیزیک، آکادمی علوم چین در پکن آماده‌سازی و تجزیه شدند.

دو نمونه از گرانیتوئیدها جهت سن‌سنجی U-Pb کانی زیرکن انتخاب شد. تجزیه با استفاده از Agilent 7500a quadrupole ICP-MS و Thermo-Finnigan Neptune multi-collector متصل به یک سامانه 193nm Excimer ArF laser-ablation در آزمایشگاه IGGCAS پکن در چین انجام شد. کانی‌های زیرکن و بافت آنها مورد تصویربرداری کاتدولومینانس قرار گرفتند. در نهایت، رسم نمودارهای کنکردیا، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سن‌های میانگین توسط Isoplot/Ex v. 3.0 (Ludwig, 2003) انجام شد.

تعداد ۴ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی برای تجزیه ایزوتوپ‌های Sr و Nd انتخاب و در آزمایشگاه IGGCAS پکن در چین تجزیه شد. ایزوتوپ‌های Sr، Rb، Sm و Nd توسط Thermo Fisher Scientific Triton Plus multi-collector thermal ionization mass spectrometer (TIMS) اندازه‌گیری شد. در طی فرایند تجزیه، نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd برای تفکیک جرمی نسبت به $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8/375209$ و $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0/7219$ تصحیح شدند.

نتایج

شیمی عناصر اصلی و کیمیا

نتایج تجزیه عناصر اصلی، فرعی و عناصر نادر خاکی سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی منطقه مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار SiO_2 سنگ‌های گرانیتوئیدی در گستره ۶۱/۵ تا ۶۸/۴ درصد وزنی است. همچنین مقادیر Al_2O_3 و K_2O آنها به ترتیب از ۱۵/۱ تا ۱۷/۲ و ۱/۲ تا ۵/۲ درصد وزنی متغیر است. در سنگ‌های آتشفشانی مقادیر SiO_2 از ۵۲/۵ تا ۶۷/۵ درصد

وزنی، Al_2O_3 از ۱۵/۸ تا ۱۹/۳ درصد وزنی و K_2O از ۱/۵ تا ۳/۹ درصد وزنی است. نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در سنگ‌های گرانیتوئیدی بین ۰/۳۵ تا ۰/۹۴ و در سنگ‌های آتشفشانی بین ۰/۵ تا ۱/۳ است. نمودارهای نام‌گذاری TAS (Middlemost, 1994) و شاخص غنی‌شدگی آلومینیم (Shand, 1943) سنگ‌های نفوذی در محدوده مورد بررسی به ترتیب در محدوده گرانیت و گرانودیوریت با نسبت مولار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} = 0/76 - 1/02$ و $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1/2 - 14/48$ (اغلب متآلومینوس) و سنگ‌های آتشفشانی در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) در محدوده آندزیت و داسیت/ریوداسیت (شکل ۴-A و B) با مقادیر شاخص غنی‌شدگی نسبت مولار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} = 0/76 - 1/11$ و $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1/55$ (اغلب متآلومینوس) قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al., 1984) همه سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی در قسمت سنگ‌های مرتبط با کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۴-C).

در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت (Sun and McDonough, 1989) سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی (شکل ۵-A و B)، غنی‌شدگی عناصر Rb، Ba، Th، U و تهی‌شدگی در عناصر Nb، Ti و P و عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین مشهود است. مقدار Eu/Eu^* در سنگ‌های نفوذی از ۰/۶ تا ۱/۳ و در سنگ‌های آتشفشانی ۰/۶ تا ۰/۹ متغیر است.

سن‌سنجی U-Pb زیرکن

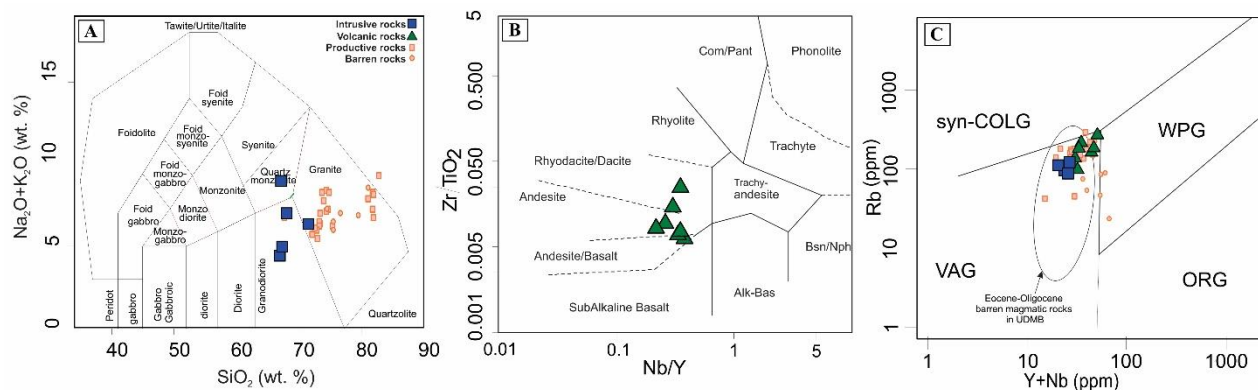
پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، دو نمونه از گرانیت (۲۶-L) و گرانودیوریت (۳-L) برای تعیین سن به روش U-Pb انتخاب شدند. نتایج به دست آمده از سن‌سنجی نمونه در جدول ۲ ارائه شده است. تصویرهای کاتدولومینانس مربوط به زیرکن‌ها در شکل ۶ نشان داده شده است.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمی سنگ کل نمونه‌های انتخاب‌شده سنگ‌های آذرین لاله‌زار (عناصر اصلی بر اساس wt.% و عناصر کمیاب و نادر خاکی بر اساس ppm)

Table 1. Whole rock chemical analysis results of representative samples of the Lalehzar (major oxide based on wt. %, tarce and rare earth elements based on ppm)

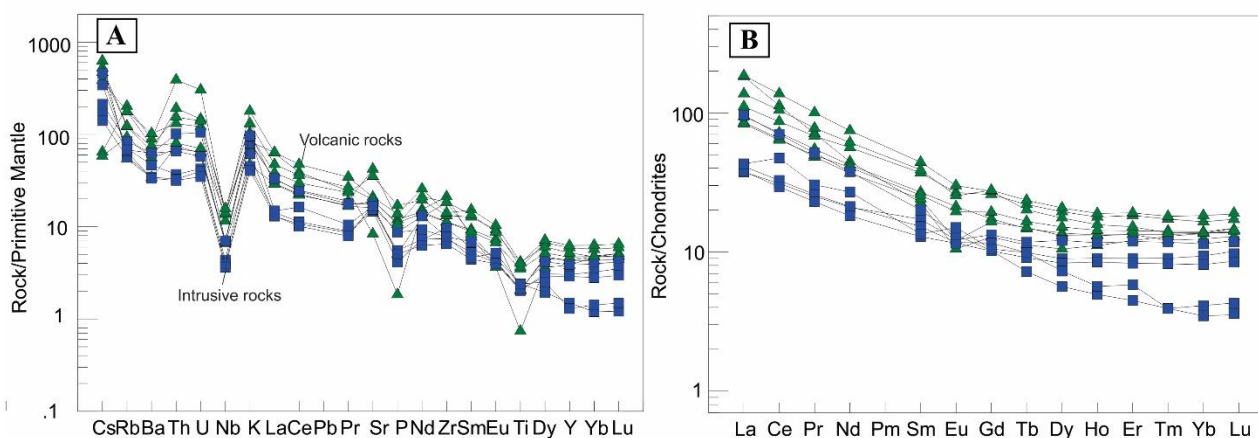
Sample No	L-1	L-2	L-4	L-5	L-6	L-7	L-8	L-26	L-3	L-17	L-18	L-22
	And.	Dac/Rhy.	Dac/Rhy.	And.	And.	And.	And.	G.	Gd	Gd	Gd	Gd
SiO ₂	53.3	57.5	67.5	56.3	54.3	52.5	55	68.4	61.5	62.5	63.6	62.7
TiO ₂	0.46	0.44	0.45	0.75	0.79	0.9	0.87	0.16	0.44	0.46	0.52	0.52
Al ₂ O ₃	17.6	19.2	15.8	18.8	19.3	16.8	17.6	16.6	17	17.2	17.1	15.1
FeO T	6.52	8.82	4.17	8.22	8.75	9.89	7.25	1.9	6.21	6.33	4.52	5.54
MnO	0.11	0.11	0.09	0.09	0.18	0.16	0.15	0.05	0.13	0.09	0.08	0.08
MgO	2.31	3.62	1.33	3.24	2.42	3.46	2.51	0.52	2.25	2.74	1.52	2.63
CaO	5.76	6.43	3.61	6.93	6.52	6.77	5.23	0.95	5.81	6.02	5.21	4.43
Na ₂ O	3.43	4.46	2.57	3.23	3.4	4.37	4.32	5.45	3.49	3.41	4.41	5.32
K ₂ O	1.86	2.41	3.22	1.51	2.86	2.51	3.94	5.17	1.35	1.22	2.42	2.9
P ₂ O ₅	0.24	0.06	0.37	0.26	0.21	0.11	0.23	0.44	0.22	0.27	0.33	0.29
LOI	1.3	1.66	1.57	1.32	1.68	1.47	2.75	0.9	1.45	1.21	1.4	
Total	100	99.9	99.1	100	98.7	99.9	100	100	100	100	100	99.9
A/CNK	0.97	0.89	1.11	0.96	0.94	0.76	0.84	1.02	0.96	0.96	0.88	0.76
A/NK	2.30	1.93	2.05	2.71	2.22	1.70	1.55	1.14	2.36	2.48	1.73	1.27
Ba	325	389	715	237	521	453	526	622	242	233	438	439
Cr	54	62	59	52	45	52	60	30	41	58	35	29
Cs	1.25	0.41	5.9	4.83	4.1	3.6	3.15	0.49	1.02	3.48	1.57	2.6
Ga	16.9	16.8	16	18.5	20	15	18.1	14.9	16.9	16.7	19.8	17.8
La	8.9	22.4	20	19.8	26	44	32.5	43.3	9.8	9	9.8	8.2
Ce	18	44	41	39	53	84	63	69	21	19	33	29
Pr	2.38	5.22	4.6	4.71	6.5	9.5	7.38	6.75	2.46	2.18	4.89	2.89
Nd	9.86	52.1	18	18.9	26	35	35.24	20.6	18.7	8.56	17.7	12.7
Sm	4.96	7.43	3.7	3.9	5.7	6.8	5.9	3.46	3.63	1.97	3.06	2.06
Eu	0.74	1.26	0.7	1.16	1.6	1.8	1.5	0.63	0.71	0.7	0.8	0.9
Gd	2.76	3.59	3.4	4	5.4	5.7	5.74	2.66	2.41	2.12	2.13	2.19
Tb	0.44	0.55	0.6	0.62	0.8	0.8	0.88	0.42	0.37	0.34	0.27	0.37
Dy	3.25	3.37	3.2	3.73	4.8	4.4	5.18	2.51	2.31	2.25	1.53	1.85
Ho	0.7	0.77	0.8	0.83	1	0.9	1.11	0.65	0.55	0.51	0.35	0.36
Er	2.05	2.29	2.3	2.43	3.1	2.6	3.24	2.08	1.57	1.45	0.82	1.04
Tm	0.3	0.31	0.3	0.36	0.4	0.4	0.46	0.33	0.23	0.21	0.1	0.1
Yb	1.94	2.11	2.3	2.37	2.8	2.3	3.11	2.31	1.59	1.38	1.59	1.7
Lu	0.35	0.35	0.4	0.41	0.5	0.4	0.51	0.41	0.29	0.25	0.12	0.13
Rb	93.5	44.8	112	34.3	78	78	63.9	85.5	42.1	41.3	53.1	43.1
Sr	421	915	339	400	743	441	425	176	322	360	370	353
Y	17.7	19.7	20	21.3	27	24	28.5	17.5	13.9	13.3	16.9	16.5
Ta	0.2	0.4	0.6	0.3	0.5	0.6	0.8	0.5	0.3	0.8	0.4	0.4
Nb	3.1	4.9	8.2	4.7	9.7	10	11.2	9.7	2.8	2.6	4.5	3.5
Y	17.6	19.6	20	21.2	27	24	28.4	17.4	13.8	13.2	8.8	7.9
U	0.92	1.39	2.6	1.34	1.5	3.1	2.97	5.42	0.87	0.76	2.24	1.25
Th	3.14	5.91	11	6.36	6.9	16	13.1	33.1	2.78	2.7	8.6	5.6
Hf	2.95	3.21	5	3.26	3.6	3.6	4.73	5.64	2.28	2.08	2.23	2.5
Zr	108	126	205	126	148	158	207		83	73	87	87

And: Andesite; Dac/Rhy.: Dacite/Rhyodacite; G: Granite, Gd: Granodiorite



شکل ۴. طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی A: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) برای توده‌های نفوذی و B: Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y برای سنگ‌های آتشفشانی (Winchester and Floyd, 1977) و C: موقعیت سنگ‌های آذرین لاله‌زار در نمودار Rb vs. $\text{Y} + \text{Nb}$ (Pearce et al., 1984)

Fig. 4. Geochemical classification of A: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Middlemost, 1994) for the intrusive rocks; B: Zr/TiO_2 vs. Nb/Y for the volcanic rocks (Winchester and Floyd, 1977) and C: the position of the Lalehazar igneous rock in the Rb vs. $\text{Y} + \text{Nb}$ diagram (Pearce et al., 1984)



شکل ۵. A: الگوی عناصر خاکی نادر سنگ‌های آذرین لاله‌زار که نسبت به گوشته اولیه و B: کندریت بهنجار شده‌اند (داده‌های گوشته اولیه و کندریت از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989)، نشانه‌ها مانند شکل ۴

Fig. 5. A: Primitive mantle-normalized, and B: Chondrite-normalized rare earth elements patterns for Lalehazar magmatic rocks. Primitive mantle and chondrite -normalized values are taken from Sun and McDonough (1989). Symbol as same with Fig. 4

گرانودیوریتی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و طول آنها حدود ۱۰۰ تا ۲۵۰ میکرومتر است (شکل ۶-۱). زون‌بندی نوسانی و نسبت Th/U آنها (۰/۳۱ تا ۱/۶۳) تهی‌شدگی شدید از عناصر نادر

تصویرهای کاتدولومینسانس به بررسی ساختارها و زون‌بندی دانه‌های زیرکن و تفسیر بهتر داده‌های سن‌سنجی به دست آمده کمک می‌کند. زیرکن‌های جدا شده از واحدهای گرانیتی و

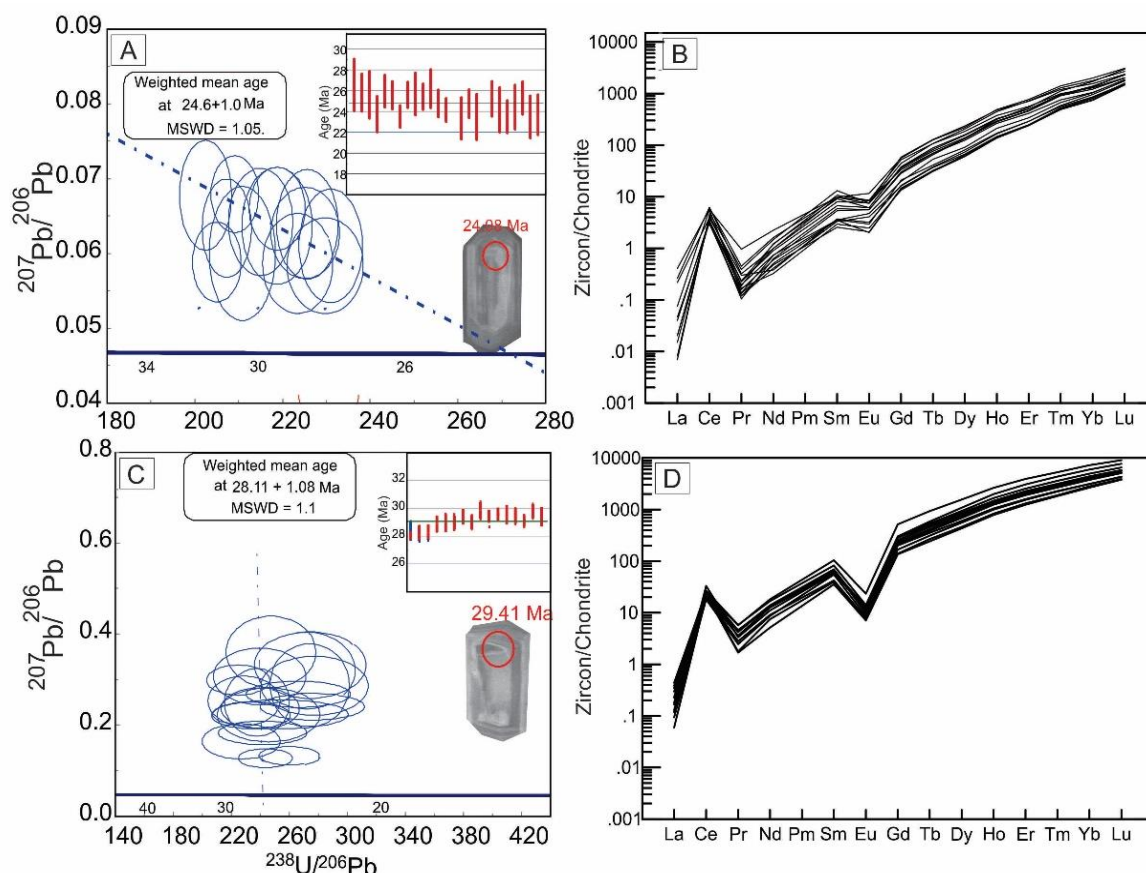
خاکی سبک نسبت به سنگین همراه با آنومالی منفی یورونیوم (شکل ۶-B و D) بیانگر منشأ ماگمایی آنهاست (Belousova et al., 2002). در نمودار تراواسربرگ، بهترین سن به دست آمده از داده‌های U-Pb نشان‌داده شده است

(شکل ۶-C). بر اساس تجزیه و دانه‌های زیرکن (جدول ۲)، میانگین سن برای سنگ گرانودیوریت ۲۴/۶ و گرانیت ۲۸/۱۱ میلیون سال به دست آمد (شکل ۶).

جدول ۲. نتایج آنالیز سن سنجی نمونه‌های انتخاب‌شده سنگ‌های آذرین لاله‌زار

Table 2. Zircon dating analysis results of the representative samples from Lalehazar

	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th
	Age (Ma)	1sigma	Age (Ma)	Age (Ma)	1sigma	Age (Ma)	1sigma	
Granodiorite								
L-3-1	0.50	3524	280	111	27.6	2.1	54.5	7.3
L-3-2	0.47	2699	359	99	28.4	2.2	27.5	5.4
L-3-3	0.52	2425	323	79	24.8	1.3	19.1	2.8
L-3-4	0.42	2539	279	81	24.7	1.4	26.4	4.5
L-3-5	0.36	3596	360	129	27.1	1.7	45.8	6.9
L-3-6	0.38	2290	249	76	26.4	1.3	31.0	4.6
L-3-7	0.41	4133	337	150	23.5	2.2	36.6	7.1
L-3-8	0.56	3744	272	121	26.8	2.0	38.8	5.4
L-3-9	0.42	3997	359	1255	23.3	2.0	38.5	9.5
L-3-10	0.50	3932	266	171	28.6	1.8	63.8	9.8
L-3-11	0.52	error	error	202	22.5	2.1	83.3	14.3
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th
L-3-12	0.42	3913	294	186	26.0	2.1	85.0	13.4
L-3-13	0.52	3560	267	165	26.9	2.4	62.4	10.6
L-3-14	0.44	4029	395	132	24.2	2.2	47.0	8.2
L-3-15	0.40	4326	370	120	19.9	1.7	40.9	6.3
L-3-16	0.44	3205	398	101	26.6	2.2	37.7	6.1
L-3-17	0.47	4570	696	139	23.5	2.0	48.5	7.0
L-3-18	0.68	4571	774	153	23.7	1.9	35.0	5.4
L-26: Granite								
L-26-1		413	225	35	30.5	0.7	28.5	2.0
L-26-2		383	196	33	27.8	0.6	26.5	1.6
L-26-3		354	196	32	28.8	0.7	28.4	2.0
L-26-4		863	218	41	28.8	0.7	26.7	2.2
L-26-5		639	208	34	27.0	0.6	26.7	2.1
L-26-6		error		25	27.9	0.6	27.6	1.8
L-26-7		528	193	37	29.9	0.7	28.9	2.1
L-26-8		339	164	35	31.4	0.6	29.9	2.0
L-26-9		383	176	30	25.9	0.5	26.9	1.7
L-26-10		524	179	35	28.6	0.7	29.4	2.1
L-26-11		698	141	38	28.9	0.6	28.1	1.8
L-26-12		633	143	38	29.4	0.6	28.3	2.1
L-26-13		606	214	35	28.5	0.6	28.5	1.9
L-26-14		683	179	42	31.8	0.6	26.9	2.1
L-26-15		324	183	31	28.0	0.7	26.8	1.7
L-26-16		494	163	38	31.0	0.6	32.4	2.1



شکل ۶. A: تصاویرهای کاتدولومینسانس زیرکن‌های سنگ گرانودیوریتی لاله‌زار (دایره قرمز نقطه تجزیه استفاده شده برای سن سنجی U-Pb را نشان می‌دهد) و نمودار سن سنجی تراواسربرگ گرانودیوریت، **B:** الگوی عناصر خاکی نادر زیرکن موجود در گرانودیوریت که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، **C:** تصاویرهای کاتدولومینسانس زیرکن‌های سنگ گرانیتی لاله‌زار و نمودار سن سنجی تراواسربرگ گرانیت و **D:** الگوی عناصر خاکی نادر زیرکن گرانیت که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند.

Fig. 6. A: CL images (Red circles show analytical spot used for U-Pb geochronology) and U-Pb zircon Terra-Wasserberg diagrams for Lalehazar granodiorite, B: Chondrite normalized zircon REE pattern for the Lalehazar igneous rocks, C: CL images and U-Pb zircon Terra-Wasserberg diagrams for Lalehazar granite, and D: Chondrite normalized zircon REE pattern for granite.

ایزوتوپ‌های Sr-Nd

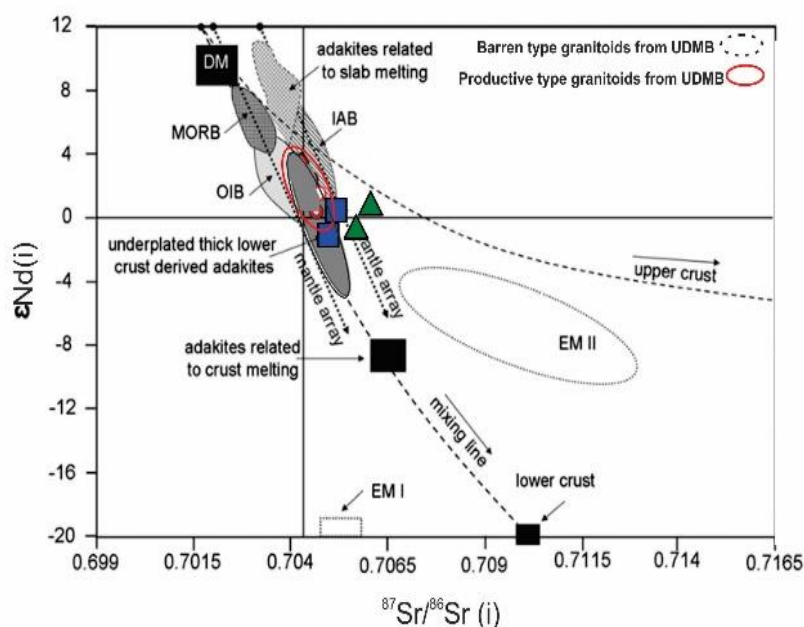
نمونه‌های گرانیتیویدی به ترتیب برابر ۷۰۵۲۲/۰ - ۷۰۵۴۰/۰ و ۵۱۲۶۰/۰ - ۵۱۲۵۲/۰ و برای سنگ‌های آتشفشانی ۷۰۶۱۲/۰ - ۷۰۵۴۲/۰ و ۵۱۲۶۳/۰ - ۵۱۲۵۳/۰ است. میزان ایزوتوپ‌های اولیه ϵ_{Nd} در نمونه‌های بیان‌شده از ۰/۲۷ تا ۱/۴- در تغییر است. در نمودار ϵ_{Nd} اولیه در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نمونه در سمت راست محدوده گوشته و متمایل به سمت پوسته قاره‌ای بالایی قرار گرفته است (شکل ۷) (Hou et al., 2011).

نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd مربوط به ۲ نمونه گرانیت (L-۲۶) و گرانودیوریت (L-۳) و ۲ نمونه از سنگ‌های آندزیت (L-۸) و داسیت (L-۴) در جدول ۳ ارائه شده است. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نمونه‌ها بر اساس سن ۲۵ میلیون سال که از داده‌های U-Pb زیرکن به دست آمده، محاسبه شدند. مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه برای

جدول ۳. نتایج تجزیه ایزوتوپ Nd-Sr سنگ کل نمونه‌های انتخاب شده سنگ‌های آذرین لاله‌زار

Table 3. Whole rock Nd-Sr isotopic analysis results of representative samples of the Lalehzar

Ref sample	L-3	L-26	L-4	L-8
Litology	Gd.	G.	Dac.	And.
Sr	322	176	915	425
Rb	42.1	85.5	44.8	63.9
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.241	0.922	0.234	0.096
Erro (2s)	0.006	0.006	0.006	0.004
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70532	0.70579	0.70552	0.70616
Nd	10.8	20.6	52.1	35.3
Sm	3.63	3.46	7.43	5.90
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.156	0.136	0.104	0.124
Nd/Nd	0.51255	0.51263	0.51256	0.51263
Sr/Sr(i)	0.70522	0.70540	0.70542	0.70612
eSr(i)	10.26	13.27	20.81	26.35
Nd/Nd(i)	0.51252	0.51260	0.51254	0.51261
eNd(i)	-1.38	0.06	-1.33	0.27
tDM (Ma)	1296	864	721	749



شکل ۷. نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نسبت به $\epsilon\text{Nd}(i)$ برای سنگ‌های آذرین لاله‌زار

Fig. 7. Diagram of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. $\epsilon\text{Nd}(t)$ for Lalehzar igneous rocks

بحث

توضیحی برای منشأ و ویژگی‌های ناحیه منشأ

سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی مجموعه ماگمایی لاله‌زار مقادیر LOI تقریباً پایینی (کمتر از ۲ درصد وزنی) را نشان می‌دهند. بر اساس مشاهدات پترولوژیکی و داده‌های زمین‌شیمیایی به ویژه مقادیر اکسیدهای اصلی (N_2O , CaO ، Al_2O_3 و K_2O)، سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس لاله‌زار نوع متاآلومیتوس و کالک‌آلکالن (K_2O+Na_2O کمتر از ۱۰) و مربوط به محیط‌های فرورانش هستند. همه سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی بر اساس عناصر کمیاب و در نمودار Rb برابر $Y+Nb$ (Pearce et al., 1984) در محدوده سنگ‌های مرتبط با کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۴- C).

مقدار P_2O_5 و تغییر آن با SiO_2 یک ماگما می‌تواند برای تعیین نوع گرانیتوئید استفاده شود (Chappell and White, 2001). با توجه به طرح‌های طبقه‌بندی مرسوم، مقادیر P_2O_5 سنگ‌های آذرین منطقه لاله‌زار از ۰/۲۲ تا ۰/۴۴ درصد وزنی متغیر است و با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد که این امر اکسیدان بودن گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی را تأیید می‌کند. همچنین نسبت‌های Rb/Sr (تا ۰/۵) آن نیز شبیه به گرانیتوئیدهای نوع I است. ویژگی اکسیدان بودن (I-type) سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه با ویژگی زمین‌شیمیایی متاآلومینوس و کانی‌شناسی و حضور هورنبلند و نبود کانی‌های اولیه آلومینوس مثل مسکویت، تورمالین، آندالوزیت و گارنت، مقادیر متغیر K_2O (۱/۲ تا ۵/۱۷ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۵/۱ تا ۱۷/۲ درصد وزنی) و مقادیر متغیر CaO (۰/۹ تا ۶/۰۲ درصد وزنی) و Na_2O (۳/۴۱ تا ۵/۴۵ درصد وزنی) تأیید می‌شود (Chappell and White, 2001). سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی مانند سنگ‌های محیط کمانی برای عناصر Pb ، U ، Rb ، Th ، Ba و برای تهی‌شدگی و غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ اگرچه سنگ‌های هم‌زمان تا پس از برخورد نیز تهی‌شدگی HFSE و غنی‌شدگی LILE را نشان می‌دهند (Pearce et al., 1984) (شکل ۵).

سنگ‌های آتشفشانی تنوع ترکیب شیمیایی گسترده‌ای دارند که شامل آندزیت-بازالت تا ریولیت و داسیت است. این سنگ‌های آتشفشانی از نوع کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا هستند و تهی‌شدگی HFSE و غنی‌شدگی LILE در آنها مشهود است. ویژگی‌های ایزوتوپی ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ۰/۰۷۰۵ تا ۰/۰۷۰۶) این سنگ‌ها بیانگر منشأ گوشته‌ای آنهاست. مقادیر مثبت تا منفی ϵNd (۱/۳- تا ۰/۲۷+)، مدل سن Nd (۱/۲ تا ۱/۷۲ Ma) و مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ پایین (جدول ۳)، تولید ماگماهای مشتق‌شده از گوشته را در محیط فرورانش تأیید می‌کند. همچنین این سنگ‌ها مقدار La/Nb بالا (۲/۵ تا ۴/۶) و La/Ba پایینی (۰/۰۲ تا ۰/۰۸) دارند که با منبع گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای مدل در محیط فرورانش مطابقت دارند (Thompson and Morrison, 1988; Saunders et al., 1992).

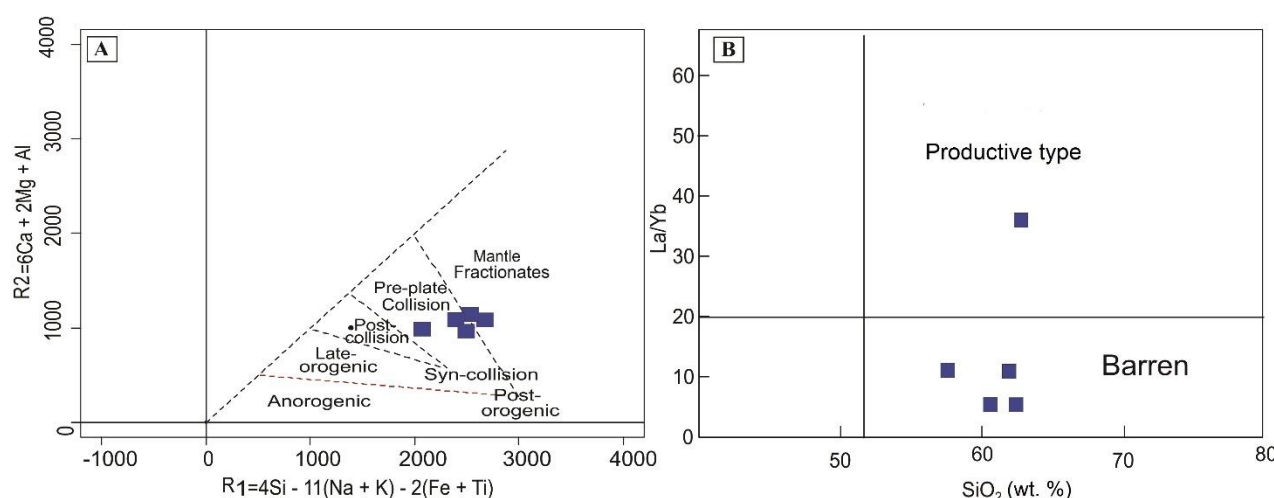
از طرفی مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ نسبتاً بالاتر این سنگ‌ها نسبت به گوشته (۰/۷۰۳) بیانگر آن است که پوسته قاره‌ای نیز می‌توانسته در منشأ این سنگ‌ها (آلودگی پوسته) نقش داشته باشد. بنابراین بر اساس اطلاعات ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های ماگمایی مجموعه آذرین لاله‌زار از مذاب‌های اولیه با منشأ گوشته بالایی متاسوماتیزم شده منشأ گرفته‌اند که با مقادیر ناچیزی از مواد پوسته در طول صعود خود آلاش یافته‌اند.

سنگ‌های گرانیتوئیدی الیگوسن مقدار $(La/Sm)_N$ (۱/۶ تا ۴/۷) و Dy/Yb (۱/۴ تا ۲/۶) پایینی دارند که منبع مذاب کمتر غنی شده با حضور آمفیبول کم را نشان می‌دهند (Richards et al., 2012). همچنین در این سنگ‌ها مقدار La/Yb کم (۴/۶ تا ۶/۵)، تفریق کم HREE و ناهنجاری منفی Eu ($Eu/Eu^* = ۱/۳ - ۰/۶$) دیده می‌شود که بیانگر تفریق پلاژیوکلاز و پیروکسن از مذاب است. آنها همچنین نسبت La/Nb نسبتاً بالایی (۲/۱ تا ۳/۵) و La/Ba کم (۰/۰۱ تا ۰/۰۴) دارند که با منشأ گوشته لیتوسفری متاسوماتیزم شده در مناطق فرورانش مطابقت دارد (Thompson and Morrison, 1988; Saunders et al., 1992). مقادیر ϵNd (۱/۲- تا ۰/۲+) نیز منشأ گوشته‌ای گرانیتوئیدها را تأیید

می‌کند.

(Brown et al., 1984) به جز یک نمونه، سایر نمونه‌ها در بخش گرانیت‌های الیگوسن در محیط‌های جزایر کمائی قرار می‌گیرند. این ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بیانگر آن است که سنگ‌های ماگمایی کمپلکس لاله‌زار از نوع ماگماهای مرتبط با کمان‌های ماگمایی نرمال هستند (شکل ۸-B).

در نمودار $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ در برابر $R2 = 5Ca + 2Mg + Al$ (De la Roche et al., 1980)، سنگ‌های نفوذی مجموعه آذرین لاله‌زار در محدوده فرورانش قرار گرفته‌اند (شکل ۸-A). در نمودار زمین‌ساختی La/Yb در برابر SiO_2



شکل ۸. A: نمودار $Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) = R1$ در برابر $Ca - 2Mg - Al = R2$ (De la Roche et al., 1980) که در آن بیشتر نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه لاله‌زار در ناحیه قبل برخورد قرار گرفته‌اند و B: نمودار La/Yb در برابر SiO_2 (Richards et al., 2012)

Fig. 8. A: $[R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ vs. $[R2 = 5Ca + 2Mg + Al]$ diagram (De la Roche et al., 1980) which most of the granitoids sample Lalehzar area plot within the pre-collision field, and B: La/Yb vs. SiO_2 diagram (after Richards et al., 2012)

استقرار و تبلور ماگما را در ۳۳ میلیون سال قبل و پس از برخورد نهایی در نظر گرفته‌اند. با این حال، سن U-Pb زیرکن سنگ‌های گزارش شده در این پژوهش مطابق با سن‌های ماگماتیسیم الیگوسن است که در سایر قسمت‌های کمربند ساوه-ناین-جیرفت گزارش شده‌اند.

گرانیتوئیدهای میوسن اغلب مقدار Ni (۹ تا ۳۱ گرم در تن) و Cr (۱۴ تا ۳۶ گرم در تن) پایینی در مقایسه با گرانیتوئیدهای الیگوسن (۱۱ تا ۷۳ گرم در تن و Ni = ۲۱ تا ۸۱ گرم در تن = Cr) در کمربند ساوه-ناین-جیرفت نشان می‌دهند. گرانیتوئیدهای الیگوسن مجموعه آذرین لاله‌زار مقدار Cr (۲۹ تا ۶۲ پی‌پی‌ام) بالاتری نسبت به گرانیتوئیدهای میوسن دارند؛ اگرچه دومی در

توضیحی برای سن ماگماتیسیم و ارتباط آن فرایندهای زون فرورانش

سن‌های U-Pb کانی زیرکن برای سنگ‌های نفوذی مجموعه آذرین لاله‌زار نشان می‌دهد که جای‌گیری و تبلور ماگما در ۲۴ تا ۲۹ میلیون سال قبل رخ داده است. این سن‌ها با سن تبلور ۲۲ میلیون سال که توسط چکانی مقدم و همکاران (Chekani Moghadam et al., 2018) برای گرانیتوئیدها در این ناحیه گزارش شده، کمی قدیمی‌تر است که نشان می‌دهد ماگماتیسیم در این منطقه در زمان الیگوسن تا اوایل میوسن در طی فعالیت فرورانش رخ داده است. با این وجود، این سن‌ها با برخی از سن‌های به دست آمده توسط درگاهی و همکاران (Dargahi et al., 2010) در تضاد است که

جزئی) به عنوان یک فاز باقی مانده است؛ در حالی که نسبت‌های پایین $1/1$ تا $2/2$ $(La/Sm)_n$ و $0/8$ تا $1/1$ $(Dy/Yb)_n$ منشأ مذاب با غنی‌شدگی کمتری را با دخالت کم یا بدون دخالت آمفیبول در ماگماهای نوع الیگوسن پیشنهاد می‌کند (Richards et al., 2012). بنابراین، نسبت‌های تقریباً متغیر $2/1$ تا $4/7$ $(Dy/Yb)_n$ و $0/9$ تا $1/7$ $(La/Sm)_n$ سنگ‌های آذرین کمپلکس لاله‌زار مشابه گرانیتوئیدهای میان نوع میوسن و الیگوسن هستند.

بررسی ترکیب گرانیتوئیدی کمپلکس لاله‌زار با مقادیر Y (۲/۶ تا ۱۳/۱۷ گرم در تن) و MnO (۰/۰۷ تا ۰/۱۴ درصد وزنی) بیشتر تأیید می‌کند که آنها دارای ویژگی‌های مشابه سنگ‌های آذرین الیگوسن هستند (Baldwin and Pearce, 1982)، به جز نمونه L-26 که شباهت بیشتری به سنگ‌های نفوذی میوسن نشان می‌دهد (جدول ۱). مقدار بالای Y در ماگماهای الیگوسن ممکن است مشارکت فازهای بدون آب را در مراحل اولیه پیدایش ماگما ثبت کند (Haschke and Pearce, 2006)؛ اگرچه ممکن است ذوب‌بخشی منشأ مطابق با ضخامت پوسته در عمق متوسط ۳۵ تا ۴۵ کیلومتری و در زمان قبل از برخورد باشد.

نسبت Sr/Y پایین (>38) اندازه‌گیری شده در سنگ‌های آذرین الیگوسن - ائوسن کمپلکس لاله‌زار، تشکیل آن از طریق ماگماتیسیم جزایر کمانی را نشان می‌دهد؛ در حالی که نسبت Sr/Y بیش از ۵۶ برای سنگ‌های میوسن به معنی حضور کانی‌های گارنت، هورنبلند و کلینوپیروکسن در منشأ است که به غنی‌شدگی LREE/HREE و ویژگی آداکتی سنگ‌ها منجر می‌شود (Castillo, 2012).

نسبت La/Yb پایین (>9) سنگ‌های نفوذی لاله‌زار بیانگر ماگماتیسیم جزایر کمانی است (شکل ۶-B). ترکیب‌های ایزوتوپی Sr ماگمای میوسن نیز با طیف کوچکی از $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه (۰/۷۰۴۲۵ تا ۰/۷۰۴۷۰) نسبت به ماگماهای نوع الیگوسن (۰/۷۰۵۳۴ تا ۰/۷۰۷۵۲) مشخص می‌شوند (Asadi et al., 2014)؛ در حالی که هر دو نوع میوسن و الیگوسن نسبت‌های

LREE (Ce, Pr, La, Nd) نسبت به HREE (Tm, Yb, Lu) نسبت به قبلی غنی‌تر است. اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) پیشنهاد کردند که N-MORB و الگوهای عنصر کمیاب نمونه‌های میوسن با غنی‌شدگی در Pb, Ba, Rb, Cs و تهی‌شدگی در Nb, Ta, Th, Zr, Hf و Ti مشخص می‌شوند. در واقع، گرانیتوئیدهای میوسن معمولاً ناهنجاری‌های منفی متمایز و مشخصی در Nb, Ta و Ti نشان می‌دهند؛ برخلاف مواردی که در گرانیتوئیدهای نوع الیگوسن مشاهده می‌شود (Asadi et al., 2014). این امر نشان می‌دهد که گارنت به عنوان یک فاز باقی مانده در سنگ منشأ برای ماگما وجود دارد که به معنای تشکیل آنها در فشار بیشتر از ۱۵ کیلوبار، معادل ضخامت پوسته ۴۵ تا ۵۵ کیلومتر است (Xiong et al., 2006; Palin et al., 2016b). با توجه به نتایج سنگ‌شناسی انجام‌شده توسط رپ و همکاران (Rapp et al., 1991)، ذوب‌بخشی گارنت-آمفیبولیت‌ها در فشارهای بالا (بیش از ۱۲ کیلوبار) باعث ایجاد مذاب در تعادل با باقی مانده‌های گارنت‌دار می‌شود.

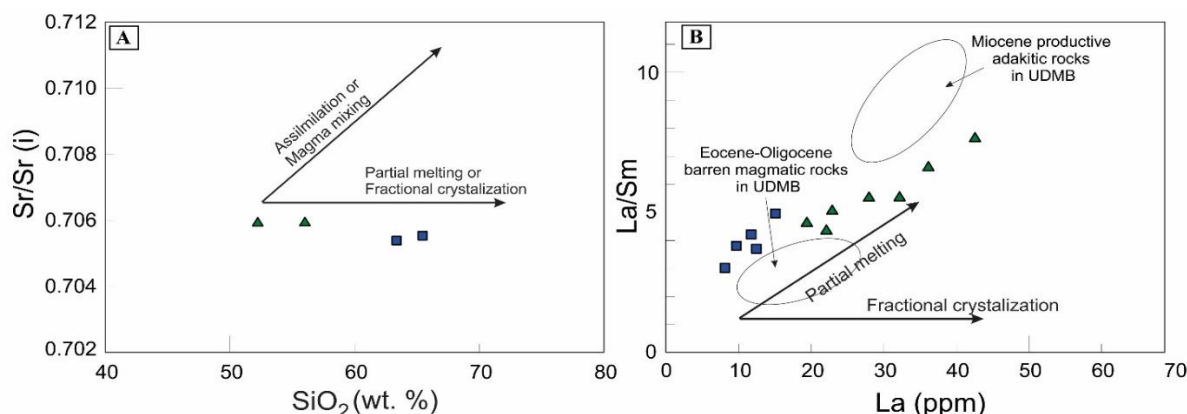
با این حال، گرانیتوئیدهای کمپلکس لاله‌زار غنی‌شدگی در HFSE و HREE+Y دارند (شکل ۵-A و B) که نشان می‌دهد گارنت و سایر کانی‌های حاوی HREE در سنگ منشأ که گرانیتوئیدهای الیگوسن کمپلکس لاله‌زار از آن مشتق شده‌اند، وجود ندارند. شفیی و همکاران (Shafiei et al., 2009) پیشنهاد کردند که ذوب‌بخشی آمفیبولیت‌ها در فشارهای متوسط (حدود ۸ کیلوبار) (Beard and Lofgren, 1991) ممکن است مذاب‌هایی را در تعادل با باقی مانده‌های بدون گارنت تولید کند که مربوط به ضخامت پوسته ۳۵ تا ۴۵ کیلومتر است. با این وجود، همان‌طور که ریچاردز و همکاران (Richards et al., 2012) نشان داده‌اند، نسبت $(La/Sm)_n$ و $(Dy/Yb)_n$ نیز می‌تواند کانی‌شناسی را در ناحیه منبع یک ماگما شناسایی کند. این پژوهشگران پیشنهاد کردند که نسبت‌های تقریباً بالای $4/6$ تا $6/6$ $(La/Sm)_n$ و 1 تا $2/1$ $(Dy/Yb)_n$ گرانیتوئیدهای نوع میوسن نشان‌دهنده غنی‌شدگی منشأ مذاب و درگیری آمفیبول با گارنت (مقدار

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (۰/۵۱۲۵۹۶ تا ۰/۵۱۲۸۷۳) مشابهی را نشان می‌دهند. مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه بالاتر در ماگماهای الیگوسن اغلب نشان‌دهنده دخالت یک جزء گوشته لیتوسفری قدیمی تر و یا جذب Sr پرتوزاتر پوسته بالایی در طول تفریق یا آلودگی توسط سیالات یا مذاب مربوط به محیط فرورانش است (Haschke et al., 2010). در مقابل، مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نسبتاً پایین تر برای ماگمای میوسن معمولاً یک منبع گوشته‌ای و غیر رادیوژنیک را نشان می‌دهند. گرانیتوئیدهای کمپلکس لاله‌زار و سنگ‌های آتشفشانی با ویژگی ایزوتوپ Sr پرتوزا (۰/۷۰۵۲ تا ۰/۷۰۵۵ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)، مشابه ماگماهای الیگوسن کمربند ساوه-ناین-جیرفت مشخص می‌شوند. در نهایت، بر اساس نظر بالارد و همکاران (Ballard et al., 2002)، گرانیتوئیدهای میوسن با داشتن نسبت بالای $\text{Ce}^{(\text{IV})}/\text{Ce}^{(\text{III})}$ (>3.0) و Eu/Eu^* (>0.4) زیرکن که در شرایط به شدت اکسیدکننده تشکیل می‌شوند، بیشتر نسبت‌های $\text{Ce}^{(\text{IV})}/\text{Ce}^{(\text{III})}$ و Eu/Eu^* زیرکن گرانیتوئیدهای کمپلکس لاله‌زار کمتر از این مقادیر هستند و با گرانیتوئیدهای میوسن بسیار متفاوت هستند. سنگ‌های آذرین کمپلکس لاله‌زار معمولاً نسبت Sr/Y ، $\text{Ce}^{(\text{IV})}/\text{Ce}^{(\text{III})}$ و Eu/Eu^* زیرکن پایین، ناهنجاری‌های Eu منفی تا کمی مثبت و غنی‌شدگی HFSE و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ را نشان می‌دهند و بنابراین از سایر مستندات حمایت می‌کند که آنها شبیه ماگماهای نوع الیگوسن هستند که در جنوب شرقی کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت قرار دارند.

محیط زمین‌ساختی

فرایندهای متعددی برای توضیح پیدایش گرانیتوئیدها در محیط‌های کوه‌زایی برخوردی یا افزایش پیشنهاد شده‌اند، از جمله: ۱- ذوب بخشی سطوح پایین تر پوسته قاره‌ای (Roberts and Clemens, 1993; White et al., 2017) یا پوسته اقیانوسی فرورانش شده (یعنی آداکیت؛ Defant and Drummond, 1990; Palin et al., 2016a)، ۲- تبلور تفریقی سنگ‌های بازالتی یا دیوریتی (Macpherson et al., 2006)، ۳- اختلاط

ماگما بین سنگ‌های بازالتی و فلسیک و ۴- آرایش سنگ‌های پوسته به مذاب‌های مشتق‌شده از گوشته (Davidson and Tepley, 1997). اعتقاد بر این است که ذوب پوسته جوان مافیکی ضخیم زیرین و/یا تبلور تفریقی ماگمای بازالتی آبدار عاملی کلیدی در پیدایش انواع ماگمای میوسن است (Bissig et al., 2003; Hollings et al., 2005)؛ در حالی که ذوب بخشی پوسته جوان مافیکی نازک برای تشکیل انواع الیگوسن در نظر گرفته می‌شود. (Asadi et al., 2014). یک روش قوی که می‌تواند بین این سازوکارها تمایز قائل شود، آنالیزهای ایزوتوپی Sr-Nd است؛ زیرا نه ذوب بخشی و نه تبلور تفریقی در یک محیط سامانه بسته، حتی با تغییر مقدار SiO_2 در ماگما، به طور قابل توجهی بر این مقادیر تأثیر نمی‌گذارد. با این وجود، اختلاط ماگما و آرایش مواد پوسته‌ای، ترکیب‌های ایزوتوپی متغیری را در یک محصول هیبریدی ایجاد می‌کند؛ زیرا ماگماهای فلسیک معمولاً حاوی Sr و Nd رادیوژنیک بیشتری نسبت به مافیکی‌ها هستند. ترکیب ایزوتوپی Sr-Nd سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی کمپلکس لاله‌زار با مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه ۰/۷۰۵۲ تا ۰/۷۰۶۳ نسبت به SiO_2 تا حدودی ثابت است (شکل ۹-۳ و جدول ۳). این امر بیانگر آن است که ذوب بخشی یا تبلور تفریقی فرایند غالب در گیر در پرتوژن آنها نسبت به آرایش پوسته یا اختلاط ماگما بوده است. ماگماهای آتشفشانی کمانی از طریق تأثیر مواد فرورونده که باعث ذوب بخشی در گوه گوشته می‌شود، تولید می‌شوند و این سیالات مافیکی با تبلور تفریقی به ترکیب‌های متوسط و فلسیک تبدیل می‌شوند (Straub and Zellmer, 2012). بنابراین، مقایسه La/Sm در برابر La نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین الیگوسن لاله‌زار احتمالاً در اثر ذوب بخشی تشکیل شده‌اند (شکل ۹-۳)؛ اگرچه، یک روند نسبتاً خطی توسط سنگ‌های آذرین کمپلکس لاله‌زار و سایر انواع الیگوسن ماگما نسبت به ماگماهای نوع میوسن مطرح می‌شود که پیشنهاد می‌کند سنگ‌های نوع الیگوسن می‌توانند توسط فرایند تبلور تفریقی کم فشار که شامل یک ماگمای مادر بازالتی است، ایجاد شده باشند.

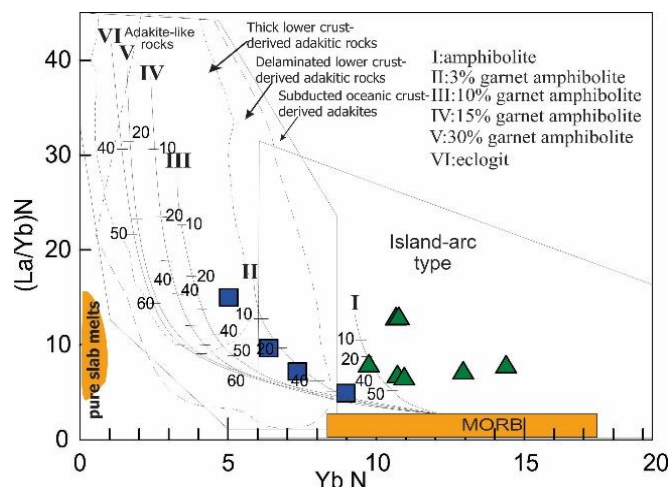


شکل ۹. A: ترکیب ایزوتوپی Sr اولیه سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی کمپلکس لاله‌زار نسبت به SiO_2 و B: La/Sm در برابر La سنگ‌های آذرین ائوسن-الیگوسن لاله‌زار که نقش فرایند ذوب‌بخشی در تشکیل سنگ‌های آذرین لاله‌زار را تأیید می‌کند.

Fig. 9. A: Plots of SiO_2 versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, and B: La vs. La/Sm for Lalehzar Eocene-Oligocene igneous rock, which confirm role of partial melting processes for the formation of Lalehzar igneous rocks.

(آمفیولیت بدون گارنت) تشکیل می‌شود، برای ماگماتیسم الیگوسن و یک تمایل آداکیتی برای ماگماهای میوسن تولید شده از پوسته زیرین مافیک کمان جوان ضخیم پیشنهاد کردند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی جدید به دست آمده در این بررسی نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای لاله‌زار ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آداکیتی ندارند؛ اما قرابت‌هایی بسیار نزدیک‌تر به ماگماهای کمانی عادی (غیرآداکیتی) دارند. علاوه بر این، لی و همکاران (Li et al., 2016) پیشنهاد کردند که ذوب‌بخشی پوسته زیرین جوان با ضخامت نرمال نقشی مهم در پیدایش ماگماتیسم کمانی عادی (غیرآداکیتی) نوع الیگوسن در کانسارهای مس پورفیری/اسکارن سایک و کونراد بوری و قزاقستان مرکزی ایفا کرده و و احتمالاً در طول فروورانش به سمت شمال صفحه اقیانوسی **جونگ‌گر بالخاش** تولید شده است. بنابراین ما پیشنهاد می‌کنیم که ماگماتیسم کمانی عادی (غیرآداکیتی) نوع الیگوسن سنوزوئیک (۲۴ تا ۲۸ میلیون سال) در کمپلکس لاله‌زار (و سایر نقاط آسیای شرقی) احتمالاً از طریق همان سازوکار ذوب‌بخشی؛ اما در عوض در طی فروورانش شمال‌غربی لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس شکل گرفته باشد.

برای درک بهتر منشأ سنگ‌های آذرین کمپلکس لاله‌زار، از روش الگوسازی زمین‌شیمیایی دروموند و همکاران (Drummond et al., 1996) استفاده کردیم که تنوع $(\text{La}/\text{Yb})_n$ و $(\text{Yb})_n$ را در نظر می‌گیرد. این نمودار (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که بسیاری از سنگ‌های آداکیتی با سن میوسن می‌توانند در اثر ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای زیرین (۲۰ درصد آمفیولیت گارنت) و گوشته (۸۰ درصد) (Rapp et al., 1991) ایجاد شوند. رودنیک و گائو (Rudnick and Gao, 2003) میانگین $(\text{La}/\text{Yb})_n$ پوسته قاره زیرین را حدود ۵/۳ محاسبه کردند که به طور قابل توجهی بیشتر از میانگین MORB (حدود ۰/۸) است (Sun and McDonough, 1989). در نتیجه، ماگماهای آداکیتی میوسن تولید شده توسط ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم در حضور گارنت باید دارای مقادیر $(\text{La}/\text{Yb})_n$ بالاتری نسبت به ماگماهای مشتق شده از ورقه باشند. این الگوسازی زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که ذوب یک منبع آمفیولیت متابازالتی بدون گارنت می‌تواند بیشتر سازوکار الیگوسن کمپلکس لاله‌زار را توضیح دهد (شکل ۱۰). اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) یک تمایل ماگمایی کمانی عادی (غیرآداکیتی) را که از پوسته مافیک جوان



شکل ۱۰. نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر $[Yb]_N$ (Drummond et al., 1996) نشان‌دهنده نقش فرایند ذوب‌بخشی و انواع منشأهای مختلف در منشأ سنگ‌های آذرین لاله‌زار

Fig. 10. Diagram of $[La/Yb]_N$ ratios vs. $[Yb]_N$ after Drummond et al. (1996) that show role of partial melting and different sources in the genesis of Lalehzar igneous rocks.

نتیجه‌گیری

(۱) نتایج سن‌سنجی به روش LA-ICP-MS نشان می‌دهد که پلوتونیزم در لاله‌زار در زمان الیگوسن (۲۴-۲۸ میلیون سال) قبل رخ داده است.

(۲) سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی تهی‌شدگی در Nb و Ti و غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل یونی بزرگ همراه با نسبت Sr/Y کم (تقریباً ۵۵) و ناهنجاری‌های Eu منفی $Eu/Eu^* = 0.6-1.3$ ، و غنی‌سازی در HFSE و مقادیر ایزوتوپ Sr رادیوژنیک را نشان می‌دهند که شواهدی مبنی بر ماگماتیسم کالک‌آلکالن معمولی در یک ناحیه فرورانش هستند.

(۳) نسبت‌های Eu/Eu^* ، ناهنجاری‌های Eu منفی تا اندکی مثبت، زیرکن و عدم تهی‌شدگی در HFSE و مقادیر اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ ،

مشابه با سایر ماگماهای الیگوسن کمرند ماگمایی ساوه-نابین-جیرفت است.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

این مقاله بخشی از پروژه تحقیقاتی با شماره قرارداد (۴۱۴۷۲۱۹۲) در مؤسسه زمین‌شناسی و زمین فیزیک، آکادمی علوم چین (IGGCAS) در پکن است. از دانشگاه فردوسی مشهد برای همکاری در این پژوهش سپاسگزاریم.

1. Rare Earth Elements (REE)
2. Sayak
3. Kounrad Borly
4. Junggar-Balkhash

References

- Afsharian Zadeh, N., Ghomashi, A. and Etemadi, A., 1992. Geological map 1:100000 of Bardsir, Geological Survey and mineral exploration of Iran. Retrieved November 11, 2024 from <https://data.gov.ir/dataset/1ba75969-109b-46ad-9632-5f7fea8f9ee4/resource/3725e6de-5c17-4bf4-81dc-7dea7082c071/download/bardsir.jpg>
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z., Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite. *Ore Geology Reviews*, 70: 385–406. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Alavi, M., 2007. Structure of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064–1095. <http://dx.doi.org/10.2475/09.2007.02>
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: A review. *Earth-Science Reviews*, 138: 25–46. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.001>
- Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3): 664–674. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.664>
- Ballard, J.R., Palin, M.J. 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. Retrieved November 11, 2024 from <https://link.springer.com/article/10.1007/s00410-002-0402-5>
- Beard, J.S. and Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. *Journal of Petrology*, 32(2): 365–401. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.2.365>
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, Y. and Fisher, N.I., 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. and Quadri, A.V., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: New constraints from the El Indio-Pascua Au–Ag–Cu belt. *Mineralium Deposita*, 38(7): 844–862. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0375-y>
- Brown, G.C., Thorpe, R. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3): 413–426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134–135: 304–316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chekani Moghadam, M., Tahmasbia, Z., Ahmadi-Khalajia, A. and Santos, J.F., 2018. Petrogenesis of Rabor-Lalehzar magmatic rocks (SE Iran): Constraints from whole rock chemistry and Sr–Nd isotopes. *Geochemistry*, 78(1): 58–77. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.11.004>
- Chiu, H.-Y., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163(24): 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Cooke, D.R., Hollings, P. and Walshe, J.L., 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5): 801–818. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801>
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1–4): 190–204. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.002>

- Davidson, J.P. and Tepley, F.J.I., 1997. Recharge in volcanic systems: Evidence from isotope profiles of phenocrysts. *Science*, 275(5301): 826–829. <https://doi.org/10.1126/science.275.5301.826>
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2-diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4): 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Drummond, M.S., Defant, M.J. and Kepezhinskis, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. In: M. Brown, P.A. Candela, D.L. Peck, W.E. Stephens, R.J. Walker and E.-N. Zen (Editors) *The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks*, Geological Society of America, America. pp. 205–215. Retrieved November 11, 2024 <https://doi.org/10.1130/0-8137-2315-9.205>
- Haschke, M., Ahmadian, J., Murata, M. and McDonald, I., 2010. Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine–Himalayan collision in Central Iran. *Economic Geology*, 105(4): 855–865. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.4.855>
- Haschke, M. and Pearce, J.A., 2006. Lithochemical exploration tools revisited: MnO and REE. Geological Society of America, Backbone of the Americas GSA Meeting, Mendoza, Argentina. Retrieved November 2, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/237201547_Lithochemical_exploration_tools_revisited_MnO_and_REE
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr-e-Babak area, Kerman province). Unpublished Ph.D. thesis, University of California, USA, Los Angeles, 204 pp.
- Hildreth, W., Halliday, A.N. and Christiansen, R.L., 1991. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone plateau volcanic field. *Journal of Petrology*, 32(1): 63–138. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.1.63>
- Hollings, P., Cooke, D. and Clark, A., 2005. Regional geochemistry of Tertiary igneous rocks in central Chile: Implications for the geodynamic environment of giant porphyry copper and epithermal gold mineralization. *Economic Geology*, 100(5): 887–904. <https://doi.org/10.2113/100.5.887>
- Hou, Z.Q., Zhang, H., Pan, X. and Yang, Z., 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39(1–2): 21–45. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.002>
- Huang, C.M., Zhao, Z.D., Zhu, D.C., Liu, D., Huang, Y., Dung, M.C., Hu, Z.C. and Zheng, J.P., 2013. Geochemistry, zircon U–Pb chronology and Hf isotope of Luozha leucogranite, southern Tibet: Implication for petrogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11): 3689–3702. Retrieved November 2, 2024 from <https://www.cgl.org.cn/auto/db/detail.aspx?db=100054&rid=53588&agfi=0&cls=0&uni=True&cid=0&showgp=True&prec=False&md=152&pd=208&msd=152&psd=208&mdd=152&pdd=208&count=10&reds=%E6%B7%A1%E8%89%B2%E8%8A%B1%E5%B2%97%E5%B2%A9>
- Lee, C.T.A., Luffi, P., Chin, E.J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D.M., Le Roux, Yin, Q.Z. and Jin, D., 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science* 336(6077): 64–68. <https://doi.org/10.1126/science.1217313>
- Li, G.M., Cao, M.J., Qin, K.Z., Hollings, P., Evans, N. J. and Seitmuratova, E. Y., 2016. Petrogenesis of ore-forming and pre/post-ore granitoids from the Kounrad, Borly and Sayak porphyry/skarn Cu deposits, Central Kazakhstan. *Gondwana Research*, 37: 408–425. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.005>
- Ludwig, K.R., 2003. *ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, California, 74 pp.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. and Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letter*, 243(3–4): 581–593. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.034>

- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system.. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Moghadam, H.S., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Martinez, M.L., Ghorbani, G. and Nasrabad, M., 2016. The calc–alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248–251: 517–535.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.019>
- Palin, R.M. and Spencer, C.J., 2018. Secular Change in Earth Processes: Preface. *Geoscience Frontiers*, 9(4): 965–966.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.001>
- Palin, R.M., White, R.W. and Green, E.C., 2016a. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling. *Precambrian Research*, 287: 73–90.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.11.001>
- Palin, R.M., White, R.W., Green, E.C.R., Diener, J.F., Powell, R. and Holland, T.J.B., 2016b. High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 34(9): 871–892.
<https://doi.org/10.1111/jmg.12212>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. 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>
- Rapp, R.P., Watson, B.E. and Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemitic and tonalities. *Precambrian Research*, 51(1–4): 1–25.
[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90092-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-O)
- Richards, J.P., 2014. A review of tectonics and metallogeny of the Tethyan orogen. *Acta Geologica Sinica*, 88(s2): 923–925.
https://doi.org/10.1111/1755-6724.12377_13
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ 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>
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9): 825–828.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2)
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: D.H. Heinrich and K.K. Turekian (Editors.), *Treatise on Geochemistry*. Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
<http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W. and Norry, M.J., 1992. Consequences of plume lithosphere interactions. Magmatism and the cause of continental breakup. *Geological Society of Special Publication*, London, 68: 41–60.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.04>
- Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic–metallo-genetic implications. *Ore Geology Reviews*, 38(1–2): 27–36.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.05.004>
- 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: 265–283. Retrieved November 11, 2024 from <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2009MinDe..44..265S/abstract>
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
<https://doi.org/10.1016/j.jseae.2003.11.007>
- Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposit, 3rd edition. J. Wiley Sons, New York, 488 pp.
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B. and Glazner, A.F., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(6): 635–661.
<https://doi.org/10.1007/s00410-004-0632-9>
- Straub, S.M. and Zellmer, G.F., 2012. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change. *Gondwana Research*, 21(2–3): 495–516.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.006>

- Sun, S.S. and McDonough, W.S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London*, 42: 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Thompson, R.N. and Morrison, M.A., 1988. Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: An example from the British Tertiary Province. *Chemical Geology*, 68(1–2): 1–15.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90082-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90082-4)
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3).
<https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- White, R.W., Palin, R.M. and Green, E.C., 2017. High-grade metamorphism and partial melting in Archean composite grey gneiss complexes. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(2): 181–195.
<https://doi.org/10.1111/jmg.12227>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343.
[http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Xiong, X.L., Xia, B., Xu, J.F., Niu, H.C. and Xiao, W.S., 2006. Na depletion in modern adakites via melt/rock reaction within the sub-arc mantle. *Chemical Geology*, 229(4): 273–292.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.11.008>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2024.1113



Petrogenetic evidences in geodynamics and placement of Nardozi intrusive masses in Alborz-Azerbaijan structural zone

Shahryar Mahmoudi^{1*} , Shiva Lavi² , Shohreh Hassanpour³ , Amir Ali Tabakh Shabani⁴ , Mehran Yegane Far⁵

¹ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

² M.Sc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

⁴ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

⁵ M.Sc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 28 April 2024
Revised: 02 November 2024
Accepted: 06 November 2024

Keywords

Metal-aluminous rocks
active continental margin
metasomatism
magmatic plateau
Alborz-Azerbaijan structural zone
Nardozi

*Corresponding author

Shahryar Mahmoudi
✉ s.mahmoudi@khu.ac.ir

ABSTRACT

The Oligocene Nardozi intrusive complex is located in the eastern region of Siehroud, within the East Azerbaijan province, and within the Alborz-Azerbaijan structural zone. The results of field studies have identified the presence of gabbro diorite, monzodiorite, monzonite, tonalite, granodiorite, and granite within the region. The geochemical characteristics of these rocks indicate that they belong to the metaluminous type I granitoid classification. The rocks display calc-alkaline to high-potassium calc-alkaline and Shoshonite series characteristics, exhibiting an enrichment of LREE elements relative to HREE, a positive Pb anomaly, and a depletion of Nb and Ti elements. The presence of disequilibrium textures, such as sieve texture and zoning in plagioclase, suggests the existence of multiple magma chambers and mixing between them. The isotopic geochemistry indicates that a closed system process and crystal differentiation are the primary processes of formation, with a combination of DMM and EMII identified as the principal sources for magmas in the region. This behavior can be explained by contamination of magma derived from a depleted asthenospheric mantle with lithospheric sediments during oceanic crust subduction and upper mantle wedge metasomatism. In summary, the magmatic plateau of Azerbaijan has been affected by tectonic processes and lithospheric thinning during the Eocene-Oligocene period.

How to cite this article

Mahmoudi, Sh., Lavi, Sh., Hassanpour, S., Tabakh Shabani, A.A. and Yegane Far, M., 2024. Petrogenetic evidences in geodynamics and placement of Nardozi intrusive masses in Alborz-Azerbaijan structural zone. *Journal of Economic Geology*, 16(4): 47–74. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1113>



©2024 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 Azerbaijan region is located in northern Iran, in close proximity to the borders with Turkey, Azerbaijan, and Armenia. This area constitutes part of the Iran-Turkey zone, which encompasses Central Eastern Anatolia and Northwestern Iran (Dilek et al., 2010; Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2011). As the central portion of the Alpine-Himalayan orogenic belt, this region has experienced a number of geologic events as a consequence of the closure of the branches of the Neotethys Ocean (Stampfli et al., 1991). Cenozoic igneous rocks are pervasive in the Iran-Turkey region (Dilek et al., 2010). The magmatic complex in question is distributed throughout northwestern Iran, Armenia, and eastern Turkey in the northern and eastern parts around the Arabian Plate.

Materials and methods

In order to facilitate petrologic studies, 11 samples exhibiting the least degree of alteration were selected and sent to the Zarazma company for chemical analysis of rare elements by ICP-MS and major oxides by XRF method. Furthermore, three samples displaying the lowest percentage of loss on ignition (LOI) were selected for isotopic analysis at the laboratory of the Faculty of Earth Sciences at the University of British Columbia in Canada. The results of the whole-rock chemical and isotopic analyses are presented in Tables 1, 2, 3, 4 and 5, respectively.

Discussion

Petrography

Petrographic studies have revealed that the granitoid bodies of the Nordoz region are composed of a range of basic to acid igneous rocks, including gabbrodiorite, monzodiorite, monzonite, tonalite, granodiorite, and granite. The predominant texture is granular, although sieve and perthitic textures are also present. The principal minerals of these rocks are plagioclase, alkali feldspar, quartz, amphibole, clinopyroxene, and olivine (in base samples). Additionally, opaque minerals and secondary minerals of calcite, sericite, chlorite, and epidote are observed in this rock group.

geochemistry

The results of whole rock chemical analyses of 16 samples extracted from the intrusive mass in the Nordoz area are presented in Tables 1 and 2. The classification of the rocks was conducted using the Delaroché et al. table (De La Roche et al., 1980). As illustrated in Figure 3A, the samples under examination are classified as gabbrodiorite, monzodiorite, monzonite, tonalite, granodiorite, and granite, thereby corroborating the findings of the petrographic investigations. To ascertain the magmatic nature of the intrusive rocks, a K_2O vs. SiO_2 plot (Peccerillo and Taylor, 1976) was employed. As illustrated in Figure 3B, the samples under examination predominantly occupy the calc-alkaline range with elevated potassium concentrations, as well as the Shoshonite range. Na_2O versus K_2O diagrams adapted from Chappell and White (2001) (Fig. 4A) indicate that all samples fall within the range of Type I granites. Additionally, to differentiate between the granitoids of the region and the A granitoids (non-orogenic granitoids) depicted in the diagram (Kleemann and Twist, 1989), which is plotted based on the Nb versus SiO_2 variation (Fig. 4B), all samples fall within the range of Type I granites.

In order to ascertain the provenance of the primary magma and the subsequent processes, including contamination and mixing of the magma, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ and Pb isotopic analyses were conducted on the samples. The results of the isotopic analysis of the samples are presented in Table 5 for reference. The combined spectrum of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratio of the investigated samples exhibits a range of values between 0.704412 and 0.705081. Similarly, the $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios of these intrusive rocks range from 0.512769 to 0.5128255. The $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotope correlation plots, as presented by Zindler and Hart (1986), were employed to ascertain the provenance of the intrusive rocks in the Nordoz region. All samples are plotted on the conventional isotope diagram in the mantle region near BSE (Bulk Silicate Earth) and indicate that the main source for the magmas of the study area is a combination of depleted mantle (DM) and enriched mantle (EMII) (Fig. 7). This behavior can be attributed to the contamination of large volumes of depleted asthenospheric mantle (DM) magmas with lithospheric fluids enriched in LILE and radiogenic Sr elements, which primarily result from the dehydration of detrital sediments during subduction.

The data presented in Figure 8 illustrates that the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of all samples from the region are above the NHRL line and within the EMI and EMII ranges (Zindler and Hart, 1986), with the majority of samples falling close to the EMII range. It is important to note that EMI is associated with an enriched mantle with moderate amounts of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, low amounts of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, and low ratios of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

tectonic setting

As illustrated in the Al_2O_3 vs. TiO_2 variation diagram from Muller and Groves (1997), all intrusive samples from the Nordoz area are situated within the range of magmatic arcs (Fig. 6, 7, 8, 9 and 10A, B, C). In accordance with the diagram of Rb vs. (Y+Nb) (Pearce et al., 1984), which is utilized to differentiate the tectonic environments of granitoids associated with disparate tectonomagmatic environments, the acidic samples are situated within the volcanic arc range, predominantly at the juncture of this range with the analogous range. Additionally, acidic samples exhibit parallels with post-collisional environments in the tectonomagmatic diagram (Maniar and Piccoli, 1989) (Fig. 10).

In the diagram presented by (Meschede, 1986), which is drawn based on the values of $\text{Nb} \times 2 - \text{Zr} / 4 - \text{Y}$. The basaltic samples of the region are included in the range of volcanic arc basalts.

Conclusion and discussion

The results of the field observations indicate the presence of fractionated mafic magma injected into acidic magma (Fig. 2). It can thus be posited that the intrusive masses observed in the Nordoz region are the result of the differentiation of basic magma in the region. It appears that the basic magma is situated within a vast magma chamber beneath the region,

exhibiting elevated temperatures. During the subsequent compressive phases, it propagated to higher levels, specifically into the lower crust, where it caused an increase in temperature. The fluid phase, in conjunction with the temperature increase resulting from the intrusion of the basic magma into this region of the crust, has led to the melting of a portion of the underlying crust and the formation of magma with a granodiorite and calc-alkaline composition.

The evidence supporting the retreat of the subduction slab and extensional tectonics in Alborz, as presented in previous studies, can be attributed to a decrease in the rate of subduction in the Eocene. This decrease was caused by a reduction in the opening of the Indian Sea, which led to the retreat of the Neotethys subduction slab and subsequent tectonic extension in central Iran (Hassanzadeh et al., 2004). The presented data, in conjunction with the findings of geochemical and isotopic studies, as well as the positioning of the Nordoz region samples within tectonic environment diagrams, permit the formulation of a model for the genesis of these rocks. This model proposes that the mantle portion of the subcontinental lithosphere is the most probable origin for these rocks. The magmatic plateau of Azerbaijan has been subjected to a number of processes, including the uplift of the asthenosphere source and its thermal effect in the region. These processes have occurred as a result of events such as slab failure or lithosphere layer separation during the Eocene-Oligocene period, which have resulted in some degrees of partial melting. Consequently, it is possible that the resulting magma is located in a tensional environment behind the arc affected by the orogenic events of the collision of the Arabian plate with Eurasia.



شواهد پتروژنتیک در ژئودینامیک و جای گیری توده‌های نفوذی نوردوز در پهنه ساختاری البرز-آذربایجان

شهریار محمودی^{۱*}، شیوا لاوی^۲، شهره حسن پور^۳، امیر علی طباطبائی^۴، مهران یگانه‌فر^۵

^۱ دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ کارشناسی ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۳ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۴ دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۵ کارشناسی ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

مجموعه نفوذی نوردوز به سن الیگوسن، در شرق سیه‌رود از توابع استان آذربایجان شرقی و در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان رخمون دارند. بر اساس بررسی‌های میدانی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، ترکیب سنگ‌شناسی منطقه شامل توده‌های نفوذی گابرو دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت با سرشت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی است. زمین‌شیمیایی عناصر اصلی بیانگر ویژگی‌های متآلومین بوده و از گرانیتوئیدهای نوع I هستند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نظیر غنی‌شدگی عناصر LREE در مقایسه با HREE، آنومالی مثبت Pb، تهی‌شدگی عناصر Nb و Ti، در تعیین موقعیت زمین‌ساختی نشان‌دهنده وابستگی ماگماهای اولیه این سنگ‌ها به حاشیه فعال قاره‌ای است. بافت‌های عدم تعادل مانند بافت غربالی و منطقه‌بندی شیمیایی در پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد بررسی را می‌توان به تحولات ماگمای در حال تفریق بلوری در حجره‌های ماگمایی متعدد و اختلاط بین آنها نسبت داد. داده‌های زمین‌شیمی ایزوتوپی سامانه پتروژنتیک ماگمای منطقه از روند سامانه بسته پیروی کرده و تفریق بلوری را به عنوان فرایند اصلی تکوین سنگ‌های نفوذی منطقه نشان می‌دهد. طبق نتایج ایزوتوپی Sr-Nd-Pb می‌توان ترکیبی از DMM و EMII را به عنوان منابع اصلی برای ماگماهای منطقه معرفی کرد. این رفتار را می‌توان با آرایش حجم‌های عظیم ماگمای مشتق از گوشته لیتوسفری تهی‌شده زیرین پشته میان اقیانوسی با رسوب‌های پوسته‌ای غنی از عناصر LILE و Sr رادیوژنیک رسوب‌های تخریبی در طی فرورانش پوسته اقیانوسی و متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بالایی توضیح داد. این توده در یک رژیم زمین‌ساختی همراه با کشش یا نازک‌شدگی لیتوسفر در اثر بالازدگی گوشه در ائوسن-الیگوسن در فلات ماگمایی آذربایجان جای گرفته‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۰۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۸/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۱۶

واژه‌های کلیدی

سنگ‌های متآلومین

حاشیه فعال قاره

متاسوماتیسم

فلات ماگمایی

نوردوز

پهنه ساختاری البرز- آذربایجان

نویسنده مسئول

شهریار محمودی

s.mahmoudi@khu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

محمودی، شهریار؛ لاوی، شیوا؛ حسن پور، شهره؛ طباطبائی، امیر علی و یگانه‌فر، مهران، ۱۴۰۳. شواهد پتروژنتیک در ژئودینامیک و جای گیری توده‌های نفوذی نوردوز در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۴): ۴۷-۷۴. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1113>

مقدمه

منطقه آذربایجان که از نظر جغرافیایی در کشورهای ایران، ترکیه، آذربایجان و ارمنستان قرار دارد، به عنوان بخشی از پهنه ساختاری ایران- ترکیه است. این منطقه شامل مناطقی از فلات آناطولی شرقی و پوستانه آناطولی مرکزی و بخشی از شمال غرب کشور ایران است (Dilek et al., 2010; Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2011). آذربایجان به عنوان بخش میانی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا در نظر گرفته شده که در نتیجه بسته شدن شاخه های اقیانوس نئوتتیس دستخوش رخدادهای زمین شناسی متعددی شده است (Stampfli et al., 1991; Golonka, 2004). مجموعه هایی از سنگ های ماگمایی سنوزوئیک در پهنه شمال غرب ایران، شرق ترکیه و ارمنستان گسترش دارند (Dilek et al., 2010). سنگ های ماگمایی سنوزوئیک در این مناطق در شمال زمین درز بیتلیس- زاگرس قرار دارند و این منطقه را به عنوان یکی از مناطق مهم در ارتباط با نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا تبدیل کرده است. این ماگماتیسم در محدوده سنی ائوسن تا کواترنری قرار دارد؛ اما منعکس کننده دوره های مهمی از ماگماتیسم در اواخر ائوسن، اواخر میوسن- پلیوسن و پلیوکواترنری است (Dilek et al., 2010; Eyuboglu et al., 2013). این سنگ ها همراه با توده های نفوذی واقع در مرکز و غرب آناطولی و همچنین مناطق غربی اژه کمربند ماگمایی سنوزوئیک پیرامون صفحه عربی را تشکیل می دهد که به عنوان بخشی از ایالت بزرگ آذرین است که در منطقه وسیعی از زون برخوردی بین صفحه آفرو- عربی و اوراسیا توسعه پیدا کرده اند. منطقه نوردوز بین پهنه بیتلیس- زاگرس و پهنه ماگمایی پونتید شرقی، قفقاز کوچک و آذربایجان قرار گرفته است.

در شمال غرب ایران، پژوهش های ارزشمندی در مورد فعالیت های ماگمایی شامل فعالیت های نفوذی و آتشفشانی طی سنوزوئیک انجام شده است (Stockline, 1974; Lescuyer and Riou, 2013).

1976; Moine-vaziri, 1985; Babakhani et al., 1990; Alavi, 1996; Aghazadeh et al., 2010; Aghazadeh et al., 2011; Pang et al., 2013; Castro et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2013) که نشان دهنده اهمیت

بررسی این دسته از سنگ ها به عنوان بخشی از ماگماتیسم سنوزوئیک در محدوده البرز است که بخشی از بزرگ ترین کمربند کوهزایی جهان یعنی کمربند آلپ- هیمالیا را تشکیل می دهد. این پژوهش نیز در همین راستا بر روی سنگ های پلوتونیک منطقه نوردوز با سن الیگوسن انجام شده است. در منطقه آذربایجان توده های نفوذی متعددی وجود دارد که از آن جمله می توان توده های سینیتی بزرگوش، اسب خوان، انزان- خانکندی، شیورداغ، کمتال و باتولیت قره داغ را نام برد.

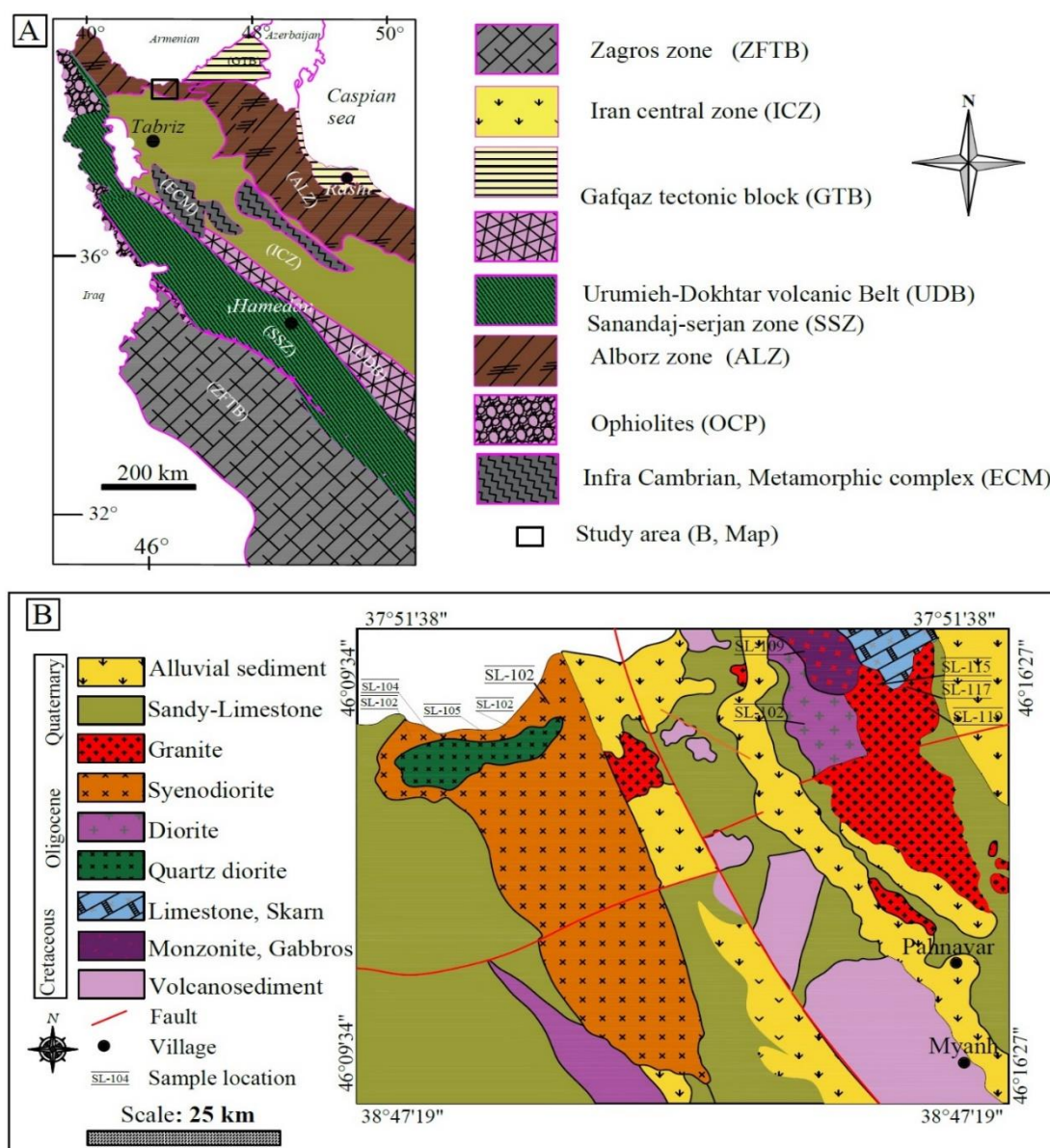
در منطقه نوردوز رخنمون هایی از سنگ های پلوتونیک با ترکیب دیوریتی، مونزونیتی و گرانیتی به سن الیگوسن (Mehrparto et al., 1997) وجود دارد. این سنگ ها مورد بررسی تفصیلی از دیدگاه سنگ نگاری قرار گرفته است؛ همچنین سنگ شناسی این سنگ ها شامل تقسیم بندی زمین شیمیایی و ارتباط خاستگاه آنها بیان شده است. با این وجود به نظر می رسد، در ارتباط با فرایندهای پوسته هایی که در ایجاد مواد مذاب و صعود آنها، به افق های بالایی پوسته نیاز است، به اندازه کافی بررسی ژئودینامیکی انجام نشده است. همچنین برای بررسی توالی زمانی این فرایندها، بر روی آنها زمین شیمی ایزوتوپی انجام نشده است که در این پژوهش به این موضوع ها پرداخته شده است. داده های این پژوهش شامل تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش XRF و ICP-OES در شرکت تجزیه شیمیایی زرآزما و ICP-MS و داده های تجزیه ایزوتوپی است که در آزمایشگاه زمین شناسی آمدل استرالیا انجام شده است. داده های مربوط به ایزوتوپ های پایدار در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین، دانشگاه بریتیش کلمبیا در کشور کانادا اندازه گیری شده است.

زمین شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود و در

گرفته است و در زون بندی های زمین ساختاری ایران در زون البرز غربی - آذربایجان و زون ایران مرکزی (Aghanabati, 2004) قرار دارد. سیه رود در ۷۰ کیلومتری شمال غرب اهر در استان آذربایجان شرقی واقع شده است.

محدوده ای با عرض جغرافیایی $38^{\circ}47'19''$ تا $38^{\circ}51'37''$ شمالی و طول جغرافیایی $46^{\circ}9'34''$ تا $46^{\circ}16'27''$ شرقی واقع است (شکل ۱). این گستره، از نظر تقسیم بندی کشوری در شمال غرب استان آذربایجان شرقی و شهرستان نوردوز در فاصله حدود ۷۵ کیلومتری شمال تبریز و حدود ۱۰ کیلومتری شرق سیه رود قرار



شکل ۱. A و B: نقشه زمین شناسی منطقه نوردوز اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود، سازمان زمین شناسی ایران (Mehrparto et al., 1997)

Fig. 1. A and B: Geological map of the Nordoz area adapted from the 1:100,000 map of Siahroud, Geological survey of Iran (Mehrparto et al., 1997)

از لحاظ سنگ شناسی، قسمت عمده ورقه سیه رود از سنگ های آذر آواری ائوسن تشکیل شده که شامل سنگ های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، داسیت، برش های آتشفشانی، توف های بازیک و واحدهای آتشفشانی- رسوبی است. فعالیت ماگمایی بعد از ائوسن نقش عمده ای در ورقه سیه رود ایفا کرده است. بازتاب این فعالیت ها به شکل سنگ های نفوذی و گاه آتشفشانی است. این توده های نفوذی در مناطق مرزی واقع شده و بخش عمده ای از آنها در کشورهای همسایه واقع شده است. با توجه به مشاهدات صحرایی و سنگ شناسی، سنگ های آذرین این توده با طیف ترکیبی از دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت مشخص می شود و در برخی قسمت ها به صورت دو فاز ماگمایی گرانیتی- گابرویی کاملاً مجزا دیده می شود که می تواند نشان دهنده نفوذ مذاب مافیک در سنگ میزبان گرانیتی باشد. در برخی رخنمون ها همچنین به صورت دو فاز ماگمایی گرانودیوریتی و گرانیتی نیز دیده می شود که می تواند بیانگر پدیده تفریق باشد. بررسی های صحرایی نشان می دهد که شکل عمومی فعالیت های ماگمایی در قالب گنبد های آذرین بسیار بزرگ قابل مشاهده است. توده های نفوذی با سن الیگوسن، در حاشیه شمالی با رخنساره های دگرگون شده پالئوزوئیک و در دیگر بخش ها با رخنساره های رسوبی و آتشفشانی کرتاسه- ائوسن همبری داشته و به داخل آنها نفوذ کرده اند. از نظر سنگ شناسی، ترکیب توده های نفوذی شامل دیوریت، مونزونیت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت است (شکل ۲-۲A). بر پایه نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود، توده های گرانیتی بخش وسیعی از سامانه نفوذی را به خود اختصاص داده اند. بخش عمده این رخنمون ها در کشور همسایه شمالی یعنی جمهوری آذربایجان گسترش دارند که به توده نفوذی اردوباد- مگری معروف است. این توده که در نقشه به نام واحد (O^{mz}) نام گذاری شده است، با طیف ترکیبی از دیوریت تا مونزونیت و گرانیت (شکل ۲-۲B) مشخص می شود و در برخی قسمت ها به صورت دو فاز ماگمایی گرانیتی و گابرویی دیده می شود (شکل ۲-۲C).

توده دیوریتی (O^d) نیز گسترش قابل توجهی در ورقه دارد. ترکیب سنگ شناسی آن از گابرو تا کوارتز دیوریت متغیر است. بخش گابرویی این توده، لایه هایی تیره رنگ از گابرونوریت بوده که طی فرایند تفریق در قاعده توده ماگمایی شکل گرفته و به تدریج به دیوریت تبدیل شده اند. توده نفوذی گرانیتی (O^g) شامل طیف وسیعی از گرانودیوریت تا آلکالی گرانیت است. این سنگ های گرانیتیوئیدی به صورت گسترده تحت تأثیر محلول های گرمایی قرار گرفته است و در نواحی مختلف می توان زون دگرسان شده را مشاهده کرد (شکل ۲-۲D). درون این توده های نفوذی گرانیتیوئیدی می توان بخش هایی را با افزایش نسبتاً شایان توجه بیوتیت به صورت بیوتیت گرانیت (O^{bg}) و همچنین انواع ریزدانه را به عنوان میکروگرانیت (O^{mg}) تفکیک و مشخص کرد.

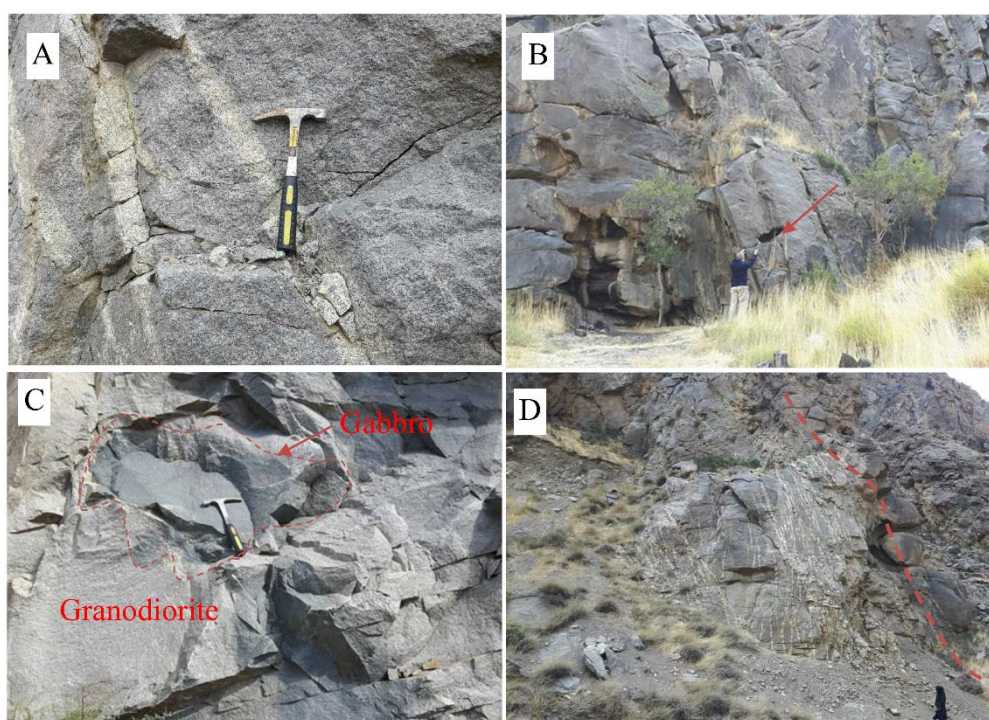
همچنین استوک های کوچک مونزوگرانیتی با بافت میکروگرانولار در برخی نقاط و در داخل گرانودیوریت ها قابل شناسایی هستند. بخشی از توده نفوذی که در غرب روستای نوجه مهر و کوه کمتال واقع شده است، دارای ترکیب مونزونیتی بوده و با عنوان مونزونیت کمتال معروف است (Mokhtari et al., 2010). ترکیب سنگ شناسی این توده شامل مونزونیت، کوارتز مونزونیت، مونزو دیوریت و کوارتز مونزو دیوریت است.

روش مطالعه

بررسی اولیه از قبیل تهیه نقشه و تصویرهای ماهواره ای و برداشت های صحرایی طی یک مرحله انجام شد. سپس بررسی های ماکروسکوپی و میکروسکوپی از نمونه های برداشت شده انجام شد. پس از بررسی مقاطع نازک سنگ ها، از بین نمونه ها، تعداد ۸ نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند و بیانگر نسبت حجمی بین تمامی فازهای رخنمون یافته بوده انتخاب و برای آنالیز سنگ کل به روش ICP-OES/MS به آزمایشگاه زمین شناسی آمدل استرالیا ارسال شد. در این روش با استفاده از ترکیب چهار اسید و حرارت دهی، کانی های سنگین که اغلب باعث ایجاد خطا در

بریتیش کلمبیای کانادابر روی ایزوتوپ های Rb-Sr ، Pb-Pb و Nd-Sm به روش IDMS در ترکیب سنگ کل تجزیه ایزوتوپی قرار گرفت. ایزوتوپ های Pb-U-Th نیز از نمونه های انتخابی از سنگ کل انتخاب شد و پس از انحلال و آماده سازی به روش IDMS تجزیه ایزوتوپی شده اند. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل و ایزوتوپی به ترتیب در جدول های ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ ارائه شده است.

اندازه گیری عناصر کمیاب می شود، به کمترین حد رسانده شده است. همچنین برای این منظور، تعداد ۱۱ نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند، انتخاب و برای تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب به روش ICP-MS و اکسیدهای اصلی به روش ذوب قلیایی به شرکت زرآما ارسال شد. تعداد ۳ نمونه سالم با کمترین درصد LOI انتخاب شد و در آزمایشگاه دانشگده علوم زمین، دانشگاه



شکل ۲. A: بخش های گرانیتی و گرانودیوریتی به صورت نفوذی در منطقه نوردوز، B: تنوع ترکیبی و هوازدگی در بخش گرانیتی، C: رخنمونی از تزریق ماگمای مافیک در داخل ماگمای گرانیتی منطقه نوردوز و D: هوازدگی در اطراف بخش های اسیدی تزریق شده در بخش های مافیک تر

Fig. 2. A: Granite and granodiorite sections in an intrusive body of the Nordoz area, B: Compositional diversity and weathering in the granite section, C: Outcrop of mafic magma injection inside granitic magma, Nordoz area, and D: Weathering around injected acid body in mafic veins

سنگ نگاری

مونزودیوریت، مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت تشکیل شده اند. بافت عمده دانه های است و همچنین بافت های غربالی، پرتیتی، پوئی کیلیتیک نیز در آنها قابل مشاهده است. پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، آمفیبول در نمونه های

بررسی های سنگ نگاری نشان می دهد که توده های گرانیتیویدی و نفوذی های با گابرویی بازیک منطقه نوردوز از ترکیب سنگ های آذرین بازیک تا اسیدی شامل گابرویدیوریت،

زمین شیمی

نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل ۱۹ نمونه برداشت شده از توده نفوذی واقع در منطقه نوردوز در جدول های ۱ و ۲ آورده شده است. برای طبقه بندی سنگ ها از نمودار دلاروش و همکاران (De La Roche et al., 1980) استفاده شده است. در این نمودار نمونه های مورد بررسی در محدوده های گابرو دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می گیرند (شکل ۳-۱) که تأییدی بر نتایج حاصل از بررسی های سنگ نگاری است. برای بررسی سرشت ماگمای سنگ های نفوذی از نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) استفاده شده است که در این نمودار (شکل ۳-۲) نمونه های مورد بررسی اغلب در محدوده کالک آلکان با پتاسیم بالا و در محدوده شوشونیتی قرار می گیرند.

حدواسط تا اسیدی و علاوه بر پلاژیو کلازها کلینوپیروکسن و الوین در نمونه های بازیک کانی های اصلی سازنده این سنگ ها هستند که به همراه کانی های کدر و کانی های ثانویه کلسیت، سریسیت، کلریت، اپیدوت در این گروه سنگی مشاهده می شوند. پلاژیو کلاز فراوان ترین کانی موجود، دارای بافت غربالی بوده و اغلب به کلریت و سریسیت دگرسان شده اند. بیوتیت معمولاً به صورت درشت بلور شکل دار تا بی شکل دگرسان شده به کلریت در این سنگ ها دیده می شود. آمفیبول ها نیز به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در اندازه های ۰/۱ تا ۲ میلی متر بوده و در برخی نمونه ها به کلریت و اپیدوت دگرسان شده اند. کلینوپیروکسن به صورت سالم و غیر دگرسان، به صورت شکل دار تا بی شکل در این سنگ ها دیده می شوند. الوین نیز که در نمونه های گابرو دیوریتی و مونزودیوریتی دیده می شود، به صورت بی شکل در این سنگ ها حضور دارند و اغلب به صورت پزودومورف توسط کلریت جایگزین شده اند.

جدول ۱. مقادیر اکسید عناصر اصلی سنگ های نفوذی منطقه نوردوز که در آزمایشگاه زمین شناسی آمدل استرالیا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (مقادیر بر حسب W%).

Table 1. The oxide values of the major elements of the intrusive rocks of Nordoz region, which were chemically analyzed in Amdel Geological Laboratory of Australia (values in W%).

Sample	S19	S20	S13	S14	S08	S10	S09	S06
	Grano-diorite	Monzo-nite	Quartz-monzonite	Tonalite	Granite	Monzo-gabbro	diorite	Grano-diorite
SiO ₂	71.5	60.97	63.35	68.01	69.47	53.07	56.26	50.73
TiO ₂	0.22	0.78	0.584	0.23	0.25	1.18	0.98	1.06
Al ₂ O ₃	14.79	15.1	15.81	14.11	14.61	17.03	18.70	18.60
Fe ₂ O ₃	2.61	4.73	3.37	2.68	2.64	7.77	6.977	9.33
MnO	0.05	0.07	0.06	0.08	0.08	0.13	0.110	0.17
MgO	0.33	3.39	2.20	0.51	0.53	3.16	2.30	3.89
CaO	2.77	4.32	3.62	4.49	2.58	8.25	7.09	8.98
Na ₂ O	4.91	4.87	5.02	3.82	4.08	3.96	2.19	2.27
K ₂ O	2.50	3.24	3.20	4.52	4.67	3.01	3.17	2.34
P ₂ O ₅	0.06	0.39	0.26	0.05	0.06	0.68	0.66	0.52
LOI	0.16	2.02	1.95	1.32	0.33	1.26	1.44	1.34
Total	99.93	99.90	99.45	99.85	99.32	99.53	99.91	99.27

جدول ۲. مقادیر عناصر کمیاب و نادر خاکی سنگ های آتشفشانی منطقه نوردوز (مقادیر بر حسب گرم در تن است).

Table 2. Values of rare and rare earth elements in volcanic rocks of Nordoz region (values are in grams per tonne).

Sample	S19	S20	S13	S14	S08	S10	S09	S06
Ba	891	923	904	676	685	930	1090	1410
Rb	58.8	56.8	66.6	98.2	94.8	62	162	117
Sr	488	761	638	207	217	1110	727	1100
Zr	29	33	42	39	25	56	77	69
Nb	5	19.5	17	5	5	23	16.5	9
Co	2.3	16.3	10.6	3.9	3.6	23.3	16.8	22
Zn	49	6	52	28	34	84	86	96
Cr	50	50	50	50	50	50	50	50
La	14.7	36.2	30.6	26.8	27.3	48	37.7	28.9
Ce	29.4	63.4	53.2	43.4	42.4	77.7	69.9	56.2
Pr	3.1	7.7	6.15	4.7	7.25	10.9	8.4	7.35
Nd	17.38	26.8	21.4	14.9	13.4	36.2	30.4	30.2
Sm	3.24	4.22	3.36	2.34	2.06	6.82	6.2	6.62
Eu	1.46	1.26	0.98	0.82	0.84	2.86	1.56	2.1
Gd	2.1	2.95	2.4	1.95	2.65	7.6	5.2	5.5
Tb	0.24	0.38	0.3	0.26	0.22	0.94	0.7	0.78
Dy	1.82	2.1	1.58	1.2	1.64	4.8	4.2	4.28
Ho	0.34	0.36	0.34	0.32	0.28	0.76	0.84	0.64
Er	0.75	0.85	0.75	1.2	0.85	2.15	2.35	1.86
Tm	0.1	0.1	0.1	0.12	0.12	0.3	0.35	0.3
Yb	0.69	0.75	0.7	1.1	0.95	1.7	2.2	1.9
Lu	0.18	0.15	0.17	0.18	0.16	0.26	0.34	0.26
Cs	0.8	0.6	0.9	0.6	0.6	0.4	2.4	2.4
Hf	0.3	2.8	2.5	0.3	0.3	5.5	4.2	1.4
Tl	0.2	0.4	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2
Y	7.7	9.4	8.1	9.6	9.1	22.1	21.9	21.4
Th	3.7	11.6	12.8	9.1	8.6	12.9	9.7	4.9
U	0.6	2.8	3.2	1	0.9	3.4	2.5	1.9
Sc	2	9	6.5	3	3	18	12	17
V	35	95	70	30	30	190	160	230
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cd	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
W	0.5	1	1	0.5	0.5	0.5	1.5	1.5
Mo	0.5	1	0.5	0.5	0.5	1.5	2.5	1.5
B	5	5	5	5	5	5	5	5
Be	0.7	1.3	0.9	0.8	0.7	1.7	2.7	2.8
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Re	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cu	18	30	6	8	4	74	208	74
Pb	11	11	6	6	5	11	16	19
As	2	1	2	1	1	1	4	12
Sb	0.2	0.4	0.4	0.2	0.2	0.4	1	1
Te	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Ge	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Li	10	19	18	11.5	9	9	19	16.5
Y	0.474	0.485	0.488	0.47	0.465	0.524	0.506	0.547
S	0.005	0.01	0.01	0.005	0.005	150	50	100
P	980	1720	1160	940	1260	2100	2200	2380

جدول ۳. مقادیر اکسید عناصر اصلی سنگ‌های نفوذی منطقه نوردوز که در شرکت زرازما مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (مقادیر بر حسب W%).

Table 3. The oxide values of the major elements of the intrusive rocks of Nordoz area, which were chemically analyzed in Zarazma company (values in W%).

Sample	S22	S24	S16	S17	S25	S27	S23	S29	S21	S26	S17
	Tonalite	G-diorite	M-Diorite	Q-Monzonite	Granite	G-Diorite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	M-Gabbro
SiO ₂	65.55	68.05	61.86	63.8	71.91	71.53	66.32	65.41	66.63	66.4	51.97
TiO ₂	0.34	0.311	0.58	0.23	0.222	0.29	0.442	0.501	0.54	0.49	1.09
Al ₂ O ₃	13.09	12.09	12.89	12.61	13.09	13.51	12.16	12.85	12.47	12.74	16.74
Fe ₂ O ₃	7.48	6.13	7.39	6.83	2.48	2.22	5.52	5.81	5.93	4.97	8.96
MnO	0.10	0.11	0.12	1.73	0.063	0.02	0.11	0.109	0.09	0.051	0.11
MgO	1.77	1.22	3.11	0.13	0.8	0.28	2.49	2.51	2.63	2.24	3.69
CaO	4.34	3.42	5.7	3.19	2.24	3.49	4.49	4.54	4.61	4.56	8.76
Na ₂ O	3.43	3.99	3.23	4.18	4.34	4.58	3.31	3.29	3.33	3.87	3.27
K ₂ O	3.72	3.89	4.45	4.06	4.46	3.85	4.44	3.38	3.57	3.5	3.45
P ₂ O ₅	0.13	0.129	0.23	0.11	0.07	0.09	0.16	0.17	0.18	0.219	0.04
LOI	1.57	1.57	1.86	2.66	1.83	2.78	2.08	1.27	2.08	1.7	2.08
Total	99.97	99.34	99.57	99.58	99.675	99.87	99.45	99.84	99.99	99.04	100.16

رده‌بندی ژنتیکی

برای تمایز انواع گرانیتوئیدها، نمودارهای مختلفی ارائه شده است که مهم‌ترین آنها نمودارهای ارائه شده توسط چپل و وایت (Chappell and White, 2001) است. آنها در ابتدا گرانیتوئیدها را به دو گروه I و S (گرانیتوئیدهای کوه‌زایی) تقسیم کرده و به رابطه بین ترکیب این سنگ‌ها و مواد منشأ آنها اشاره کرده‌اند. این پژوهشگران با استفاده از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، گرانیت‌های نوع I با منشأ پوسته زیرین و گوشته و نیز گرانیت‌های نوع S با منشأ پوسته بالایی را از هم تفکیک کرده‌اند. برای این منظور از نمودارهای Na₂O در مقابل K₂O (شکل ۴-ا) استفاده شده است. در این نمودارها خط تفکیک کننده بین محدوده گرانیت‌های نوع S و I با دقت قابل توجهی این دو نوع را از هم جدا می‌کند (Chappell and White, 2001). با توجه به نمودار Na₂O در مقابل K₂O، تمامی

نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند.

در این پژوهش علاوه بر نمودارهای یادشده، برای تفکیک گرانیتوئیدهای منطقه نوردوز از مجموعه‌های گرانیتوئیدهای A (گرانیتوئیدهای غیرکوه‌زایی) از نمودار کلیمن و توئیست (Kleeman and Twist, 1989) استفاده شد که بر اساس تغییرات Nb در برابر SiO₂ ترسیم شده است (شکل ۴-ب). چنان‌که در این نمودارها ملاحظه می‌شود، همه نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I واقع شده‌اند. نمونه‌های گابرو و دیوریت جزو گرانیتوئیدها محسوب نمی‌شوند و معمولاً در این نمودار نشان داده نمی‌شوند؛ اما برای مقایسه با دیگر نمونه‌های منطقه در این نمودارها تصویر شده‌اند.

میزان اشباع‌شدگی مذاب از آلومین به عنوان عامل تفکیک کننده، از اهمیت ویژه‌ای برای تعیین منشأ ماگماهای گرانیتوئیدی

برخوردار است. در واقع مقدار آلومینیم در سنگ ها و مقادیر این عنصر نسبت به مجموعه عناصر آلکالن موجود در سنگ، نشان دهنده ترکیب شیمیایی سنگ های منشأ آنهاست (Chappell and White, 2001). نوع I است (Chappell and white, 1992).

محدوده متاآلومین قرار می گیرند (Shand, 1969) (شکل ۵). متاآلومین بودن معمول ترین حالت قابل مشاهده در گرانیتوئیدهای در نمودار $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ در مقابل

جدول ۴. مقادیر عناصر کمیاب سنگ های نفوذی منطقه نوردوز که در شرکت زرآزما مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (مقادیر بر حسب گرم در تن است).

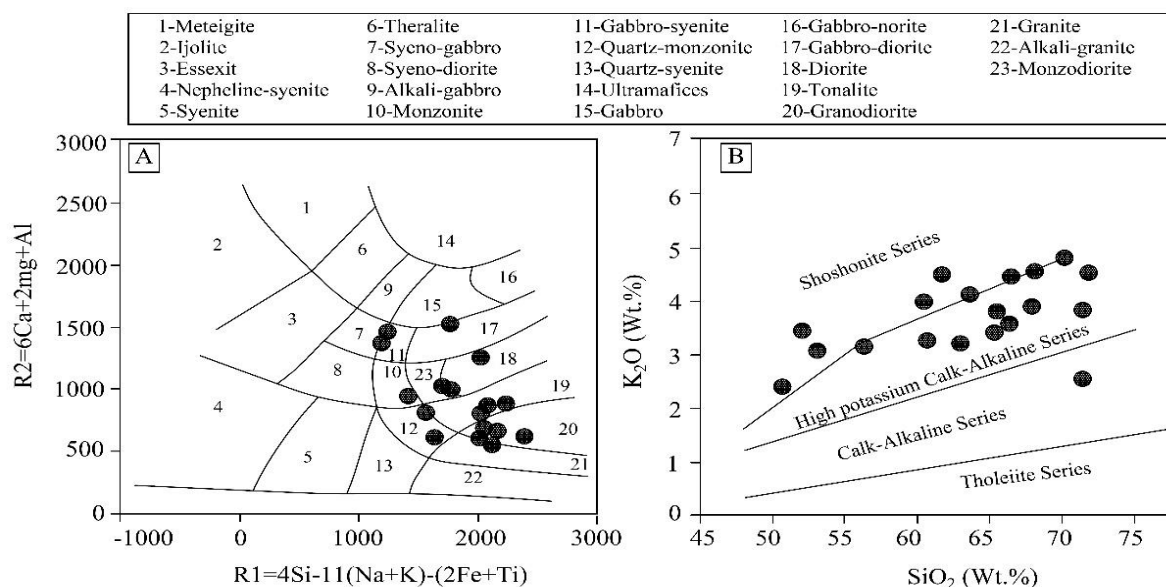
Table 4. Amounts of trace elements of intrusive rocks of Nordoz region which were chemically analyzed in Zarazma company (values are in grams per tonne).

Sample	S22	S24	S16	S17	S25	S27	S23	S29	S21	S26	S17
Ag	0.02	0.04	0.15	0.11	1.34	0.07	0.04	0.03	0.14	0.12	1.76
As	3.8	4.5	160	53.1	247	58.8	4.1	3.6	4.6	10.5	9.4
B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	505	318	402	430	1760	310	327	520	1470	475	566
Be	0.8	0.6	2.3	0.9	1.7	0.4	1.4	1	1.1	0	0.9
Bi	0.1	0.2	0.4	0.2	0.4	0	0.3	0	0.1	2.2	0.1
Cd	0	0	0.6	0	0.6	0.2	0	0	0	0	0.1
Ce	27.7	27.8	16.3	68.8	22.8	16.9	21	47.3	18.7	11.8	27
Co	1.3	0.5	6.4	20.1	4.7	3.7	9.2	13.1	1.8	0.7	14.9
Cr	2	3	0	0	3	8	54	5	0	5	0
Cs	0.5	0.6	3.5	3.4	2	2.9	0.3	0.3	0.2	0	1.6
Cu	14.6	12.1	14.7	9	16500	24	21.5	18.8	20.9	36.8	1.41
La	15	14	0	48	11	0	0	20	11	0	10
Li	6.4	4.7	3	1.7	5.4	1.8	2.5	2	2.1	5	1.6
Mn	184	36	5270	3660	2290	4570	116	423	216	21	960
Mo	0.7	0.3	3.7	0.6	3.3	0.5	13.3	2.5	7.5	3.3	6.7
Nb	1.7	2.3	1.5	2.7	5.4	3.2	2	5.1	5.2	2.3	2.7
Ni	2	0	14	20	10	5	8	7	2	2	11
Pb	7.7	2.8	34.1	24.2	46.3	21.2	6.1	11.6	10	53.6	25.9
Rb	85.1	36.1	26	33.3	67.7	35.5	21.1	37.3	63.8	40.9	69.8
Sb	0	0.1	7.7	0.6	1.1	1.6	0	0	0.2	0.6	9.8
Sc	4	4	2	0	8	2	22	17	3	2	0.5
Sn	0.9	1.9	0.6	17.7	0.8	1.6	0.8	1.2	0.7	4.3	6
Sr	466	511	695	434	640	326	547	630	368	345	350
Te	0	0	0	0	0	0	1.3	0	0.3	0.6	379
Th	7.61	5.59	10.6	1.97	11.1	3.64	7.74	5.93	6.56	3.36	4.56
Tl	0.3	0.4	0	0	0.7	0	0.1	0.1	0.5	0	2300
U	0.83	1.08	0.62	7.57	1.65	0.73	1.78	1.34	1.86	0.55	2.1
V	27	29	51	0	49	24	222	160	34	18	1.41
W	0.9	0.9	32.1	10.2	1.3	9.6	1.1	0.8	0.8	0.7	145
Y	13.97	13.92	25.7	9.47	14.4	21.9	6.55	20.5	16.24	10.68	12.1
Zn	15.8	4.9	77.9	67.8	84.8	25.2	13.6	15.5	12.8	9.1	12.4
Zr	99	86	79	83	81	86	67	74	56	98	65
S	1160	2080	510	250	550	780	1100	300	1540	1920	450

جدول ۵. نتایج آنالیز ایزوتوپی بر روی سه نمونه مناسب گرانودیوریت، مونزونیت و تونالیت در منطقه نوردوز که در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین دانشگاه بریتیش کلمبیای کانادا مورد تجزیه ایزوتوپی قرار گرفت.

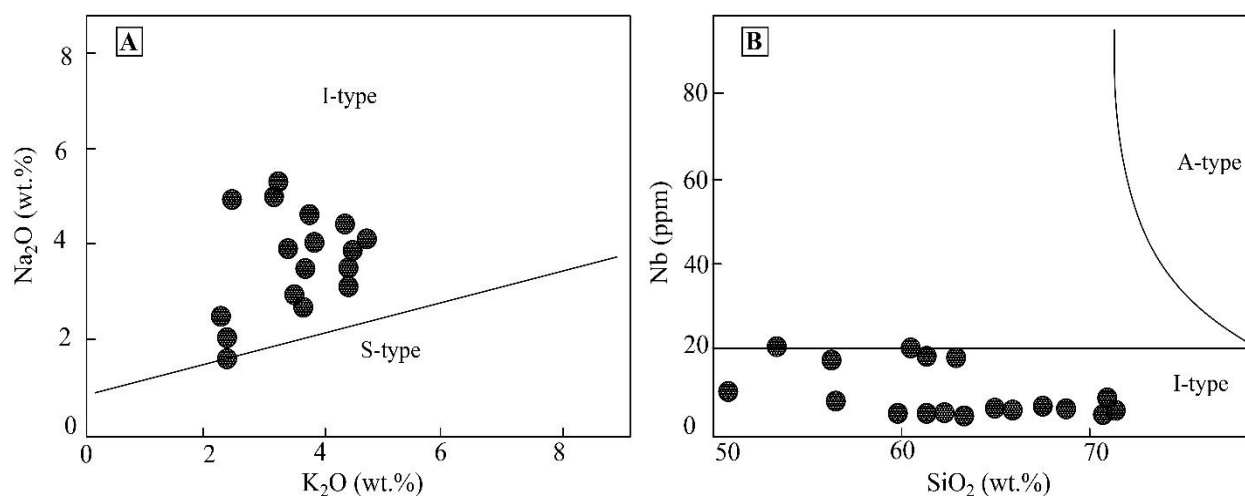
Table 5. Results of isotopic analysis on three suitable samples of granodiorite, monzonite and tonalite of the Nordoz area that were subjected to isotopic analysis in the laboratory of Faculty of Earth Sciences, University of British Columbia, Canada.

Sample	S19	S20	S14
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704452	0.704412	0.705081
$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	0.1197	0.1197	0.1198
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512825	0.512799	0.512769
$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.348412	0.348405	0.348412
$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.7241	0.7206	0.7204
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.5999	18.5958	18.6836
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.5893	15.5910	15.5870
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.6871	38.6818	38.7897
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.6749	0.6749	0.6767
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	79.78	79.74	79.81
$\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	53235.76	53232.42	53283.30
2SE	0.000008	0.000008	0.000007



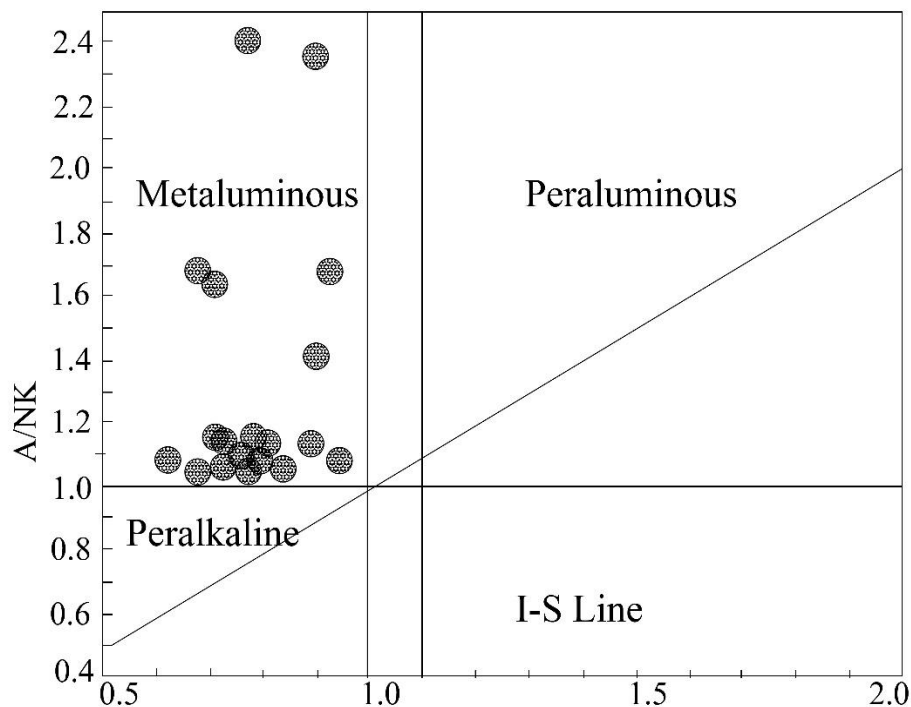
شکل ۳. A: موقعیت نمونه های سنگی منطقه نوردوز در نمودار دلاروش و همکاران (De La Roche et al., 1980) و B: تعیین سری ماگمایی نمونه های سنگی مورد بررسی با استفاده از نمودار پیرس و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 3. A: Distribution of rock samples of tonalite of the Nordoz area in dalaeoche diagram (De La Roche et al., 1980), and B: Identification of magmatic series of rock samples of study area (Peccerillo and Taylor, 1976)



شکل ۴. A نمودار Na_2O versus K_2O plot of the Nordoz area (Chappell and White, 2001), and B: نمودار Nb در مقابل SiO_2 (Kleeman and Twist, 1989)

Fig. 4. A Na_2O versus K_2O plot of the Nordoz area (Chappell and White, 2001), and B: Nb versus SiO_2 plot (Kleeman and Twist, 1989)



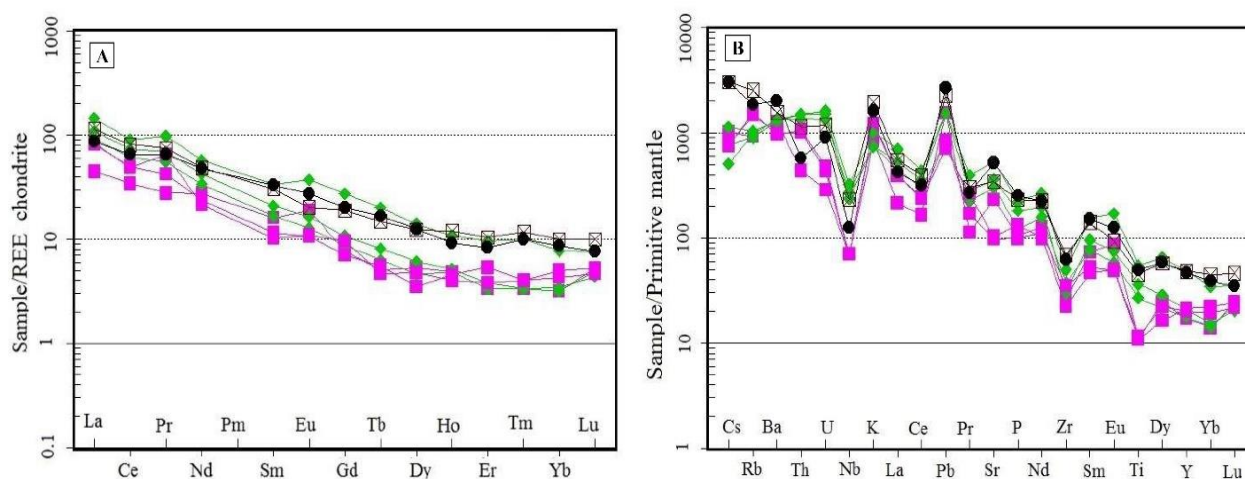
شکل ۵. نمودار A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1969) که نشان‌دهنده موقعیت نمونه‌های منطقه نوردوز در محدوده متآلومین است.

Fig. 5. A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1969) which shows the location of the Nordoz samples in the metaluminous range.

شده را شاید بتوان به تأثیرات متفاوت مواد پوسته ای نسبت داد (Varol et al., 2014). به علاوه غنی شدگی از Rb و La و تهی شدگی Y و HREE به هضم پوسته ای یا حضور گارنت در منشأ نیز نسبت داده شده است (Çoban et al., 2012). البته تهی شدگی Ce به منشأ مواد گوشته ای ماگمای والد نسبت داده شده که به طور چشمگیری به وسیله مواد پوسته ای آلوده شده اند (Nicholson et al., 2004; Azer et al., 2011). در داده های منطقه نوردوز غنی شدگی Sr قابل مشاهده است. به نظر می رسد، این عنصر توسط سیالات مشتق شده از رسوب های آبدار مربوط به بقایای بخش رسوبی پوسته اقیانوسی به گوه گوشته ای بالای پوسته اقیانوسی فرورو منتقل شده است و تولید ماگماهایی با Sr بالا می کند (Rollinson, 1993).

بر اساس نمودار الگوی توزیع عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) (شکل ۶-ب)، نمونه های منطقه از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به همین عناصر در کندریت غنی شدگی نشان می دهند.

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی و کمیاب با نمونه کندریتی ارائه شده توسط ناکامورا (Nakamura, 1974) با مقایسه نسبت این عناصر در یک کندریت معمولی بهنجار شده است. همچنین برای مقایسه از نظر منشأ تولید ماگما با گوشته اولیه که ترکیب متوسط آن توسط سان و مکدونالد (Sun and McDonough, 1989)، ارائه شده، بهنجار شده است. نمونه های نفوذی منطقه نوردوز در شکل ۶-ا و B ارائه شده است. در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، (شکل ۶-ا)، غنی شدگی LILE نسبت به HFSE قابل مشاهده است. این الگوها تهی شدگی واضح از عناصر Ti، Zr و Nb و همچنین تهی شدگی خفیف P را نشان می دهد که قابل مقایسه با ماگماتیسم کالک الکالن مناطق حاشیه قاره ای و ارتباط با زون های فرورانس است (Pang et al., 2013; Varol et al., 2014). تهی شدگی از HFSE (مانند Ti، Zr و Nb) و الگوهای با غنی شدگی از LILE (مانند U، Pb و Th) در ماگماتیسم کمانی گزارش شده است (Chen et al., 2013; Streck, 2014). غنی شدگی از Pb در الگوهای نمونه های بررسی



شکل ۶. A: نمودار عنکبوتی بهنجار شده سنگ های نفوذی منطقه نوردوز نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و B: نمودار توزیع عناصر نادر خاکی همین سنگ های بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)

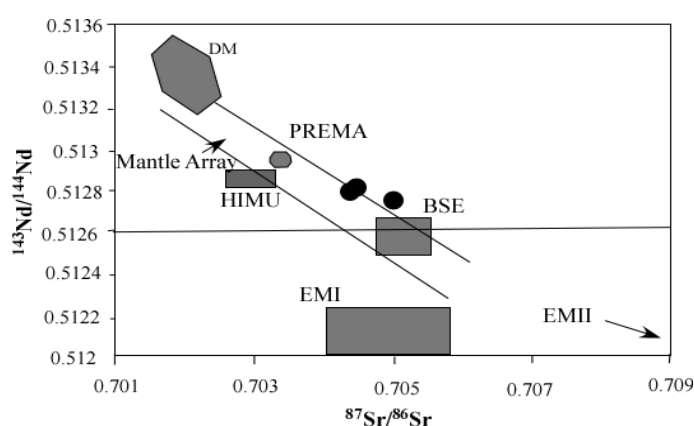
Fig. 6. A: Normalized spider diagram of the intrusive rocks of the Nordoz area relative to the primary mantle (Sun and McDonough, 1989), and B: Distribution diagram of rare earth elements of these rocks normalized to chondrite (Nakamura, 1974)

همچون آرایش و آمیختگی ماگمایی، آزمایش های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و Pb روی نمونه های مورد بررسی انجام شد. نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه ها در **جدول ۵** ارائه شده است. بر اساس داده های به دست آمده، طیف ترکیبی نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه های مورد بررسی از ۰/۷۰۴۴۱۲ تا ۰/۷۰۵۰۸۱ است. همچنین مقادیر نسبت های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ این سنگ های نفوذی ۰/۵۱۲۷۶۹ تا ۰/۵۱۲۸۲۵۵ است. برای تعیین منشأ سنگ های نفوذی منطقه نوردوز از نمودارهای همبستگی ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (**شکل ۷** و B) که توسط زندلر و هارت (Zindler and Hart, 1986) ارائه شده است، استفاده شد. تمامی نمونه ها در نمودار ایزوتوپی مرسوم در ناحیه **متوسط گوشته ای نزدیک** ترسیم شده اند و ترکیبی از **گوشته تهی شده** و **گوشته غنی شده** را به عنوان منشأ اصلی برای ماگماهای منطقه مورد بررسی نشان می دهد (**شکل ۷**). این رفتار را می توان با آرایش حجم های عظیمی از ماگمای مشتق از گوشته تهی شده با سیالات لیتوسفری غنی شده از عناصر LILE و Sr رادیوژنتیک توضیح داد که در اصل از دهیدراسیون رسوب های تخریبی در طی فرورانش حاصل شده اند.

میزان پایین HREE ها نسبت به LREE ها می تواند به علت درجه پایین ذوب بخشی خاستگاه گوشته ای و آلودگی ماگما با پوسته (Srivastava and Singh, 2004)، باقی ماندن گارنت در سنگ خاستگاه (Rollinson, 1993) و در نهایت مهم ترین عامل که در سنگ های منطقه نوردوز محتمل تر است، تشکیل شدن ماگمای اولیه این سنگ های آذرین در منطقه فرورانش است؛ چرا که یکی از ویژگی های بارز مناطق فرورانش، غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین در ماگمای مشتق شده از این مناطق است (Winter, 2001; Best, 2003; Gill and Fitton, 2022). بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان دهنده عمق زیاد تولید ماگما یعنی همان خاستگاه گارنت لرزولیت است؛ زیرا عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می گیرند. بنابراین می توان گفت درجه های ذوب بخشی پایین به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در خاستگاه از مهم ترین عوامل غنی شدگی LREE نسبت به HREE محسوب می شوند (Wass and Roger, 1980).

زمین شیمی ایزوتوپی

برای شناخت منشأ ماگمای اولیه و نیز فرایندهای تأثیر گذار بعدی



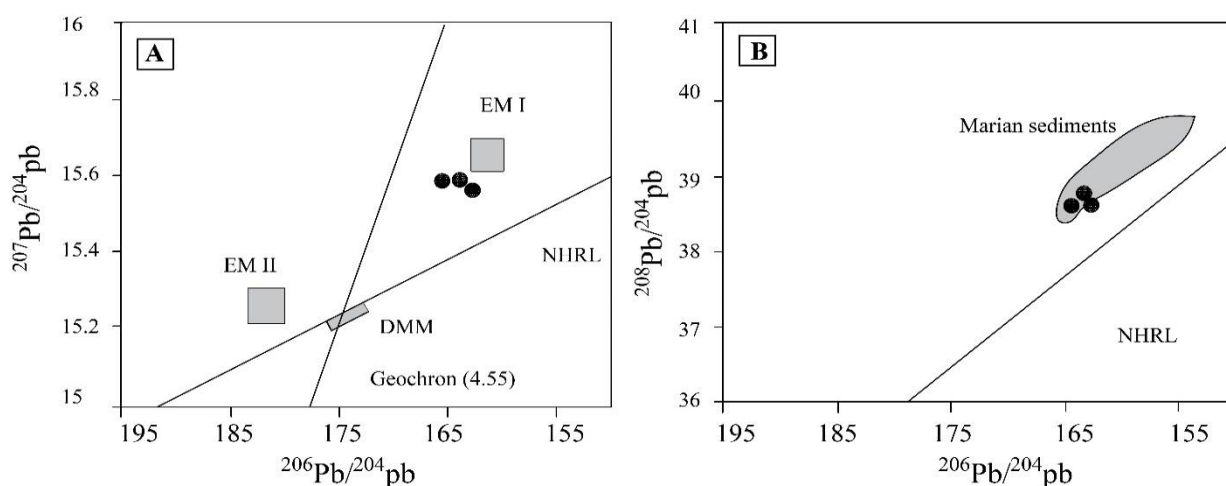
شکل ۷. نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Zindler and Hart, 1986)، موقعیت نمونه های منطقه نوردوز در محدوده آرایه گوشته ای مشخص است (Rollinson, 1993).

Fig. 7. The isotopic correlation diagram of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Zindler and Hart, 1986) of the Nordoz area samples, the location of the samples of the studied area within the range of the mantle array is clear (Rollinson, 1993).

است. بر اساس داده های به دست آمده از نتایج نسبت های ایزوتوپی سرب، نمونه های منطقه مورد بررسی میزان تغییرات $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ از ۱۸/۵۹ تا ۱۸/۶۸، نسبت $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ با دامنه تغییرات محدودی از ۱۵/۵۸۷ تا ۱۵/۵۹۱ و میزان تغییرات $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ از ۳۸/۶۸ تا ۳۸/۷۸ را نشان می دهند (جدول ۵). نسبت های Pb در نمونه های منطقه بر روی نمودارها (شکل ۸-A و B) ترسیم شده اند.

نمونه های مورد بررسی همچنین با ترکیب ایزوتوپی سایر پلوتونیک ها و ولکانیک های سنوزوئیک در شمال غرب ایران (Aghazadeh et al., 2010)، البرز غربی (Nabati et al., 2014) و البرز مرکزی (Maghdour-Mashhour et al., 2015) مطابقت دارند.

نمونه های مورد بررسی همچنین از لحاظ ترکیب ایزوتوپی سرب نیز بررسی شد و نتایج نسبت های آنها نیز در جدول ۵ قابل مشاهده



شکل ۸. A و B: تغییرات نسبت های ایزوتوپی $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در مقابل $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ برای نمونه های منطقه نوردوز

Fig. 8. A and B: Variations in isotopic ratios of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for the Nardoze area samples

1986) و نزدیک به EMII قرار می گیرند. EMI مربوط به گوشته غنی شده با مقادیر متوسطی از $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، مقادیر پایین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و نسبت های پایین $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ بوده و در زیر لیتوسفر زیر قاره ای آرکتن با مقادیر پایین Rb/Sr و Sm/Nd قرار گرفته است؛ در حالی که، EMII مربوط به گوشته غنی شده با نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، مقادیر متوسط $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و نسبت های بالای $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ است که در لیتوسفر زیر قاره ای پروتروئیک تا فائروئیک قرار می گیرد (Zindler and Hart, 1986). قرار گیری نمونه های منطقه در بین EMI و EMII نشان می دهد که فرایندهای واکنشی بین دو مؤلفه با ویژگی های EMI و EMII

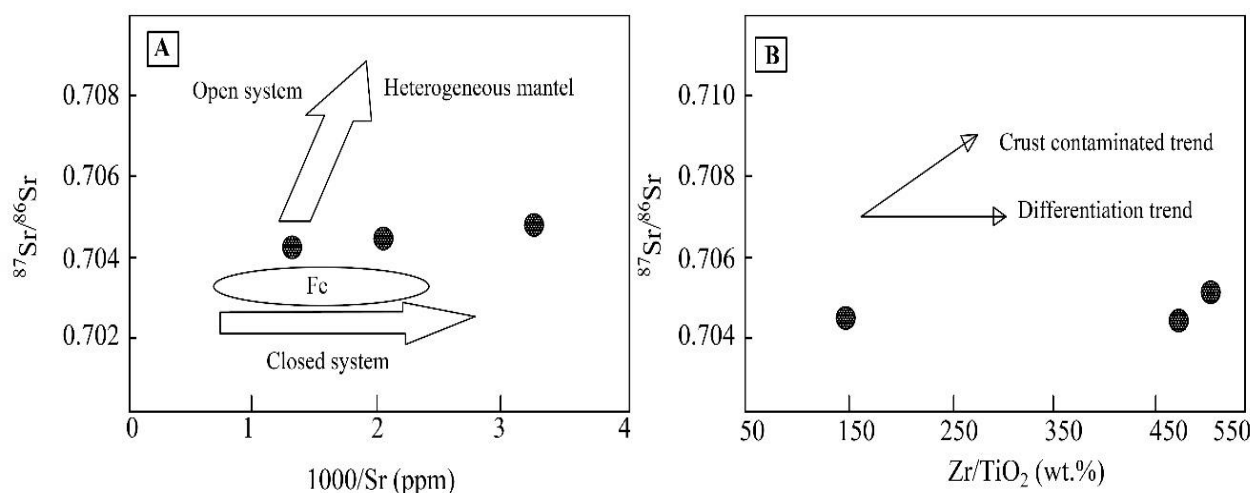
در این نمودارها، خط مرجع نیمکره شمالی شاخص ایزوتوپی سرب در نیمکره شمالی است و بیشتر جزایر اقیانوسی مانند هاوایی یا آزورس بر طبق این روند هستند (Hert, 1984). در حالی که در نیمکره جنوبی در مقایسه با نیمکره شمالی، تعدادی از جزایر اقیانوسی مقادیر بالاتری از ^{207}Pb و ^{208}Pb نسبت به ^{204}Pb غیر رادیوژنیک نشان می دهند که در اصطلاح آنومالی دوپار (به نام نخستین کاشفان این پدیده دوپار و آلگار Dupré and 1983) (Allegre, 1983) نامیده می شود. چنان که در نمودارها (شکل ۸-A) نیز مشخص است، کلیه نمونه های منطقه در بالای خط NHRL و در بین محدوده های مربوط به EMI و EMII (Zindler and Hart, 1986)

(Benito et al., 1998) معرفی شده است، می توان استنباط کرد که سامانه پتروژنتیک منطقه نوردوز از روند یک سامانه بسته در حال تفریق پیروی می کند (شکل ۹- A) که طی روند تکاملی با تپ هایی از ماگمای جوان تر مافیک تر اختلاط حاصل کرده است. همچنین بر اساس نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر نسبت Zr/TiO_2 که ایران نژادی (Irannezhadi, 2022) از آن برای ردیابی فرایندهای موثر بر ماگمای مولد سنگ های آذرین ترشیری دامنه های جنوبی البرز مرکزی در منطقه شمال تهران به کار برده است (شکل ۹- B)، می توان اثبات کرد که تفریق بلوری، فرایند اصلی تکوین سنگ های نفوذی منطقه مورد بررسی است که با ورود پالس هایی از ماگمای اولیه، جوان و درجه ذوب پایین تر دنبال شده است که دارای مقادیر پایین سیلیس و مافیک تر نسبت به ماگمای موجود در مخزن ماگمایی بوده است. شیب بسیار کمی در جهت روندهای آرایش پوسته ای مشاهده می شود؛ ولی بررسی دقیق این پدیده نیازمند تعداد تجزیه شیمیایی بیشتری است.

در پیدایش ماگماهای منطقه مؤثر بوده اند. با توجه به نمودارهای شکل ۸، می توان گفت که نمونه های منطقه مورد بررسی در محدوده رسوب های اقیانوسی عمیق و نزدیک به EMII قرار گرفته اند. بنابراین، مقادیر نسبتاً بالای $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و غنی شدگی در LREE سنگ های منطقه را می توان مربوط به تأثیر مؤلفه گوشته ای EMII دانست. از سوی دیگر، رسوب های اقیانوسی عمیق نیز از دیگر مؤلفه های درگیر در منشأ ماگماهای منطقه است که در محدوده پوسته بالایی قرار دارد (شکل ۸). مقادیر بالای $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ نیز مشابه متوسط مقدار رسوب های فرورانشی جهانی GLOSS هستند که نشان دهنده دخالت مؤلفه رسوب های اقیانوسی عمیق در منشأ ماگماهای منطقه است (شکل ۸).

بررسی تکامل ماگمای منطقه نوردوز

نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $1000/\text{Sr}$ (شکل ۹- A) نشان دهنده یک تکامل پتروژنتیک مجموعه ماگمایی برای سنگ های مورد بررسی است. بر اساس این نمودار که توسط بنیتو و همکاران



شکل ۹. A: نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $1000/\text{Sr}$ (Benito et al., 1998) برای بررسی نوع سامانه تکامل ماگمایی منطقه نوردوز و B: نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مقابل نسبت Zr/TiO_2 برای بررسی تفریق و آلودگی پوسته ای (Irannezhadi et al., 2022)

Fig. 9. A: Diagram of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ against $1000/\text{Sr}$ (Benito et al., 1998) to investigate the type of magmatic evolution system of the Nordoz area, and B: Graph of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Zr/TiO_2 ratio to investigate fractionation and crustal contamination (Irannezhadi et al., 2022)

جایگاه زمین ساختی

بر اساس نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر TiO_2 برگرفته از مولر و گروز (Muller and Groves, 1997) که برای جدا کردن سنگ های پتاسیک محیط های درون صفحه ای از کمان های ماگمایی به کار می رود، تمامی نمونه های نفوذی منطقه نوردوز در محدوده کمان های ماگمایی قرار می گیرند (شکل ۱۰-A) در بازالت ها و آندزیت های کمان های ماگمایی مقدار TiO_2 به ندرت از ۱/۳ درصد وزنی فراتر می رود؛ در حالی که تیتانیوم در ماگماهای درون صفحه ای میزان بالاتری دارد (Zhang et al., 2019). مقدار این اکسید در سنگ های نفوذی منطقه نوردوز از ۰/۲۲ تا ۱/۱۸ متغیر است. در نمودار ارائه شده توسط پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، بر اساس نسبت Rb در برابر (Y+Nb) که برای جداسازی محیط های زمین ساختی گرانیتوئیدهای مربوط به محیط های مختلف تکتونوماگمایی کاربرد دارد، نمونه های اسیدی مورد بررسی در محدوده کمان آتشفشانی و اغلب در مرز مشترک این محدوده با محدوده هم زمان با برخورد قرار می گیرند (شکل ۱۰-B). نمونه های اسیدی همچنین در نمودار تکتونوماگمایی ارائه شده توسط مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989) شباهت هایی را با محیط های پس از برخورد نشان می دهند (شکل ۱۰-C و D).

نمودار ارائه شده توسط مسجیدی (Meschede, 1986) که بر اساس مقادیر $Nb^*2 - Zr/4 - Y$ رسم شده است (شکل ۱۰-E)، در تمایز میان محیط های زمین ساختی بازالت های جزایر اقیانوسی، مورب ها و بازالت های کمان آتشفشانی کاربرد دارد. در این نمودار محدوده های A و B نشان دهنده مناطق بازالت های آکالن و تولییتی جزایر اقیانوسی، محدوده C بیانگر منطقه مورب غنی شده، محدوده D نشان دهنده منطقه مورب عادی و هم پوشانی قلمروهای D و E نشان دهنده محدوده بازالت های کمان آتشفشانی است. از آنجایی که نمودار مورد نظر برای نمونه های بازیک پیشنهاد شده است، تنها نمونه های بازیک بر روی آن نشان داده شده است. چنان که در شکل ۱۰-F مشاهده می شود، نمونه های بازیک منطقه

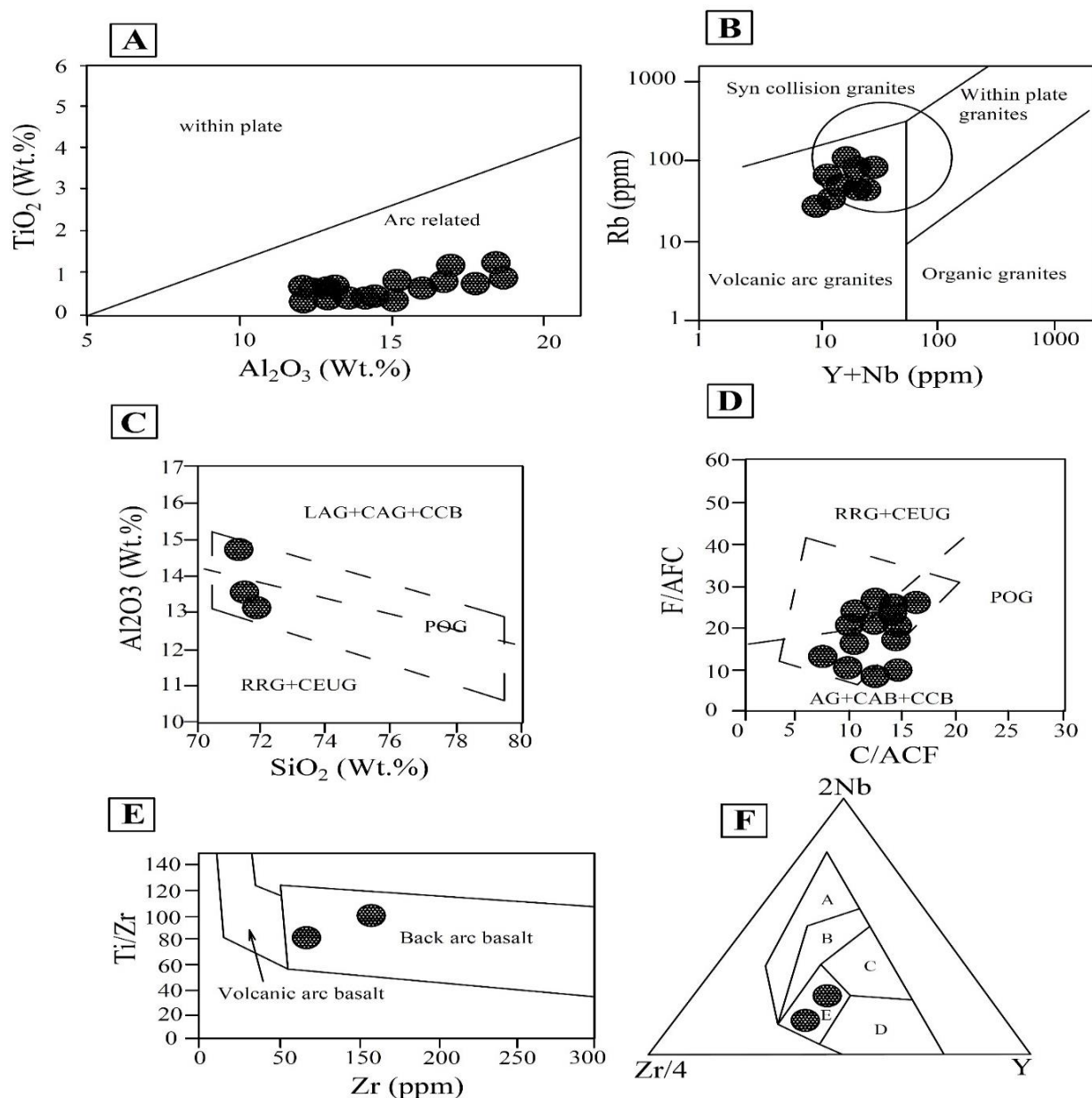
در محدوده بازالت های کمان آتشفشانی قرار می گیرند. همچنین در نمودار Zr در مقابل نسبت (Ti/Zr) (Bagas et al., 2008) برای تفکیک میان بازالت های پشته های پشت کمانی و بازالت های کمان آتشفشانی به کار برده شده است. بر طبق این نمودار (شکل ۱۰)، نمونه های بازیک منطقه مورد بررسی در محدوده بازالت های حوضه پشت کمانی قرار می گیرند (شکل ۱۰).

بحث و بررسی

بررسی هایی که در سال های اخیر در شمال غرب ایران و منطقه البرز انجام شده است، تشکیل توده های نفوذی سنوزوئیک در این مناطق را در ارتباط با منبع تولید ماگما در لیتوسفر بالای و به طور کلی در بخشی از لیتوسفر گوشته ای که غنی شدگی از خود نشان می دهد، معرفی کرده اند (Mokhtari et al., 2010; Castro et al., 2013; Nabatian et al., 2014; Maghdour-Mashhour et al., 2015).

نتایج زمین شیمی توده های نفوذی منطقه نوردوز از قبیل غنی شدگی در LILE و LREE و مقادیر ایزوتوپی سرب نشان دهنده وابستگی ماگماهای اولیه این سنگ ها به حاشیه فعال قاره ای است. از طرفی داده های ایزوتوپی Nd-Sr با منطبق شدن با مقادیر محدوده لیتوسفر گوشته ای با ویژگی های یک منبع گوشته ای نیز منطبق است. با این حال می توان سازوکار ترکیبی گوشته DMM با رسوب های لیتوسفری غنی از عناصر LILE و Sr رادیوژنیک رسوب های تخریبی در طی فرورانش پوسته اقیانوسی و متاسوماتیسم گوه گوشته ای بالایی را به عنوان منابع اصلی برای ماگماهای منطقه معرفی کرد.

ماگمای فلسیک به عنوان یک ماگمایی ثانویه شناخته می شود. به طور کلی، مدل های سنگ شناسی ارائه شده برای تولید ماگماهای فلسیک در پهنه های فرورانش به دو گروه اصلی تقسیم می شوند. در مدل اول، ماگماهای فوران یافته در مناطق کمانی از یک ماگماهای بازالتی ایجاد شده است که در اثر تبلور تفریقی و هم زمان در اثر آلیش پوسته ای دچار تحول شده است.



شکل ۱۰. نمودارهای متمایز کننده محیط‌های زمین‌ساختی منطقه نوردوز. A: موقعیت نمونه‌های منطقه نوردوز بر اساس تغییرات Zr در برابر Y برگرفته از مولر و گروس (Muller and Groves, 1997)، B: نمودار Rb در مقابل Y+Nb برای نمونه‌های اسیدی منطقه، C: نمودار CaO در مقابل FeO/MgO (Maniar and Piccoli, 1989)، D: نمودار SiO₂ در مقابل Al₂O₃ از مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989)، E: نمودار Zr در مقابل نسبت Ti/Zr (Bagas et al., 2008) برای نمونه‌های بازیک و F: نمودار مثلثی Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) برای نمونه‌های بازیک

Fig. 10. Differentiating diagrams of tectonic environments for the samples of Nardoze region. A: Location of samples of the Nardoze area based on Zr changes against Y taken from Muller and Groves (Muller and Groves, 1997), B: Rb vs. Y+Nb diagram for acidic samples of the region, C: diagram of CaO versus FeO/MgO (Maniar and Piccoli, 1989), D: diagram of SiO₂ versus Al₂O₃ (Maniar and Piccoli, 1989), E: diagram of Zr versus Ti/Zr ratio (Bagas et al., 2008) For the basic samples of the Nardoze region, and F: Triangular diagram of Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) for the basic samples of the region within the range of volcanic arc basalts

گرانودیوریتی و از نوع کالک آلکالن را ایجاد کرده است. در حالت کلی، می توان گفت ماگمای بازیک اولیه طی نخستین تفریق خود سبب تشکیل سنگ های فاز اول ماگمایی شده است که همگی ترکیب دیوریتی تا گرانودیوریتی دارند. با توجه به ادامه تفریق ماگمایی در آشیانه ماگمایی، ترکیب ماگما نسبت به پیش اسیدی تر شده و سنگ های ماگمایی با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت را تشکیل داده است. با ادامه یافتن ادامه تفریق، ترکیب ماگما بسیار اسیدی شده و سنگ های گرانیتی را تشکیل داده است. این تغییر و تحولات در اثر فرایند تفریق و آلایش پوسته ای در کمپلکس نفوذی منطقه نوردوز با مشاهدات صحرایی، میکروسکوپی و داده های زمین شیمیایی تأیید می شود.

تحولات ژئودینامیکی

آنچه تاکنون با بررسی های زمین شیمیایی و کاربرد نمودارهای تشخیص جایگاه های زمین ساختی مشخص شد، تعلق توده های مورد بررسی به سن الیگوسن با شباهت هایی به محیط پس از برخورد صفحه های قاره ای به همراه نشانه های شیمیایی فروران و همراهی هم زمان رخمون های کالک آلکالن غنی از پتاسیم و آلکالن است. داشتن نشانه های محیط فرورانشی احتمالاً به علت افزایش سیالات آزاد شده از لبه فرورونده و اثر متاسوماتیکی و غنی شدگی منشأ این سنگ ها باشد.

اقیانوس نئوتتیس در مزوزوئیک در بیشتر بخش های ایران گسترش یافته است و بقایای افیولیتی حاصل از آن در بخش های شرقی، غربی و مرکزی ایران دیده می شود (Azizi and Moinevaziri, 2009; Stern et al., 2021). پراکندگی افیولیت ها در صفحه ایران اشاره به این موضوع دارد که صفحه ایران از تعدادی خرد قاره مجزا تشکیل شده است که در طی مزوزوئیک و ترشیری به هم پیوسته اند (Shafaii Moghadam et al., 2014; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Ao et al., 2015). در غرب کشور ایران و مناطق شرقی کشور ترکیه، افیولیت ها را می توان به دو زون اصلی در شمال و جنوب بلوک

در این فرایند، ماگمایی با عنوان AFC حاصل می شود (Grove and Donnelly-Nolan, 1986; Bacon and Druitt, 1988). در مدل دوم ارائه شده، ماگماهای بازالتی انرژی گرمایی لازم را برای ذوب بخشی سنگ های پوسته قاره ای زیرین فراهم می کنند (Guffanti et al., 1996; Roberts and Celems, 1993). با توجه به جایگاه قرار گیری این کمپلکس در کمربند ماگمایی البرز - آذربایجان، فرونشست در منطقه را می توان حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره ای ایران مرکزی دانست و تشکیل توده های مورد بررسی را می توان سازوکار ترکیبی از گوشته تهی شده (DM) و گوشته غنی شده (EMII) به عنوان منشأ اصلی برای ماگماهای منطقه در نظر گرفت که این رفتار را می توان با آلایش حجم های عظیمی از ماگمای مشتق از گوشته لیوسفری تهی شده (DM) با رسوب های اقیانوسی عمیق در طی فرورانش توضیح داد (شکل ۸). چنان که در مباحث پیش مطرح شد فرایند اصلی متحول کننده ماگما در توده های نفوذی مورد بررسی، تفریق است (شکل ۹). در جریان تبلور تفریقی اتاق ماگمایی، طیف پیوسته ای از سنگ های مافیک (در حد دیوریت - گابرو) و فلسیک (در حد گرانیت تا مونزوگرانیت) به وجود می آید که در جریان صعود و جایگزینی دچار آمیختگی می شود. در نتیجه، می توان مجموعه های درهمی از سنگ های درونی مافیک، حدواسط و اسیدی را در کنار هم مشاهده کرد (Annen et al., 2006) که در مشاهدات صحرایی شواهدی از تزریق ماگمای مافیک تفریق یافته به داخل ماگمای اسیدی مشهود است (شکل ۲). بنابراین احتمالاً توده های نفوذی منطقه نوردوز حاصل تفریق یافتگی ماگمایی بازیک در منطقه است. به نظر می رسد ماگمای بازیک در یک اتاق ماگمایی بزرگ در زیر منطقه قرار گرفته و گرمای بالایی داشته باشد و طی فازهای فشارشی بعدی، به ترازهای بالاتر یعنی به درون بخش زیرین پوسته نفوذ کرده و سبب افزایش دما در این بخش شده باشد. فاز سیال به همراه افزایش دمای ناشی از نفوذ ماگمای بازیک به این بخش پوسته سبب ذوب بخشی پوسته زیرین شده و ماگمایی با ترکیب

کشش، ذوب گوشته لیتوسفری انجام شده است که در گذشته تحت تأثیر محلول های حاصل از فروانش صفحه اقیانوسی دچار هیدراسیون شده بود. بنابراین منبع حرارتی برای ماگماتیسم الیگوسن با ویژگی های استنوسفری، در نتیجه بالا آمدگی استنوسفر گوشته ای معرفی می کنند. از شواهد تأیید کننده نظریه مربوط به عقب گرد اسلب فروورانشی و زمین ساخت کششی در البرز، در پژوهش های پیشین، می توان به کاهش نرخ فروورانش در ائوسن به دلیل کم شدن باز شدگی دریای هند نام برد که باعث عقب نشینی اسلب فروورانشی نتوتیس و در پی آن کشش زمین ساختی در ایران مرکزی شده است (Hassanzadeh et al., 2004). علاوه بر آن، شواهد چینه شناسی موجود بیانگر فرونشینی حوضه رسوبی هم زمان با ولکانیسم در البرز در زمان ائوسن (Hassanzadeh et al., 2011; Morley et al., 2009; Verdel et al., 2004) و حضور رسوب های دریایی کم عمق بین لایه ای با توالی سنگ های آذرین های پالئوژن (Stern et al., 2021) و توالی رسوب ها و سنگ های آذرین سنوزوئیک در منطقه آذربایجان است. این پدیده یک دوره تدریجی گذر از نیروهای کششی به فشارشی در پوسته قاره ای را در پایان ائوسن و اوایل الیگوسن نشان می دهد (Kazmin et al., 1986; Vincent et al., 2005). بلوک ساختاری که شامل بخش انتهایی و شمال غربی کمربند کوه زایی البرز و شمال غرب ایران است، در محدوده گسل های ارس، تبریز و محصور شده است. این زون شامل سنگ های آتشفشانی-نفوذی کرتاسه بالایی-سنوزوئیک است. حرکت گسل های بیان شده، این زون را تحت تأثیر رژیم کششی دوران سنوزوئیک قرار داده است (Masson et al., 2006). همچنین ذوب بخشی لیتوسفر گوشته ای زیرین پوسته قاره ای تحت تأثیر شکست ورقه و یا جدایش لایه ای لیتوسفر، عامل مؤثر دیگری در تشکیل ماگماتیسم در پهنه ماگمایی ایران-ترکیه با ویژگی های زمین شیمی مناطق فروورانش معرفی شده است (Keskin, 2003; Aydin et al., 2008; Castro et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2013; Karsli et al., 2014).

آنا تولی-تورید (AT) تقسیم کرد (Rice et al., 2006; Robertson et al., 2006; Parlak, 2006; Colakoglu et al., 2012). این دو زون باعث جدا شدن بلوک آنا تولی-تورید از صفحه اوراسیا در شمال و صفحه عربی در جنوب شده اند (Shafaii Moghadam et al., 2014). در اواخر مزوزوئیک-سنوزوئیک فلات ایران-ترکیه در شمال غرب ایران-آنا تولی شرقی تحت تأثیر فرایندهای زمین ساختی پیچیده، به رخداد ماگماتیسم در این مناطق منجر شده است (Dilek et al., 2010; Keskin, 2003; Castro et al., 2013; Stern et al., 2021). ماگماتیسم سنوزوئیک در میکرو قاره ایران مرکزی و پوته ترکیه با شباهت هایی در تنوع و پراکندگی سری های ماگمایی همراه است؛ شباهت به ویژه در رخداد های ماگمایی آلکالن سنوزوئیک شمال غرب ایران با بلوک آنا تولی شرقی و پونتید شرقی بیشتر است (Kheirkhah et al., 2009; Castro et al., 2013; Shafaii, 1985; Moghadam et al., 2013; Moine-vaziri, 1985).

بررسی های متعددی که در سال های اخیر با توجه به ویژگی های زمین شیمیایی ماگماتیسم سنوزوئیک در پهنه ماگمایی ایران-ترکیه انجام شده است بیانگر این است که این دسته از سنگ ها دارای شواهد متاسوماتیسم و غنی شدگی در منبع تولید مذاب ماگمایی هستند (Aghazadeh et al., 2010; Ersoy et al., 2010; Aghazadeh et al., 2011; Shafaii Moghadam et al., 2013; Karsli et al., 2014; Castro et al., 2013; Prelevic et al., 2013). همچنین بررسی های انجام شده بر روی ماگماتیسم سنوزوئیک شمال غرب ایران، آن را در ارتباط با محیط های کششی پشت کمان و یا بعد از برخورد نسبت می دهند (Alavi, 1996; Allen et al., 2003; Şengör et al., 2003; Keskin, 2003; Dilek et al., 2010; Aghazadeh et al., 2011). کشش زمین ساختی مورد بحث و ذوب ناشی از آن در زمان ائوسن و در زمان عقب نشینی اسلب فروورانشی رخ داده است (Hassanzadeh et al., 2004; Verdel et al., 2011). به این صورت که عقب گرد صفحه اقیانوسی نتوتیس در ائوسن موجب ایجاد یک محیط کششی شده و در اثر کاهش فشار ناشی از

به طور کلی، بر اساس داده های جمع آوری شده در این پژوهش می توان گفت، مذاب های با منشأ گوشته ای نسبتاً عمیق در بخش بالایی گوشته لیتوسفری طی فرایندهای شکست ورقه فرو رانشی و تزریق سیالات غنی شده از عناصر ناسازگار ایجاد شده است. شواهد کافی وجود دارد که بیان می کند، بخش بالایی پوسته اقیانوسی فرو در ایجاد مذاب های جوان که منشأ تشکیل سنگ های آذرین مجموعه نوردوز است، نقش اساسی ایفا می کند.

نتیجه گیری

با توجه به مطالب ارائه شده و نتایج حاصل از بررسی های زمین شیمیایی و ایزوتوپی، همچنین قرار گیری نمونه های منطقه نوردوز در نمودارهای تعیین محیط زمین ساختی، مدلی که برای تشکیل این سنگ ها می توان در نظر گرفت، چنین است که بخش

گوشته ای لیتوسفر تحت قاره ای فلات ماگمایی آذربایجان، در اثر فرایندهایی نظیر بالا آمدگی منبع استوسفری و تأثیر حرارتی آن در این مناطق نظیر شکست اسلب و یا جدایش لایه ای لیتوسفر در طی ائوسن - الیگوسن، متحمل درجه هایی از ذوب بخشی شده است. بنابراین ماگمای به دست آمده از ذوب این بخش از گوشته زیرین پوسته قاره ای در منطقه نوردوز در یک محیط کششی پشت کمانی متأثر از رخدادهای کوه زایی برخوردی و پس از برخوردی صفحه عربی با اوراسیا ایجاد شده و در منطقه مورد بررسی جای گرفته است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. Depleted MORB mantle (DMM)
2. Amdel
3. Light Rare Earth Elements (LREE)
4. Heavy Rare Earth Elements (HREE)
5. Bulk Silicate Earth (BSE)
6. Depleted mantle (DM)
7. Enriched mantle 2 (EMII)
8. Northern Hemisphere Reference Line (NHRL)
9. Upper Crust
10. E-MORB
11. N-MORB
12. slab breakoff

References

- Aghanabati, A., 2004. The Geology of Iran. National Geology and Exploration Organization, 586 pp. Retrieved September 25, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/292808705_Geology_of_Iran_Tehran_Iran
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland. the Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148(5–6): 980–1008. <http://dx.doi.org/10.1017/s0016756811000380>
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N.R., Emami, M.H., Moine-vaziri, H. and Badrzadeh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38(5): 199–219. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.01.002>
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1): 1–33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25(5): 659–672. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0)
- Altunkaynak, S., 2007. Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey: *Journal of Geology*, 115(1): 63–82. <https://doi.org/10.1086/509268>
- Annen, C., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of petrology*, 47(3): 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Ao, S., Xiao, W., Khalatbari-Jafari, M., Talebian, M., Chen, L., Wan, B., W.J. and Zhang, Z., 2015. U-Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): From continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys. *Gondwana Research*, 31: 305–318. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.014>
- Aydin, F., Karsli, O. and Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey: *Lithos*, 104(4–1): 249–266. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.12.010>
- Azer, M.K. and Farahat E.S., 2011. Late Neoproterozoic volcano-sedimentary successions of Wadi Rufaiyil, southern Sinai, Egypt: A case of transition from late- to post-collisional magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(6): 1187–1203. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.06.016>
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47(4): 167–179. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.12.002>
- Babakhani, A.R., Lesquyer, J.L. and Rico, R., 1990. Geological Map of Ahar Quadrangle 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. Retrieved August 19, 2024 from https://modisacademy.ir/product/mapgeological_ahar/
- Bacon, C.R. and Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 224–256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>
- Bagas, L., Bierlein, F.P., English, L., Anderson, J.A. C., Maidment, D. and Huston, D.L., 2008. An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites- Tanami rogen, Western Australia. *Precambrian Research*, 166(1–4): 168–184. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.06.025>
- Benito, R., Lopez Ruiz, J., Cebria, J.M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R. and Demaiff, D., 1998. Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-k calc-alkaline and shoshonitic Neogen volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, 46(4): 773–802. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00003-1)
- Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell, England. 729 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756805360432>
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. an example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180–181: 109–127.

- <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I- and S-Type Granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1–2): 1–26.
<http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chappell, B.W., and White, A.J. R., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chen X., Shu L., Santosh M. and Zhao X., 2013. Island arc-type bimodal magmatism in the eastern Tianshan Belt, Northwest China: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and implications for the Paleozoic crustal evolution in Central Asia, *Lithos*, 168–169: 48–66.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.006>
- Çoban H., Karacık Z. and Ece Ö., 2012. Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region, *Lithos*, 140–141: 119–141.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.12.006>
- Colakoglu, A.R., Sayit, K., Günay, K. and Göncüoğlu, M.C., 2012. Geochemistry of mafic dykes from the Southeast Anatolian ophiolites, Turkey: Implications for an intra-oceanic arc-basin system. *Lithos*, 132–133: 113–126.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.023>
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4): 183–210. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Dilek, Y. and Altunkaynak, S., 2009. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: Mantle response to collision, slab breakoff, and lithospheric tearing in anorogenic belt. In: D.J.J. Van Hinsbergen, M.A. Edwards and R. Govers (Editors), *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone*, Geological Society of London Special Publication, 311: 213–233.
<https://doi.org/10.1144/sp311.8>
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, 52(4–6): 536–578.
<https://doi.org/10.1080/00206810903360422>
- Dupré, B. and Allègre, C.J., 1983. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 303: 81–89.
<https://doi.org/10.1038/303142a0>
- Ersoy, E.Y., Helvacı, C. and Palmer, M.R., 2010. Mantle source characteristics and melting models for the early-middle Miocene mafic volcanism in Western Anatolia: implications for enrichment processes of mantle lithosphere and origin of K-rich volcanism in postcollisional settings: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1–2): 112–128.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.014>
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Akaryali, E., Chung, S.L., Akdag, K. and Bektas, O., 2013. The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab-window setting: a synthesis from the eastern Pontides, NE Turkey. *Geoscience Frontiers*, 4(4): 353–375.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.10.001>
- Gill, R. and Fitton, G., 2022. *Igneous rocks and processes, a practical guide*. A John Wiley and Sons, 269 pp. Retrieved September 25, 2024 from https://www.google.com/books/edition/Igneous_Rocks_and_Processes/T3d-EAAAQBAJ?hl=en&gbpv=0
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381(1–4): 235–273.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.00>
- Grove, T.L. and Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 92: 281–302. Publication.
<https://doi.org/10.1007/BF00572157>
- Guffanti, M., Clyne, M.A. and Muffler, L.J.P., 1996. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 101(2): 303–313. Retrieved Oct 07 2024 from

- <https://pubs.usgs.gov/publication/70018437>
- Hassanzadeh, J., Axen, G.J., Guest, B., Stockli, D.F. and Ghazi, A.M., 2004. The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc. *Geological Society of America* 36(5): 184–185. Retrieved November 9, 2004 from <https://gsa.confex.com/gsa/2004AM/webprogram/Paper76582.html>
- Irannezhadi, M.R., Ghorbani, M.R., Hoernle, K.A., Tavakoli, N., Namnabat, E., Hauff, F. and Hansteen, T., 2022. Geochemistry and petrogenesis of tertiary subvolcanics from north Tehran, southern Central Alborz (Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 15(4): 331. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09604-3>
- Karsli, O., Dokuz, A., Kaliwoda, M., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. and Fehr, K., 2014. Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment. *Lithos*, 196–197: 181–197. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.022>
- Kazmin, V.G., Sbertshikov I.M., Ricou, L.E., Zonenshin, L.P., Boulin, J. and A.L., Knipper., 1986. Volcanic belts as remarks of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. *Tectonophysics*, 123(1–4): 123–152. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90195-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90195-2)
- Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction–accretion complex, an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30(24): 1–4. <https://doi.org/10.1029/2003GL018019>
- Kheirkhah, M., Allen, M. and Emami, M., 2009. Quaternary syn-collision magmatism from the Iran–Turkey borderlands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1–2): 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.026>
- Kleeman, G.J. and Twist, D., 1989. The compositionally zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld Complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism. *Journal of Petrology*, 30(6): 1383–1414. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.6.1383>
- Lescuyer, J. and Riou, R., 1976. Géologie de la région de Mianeh (Azarbayjan). contribution de la volcanisme tertiaire de l' Iran. Thèse 3 cycle, Grenoble University, Grenoble, France. Retrieved October 18, 2024 from [https://www.semanticscholar.org/paper/G%C3%A9ologie-de-la-r%C3%A9gion-de-Mianeh-\(Azerbaijan\)-%3A-%C3%A0-du-Lescuyer-Riou/199af6eacdb6e3ace30671a5cff6245e003408fa](https://www.semanticscholar.org/paper/G%C3%A9ologie-de-la-r%C3%A9gion-de-Mianeh-(Azerbaijan)-%3A-%C3%A0-du-Lescuyer-Riou/199af6eacdb6e3ace30671a5cff6245e003408fa)
- Maghdour-Mashhour, R., Esmaeilya, D., Tabbakh Shabani, A.A., Chiaradia, M. and Latypov, R., 2015. Petrology and geochemistry of the Karaj Dam basement sill: Implications for geodynamic evolution of the Alborz magmatic belt. *Chemie der Erde geochemistry*, 75(2): 237–260. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.03.001>
- Maniar, P. and Piccoli, Ph.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)
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin, *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1–2): 180–188. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.038>
- Mehrpour, M., Emami, M.H., Mirzaei, M. and Alaei, S., 1997. Geological map 1/100000 Siehroud, Organization of Geology and Mineral Explorations of the country.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical geology*, 56(3–4): 207–218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- Moine-vaziri, H., 1985. Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. Ph.D. Thesis, Université de Paris-Sud, France. Retrieved October 12, 2024 from <https://theses.fr/1985PA112187>
- Mokhtari, M.A.A., Moinevaziri, H., Ghorbani, M.R. and Mehrpartou, M., 2010. Petrology and petrogenesis of Kamtal intrusion, Easter Azerbaijan, NW Iran. *Central European Geology* 53(1): 79–96. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.53.2010.1.5>
- Morley, C.K., Kongwung, B., Ulapour, A.A.J., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoorn, H., Srisuriyon, K. and Kazeni, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in Central Iran: The Central basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere* 5(4): 325–362. <https://doi.org/10.1130/GES00223.1>

- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Second Updated, Springer Verlag, 349 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92979-8>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S.Y., Von Quadt, A. and Bernroider, M., 2014. petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints: *Lithos*, 184–187: 324–345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.002>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757–775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nicholson, K.N., Black, P.M., Hoskin, P.W.O. and Smith, I.E.M., 2004. Silicic volcanism and backarc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian-Pacific plate boundary, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131(3–4): 295–306. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00382-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00382-2)
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications, *Lithos*, 180–181: 234–251. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>
- Parlak, O., 2006. Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian orogen: geochemical and geochronological evidence from Göksun–Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region. *International Journal of Earth Sciences*, 95: 609–627. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0058-2>
- Pearce, J.A., Harris, N.W. 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>
- Peccherillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Prelevic, D., Jacob, D.E. and Foley, S.F., 2013. Recycling plus, A new recipe for the formation of Alpine–Himalayan orogenic mantle lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 362: 187–197. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.035>
- Rice, S.P., Robertson, A.H., Ustaömer, T., 2006. Late Cretaceous–Early Cenozoic tectonic evolution of the Eurasian active margin in the Central and Eastern Pontides, northern Turkey. *Geological Society London Special Publication*, 260: 413–445. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2006.260.01.17>
- Roberts, M.P. and Celems, J.D., 1993- origin of high potassium, Calc-alkaline, I type Granitoids. *Geology*, 21(9): 825–828. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2)
- Robertson, A.H., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taşlı, K. and Inan, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: Late Cretaceous–Early Cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the Southern Neo-Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(1): 108–145. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.02.004>
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman scientific technical. London, 384 pp. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Zor, E. and Genç, T., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal structure. *Geophysical Research Letters* 30(24): 80451–80454. <https://doi.org/10.1029/2003GL017858>
- Shafaii Moghadam, H., Corfu, F., Massimo, Ch., Stern, R. and Ghorbani, Gh., 2014. Sabzevar ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic ocean lithosphere in to magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos*, 210–211: 224–241. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.004>
- Shafaii Moghadam, H., Ghorbani, G., Zakikhedr, G., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgaud, A. and Arai, S., 2013. Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian high plateau. *Gondwana Research*, 26(3-4): 1028–1050. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.015>
- Shafaii Moghadam, H. and Shahbazi Shiran, H., 2011. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region

- (Ardabil): an example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Petrological Journal* (1)4: 15–34. (in persian)
https://ijp.ui.ac.ir/article_16054.html?lang=en
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31–56.
<https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.12.016>
- Shand, S.J., 1969. Eruptive rocks. their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. New York: Hafner Publ. Retrieved October 12, 2024 from
https://www.google.com/books/edition/_/KseszwEACAAJ?hl=en&sa=X&ved=2ahUKEwit5KbqtJeGAXxy_rsiHcY3ByIQ7_IDegQIHBAF
- Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism, *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(3): 373–389. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00150-0](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00150-0)
- Stampfli, G. M., Marcoux, J. and Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1–4): 373–409.
[https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90142-E](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90142-E)
- Stern, R.J., Shafaii Moghadam, H., Pirouz, M. and Mooney, W., 2021. The Geodynamic Evolution of Iran. *annual reviews earth planetary sciences*. 49: 9–36. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071620-052109>.
- Stocklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz mountains. Geological Society of London, Special Publication 4: 213–234.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.1>
- Streck, M., 2014. Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284(1): 79–94.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.005>
- Sun, S.S. and Mc Donough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in oceanic basins*. Geological society of London special publications, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Varol, E., Temel, A., Yürür, T. Gourgaud, A. and Bellon, H., 2014. Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280: 14–29.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.04.014>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonic*, 30(3): TC3008,
<https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11–12): 1513–1533.
<https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- Wass, S.Y. and Roger, N.W., 1980. Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11): 1811–1823.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90230-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90230-6)
- Winter, J.D., 2001, *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 697 pp. Retrieved October 12, 2024 from
<https://archive.org/details/introductiontoig0000wint>
- Zhang, L., Ren, Z. Y., Handler, M.R., Wu, D.Y., Zhang, L., Qian, S.P., Xia, X.P., Yang, Q. and Xu Y.G., 2019. The origins of high-Ti and low-Ti magmas in large igneous provinces, insights from melt inclusion trace elements and Sr-Pb isotopes in the Emeishan large Igneous Province. *Lithos*, 344–345: 122–133.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.014>
- Zindler, A. and Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1): 493–571.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2024.1128



Seawater-originated fluids interactions with oceanic lithospheric mantle peridotites and formation of hornblendite dykes, as well as spadaite and dolomite veins in the Naein ophiolite (Isfahan Province, Iran)

Fatemeh Naderi ¹ , Ghodrat Torabi ^{2*} , Nargess Shirdashtzadeh ³

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 04 October 2024
 Revised: 13 November 2024
 Accepted: 16 November 2024

Keywords

Seawater-derived fluids
 The fluid–rock interaction
 Hornblendite
 Spadaite
 Carbonate veins
 Mantle peridotites of the Naein ophiolite
 Central East- Iranian
 Microcontinent (CEIM)

*Corresponding author

Ghodrat Torabi
 ✉ torabighodrat@sci.ui.ac.ir

ABSTRACT

The Mesozoic ophiolitic mélange of Naein is located to the west of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM). In this ophiolite, the mantle peridotites cross cut by greenish, coarse-grained hornblendite dykes with up to 50 cm width. These dykes cross cut by carbonate veins with a few millimeters to a few centimeter width. Hornblendite dykes composed of Cr-spinel, magnesio-hornblende, chlorite, ilmenite, tremolite, calcite and dolomite. Hydrothermal spadaites ($\text{MgSiO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) are formed in the late-stage phase. The chemical compositions of hornblendites indicate that hornblendes are magnesio-hornblende in composition (with a mean $\text{Mg\#} = 0.93$) and chlorites are penninite and clinocllore, with a mean $\text{Mg\#}$ of 0.94. The $\text{Mg\#}$ and $\text{Cr\#}$ of Cr-spinels are 0.45 and 0.66, respectively. The presence of abundant hydrous minerals (hornblende and chlorite) and carbonate veins, as well as the chemical characteristics of hornblendes and Cr-spinels, indicates the non-magmatic origin of these dikes and veins, which were formed by the interactions of seawater-derived fluids with the uppermost mantle peridotites. The mineralogical and chemical characteristics of hornblendites demonstrate the mobility of elements such as Mg, Ca, Si, Al, Na, Cr, Fe, Ti and REE during the circulation of fluids derived from seawater within the uppermost mantle peridotites. This study suggests that the percolation of seawater ingression fluids in the uppermost mantle peridotites, resulted in the formation of hornblende dikes and, in the late-stage phase, the development of carbonate veins that contain calcite, dolomite and spadaite.

How to cite this article

Naderi, F., Torabi, Gh. and Shirdashtzadeh, N., 2024. Seawater-originated fluids interactions with oceanic lithospheric mantle peridotites and formation of hornblendite dykes, as well as spadaite and dolomite veins in the Naein ophiolite (Isfahan Province, Iran). *Journal of Economic Geology*, 16(4): 75–99. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1128>



©2024 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

Petrological and geochemical studies indicate that the influence of seawater affects the mineralogy and chemistry of the oceanic crust and uppermost mantle peridotites (Berger et al., 2005; Python et al., 2007; Akizawa et al., 2011; Akizawa and Arai, 2014; Torabi et al., 2017). Diopside, hornblende and hydrothermal chromite have formed as a result of reaction between mantle peridotites and penetrating hydrothermal fluids (Python et al., 2007; Torabi et al., 2017; Arai et al., 2020). In the Naein ophiolites mantle peridotites, fractures and cracks within the uppermost mantle peridotites (Harzburgite and dunite) (Fig. 3) have been filled with hornblendites (Torabi et al., 2017). In the last stage, CO₂, Mg, Si and Ca-bearing hydrothermal fluids formed the carbonate veins, cross-cutting the peridotites and hornblendites (Fig. 4).

In this research, the formation of the hornblende dikes, carbonate veins and the rare mineral spadaite (MgO.SiO₂.2H₂O), which were formed by circulating fluids in mantle peridotites of the Nain ophiolite, will discuss.

Materials and methods

After the field studies, sampling and petrographic studies, polished thin sections of the selected fresh samples were used for point analyses by electron microprobe. Chemical analyses of mineral were performed at the Kanazawa University (Japan) using a wavelength-dispersive electron probe microanalyzer (EPMA) (JEOL JXA-8800R). The analyses were conducted at an accelerating voltage of 15 kV, a probe current of 15 nA (Table 1, 2 and 3) and counting time of 40 seconds. In addition to the microprobe, the minerals of the carbonate veins were investigated by scanning electron microscopy (SEM) (EDS-RONTEC) at an accelerating voltage of 20 kV in the Razi Metallurgical Research Center (RMRC) (Tehran) (Table 4).

Discussion

Hornblende formation

The petrographic, mineralogical and chemical specifications of the hornblendites indicate their non-magmatic origin (Torabi et al., 2017). These samples composed of primitive hydrous phases (such as Mg-hornblende and chlorite). Some of the primary Mg-

hornblendes, have changed to tremolite due to retrograde metamorphism. These minerals indicate the penetration of hydrothermal fluids in the uppermost mantle section (Python et al., 2007; Torabi et al., 2017). The fluid composition is enriched in Cr, Mg, Fe, Si, Al, Ca, Na and HREE as a result of reactions with peridotites. The circulation of fluids through the fractures and veins of mantle peridotites has led to the formation of hornblendites (Torabi et al., 2017). In the hornblendites, the higher content of MgO contrasted to CaO reveals a considerable activity of Mg in circulation of hydrothermal fluids (Torabi et al., 2017).

Carbonate veins formation

After the formation of hornblendites in the upper mantle peridotites, carbonate veins were formed in the last stage. The presence of carbonate veins in peridotites reveals that these veins formed under the influence of circulating hydrothermal fluids at lower temperatures. These fluids are enriched in elements such as Mg, Ca, Si, CO₂ and H₂O. The carbonate veins are composed of calcite, dolomite, and spadaite. These carbonate veins cross-cut the hornblendites and peridotites.

The presence of dolomite and calcite in carbonate veins, and hornblende (Ca-rich mineral) in hornblende dykes, shows in the study area, the fluids have passed through Ca-rich rocks (limestone, gabbros) before reaching the uppermost mantle, resulting in the enrichment of the fluids in Ca and CO₂. These mineralogical and chemical specifications possibly confirm seawater origin for the fluids.

Spadaite Formation

The occurrences of magnesium silicate spadaite (MgSiO₂(OH)₂·H₂O), along with calcite and dolomite, developed under the influence of fluid-rock interaction, serpentinization of olivine and orthopyroxene, and subsequent dissolution of serpentine by CO₂-bearing hydrothermal fluids. This hydrous magnesium silicate forms under basic conditions, at low temperatures and in the last stage. The Mg and Si-bearing hydrothermal fluids play an important role in the formation of spadaite. The formation of carbonate minerals (calcite and dolomite) in the uppermost mantle peridotites indicates a high fugacity of CO₂ in hydrothermal

fluids. The kind of new minerals seem to be influenced by ion activities in hydrothermal fluids (Birsoy, 2002), and as well as indirectly by pH.

Mobility of Elements

Seawater-derived fluids pass through the entire oceanic crust and extend to the uppermost mantle. The hornblendites in the Naein ophiolite were formed by a reaction between seawater ingression fluids and peridotites (harzburgite and dunite) at temperatures ranging from 700–850°C.

The mineralogy and chemical characteristics of hornblendite dykes suggest that the circulation of hydrothermal fluids at high-temperatures helps the mobility of Cr, Mg, Ti, Fe, Ca, Si, Al, Na, and REEs (Torabi et al., 2017). The presence of hydrothermal chromite and ilmenite within the hornblendite dykes show mobility of Cr, Fe and Ti, in hydrothermal conditions during the circulation of high temperature silicate-rich fluids through mantle peridotites. The formation of hornblendites dykes (Torabi et al., 2017), diopsidites (Python et al., 2007; Akizawa et al., 2011; Akizawa and Arai, 2014) and hydrothermal chromitites (Arai et al., 2020), under the influence of metasomatic process, indicates that the activity of seawater ingression fluids alters the initial concentration of Ca, Mg, Cr and Si from the lower crust to the uppermost mantle section (Akizawa et al., 2011).

Hydrothermal fluids change the chemical composition of minerals, lead to the decomposition of olivine and the formation of serpentine, modify the chemical composition of chromites and form chlorite and secondary chromites.

The hydrothermal chromites of the hornblendites (Cr# 0.56 and Mg# 0.62) are chemically intermediate between to chromite found in the surrounding harzburgite (Cr# 0.56 and Mg# 0.62) and dunite (Cr# 0.79 and Mg# 0.41) (Fig. 6E and F), indicating dissolution of primitive chromite grains present in nearby peridotites and their reprecipitation in cracks and fractures during the formation of hornblendite dyke. Altered chromite grains in the hornblendites (Cr# 0.86 and Mg# 0.21) and peridotites (Cr# 0.91 and Mg# 0.17) suggest that hydrothermal fluids have leached Cr-spinel from the host rock and hornblendites (Fig. 6E and F).

Conclusions

The mineralogical and chemical properties of the Naein mantle hornblendites and their associated carbonate veins indicate a non-magmatic origin, suggesting that they have a hydrothermal nature. The circulation of seawater-derived fluids through the uppermost mantle peridotites will cause to the mobility of Cr, Ti, Fe, and REE. The hydrothermal spadaite formed by H₂O, CO₂, Mg, Ca and Si-bearing hydrothermal fluids, in the last stage phase that developed in a low-temperature environment under basic conditions. Calcite, dolomite and spadaite are minerals of the carbonate veins.

Acknowledgments

The authors thank the University of Isfahan and Kanazawa University for financial supports and laboratory equipments.



واکنش سیالات برگرفته از آب دریا با پریدوتیت‌های گوشته لیتوسفر اقیانوسی و تشکیل دایک‌های هورنبلندیت و رگه‌های اسپادائیت و دولومیت در افیولیت ناین (استان اصفهان، ایران)

فاطمه نادری^۱، قدرت ترابی^{۲*}، نرگس شیردشت‌زاده^۳

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

مجموعه افیولیت مزوزوئیک ناین در شمال شهر ناین و در حاشیه غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی واقع شده است. درون پریدوتیت‌های گوشته این افیولیت، دایک‌های هورنبلندیتی سبزرنگ و دانه‌درشت به ضخامت چندمیلی‌متر تا حدود ۵۰ سانتی‌متر دیده می‌شود که توسط رگه‌های سفید کربنات به ضخامت چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر قطع شده است. دایک‌های هورنبلندیتی از اسپینل کروم‌دار، هورنبلند، کلریت، ایلمنیت، ترمولیت، کلسیت و دولومیت و رگه‌های کربنات از کلسیت، دولومیت و اسپادائیت $(\text{MgSiO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$ تشکیل شده‌اند. اسپادائیت‌ها از نوع گرمابی بوده و در یک محیط بازیکی به عنوان آخرین فاز کانیایی تشکیل شده‌اند. نتایج تجزیه شیمی کانی‌های موجود در هورنبلندیت‌ها نشان می‌دهد که هورنبلندها از نوع هورنبلندهای منیزیم‌دار ($\text{Mg}\# = 0/93$)، کلریت‌ها از نوع پنینیت و کلینوکلر ($\text{Mg}\# = 0/94$) بوده و مقدار متوسط $\text{Mg}\#$ و $\text{Cr}\#$ در اسپینل‌های کروم‌دار به ترتیب ۰/۴۵ و ۰/۶۶ است. حضور کانی‌های آب‌دار فراوان (هورنبلند و کلریت) و رگه‌های کربنات، همچنین شیمی هورنبلندها و اسپینل‌های کروم‌دار، نشان‌دهنده منشأ غیرماگمایی دایک‌ها و رگه‌ها و تشکیل آنها در اثر تأثیر سیالات برگرفته از آب دریا بر پریدوتیت‌های بخش بالایی گوشته است. ویژگی‌های شیمیایی و کانی‌شناسی این هورنبلندیت‌ها نشان‌دهنده تحرک عناصر Ti و Fe ، Cr ، Na ، Al ، Si ، Ca ، Mg توسط سیالات برگرفته از آب دریا در محیط پریدوتیت‌های گوشته بالایی است. این پژوهش نشان می‌دهد که سیالات برگرفته از آب دریا بعد از واکنش و عبور از تمام واحدهای سنگی پوسته اقیانوسی با پریدوتیت‌های بخش بالایی گوشته نیز وارد واکنش شده و علاوه بر ایجاد دایک‌های هورنبلندیتی، رگه‌های کربنات حاوی کلسیت، دولومیت و اسپادائیت را نیز به وجود آورده است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۱۳

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۸/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۲۶

واژه‌های کلیدی

سیالات برگرفته از آب دریا

واکنش سیال-سنگ

هورنبلندیت

اسپادائیت

رگه‌های کربنات

پریدوتیت گوشته افیولیت ناین

خردقاره شرق-ایران مرکزی

نویسنده مسئول

قدرت ترابی

torabighodrat@sci.ui.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

نادری، فاطمه؛ ترابی، قدرت و شیردشت‌زاده، نرگس، ۱۴۰۳. واکنش سیالات برگرفته از آب دریا با پریدوتیت‌های گوشته لیتوسفر اقیانوسی و تشکیل دایک‌های هورنبلندیت و رگه‌های اسپادائیت و دولومیت در افیولیت ناین (استان اصفهان، ایران). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۴): ۷۵-۹۹.

<https://doi.org/10.22067/econg.2024.1128>

مقدمه

برهم کنش آب دریا و پوسته اقیانوسی نقشی بسیار مهم در تنظیم ترکیب شیمیایی آب دریاها و اقیانوس‌ها دارد. در محل پشته‌های میان اقیانوسی و گودال‌های اقیانوسی، پوسته اقیانوسی تبادل شیمیایی گسترده‌ای با آب دریا دارد که در تنظیم ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی اقیانوس‌ها و پایه سنگی آنها بسیار مهم است (Bach et al., 2013). پشته‌های میان اقیانوسی، شکستگی‌های عمیق مربوط به خمش اسلب فرورنده در گودال اقیانوسی و مناطق فرورانش، محل نفوذ آب در لیتوسفر اقیانوسی هستند. آب دریا در مقایسه با سایر سیالات (جوی، دگرگونی و غیره)، قبل از فعل و انفعالات با پوسته اقیانوسی، سرشار از Mg است و دارای غلظت متوسط Na و Si است. سیالات برگرفته از آب دریا با نفوذ به درون پوسته اقیانوسی و رسیدن به بخش‌های بالایی گوشته به دلیل انجام تبادلات کاتیونی Mg-Ca به سرعت دچار تغییر ترکیب شیمیایی می‌شوند (Bach et al., 2013).

بررسی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که سیالات برگرفته از آب دریا می‌توانند با عبور از گدازه‌های بالشی، دایک‌های ورقه‌ای و گابروها به بالاترین بخش گوشته بالایی رسیده و بر آن تأثیر بگذارند (Berger et al., 2005; Python et al., 2007; Akizawa et al., 2011; Akizawa and Arai, 2017; Torabi et al., 2014). در اثر نفوذ سیالات برگرفته از آب دریا به درون پریدوتیت‌های گوشته، سنگ‌هایی مانند هورنبلندیت (Torabi et al., 2017)، دیوپسیدیت (Python et al., 2007) و کرومیتیت گرمابی (Arai et al., 2020) به وجود می‌آید. سنگ‌های یادشده به عنوان شاهد‌های اصلی دگرگونی گرمابی گوشته بالایی در دمای بالا (تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد) در نظر گرفته شده‌اند. این سنگ‌ها محصول واکنش بین پریدوتیت‌های گوشته لیتوسفر اقیانوسی با سیالات برگرفته از آب دریاست (Torabi et al., 2017). در افیولیت‌ناین نیز بررسی‌های محدودی در رابطه با واکنش سیالات با پریدوتیت‌های گوشته بالایی انجام شده است که به وجود دایک‌های هورنبلندیت

(شکستگی‌های پر شده توسط هورنبلندیت) اشاره شده است (Torabi et al., 2017). آثار واکنش سیال-سنگ در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت‌ناین علاوه بر دایک‌های هورنبلندیت، به صورت انجام تغییرات کانی‌شناسی در پریدوتیت‌های گوشته و ایجاد رگه‌های کربنات نیز دیده می‌شود که موضوع این پژوهش است.

بررسی‌های تجربی نشان داده است که کربنات‌ها در پریدوتیت‌های گوشته آبدار و بدون آب در محدوده دما و فشار وسیعی پایدار هستند (Braga and Sapienza, 2007; Sapienza et al., 2009; Tumiati et al., 2013). به طور کلی، تشکیل رگه‌های کربنات در دماهای پایین (کمتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و در فشار ۵/۸-۱/۱ GPa) امکان‌پذیر است که این رگه‌ها بر اثر پدیده فرسایش ساختاری و تحت تأثیر سیالات در فشار پایین تشکیل شده‌اند (Förster et al., 2017)؛ اما تشکیل رگه‌های کانی‌های کربنات در پریدوتیت‌های گوشته فقط تحت تأثیر سیالات برگرفته از اسلب فرورنده نیست.

در این پژوهش برای نخستین بار به شناسایی و بررسی رگه‌های کانی‌های کربنات ناشی از تأثیر سیالات برگرفته از آب دریا بر روی پریدوتیت‌های گوشته بالایی و تشکیل کانی کمیاب اسپادائیت $(\text{MgSiO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$ به همراه دولومیت و کلسیت در رگه‌های کربنات در افیولیت‌ناین پرداخته شده است.

تاکنون اسپادائیت در محیط‌های محدودی از جمله سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌های لوسیت‌دار)، (Honnorez, 1967)، اسکارن‌ها (تاکتیت) و معادن طلا (Schaller and Nolan, 1932; Cushman and Ponton, 1931) گزارش شده است. بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت‌ناین، در این مقاله محیط تشکیل جدیدی برای کانی اسپادائیت معرفی شده است. تاکنون گزارشی درباره رخداد اسپادائیت در ایران منتشر نشده است.

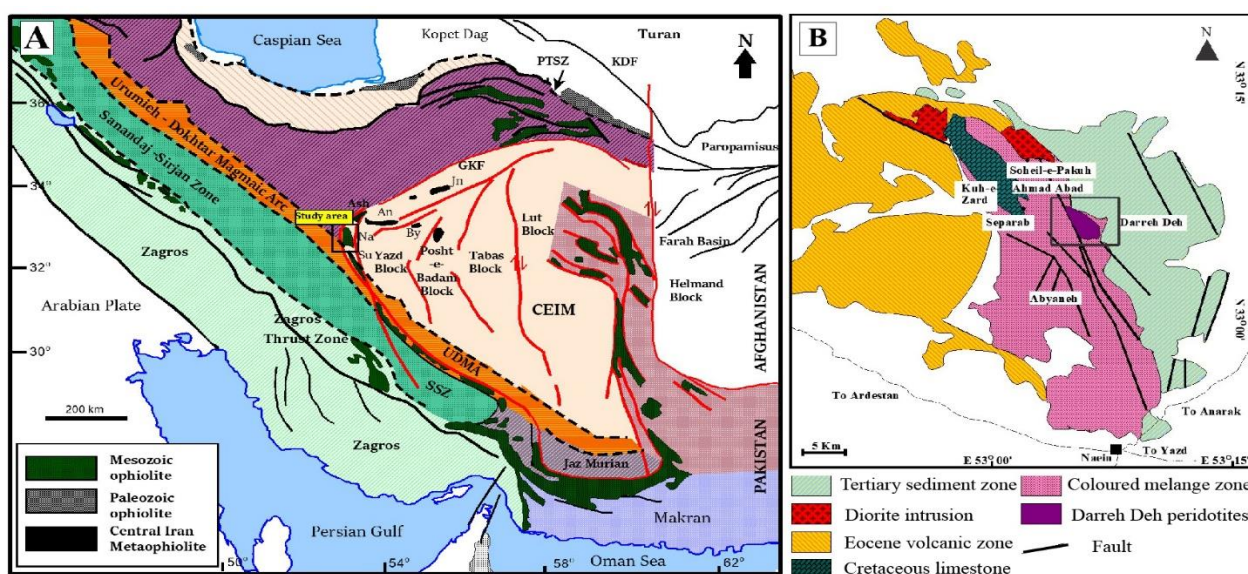
امید می‌رود که انجام این پژوهش برای درک بهتر چگونگی رخداد واکنش بین سیالات برگرفته از آب دریا با لیتوسفر اقیانوسی

و سنگ‌های گوشته از نظر تحولات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی مفید واقع شود.

زمین‌شناسی عمومی

افیولیت‌های سرزمین ایران، مرتبط با پوسته‌های اقیانوسی پالتوتیس و نئوتیس هستند. افیولیت‌های حاشیه غربی خرد قاره شرق-ایران

مرکزی با سن مزوزوئیک از جمله افیولیت ناین و عشین، بقایایی از پوسته اقیانوسی شاخه شرقی نئوتیس هستند (Torabi, 2012). زون افیولیتی ناین با مساحتی حدود ۳۷۰ کیلومتر مربع با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق در شمال شهر ناین (استان اصفهان) قرار دارد (شکل ۱-A و B).



شکل ۱. A: واحدهای ساختمانی اصلی ایران و موقعیت رخنمون‌های اصلی افیولیت‌های ایران و افیولیت ناین (منطقه مورد بررسی)، (Torabi et al., 2017) با تغییرات و B: نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه ناین (استان اصفهان، ایران) و موقعیت منطقه دره (Davoudzadeh, 1972) با تغییرات.

Fig. 1. A: Main structural units of Iran and geological position of ophiolites and Na'in ophiolite (Study area) (Modified after Torabi et al., 2017), and B: Simplified geological map of the Na'in area (Isfahan Province, Iran) and location of the Darreh Deh area (Modified after Davoudzadeh, 1972)

هارزبورگیت و دونیت تشکیل شده است. تغییرات تدریجی سنگ‌شناسی از لرزولیت به هارزبورگیت و دونیت که دربرگیرنده کرومیت است، در این افیولیت مشهود است (Pirnia et al., 2010; Pirnia et al., 2013; Torabi, 2013; Pirnia et al., 2014). همچنین هارزبورگیت، پریدوتیت غالب گوشته محسوب می‌شود. پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین در بخش‌های مختلف این مجموعه افیولیتی دیده می‌شود. سالم‌ترین پریدوتیت‌ها در حاشیه شرقی این افیولیت وجود دارد و بهترین رخنمون

افیولیت ناین شامل پریدوتیت‌های گوشته (همراه با کرومیت)، سرپانتینیت، پیروکسنیت، گابرو، پلاژیوگرانیت، دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بالشی، چرت‌های رادیولردار، سنگ آهک، سنگ‌های دگرگونی (مانند مرمر، شیست، آمفیبولیت و اسکارن)، رودینگیت و لیستونیت است (Shirdashtzadeh et al., 2010; Shirdashtzadeh et al., 2011; Torabi, 2012; Shirdashtzadeh et al., 2024). پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین اغلب از لرزولیت،

کرده‌اند، به طور متوسط سن $92/34 \pm 0/38$ میلیون سال (کرتاسه پسین) را دارند (Shirdashtzadeh et al., 2024). پلاژیوگرانیت‌های ژوراسیک از تبلوربخشی مذاب مافیک و در پشته میانی اقیانوسی به وجود آمده‌اند؛ در حالی که پلاژیوگرانیت‌های کرتاسه پسین از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک دگرگون‌شده در یک منطقه فرورانش تشکیل شده‌اند.

روش مطالعه

برای بررسی این بخش از افیولیت ناین (منطقه دره‌ده)، (شکل ۱)، پس از بررسی‌های صحرایی و بررسی واحدهای سنگی مختلف، نمونه‌برداری از آنها انجام شد. بعد از تهیه مقاطع نازک و مقاطع نازک-صیقلی و انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری، بهترین نمونه‌ها برای آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها با استفاده از دستگاه میکروپروب انتخاب شدند. تجزیه شیمیایی کانی‌ها به روش ریز پردازنده الکترونی با دستگاه JEOL EPMA مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV و جریان ۱۵ nA در دانشگاه کلنازاوا ژاپن انجام شد (جدول‌های ۱، ۲ و ۳). همچنین نمونه‌های رگه‌های کرنات علاوه بر دستگاه میکروپروب توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی نیز مورد بررسی قرار گرفت. تجزیه شیمیایی ۹ نقطه با میکروسکوپ الکترونی (EDS مدل RONTEC) با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV و با پوشش‌دهی طلا در مرکز پژوهش متالورژی رازی (تهران) انجام شد. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری محاسبه شده کانی‌هایی که توسط میکروسکوپ الکترونی آنالیز شده‌اند نیز در جدول ۴ آورده شده است. در هنگام تعیین مقدار آهن ۲ و ۳ موجود در کانی‌ها برای محاسبه فرمول ساختاری آنها، از نسبت‌های استوکیومتری استفاده شد.

سنگ‌نگاری

سنگ‌نگاری پریدوتیت‌ها

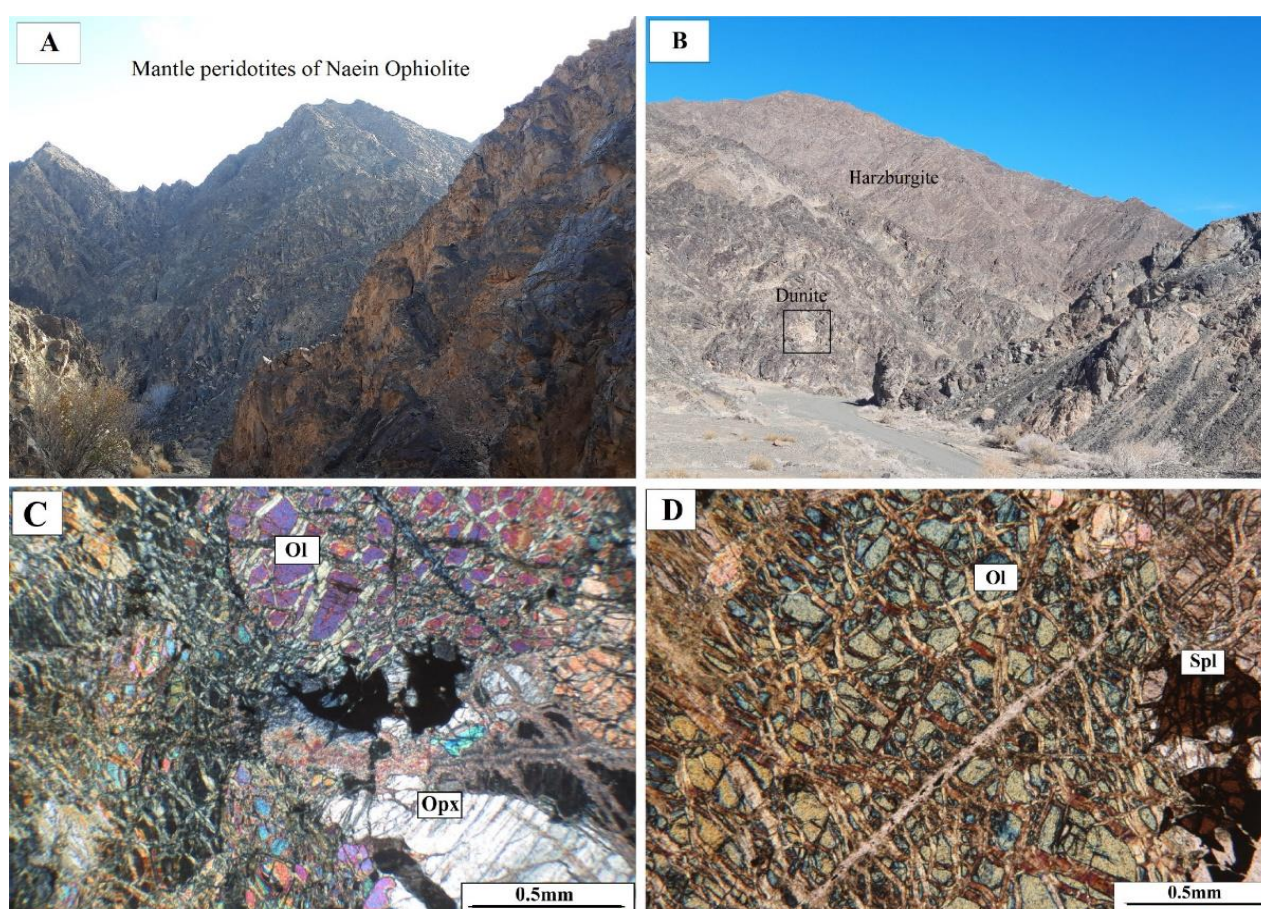
پریدوتیت‌های منطقه دره‌ده اغلب از نوع هارزبورگیت و مقدار کمی دونیت هستند (شکل ۲). بر اساس بررسی‌های صحرایی

پریدوتیت‌های گوشته در منطقه دره‌ده است. در درون پریدوتیت‌های دره‌ده که اغلب از نوع هارزبورگیت‌های کلینوپیروکسن دار هستند، دایک‌های هورنبلندیت دیده می‌شود که در حین تشکیل هورنبلندیت‌ها در مرحله نهایی رگه‌های کرنات نیز تشکیل شده‌اند. دایک‌های هورنبلندیتی دارای ضخامت چند میلی‌متر تا ۵۰ سانتی‌متر و رگه‌های کرنات نیز دارای ضخامت چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر هستند. رگه‌های سفید کرنات، دایک‌های هورنبلندیت را قطع می‌کنند. این سنگ‌ها فقط در بالاترین بخش پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین دیده می‌شوند و با افزایش عمق، به تدریج از فراوانی آنها کاسته می‌شود.

نتایج سن‌سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ آمفیبول‌های موجود در گابروهای افیولیت ناین نشان‌دهنده سن‌های $101/2 \pm 0/9$ ، $99/7 \pm 0/9$ ، $1 \pm 99/2$ میلیون سال پیش (کرتاسه پیشین-آلبین بالایی) است (Hassanipak and Ghazi, 2000). سن‌سنجی K-Ar بر روی کانی آمفیبول موجود در گابروها (Moghadam et al., 2009) و سن‌سنجی U-Pb بر روی کانی زیرکن در پلاژیوگرانیت‌های افیولیت ناین (Moghadam et al., 2013)، به ترتیب سن‌های $93/3 \pm 4/6$ (سنومانین) و $103-102$ میلیون سال را نشان داده است؛ اما بررسی‌های جدید در منطقه ناین توسط شیردشت‌زاده و همکاران (Shirdashtzadeh et al., 2024) نشان می‌دهند که افیولیت ناین یک افیولیت محدود به کرتاسه نیست و برخی از واحدهای سنگی آن متعلق به ژوراسیک هستند که یک دگرگونی در رخساره آمفیبولیت را تحمل کرده‌اند. بر اساس داده‌های سن‌سنجی و زمین‌شیمیایی، رخنمون‌های پلاژیوگرانیت در امتداد حاشیه غربی **خرد قاره شرق - ایران مرکزی** از نظر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، منشأ مذاب و ماگمایی متفاوت هستند و تفاوت‌های سنی قابل توجهی دارند. دایک‌های پلاژیوگرانیتی که درون آمفیبولیت‌ها نفوذ کرده‌اند، بر اساس سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن، سن‌های $176/94 \pm 0/71$ ، $179/84 \pm 0/92$ و $190/40 \pm 2/1$ میلیون سال (ژوراسیک پیشین) را نشان می‌دهند؛ در حالی که پلاژیوگرانیت‌هایی که درون گابروها، دایک‌ها و پیلولاواها نفوذ

سرپانتینی شده‌اند و بافت آنها از نوع **مش** است (شکل ۲- C و D) که درون سرپانتینیت‌ها مگنتیت‌ها تشکیل شده‌اند. بخش‌هایی از ارتوپروکسن‌ها بستیتی شده و کلینوپروکسن‌ها کم و سالم هستند. اسپینل‌های کروم‌دار اغلب سالم هستند و در دونیت‌ها نسبت به هارزبورگیت‌ها **شکل‌دار تر** و تیره‌تر هستند. اسپینل‌های کروم‌دار در مواردی از اطراف به مگنتیت کروم‌دار و فریت کرومیت تبدیل شده‌اند.

درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در این هارزبورگیت‌ها و دونیت‌ها توسط هورنبلندیت پر شده است (شکل ۳). مهم‌ترین کانی‌های سازنده پریدوتیت‌ها، الیون، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و اسپینل کروم‌دار هستند و کانی‌های سرپانتین، هورنبلند، ترمولیت، کلریت و مگنتیت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بافت آنها از نوع گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک است. الیون‌ها به صورت نیمه **شکل‌دار تا بدون شکل** بوده، در مواردی



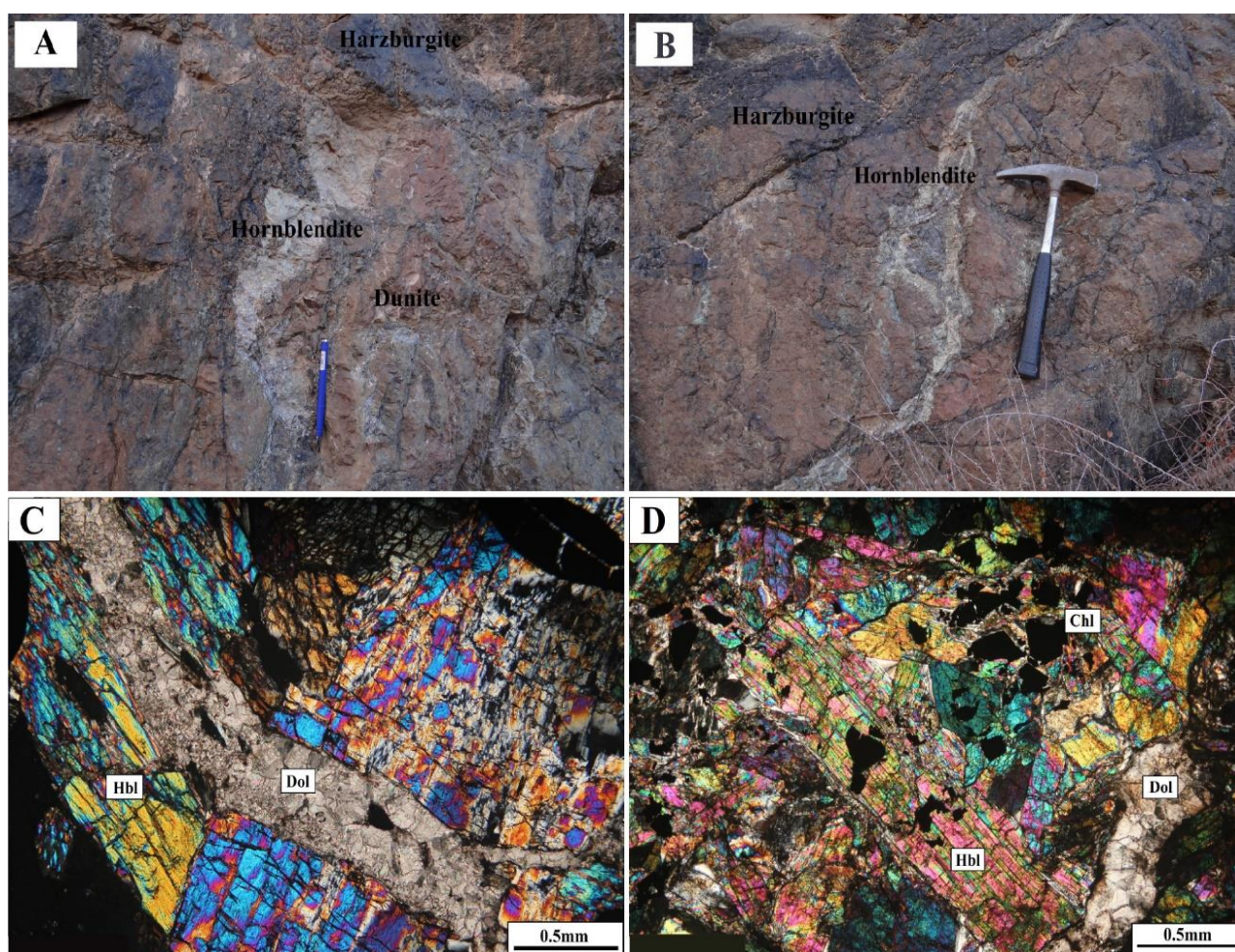
شکل ۲. تصویرهای صحرایی و میکروسکوپی از پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت ناین. A و B: تصویرهای صحرایی از هارزبورگیت و دونیت در افیولیت ناین، C و D: تصویرهای میکروسکوپی از اسپینل، ارتوپروکسن و الیون خرد شده و سرپانتینی شده و بافت مشبک در پریدوتیت‌های افیولیت ناین (XPL). در تصویر A نگاه به شمال و در تصویر B نگاه به شمال شرق است. علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Spl: اسپینل، Opx: ارتوپروکسن، Ol: الیون).

Fig. 2. Field photographs and photomicrographs of the mantle peridotites of Nain Ophiolite. A and B: Field photographs of harzburgite and dunite in Nain Ophiolite, C and D: Microscopic photomicrographs of spinle, orthopyroxene and crushed and serpentinized olivine with mesh texture of the peridotites from Naein ophiolite. (XPL). A: view to the North and B: view to the Northeast. Abbreviations after Warr (2021) (Spl: Spinel, Opx: Orthopyroxene, Ol: Olivine).

سنگ‌نگاری دایک‌های هورنبلندی

می‌شوند که بلورهای دانه درشت هورنبلند را قطع کرده‌اند و نشان‌دهنده تشکیل آنها در مرحله نهایی است (شکل ۳- C و D). بلورهای هورنبلند شکل دار تا نیمه‌شکل دار و درشت بلور هستند. اسپینل‌های کروم‌دار در هورنبلندیت‌ها به دو صورت دیده می‌شوند: ۱- به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه‌شکل دار که اندازه آنها به 300μ نیز می‌رسد، ۲- بلورهای ریز پراکنده و افشان که اندازه آنها کمتر از 20μ است.

دایک‌های هورنبلندی در نمونه‌های دستی به صورت درشت‌دانه و به رنگ سبز روشن هستند (شکل ۳- A و B) که از اسپینل کروم‌دار، هورنبلند، کلریت، ترمولیت، ایلمنیت، کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانوبلاستیک است. ترمولیت محصول دگرگونی پس‌رونده هورنبلند است. کلسیت و دولومیت نیز به صورت رگه‌های نازک و نامنظم دیده



شکل ۳. A و B: تصاویرهای صحرایی از دایک‌های هورنبلندی درون پریدوتیت‌های افیولیت ناین، C و D: تصویرهای میکروسکوپی از دایک‌های هورنبلندی که توسط رگه‌های کربنات قطع شده‌اند. (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است: Hbl: هورنبلند، Chl: کلریت، Dol: دولومیت).

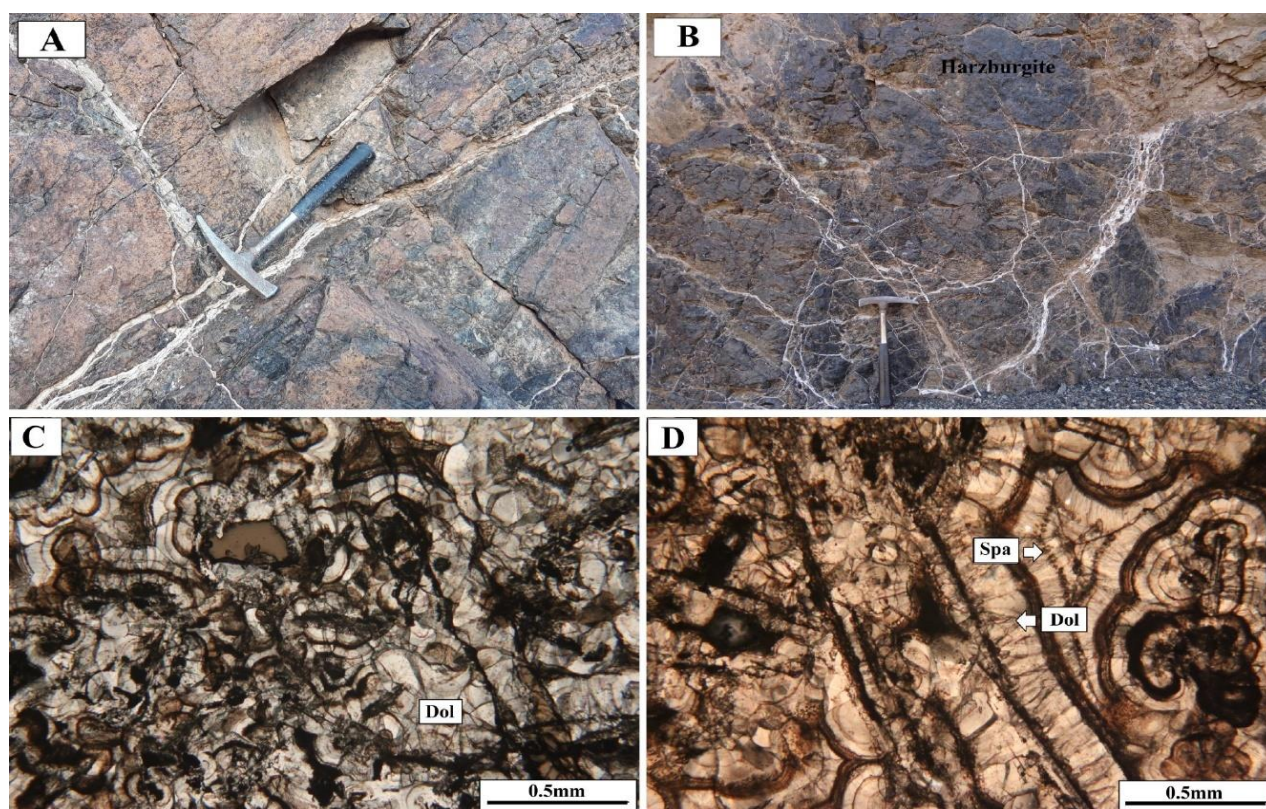
Fig. 3. A and B: Field photographs of hornblendites in the mantle peridotites of Nain Ophiolite, C and D: Microscopic photomicrographs of hornblende dykes and the crosscutting carbonate veins. (XPL). Abbreviations after Warr (2021) (Hbl: Hornblend, Chl: Chlorite, Dol: Dolomite).

هورنبلندیت‌های افیولیت ناین از نظر ویژگی‌های بافتی و اندازه دانه‌ها بسیار متنوع هستند که نشان‌دهنده شرایط عدم تعادل و نرخ متغیر هسته‌زایی و رشد بلور است (Torabi et al., 2017). تشکیل هورنبلندهای منیزیم‌دار و کلریت در پریدوتیت‌های گوشته نشان می‌دهد که پریدوتیت‌ها در دمای بیش از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در معرض متاسوماتیسم آبدار قرار گرفته‌اند (Bonatti et al., 1990).

سنگ‌نگاری رگه‌های کربنات

رگه‌های سفید کربنات به صورت شبکه‌ای متقاطع، پریدوتیت‌ها و

هورنبلندیت‌ها را قطع می‌کنند (شکل ۴-A و B). در این رگه‌ها، بلورهای دولومیت و کلسیت در اندازه‌های مختلف به صورت شکل‌دار و با بافت گرانوبلاستیک دیده می‌شوند (شکل ۴). در منطقه مورد بررسی کانی کمیاب اسپادائیت همراه با کلسیت و دولومیت در رگه‌های کربنات دیده می‌شود. اسپادائیت‌ها در بخش مرکزی رگه‌های کربنات متبلور شده‌اند و نشان‌دهنده آن است که این کانی در آخرین مرحله تشکیل شده است. این کانی به رنگ کرمی مایل به سفید تا صورتی کم‌رنگ بوده و در مقطع نازک بی‌رنگ است و از نظر شکلی نیمه‌شکل‌دار تا بدون شکل است (شکل ۴-C و D).



شکل ۴. A و B: تصاویرهای صحرایی از رگه‌های کربنات در پریدوتیت‌های افیولیت ناین. C و D: تصویرهای میکروسکوپی از رگه‌های کربنات که از کلسیت، دولومیت و اسپادائیت تشکیل شده است. دولومیت‌ها دارای بافت ژل هستند (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Spa: اسپادائیت).

Fig. 4. A and B: Field photographs of the Carbonate veins in the mantle peridotites of Nain Ophiolite, C and D: Photomicrographs of the Carbonate veins composed of Calcite, Dolomite and Spadaite. The dolomites have a gel-texture in Nain Ophiolite (XPL). Abbreviations after Warr (2021) (Cal: Calcite, Dol: Dolomite, Spa: Spadaite).

شیمی کانی

شیمی کانی پریدوتیت‌ها

الیون موجود در پریدوتیت‌های منطقه دره‌ده از نوع فورستريت، با $Mg\#$ متوسط $0/92$ است (جدول ۱). ارتوپروکسن‌ها از نوع انستاتیت با $Mg\#$ متوسط $0/92$ و کلینوپروکسن‌ها با $Mg\#$ متوسط $0/91$ هستند. فرایند سرپانتینی شدن پریدوتیت‌ها که در کانی‌های الیون و ارتوپروکسن دیده می‌شود (شکل ۲)، به آزاد شدن Ca و Fe منجر می‌شود که نتیجه آزادسازی این عناصر تشکیل مگنتیت و ترمولیت است.

در پریدوتیت‌ها، اسپینل‌های کروم‌دار به صورت سالم و دگرسان قابل مشاهده هستند (شکل ۵-E و F). اسپینل کروم‌دار به عنوان یک کانی مقاوم که تمایل به حفظ ترکیب اولیه خود دارد، تحت تأثیر سیالات برگرفته از آب دریا قرار گرفته و تغییراتی در ترکیب شیمیایی حاشیه آنها ایجاد شده است که به تشکیل فریت کرومیت و یا مگنتیت کروم‌دار منجر شده است. مقدار متوسط Cr_2O_3 و مقدار متوسط $Mg\#$ و $Cr\#$ در اسپینل‌های کروم‌دار هارزبورگیت‌ها و دونیت‌ها به ترتیب برابر با $47/30$ درصد وزنی، $0/34$ و $0/72$ و $57/69$ درصد وزنی، $0/39$ و $0/81$ درصد وزنی است (جدول ۱). در اثر واکنش سیالات با پریدوتیت‌ها، هورنبلند در این سنگ‌ها تشکیل شده است.

هورنبلندهای درون پریدوتیت‌ها از نوع هورنبلندهای منیزم‌دار با $Mg\#$ $0/93$ است (شکل ۵-B) که در مواردی این هورنبلندها در اثر دگرگونی پس‌رونده به ترمولیت تبدیل شده‌اند مقدار متوسط MgO و CaO آنها به ترتیب برابر با 24 و $12/57$ درصد وزنی است (شکل ۵-C). ترمولیت‌های حاصل دگرگونی برگشتی هورنبلندها نیز دارای $Mg\#$ متوسط $0/98$ هستند. علاوه بر ترمولیت، کلریت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کلریت‌ها غنی از MgO ($34/45$ درصد وزنی)، از نوع پنینیت و کلینوکلر با $Mg\#$ متوسط $0/96$ هستند (جدول ۱ و شکل ۵-D). مقدار CaO در هورنبلندهای گوشته افیولیت نایین بین $11/71$ تا $12/39$ درصد وزنی است (جدول ۱).

شیمی کانی هورنبلندیت‌ها

آمفیبول‌های درون هورنبلندیت‌ها طبق آنالیزهای نقطه‌ای میکروپروب، از نوع هورنبلندهای کلسیک و منیزم‌دار با $Mg\#$ متوسط $0/93$ هستند (جدول ۲ و شکل ۵-A و B). بخش‌هایی از هورنبلندها به ترمولیت با $Mg\#$ متوسط $0/98$ تبدیل شده‌اند. مقدار متوسط MgO و CaO آنها به ترتیب برابر با $23/75$ و $13/02$ درصد وزنی است (شکل ۵-C). کلریت‌ها غنی از MgO ($32/66$ درصد وزنی) و از نوع پنینیت و کلینوکلر با $Mg\#$ متوسط $0/94$ هستند (شکل ۵-D). اسپینل‌های کروم‌دار در هورنبلندیت‌ها هم به صورت سالم و هم به صورت دگرسان قابل مشاهده است (شکل ۵-E و F) و مقدار متوسط $Mg\#$ و $Cr\#$ در اسپینل‌های کروم‌دار موجود در هورنبلندیت‌ها به ترتیب برابر با $0/45$ و $0/66$ است. علاوه بر کانی‌های نام‌برده، ایلمنیت نیز در هورنبلندیت‌ها دیده می‌شود که مقدار متوسط TiO_2 و FeO^* آنها به ترتیب برابر با $54/16$ و $40/41$ درصد وزنی است (جدول ۲). مقدار متوسط CaO و MgO در کلسیت‌ها و دولومیت‌های موجود در هورنبلندیت‌ها به ترتیب برابر با $51/68$ ، $4/20$ درصد وزنی و $32/85$ ، $20/25$ درصد وزنی است (جدول ۲).

شیمی کانی رگه‌های کربنات

مقدار کاتیون‌های اصلی Ca و Mg در فرمول ساختاری دولومیت‌های رگه‌های کربنات به ترتیب از $0/52$ تا $0/56$ و $0/44$ تا $0/47$ تغییر می‌کند (جدول ۳). نسبت Mg/Ca در دولومیت‌های منطقه $0/79$ تا $0/90$ است (شکل ۵-G). همچنین مقدار عنصر Ca در فرمول ساختاری کلسیت از $0/89$ تا $0/91$ و مقدار عنصر Mg در فرمول ساختاری کلسیت از $0/09$ تا $0/11$ تغییر می‌کند. با توجه به نمودار کلسیم (Ca) در برابر منیزیم (Mg) دولومیت‌ها، با افزایش مقدار کلسیم (Ca)، مقدار منیزیم (Mg) کاهش می‌یابد (شکل ۵-H). مقدار MgO در کلسیت‌ها نیز بین $3/86$ تا $4/55$ درصد وزنی متغیر است و مقدار FeO و MnO بسیار ناچیز ($< 0/005$ درصد وزنی) است. مقدار FeO و MnO در دولومیت‌ها بسیار ناچیزتر از کلسیت‌هاست (جدول ۳).

جدول ۱. نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیت ناین

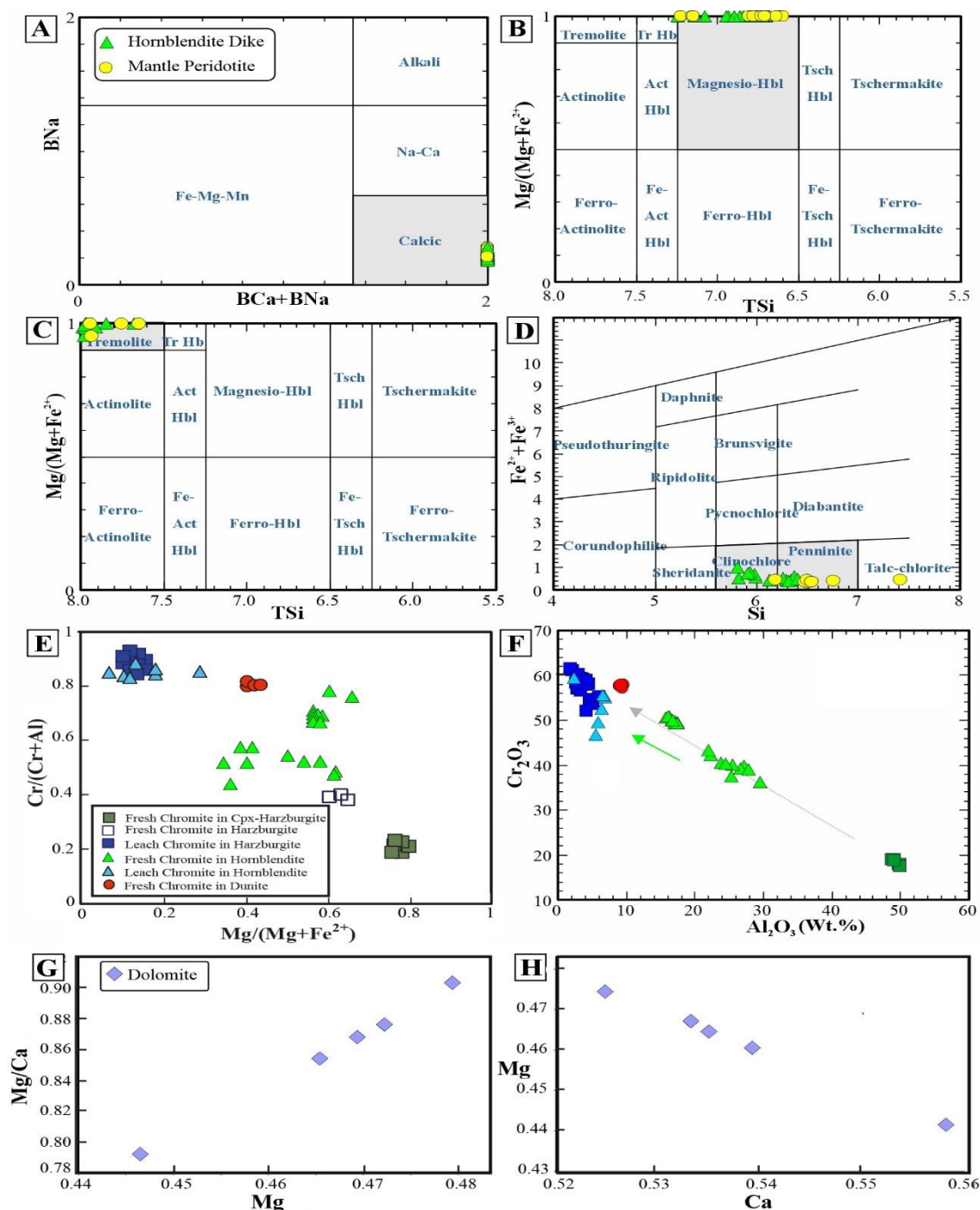
Table 1. Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the minerals in the uppermost mantle peridotites of the Naein ophiolite

Sample	C84	C84	C79	C81	C81	C81	C84	C84	C84	C84	C84	C84
Mineral	Ol	Ol	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Spl	Spl	Chl	Chl	Trm	Trm
Point	11	16	84	100	101	102	20	21	30	37	10	14
SiO ₂	40.46	40.88	57.80	54.07	51.91	48.40	0.08	0.01	39.78	34.05	59.10	58.92
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.05	0.13	0.11	0.29	0.32	0.03	0.02	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.45	4.82	5.95	5.55	4.67	5.15	7.09	11.90	0.49	0.41
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.27	0.73	1.15	1.08	54.67	53.74	1.29	3.60	0.15	0.09
FeO*	8.86	7.52	5.44	5.83	3.65	3.70	35.42	36.05	2.93	2.77	0.98	2.46
MnO	0.13	0.18	0.17	0.12	0.10	0.11	0.72	0.71	0.03	0.03	0.04	0.10
MgO	50.08	50.98	34.93	32.07	19.10	18.70	2.98	3.14	36.28	34.34	24.18	24.88
CaO	0.00	0.00	0.81	2.14	17.73	19.13	0.00	0.00	0.03	0.00	13.00	11.11
Na ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.01	0.26	0.26	0.00	0.07	0.00	0.00	0.10	0.13
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.16	0.25	0.08	0.09	0.04	0.03	0.04	0.07	0.14	0.14	0.00	0.00
Total	99.89	99.82	99.97	99.93	100.03	97.07	98.87	99.26	87.46	86.71	97.89	98.02
Oxygen#	4	4	6	6	6	6	32	32	28	28	23	23
Si	0.99	1.00	1.99	1.87	1.87	1.79	0.02	0.00	7.41	6.49	7.95	7.76
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.02	0.20	0.25	0.24	1.63	1.78	1.56	2.67	0.08	0.06
Cr	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	12.76	12.49	0.19	0.54	0.02	0.01
Fe ²⁺	0.18	0.15	0.16	0.13	0.11	0.12	6.79	6.75	0.17	0.35	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	1.82	1.97	0.28	0.09	0.11	0.27
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.18	0.18	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	1.83	1.85	1.79	1.66	1.03	1.03	1.31	1.37	10.08	9.75	4.85	4.89
Ca	0.00	0.00	0.03	0.08	0.68	0.76	0.00	0.00	0.01	0.00	1.87	1.57
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
Sum	3.01	3.01	4.00	4.00	4.00	4.00	24.72	24.81	19.71	19.90	14.90	14.60
Mg#	0.91	0.92	0.92	0.93	0.90	0.90	0.16	0.17	0.98	0.97	1.00	1.00
Cr#	—	—	—	—	—	—	0.89	0.88	—	—	—	—
Fe#	0.09	0.08	—	—	—	—	—	—	0.02	0.04	—	—

جدول ۲. نتایج آنالیز میکروپروپ و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های موجود هورنبلندیت‌های افیولیت ناین

Table 2. Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the minerals in the hornblendites of the Naein ophiolite

Sample	C128	B783	B783	C82	C128	C128	C82	C82	B783	B783	C82	C82
Mineral	HBL	HBL	HBL	HBL	Spl	Spl	Chl	Chl	Trm	Trm	Ilm	Ilm
Point	67	131	132	133	58	59	138	140	141	142	130	131
SiO ₂	49.23	49.94	49.54	48.96	0.00	0.00	30.24	30.72	59.48	58.61	0.03	0.02
TiO ₂	0.11	0.12	0.13	0.15	0.25	0.20	0.09	0.12	0.04	0.01	54.24	54.08
Al ₂ O ₃	9.57	8.32	8.17	9.63	27.17	26.61	19.81	18.47	0.15	0.54	0.02	0.00
Cr ₂ O ₃	0.84	1.40	1.14	1.43	39.81	39.25	1.33	1.00	0.08	0.11	0.10	0.05
FeO*	3.03	2.76	2.83	2.94	18.55	20.69	6.29	4.69	2.12	2.16	40.27	40.57
MnO	0.05	0.06	0.03	0.03	0.22	0.31	0.03	0.05	0.04	0.00	3.54	30.37
MgO	20.31	21.11	21.62	20.18	14.12	12.64	28.95	30.85	23.63	23.05	1.79	1.78
CaO	12.02	12.10	11.71	12.15	0.00	0.00	0.01	0.01	13.24	13.30	0.01	0.00
Na ₂ O	2.19	1.90	1.74	2.16	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.15	0.02	0.01
K ₂ O	0.07	0.05	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.08	0.09	0.07	0.09	0.12	0.11	0.00	0.20	0.00	0.00	0.06	0.04
Total	97.50	97.83	97.03	97.79	100.20	99.82	86.96	86.12	98.72	97.82	100.10	99.93
Oxygen#	23	23	23	23	32	32	28	28	23	23	3	3
Si	6.80	6.86	6.80	6.76	0.00	0.00	5.81	5.92	7.99	7.98	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	1.01	1.01
Al	1.56	1.35	1.32	1.57	7.65	7.61	4.48	4.19	0.02	0.09	0.00	0.00
Cr	0.09	0.15	0.12	0.16	7.52	7.52	0.20	0.15	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.35	0.30	0.33	0.34	0.72	0.76	0.16	0.09	0.16	0.02	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	2.98	3.43	0.85	0.66	0.08	0.22	0.83	0.84
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.01	0.01	0.01	0.00	0.07	0.07
Mg	4.18	4.32	4.42	4.16	5.03	4.57	8.30	8.85	4.73	4.68	0.07	0.07
Ca	1.78	1.78	1.72	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	1.91	1.94	0.00	0.00
Na	0.59	0.51	0.46	0.58	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	15.38	15.30	15.19	15.39	24.01	24.02	19.82	19.90	14.91	14.98	1.98	1.99
Mg#	0.92	0.94	0.93	0.92	0.63	0.57	0.91	0.93	0.98	0.95	0.07	0.07
Cr#	0.06	0.10	0.09	0.09	0.50	0.50	—	—	—	—	—	—
Fe#	—	—	—	—	—	—	0.09	0.07	—	—	0.93	0.93



شکل ۵. A و B و C: نمودار طبقه‌بندی و نام‌گذاری آمفیبول‌های موجود در پریدوتیت‌ها و دایک‌های هورنبلندیتی افیولیت ناین (Leake et al., 1997)، D: نمودار نام‌گذاری کلریت‌ها (Hey, 1954)، E و F: نمودارهای شیمیایی اسپینل‌های کروم‌دار موجود در پریدوتیت‌ها و هورنبلندیت‌ها، G و H: نمودارهای نسبت Mg/Ca در برابر Mg و Mg در برابر Ca در دولومیت‌های منطقه مورد بررسی

Fig. 5. A, B and C: Classification diagrams of amphiboles in the Naein ophiolite peridotites and hornblende dykes (Leake et al., 1997), D: Chlorite classification diagram (Hey, 1954), E and F: Chemical diagrams of Cr-spinels in peridotites and hornblendites, G and H: Mg/Ca versus Mg, and Mg versus Ca diagram in dolomites of the study area

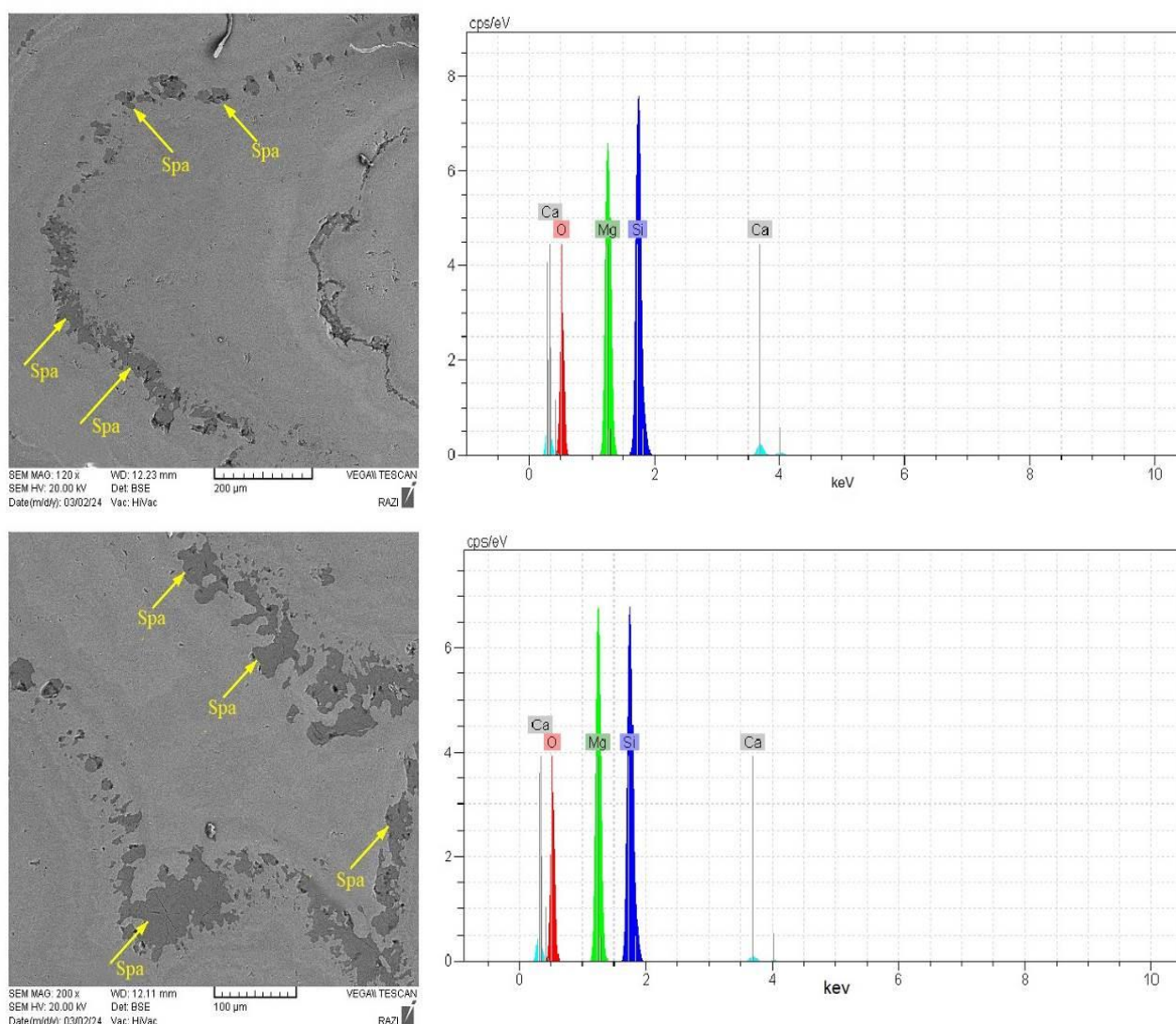
جدول ۳. نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های موجود در رگه‌های کربنات در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین

Table 3. Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the minerals in the carbonate veins of the Naein ophiolite mantle peridotites.

Sample	C89	C89	C89	B783	B783	B783	B783	C89	C89
Mineral	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Cal	Cal	Spa	Spa
Point	70	73	74	147	148	144	149	71	72
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	44.37	41.03
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
MgO	21.04	21.09	20.16	19.50	19.48	3.86	4.55	30.55	28.46
CaO	32.38	33.47	35.44	31.25	31.71	52.79	50.57	0.36	0.30
Na ₂ O	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.13	0.04	0.03	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	53.46	54.57	55.63	50.80	51.23	56.80	55.18	75.37	69.86
Oxygen#	1	1	1	1	1	1	1	3	3
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.47	0.47	0.44	0.46	0.46	0.09	0.11	1.01	1.02
Ca	0.53	0.53	0.56	0.54	0.54	0.91	0.89	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.01	2.02
Mg/Ca	0.90	0.88	0.79	0.87	0.85	—	—	—	—
Mg/(Mg+Ca)	0.48	0.47	0.44	0.47	0.46	0.09	0.11	—	—
SiO ₂ /MgO	—	—	—	—	—	—	—	1.45	1.44

نمونه‌های این منطقه به طور متوسط $1/45$ است که نشان‌دهنده تأیید اسپادائیت بودن آنهاست. نتایج آنالیز میکروپروب و همچنین نتایج آنالیز SEM اسپادائیت‌ها نشان‌دهنده مقادیر بالاتر MgO ($28/46$ تا $30/55$ درصد وزنی) نسبت به CaO ($0/29$ تا $0/36$ درصد وزنی) و همچنین نشان‌دهنده درصد بالای SiO_2 ($41/03$ تا $44/37$ درصد وزنی) است (شکل ۶).

در رگه‌های کربنات علاوه بر کلسیت و دولومیت کانی کمیاب اسپادائیت با فرمول شیمیایی $MgSiO_2(OH)_2 \cdot H_2O$ ، نوعی سیلیکات منیزیم آبدار تشکیل شده است. در اسپادائیت‌های این منطقه مقدار MgO از $28/46$ تا $30/55$ درصد وزنی و CaO از $0/29$ تا $0/36$ درصد وزنی متغیر است. بر اساس طبقه‌بندی انجام‌شده توسط شالر و نولان (Schaller and Nolan, 1931)، نسبت $SiO_2/MgO \geq 1$ دلیلی برای اثبات اسپادائیت است که در



شکل ۶. تصاویرهای BSE برگرفته از رگه‌های کربنات موجود در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین

Fig. 6. Backscattered-electron (BSE) images of the carbonate veins in mantle peridotites of the Naevin ophiolite

جدول ۴: نتایج آنالیز SEM، اسپادائیت موجود در رگه‌های کربنات پریدوتیت‌های گوشته بالایی افیولیت ناین

Table 4. SEM analyses data of spadaite in carbonate veins of the Naein ophiolite uppermost mantle peridotites.

Sample	C89	C89	C89	C89	C89	C89	C89	C89	C89
Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mineral	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa	Spa
SiO ₂	38.23	32.19	39.60	33.88	31.29	30.54	31.59	33.90	31.14
MgO	32.99	32.11	34.57	34.27	33.57	33.44	31.24	31.57	32.07
CaO	0.24	0.29	0.99	0.41	0.27	0.08	0.24	0.25	0.36
Total	71.46	64.60	75.16	68.59	65.11	64.07	63.07	65.76	63.58
Oxygen#	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Si	0.91	0.86	0.90	0.85	0.83	0.83	0.88	0.88	0.85
Mg	1.17	1.28	1.17	1.29	1.33	1.35	1.27	1.23	1.30
Ca	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
total	2.09	2.14	2.10	2.15	2.17	2.18	2.14	2.12	2.15

بحث

تشکیل رگه‌های هورنبلندی

پوسته اقیانوسی و گوشته زیر آن تحت تأثیر سیالات گرمابی برگرفته از آب دریا دچار تغییرات متاسوماتیک می‌شوند. از جمله این تغییرات می‌توان به واکنش آب دریا با گدازه‌های بالشی اشاره کرد که باعث اسپیلیتی شدن گدازه‌ها می‌شود که این فرایند نوعی دگرگونی کف دریاست. عناصر Mn ، Mg ، Ca موجود در بازالت‌ها تحت تأثیر سیالات حاوی Na و CO_2 شسته شده، مقدار Ca کاهش یافته و مقدار Na افزایش می‌یابد (Torabi, 2008). با ادامه روند نفوذ سیالات به بخش‌های پایین تر پوسته، درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در استوک‌ها و دایک‌های گابرویی اغلب با کانی‌های گرمابی کلسیت، دولمیت، پره‌نیت، گارنت، آمفیبول (ترمولیت)، اپیدوت، دیوپسید، کلریت، آلپیت و سیریسیت پر می‌شوند که بسیاری از این کانی‌ها کلسیم‌دار هستند. در این درزه‌ها کلسیت کانی اصلی محسوب می‌شود. همچنین کلسیت و گارنت آخرین کانی‌های متبلور شده این مجموعه هستند

(Nosouhian et al., 2022). ترکیبات شیمیایی و فراوانی کانی‌های یادشده در رگه‌های گرمابی نشان می‌دهد که Na ، Ca ، Mg و Fe اجزای اصلی تشکیل دهنده سیالات برگرفته از آب دریا هستند (Nosouhian et al., 2022). یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های رگه‌های گرمابی در گابروها، فراوانی بالای کلسیت است که نشان دهنده بالابودن fCO_2 سیالات گرمابی است (Nosouhian et al., 2022). با پرشدگی درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در گابروها توسط کانی‌های یادشده، مقدار Ca سیالات کاهش می‌یابد. به طور کلی، تغییرات متاسوماتیک را می‌توان به عنوان دگرسانی پروپلیتیک با تبادل یونی جزئی (اغلب Mg - Ca) توصیف کرد (Bach et al., 2013). بخشی از سیالات گرمابی نافذ، به صورت جریان‌های فرارو به سمت بالا جریان می‌یابند که به دنبال آن فرایندهای متاسوماتیک مانند اپیدوتی شدن، کلریتی شدن، سیریسیتی شدن و سیلیسی شدن نیز در پوسته دیده می‌شود (Bach et al., 2013). جریان سیالات برگرفته از آب دریا فقط محدود به پوسته نیست. طبق بررسی‌های انجام شده

و همکاران (Python et al., 2007) به تشکیل دیوپسیدیت تحت تأثیر فعل و انفعالات سیالات برگرفته از آب دریا با پریدوتیت‌های گوشته در افیولیت عمان اشاره کرده است. سنگ‌های یادشده منشأ غیرماگمایی دارند و علت عدم تشکیل سنگ‌هایی با ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی یکسان در مناطق مختلف، تغییر سامانه گرمایی (تغییر شیمیایی سیالات) است.

دیوپسیدیت (Python et al., 2007) و کرومیتیت گرمایی (Arai et al., 2020) در افیولیت عمان و هورنبلندیت در افیولیت ناین (Torabi et al., 2017) از شواهد اصلی دگرگونی گرمایی گوشته بالایی در دمای بالا (بالا تر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) هستند. سنگ‌های یادشده محصول واکنش بین سنگ‌های لیتوسفر اقیانوسی با سیالات برگرفته از آب دریاست. طبق پژوهش‌های و همکاران (Torabi et al., 2017)، هورنبلندیت‌های منطقه مورد بررسی به صورت دایک (شکل ۳) و از طریق واکنش سیالات برگرفته از آب دریا با پریدوتیت‌ها (هارزبورگیت و دونیت) در دمای ۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. بعد از تشکیل هورنبلندیت‌ها، سیالات حاوی Ca ، Mg ، Si و CO_2 و H_2O هستند که رگه‌های سفید کربنات را تشکیل می‌دهند. جریان سیالات برگرفته از آب دریا در افیولیت ناین علاوه بر دایک‌های هورنبلندیتی (شکل ۳) به تشکیل رگه‌هایی از کلسیت و دولومیت در مرحله انتهایی منجر شده‌اند که پریدوتیت‌ها و هورنبلندیت‌ها را قطع کرده است (شکل ۴).

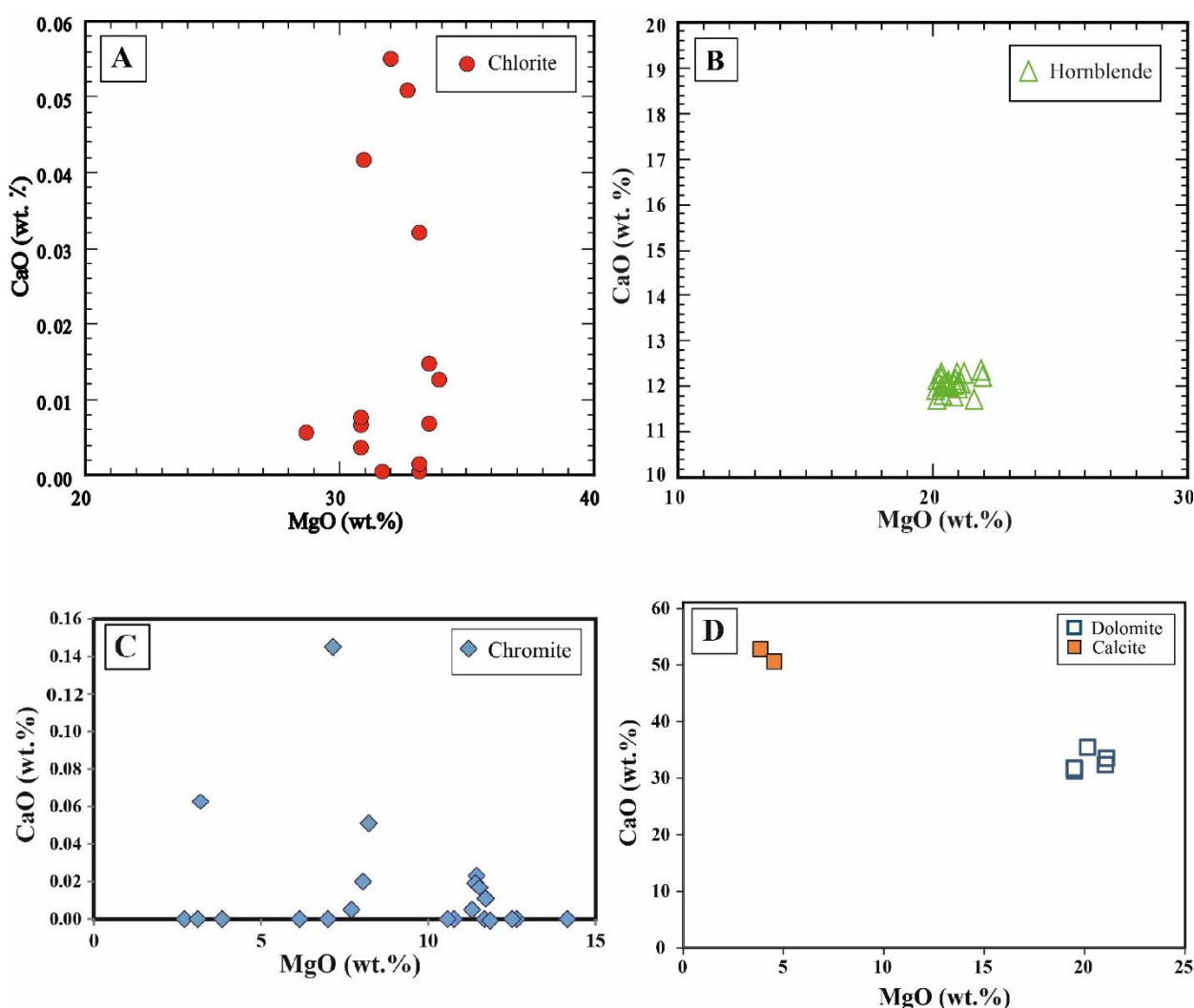
تشکیل رگه‌های کربناتی

در پریدوتیت‌های ناین تشکیل رگه‌های کربنات (شکل ۳)، تحت تأثیر سیالات برگرفته از آب دریاست که از پوسته اقیانوسی به سمت گوشته بالایی در جریان بوده است. جریان سیالات، شکستگی‌های نامنظم داخل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده را به وسیله کانی‌های کلسیت، دولومیت و اسپادائیت پر کرده است و رگه‌های روشن تر کربنات تشکیل شده‌اند (شکل ۳). حضور رگه‌های کربنات و همچنین فراوانی هورنبلند به عنوان یک

(Python et al., 2007; Torabi et al., 2017)، سیالات برگرفته از آب دریا قادر به نفوذ به بخش‌های عمیق تر و قسمت‌های بالایی گوشته نیز هستند که از طریق واکنش با الومین، پروکسن‌ها و کرومیت، ترکیب سیالات غنی از Cr ، Ca ، Na ، Fe ، Mg ، Si و Al می‌شود. سیالات باعث سرپانتینی شدن الومین‌ها و پروکسن‌ها می‌شوند (شکل ۲)، همچنین به تشکیل کانی‌های نسل جدید اسپینل کروم‌دار، هورنبلند، کلریت و ایلمنیت منجر می‌شوند (جدول ۲ و شکل ۳) که توسط سیالات در درون درزه‌ها و شکستگی‌های حاصل از افزایش حجم ناشی از فرایند سرپانتینی شدن پریدوتیت‌های گوشته، متبلور می‌شوند. جریان این سیالات در درزه‌ها و شکستگی‌ها، به تشکیل سنگ هورنبلندیت منجر شده است (Torabi et al., 2017). وجود ۹۴ درصد حجمی کانی‌های آبدار اولیه (هورنبلند، کلریت و ترمولیت) در هورنبلندیت‌ها نشان می‌دهد که سیال گرمایی ماهیت آبدار دارد (Torabi et al., 2017). در مراحل اولیه تشکیل کانی‌های اصلی هورنبلندیت (کانی‌های کدر (کرومیت و ایلمنیت)، هورنبلند، کلریت و کربنات‌ها (دولومیت و کلسیت))، مقدار MgO بالاتر از CaO بوده است که نشان‌دهنده فعالیت بالای Mg در سیالات بخش‌های بالایی گوشته بوده است و سپس به دلیل تبلور کلسیت و دولومیت مقدار CaO بیشتر شده است (شکل ۷-A تا D). مقدار Cr_2O_3 در هورنبلندها، کلریت‌ها و اسپینل‌های کروم‌دار هورنبلندیت‌ها، به طور متوسط به ترتیب برابر با ۱/۱۸، ۱/۳۳ و ۴۶/۱۵ درصد وزنی است که نشان می‌دهد سیالات غنی از Cr هستند. شیمی کرومیت‌های گرمایی موجود در هورنبلندیت‌ها ($\text{Mg}\#0/45$ ، $\text{Cr}\#0/66$) با میانگین ترکیب شیمیایی کرومیت‌های موجود در دونیت ($\text{Mg}\#0/41$ ، $\text{Cr}\#0/79$) و هارزبورگیت ($\text{Mg}\#0/62$ ، $\text{Cr}\#0/56$) مطابقت دارد (شکل ۵-E و F). مقدار Cr موجود در سیالات گرمایی که با پریدوتیت‌ها واکنش می‌دهد و ویژگی‌های شیمیایی کرومیت‌های حاصل از این واکنش، با ماهیت سنگ‌شناسی پریدوتیت‌ها و شیمی اسپینل‌های کروم‌دار آنها مرتبط است (Torabi et al., 2017). پیش از این نیز پایتون

منجر شده‌اند. بعد از تشکیل هورنبلندیت‌ها، سیالات باقی‌مانده دارای fCO_2 بالا و حاوی Mg ، Ca ، Si ، CO_2 و H_2O هستند که باعث تشکیل کلسیت و دولومیت شده و در محیط بازیک شرایط برای تشکیل کانی اسپادائیت با فرمول شیمیایی $MgSiO_2(OH)_2 \cdot H_2O$ در شکستگی‌های موجود در پریدوتیت‌ها نیز فراهم شده است.

کانی غنی از Ca (از CaO ۱۱/۷۱ تا ۱۲/۳۶ درصد وزنی)، در پریدوتیت افیولیت ناین بیانگر آن است که سیالات قبل از نفوذ در پریدوتیت‌ها با عبور از آهک‌ها، کربنات‌ها و گابروها، غنی از Ca و CO_2 شده‌اند. پریدوتیت‌ها تحت تأثیر این سیالات و بر اساس واکنش‌های سیال-سنگ تغییراتی را متحمل شده و سیالات غنی از Mg ، Si ، Fe ، Al ، Cr و Ca به تشکیل هورنبلندیت‌ها



شکل ۷. A، B، C و D: نمودار تغییرات شیمیایی MgO (wt.%) در مقابل CaO کلریت‌ها، هورنبلندها، کرومیت‌ها و کربنات‌های درون هورنبلندیت‌های افیولیت ناین

Fig. 7. A, B, C and D: Chemical variation diagrams of MgO (wt.%) versus CaO (wt.%) in chlorites, hornblendes, chromites and carbonate from hornblendites of the Naein ophiolite

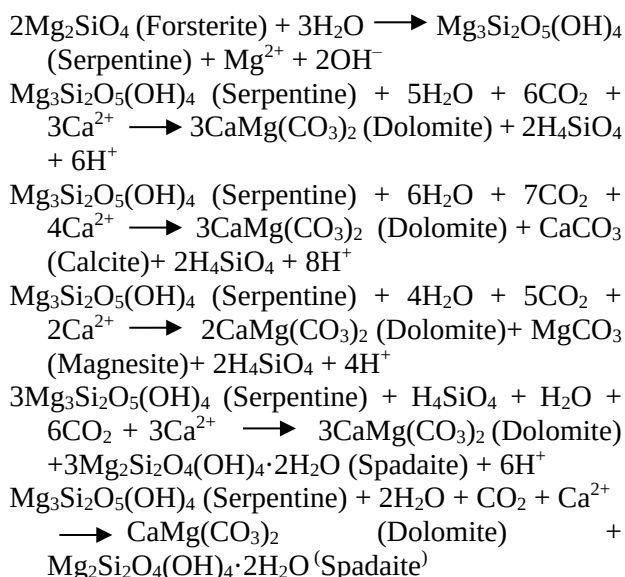
تشکیل اسپادائیت

اسپادائیت به عنوان یک سیلیکات منیزیم آبدار با فرمول شیمیایی $\text{MgSiO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ، از SiO_2 ، MgO و $2\text{H}_2\text{O}$ در رگه‌های کربنات همراه با کلسیت و دولومیت در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین در فازهای تأخیری تشکیل شده است. اسپادائیت با سامانه تبلور ارتورومبیک، بدون رخ، دارای خاموشی مستقیم تا کمی مایل، شفاف تا نیمه شفاف، نیمه شکل تا بدون شکل، دارای رنگ کرم مایل به سفید تا صورتی کم‌رنگ، دارای درخشش مرواریدی، سختی ۲/۵، چگالی 2.9 g/cm^3 ، رنگ خاکه سفید و دارای شکستگی نامنظم است. از ناخالصی‌های اسپادائیت‌ها می‌توان به Fe و Cr اشاره کرد. بر اساس طبقه‌بندی 09.EC.45 Strunz این کانی‌ها از گروه فیلسیلیکات‌ها هستند. این کانی نخستین بار توسط **لاوینو اسپادا د مدیچی** (برگرفته از ون کوبل (Von Kobell, 1843)) در ایتالیا نام‌گذاری شد. خواص نوری اسپادائیت‌ها مانند تالک (Winchell, 1927) با حرارت دادن و از دست دادن نیمی از آب خود تغییر محسوسی نمی‌کند (Schaller and Nolan, 1931). اسپادائیت‌ها از نظر آنالیز شیمیایی دارای شباهت‌هایی با کانی‌هایی مانند **سرولیت** ($2\text{SiO}_2 \cdot \text{MgO} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)، **دیولیلیت** ($3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{MgO} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)، **سپیولیت** ($2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{MgO} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)، **سرپانتین** ($3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{MgO} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) و **تالک** ($4\text{SiO}_2 \cdot 3\text{MgO} \cdot \text{H}_2\text{O}$) هستند.

تاکنون پژوهشگران به تشکیل اسپادائیت در محیط‌های مختلفی از جمله سنگ‌های آتشفشانی، اسکارن‌ها، و معادن طلا اشاره کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین، در این مقاله محیط تشکیل جدیدی برای کانی اسپادائیت معرفی شده است. در منطقه مورد بررسی، اسپادائیت‌ها، در بخش‌های درونی رگه‌های کربنات موجود در پریدوتیت‌های گوشته و در تعادل با کانی‌های کلسیت و دولومیت از واکنش‌های سیالات گرمابی دما پایین با سنگ‌های پریدوتیتی ایجاد شده‌اند. اسپادائیت‌های گزارش‌شده در افیولیت ناین از نوع گرمابی هستند. حضور کانی‌های کربنات در پریدوتیت‌های افیولیت ناین

نشان‌دهنده افزایش CO_2 در سیالات گرمابی است.

سیالات برگرفته از آب دریا، بعد از عبور از واحدهای رسوبی، پوسته اقیانوسی و نفوذ به بخش بالایی گوشته و واکنش با پریدوتیت‌ها و تشکیل رگه‌های هورنبلندی، حاوی Ca ، CO_2 ، Mg و Si هستند. بالا بودن $f\text{CO}_2$ به تشکیل رگه‌های سفید کربنات (کلسیت، دولومیت و اسپادائیت) منجر شده است. تشکیل اسپادائیت‌ها در آخرین فاز کانیایی در پریدوتیت‌ها تحت تأثیر واکنش‌های سیال-سنگ، سرپانتینی شدن الومین و ارتوپروکسن و سپس انحلال سرپانتین‌ها توسط سیالات حاوی CO_2 ، صورت گرفته است.



عوامل متاسوماتیک مهم در سیالات آبدار شامل Mg ، Ca ، Si و CO_2 است (Okamoto and Oyanagi, 2023). بالا بودن $f\text{CO}_2$ ، وجود محیط بازیکی (pH بالا) و حضور فراوان یون‌های Si و Mg^{2+} در سیالات برگرفته از آب دریا، در تشکیل اسپادائیت‌ها نقش به سزایی دارند. سیالات گرمابی غنی از CO_2 ، H_2O ، Mg ، Ca و Si ، با عبور از پریدوتیت‌ها و در شرایط ویژه‌ای از دما، فشار، Eh، Ph این مجموعه کانی‌ها را به وجود آورده‌اند. اسپادائیت‌ها جوان‌تر از کلسیت‌ها و دولومیت‌ها هستند. به عبارت دیگر، نوع کانی‌های جدید به فعالیت یون‌های موجود در سیالات و به طور غیرمستقیم با pH مرتبط است که برای سپیولیت کانی

مشابه اسپادائیت و دولومیت از ۷/۶ تا ۸/۳ متغیر است (Birsoy, 2002).

تحرک عناصر

تشکیل هورنبلندیت‌ها (Torabi et al., 2017) و دیوپسیدیت‌ها (Python et al., 2007; Akizawa and Arai, 2014) و کرومیت‌های گرمابی (Arai et al., 2020)، بر اثر فرایند متاسوماتیک در بخش بالایی گوشته نشان می‌دهد که فعالیت سیالات برگرفته از آب دریا، توزیع اولیه Mg ، Ca ، Si و Cr را در پوسته زیرین و گوشته بالایی تغییر می‌دهد (Akizawa et al., 2011). درصد بالای MgO در برابر CaO در هورنبلندیت‌ها (شکل ۷) نشان‌دهنده فعالیت بالای Mg در جریان سیال است. فراوانی Mg^{2+} در سیالات یادشده، با پریدوتیت‌های سرپانتینی شده در این منطقه مرتبط است. هیدرولیز کانی‌های غنی از Mg عامل شسته شدن Mg^{2+} از سنگ‌های اولترامافیک میزبان است. الیوین (فورسترت)، ارتوپروکسن و اسپینل منابع Fe و Al هستند. پریدوتیت‌های گوشته به عنوان منبع MgO و Cr_2O_3 در سیالات گرمابی در نظر گرفته می‌شوند. در اثر واکنش سیالات گرمابی با الیوین‌ها سرپانتین ایجاد شده و واکنش با اسپینل‌های کروم‌دار به تشکیل کلریت و کرومیت ثانویه غنی از Cr ، Fe^{2+} ، Fe^{3+} منجر شده است (Arai et al., 2020). حین فرایند سرپانتینی شدن، Fe موجود در الیوین و پروکسن به صورت Fe^{2+} در سرپانتین و بروسیت یا به صورت Fe^{3+} در مگنتیت وارد می‌شود (McCollom and Shock, 2009). Fe در طی انحلال بروسیت یا دانه‌های ریز مگنتیت دوباره حرکت می‌کند و به جایی که مگنتیت رسوب می‌کند، منتقل می‌شود (Maffione et al., 2014).

ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمی هورنبلندیت‌ها نشان‌دهنده تحرک Mg ، Fe ، Ca ، Si ، Al ، Ti ، Cr و عناصر REE در طول گردش عمیق سیالات برگرفته از آب دریا در فعالیت گرمابی با دمای بالا است (Torabi et al., 2017). حضور کرومیت و

ایلمنیت در دایک‌های هورنبلندیتی نشانه تحرک عناصر Fe ، Cr و Ti است.

در منطقه مورد بررسی، اسپینل‌های کروم‌دار در دو گروه سالم و دگرسان‌شده مشاهده می‌شوند. گروه اول، اسپینل‌های کروم‌دار سالم موجود در پریدوتیت‌های میزبان و هورنبلندیت‌ها هستند که کرومیت‌های گرمابی هورنبلندیت‌ها ($\text{Cr\#} = 0.66$ ، $\text{Mg\#} = 0.45$) از نظر ترکیب شیمیایی، حدواسط اسپینل‌های کروم‌دار اولیه موجود در هارزبورگیت‌ها ($\text{Cr\#} = 0.56$ ، $\text{Mg\#} = 0.62$) و دونیت‌ها ($\text{Cr\#} = 0.79$ ، $\text{Mg\#} = 0.41$) هستند (شکل ۵- E و F). این موضوع نشان‌دهنده انحلال اسپینل‌های کروم‌دار موجود در پریدوتیت‌های سنگ دیواره و رسوب مجدد آنها در درزه‌ها و شکاف‌ها در زمان تشکیل هورنبلندیت‌هاست که بیانگر تأثیر سیالات گرمابی و انحلال بخشی و یا کلی اسپینل‌های کروم‌دار و جابه‌جایی Cr است. گروه دوم، اسپینل‌های کروم‌دار دگرسان موجود در پریدوتیت‌ها ($\text{Cr\#} = 0.91$ ، $\text{Mg\#} = 0.17$) و هورنبلندیت‌ها ($\text{Cr\#} = 0.86$ ، $\text{Mg\#} = 0.21$) هستند که باقی‌مانده، اسپینل‌های کروم‌دار اولیه در سنگ میزبان و هورنبلندیت‌ها بوده و از نوع فریت کرومیت و یا مگنتیت کروم‌دار هستند (شکل ۵- E و F).

تشکیل کرومیت‌های گرمابی در هورنبلندیت‌های افیولیت ناین نشان می‌دهد، Cr که در شرایط گرمابی به عنوان عنصری کم تحرک در نظر گرفته شده است، در حین جریان سیالات غنی از مؤلفه‌های سیلیکات در طول پریدوتیت‌های گوشته، متحرک است. این کرومیت‌ها از انحلال اسپینل‌های کروم‌دار اولیه پریدوتیت‌ها تشکیل شده‌اند (Torabi et al., 2017). با افزایش فاصله از پریدوتیت‌های میزبان هورنبلندیت‌ها، میزان Al_2O_3 و Cr_2O_3 موجود در ارتوپروکسن‌ها کمتر می‌شود که نشان‌دهنده تحرک عناصر Cr و Al آنها توسط سیالات به منظور تشکیل کلریت، هورنبلند و کرومیت جدید در شکستگی‌هاست (Torabi et al., 2017).

نتیجه‌گیری

دایک‌های هورنبلندی و شبکه‌هایی از رگه‌های کربنات در بخش بالایی پریدوتیت گوشته، چند صدمتر زیر **مرز موهو** در افیولیت ناین وجود دارند. ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی آنها منشأ غیرماگمایی و گرمایی را نشان می‌دهد. سیالات برگرفته از آب دریا با نفوذ در واحدهای رسوبی و عبور از پوسته اقیانوسی وارد بخش بالایی پریدوتیت‌های گوشته شده و با چرخش در پریدوتیت‌ها، باعث تبادل کاتیونی و تشکیل هورنبلندیت شده و بقایای سیالات شبکه‌هایی از رگه‌های کربنات را تشکیل داده‌اند. از نظر ترکیب شیمیایی کرومیت‌های گرمایی سالم موجود در هورنبلندیت‌ها، حدواسط اسپینل‌های کروم‌دار هارزبورگیت‌ها و دونیت‌هاست و نوع دگرسان کرومیت‌های گرمایی باقی‌مانده اسپینل‌های اولیه در سنگ میزبان و هورنبلندیت‌هاست. منشأ Cr موجود در سیالات گرمایی، ارتوپروکسن‌ها و کرومیت‌های موجود در پریدوتیت‌هاست. ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی

هورنبلندیت‌ها نشان‌دهنده تحرک Fe، Cr و Ti توسط سیالات گرمایی هستند. سیالات حاوی CO_2 ، H_2O ، Mg، Ca و Si در آخرین فاز کانیایی در محیط بازیک و دمای پایین، اسپادائیت‌های گرمایی را تشکیل داده‌اند. کانی‌های همراه اسپادائیت، کلسیت و دولومیت است که اسپادائیت‌ها نسبت به آنها جوان‌تر هستند. همراهی اسپادائیت با کلسیت و دولومیت توسط pH محیط کنترل می‌شود.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی دانشگاه اصفهان و دانشگاه کانازاوا ژاپن سپاس‌گزاری می‌نمایند.

1. Mid ocean ridges
2. Trench
3. Exhumation
4. Spadaite
5. Central-East Iranian Microcontinent (CEIM)
6. Scanning Electron Microscope (SEM)
7. Subhedral to Anhedral
8. Mesh texture
9. Euhedral
10. Lavinio Spada de Medici
11. Cerolite ($\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)
12. Dewelylite
13. Sepiolite ($\text{Mg}_4\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)
14. Serpentine ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$)
15. Talc ($\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$)
16. Moho Transition Zone (MTZ)

References

- Akizawa, N. and Arai, S., 2014. Petrology of mantle diopsidite from Wadi Fizh, northern Oman ophiolite: Cr and REE mobility by hydrothermal solution. *Island Arc*, 23(4): 312–323.
<https://doi.org/10.1111/iar.12074>
- Akizawa, N., Arai, S., Tamura, A., Uesugi, J. and Python, M., 2011. Crustal diopsidites from the northern Oman ophiolite: Evidence for hydrothermal circulation through suboceanic Moho. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 106(5): 261–266.
<https://doi.org/10.2465/jmps.110621b>
- Arai, S., Miura, M., Tamura, A., Akizawa, N. and Ishikawa A., 2020. Hydrothermal Chromitites from the Oman Ophiolite: The Role of Water in Chromitite Genesis. *Minerals*, 10(3): 217.
<https://doi.org/10.3390/min10030217>
- Bach, W., Jöns, N. and Klein, F., 2013. Metasomatism within the ocean crust. In: D.E. Harlov and H. Austrheim (Editors), *Metasomatism and the chemical transformation of rock*. Springer Verlag, Berlin, pp. 253–288.
http://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_8
- Berger, J., Femenias, O. and Mercier, J.C.C., 2005. Ocean floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(9): 795–812.
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00610.x>
- Birsoy, R. 2002. Formation of sepiolite-palygorskite and related minerals from solution. *Clays and Clay Minerals*, 50(6): 736–745.
<https://doi.org/10.1346/000986002762090263>
- Bonatti, E., Seyler, M., Channell, J., Girardeau, J. and Mascle, G., 1990. Peridotites drilled from the Tyrrhenian Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 107: 37–47.
<https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.107.141.1990>
- Braga, R. and Sapienza, G.T., 2007. The retrograde evolution of a dolomite-bearing hydrous peridotite from the Ulten Zone (Italian Alps). *GeoActa*, 6: 37–45. Retrieved October 31, 2024 from
https://www.researchgate.net/publication/289605118_The_retrograde_evolution_of_a_dolomite-bearing_hydrous_peridotite_from_the_Ulten_Zone_Italian_Alps
- Cushman, J. A. and Ponton G.M., 1932. The Foraminifera of the Upper, Middle, and part of the Lower Miocene of Florida. *Florida State Geological Survey, Bulletin 9*, 1–147. <https://ufdc.ufl.edu/UF00000444/00001/images>
- Davoudzadeh, M., 1972. Geology and petrography of the area north of Naein, Central Iran. *Geological Survey of Iran, Report 14*, 89 pp.
- Förster, B., Braga, R., Aulbach, S., Lo Pò, D., Bargossi, G.M. and Mair, V., 2017. A petrographic study of carbonate phases in the Ulten Zone ultramafic rocks: insights into carbonation in the mantle wedge and exhumation-related decarbonation. *Ophioliti*, 42(2): 105–127.
<https://doi.org/10.4454/ofioliti.v42i2.487>
- Hassanipak, A.A. and Ghazi, A., 2000. Petrochemistry, ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages and tectonics of the Naein ophiolite, Central Iran. *Geological Society of America Annual Meeting*, Reno, Nevada, 237–238. Retrieved November 12, 2024 from
<https://cir.nii.ac.jp/crid/1570572700877026176>
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, 30(224): 277–292.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1954.030.224.01>
- Honnorez, J., 1967. La Palagonitisation. Un aspect du volcanisme sous-marin: l'altération du verre basique de Palagonia (Sicile). *Thèse Université Libre de Bruxelles, Bruxelles, Belgique*, 320 pp.
- Leake, B.E., Woolly, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W., Gilbert, M.Ch., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3): 623–651.
<https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- Maffione, M., Morris, A., Plumper, O. and Van Hinsbergen, D.J.J., 2014. Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes. *Advancing Earth and space sciences*. 15(4): 923–944.

- <https://doi.org/10.1002/2013GC004993>
- McCollom, T.M. and Shock E.L., 1998. Fluid–rock interactions in the lower oceanic crust: thermodynamic models of hydrothermal alteration. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 103(B1): 547–575. <https://doi.org/10.1029/97JB02603>
- Moghadam, H.S., Fernando, C. and Stern, R.J., 2013. U–Pb zircon ages of Late Cretaceous Nain–Dehshir ophiolites, Central Iran. *Journal of Geological Society*, 170(1): 175–184. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-066>
- Moghadam, H.S., Whitechurch, H. and Rahgoshay M., 2009. Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): shortlived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(12): 1016–1028. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.06.011>
- Nosouhian, N., Torabi, G., Morishita, T. and Arai, S., 2022. Polymineralic hydrothermal veins in the Paleozoic Jandaq ophiolite gabbros (Central Iran); Evidence for ingression of high temperature seawater-derived fluids in to the gabbroic section of the Paleo-Tethys oceanic crust. *Periodico di Mineralogia*, 91(2): 113–142. <https://doi.org/10.13133/2239-1002/17725>
- Okamoto, A. and Oyanagi, R., 2023. Si- versus Mg-metasomatism at the crust–mantle interface: Insights from experiments, natural observations and geochemical modeling. *Progress in Earth and Planetary Science*, 10(1): 39. <https://doi.org/10.1186/s40645-023-00568-w>
- Pirnia, T., Arai, S., Tamura, A., Ishimaru, S. and Torabi, G., 2014. Sr enrichment in mantle pyroxenes as a result of plagioclase alteration in lherzolite. *Lithos*, 196–197: 198–212. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.008>
- Pirnia, T., Arai, S. and Torabi, G., 2010. Post deformational impregnation of depleted MORB in Nain lherzolite (Central Iran). *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 105(2): 74–79. <https://doi.org/10.2465/jmps.091014>
- Pirnia, T., Arai, S. and Torabi, G., 2013. A better picture of the mantle of the Nain ophiolite inferred from detrital chromian spinels. *The Journal of Geology*, 121(6): 645–661. <https://doi.org/10.1086/673175>
- Python, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J.A. and Arai, S., 2007. Oman diopsidites: a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3–4): 289–305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.030>
- Sapienza, G.T., Scambelluri, M. and Braga, R., 2009. Dolomite bearing orogenic garnet peridotites witness fluid-mediated carbon recycling in a mantle wedge (Ulten Zone, Eastern Alps, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(3): 401–420. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0389-2>
- Schaller, W.T. and Nolan, T.B., 1931. An occurrence of Spadaite at Gold Hill, Utah. *American Mineralogist* 16(6): 231–236. Retrieved October 17, 2024 http://www.minsocam.org/ammin/AM16/AM16_231
- Shirdashtzadeh, N., Dilek, Y., Furnes, H. and Dantas, E.L., 2024. Early Jurassic and Late Cretaceous Plagiogranites in Nain-Baft Ophiolitic Mélange Zone in Iran: Remnants of Rift–Drift and SSZ Evolution of a Neotethyan Seaway. *Journal of the Geological Society*, 181(2). <https://doi.org/10.1144/jgs2023-181>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Arai, S., 2010. Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélange, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 255(3): 255–275. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2009/0017>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S., 2011. Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges (Isfahan Province, Central Iran). *Ophioliti*, 36(2): 191–205. <https://doi.org/10.4454/OFIOLITI.V36.I2.5>
- Torabi, G., 2008. Vein hydrothermal metamorphism of Jandaq ophiolitic gabbros (NE of Isfahan Province). *University of Isfahan Research Journal*, 30(1): 83–100. (in Persian with English abstract) Retrieved November 10, 2024 from <https://www.sid.ir/paper/56015/en>
- Torabi, G., 2012. Central Iran Ophiolites: Naein, Ashin and Surk (Mesozoic), Anarak, Jandaq, Bayazeh and Posht-e-Badam (Paleozoic). *Jahad Daneshgahi of the University of Isfahan*, Isfahan, 443 pp.

- Torabi, G., 2013. Chromitite absence, presence and chemical variation in ophiolites of Central Iran (Naein, Ashin, Anarak and Jandaq). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 267(2): 171–192.
<https://doi.org/10.1127/0077-7749/2013/0303>
- Torabi, G., Arai, S., Morishita, T. and Tamura, A., 2017. Mantle hornblendites of Naein ophiolite (Central Iran): Evidence of deep high temperature hydrothermal metasomatism in an upper mantle section. *Petrology*, 25(1): 114–137.
<https://doi.org/10.1134/S0869591117010076>
- Tumiati, S., Fumagalli, P., Tiraboschi, C. and Poli, S., 2013. An experimental study on COH-bearing peridotite up to 3.2 GPa and implications for crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 54 (3): 453–479.
- <https://doi.org/10.1093/petrology/egs074>
- Von Kobell, F., 1843. Ueber den Spadait, eine neue Mineral-species, und über den Wollastonit von Capo di bove. *Gelehrte Anzeigen der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, 17: 945–950. Retrieved November 10, 2024
[https://rruff.info/uploads/Von%20Kobell%20\(1843\)%20readable%20German%20\(1\).pdf](https://rruff.info/uploads/Von%20Kobell%20(1843)%20readable%20German%20(1).pdf)
- Warr, L.N., 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85: 291–320.
<https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Winchell, A.N., 1927. *Elements of optical mineralogy: An introduction to microscopic petrography- Descriptions of minerals*. John Wiley and Sons, New York, 570 pp.



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2024.1103



Estimation and evaluation of iron reserves in the eastern area of Eileh1 mine, Razavi Khorasan province

Hamid Esmati Daroneh¹, Maryam Gholamzadeh^{2*}¹ Extraction Unit Expert of Atta Metal Group of Industrial and Mining Companies, Mashhad, Iran² Exploration Unit Expert of Atta Metal Group of Industrial and Mining Companies, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 14 March 2024
Revised: 17 November 2024
Accepted: 19 November 2024

Keywords

Reserve estimation
Kriging
Inverse distance weighting (IDW)
Eileh 1 iron deposit

*Corresponding author

Maryam Gholamzadeh
✉ maryam_ghh@yahoo.com

ABSTRACT

In the present study, we aimed to gain a comprehensive understanding of the Eileh 1 iron ore deposit located in Taybad City, Razavi Khorasan Province. A three-dimensional (3D) model was developed using specialized software, which incorporated lithological logs from boreholes, cross-sectional lithological profiles, and assay estimations covering the entire ore deposit area. The dominant lithology of the region consists of altered limestone and dolomite, as well as altered sediments, including sandstone, siltstone, and shale. To estimate the reserves, we employed both the classical inverse distance weighting (IDW) method and the geostatistical kriging method, tailored to the specific conditions of the ore deposit. Variogram analysis indicated that data values varied with distance and direction, revealing geometric anisotropy within the deposit. The maximum search radius in the direction of 0° azimuth was 42.6 meters, the average search radius at 90° azimuth was 10.6 meters, and the minimum search radius in the vertical direction (0° azimuth) was 32 meters. The dataset included topographic information and data from 177 boreholes, totaling 6,936 meters deep. Following geometric modeling and constructing a block model for the deposit, we estimated reserves for various iron-grade thresholds and compared the results of both methods. The findings indicate that the reserve estimates from the two methods were quite similar. While the inverse distance weighting method is recognized as one of the most accurate classical techniques for reserve estimation, the kriging method demonstrated greater precision and reliability. This is attributed to Kriging's ability to account for the spatial structure of the deposit, its unbiased nature, and its lower estimation variance. The findings indicate that the reserve estimates from the two methods were quite similar. While the inverse distance weighting method is recognized as one of the most accurate classical techniques for reserve estimation, the kriging method demonstrated greater precision and reliability. This is attributed to Kriging's ability to account for the spatial structure of the deposit, its unbiased nature, and its lower estimation variance.

How to cite this article

Esmati Daroneh, H. and Gholamzadeh, M., 2024, Estimation and evaluation of iron reserves in the eastern area of Eileh1 mine, Razavi Khorasan province. *Journal of Economic Geology*, 16(4): 101–124. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.2024.1103>



©2024 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 evaluation of mineral reserves is conducted using various methods, which differ in calculation algorithms, accuracy, speed, the state of the mineral, and the characteristics of exploration activities (Madani, 1997; Ahmadi, 2010). All estimation methods require exploratory data analysis, and numerous statistical techniques can be employed to analyze this data. However, due to the detrimental effects of uncertainty on investment risk, it is essential to utilize the most effective estimation method grounded in precise data analysis techniques to minimize estimation error. Mineral reserve estimation methods can generally be categorized into two groups: classical (geometric) methods and geostatistical (statistical weighting) methods (Madani, 1997; Hassani Pak and Sharafodin, 2001; Ahmadi, 2010). Classical reserve estimation methods rely on traditional statistics and geometric calculations, while geostatistical methods, such as those based on regional variables, are grounded in spatial structure analysis and utilize the Kriging method. Among classical estimation techniques, the inverse distance weighting (IDW) method is recognized for its accuracy. For this study, both the ordinary Kriging method and the classical estimation method, specifically inverse distance weighting, were employed using two reserve estimation software programs: Surpac and Rockwork. The choice of methods is influenced by the state of the mineral, the extent and nature of exploratory work, and the available exploratory information, with estimation parameters selected through appropriate filtering techniques. In these methods, the deposit is divided into blocks with a square base, and mineral characteristics in each block are calculated based on the data distance within and surrounding it. Blocks must be designed to ensure that data is present within them. The statistical weight of each data point is considered in proportion to the inverse of its distance from the center of the block; thus, data closer to the center carry more statistical weight than those further away. The power of the distance typically varies from 1 to 3, with a common consideration of 2, which is why the method is termed inverse distance weighting.

The studied area is part of the Eileh 1 iron ore mine complex, located 49 km southwest of Taibad city in

Razavi Khorasan province, covering an area of 240 hectares. The area is defined by longitudes ranging from 60° 22' 40" to 60° 31' 24" and latitudes from 34° 36' 40" to 34° 41' 45" (Figure 1). In the study area, a total of 177 exploratory boreholes were conducted using various methods, including reverse circulation (RC) (35 boreholes) and coring (12 boreholes), with an overall length of 6,936 meters.

Material and methods

The final step in the reserve evaluation process involves estimating the grade throughout the entire estimation space in three dimensions and calculating the reserve amount. The principles underlying reserve calculation methods are consistent; however, the primary differences among various methods lie in how the area is divided into segments and how their thickness and average grade are calculated. A comprehensive understanding of a deposit necessitates a series of processing and modeling operations (Hassani Pak, 2000). Due to the complexities involved and the lengthy, time-consuming calculations, this work is typically performed using specialized software, which offers greater accuracy, speed, and ease of use. Grade estimation methods can be categorized into two types: geometric and distance-based. Each of these methods has its advantages and disadvantages, and the selection of a suitable estimation method should be based on the underlying assumptions. In geometric methods, assumptions regarding the spatial distribution of grade within the deposit are taken into account; for instance, the variability of grade or thickness may be assumed to be linear. The software utilized in this research includes Rockworks and Surpac, both of which are comprehensive and powerful tools for imaging, modeling, and analyzing geological information and exploratory data, as well as for performing various modeling tasks based on the type and amount of data available. Additionally, the preparation of different sections from the mineral material was conducted by geologists and engineers. By employing these software programs, and through the drawing of boreholes, creation of cross-sectional profiles of lithology and grade, and development of a three-dimensional model of lithology, a thorough understanding of both the surface and depth of the deposit has been achieved. Furthermore, to calculate the mineral material reserve, the average density of

the mineral material was considered to be 3.8 g/cm³. The data investigated for modeling and reserve estimation are purely hypothetical and cover an area of 2.4 square kilometers. The existing drilling network in the region is based on local outcrops, with varying distances and trends. These distances have been minimized when addressing mineral matter and conducting more detailed investigations. A total of 177 boreholes have been drilled, of which 164 have encountered minerals, resulting in a cumulative borehole length of 6,936 meters. Among all drilled boreholes, the maximum depth is 96 meters, attributed to reverse circulation (RC) boreholes No. E1-RC-BH-9.2 and E1-RC-BH-27, while the minimum depth is 9 meters, associated with Rasol borehole No. E1-R-BH-57. The sampling intervals for iron are set at 50 meters.

Discussion and conclusion

The process of reserve estimation and the preparation of a block model for a mineral deposit involves distinct steps that must be executed deliberately and precisely. This approach ensures an accurate assessment and a suitable model, utilizing default values for reserve calculations within the software. However, certain applications may yield suboptimal results. Consequently, this research considers the mineral's shape as a series of correct hollow shells, determining the maximum exploration radius, the minimum and maximum number of points used in block estimation, and the method of point exploration through range division.

In this study, three-dimensional quantitative modeling of mineralization (grading) and mineral reserves of the Eileh 1 iron deposit was conducted, utilizing data from well logs of exploratory boreholes and the grading of their drilling cores to evaluate the results. The estimation accuracy was assessed by comparing the results of reserve estimation using two classical methods: inverse distance weighting (IDW) with Rockwork software and kriging geostatistics with Surpac software. Figure 17 illustrates the grade-tonnage curve of the Eileh 1 iron deposit derived from these two methods. As anticipated, the figure demonstrates that as the limit grade increases, the

deposit amount decreases while the average grade rises.

The findings of this research in the field of grading data modeling and reserve estimation for the Eileh 1 iron deposit, utilizing distance squared and kriging methods in Surpac and Rock Works software for a grade limit of 17% (as shown in Table 2), indicate that the calculated reserve amounts derived from different methods and software show no significant differences overall. As illustrated in Figure 17, the graph of the average grade calculated by both methods and across the two software platforms aligns closely, with variations in tonnage charts primarily reflected in the slope of the graph line at specific grades. Although the results from these two methods are largely consistent, the inverse distance weighting method is recognized as one of the most accurate classical reserve estimation techniques. While this method offers numerous advantages, such as high accuracy due to the blocking of the deposit, it does have a drawback: in the case of low-grade deposits, the mixing of ore and tailings within the blocks tends to be high, leading to reserves being estimated slightly above their actual value. Conversely, the geostatistical method of kriging, which considers the spatial structure of the region, is more precise and boasts a higher degree of reliability due to its unbiased nature and minimal estimation variance. Variographic studies, conducted by plotting longitudinal variograms in various directions, revealed that the deposit exhibits geometric anisotropy, with the highest elongation observed along the X-axis and the lowest along the Y-axis (Figures 9c and 10).

Based on the results obtained from the modeling of the Eileh 1 deposit and the available information regarding areas that were inaccessible during the initial excavation but will be accessible in the future, it is recommended to drill new boreholes in a regular grid pattern. This approach will facilitate a more accurate determination of the mine reserves. The design and implementation of this drilling strategy should be carefully planned to optimize resource assessment.



تخمین و ارزیابی ذخیره آهن محدوده شرق معدن ایل ۱، خراسان رضوی

حمید عصمتی درونه^۱، مریم غلامزاده^{۲*}^۱ کارشناس واحد استخراج، گروه صنعتی و معدنی عطامتال، مشهد، ایران^۲ کارشناس واحد اکتشاف، گروه صنعتی و معدنی عطامتال، مشهد، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

در این پژوهش به منظور شناخت کامل کانسار آهن ایل ۱ واقع در شهرستان تایباد، استان خراسان رضوی، مدل سه‌بعدی چاه‌نگار واحدهای زمین‌شناسی گمانه‌ها، نیم‌رخ‌های عرضی لیتولوژی و عیارسنجی منطبق بر پروفیل‌های پوشش دهنده کل محدوده و مدل سه‌بعدی لیتولوژی کانسار به کمک نرم‌افزار ترسیم شد. بر این اساس لیتولوژی غالب منطقه را سنگ آهک، دولومیت دگرگون‌شده و رسوبات دگرگون‌شده شامل ماسه سنگ، سیلت و شیل تشکیل می‌دهند. برای تخمین ذخیره بسته به شرایط کانسار از روش کلاسیک عکس مجذور فاصله و روش زمین‌آماري کریجینگ استفاده شد. نمودار واریوگرام نشان‌داد که مقادیر داده‌ها در فاصله و جهت تغییر کرده و کانسار دارای ناهمسان‌گردی هندسی است؛ به طوری که مقدار شعاع کاوش بیشینه در راستای با آزمون صفر درجه برابر با ۴۲/۶ متر، شعاع کاوش متوسط در راستای با آزمون ۹۰ درجه برابر با ۱۰/۶ متر و شعاع کاوش کمینه در راستای قائم با آزمون صفر درجه برابر با ۳۲ متر به دست آمد. داده‌های مورد استفاده شامل داده‌های توپوگرافی و اطلاعات ۱۷۷ حلقه گمانه به متر از کلی ۶۹۳۶ متر است که بعد از مدل‌سازی هندسی و ساخت مدل بلوکی کانسار، تخمین ذخیره کانسار به ازای عیارحدهای مختلف درصد آهن انجام شد و نتایج آنها با یکدیگر مقایسه شد. نتایج محاسبه ذخیره نشان می‌دهد که میزان ذخیره محاسبه شده با روش‌های یادشده اختلاف زیادی نداشتند. روش عکس مجذور فاصله از دقیق‌ترین روش‌های کلاسیک تخمین ذخیره است؛ اما روش زمین‌آماري کریجینگ با در نظر گرفتن ساختار فضایی منطقه، به دلیل ناریب بودن و داشتن کمترین واریانس تخمین، دقیق‌تر بوده و از درجه اعتبار بیشتری برخوردار است.

واژه‌های کلیدی

تخمین ذخیره
کریجینگ
عکس مجذور فاصله
کانسار آهن ایل ۱

نویسنده مسئول

مریم غلامزاده

mary_ghh@yahoo.com ✉

استناد به این مقاله

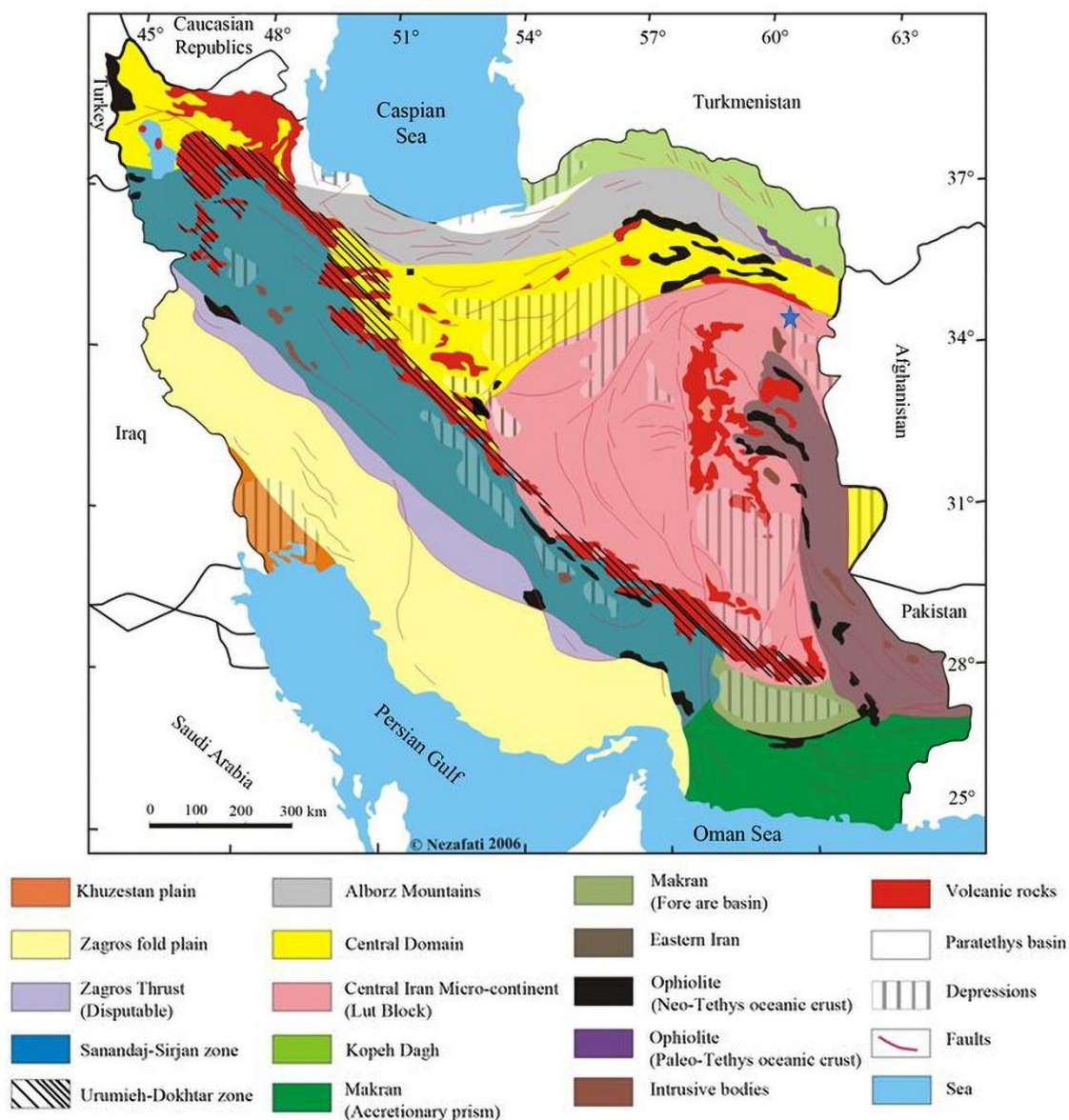
عصمتی درونه، حمید و غلامزاده، مریم، ۱۴۰۳. تخمین و ارزیابی ذخیره آهن محدوده شرق معدن ایل ۱، خراسان رضوی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۴): ۱۰۱-۱۲۴.

<https://doi.org/10.22067/econg.2024.1103>

مقدمه

سنگ آهن یکی از کالاهای راهبردی جهان است و ماده اولیه اصلی مورد استفاده در تولید فولاد به شمار می‌رود. به عبارتی حدود ۹۸ تا ۹۹ درصد کل مصرف سنگ آهن مربوط به صنایع تولید فولاد و چدن است؛ بنابراین ماده جایگزینی برای آن در سطوح مصرف فعلی وجود ندارد (Rooki et al., 2022). در مسایل معدنی به کارگیری روش‌های توانمند در تخمین ذخیره ماده معدنی نقش مهمی را در ارزیابی، طراحی و برنامه‌ریزی‌های معادن ایفا می‌کند. برای حل مسائل مرتبط با کانسار، برای مثال طراحی شبکه حفاری، تخمین ذخیره و رسم منحنی‌های عیار ذخیره و طراحی معدن، لازم است بر اساس داده‌های به دست آمده از اندازه‌گیری نمونه‌ها و با استفاده از روش‌های آماری، با درون‌یابی و برون‌یابی داده‌های معلوم و تخمین مقدار یک گروه مؤلفه‌ها مانند ضخامت در نقطه یا نقاط مجهول، ذخیره کل تخمین زده شود. ارزیابی ذخایر معدنی با روش‌های مختلفی صورت می‌گیرد که تفاوت این روش‌ها در الگوریتم محاسبه، دقت، سرعت، وضعیت ماده معدنی و ویژگی‌های کارهای اکتشافی است (Madani, 1997; Ahmadi, 2010). تمام روش‌های تخمین به نحوی نیازمند تحلیل داده‌های اکتشافی هستند و برای تحلیل داده‌های اکتشافی نیز می‌توان از روش‌های آماری متعددی استفاده کرد؛ اما به دلیل آثار نامطلوب عدم قطعیت در افزایش خطر سرمایه‌گذاری، لازم است بهترین روش تخمین، متکی بر دقیق‌ترین روش تحلیل داده‌ها به کار گرفته شود تا بتواند کمترین خطای تخمین را تضمین کند. به طور کلی، روش‌های تخمین ذخایر معدنی را می‌توان به دو دسته روش‌های کلاسیک (هندسی) و زمین‌آماري (وزن‌دهی آماری) طبقه‌بندی کرد (Madani, 1997; Hassani, 2010; Pak and Sharafodin, 2001; Ahmadi, 2010). پایه و اساس روش‌های کلاسیک تخمین ذخایر، آمار کلاسیک و هندسه روش محاسبه است؛ در حالی که اساس روش‌های زمین‌آماري متغیر ناحیه‌ای، تجزیه و تحلیل ساختار فضایی و انجام تخمین‌هاست. هریک از این روش‌ها دارای پیچیدگی‌های خاص خود بوده و

برای یک گروه داده، بسته به شرایط، یک یا چند روش به طور متناسب، قابل استفاده خواهند بود. به هر جهت در تمام این روش‌ها انتخاب بهینه مؤلفه‌های تخمین، نقشی مهم در دقت محاسبات دارد. با توجه به اینکه روند خاصی در راستاهای مختلف توزیع عیار سنگ آهن مشاهده نشد؛ بنابراین برای بررسی‌های آماری از روش کریجینگ معمولی و روش تخمین کلاسیک، عکس مجذور فاصله (یکی از دقیق‌ترین روش‌ها) استفاده شد. نرم‌افزارهای مورد استفاده در این پژوهش Surpac و Rockwork است. روش‌های یادشده بر اساس وضعیت ماده معدنی، میزان و نحوه کارهای اکتشافی انجام‌شده و اطلاعات اکتشافی موجود تعیین‌شده و مؤلفه‌های تخمین نیز از طریق اعمال فیلترهای مناسبی انتخاب‌شده است که بتوان با وجود الگوریتمی با کمترین پیچیدگی محاسبات ریاضی و در کمترین زمان به مقدار بهینه رسید. منطقه مورد بررسی، بخشی از معدن سنگ آهن ایل ۱ از مجموعه معدن ایل ۱ و ۲ در ۱ کیلومتری شمال روستای ایل، ۴۹ کیلومتری جنوب غرب شهرستان تایباد در استان خراسان رضوی در محدوده‌ای به مساحت ۲۴۰ هکتار و در طول جغرافیایی ۴۰° ۴۵' ۲۲" تا ۶۰° ۲۴' ۳۱" و عرض جغرافیایی ۳۶° ۴۰' ۳۴" تا ۴۵° ۴۱' ۳۴" (شکل ۱) واقع شده است. راه دسترسی به محدوده از طریق جاده آسفalte مشهد- تربت‌جام- تایباد (پیمایش حدود ۲۱۰ کیلومتر) امکان‌پذیر است. محدوده اکتشافی در حاشیه جاده کرات به ایل و پشته قرار دارد و یکی از مزیت‌های مهم محدوده نزدیکی به جاده آسفalte و دسترسی مناسب است. در کانسار مورد بررسی، تعداد ۱۷۷ حلقه گمانه اکتشافی به روش پودری با راسول (۶۷ حلقه E1-R-BH1 تا E1-R-BH38 و E1-R-BH44 تا E1-R-BH73) و دریل واگن (۶۳ حلقه E1-A-BH.1 تا E1-P4-BH.22)، گردش معکوس (RC) (۳۵ حلقه E1-RC-BH1 تا E1-RC-BH17 و E1-RC-BH48 تا E1-R-BH9) و مغزه-گیری (۱۲ حلقه BH-2 تا BH-16) به طول کلی ۶۹۳۶ متر انجام‌شده است.



شکل ۱. موقعیت محدوده مورد بررسی (معدن ایله ۱) در نقشه ساختاری ایران (بر اساس آقناباتی (Aghanabati, 2016))

Fig. 1. Location of the studied area (Eileh 1 mine) in the structural map of Iran (based on Aghanabati, 2016)

بلوکی کانسار با استفاده از تخمین گر کریجینگ و واریوگرافی برای ۱۰ متغیر صورت گرفت و در نهایت میزان ذخیره سنگ آهن آنومالی شماره ۳ این معدن محاسبه شد. سلسبیلان (Salsabilian, 2006) در پژوهش خود با استفاده از روش کریجینگ شاخص به بررسی فضای تخمین در توده مرکزی کانسار آهن آنومالی شمالی

در راستای این پژوهش تعدادی فعالیت پژوهشی انجام شده است که به برخی از مهم ترین آنها اشاره می شود. زاخاری و همکاران (Zakary et al., 2005) با استفاده از نرم افزار Surpac به مدل سازی زمین آماری و تخمین ذخیره آهن آنومالی شماره ۹ معدن گل گهر سیرجان پرداختند. در پژوهش آنها مدل سازی

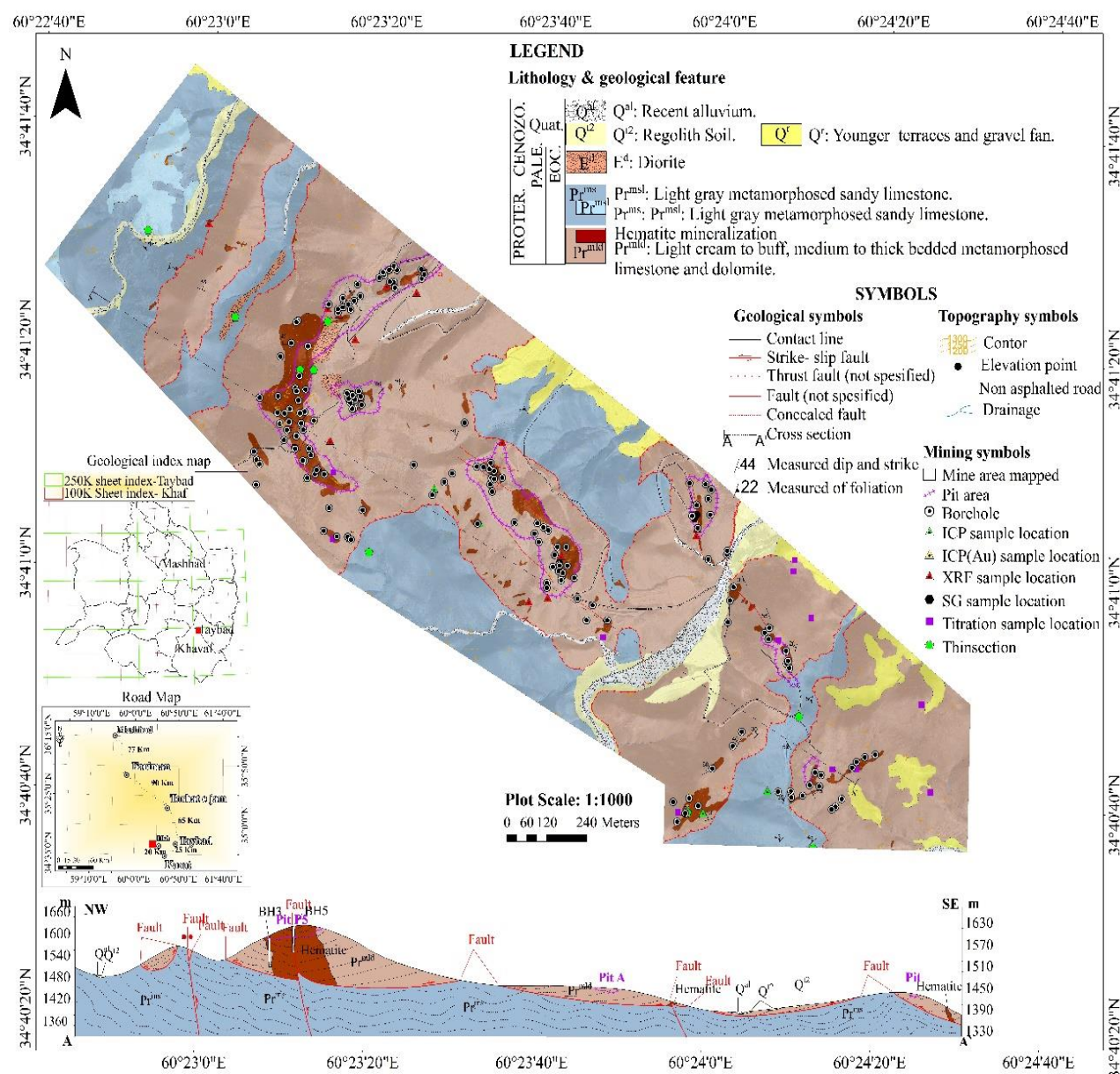
(Baharlo, 2021 and) مدل‌سازی هندسی سه بعدی و محاسبه ذخیره کانسار مس دره زرشک یزد با استفاده از روشهای کلاسیک عکس مجذور فاصله و روش زمین آماری کریجینگ و براساس مدل‌سازی ریاضی سه بعدی زمین شناسی و کانی زایی (عیارسنجی) را به کمک نرم افزار Surpac انجام دادند.

زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

محدوده اکتشافی مورد بررسی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خواف و بخش مرکزی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تایباد قرار گرفته است و از نظر تقسیم‌های زمین‌شناسی و ساختمانی جزو ایران مرکزی به شمار می‌رود. واحدهای سنگی برون‌زد یافته در منطقه شامل مجموعه آتشفشانی- رسوبی دگرگون‌شده، آهک، دولومیت و کنگلومرای پروتروژئیک پسین است. این مجموعه، بیش از چندین هزار متر ضخامت دارد و در حد رخساره شست سبز زیرین دگرگون‌شده است (Ternet et al., 1978) (شکل ۲).

واحد سنگی پروتروژئیک پسین شامل مجموعه‌ای از آهک و دولومیت‌های به رنگ کرم روشن تا نخودی رنگ با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم لایه و به شدت بلوری ناشی از دگرگونی ناحیه‌ای هستند که در قسمت‌هایی به مرمر نواری تبدیل شده‌اند و رسوبات دگرگون‌شده شامل ماسه سنگ، سیلت و شیل است که به صورت اسلیت و فیلیت رخنمون دارد. واحد آهکی دگرگون‌شده، به عنوان میزبان اصلی کانی‌سازی هماتیت، به صورت ورقه رورانده با ضخامت کمینه ۱۵ و بیشینه ۱۲۰ متر در کل محدوده گسترش داشته و همبری زیرین آن با ماسه سنگ‌های دگرگون‌شده به همراه اسلیت و فیلیت به صورت گسله است (شکل ۳). در قسمت‌هایی که واحد آهکی در اثر فرسایش از بین رفته، واحد دگرگونه در پنجره زمین‌ساختی رخنمون‌یافته است. در بعضی از نقاط این مجموعه اسلیت و فیلیت، مقداری رسوبات ولکانیکی دگرگون‌شده نیز قابل مشاهده است و در این مجموعه به ندرت کانی‌سازی هماتیت دیده می‌شود (Sharifi, 2023) (شکل ۴).

بافقی، با مشخص کردن مرز کانسنگ و باطله پرداخت. تصویرسازی سه بعدی مقطعی از تونل **تونبرگ** و زون‌های شکستگی مهم با ترکیب سطح توپوگرافی، اندازه‌گیری‌هایی در سطح صفحه‌های شکستگی همراه با سطوح دایک‌های دلریتی، نتایج به دست آمده از مدل‌سازی مغناطیسی دایک‌های دلریتی و داده‌های نقشه‌برداری تونل توسط شرر (Surur, 2008) انجام شد. وی از نرم‌افزارهای RockWorks و ArcGIS برای پردازش داده‌ها و تصویرسازی سه‌بعدی ارتباط هندسی میان ساختارهای زمین‌شناسی هدف، دایک‌های دلریتی و تونل استفاده کرد. دایا (Daya, 2012) به تخمین ذخیره قسمت مرکزی آنومالی شمال چگارت با استفاده از روش کریجینگ معمولی پرداخت. در این پژوهش ۲۹۲۹ داده به دست آمده از ۲۲ گمانه جهت تخمین ذخیره استفاده شده است. بررسی‌های انجام‌شده بیانگر تک جامعه بودن داده‌های عیاری بوده و برای استفاده از کریجینگ معمولی نیز از برازش مدل کروی بر واریوگرام تجربی استفاده شده است. قاجار و سلطانی محمدی (Ghajar and Soltani-Mohammadi, 2015) به مدل‌سازی آماری و زمین آماری عیار آهن، گوگرد و فسفر در معدن سنگ آهن جلال‌آباد در استان کرمان پرداختند. پژوهش‌های آنها بر پایه ۸۲ گمانه اکتشافی بوده که تقسیم‌بندی ذخیره در چهار طبقه بر اساس عیار مورد نیاز برای کارخانه فراوری انجام شده است. شریف و کریم‌زاده (Sharif and Karim-Zadeh, 2015) به واریوگرافی داده‌های اکتشافی ذخیره آهن کورکورا ۲ از محدوده معدنی شهرک واقع در استان کردستان و برآورد ذخیره این کانسار پرداختند. رازرا و همکاران (Rasera et al., 2015) الگوریتم‌های شبیه‌سازی متوالی را به صورت موازی اجرا کردند. آنها از راهبرد عدم اختلاط، سطح مسیر موازی برای شبیه‌سازی متوالی استفاده کردند و با توجه به ترتیبی که در گروه‌های شبیه‌سازی وجود دارد، یک فرایند طبقه‌بندی خودکار برای بررسی گروه‌های شبیه‌سازی شده به صورت موازی، طراحی کردند. مزیت روش آنها این است که نتایج با یکدیگر اختلاط ندارند و می‌توانند به صورت مستقل یک خروجی دقیق را به دست آورند. احمدی و بهارلو (Ahmadi



شکل ۲. موقعیت پراکندگی گمانه‌های اکتشافی کانسار اکتشافی معدن ایله ۱ بر روی نقشه توپوگرافی- زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰ منطقه (Sharifi, 2023)

Fig. 2. Distribution of the exploratory boreholes of the deposit of Eileh 1 mine on the topography-geological map with scale 1:1000 of the area (Sharifi, 2023)

شمال‌غرب با افزایش ضخامت لایه رورانده عمق و گسترش سطحی ماده معدنی بیشتر می‌شود.

بررسی زمین‌شناسی نشان می‌دهد، به محض رسیدن به زون خرد شده در برخورد زیرین ورقه رورانده با ترکیب آهک دگرگون‌شده ماده معدنی خاتمه می‌یابد. به طور کلی، از جنوب‌شرق به سمت



شکل ۳. رخنمون راندگی واحد آهک دگرگونه بر روی واحد اسلیت و فیلیتی در محدوده معدن ایله ۱

Fig. 3. Thrust outcrop of metamorphic limestone unit on slate and phyllite unit in Eileh 1 mine



شکل ۴. نمایی از پنجره زمین‌ساختی ایجاد شده در اثر فرسایش بخشی ورقه رورانده آهک دگرگونه؛ دید به سمت غرب در محدوده معدن ایله ۱

Fig. 4. view of the tectonic window created by the partial erosion of the metamorphic limestone sheet in Eileh 1 mine; view to the west

هندسی هستند و تغییرپذیری عیار و ضخامت در تعیین هندسه کانسار دخالت ندارد، استفاده شد. این روش تخمین، روشی درون‌یابی است که در آن اوزان تخمین بر اساس عکس مجذور فاصله نقاط شرکت کننده در تخمین نسبت به مرکز بلوک مورد تخمین تعیین می‌شوند. **وزن‌دهی عکس فاصله**، یک روش آمار مکانی بوده که بر خلاف روش کریجینگ وابسته به مدل نیست؛ اما در این روش همانند روش کریجینگ مقدار یک متغیر در نقطه‌ای که نمونه‌برداری نشده است، از روی نقاط مجاور با استفاده از رابطه (۱) تخمین زده می‌شود. پایه روش وزن‌دادن عکس فاصله، وزن‌دهی بر اساس عکس فاصله تا نقطه تخمین است. به عبارتی اختصاص وزن بیشتر به نزدیک‌ترین نمونه‌ها و اختصاص وزن کمتر به نمونه‌هایی که در فاصله دورتر قرار دارند. رابطه ۱:

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{z_i}{d_i^m}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^m}}$$

Z_i مقدار برآورد شده متغیر در منطقه نمونه‌برداری نشده، d_i فاصله نقطه نمونه‌برداری شده تا نقطه تخمین، n تعداد کل نمونه‌ها و مؤلفه m توان فاصله است که تغییرات آن باعث انعطاف روش عکس مجذور فاصله می‌شود.

به دلیل آثار نامطلوب خطای تخمین با استفاده از روش‌های هندسی، لازم است دقیق‌ترین روش تخمین ذخیره به کار گرفته شود که بتواند کمترین خطای تخمین را تضمین کند. منظور از خطای تخمین، میانگین آن نیست؛ بلکه توزیع خطا مطرح است. به عبارت دیگر، خطای تخمین در هر نقطه از کانسار باید معلوم باشد. در این صورت لازم است کل کانسار به صورت بلوک به بلوک با ابعاد بلوک‌های متناسب با پله‌های استخراجی یا واحدهای استخراجی تخمین زده شود. در این حالت می‌توان به ازای هر عیار حد مطلوبی، محدوده استخراج را مشخص کرد. در واقع، کل ذخیره باید به نوعی شبیه‌سازی شود که انجام برآوردهای اقتصادی به ازای شرایط مختلف انتخاب شده، امکان‌پذیر باشد. هیچ‌یک از

رسوبات منسوب به خاک‌های برجا ناشی از هوازدگی سنگ بستر تحت عنوان واحد Q^f و تراست‌های آبرفتی جدید Q^{t2} و رسوبات سخت‌نشده رودخانه‌ای عهد حاضر Q^{al} است. در این محدوده غالب گسل‌های منطقه مورد بررسی روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی و سازوکار راندگی ناشی از حرکت ورقه رورانده به عنوان میزبان کانی‌سازی را دارند. وجود دگرگونی ناحیه‌ای و فشارهای ایجاد شده ناشی از آن، سبب دگرگون‌شدن کلیه واحدهای لیتولوژیکی محدوده به همراه ایجاد ساختارهای فراوان راندگی در محدوده شده است؛ به طوری که این خردشدگی در بخش‌های نزدیک به زون‌های گسلی بسیار شدید است.

مواد و روش‌ها

مدل‌سازی عیاری ماده معدنی

مرحله نهایی عملیات ارزیابی ذخیره، تخمین عیار در کل فضای تخمین به صورت سه بعدی و محاسبه میزان ذخیره است. اصول روش‌های محاسبه ذخیره یکسان است و در واقع اختلاف اساسی روش‌های مختلف، در چگونگی تقسیم‌بندی منطقه به قطعه‌ها و محاسبه ضخامت و عیار متوسط آنهاست. شناخت کامل یک کانسار، مستلزم انجام یک دسته عملیات پردازشی و مدل‌سازی است (Hassani Pak, 2000) که این کار به دلیل پیچیدگی‌های موجود، طولانی و زمان‌بر بودن و مشکل بودن محاسبات مربوطه، معمولاً با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی، دقیق‌تر، سریع‌تر و راحت‌تر انجام می‌شود. روش‌های تخمین عیار به دو دسته هندسی و مبتنی بر فاصله تقسیم می‌شوند. هریک از این روش‌ها دارای مزایا و معایبی هستند که بر اساس فرضیه‌هایی که برای آنها در نظر گرفته شده است، باید روشی مناسب برای تخمین انتخاب شود. در روش‌های هندسی، فرضیه‌هایی در مورد توزیع فضایی عیار در کانسار در نظر گرفته می‌شود. برای مثال، تغییرپذیری عیار یا ضخامت در آنها خطی در نظر گرفته می‌شود.

برای تخمین ذخیره محدوده از روش عکس مجذور فاصله، به عنوان یکی از روش‌های کلاسیک که مبتنی بر هندسه و قضایای

یکدیگر، $N(h)$ تعداد جفت نمونه‌ها با فاصله h از هم و $Z(u)$ مقدار کمیت مورد نظر در موقعیت مکانی u هستند. $\gamma(h)$ را سیمی واریوگرام می‌نامند؛ اما به دلیل اینکه در عمل از $\gamma(h)$ بیشتر استفاده می‌شود، به صورت قرارداد $\gamma(h)$ واریوگرام نامیده می‌شود. پس از رسم واریوگرام تجربی در جهت‌های مختلف برای به دست آوردن مقادیر بیضوی همسان‌گردی، یک مدل به واریوگرام برازش می‌شود (Yousefi, and Khaloukakai, 2015). پس از محاسبه مقادیر واریوگرام و به دست آوردن شعاع همسان‌گردی، با استفاده از روابط کریجینگ، تخمین زمین‌آماري صورت می‌گیرد.

داده‌های مورد بررسی به منظور مدل‌سازی و تخمین ذخیره تنها داده‌های گمانه‌ای است که ناحیه‌ای به مساحت $2/4$ کیلومترمربع را تحت پوشش قرار می‌دهند. شبکه حفاری موجود در منطقه با توجه به رخنمون‌های منطقه و با فواصل و روندهای مختلف است که این فواصل در برخورد به ماده معدنی و بررسی‌های دقیق‌تر به مقدار کمتر کاهش یافته است. تعداد گمانه‌های حفر شده ۱۷۷ حلقه گمانه است که تعداد ۱۶۴ حلقه آن با ماده معدنی برخورد داشته است و طول کل حفاری‌ها ۶۹۳۶ متر است. از میان کل گمانه‌های حفر شده، بیشترین عمق گمانه حفر شده ۹۶ متر است که متعلق به گمانه‌های RC شماره E1-RC-BH-9.2 و E1-RC-BH-27 است و کمترین عمق گمانه حفر شده ۹ متر بوده که متعلق به گمانه راسول شماره E1-R-BH-57 بوده و فواصل نمونه‌برداری برای آهن ۵۰ متری است.

نرم‌افزارهای مورد استفاده برای تخمین ذخیره محدوده مورد بررسی، Rockworks و Surpac هستند؛ این نرم‌افزارها، نرم‌افزارهای جامع و قوی برای تصویرسازی، مدل‌سازی و تجزیه و تحلیل اطلاعات زمین‌شناسی و داده‌های اکتشافی است و انجام مدل‌سازی‌های مختلف بر اساس نوع و میزان داده‌ها و اطلاعات اکتشافی در دسترس و نیز تهیه برش‌های مختلف از درون ماده معدنی را برای زمین‌شناسان و مهندسان امکان‌پذیر می‌سازد.

روش‌های تخمین ذخیره سستی امکان چنین کاری را ندارند. یکی از روش‌های قدرتمند تخمین ذخیره، روش زمین‌آمار است که تقریباً تمام شرایط بیان‌شده را داراست. زمین‌آمار، نوعی آمار است که در آن همبستگی فضایی مقادیر در نظر گرفته می‌شود و به این دلیل متغیرهای ناحیه‌ای در آن مورد استفاده قرار می‌گیرند. به طور کلی، تخمین زمین‌آماري، فرایندی است که در طی آن می‌توان مقدار یک کمیت در نقاطی با مختصات معلوم را با استفاده از مقدار همان کمیت در نقاط دیگری با مختصات معلوم به دست آورد (Hassani Pak, 1998). تخمین زمین‌آماري ذخایر معدنی شامل دو مرحله بوده که شامل: ۱- شناخت و مدل‌سازی ساختار فضایی عیار و ضخامت ماده معدنی مورد تخمین و ۲- تخمین زمین‌آماري ذخایر معدنی به روش کریجینگ است (Hassani Pak, 1998). روش کریجینگ بهترین تخمین گر خطی نااریب با کمترین واریانس تخمین است که علاوه بر تخمین عیار، خطای تخمین را محاسبه می‌کند. در نتیجه برای هر تخمین می‌توان سطح اطمینان آن را محاسبه کرد. شرط نااریب بودن در روش عکس مجذور فاصله نیز لحاظ می‌شود؛ اما مزیت کریجینگ در این است که ضرایب وزنی به گونه‌ای تعیین می‌شود که در عین نااریب بودن، واریانس تخمین نیز کمتر باشد (Hassani Pak, 1998). خطای کریجینگ تابع مشخصات واریوگرام (ساختار فضایی)، هندسه بلوک‌های مورد تخمین، محل و موقعیت نمونه‌هایی که برای تخمین از آنها استفاده می‌شود، است؛ ولی تابع مقدار واقعی داده‌ها نیست. بنابراین در صورت معلوم بودن واریوگرام، قبل از حفر گمانه‌ها می‌توان واریانس تخمین را محاسبه کرد. در واقع علم زمین‌آمار ترکیبی از زمین‌شناسی، ریاضیات و آمار است. این روش بر اساس الگو کردن واریوگرام است. واریوگرام تجربی طبق رابطه ۲ محاسبه می‌شود (Hassani Pak and Sharofedin, 2001).

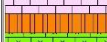
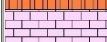
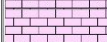
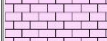
رابطه ۲:

$$2\gamma(h) = 1/N(h) \sum_{N(h)} [Z(u) - Z(u+h)]^2$$

در رابطه ۲، $2\gamma(h)$ مقدار واریوگرام برای دو نمونه با فاصله h از

مجذور فاصله (در نرم افزار Rockworks) ارزیابی ذخیره کانسار اکتشافی معدن ایله ۱ انجام و نتایج کار با یکدیگر مقایسه شد. بنابراین با استفاده از این دو نرم افزار و از طریق ترسیم گمانه ها، ترسیم نیم رخ های عرضی لیتولوژی و عیارسنجی و مدل سه بعدی لیتولوژی (شکل ۵)، شناخت کاملی از وضعیت سطحی و عمقی کانسار صورت گرفته است.

برای این منظور در محدوده مورد بررسی، ابتدا ابعاد بهینه بلوک های تخمینی بر اساس نحوه گسترش فضایی ماده معدنی و طراحی پله های استخراجی معدن به خصوص ضخامت تناوب های تبدیل کانسنگ به باطله و باطله به کانسنگ، انتخاب شد و سپس عیار آنها برآورد شد و در نهایت با استفاده از این دو نرم افزار به روش های کریجینگ (در نرم افزار Surpac) و کلاسیک عکس

Logger: Mineral exploration unit													
Log Geologist: Hadizade - Ansari													
Direction:													
Dip: 0													
Easting: 260527													
Elevation: 1622m													
Northing: 3841468													
Drilling Depth: 70 m													
													
Borehole Description		Lithology	Alteration Assemblage		Ore Minerals	Gangue Minerals	Core properties		Sample		Analyze		
Depth	Thickness (m)		Alteration I	Alteration II			RQD (%)	CR (%)	ID	Type	Fe(%)T	Fe2O3(%)	
0	3		Silicified Limestone	Silicification	Dolomitization	Hematite Goethite	Calcite	21	33	EL1-BH5-S1	XRF	11.78	16.84
-5	9		Hematite, Goethite	Vein	Vein	Hematite,	Calcite	40	31	EL1-BH5-S2	XRF	30.53	43.65
-10			Hematite, Goethite	Vein	Vein	Hematite, Goethite	Calcite	41	90	EL1-BH5-S3	XRF	29.17	41.71
-15	8		Limestone	Dolomitization	Silicification		Calcite	52	47	-	-		
-20	1.5		Vein (Low grade)	Vein	Vein	Hematite, Goethite	Calcite	76	95	EL1-BH5-S4	XRF	20.51	29.32
-25	5.5		Silicified Limestone	Silicification	Dolomitization	Goethite		66	90	-	-		
-30	2.3		Vein	Vein	Vein	Goethite Hematite, Goethite	Calcite	75	95	EL1-BH5-S5	XRF	27.43	39.21
-35	9.45		Limestone	Dolomitization	Silicification		Calcite, Dolomite	92	95	-	-		
-40	1.25		Vein	Dolomitization	Hematite	Goethite Goethite, Hematite,	Calcite	98	100	-	-		
-45				Dolomitization	Silicification		Calcite	44	98	EL1-BH5-S6		19.17	27.41
-50	16.5		Limestone	Dolomitization	Silicification		Calcite	98	98	-	-		
-55				Dolomitization	Silicification			94	98	-	-		
-60	4.5		Low grade Hematite	Silicification	Dolomitization			91	100	-	-		
-65	2			Dolomitization	Silicification	Goethite Hematite,	Calcite	75	90	EL1-BH5-S7		13.81	19.74
-70	3		Limestone	Dolomitization	Hematite Silicification		Calcite	70	98	-	-		
-75	3		Vein (Low grade)	Dolomitization	Hematite	Goethite, Hematite,		47	65	EL1-BH5-S8		32.85	46.97
-80	4		Limestone	Dolomitization	Silicification		Calcite	90	30	-	-		

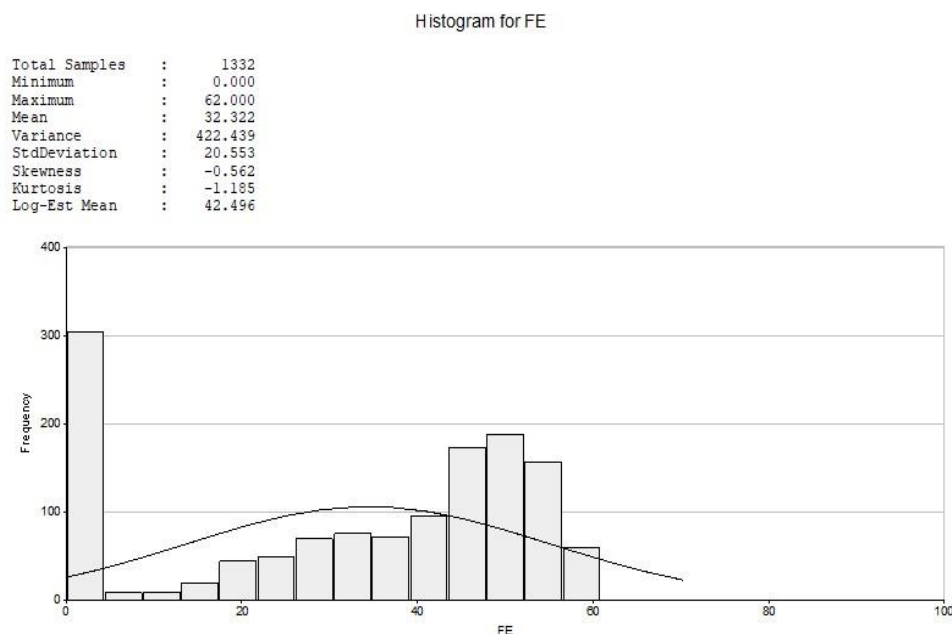
شکل ۵. نمونه چاه نگارهای کانسار آهن ایله ۱ شامل، ستون سنگ شناسی، ستون دگرسانی و تغییرات عمقی عیارسنجی آهن (بر حسب درصد)

Fig. 5. Representative of logging of Eileh 1 deposit, including lithology column, alteration column and depth changes of iron grading (in percent)

پردازش آماری داده‌ها

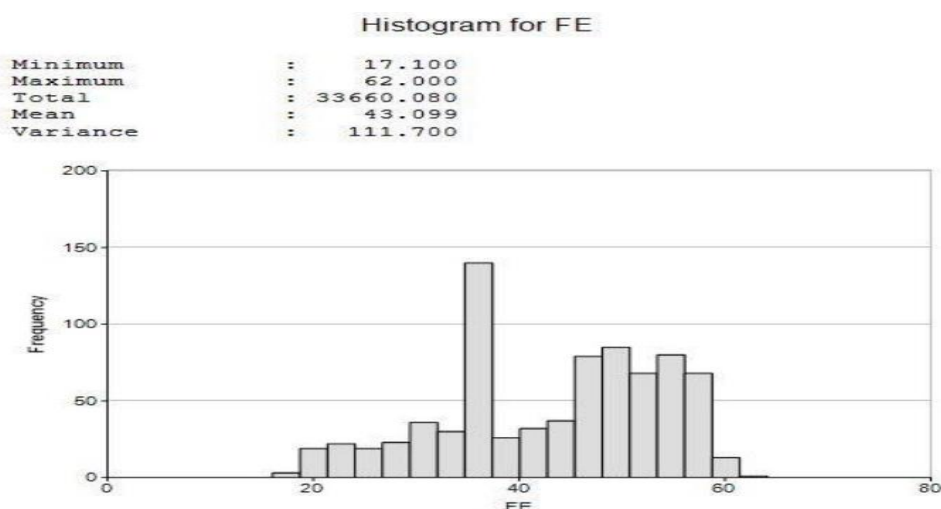
قبل از انجام هرگونه عملیات مدل‌سازی، برای آگاهی از نحوه توزیع داده‌ها (نرمال بودن یا نبودن تابع توزیع)، بررسی‌های آماری بر روی داده‌های عیار آهن انجام شد (شکل‌های ۶ و ۷).

همچنین برای محاسبه ذخیره ماده معدنی، چگالی متوسط ماده معدنی $3/8 \text{ gr/cm}^3$ (با توجه به آنالیزهای انجام شده) در نظر گرفته شد. برای ساخت مدل بلوکی کانسار نیز، ابعاد بلوک‌ها بر اساس نوع ماده معدنی (آهن)، وضعیت و اطلاعات اکتشافی کانسار و در نظر گرفتن شرایط استخراج، $5 \times 10 \times 10$ متر در نظر گرفته شد.



شکل ۶. هیستوگرام عیار نمونه‌های مربوط به گمانه‌های آهن کانسار ایله ۱

Fig. 6. Grade histogram of the samples related to the iron boreholes of Eileh 1

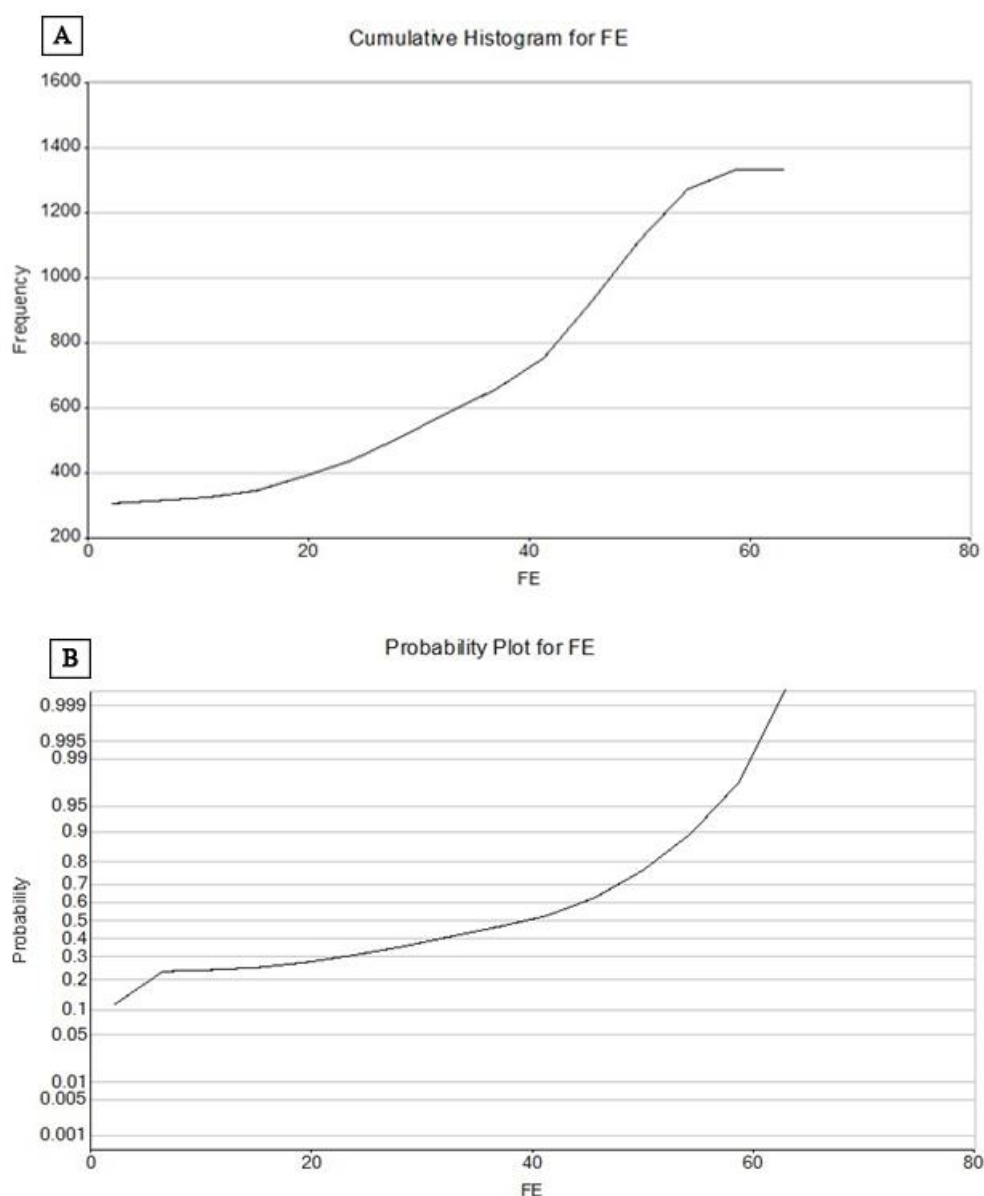


شکل ۷. هیستوگرام عیار نمونه‌های مربوط به فضای تخمین کانسار آهن ایله ۱

Fig. 7. The grade histogram of the samples related to the estimation space of the Eileh 1 iron deposit

نظر گرفته شده است. پس از برازش مدل به واریوگرام اعتبارسنجی متقابل واریوگرام انجام شد و پس از تأیید درستی مدل برازش شده به واریوگرام، با روش کریجینگ و عکس مجذور فاصله، تخمین عیار بلوک‌ها انجام شده و در نهایت با استفاده از عیارهای تخمینی بلوک‌ها، تخمین ذخیره صورت گرفت.

ابزار اصلی در این گام، ایجاد نمودارهای گرافیکی از توزیع داده‌ها و بررسی آمارهای گرایش به مرکز و پراکندگی است. با توجه به داده‌های **شکل ۸-۸** مشاهده می‌شود که توزیع داده‌های آهن نرمال نبوده و به توزیع لگاریتمی شباهت دارد (**شکل ۸-۸**). یک برازش مدلی برای هریک از این شاخص‌ها با دامنه قابل قبولی در

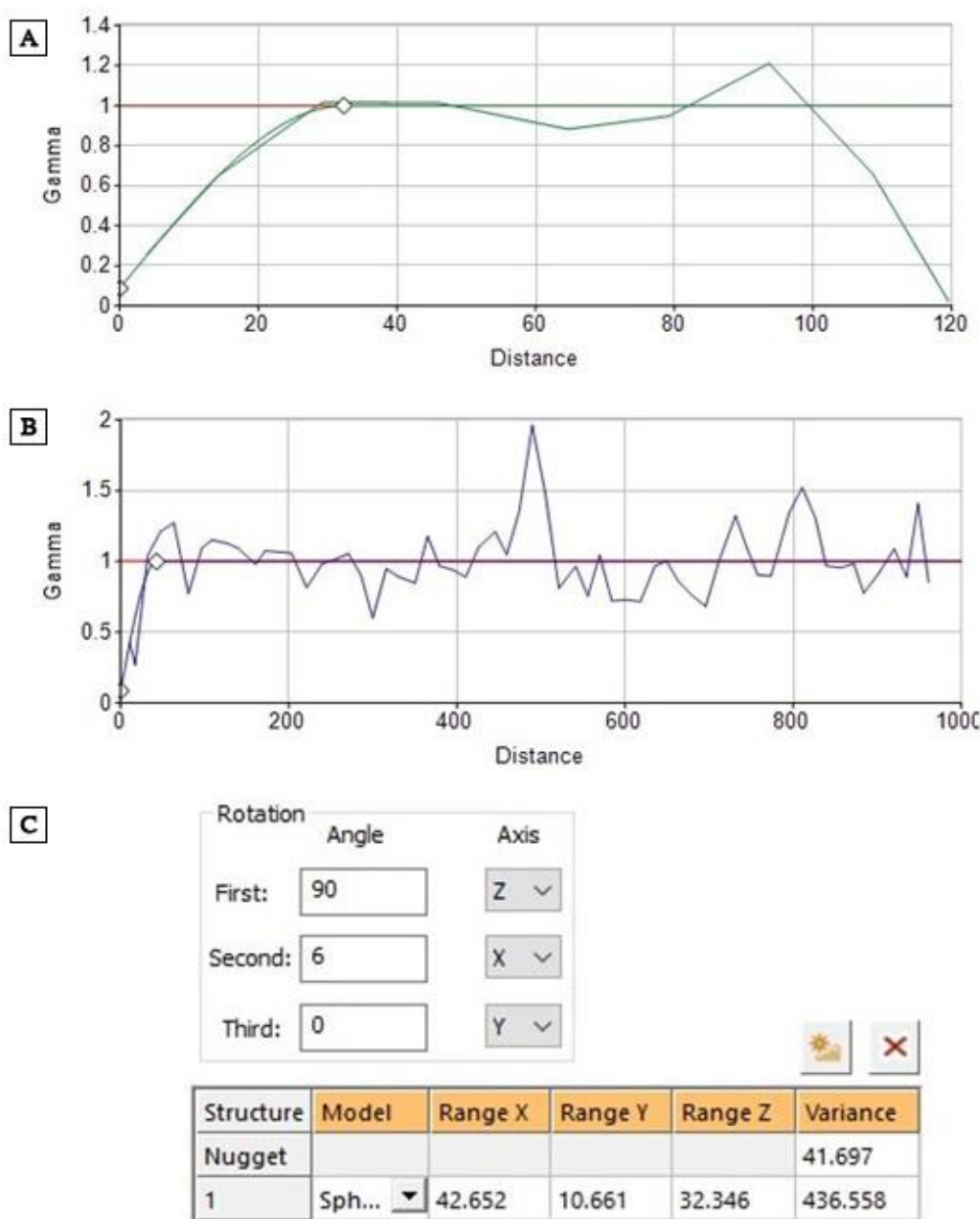


شکل ۸. A: نمودار توزیع عیار در نمونه‌ها و B: نمودار احتمال عیار آهن

Fig. 8. A: grade distribution in samples, and B: Probability graph of iron grade

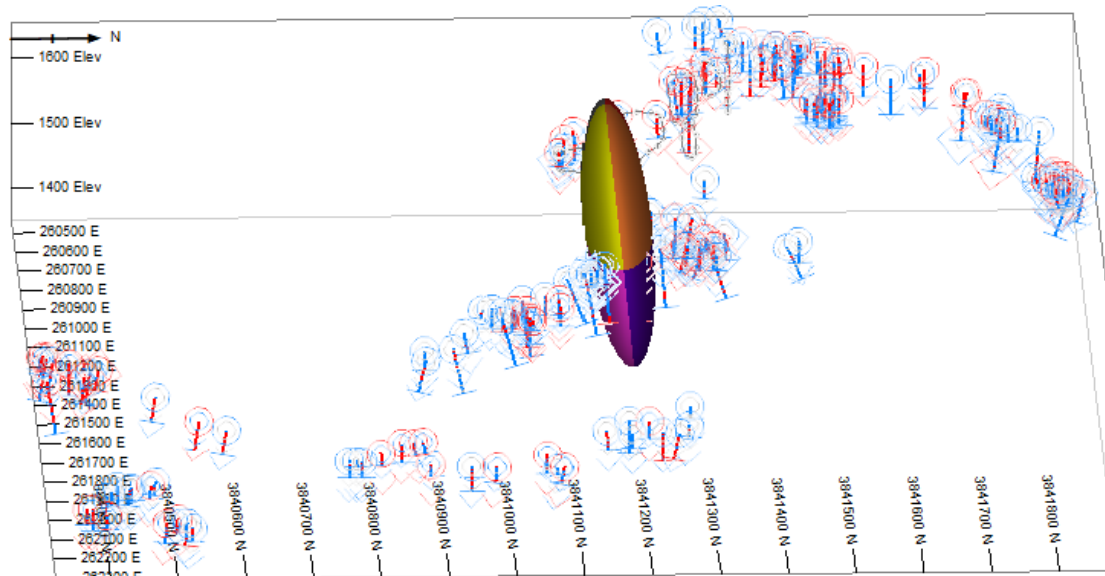
چال بیانگر وجود تناوبی از زون‌های کم‌عیار و پرعیار در کانسار است. بر اساس نتایج عملیات واریوگرافی، کانسار دارای ناهمسان‌گردی از نوع هندسی است. **شکل ۱۰** نمای سه بعدی از بیضوی جستجوی حالت‌های مختلف را نمایش می‌دهد.

برای تجزیه و تحلیل ساختار فضایی منطقه مورد بررسی، واریوگرافی داده‌های پردازش‌شده با استفاده از نرم‌افزار Surpac ترسیم شد. **شکل ۹** A، B و C، واریوگرام امتدادی ترسیم شده برای داده‌های عیارسنجی آهن را نشان می‌دهد. اثر



شکل ۹. A، B و C: واریوگرام‌های جهتی فضای تخمین سنگ آهن در محدوده معدن ایله ۱

Fig. 9. A, B and C: Directional variograms of iron ore estimation space in Eileh1 mine



شکل ۱۰. نمای سه بعدی بیضوی جستجو در کانسار ایله ۱

Fig. 10. 3D view of the search ellipse in Eileh1 deposit

عوامل دیگری از جمله شدت تغییرات کیفیت کانسار و عیار آن نیز می‌شود. در این کانسار، چنان‌که در شکل ۱۱ نیز مشخص است، طول‌های نمونه‌گیری متفاوت بوده است؛ بنابراین ضروری است که با وزن‌دهی صحیح، داده‌ها ترکیب (کامپوزیت) شوند تا نمونه‌هایی با ارزش آماری یکپارچه را ایجاد کنند. برای این منظور باید توزیع فراوانی طول داده‌ها را رسم کرد. می‌توان طول معینی با بیشترین فراوانی نسبت به دیگر طول‌ها و واریانس کم را به عنوان طول مبنا (کامپوزیت) در نظر گرفت و میانگین عیار این طول را برای نقطه وسط کامپوزیت منظور کرد.

نکته مهم در کامپوزیت‌سازی انتخاب طول مناسبی برای آن است؛ به طوری که در آن طول باید:

– واریانس کامپوزیت‌های حاصل مطابق با واریانس داده‌های اولیه باشد.

– به ازای آن طول، کمترین مقدار داده حذف شود.

– داده‌های حذف‌شده متمایل به گروه عیاری خاصی نباشند که باعث انحراف در تخمین‌ها شوند.

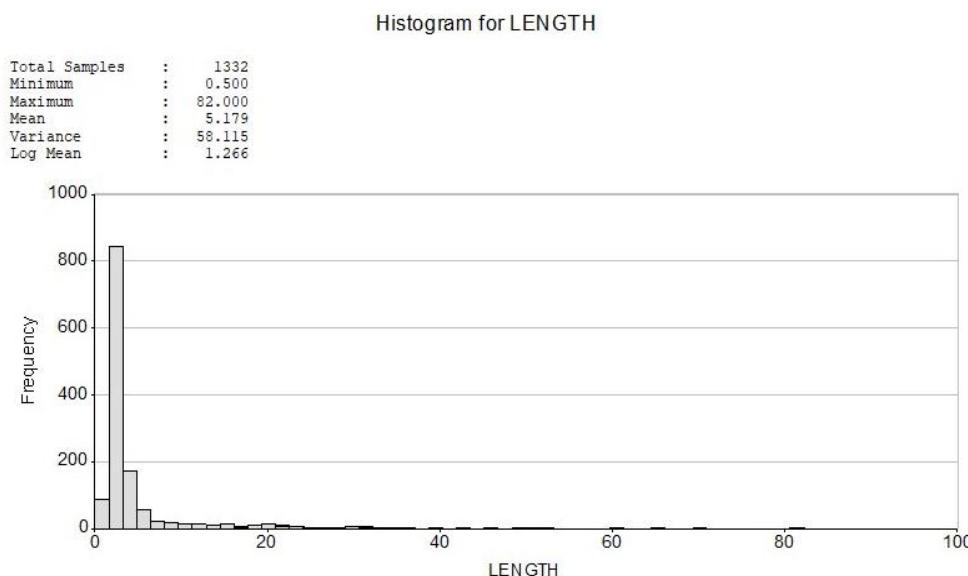
مدل‌سازی عیاری ماده معدنی به روش کریجینگ معمولی (با استفاده از نرم‌افزار Surpac)

نرم‌افزار SURPAC مانند سایر نرم‌افزارهای مشابه برای مدل‌سازی، نیازمند داده‌های خاص با قالب‌بندی منظم و استاندارد است. فایل‌های مورد نیاز برای وارد کردن به این نرم‌افزار شامل Assay (عیار عناصر و کانی‌های مهم از جمله آهن)، Survey (وضعیت گمانه‌ها در داخل زمین شامل آزیموت و شیب)، Collar (شماره گمانه و مختصات دهانه گمانه) و Gology (وضعیت زمین‌شناسی منطقه شامل نوع سنگ) است.

پس از حفر گمانه‌های اکتشافی، از مغزه‌های به دست آمده، نمونه‌گیری می‌شود. این نمونه‌ها اغلب به صورت هدف‌دار از نواحی تحت کانی‌زایی گرفته می‌شوند و تا حد ممکن سعی بر آن است که طول آنها برابر باشد؛ اما در عمل، به علل گوناگون مانند نبود لایه کانی‌سازی، عدم بازیابی مغزه و خردشدگی نمونه، امکان نمونه‌گیری پیوسته از تمام نقاط وجود ندارد و بنابراین طول نمونه‌ها برابر نخواهد بود. از سوی دیگر، طول نمونه‌ها دستخوش

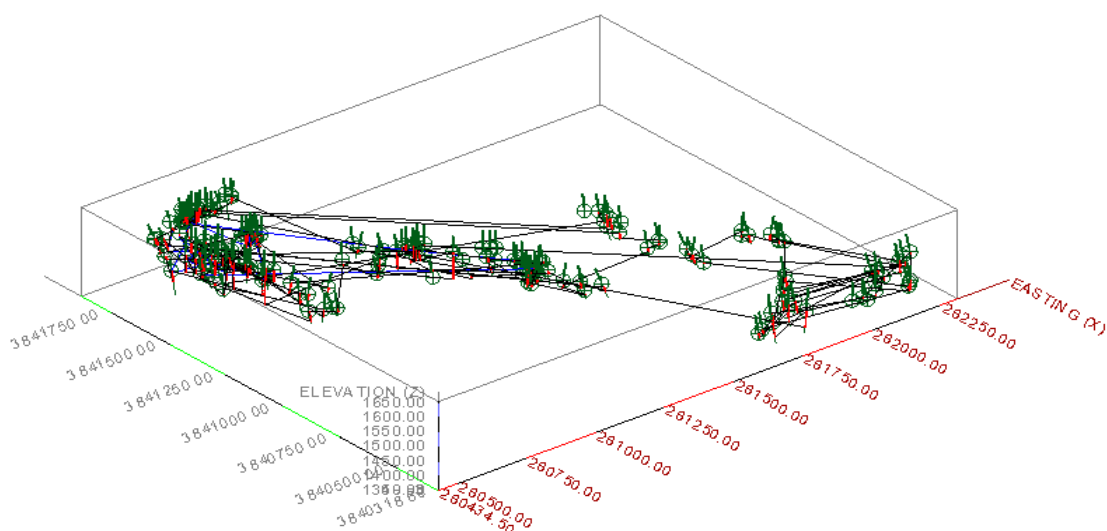
با ۱ متر در نظر گرفته شد و فایل کامپوزیت داده‌ها، در دامنه عیاری ۱۷ تا ۶۳ ایجاد شد (شکل ۱۲) و سپس مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت.

برای کامپوزیت‌سازی به کمک ترسیم هیستوگرام طول نمونه‌ها (شکل ۱۱) در حین تغییرات عیاری در مغزه‌های اکتشافی، با توجه به مناسب‌ترین طول برای تهیه کامپوزیت‌ها (طول با بیشترین فراوانی داده‌ها)، طول بهینه یکپارچه‌سازی در مورد متغیر آهن برابر



شکل ۱۱. هیستوگرام برای طول نمونه‌گیری داده‌های خام کانسار ایله ۱

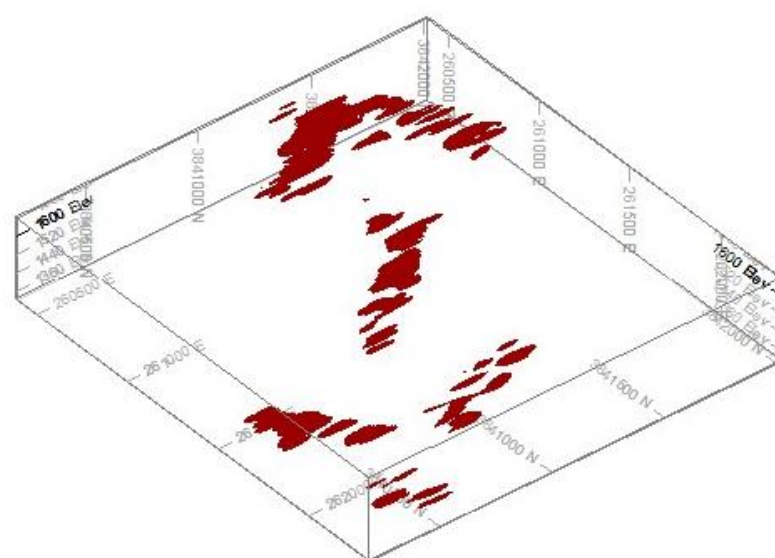
Fig. 11. Histogram for the sampling length of the raw data of Eileh1 deposit



شکل ۱۲. نمای سه بعدی از کامپوزیت‌سازی عیاری گمانه‌های کانسار ایله ۱

Fig. 12. 3- A three-dimensional view of the grade composite construction of the boreholes of Eileh 1 deposit

SURPAC، حجم فضایی ماده معدنی مدل سازی شد (شکل ۱۳). سپس مدل بلوکی زمین شناسی که متداول ترین روش در برآورد مؤلفه های منابع معدنی محسوب می شود، ایجاد شد. برای این منظور، ابتدا باید گستره مناسبی با توجه به عمق گمانه ها و محدوده ماده معدنی تعریف شود (جدول ۱).



شکل ۱۳. نمایی سه بعدی از بلوک ماده معدنی محدوده معدن ایله ۱

Fig. 13. 3-Dimensional view of Ore block model of Eileh 1 mine

جدول ۱. محدوده تعریف شده برای مدل بلوکی محدوده معدن ایله ۱

Table 1. Defined range for the block model of Eileh 1 mine

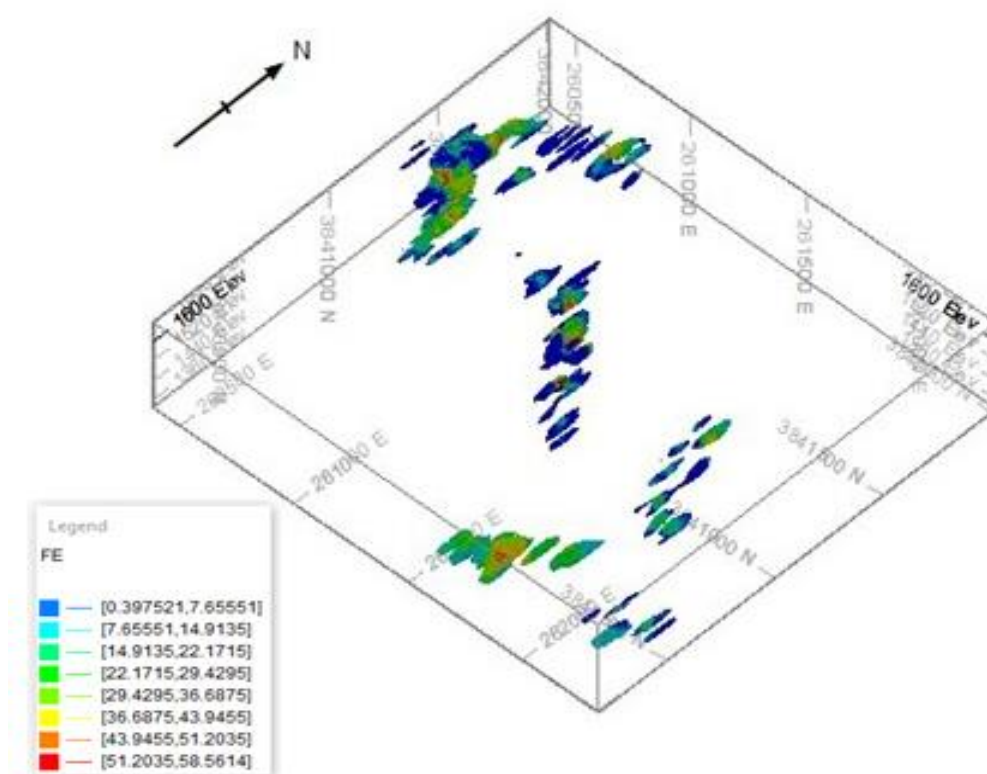
Xmin	Xmax	Ymin	Ymax	Zmin	Zmax
260428.9	262318.9	3840316	3841906	1353.82	1643.82

محدوده توپوگرافی در مدل تعریف شد. بلوک های بالای این محدوده به عنوان بلوک های هوا در مدل در نظر گرفته می شوند و دارای وزن مخصوص صفر هستند. با اتکا به مدل پیکره ماده معدنی، مرزهای کانسار در مدل بلوکی تعریف شدند. با

ابعاد بلوک ها با توجه به فواصل کارهای اکتشافی، در راستای X و Y به ترتیب، امتدادهای شرقی - غربی و شمالی - جنوبی معادل ۱۰ متر و در امتداد محور Z برابر با ۵ متر در نظر گرفته شد که تعداد ۳۰۶۳۳۴ بلوک ساخته شد. با تشکیل مدل بلوکی، ابتدا

مخصوص ۳/۸) انجام شد. پس از اجرای بررسی‌های عیار آهن و نیز برآورد وزن مخصوص توده سنگ در زون کانی‌زایی، برآورد تناژ ذخیره انجام شد. در ادامه برای مقایسه دو روش کریجینگ و عکس مجذور فاصله، تخمین ذخیره به روش عکس مجذور در نرم‌افزار RockWorks نیز انجام شد.

مشخص شدن فضای تخمین در مدل بلوکی، مؤلفه‌های ذخیره عیار آهن و وزن مخصوص کانسنگ مورد تخمین قرار گرفت. به ازای هریک از این مؤلفه‌ها، یک ویژگی در مدل بلوکی تعریف و با استفاده از روش کریجینگ تخمین‌زده شدند (شکل ۱۴). تخمین وزن مخصوص نیز با رگرسیون استخراج‌شده از داده‌ها، انجام شد. برای مؤلفه وزن مخصوص (G.S)، برآورد در دو بخش، زون باطله (با وزن مخصوص ۲/۷) و رگرسیون بین عیار آهن (با وزن



شکل ۱۴. نمایش سه‌بعدی از مدل بلوکی ماده معدنی همراه رنگ‌بندی با توجه به ویژگی عیاری معدن ایله ۱

Fig. 14. 3- A three-dimensional view of the block model of the ore mineral along with the coloring according to the characteristic of grade of Eileh 1 mine

نرم‌افزار Rockworks از طریق ترسیم چاه‌نگار گمانه‌ها، ترسیم نیم‌رخ‌های عرضی لیتولوژی و عیارسنجی و مدل سه بعدی لیتولوژی، شناخت کاملی از وضعیت سطحی و عمقی کانسار را می‌دهد. مدیریت لاگ‌ها (گمانه‌های اکتشافی) و داده‌های سطحی، نقشه‌برداری عمومی و نقشه چاه‌ها، بررسی‌های لیتولوژی،

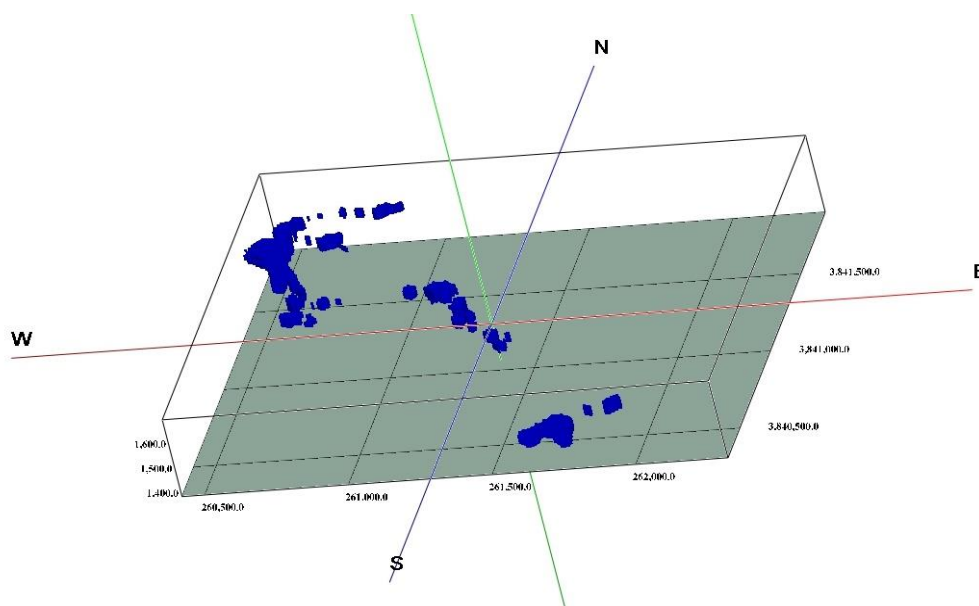
مدل‌سازی عیاری ماده معدنی به روش عکس مجذور فاصله (با استفاده از نرم‌افزار Rockworks)

نرم‌افزار RockWorks به عنوان یکی از ساده‌ترین و در عین حال کاربردی‌ترین نرم‌افزارهای علوم زمین بوده که برای تصویرسازی و تحلیل‌های زمین‌شناسی و معدنی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

بلوکی از یک گروه بلوک‌های منظم تشکیل می‌شود که به هریک ویژگی‌هایی از قبیل عیار و یا کدهای مشخصاتی دیگر نسبت داده می‌شود. سپس در مراحل بعد با استفاده از مدل بلوکی ایجاد شده، تخمین میزان عیار و ذخیره کانسار صورت می‌گیرد. تمامی مراحل این فرایند برای محدوده مورد بررسی، برای عیار حد ۱۷ درصد (با در نظر گرفتن شرایط مختلف اقتصادی روز و آینده) انجام شد. برای ساخت مدل بلوکی کانسار نیز ابعاد بلوک‌ها برابر با $10 \times 10 \times 5$ متر (با حجم 1851444 متر مکعب) در نظر گرفته شد. این ابعاد بر اساس نوع ماده معدنی (آهن)، وضعیت و اطلاعات اکتشافی کانسار و در نظر گرفتن شرایط استخراج انتخاب شد. مدل بلوکی کانسار به ازای عیار حد ۱۷، در شکل ۱۵ نشان داده شده است. این مدل بلوکی با استفاده از مقادیر کمینه و بیشینه آماره‌های طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع داده‌های عیارسنجی گمانه‌های اکتشافی محدوده ساخته شده است.

هیدرولوژی، تعیین حجم و ذخیره کانسار، بررسی‌های هیدروشیمیایی، ژئوتکنیک و ... از توانمندی‌های این نرم‌افزار است که با صرف کمترین زمان بهترین نتایج را ارائه می‌دهد. در نرم‌افزار RockWorks محاسبه حجم ماده معدنی از دو طریق، پنجره Manager Borehole، منوی Data-I، زیرمنوی Volumetrics و چهار مسیر دیگر در پنجره Utilities، امکان‌پذیر است.

برای محاسبه ذخیره به روش استفاده از منوی Data-I، ابتدا مدل بلوکی کانسار ساخته می‌شود. معمولاً توده‌های کانساری دارای شکل‌های هندسی نامنظم هستند که برای تخمین ذخیره درست این توده‌های کانساری، ابتدا مدل صلب (جامد) کانسار ایجاد می‌شود و سپس بلوک‌بندی کانسار صورت می‌گیرد. به عبارت دیگر، شکل هندسی نامنظم باید به صورت شکل هندسی منظم تبدیل شود تا محاسبه دقیق حجم امکان‌پذیر شود. یک مدل



شکل ۱۵. مدل بلوکی کانسار آهن ایله ۱ به ازای عیار حد ۱۷

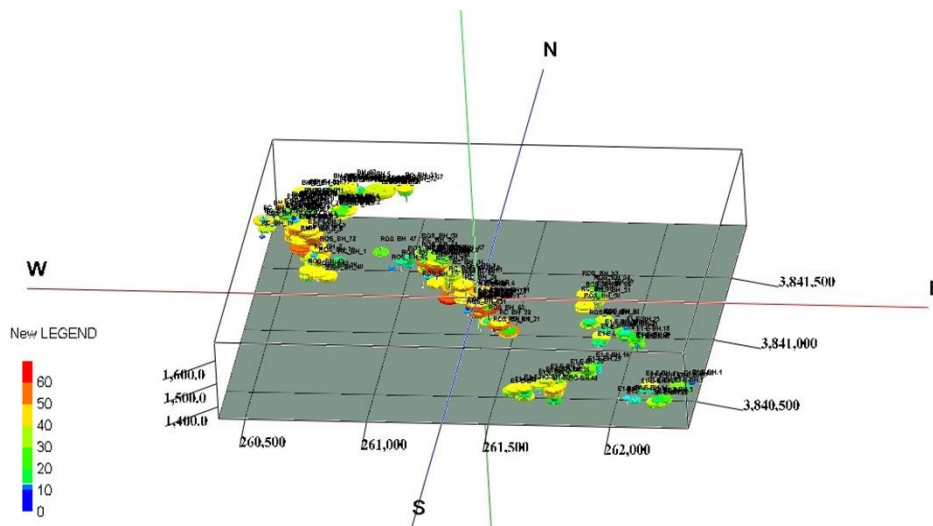
Fig. 15. Block model of Eileh 1 iron deposit for Cut-off grade 17

معدنی و نیز ترسیم مدل سه‌بعدی عیارسنجی کانسار به منظور شناخت کانسار محدوده اکتشافی ایله ۱ و مقایسه با نتایج حاصل از

در نرم‌افزار RockWorks، ابتدا با استفاده از ترسیم چاه‌نگار گمانه‌ها (شکل ۵)، مقاطع عرضی سنگ‌شناسی و عیارسنجی ماده

نمایش داده شده است که تغییرات عیار منطقه مورد بررسی با کمترین مقدار صفر و بیشترین مقدار ۶۳ درصد محدوده رنگی مشخص شده است. بر اساس این شکل، بخش اعظم محدوده دارای عیار متوسط (کمتر از ۴۰ درصد) است که با رنگ سبز مشخص شده و محدوده با عیار نسبتاً بالا (بیش از ۴۵ درصد) در بخش مرکزی است که با رنگ قرمز مشخص شده است. بدیهی است که دقت تمام مدل‌های ایجاد شده، به تعداد گمانه‌های اکتشافی و میزان و دقت اطلاعات اکتشافی موجود بستگی دارد.

نرم افزار Surpac انجام شد. برای ارائه تصویری تغییرات عیارسنجی ماده معدنی درون کانسار، برش‌هایی در آن ایجاد شده است. پروفیل‌ها به گونه‌ای انتخاب شده است که شاخص بوده و هر پروفیل تا حد ممکن، بیشترین تعداد گمانه را دربرداشته باشد. در ترسیم نیم‌رخ عرضی عیارسنجی از الگوریتم عکس مجذور فاصله در ساخت مدل سه بعدی (صلب) جامد عیارسنجی استفاده شد و تغییرات میزان عیار ماده معدنی در گمانه‌های اکتشافی منطقه بر حسب درصد با طیف رنگی در شکل ۱۶



شکل ۱۶. تغییرات میزان عیار ماده معدنی در گمانه‌های اکتشافی منطقه اکتشافی معدن ایله ۱

Fig. 16. The Value of Assay Changes of mineral in the exploratory boreholes of the region in exploration of Eileh 1 mine

محدوده، مقادیر آنها مشخص شد.

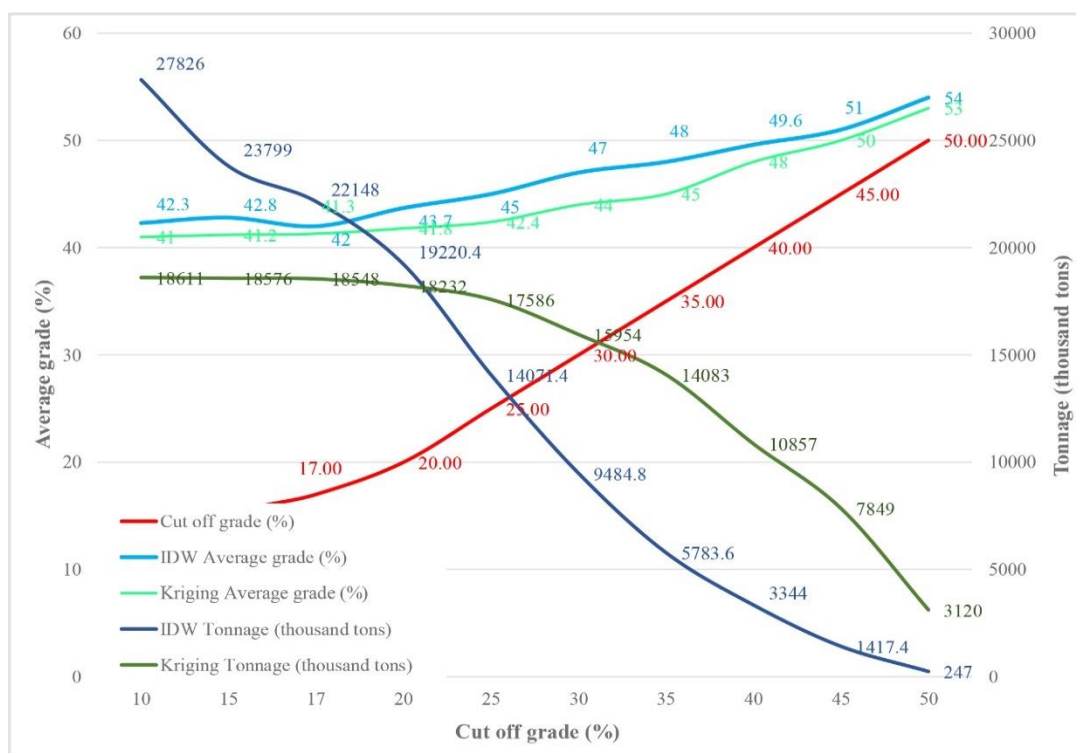
در این پژوهش، مدل‌سازی کمی سه بعدی کانی‌زایی (عیارسنجی) و ذخیره معدنی کانسار آهن ایله ۱ تأیید، با استفاده از اطلاعات چاه‌نگار گمانه‌های اکتشافی و عیارسنجی مغزه‌های حفاری آنها برای ارزیابی نتایج حاصل از تخمین و دستیابی به نوعی دقت تخمینی، نتایج تخمین ذخیره به دو روش کلاسیک عکس مجذورفاصله (با استفاده از نرم‌افزار Rockwork) و زمین‌آماري کریجینگ (با استفاده از نرم‌افزار Surpac) با یکدیگر مقایسه شده‌اند. شکل ۱۷ منحنی عیار- تناژ کانسار آهن معدن ایله ۱ را با

بحث و نتیجه‌گیری

تخمین ذخیره و تهیه مدل بلوکی ماده معدنی شامل مراحل جداگانه‌ای است که انجام آگاهانه و دقیق آنها به یک ارزیابی دقیق و مدلی مناسب منجر می‌شود که در این محاسبات مقادیر پیش فرضی برای محاسبات ذخیره در نرم‌افزارها وجود دارد که معمولاً به نتایج مناسبی منجر نمی‌شود. بنابراین در این پژوهش با در نظر گرفتن شکل ماده معدنی به صورت یک دسته پوسته‌های توخالی صحیح، بیشترین شعاع کاوش، تعداد کمینه و بیشینه نقاط مورد استفاده در تخمین بلوک و نحوه کاوش نقاط با تقسیم

متوسط عیار، افزایش می‌یابد.

استفاده از این دو روش را نشان می‌دهد. طبق انتظار در این شکل با افزایش عیار حد، میزان ذخیره کانسار، کاهش یافته و مقدار



شکل ۱۷. منحنی عیار- تناژ کانسار آهن معدن ایله ۱

Fig. 17. Grade-tonnage curve of Eile 1 mine deposit

عکس مجذور فاصله از دقیق‌ترین روش‌های کلاسیک تخمین ذخیره است؛ اما روش زمین‌آماري کریجینگ با در نظر گرفتن ساختار فضاي تخمین و به دلیل نارب بودن و دارا بودن کمترین میزان واریانس تخمین، دقیق‌تر بوده و از درجه اعتبار بیشتری برخوردار است؛ به طوری که در روش عکس مجذور فاصله، با وجود بالا بودن دقت به دلیل بلوک‌بندی کانسار، میزان ذخیره کانسار در کانسارهای کم عیار به دلیل اختلاط زیاد کانسنگ و باطله در بلوک‌ها، قدری بیشتر از مقدار واقعی برآورد می‌شود.

جدول ۲ میزان حجم و ذخیره کانسار را به روش‌های مختلف نمایش می‌دهد.

نتایج این پژوهش در زمینه مدل‌سازی داده‌های عیارسنجی و تخمین ذخیره کانسار آهن ایله ۱ با استفاده از روش‌های عکس مجذور فاصله و کریجینگ در نرم‌افزارهای RockWorks و Surpac برای عیار حد ۱۷ درصد مطابق جدول ۲ نشان می‌دهد که میزان ذخیره محاسبه شده به روش‌های متفاوت و نرم‌افزارهای مختلف، به طور کلی اختلاف زیادی مشاهده نمی‌شود. چنان‌که در شکل ۱۷ مشخص است، نمودار عیار میانگین محاسبه شده به دو روش و در دو نرم‌افزار متفاوت بر هم منطبق بوده و تفاوت نمودارهای تناژ نیز در شیب خط نمودار و در عیارهای خاصی است (شکل ۱۷). با اینکه تفاوت زیادی در نتایج این دو روش مشاهده نمی‌شود و روش

جدول ۲. میزان حجم و ذخیره ماده معدنی کانسار آهن ایله ۱

Table 2. The Value of volume and reserve of ore mineral of Eileh 1 iron deposit

Selected Software	Cut off grade (%)	Average grade (%)	Volume	Weight of mineral deposit (T)
				Measured reserve
Inverse Distance	17	47	5,829,500	22,148,000
Kriging	17	46	5,148,500	18,610,500

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از همکاری ریاست محترم مجموعه شرکت های صنعتی و معدنی عطامتال آقای مهندس عابدی و مدیر محترم واحد اکتشاف آقای دکتر رکنی، برای در اختیار گذاشتن اطلاعات لازم در این پژوهش، قدردانی می شود.

انجام بررسی های واریوگرافی از طریق ترسیم واریوگرام های امتدادی در جهت های مختلف نشان داد که کانسار دارای ناهمسان گردی از نوع هندسی است و در جهت محور X بیشترین کشیدگی و در جهت محور Y دارای کمترین کشیدگی است (شکل های ۹-C و ۱۰).

با توجه به نتایج به دست آمده از مدل سازی کانسار ایله ۱، نبود اطلاعات در مناطقی که در زمان حفاری اولیه قابل دسترسی نبوده و بعدها قابل دسترسی خواهند شد، پیشنهاد می شود برای تعیین دقیق تر ذخیره معدن، گمانه های جدیدی با شبکه منظم طراحی و اجرا شوند.

1. Tunberger
2. Inverse Distance Weight (IDW)
3. Lithology
4. Hydrology

References

- Aghanabati, A., 2006. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, 586 pp. Retrieved January 2004, from https://www.researchgate.net/publication/292808705_Geology_of_Iran_Tehran_Iran
- Ahmadi, R., 2010. Application of statistical patterns for ore reserve estimation emphasis to Ali-abad, Yazd copper mine. Arak University of Technology, Arak, Report 1, 102 pp. (in Persian with English abstract)
- Ahmadi, R. and Baharlooei, Z., 2021. Qualitative and quantitative evaluation of geophysical data accordance with assay data in Yazd Darreh-Zereshk copper deposit to propose optimal location for new exploration boreholes. *Journal of Engineering Geology*, 15(1): 1–34. <http://dx.doi.org/10.52547/jeg.15.1.1>
- Daya, A.A., 2012. Reserve estimation of central part of Choghart north anomaly iron ore deposit through ordinary kriging method. *International Journal of Mining Science and Technology*, 22(4): pp. 573–577. <https://doi.org/10.1016/j.ijmst.2012.01.022>
- Ghajar, Y. and Soltani-Mohammadi, S., 2015. Statistical and geostatistical modeling of Fe, S and P grade in Jalal-abad Iron ore mine. 33rd National Geosciences Symposium, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. Retrieved January 2015, from https://www.researchgate.net/publication/274564712_mqaysh_rwshhay
- Hassani pak, A.A., 1998. Geostatistics. Tehran University Press, Tehran, 314 pp. (in Persian)
- Hassanipak, A.A., 2000. Modeling of metallic and nonmetallic deposits and their exploration application. Tehran University Press, Tehran, 512 pp. (in Persian)
- Hassani Pak, A.A., Sharafodin, M.S., 2001. Exploration data analysis. Tehran University Press, Tehran, 987 pp. (in Persian)
- Madani, H., 1997. Principles of prospecting, exploration and evaluation of ore reserves. Khane Farhang, Tehran, 816 pp. (in Persian)
- Rasera, L., Felipe, L. and Costa, C., 2015, A conflict-free, path-level parallelization approach for sequential simulation algorithms; *Computers & Geosciences*, 80: 49–61. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.03.016>
- Rooki, R., Mohammadi, M.N. and Safari, M., 2022. Reserve estimation of IV deposit of Sangan Iron ore mine using geostatistical method and SURPAC software. *Journal of Mining Engineering*, 17(56): 21–39. <https://doi.org/10.22034/ijme.2022.537596.1879>
- Salsabilian, F., 2006. Iron deposit reserve estimation of northern anomaly of Bafg using indicator kriging. 5th Students Mining Engineering Conference, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran. Retrieved April 2006, from <https://civilica.com/doc/9735>
- Sharif, A.J. and karim-zadeh, V., 2015. Variography of exploration data of Korkora2 iron ore deposit for determination of required parameters in order to reserve estimation. 33rd National Geosciences Symposium, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Sharifi, H., 2023. Geological map report 1:1000 hematite Eile 1, Negin Kani Ehya Industrial and Mining Company.
- Surur, A.N., 2008. Surveying, modelling and visualisation of geological structures in the Tunberget tunnel. M.Sc. Thesis, KTH Royal Institute of Technology, Stockholm, Sweden, 75 pp.
- Ternet, Y., Guillou, Y. and Maurizot, P., 1978. Geological map of Iran, 1:100000 Series, Sheet 8059, Khaf.
- Yousefi, M. and Khaloukakai, R., 2015. Computer use in mining (exploration, extraction, geology and Mapping. Jihad Publications, Amirkabir Industrial University, Tehran 287 pp.
- Zakary, M., Rasouli, V. and Tokhmchi, B., 2005. Geostatistical modeling and reserve estimation of Gol-Gohar iron ore (3) anomaly using Surpac software. 9th Symposium of Geological Society of Iran, Kharazmi University, Tehran, Iran.



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2024.1121



Mineralogy, alteration, fluid inclusions microthermometry and genesis of the Cu-Au Kalateh Dasht deposit, south of Shahrood, NE Iran

Mohadeseh Eskandari¹ , Fardin Mousivand² , Maryam Sheibi^{3*} , Bernd Lehmann⁴ ¹ Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran⁴ Professor, Department of Geology, Institute of Mineralogy and Mineral Resources, Technical University of Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, Germany

ARTICLE INFO

Article History

Received: 24 July 2024
Revised: 13 November 2024
Accepted: 16 November 2024

Keywords

Geology
fluid inclusion microthermometry
intermediate sulfidation
Kalateh Dasht
Toroud Chah Shirin
Central Iran

*Corresponding author

Maryam Sheibi
✉ sheibi@shahroodut.ac.ir

ABSTRACT

The Kalateh Dasht deposit is situated in the northern part of the Central Iran structural zone, northeast of the Toroud-Chah Shirin magmatic arc. The Cu-Au mineralization is hosted by diorite porphyry subvolcanic rocks with a post-Eocene age. The mineralization occurs in the form of hydrothermal breccia and vein-veinlet along a fault zone with an approximately N30E extension and vertical dip. Several mineralized veins consisting of pyrite, chalcopyrite, sphalerite, bornite, galena, barite, hematite, chalcocite, covellite, malachite, and chrysocolla are observed parallel to each other in this fault zone. The gangue minerals include comb quartz, crustiform, and a small amount of amethyst as veins and blades. SEM data indicate the presence of gold within sphalerite. The porphyritic diorite host rocks have been significantly altered due to the action of hydrothermal fluids, resulting in sericitic, siliceous, and propylitic alteration (chlorite, epidote, and calcite), particularly at the margins of mineralized veins. The fluid inclusions in calcite and barite host minerals reveal that homogenization temperatures range between 143.2 and 213.1°C and salinity varies between 3.06 and 7.73 wt.% NaCl eq. In close proximity to this ore deposit, an argillic alteration zone and other mineralization systems in this region increase the likelihood of a porphyry system at greater depth.

How to cite this article

Eskandari, M., Mousivand, F., Sheibi, M. and Lehmann, B., 2024. Mineralogy, alteration, fluid inclusions microthermometry and genesis of the Cu-Au Kalateh Dasht deposit, south of Shahrood, NE Iran. *Journal of Economic Geology*, 16(4): 125–147. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1121>



©2024 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

Despite the abundance of mineralization in the Toroud-Chah Shirin magmatic arc (TCSMA), certain deposits, such as the polymetallic Kalateh Dasht deposit with its post Eocene diorite porphyry host rock, have not yet been thoroughly investigated in terms of their geology, mineralogy, and genesis. The studied area is located in the northern part of the Central Iran (CI) zone and is a small part of the 1:100,000 geological map of Moaleman (Eshraghi and Jalali, 2006). This mining area is situated northeast of the TCSMA and east of the Chah-Musa copper deposit - 13 km north of the Toroud village (Fig. 1). This article comprehensively analyzes the field characteristics, mineralogy, mineralogical, and fluid inclusion data of the Kalateh Dasht deposit. Given the likely hydrothermal origin of the deposit, which can be linked to the Eocene magmatic activity and controlled by fault structures, the investigation of these deposits assumes great significance in exploring epithermal mineralization within the Toroud-Chah Shirin magmatic arc.

Material and methods

Following a thorough field investigation, a total of 50 samples were collected from the exploratory trenches of Kalateh Dasht to conduct precise mineralogy, mineralogical, and hydrothermal alteration studies. These samples consist of ore minerals and quartz-calcite-(barite) veins containing sulfides of both base and precious metals. The locations of these collected samples are indicated in Figure 2. Subsequently, thin (10 samples), polished (13 samples), and thin-polished (25 samples) sections were prepared at both Shahrood and Clausthal University of Technology in Germany. These sections were then examined using an Olympus polarizing microscope. To investigate the physicochemical properties of the mineralized fluid, two double-polished cross-section samples of barite-calcite veins were prepared and analyzed. Temperature and salinity measurements of fluid inclusions were carried out at the Economic Geology Laboratory of Shahrood University of Technology, using the Linkam MDSG600 model heating-freezing stage. Additionally, the Field Emission Scanning Electron Microscope (FE-SEM) model Sigma 300-HV, at Shahrood University of Technology, was

utilized to identify specific minerals.

Results

According to the data presented in the research, mineralization primarily occurs along a fault zone with an approximately N30E trend and vertical dip. In the field, various structures including hydrothermal breccia, banded, and vein structures can be observed. Within the fault zone in the trench, multiple parallel mineralized veins are present. These veins host minerals such as pyrite, chalcopyrite, sphalerite, bornite, galena, and hematite, accompanied by gangue minerals like comb-style, crustiform, amethyst, and barite, with variable thicknesses ranging from 3 to 5 cm. SEM studies have revealed the presence of gold within the ores. The porphyritic diorite host rocks have undergone significant alteration due to the infiltration of hydrothermal fluids. Sericite, silicic, and propylitic (chlorite + epidote + calcite) alteration zones have been identified along the margins of the mineralized veins, exhibiting high intensity. Fluid inclusion studies conducted on quartz and barite minerals indicate homogenization temperatures ranging between 143.2 and 213.1°C. The degree of salinity falls within the range of 3.06 to 7.73 wt.% NaCl eq. The mineralogical characteristics of the Kalateh Dasht deposit are comparable to base and precious metal intermediate sulfidation (IS) epithermal deposits.

Discussions

The field studies, mineralogy, structure and texture, alteration patterns, and fluid inclusion analysis in the Kalateh Dasht deposit show mineralization occurring in subvolcanic rocks composed of porphyry diorite, taking the form of vein-veinlet, hydrothermal breccia, open space-filling, and disseminated. The deposition of ore minerals occurred during two stages: the deposition of primary sulfide minerals (such as pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, bornite, and hematite) in quartz veins and the formation of secondary minerals (such as covellite, digenite, cuprite, malachite, azurite, and chrysocolla). The formation of mineral veins is associated with a fault zone, as well as other joints and fractures in the area. The study of fluid inclusions trapped in calcite and barite minerals reveals that the homogenization temperature ranges from 143.2 to 213.1 °C, and the salinity ranges from

3.06 to 7.73 wt.% NaCl eq. Such a thorough analysis of this type of mineralization can be of great value in identifying similar occurrences in the TCSMA. Light-colored sphalerite has been observed at the eastern end of the Kalateh Dasht deposit and close to a zone exhibiting argillic alteration. The presence of light-colored sphalerite, which indicates a low iron content, serves as an additional indicator of epithermal systems with moderate sulfidation. This observation is consistent with the occurrence of

relatively oxidized fluids and the formation of sphalerite at the interface of two IS and HS systems (Wang et al., 2019). Strong spatio-temporal-genetic associations with porphyry molybdenum mineralization have been documented in the metallogenic belts of numerous IS systems. Consequently, the proximity of the Kalateh Dasht IS system to an argillic zone may indicate the presence of a profound porphyry system and offer the potential the discovery of similar deposits.



کانی‌شناسی، دگرسانی، ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال و خاستگاه کانسار مس - طلای کلاته‌دشت، جنوب شاهرود، شمال شرق ایران

محدثه اسکندری^۱، فردین موسیوند^۲، مریم شیبی^{۳*}، برند لهما^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۴ استاد، دانشکده کانی‌شناسی و منابع معدنی، دانشگاه صنعتی کلاوستان، کلاوستان - زلرفلد، آلمان

چکیده	اطلاعات مقاله
کانسار کلاته‌دشت در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی و شمال شرق کمان ماگمایی ترو-چاه شیرین واقع شده است. توده‌ای نیمه عمیق با ترکیب دیوریت پورفیری (بعد از ائوسن)، میزبان کانی‌سازی مس - طلاست. کانه‌زایی به صورت برش گرمایی و رگه - رگچه‌ای در امتداد یک ساختار گسلی با امتداد تقریبی ۳۰ درجه شمال شرق و شیب نزدیک به قائم رخ داده است. رگه - رگچه‌های متعدد کانه‌دار شامل مجموعه کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، بورنیت، گالن، باریت، همتایت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکلا به موازات یکدیگر در این ساختار گسلی مشاهده می‌شوند. کانی‌های باطله شامل کوارتزهای شانه‌ای - دندان سگی، قشرگون و کمی آمتیست به صورت رگه - رگچه‌ای است. داده‌های تجزیه میکروسکوپ الکترونی روبشی نشر میدانی، بیانگر حضور طلا در میزبان کالکوپیریت است. دگرسانی‌های سریسیتی، سیلیسی و پروپلیتیک (کلریت، اپیدوت و کلسیت) به ویژه در حاشیه‌های رگه - رگچه‌های کانه‌دار شناسایی شدند. نتایج به دست آمده از بررسی میان‌بارهای سیال در کانی‌های کلسیت و باریت نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدگی نهایی بین ۱۴۳/۲ تا ۲۱۳/۱ درجه سانتی‌گراد و شوری نیز بین ۳/۰۶ wt.% NaCl eq. تا ۷/۷۳ تغییر می‌کند. ویژگی‌های کانه‌زایی کلاته‌دشت با کانسارهای رگه‌ای اپی‌ترمال فلزهای پایه - گران‌بها سولفیداسیون متوسط (IS) مشابه است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۵/۰۳ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۸/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۲۶ واژه‌های کلیدی زمین‌شناسی ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال سولفیداسیون متوسط کلاته‌دشت ترو-چاه شیرین ایران مرکزی نویسنده مسئول مریم شیبی sheibi@shahroodut.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

اسکندری، محدثه؛ موسیوند، فردین؛ شیبی، مریم و لهما، برند، ۱۴۰۳. کانی‌شناسی، دگرسانی، ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال و خاستگاه کانسار مس - طلای کلاته‌دشت، جنوب شاهرود، شمال شرق ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۴): ۱۲۵-۱۴۷. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1121>

مقدمه

کانسارهای اپی‌ترمال از مهم‌ترین منابع فلزهای پایه (مس + سرب + روی) و گران‌بها (طلا + نقره) محسوب می‌شوند (Simmons et al., 2005). این کانسارها معمولاً همراه با توده‌های آذرین کالک‌آلکالن-آلکالن در جزایر کمانی و حاشیه‌های فعال قاره‌ای، کمان‌های ماگمایی پهنه برخوردی، مناطق کشش پشت کمان و پس از برخورد دیده می‌شوند (Cooke and Simmons, 2000; John, 2001; Richard et al., 2005; Simmons et al., 2005). حضور توده‌های عمیق-نیمه عمیق آذرین با ماهیت کالک‌آلکالن تا آلکالن به سن ائوسن به همراه رخداد‌های متنوع عناصر فلزی-غیرفلزی و وجود دگرسانی‌های وسیع سیلیسی، سریسیتی، آرژلیک و پروپیلیتیک موجب شده است تا کمان ماگمایی تروود-چاه‌شیرین همواره از دیدگاه اکتشافی مورد توجه قرار گیرد. در سراسر کمان ماگمایی تروود-چاه‌شیرین، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق همراه با آنها میزبان کانه‌زایی و آثار معدنی فلزهای پایه و گران‌بهای متعددی هستند که مهم‌ترین آنها عبارتند از قله کفتران (Pb-Zn-Ag)، چاه‌موسی (Cu)، قله سوخته (Pb-Zn-Cu)، چشمه حافظ (Pb-Zn-Cu-Ag)، پوسیده (Cu-Au-Ag)، دارستان (Cu-Au)، ابوالحسنی (Pb-Zn-Cu-Ag-Au)، چالو (Cu-Au)، کوه‌زر و باغو (Au-Cu-Pb-Zn)، آستانه (Cu-Au) و گندی (Au-Ag-Pb-Cu-Zn) (Rashid Nejad Omran, 1992; Tajoldin, 1998; Shamanian et al., 2004; Fard et al., 2006; Emam Jomeh et al., 2008; Mehrabi and Ghasemi Siani, 2012; Sheibi and Mousivand, 2018; Tale Fazel et al., 2019). بر اساس بررسی‌های پیشین، بیشتر این کانسارها، از نوع سامانه‌های اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (سریسیت-آدولاریا) تا متوسط (آدولاریا-پروفیلیت یا آلونیت-انارژیت) معرفی شده‌اند (Khoramtaash, 2018; Mahabadi and Fardoust, 2018; Tale Fazel et al., 2019). سیالات با منشأ ماگمایی و جوی از میان سنگ‌های برشی شده، گسل‌ها و شکستگی‌ها، لایه‌های نافذ و سایر مسیرها عبور می‌کنند. از نظر

زمین‌شیمی با سنگ‌های دربرگیرنده یا میزبان واکنش داده و موجب نهشته شدن کانسارهای رگه‌ای از جمله اپی‌ترمال می‌شوند (Hedenquist et al., 2000). با وجود کانی‌زایی‌های متعدد موجود در کمان ماگمایی تروود-چاه‌شیرین، تاکنون برخی از آنها مانند کانسار چندفلزی کلاته‌دشت با سنگ میزبان دیوریت پورفیری، از نظر زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و بررسی‌های زمین‌شناسی اقتصادی مورد مطالعه قرار نگرفته است. در این پژوهش، ویژگی‌های صحرایی، کانی‌شناسی، بافت، کانه‌نگاری و داده‌های میان‌بار سیال کانسار کلاته‌دشت مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی دقیق این نوع کانه‌زایی می‌تواند برای اکتشاف سامانه‌های اپی‌ترمال-پورفیری در کمان ماگمایی تروود-چاه‌شیرین و سایر نقاط ایران مفید واقع شود.

روش مطالعه

پس از بررسی تصویرهای ماهواره‌ای، بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری منظم از واحدهای سنگی رخنمون‌یافته با هدف بررسی سنگ‌شناسی، شناسایی پهنه‌های کانه‌دار و تفکیک دگرسانی‌های موجود انجام شد. بر این اساس، تعداد ۵۰ نمونه از ماده معدنی و رگه-رگچه‌های کانه‌دار سولفیدی از ترانشه‌های اکتشافی کلاته‌دشت برداشت شده است. موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۲ نشان داده شده است. مقاطع نازک (تعداد ۱۰ نمونه)، صیقلی (تعداد ۱۵ نمونه) و نازک-صیقلی (تعداد ۲۵ نمونه) تهیه شده در دانشگاه‌های صنعتی شاهرود و کلاوستان آلمان با میکروسکوپ پلاریزان مدل المپوس بررسی شده است. تعداد ۲ مقطع دوبرصیقل از رگه-رگچه‌های باریتی-کلسیتی به منظور بررسی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌دار تهیه و بررسی شده است. دما و شوری میان‌بارهای سیال در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه صنعتی شاهرود با استفاده از صفحه گرمایش-سرمايش مدل Linkam MDSG600 ساخت انگلستان اندازه‌گیری شده است. دقت اندازه‌گیری در دماهای زیر ۳۰ درجه سانتی‌گراد حدود ± 0.2 و در دمای بالای ۳۰ درجه

سانتی گراد حدود ± 2 درجه سانتی گراد ثبت شده است. شوری میان‌بار سیال بر اساس بودنار (Bodnar, 1993) محاسبه شده است. برای تشخیص برخی کانی‌ها، از میکروسکوپ الکترونی روبشی نشر میدانی مدل Sigma 300- HV در دانشگاه صنعتی شاهرود استفاده شد.

زمین‌شناسی

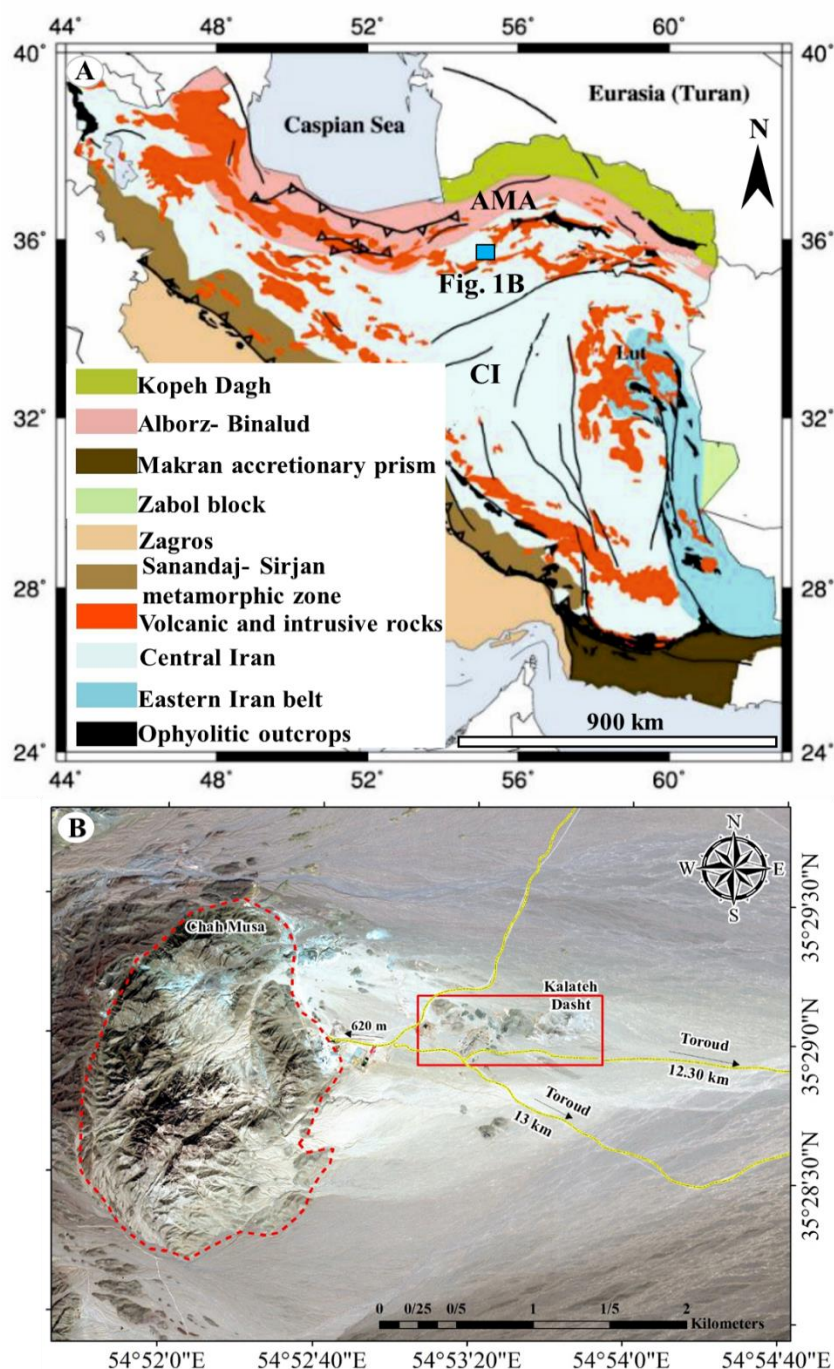
محدوده معدنی کلاته‌دشت در شمال زون ایران مرکزی واقع شده است و بخش کوچکی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلان (Eshraghi and Jalali, 2006) را تشکیل می‌دهد (شکل ۱- A). این منطقه در شمال‌شرق کمان ماگمایی تروود-چاه‌شیرین و در شرق کانسار مس چاه‌موسی-۱۳ کیلومتری شمال روستای تروود-واقع شده است (شکل ۱- B). کمان ماگمایی تروود-چاه‌شیرین از نظر ساختاری بین دو گسل تروود (در جنوب) و انجیلو (در شمال) واقع شده است. کهن‌ترین سنگ‌ها در این کمان با ترکیب آمفیبولیت، شیست، گنیس، کوارتزیت، مرمر دولومیتی و فیلیت به سن پرکامبرین پسین، در شمال‌شرق و شرق کمان تروود-چاه‌شیرین، سنگ‌های دگرگون شده پالئوزوئیک در بخش غربی و سنگ‌های کربناتی-آواری مزوزوئیک اطراف رشم رخمون دارند. توالی سنگی سنوزوئیک در این کمان، بیشتر شامل تناوبی از سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی است. این مجموعه سنگی به سن اواسط ائوسن، طیفی از انواع توف، برش و آگلومرا با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و سیلتستون، کنگلومرا با قطعه‌های آهکی و سیلیسی را شامل می‌شود (Houshmandzadeh et al., 1978; Sheibi and Mousivand, 2018). سنگ‌های آتشفشانی ترکیبی از آندزیت، آندزی بازالت، تراکی آندزیت، داسیت به سن اوایل تا اواسط ائوسن را شامل می‌شود و توده‌های نفوذی با ترکیب گابرویدوریت، مونزونیت، گرانویدوریت و گرانیت، این توالی‌های آتشفشانی-آذرآواری را قطع کرده‌اند. سنگ‌های جوان‌تر از الیگومیوسن به صورت رسوب‌های کنگلومرایی پلیوسن و رسوب‌های آبرفتی عهد حاضر در منطقه

رخمون دارند.

در منطقه کلاته‌دشت، توده‌ای نیمه عمیق با جنس دیوریت پورفیری (E^V) خاکستری-سبزینه و دارای ساخت پورفیری رخمون دارد (شکل ۲- A). رسوب‌های تخریبی سخت نشده عهد حاضر (Q^1) نیز در بردارنده قطعه‌های واحدهای E^V است (شکل ۲- A). این سنگ‌ها در نمونه دستی حاوی درشت بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند (کانی‌های مافیک) است. در بررسی‌های میکروسکوپی، واحد دیوریت پورفیری از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند و کانی‌های فرعی زیرکن، اسفن، آپاتیت و اکسیدهای آهن تشکیل شده است (شکل ۴- A و B). کانی‌های ثانویه سریسیت، کانی‌های رسی، کلریت و اپیدوت نیز مشاهده شده است (شکل ۴- A و C).

کانی‌شناسی

فعالیت‌های معدنی در محدوده مورد بررسی، به صورت یک ترانشه بزرگ تقریباً در امتداد یک زون گسلی با امتداد تقریبی ۳۰ درجه شمال‌شرق و شیب نزدیک به قائم رخ داده است (شکل ۳- A). از آنجا که تنها فعالیت اکتشافی در این محدوده معدنی به تعدادی ترانشه حفاری محدود شده است؛ میزان عیار و تناژ این کانسار به طور دقیق مشخص نیست. در صحرا ساخت‌های برش گرمابی، قشری، مشبک و رگه-رگچه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۳- B تا I). رگه-رگچه‌های متعدد کانه‌زایی با امتداد غالب شمال‌شرق-جنوب‌غرب به موازات یکدیگر و در راستای زون گسلی مزبور مشاهده می‌شوند (شکل ۲- B). این رگه-رگچه‌ها حاوی کانه‌های پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، بورنیت، گالن و هماتیت هستند. کانی‌های باطله در قالب رگه-رگچه‌های کوارتز شانه‌ای-دندان سگی-نواری، آمیست و باریت با ضخامت متغیر (۳ تا ۵ سانتی‌متر) حضور دارند (شکل ۳- D تا I). این شواهد همراه با ترکیب کانی‌شناسی و قرارگیری آنها در ساختارهای گسلی از پلی‌متال بودن این کانه‌زایی در محدوده معدنی کلاته‌دشت حکایت دارد.



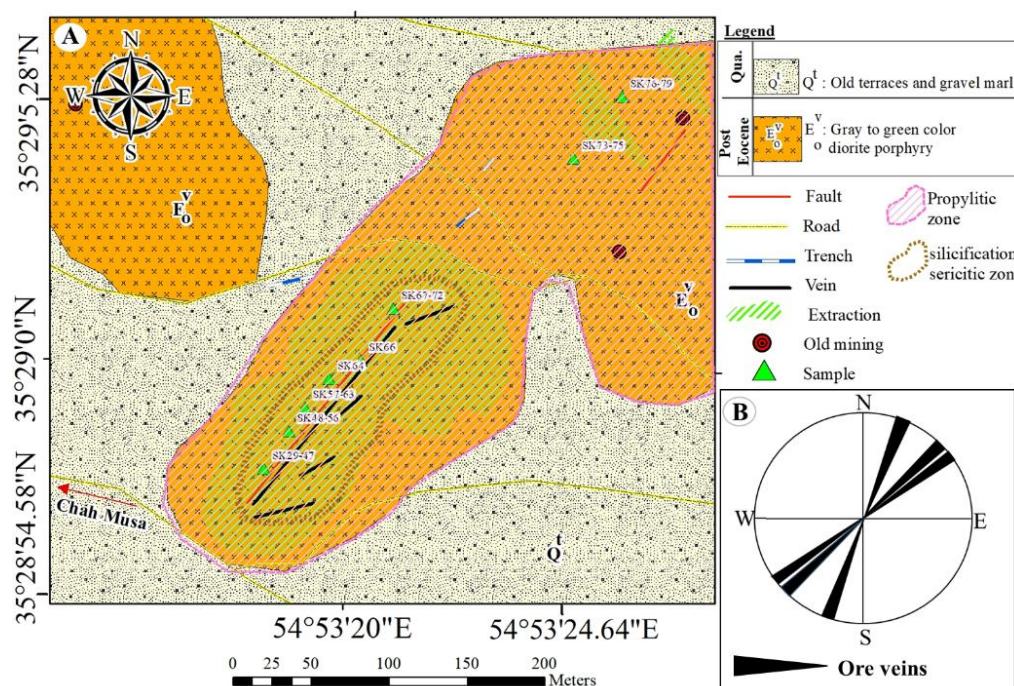
شکل ۱. A: موقعیت کمان ماگمایی ترود-چاه شیرین بر روی نقشه زمین‌شناسی-ساختاری ایران برگرفته از آقانباتی (Agha Nabati, 2004): AMA: کمان ماگمایی البرز، CI: ایران مرکزی، UDMA: کمان ماگمایی ارومیه-دختر و B: موقعیت جغرافیایی محدوده‌های معدنی کلاته‌دشت و مس چاه‌موسی بر روی تصویر ماهواره‌ای Bing

Fig. 1. A: Location of Toroud-Chah Shirin magmatic belt on the map of structural zones of Iran (Agha Nabati, 2004), AMA: Alborz magmatic arc, CI: Central Iran, UDMA: Urumieh-Dokhtar magmatic arc, and B: The location of the Kalateh Dasht and Chah -Musa mining areas on the Bing satellite image.

است که طی دو مرحله کانی‌سازی هیپوژن و سوپرژن ایجاد شده‌اند. کالکوسیت، پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، بورنیت و هماتیت در اثر فرایندهای هیپوژن و کانی‌های کولین، دیزنیت، مالاکیت، آزوریت، هماتیت ثانویه و گوتیت در اثر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی تشکیل شده‌اند. در بررسی‌های کانه‌نگاری، کالکوسیت فراوان‌ترین کانه سولفیدی مس در این محدوده است که از حاشیه به کولیت تبدیل شده است (شکل ۵-۱). بلورهای پیریت و کالکوپیریت به صورت نیمه شکل‌دار با طیفی از اندازه و با درصد فراوانی ۳۰ درصد پراکنده شده‌اند. کالکوپیریت به صورت بلورهای بی‌شکل همراه با کانی‌های پیریت، گالن و اسفالریت مشاهده شده است (شکل ۵-۲). تأثیر فرایندهای اکسایش بر روی کانی‌های سولفیدی موجب تشکیل کانه‌های هیدروکسید آهن (گوتیت) شده؛ به گونه‌ای که از حاشیه به طور بخشی جانشین کالکوپیریت شده است (شکل ۵-۳).

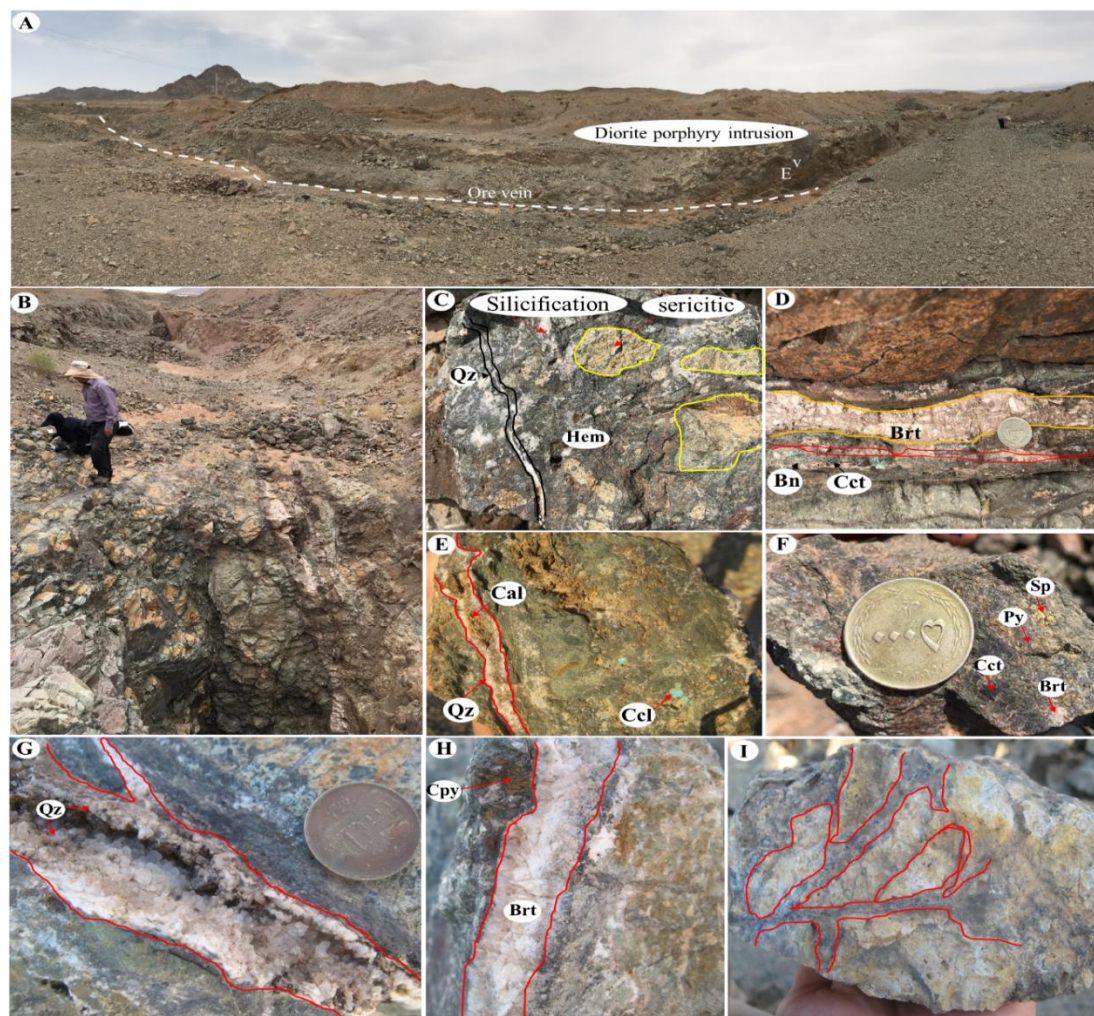
در برخی مناطق، آثار کانه‌زایی ثانویه به صورت کالکوسیت و آغستگی‌های سطحی مالاکیت و کریزوکلا نیز مشاهده شده است (شکل ۳-۱). در انتهای شرقی کانسار کلاته دشت و در مجاورت بدون فاصله پهنه‌ای با دگرسانی آرژیلیک، اسفالریت با رنگ روشن مشاهده شده است (شکل ۳-۲). ساخت و بافت ماده معدنی به صورت برشی، پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه-رگچه‌ای و جانشینی است. کانی کوارتز دارای بافت‌های پرکننده فضاهای خالی، تیغه‌ای، کلوفرمی و شانه‌ای با سولفیدهای مختلف همراه است (شکل ۴-۱). کانی‌های رسی، سریسیت و باریت همراه با سایر کانی‌های سیلیکاتی مشاهده شده‌اند.

دیگر کانی‌های شناسایی شده در کانسار کلاته دشت شامل مجموعه کانه‌های فلزی (سولفیدی و اکسیدی) و غیرفلزی (سیلیکاته و کربناته)



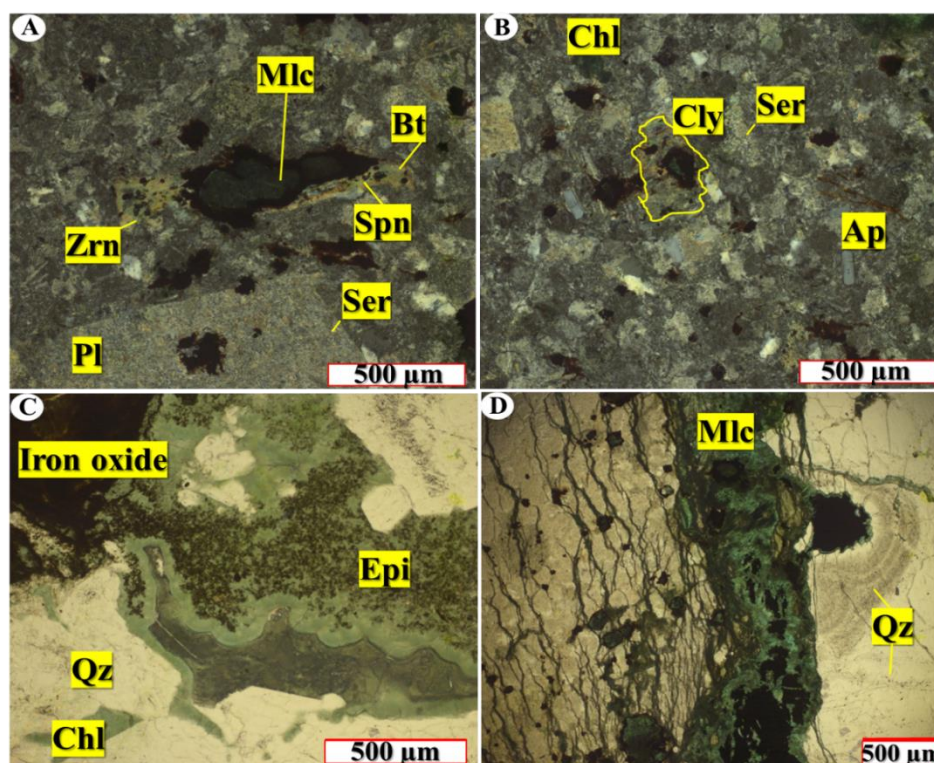
شکل ۲. A: نقشه زمین‌شناسی- دگرسانی تهیه‌شده از محدوده معدنی کلاته دشت. موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده نشان‌داده شده است و B: نمودار گل‌سرخی رگه‌های کانه‌دار

Fig. 2. A: A geological- alteration map prepared from the Kalateh Dasht deposit. The locations of the collected samples are shown, and B: Rose diagram for the ore- bearing veins



شکل ۳. برخی از مهم‌ترین ویژگی‌های صحرایی مشاهده شده در کانسار کلاته‌دشت؛ A: دورنمایی از ترانشه حفاری در کانسار مورد بررسی (دید به سمت جنوب‌غرب)، B و C: برش گرمایی حاوی قطعه‌های دگرسان سیلیسی و سریستی توده میزبان با زمینه اغلب هماتیت، D: رگه باریتی با بافت شانه‌ای حاوی کالکوسیت و بورنیت به صورت دانه پراکنده، E: نمونه دستی از کوارتز و کلسیت شانه‌ای همراه با بلورهای دانه پراکنده کریزوکلا، F: نمونه دستی از پیریت، اسفالریت روشن رنگ و باریت در توده دیوریت پورفیری با دگرسانی پروپلیتیک، G: نمونه دستی از رگه کوارتز دندان سگی، H: تصویری از رگه باریت شانه‌ای همراه با کانه‌های سولفیدی مس (کالکوپیریت) و I: نمونه دستی از رگه‌های مشبک کانه‌زایی شده. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Bn: بورنیت، Cct: کالکوسیت، Brt: باریت، Cal: کلسیت، Ccl: کریزوکلا، Sp: اسفالریت، Cpy: کالکوپیریت، Py: پیریت).

Fig. 3. Some of the most important field evidence in the Kalateh Dasht deposit; A: Perspective views of the main trench in the studied mining area (view towards the SW), B and C: Hydrothermal breccia with silicification and sericitic altered clasts of the host rock with a groundmass of dominant hematite, D: A barite vein with comb structure containing chalcocite and bornite as scattered grains, E: Hand specimen of crustiform quartz and calcite with scattered chrysocolla grain crystals, F: Hand specimen of pyrite, light-colored sphalerite, and barite in porphyry diorite intrusion with propylitic alteration, G: Hand specimen of dog-tooth quartz, H: an image of comb barite vein with copper sulfide ores (Chalcopyrite), and I: Hand specimen of lattice mineralized veins. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Hem: Hematite, Bn: Bornite, Cct: Chalcocite, Brt: Barite, Cal: Calcite, Ccl: chrysocolla, Sp: Sphalerite, Cpy: Chalcopyrite, Py: Pyrite).

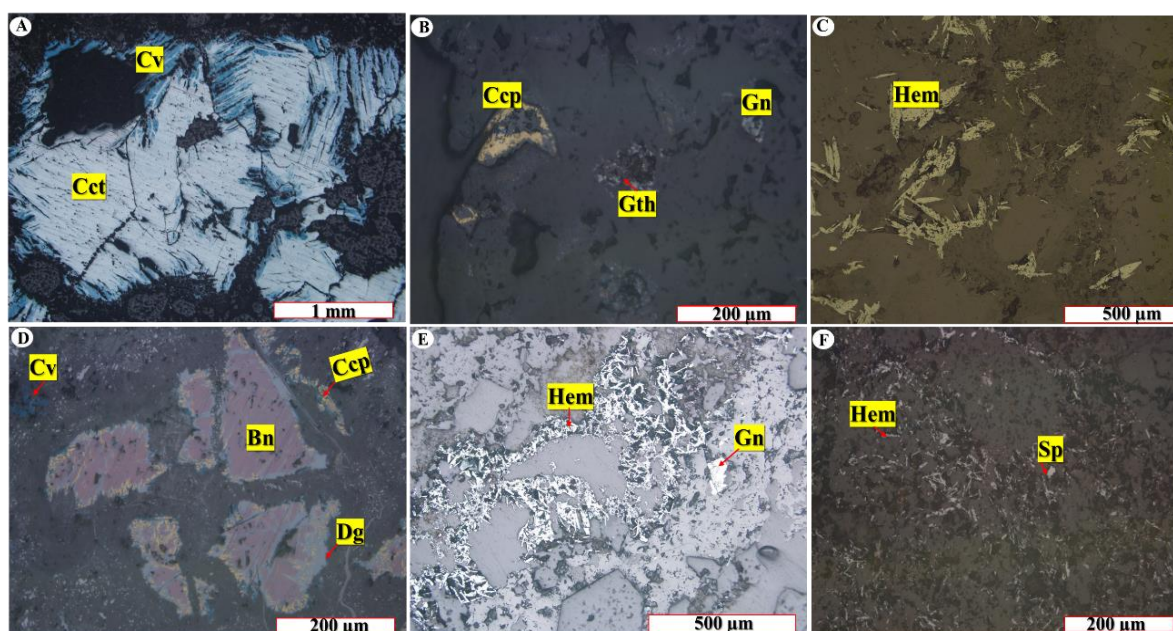


شکل ۴. برخی از مهم‌ترین شواهد میکروسکوپی در کانسار کلاته‌دشت؛ A و B: دیوریت پورفیری همراه با شواهدی از دگرسانی سریسیتی-کلریتی در نمونه شماره SK31، C: رگچه‌های کوارتز، اپیدوت و کلریتی به همراه اکسید آهن در نمونه شماره SK46 و D: رشد بلورهای کلوفرمی کوارتز همراه آغستگی مالاکیت در رگه-رگچه‌های کانهدار. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Spn: اسفن، Zrn: زیرکن، Mlc: مالاکیت، Ap: آپاتیت، Chl: کلریت، Cly: کانی رسی، Epi: اپیدوت، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت).

Fig. 4. Some of the most important microscopic evidences in the Kalateh Dasht deposit; A and B: Diorite porphyry with evidence of chloritic-sericite alteration in sample No. Sk31, C: Quartz, epidote and chlorite veins along with iron oxide in sample No. SK46, and D: The growth of colloform quartz crystals with malachite in the ore vein-veinlet. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Plg: Plagioclase, Bt: Biotite, Spn: Sphene, Zrn: Zircon, Mlc: Malachite, Ap: Apatite, Chl: Chlorite, Cly: Mineral Clay, Ep: Epidote, Qz: Quartz, Ser: Sericite).

پراش انرژی پرتو ایکس حاصل از بررسی‌های تجزیه میکروسکوپ الکترونی روبشی نشر میدانی و عیار طلائی گزارش شده تا ۵/۱۲ پی پی ام (Sheibi and Mousivand, 2018) نیز حضور طلا را تأیید می‌کند (شکل ۶-A و B). مالاکیت، آزوریت و کریزوکلا با بافت‌های پرکننده فضای خالی و رگه-رگچه‌ای، همراه با کالکوسیت و کوولین، به عنوان فازهای ثانویه حضور دارند (شکل ۴-A).

علاوه بر این، هماتیت‌های تیغه‌ای یا اولیژیست نیز همراه کانی‌های سولفیدی تشکیل شده است (شکل ۵-C). کالکوپریت همراه با سایر کانی‌ها به صورت پرکننده فضاهای خالی و دانه پراکنده در داخل رگه-رگچه‌های کانهدار و به صورت انحلال-جامد با بورنیت دیده می‌شود (شکل ۵-D). گالن گاهی به صورت بافت پرکننده فضای خالی دیده می‌شود (شکل ۵-E و F). ذرات پراکنده طلا با میزبان کالکوپریت و ابعاد کوچک‌تر از ۱۰ میکرون در برخی از مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود. نتایج طیف سنجی



شکل ۵. شواهد میکروسکوپی کانسار کلاته‌دشت؛ A: تصویر میکروسکوپی از تبدیل شدن کالکوسیت به کوولین در نمونه شماره SK31، B: همراهی کالکوپریت در امتداد رگچه کوارتزی با گالن در نمونه شماره SK57، C: هماتیت‌های تیغه‌ای به صورت تجمعی در نمونه شماره SK46، D: اکسولوشن بورنیت با کالکوپریت که به کانی‌های ثانویه دیژنیت و کوولین شده‌اند (نمونه شماره SK57)، E: کانی‌های گالن و هماتیت سوزنی در نمونه شماره SK31 و F: اسفالریت همراه با بلورهای تیغه‌ای هماتیت در نمونه شماره SK52. تمامی تصاویرها در نور انعکاسی و علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cv: کوولین، Cct: کالکوسیت، Gn: گالن، Gth: گوتیت، Ccp: کالکوپریت، Hem: هماتیت، Bn: بورنیت، Dg: دیژنیت، Sp: اسفالریت).

Fig. 5. Microscopic evidences in the Kalateh Dasht deposit; A: Photomicrograph of converting chalcocite to covellite in sample No. SK31, B: Association of chalcopyrite along the quartz veinlets with galena in sample No. SK57, C: Blade hematite minerals as aggregates in sample No. SK46, D: Exsolution of bornite and chalcopyrite, converted to digenite and covellite in sample No. SK57, E: Galena and hematite needles in sample No. SK31, and F: Sphalerite and bladed hematite in sample No. SK52. All images in reflected light and Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cv: Covellite, Cct: Chalcocite, Gn: Galena, Gth: Goethite, Ccp: Chalcopyrite, Hem: Hematite, Bn: Bornite, Dg: Digenite, Sp: Sphalerite).

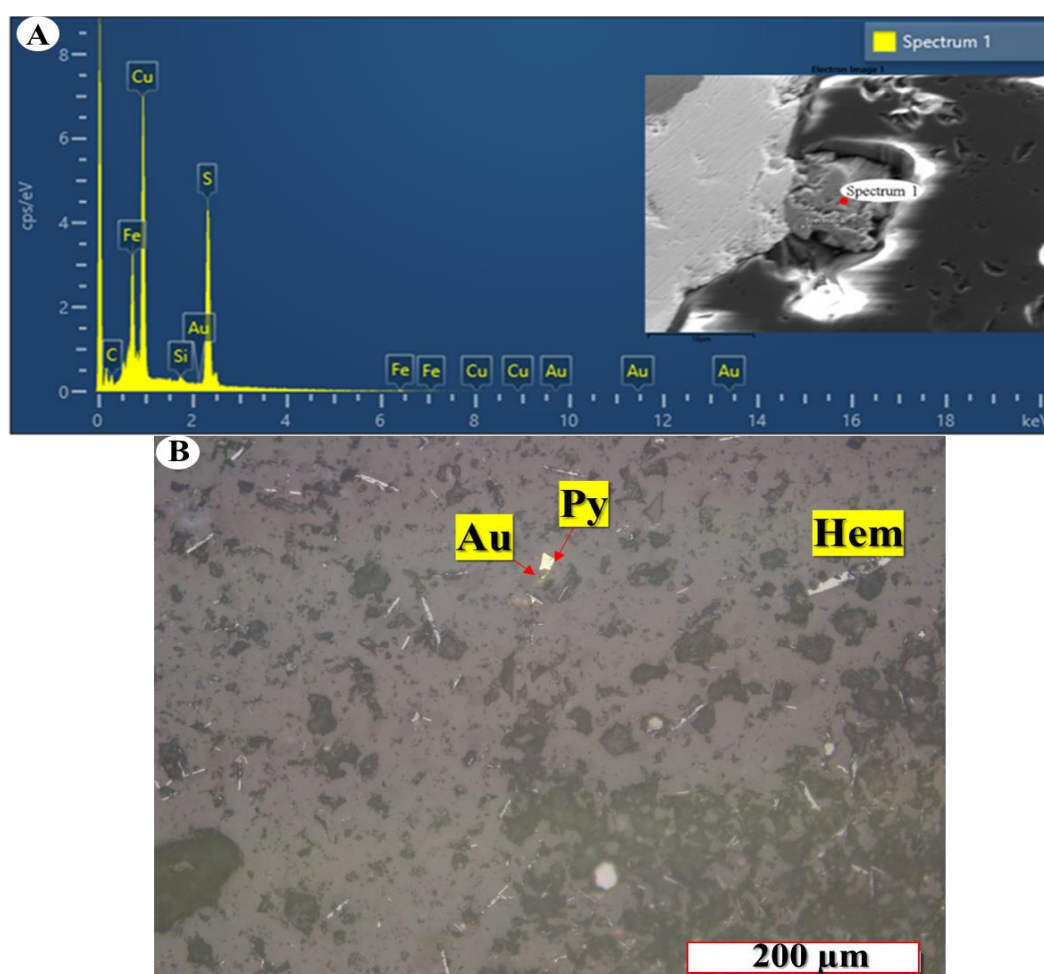
دگرسانی

معرض هجوم سیالات اسیدی قرار می‌گیرند، هیدرولیز شده و با سریست جانشین شده‌اند. از این رو باعث شده‌اند تا سریست‌ها به صورت لکه لکه و یا کامل دیده شوند (Barnes, 1997). دگرسانی سیلیسی به صورت بلورهای کوارتز دانه درشت و دانه ریز با بافت‌های رگه-رگچه، شانه‌ای، دندان سگی و قشرگون و سیلیسی شدن سنگ میزبان برون‌زد یافته است که مرتبط با کانی‌زایی عناصر پایه (مس) و گران‌بها (طلا) است. دگرسانی پروپیلیتیک در صحرا به رنگ سبز کم‌رنگ مشاهده شده است. از

شواهدی از انواع دگرسانی‌های گرمابی شامل سریستی، سیلیسی و پروپیلیتیک (کلریت، اپیدوت و کلسیت) در میزبان واحد دیوریت پورفیری کانسار کلاته‌دشت مشاهده می‌شود (شکل ۴-A تا D). از لحاظ زمانی و مکانی دگرسانی‌های سریستی و سیلیسی با کانی‌سازی مرتبط هستند. دگرسانی سریستی شامل کانی‌های سریست (جانشین کانی پلاژیوکلاز) پیریت و کلسیت است. کانی‌های سرشار از آلومینیم سنگ‌های آذرین هنگامی که در

در فواصل نزدیک به رگه- رگچه‌ها دگرسانی شدیدتر بوده و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند به طور جزئی یا کامل به سریسیت، کلریت و یا اپیدوت تبدیل شده‌اند. دگرسانی‌های سریسیتی و سیلیسی در قسمت میانی کانی‌سازی رخ داده است و دگرسانی پروپیلیتیک با فراوانی بیشتر در اطراف رگه- رگچه‌های کانه‌دار تمرکز دارد.

شواهد این دگرسانی می‌توان به تبدیل شدن کانی‌های مافیک (هورنبلند و بیوتیت) به مجموعه کانی‌های دگرسانی پروپیلیتیک اشاره کرد. شواهد جزئی از دگرسانی آرژلیک (کانی‌های رسی) در صحرا به رنگ‌های زرد تا نخودی نیز در بخش انتهایی ترانشه (شمال شرق کانسار) با گسترش محدود مشاهده شده است. وسعت هاله‌های دگرسانی در اطراف رگه- رگچه‌ها بیشتر و از چند سانتی‌متر تا ۲ متر بسته به ضخامت رگه- رگچه‌ها متغیر است.



شکل ۶. A: مقادیر جزئی طلا در کالکوپریت توسط نتایج FE-SEM در یکی از نمونه‌های بررسی شده کانسار کلاته‌دشت و B: تصویر میکروسکوپی از کانی طلا و پیریت به همراه هماتیت‌های تیغه‌ای در رگه- رگچه کوارتزی نمونه شماره SK55. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Au: طلا، Py: پیریت، Hem: هماتیت).

Fig. 6. A: The trace amounts of gold in chalcopyrite is identified by FE-SEM results in one of the studied samples of Kelate Dasht deposit, and B: Photomicrograph of gold mineral and pyrite along with blade hematite in the quartz veinlet of sample No. SK55. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Au: Gold, Py: Pyrite, Hem: Hematite).

توالی همبرزادی

بر مبنای روابط بافتی و تقدم و تأخیر کانی‌های تشکیل‌شده، توالی همبرزادی کانی‌ها در محدوده معدنی کلاته‌دشت به ۲ مرحله کلی گرمابی و هوازدگی- سوپرژن قابل تقسیم است (شکل ۷). مرحله اول یا گرمابی شامل مراحل قبل از کانه‌زایی، کانه‌زایی I و کانه‌زایی II است. مرحله قبل از کانه‌زایی شامل کانی‌های مگنتیت و پیریت به صورت دانه پراکنده است. مرحله کانه‌زایی I شامل کانه‌زایی برشی- سیلیسی- سولفیدی شدن است. در این مرحله کانه‌زایی با ساخت برشی یا به صورت رگه- رگچه‌های کوارتزی- کلسیتی و مقادیری از آمتیست حاوی کانی‌های پیریت،

کالکوپیریت، بورنیت، گالن و اسفالریت همراه هماتیت، گوتیت و طلا نهشته شده است. مرحله کانه‌زایی II نیز شامل نهشت هماتیت و باریت به صورت برشی و طلا به صورت دانه پراکنده است. در مرحله دوم یا هوازدگی و سوپرژن، کانی‌های سولفیدی مس و آهن‌دار به کانی‌های ثانویه کولین، ملاکیت، آزوریت، دیژنیت و اکسید- هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده و به صورت بافت‌های رگه- رگچه‌ای، جانشینی، دانه پراکنده و پرکننده فضاهای خالی نهشته شده‌اند. شکل ۷ توالی همبرزادی کانی‌ها در کانسار کلاته‌دشت را نشان می‌دهد.

Stages Minerals		Hydrothermal mineralization			Supergene/ Weathering
		Pre-ore stage	Ore stage-I	Ore stage-II	
Ore Minerals	Magnetite	██████	██		
	Pyrite	██	██		
	Chalcopyrite		██████		
	Bornite		██████		
	Sphalerite		██		
	Galena		██		
	Hematite		██	██████	██████
	Gold			██	
	Barite			██████	██████
	Chalcocite				██████
	Covellite				██
	Digenite				██
	Malachite				██████
	Azurite				██
Alterations minerals	Goethite		██████		██████
	Quartz		██████		
	Amethyst		██		
	Calcite		██████		
	Sericite		██████		
	Chlorite	██	██████		
Ore textures	Epidote		██████		
	Vein-veinlet		██████		██████
	Brecciated		██████	██████	
	Open- space fillings		██████		
	Disseminated	██████	██████	██████	██████
	Replacement				██████
	Comb		██████		

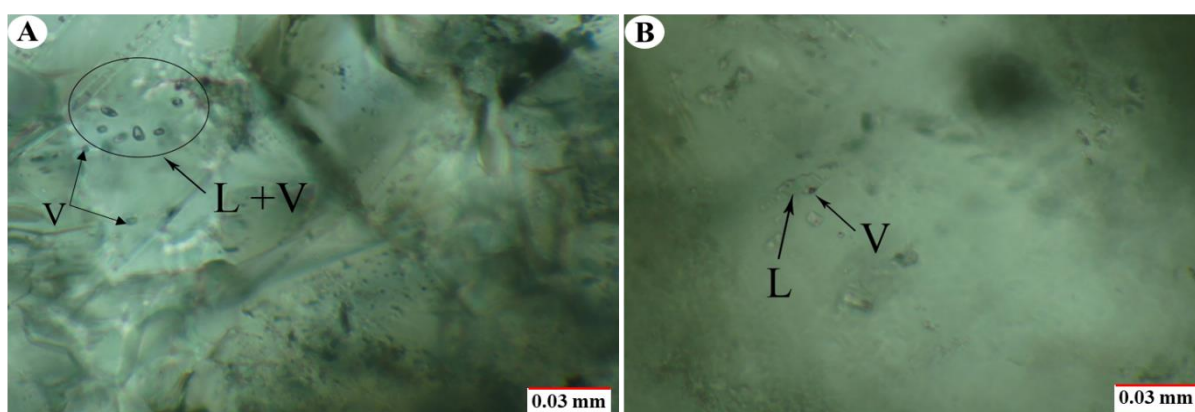
شکل ۷. توالی همبرزادی کانی‌ها و بافت‌ها در کانسار کلاته‌دشت

Fig. 7. Paragenetic sequence of minerals and textures in the Kalateh Dasht deposit

میان‌بارهای سیال

در این پژوهش تعدادی مقاطع دوبر صیقل از بلورهای کوارتز، کلسیت و باریت با هدف بررسی ماهیت سیالات گرمابی تهیه شده است؛ اما به دلیل ریز بودن سیالات در کوارتز، انجام بررسی‌های میکروترمومتری در این کانی میسر نشد. لذا از بحث و بررسی سیالات موجود در بلورهای کوارتز صرف‌نظر شده است. در بلورهای کلسیت و باریت برداشت شده از کانسار کلاته‌دشت،

میان‌بارهای سیال بیشتر به شکل‌های دوکی و کروی، منفرد و مجتمع با ابعاد بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون مشاهده شده است. همچنین، اغلب اندازه میان‌بارهای سیال اولیه بزرگ‌تر از میان‌بارهای سیال ثانویه هستند. بر اساس تقسیم‌بندی شفرد و آلن (Shepherd and Allen, 1985)، بیشتر میان‌بارهای موجود از نوع دو فازی مایع-گاز (L+V) غنی از مایع هستند (شکل ۸-A و B).



شکل ۸. تصویرهای میکروسکوپی از میان‌بارهای سیال در کانی کلسیت کانسار کلاته‌دشت؛ A: میان‌بارهای سیال حاوی گاز و مایع (L+V) و غنی از گاز (V) و B: میان‌بارهای سیال حاوی گاز و مایع (L+V)

Fig. 8. Microscopic images of fluid inclusions in calcite mineral the Kalateh Dasht deposit; A: L+V- and Vapor-rich fluid inclusions, and B: L+V fluid inclusions

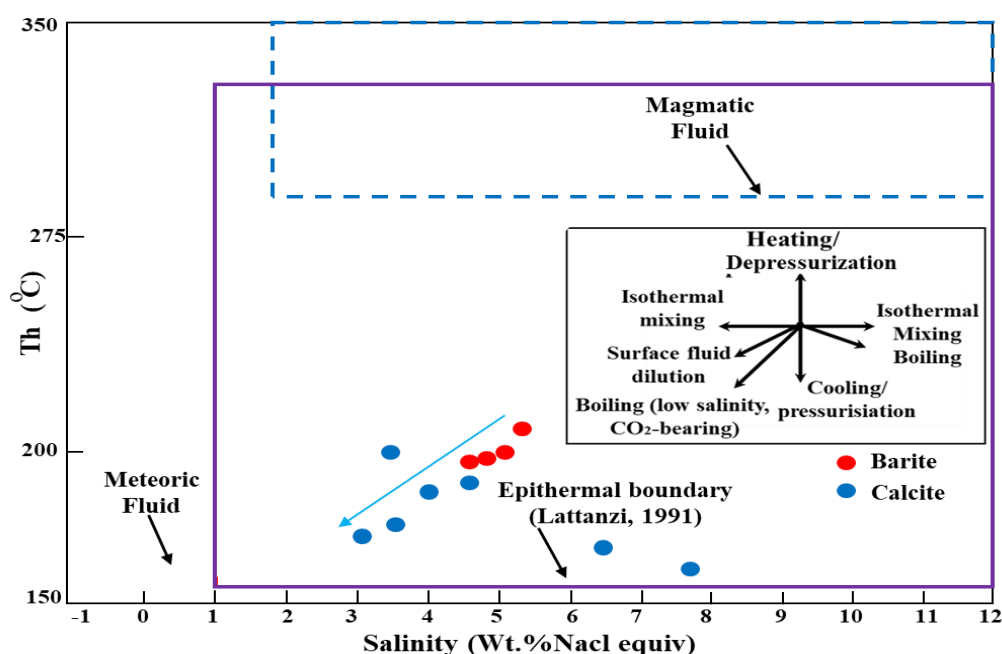
طعام را نشان می‌دهد (جدول ۱ و شکل ۹). همچنین نتایج این بررسی‌ها در کانی کلسیت، تغییرات دمای همگن شدن پایانی به فاز مایع (Th) بین ۱۴۳/۲ تا ۲۱۳/۱ درجه سانتی‌گراد، تغییرات دمای ذوب پایانی یخ (T_{mice}) بین ۲/۸۱- تا ۳/۸۲- درجه سانتی‌گراد و میزان شوری بین ۴/۶۵ تا ۶/۱۶ درصد وزنی معادل نمک طعام را نشان می‌دهد (جدول ۱ و شکل ۹). همچنین، فرایندهای مؤثر در ته‌نشست مواد معدنی از سیال کانه‌ساز در محدوده معدنی کلاته‌دشت بیانگر فرایند جوشش از یک سیال با مقدار شوری پایین و غنی از CO₂ بوده است (شکل ۹) که وجود کلسیت در رگه-رگچه‌های کانه‌دار، میزان بالای CO₂ را تأیید می‌کند.

بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، بیشترین حجم میان‌بارهای سیال بررسی شده را فاز مایع و به مقدار کمتر فاز بخار تشکیل می‌دهند. حضور میان‌بارهای تک فازی غنی از مایع و غنی از گاز همراه با یکدیگر و نیز وجود بافت برش گرمابی نشان‌دهنده رخداد جوشش در منطقه است. در میان‌بارها، فاز جامد نمک مشاهده نشد. **پدیده باریک شدگی** نیز تشخیص داده شد که مورد بررسی میکرودماسنجی قرار نگرفت. نتایج به دست آمده از بررسی میان‌بارهای سیال در کانی باریت، تغییرات دمای همگن شدن پایانی به فاز مایع (Th) بین ۱۶۸/۱ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، تغییرات دمای ذوب پایانی یخ (T_{mice}) بین ۱/۸- تا ۵/۹۴- درجه سانتی‌گراد و میزان شوری بین ۷/۷۳ تا ۳/۰۶ درصد وزنی معادل نمک

جدول ۱. داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال در محدوده معدنی کلاته‌دشت. no. معرف تعداد میان‌بارهای سیال اندازه‌گیری شده است.

Table 1. Microthermometric data of fluid inclusions in the Kalateh Dasht deposit. no. represents the number of measured fluid inclusions.

Sample no.	Host Mineral	FI type	FIA	Type	no.	Vapor liquid ratio	T _{mice} (°C)	Salinity (wt.% NaCl eq.)	Th (°C)
FI-66	Barite	Primary	FIA-1	L+V	2	10	-2.20 to -4.11	3.7 to 6.5	168.1 to 200
			FIA-2	L+V	3	20	-2.12 to -5.94	3.5 to 7.7	164.7 to 189.2
			FIA-3	L+V	1	35	-1.80	3	177
			FIA-4	L+V	1	25	-2.70	4.4	191.1
FI-67	Calcite	Primary	FIA-1	L+V	2	30	-3.10 to -3.82	5.1 to 6.1	143.2 to 213.1
			FIA-2	L+V	4	10	-2.81 to -2.95	4.6 to 4.8	188.4 to 198.4



شکل ۹. شوری و دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال منطقه کلاته‌دشت در نمودار برگرفته شده از هدنکوئیست و همکاران (Hedenquist et al., 2000).

Fig. 9. Salinity and homogenization temperature of fluid inclusions of Kalateh Dasht deposit in the diagram taken from Hedenquist et al. (2000).

و بافت کانسنگ، الگوی دگرسانی و شرایط فیزیکوشیمیایی سیال

گرمایی در کانسار کلاته‌دشت نشان می‌دهد که این رخداد

بحث

ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، ترکیب کانی‌شناسی، ساخت

و کلسیت) به ویژه در حاشیه‌های رگه- رگچه‌های کانهدار شناسایی شدند.

ب) شرایط فیزیکوشیمیایی سیال گرمایی

از آنجا که فرایندهای کانی‌سازی توسط عواملی از قبیل حرارت، فشار، pH و سایر ویژگی‌های سیالات کنترل می‌شوند (Pirajno, 2012)، برای بررسی این ویژگی‌ها و ماهیت سیالات کلاته‌ها از بررسی میان‌بارهای سیال در کانسار کلاته‌دشت بهره گرفته شده است. در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ داده‌های حاصل از میان‌بار سیال این پژوهش با میزان دما و شوری اندازه‌گیری شده در میان‌بارهای سیال برخی از مهم‌ترین کانسارهای اپی‌ترمال موجود در کمان ماگمایی ترو-چاه‌شیرین مقایسه شده است (Mehrabi and Ghasemi Siani, 2010; Khalaj et al., 2019). ماهیت میان‌بارهای سیال در کانسارهای اپی‌ترمال ترو-چاه‌شیرین به صورت دو فاز مایع-گاز با دمای همگن شدن پایین است (Mehrabi et al., 2014). میزان شوری میان‌بارهای سیال با نوع فلز در منطقه همخوانی دارد؛ به طوری که، کانسار چالو دارای شوری کمتر و به سوی کانسارهای ابوالحسنی و چشمه حافظ به میزان شوری سیال به تدریج افزوده می‌شود (Mehrabi et al., 2014). بر اساس بررسی‌های این پژوهشگران، میانگین دمای همگن‌شدگی در کانسار چالو بین ۲۹۰ تا ۳۵۶ درجه سانتی‌گراد و میزان دمای همگن‌شدن در کانسار چشمه حافظ بین ۱۴۰ تا ۲۷۶ درجه سانتی‌گراد است. میانگین دمای همگن‌شدن در کانسار ابوالحسنی در بین این دو کانسار و از ۲۳۴ تا ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است. کاهش تدریجی دمای همگن‌شدگی از کانسار چالو به چشمه حافظ مشهود است (Shamanian et al., 2004; Mehrabi et al., 2014). در محدوده معدنی کلاته‌دشت بر خلاف کانسار ابوالحسنی و چاه موسی، کمپلکس‌های سولفیدی در انتقال و نهشت کانه‌های فلزی نقش داشته است (شکل ۱۰).

در محدوده مورد بررسی، علاوه بر بافت برشی گرمایی یادشده، حضور میان‌بارهای سیال دو فاز مایع و غنی از گاز، بیانگر رخداد جدایش فازی (از قبیل جوشش) طی مراحل کانی‌سازی

کانه‌زایی را می‌توان در گروه کانسارهای اپی‌ترمال فلزهای پایه (نقره) طبقه‌بندی کرد (Hedenquist et al., 2000; Simons et al., 2005).

الف) شواهد کانی‌شناسی، ساخت و بافت، کانه‌زایی و دگرسانی

نبود آلونیت در رگه- رگچه‌های سیلیسی کانه‌دار و همچنین نبود بافت‌های حفره‌ای و دگرسانی آرژلیک پیشرفته در کانسار کلاته‌دشت نشان می‌دهد که این کانه‌زایی را نمی‌توان در گروه کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا طبقه‌بندی کرد (Wang et al., 2019; Hedenquist et al., 2000).

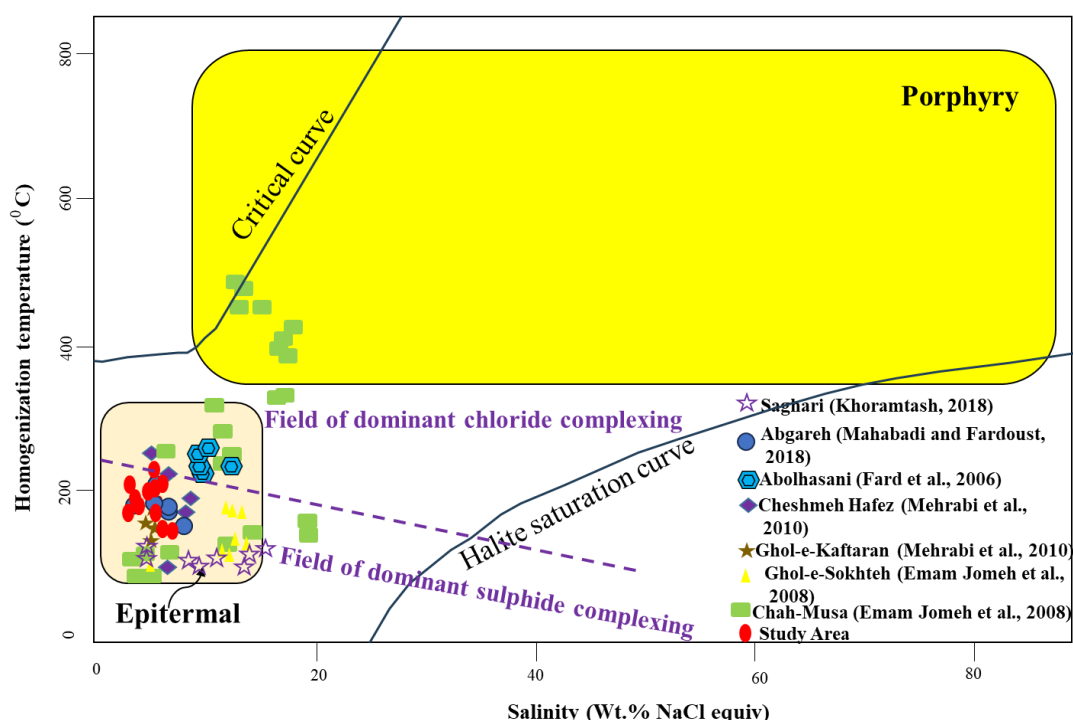
در کانسار مورد بررسی، کانه‌زایی در ساختارهای برش گرمایی و رگه- رگچه‌ای با روند غالب شمال‌شرق- جنوب‌غرب روی داده است و اغلب در امتداد یک زون گسلی با امتداد تقریبی ۳۰ درجه شمال‌شرق با شیب نزدیک به قائم گسترده شده است. کانسارهای رگه‌ای پلی‌متال و نیز کانسارهای اپی‌ترمال غنی از فلزهای پایه در کمرندهای آتشفشانی به وفور مشاهده شده‌اند (Aghajani et al., 2016). کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، بورنیت، گالن، باریت، همتایت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکلا در داخل تعداد زیادی رگه- رگچه و به موازات یکدیگر در این زون گسلی مشاهده می‌شوند. داده‌های زمین‌شیمی پژوهش‌های پیشین (Sheibi and Mousivand, 2018) و تجزیه میکروسکوپ الکترونی روبشی نشر میدانی، مقادیری طلا در این محدوده معدنی را نشان می‌دهد. علاوه بر این، بافت‌های شانه‌ای- دندان سگی، قشری و مشبک- تیغه‌ای یا صفحه‌ای در کانی‌های باطله (کوارتز و کلسیت) از رایج‌ترین بافت‌های شاخص سامانه‌های اپی‌ترمال با سولفیداسیون متوسط بوده و در بسیاری از این نوع کانسارها گزارش شده است (Wang et al., 2019) که در محدوده معدنی بافت‌های شانه‌ای و دندان سگی مشاهده شده است (شکل ۳-E تا G). سنگ میزبان دیوریتی در اثر عملکرد سیالات گرمایی به شدت دگرسان شده و انواع دگرسانی‌های سریستی، سیلیسی و پروپیلیتیک (کلریت، اپیدوت

عوامل نهشت فلزها در این نوع سیالات در نظر گرفته شده‌اند. میزان فشار بخار نیز برای میان‌بارهای سیال بین ۱۰ تا ۵۰ بار است (شکل ۱۱-ب). کانسارهای اپی‌ترمال نوع IS دارای مقادیر دمای همگن‌شدگی ۱۴۰ تا ۳۲۰ درجه سانتی‌گراد، شوری wt.% NaCl ۱۲-۲۳ و عمق بالای ۱۰۰ متر هستند (Simmons et al., 2005). عمق، دمای تشکیل در کانسار کلاته‌دشت به خوبی با ویژگی‌های یادشده مطابقت دارد.

پ) الگوی رخداد کانه‌زایی

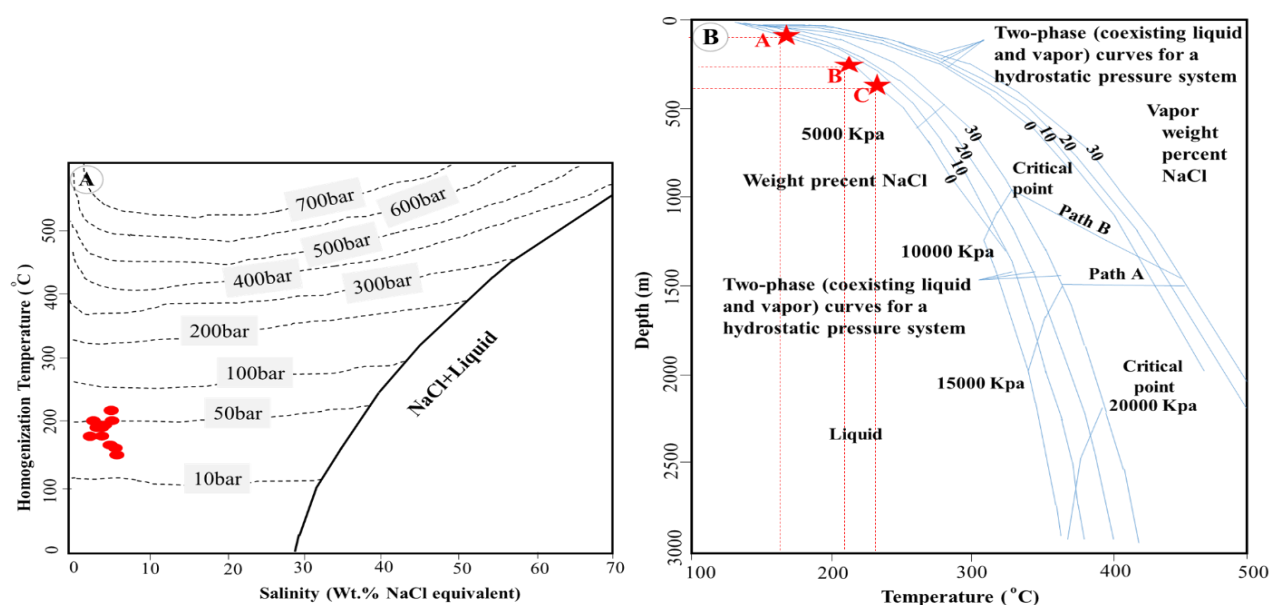
در کانسارهای نوع اپی‌ترمال که کانی‌سازی سولفیدی و اکسیدی وجود دارد، تغییرات فشار نسبی اکسیژن (fO_2) و گوگرد (fS_2) محیط یکی از عوامل مهم رخداد کانی‌سازی محسوب می‌شود (Cooke and Simmons, 2000).

است (White and Hedenquist, 1995). با استفاده از نمودار درجه حرارت جوشش و منحنی‌های فشار می‌توان عمق را محاسبه کرد (Cunningham, 1978). بنابراین، با توجه به مشاهده شدن شواهد رخداد فرایند جوشش در کانسار، عمق کانه‌زایی کمتر از ۵۰۰ متر بوده است (شکل ۱۱-ا)؛ که متناسب با کانسارهای اپی‌ترمال نقره و فلزهای پایه سولفید متوسط است (Hedenquist, 2001; Albinson et al., 2000; et al.). از سوی دیگر، بافت‌های مشاهده شده نیز بیانگر فرایند جوشش بوده و به عنوان متداول‌ترین سازوکار نهشت فلزها در سامانه‌های IS معرفی شده‌اند (برای مثال کانسار چاه زرد؛ Kouhestani et al., 2015). رقیق‌شدن سیالات (Barton et al., 1977) و اختلاط (Márquez-Zavalía and Heinrich, 2016) نیز از دیگر



شکل ۱۰. نمودار دمای همگن‌شدن در برابر شوری ویلکینسون (Wilkinson, 2001) و تفکیک میدان حضور کمپلکس‌های کلریدی و سولفیدی (Pirajno, 2009) میان‌بارهای سیال در محدوده تروود-چاه شیرین و کانسار کلاته‌دشت. بیشتر نمونه‌ها در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال ترسیم شده‌اند.

Fig. 10. Graph of homogenization temperature versus salinity (Wilkinson, 2001) and separation of the presence field of chloride and sulphide complexes (Pirajno, 2009) of fluid inclusions in the Toroud-Chah Shirin and Kalateh Dasht deposit. Most samples are plotted in the domain of the epithermal deposits.



شکل ۱۱. A: تعیین فشار بخار بر اساس دمای همگن شدن و میزان شوری در کانسار کلاته دشت و B: نمودار تعیین عمق بر حسب دمای همگن شدن کانینگام (Cunningham, 1978) در کانسار کلاته دشت (A) معادل کمترین دمای همگن شدگی، B معادل میانگین دمای همگن شدگی و C معادل بیشترین دمای همگن شدگی)

Fig. 11. A: The determination of vapor pressure in the Kalateh Dasht deposit based on the homogenization temperature and salinity, and B: The depth determination chart in the Kalateh Dasht deposit based on the homogenization temperature (Cunningham, 1978). In this chart, A represents the minimum temperature of homogenization, B represents the average temperature of homogenization, and C represents the maximum temperature of homogenization

تشکیل می‌شوند (Wang et al., 2019).

بر اساس نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی، سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، روابط پاراژنتیکی کانی‌ها و کانه‌ها و نتایج بررسی‌های میان‌بارهای سیال در کانسار کلاته دشت و مقایسه آن با دیگر کانسارهای فلزهای پایه و گران‌بها موجود در TCSMA (جدول ۲)، چگونگی تحولات منطقه و رخداد کانسار کلاته دشت را می‌توان به صورت یک مدل دو مرحله‌ای خلاصه کرد: در مرحله اول، بعد از فرورانش اقیانوس سبزوار به زیر پوسته قاره‌ای بخش شمالی کمربند ایران مرکزی که موجب تشکیل توالی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن و سنگ‌های رسوبی همراه شده است، توده‌های نیمه عمیق دیوریت پورفیری به درون توالی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است.

سیالات غنی از اکسیژن پس از نفوذ به اعماق و ترکیب با آب‌های ماگمایی-گرمابی دما بالا و غنی از H_2O ، HCl و HF در شرایط فشار بالای اکسیژن و پایین گوگرد باعث رخداد مجموعه هماتیت، مگنتیت و کلسیت طی مرحله نخست کانی‌سازی می‌شوند. در گام بعدی و با کاهش تدریجی فشار نسبی اکسیژن، مقدار گوگرد در محیط افزایش یافته، کانی‌سازی فلزهای پایه (مس، طلا، سرب و روی) و گران‌بها (نقره و طلا) همراه با پیریت و کالکوپیریت در رگه-رگچه‌های کوارتز سولفیدی کانه‌دار صورت می‌گیرد. اسفالریت با رنگ روشن (فقیر آهن) که در انتهای شرقی کانسار کلاته دشت در مجاورت بلا فصل پهنه‌ای با دگرسانی آرژلیک مشاهده شده است، از دیگر شاخص سامانه‌های اپی ترمال با سولفیداسیون متوسط است. این کانی که با سیالات نسبتاً اکسید شده سازگار است و در محل تماس دو سامانه IS و HS

جدول ۲. مقایسه کانسار کلاته‌دشت با برخی از کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون متوسط در TCSMA و ایران. (Sp: اسفالریت، Gn: گالن، Tnt: تنانتیت، Cpy: کالکوپیریت، St: استیبینیت، Py: پیریت، Bn: بورنیت، Hem: هماتیت، Mlc: ملاکیت، Az: آزوریت، Au: طلا، Cct: کالکوسیت، Tet: تتراهدریت، Cv: کوولین، Di: دیژنیت، Qz: کوارتز، Cal: کلسیت، Brt: باریت، Chl: کلریت، Ser: سریسیت، Dol: دولومیت، Ep: اپیدوت).

Table 2. Comparison of the Kalateh Dasht deposit with some intermediate sulfidation (IS) epithermal deposits in TCSMA and Iran. (Sp: Sphalerite, Gn: Galena, Tnt: Tennantite, Cpy: Chalcopyrite, St: Stibnite, Py: Pyrite, Bn: Bornite, Hem: Hematite, Mlc: Malachite, Az: Azurite, Au: Gold, Cct: Chalcocite, Tet: Tetrahedrite, Cv: Covellite, Di: Digenite, Qz: Quartz, Cal: Calcite, Brt: Barite, Chl: Chlorite, Ser: Sericite, Dol: Dolomite, Ep: Epidote)

Features	IS epithermal deposit	Gomish Tapeh (Zanjan)	Narbaghi Shomali (Saveh)	Abolhasani (Damghan)	Chashmeh Hafez (Toroud)	Ghole Kaftaran (Toroud)	Kalateh Dasht (Toroud)
Metals	Pb-Zn-Cu-Ag	Pb-Zn-Cu-Ag	Pb-Zn-Cu-Ag	Pb-Zn-Ag-Au	Pb-Zn-Cu-Ag	Pb-Zn	Cu-Pb-Zn-Ba-Au-Ag
Host rock	Diorite-rhyodacite	Dacite	Diorite	Diorite	Diorite-basalt-dacite	Dacite-Diorite	Diorite
Structure and texture	Comb, crusty, banded, and filling space	Vein-breccia, and filling space	Vein-breccia, and comb	Space fillings, replacement and diffusion	Asymmetric banded, and space fillings	Space fillings, and diffusion	Space fillings, stockwork, banded, replacement, and brecciated
Ore mineralogy	Sp, Gn, Tnt, Cpy, St	Py, Cpy, Bn, Sp, Gn, Hem	Cpy, Py, Sp, Tnt, Mlc, Az	Cpy, Py, Sp, Gn, Au, Tn, Cct	Gn, Sp, Py, Cpy, Tet, Mal, Cct, Cv, Dj	Gn, Sp, Py, Cpy, Cct, Cer	Py, Cpy, Sp, Gn, Tnt, Hem, Au, Cct, Mlc, Cct
Gangue mineralogy	Qz, Cal, Brt	Qz, Cal, Chl, Clay minerals	Qz, Cal, Ser, Clay minerals, Chl	Dol, Qz, Cal, Brt, Ep	Qz, Cal	Brt, Cal	Qz, Cal, Brt
Alteration	Sericitic, argillic, silicification, and propylitic	Sericitic, argillic, silicification, and carbonatic	Sericitic, argillic, propylitic, carbonatic, and tourmaline	Sericitic, silicification, and propylitic	Propylitic, phillic, argillic, and sericitic	Sericitic, propylitic, and argillic	Propylitic, silicification, and sericitic
Fluid inclusions	Th= 140-320°C Salinity=12-23 (wt.% NaCl)	Th= 260-367°C Salinity=1-10 (wt.% NaCl)	Th= 100-220 °C Salinity=10-28 (wt.% NaCl)	Th= 287 °C Salinity=12.7 (wt.% NaCl)	Th= 167-260 °C Salinity=7.5-14.5 (wt.% NaCl)	Th= 185-200 °C Salinity=2.5-9.3 (wt.% NaCl)	Th= 143.2-213.1 °C Salinity=3-7.7 (wt.% NaCl)
Reference	Sillitoe et al., 2005; Zhu et al., 2011; Andreeva et al., 2013	Salehi et al., 2008	Fazli et al., 2019	Shamanian et al., 2004; Fard et al., 2006; Mehrabi and Ghasemi Siani, 2010	Janati et al., 2011; Mehrabi et al., 2014	Emam Jomeh et al., 2008	Current study

این توده‌ها در مناطق مجاور کانسار کلاته‌دشت نیز برون‌زد دارند. توده‌های مزبور به عنوان یک موتور حرارتی عمل کرده و سبب چرخش آب‌های جوی در منطقه شده است. این آب‌ها علاوه بر توسعه پهنه‌های دگرسانی، سبب شسته‌شدن عناصر فلزی از سنگ‌های مسیر و تمرکز مجدد آنها به صورت رگه-رگچه‌های سیلیسی‌کانه‌دار شده است. البته ممکن است بخشی از سیال از توده منشأ گرفته باشد. در این مرحله، که همان مرحله برشی-سیلیسی-سولفیدی (مرحله کانه‌زایی) است، کانه‌های سولفیدی (کالکوپیریت، پیریت، گالن، اسفالریت و باریت) به صورت رگه-رگچه‌های کوارتزی سولفیدی کانه‌دار رخ داده است. مرحله دوم (هوازگی و سوپرژن) شامل بالاآمدگی ناحیه و توسعه فرایندهای هوازگی و فرسایش در منطقه است. در این مرحله کانی‌های ثانویه شامل کوولین، مالاکیت، آزوریت و اکسید-هیدروکسیدهای آهن به صورت رگه-رگچه، جانشینی و پرکننده فضاهای خالی ایجاد شده و جانشین کانی‌های اولیه شده‌اند. در کمرنده‌های کوه‌زایی بسیاری از سامانه‌های IS، روابط مکانی-زمانی-ژنتیکی خوبی با کانه‌زایی‌های مولیبدن پورفیری گزارش شده است (Wang et al., 2019). بنابراین مجاورت سامانه IS کلاته‌دشت، با یک پهنه آرژلیک به احتمال قوی می‌تواند با استقرار یک سامانه پورفیری در عمق مرتبط بوده و به اکتشاف ذخائر جدید کمک کند.

نتیجه‌گیری

در کانسار کلاته‌دشت سنگ‌های نیمه عمیق با ترکیب دیوریت پورفیری میزبان رخدادهای کانه‌زایی به صورت رگه-رگچه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی و افشان هستند. مهم‌ترین

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

دگرسانی‌های منطقه شامل پروپلیتیک، سریسیتی و سیلیسی بوده و کانی‌سازی در طی دو مرحله شامل نهشته‌شدن کانی‌های سولفیدی اولیه (پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، بورنیت و هماتیت) موجود در رگه-رگچه‌های کوارتزی و کانی‌های ثانویه (کوولین، دیژنیت، کوپریت، مالاکیت، آزوریت و کریزوکلا) رخ داده است. رگه-رگچه‌های کانه‌دار در امتداد یک زون گسلی تشکیل شده‌اند. این زون گسل و دیگر درزه و شکستگی‌های موجود در منطقه، کنترل‌کننده اصلی ماده معدنی بوده و مسیری مناسب برای چرخش سیالات کانه‌دار ایجاد و سبب تمرکز کانه‌زایی به صورت رگه-رگچه‌های کانه‌دار شده است. نتایج حاصل از بررسی میان‌بارهای سیال به دام‌افتاده در کانی‌های کلسیت و باریت نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدگی در میان‌بارهای سیال، بین ۱۴۳/۲ تا ۲۱۳/۱ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری نیز بین wt.% NaCl eq. ۳/۰۶ تا ۷/۷۳ است. به طور کلی، شواهد بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، الگوی دگرسانی و نتایج میان‌بارهای سیال در کانسار کلاته‌دشت نشان می‌دهد که ته‌نشست مواد از یک سیال گرمابی تحت شرایط تشکیل کانسارهای نوع اپی‌ترمال فلزهای پایه (نقره) با سولفیداسیون متوسط رخ داده است. مجاورت این کانسار IS با یک پهنه آرژلیک و سایر سامانه‌های کانه‌زایی موجود در این منطقه، رخداد احتمالی یک سامانه پورفیری در عمق را تقویت می‌کند.

1. Toroud-Chah Shirin Magmatic Arc (TCSMA)
2. Low sulfidation (LS)
3. Intermediate sulfidation (IS)
4. Emission Scanning Electron Microscopy (FE-SEM)
5. Central Iran (CI)

6. Energy dispersive x-ray spectroscopy (EDS)
7. Isolate
8. Cluster
9. Necking Down

References

- Agha Nabati, S., 2004. Geology of Iran. publications of the Organization of Geology and Mineral Exploration of the country, Tehran, 709 pp. (in Persian) Retrieved November 12, 2012 from <https://s1.picofile.com/d/7559829672/305184d1-f624-470a-8598-8fb3b687ee2d/%D8%A7%D9%82%D8%A7%D9%86%D8%A8%D8%A7%D8%AA%DB%8C.rar>
- Aghajani Marsa, S., Hashem Emami, M., Lotfi, M., Qolizadeh, k. and Ghasemi Sayani, M., 2016. The origin of epithermal polymetallic veins in Nikoiye area (Western Qazvin) based on mineralogical, alteration and fluid intercalation studies. *Scientific of Earth Sciences*, 25(99): 157–168. (in Persian) Retrieved July 23, 2015 from https://www.gsjournal.ir/article_40893_71c9d7161bee115399efe6691b64aa76.pdf
- Albinson, T., Norman, D., Cole, D. and Chomiak, B., 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. In: T. Albinson and C. Nelson (Editors), *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*. Society of Economic Geologists, pp. 114–135. <https://doi.org/10.5382/SP.08.01>
- Andreeva, E., Matsueda, H., Okrugin, V., Takahashi, R. and Shuji, O., 2013. Au–Ag–Te Mineralization of the Low-Sulfidation Epithermal A ginskoe Deposit, Central Kamchatka, Russia. *Resource Geology*, 63(4): 337–349. <https://doi.org/10.1111/rge.12013>
- Barnes, H.L., 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 229–303.
- Barton, P., Bethke, P.M. and Roedder, E., 1977. Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado; Part III, Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming fluid for the OH Vein. *Economic Geology*, 72(1): 1–24. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.1.1>
- Bodnar, R., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 57(3): 683–684. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-A)
- Cooke, D.R. and Simmons, S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.06>
- Cunningham, G., 1978. Pressure gradients and boiling as mechanisms for localizing ore in porphyry systems, *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 6(6): 745–754. Retrieved April 22, 1978 from <https://pubs.usgs.gov/journal/1978/vol6issue6/report.pdf#page=53>
- Emam Jomeh, A., Rastad, E., Bozari, F. and Rashid Nejad Omran, N., 2008. An introduction to individual disseminated-veinlet and vein mineralization system of Cu (Pb–Zn) in the ChahMoosa-Gholekaftaran mining district, eastern part of Toroud-ChahShirin magmatic arc. *Journal of Geosciences*, 18(70): 112–125. (in Persian) Retrieved January 24, 2007 from <https://sid.ir/paper/31662/fa>
- Eshraghi, S. and Jalali, A., 2006. 1:100,000 geological map of Moaleman. Geological Survey of Iran, Tehran. (in Persian) Retrieved April 12, 2010 from <https://nla.gov.au/nla.obj-233247255/view>
- Fard, M., Rastad, E. and Ghaderi, M., 2006. Epithermal gold and base metal mineralization at Gandy deposit, north of Central Iran and the role of rhyolitic intrusions. *Journal Of Sciences Islamic Republic of Iran*, 17(4): 327–335. (in Persian with English abstract) Retrieved December 14, 2009 from https://journals.ut.ac.ir/article_31775_7c14d6652a2144151104fc29bb0f9380.pdf
- Fazli, N., Ghaderi, M., Lentz, D. and Lee, J., 2019. Geology, alteration, mineralization and geochemistry of the North Narbaghi epithermal Ag–Cu deposit, northeast Saveh. *Scientific Quarterly of Earth Sciences*, 28(112): 13–22. (in Persian) <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.97142.1246>
- Hedenquist, J., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown. (Editors), *Gold in 2000* Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Houshmandzadeh, A., Alavi Nayini, M. and Haqipour, A., 1978. Evolution of Geological Phenomena in Toroud Region, from the

- Precambrian to the present era. Iran Geological and Mineral Exploration Organization, Tehran. 138 pp. (in Persian)
- Janati, N., Fardoust, F. and Sadeghian, M., 2011. Petrography and geochemistry of the rocks containing the lead and zinc deposit of Chashme Hafez, 1th National Geological Conference of Iran, Islamic Azad University, Shiraz, Shiraz, Iran. (in Persian) Retrieved May 21, 2012 from <https://civilica.com/doc/117796>
- John, D., 2001. Miocene and early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin, western United States: Characteristics, distribution, and relationship to magmatism. *Economic Geology*, 96(8): 1827–1853.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1827>
- Khalaj, M., HassanNejad, A. and AhleSadat, M., 2019. Investigating the role of structural factors in copper mineralization in Chah Musa-Toroud area using fractal methods and image linearity coefficient, 1th national conference of earth sciences, Mehr Arvand Institute of Higher Education, Tehran, Iran. (in Persian) Retrieved July 24, 2020 from <https://civilica.com/doc/920581>
- Khoramtaash, Y., 2018. Mineralogy, geochemistry and formation of Saghri copper deposit, south of Shahrood. M.Sc. Thesis, University of Shahrood, Shahrood, Iran, 168 pp. (in Persian) Retrieved July 2, 2021 from <https://shahroodut.ac.ir/fa/thesis/thesis.php?thid=QE383>
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Chang, Z. and Zaw, K., 2015. Constraints on the ore fluids in the Chah Zard breccia-hosted epithermal Au–Ag deposit, Iran: Fluid inclusions and stable isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 65: 512–521.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.06.003>
- Mahabadi, R. and Fardoust, F., 2018. Investigating the mineralization type of Abgareh copper deposit (south of Damghan) based on mineralogical, alteration and geochemical evidence, 10th National Conference of Economic Geology Association of Iran, University of Esfahan, Esfahan, Iran. (in Persian) Retrieved September 4, 2019 from <https://civilica.com/doc/804980>
- Márquez-Zavalía, M.F. and Heinrich, C.A., 2016. Fluid evolution in a volcanic-hosted epithermal carbonate–base metal–gold vein system: Alto de la Blenda, Farallón Negro, Argentina. *Mineralium Deposita*, 51: 873–902.
<https://doi.org/10.3929/ethz-b-000114041>
- Mehrabi, B. and Ghasemi Siani, M., 2010. Mineralogy and economic geology of Chashme Hafez polymetal deposit, Semnan province, Iran. *Economic Geology*, 2(1): 1–20.
<https://doi.org/10.22067/econg.v2i1.3569>
- Mehrabi, B. and Ghasemi Siani, M., 2012. Intermediate sulfidation epithermal Pb–Zn–Cu ($\pm$ Ag–Au) mineralization at Cheshmeh Hafez deposit, Semnan province, Iran. *Journal of the Geological Society of India*, 80: 563–578.
<https://doi.org/10.1007/s12594-012-0177-x>
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M. and Tale Fazel, E., 2014. Base and Precious Metal Ore-Forming System in the Cheshmeh Hafez and Challu Mining Area, Torud-Chah Shirin Magmatic Arc. *Journal of Earth Sciences*, 24: 105–118. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2014.43549>
- Pirajno, F., 2009. Water and hydrothermal fluids on earth. In: F. Pirajno (Editor), *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science and Business Media, Geological Survey of Western Australia, Australia, pp. 14–1250.
- Pirajno, F., 2012. Crustal hydrothermal fluids and mesothermal mineral deposits. In: F. Pirajno (Editor), *Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer Science and Business Media, Berlin, pp. 612–691.
- Rashid Nejad Omran, N., 1992. Investigating lithological and magmatic evolutions and its relationship with gold mining in Bagu region (southeast of Damghan), M.Sc. Thesis, University of Kharazmi, Tehran, Iran, 200 pp. (in Persian) Retrieved August 18, 1999 from <https://civilica.com/p/330206/>
- Richard, H., Sillitoe, R. and Hedenquist, J., 2005. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors), *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth Society of Economic Geologists*, pp. 315–343.
<https://doi.org/10.5382/SP.10.16>

- Salehi, T., Ghaderi, M. and Rashid Nejad Omran, N., 2008. Geochemical and microthermometric studies of zinc-lead (copper, silver) deposit, Gomish Tapeh, southwest of Kedar, 12th conference of Geological Society of Iran, National Company of South Oil-rich Regions, Ahvaz, Iran. (in Persian) Retrieved February 5, 2009 from <https://civilica.com/doc/1776217>
- Shamanian, G., Hedenquist, J., Hattori, K. and Hassanzadeh, J., 2004. The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, Northern Iran. *Economic Geology*, 99(4): 691–712. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.4.691>
- Sheibi, M. and Mousivand, F., 2018. Petrology, geochemistry and magnetic receptivity of Chah Musa intrusive, host of copper mineralization (northwest of Toroud, south of Shahroud) with a special view on mineralization, Middle East Mines Development and Expansion Company. unpublished Report 1, 200 pp (in Persian).
- Shepherd, T. and Allen, P., 1985. Metallogeneses in the Harlech Dome, North Wales: A fluid inclusion interpretation. *Mineralium Deposita*, 20: 159–168. Retrieved July 18, 1985 from <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00204560>
- Sillitoe, R., Richard, H. and Hedenquist, J., 2005. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. In: S.F. Simmons, I. Graham (Editors), *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth*, Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/SP.10.16>
- Simmons, S., White, N. and John, D., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. Richards (Editors). *Society of Economic Geologists*, pp. 458–522. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>
- Tajoldin, H., 1998. Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of Daristan gold mineral (south of Damghan), M.Sc. Thesis, University of Tarbiat Modares, Tehran, Iran, 162 pp. (in Persian)
- Tale Fazel, E., Mehrabi, B. and Ghasemi Siani, M., 2019. Epithermal systems of the Torud–Chah Shirin district, northern Iran: Ore-fluid evolution and geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, 109: 253–275. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.014>
- Wang, L., Qin, K., Song, G. and Li, G., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107: 434–456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>
- White, N. and Hedenquist, J., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG discovery* (23): 1–13. <https://doi.org/10.5382/SEGnews.1995-23.fea>
- Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Zhu, Y., Fang, A. and Juanjuan, T., 2011. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review. *Geoscience Frontiers*, 2(3): 367–374. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.05.006>

- مقاله‌ای که برای بررسی و چاپ به نشریه ارسال می‌شود، نباید قبلاً در نشریه داخلی و خارجی دیگری به چاپ رسیده باشد، همچنین هم‌زمان (تا اعلام نظر نهایی این نشریه) به نشریه‌های دیگر داخلی و یا خارجی ارسال نشود. چاپ خلاصه مقاله ارائه شده در کنگره‌ها، سمپوزیوم‌ها و سمینارهای داخلی و خارجی این محدودیت را ندارد.
- در مقاله‌هایی که از پایان‌نامه ارشد یا دکتری استخراج شده است، اسامی اساتید راهنما و مشاور ذکر شود.
- در صورتی که مقاله برگرفته از طرح پژوهشی مصوب دانشگاه یا طرح پژوهشی مراکز تحقیقاتی است، باید اسامی پژوهشگران و محل انجام پژوهش ذکر شود.
- نشریه در رد، قبول و ویراستاری مقاله آزاد است.
- دریافت مقاله فقط از طریق وبسایت نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، به آدرس <https://econg.um.ac.ir> امکان‌پذیر است.
- مقاله‌ها توسط متخصصان موضوعی داوری می‌شوند و در صورت تصویب و پذیرش مقاله، در فهرست مقاله‌های آماده انتشار سایت نشریه قرار می‌گیرند و بعد از ویراستاری و صفحه‌آرایی به نوبت به شماره‌ای خاص اختصاص داده می‌شوند.
- داوری مقاله دوسو ناشناس است (در کلیه مراحل بررسی مقاله، داوران و نویسندگان از اسامی یکدیگر مطلع نخواهند شد).
- تکمیل و ارسال فرم تعهدنامه، تعارض منافع و مشخصات نویسندگان الزامی است (برای دریافت فرم‌ها به سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی **فرم** مراجعه شود).
- ایمیل نویسنده مسئول حتی‌الامکان، ایمیل سازمانی باشد.
- اطلاعات بیشتر و کامل‌تر را در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی **شرایط و ضوابط ارسال مقاله**) مشاهده نمایید.

سیاست دسترسی آزاد

این نشریه تحت مجوز بین‌المللی **Creative Commons Attribution (CC BY 4.0)** است و به صورت دسترسی آزاد و بدون هزینه در دسترس خوانندگان و نویسندگان قرار می‌گیرد. تمام هزینه‌های نشریه توسط دانشگاه فردوسی مشهد تأمین می‌شود.

انواع مقاله قابل پذیرش

- مقاله پژوهشی
- مقاله مروری
- یادداشت پژوهشی
- نقد علمی

بخش‌های مقاله

مقاله شامل بخش‌های زیر باشد. اطلاعات کامل درباره هر بخش را در [راهنمای نگارش](#) (سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- عنوان (فارسی و انگلیسی)
- نام نویسندگان و وابستگی سازمانی (فارسی و انگلیسی)
- چکیده (فارسی و انگلیسی)
- واژه‌های کلیدی (فارسی و انگلیسی)
- مقدمه
- روش مطالعه
- بحث و بررسی
- نتیجه‌گیری
- تعارض منافع
- قدردانی
- منابع

تدوین مقاله

در زیر خلاصه‌ای از راهنمای تدوین مقاله آورده می‌شود. اطلاعات کامل درباره نگارش مقاله را در [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- مقاله با نرم‌افزار WORD تایپ شود.
- متن مقاله به زبان فارسی باشد.
- مقاله دارای چکیده فارسی و چکیده مبسوط انگلیسی (طبق ساختار مشخص شده در [راهنمای نگارش](#)) باشد.
- نسخه اولیه به صورت تک ستونی تهیه شود.
- تعداد صفحه‌های مقاله از ۲۵ صفحه (شامل متن، شکل، جدول و منابع) تجاوز نکند.
- حاشیه صفحه‌ها از بالا ۳/۵، از پایین ۲/۵، از راست و چپ ۲ سانتی‌متر باشد. ساینز صفحه A4 و فاصله سطرها ۱/۵ (1.5 lines) تنظیم شود.
- اندازه و فونت قلم‌هایی که در نوشتن مقاله استفاده می‌شود را در فایل [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه مشاهده نمایید.
- هنگام تنظیم مقاله از به کار بردن واژه لاتین که هم‌ارز فارسی دارد، خودداری شود.
- منابع انتهای مقاله با نیم سانتی‌متر فرورفتگی (Hanging) تنظیم شوند و از آوردن عدد و خط تیره در کنار منابع خودداری شود.
- تیترهای اصلی و فرعی شماره نداشته باشند.
- تمام عددها در متن مقاله، فارسی باشد و در صورت اعشاری بودن، ممیز به صورت (/) نوشته شود (عدد فقط در جدول و شکل به انگلیسی است).
- توضیح شکل (زیرنویس) و توضیح جدول (بالانویس) به دو زبان فارسی و انگلیسی باشد (در فارسی و انگلیسی مطابق هم باشند).
- در توضیح شکل و جدول به نام منطقه مورد بررسی اشاره شود.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

شکل

- شکلی که برای نشان دادن موقعیت جغرافیایی منطقه در ایران، استان و یا بخش کوچک‌تری نشان داده می‌شود، باید طول و عرض جغرافیایی، جهت شمال و مقیاس خطی داشته باشد و موقعیت (طول و عرض جغرافیایی) به درجه، دقیقه و ثانیه تنظیم شود.
- نقشه راهنما داشته باشد و در راهنما ترتیب سنی واحدهای سنگی از قدیم به جدید رعایت شود.
- به صورت رنگی و با کیفیت مناسب و مطلوب تهیه شود.
- کلمه، حرف، عدد و ... به کار رفته در داخل شکل، فقط به زبان انگلیسی باشد.
- علائم اختصاری شکل در زیرنویس آن شکل توضیح داده شوند (با ذکر منبع).
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

جدول

- در نرم افزار WORD تایپ شود.
- جدول در صفحه عمودی تایپ شود (Portrait).
- موقعیت باید به درجه، دقیقه و ثانیه ذکر شود.
- کلمه و حرف به کار رفته در داخل جدول به زبان انگلیسی (با سایز ۱۰ و فونت Times New Roman) باشد و در صورت اعشاری بودن اعداد، ممیز به صورت نقطه (.) نوشته شود.
- جدول به دلیل انگلیسی بودن باید از چپ به راست تنظیم شود.
- فاقد خط‌های عمودی باشد.
- در توضیح جدول (بالانویس)، واحد اندازه گیری اکسیدهای اصلی و فرعی ذکر شود.
- ترتیب اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی استفاده شده در جدول‌ها به ترتیب ظرفیت شیمیایی باشد.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

فرمول

- معادله و فرمول چپ چین شود.
- شماره گذاری فرمول، یک سطر بالاتر از فرمول قرار گیرد.

منابع

- منابع استفاده شده در مقاله، از منابعی باشند که به صورت کتاب، نشریه علمی، پایان نامه و ... بوده و قابل دسترسی توسط خواننده باشد. از منابع غیر قابل دسترس و منابع غیر علمی مانند درسنامه، جزوه استفاده نشود.
- استناد به منبع در متن مقاله (استنادهای درون متنی) و همچنین منابع انتهایی مقاله (برون متنی) باید به انگلیسی نوشته شوند (اگر در مقاله از منبع فارسی استفاده شده باشد، باید اطلاعات منبع به زبان انگلیسی برگردانده شود).
- اگر منبع مورد استفاده در مقاله، فارسی باشد؛ برای تبدیل اطلاعات کتابشناختی آن به انگلیسی، باید تمام اطلاعات آن (مانند نام نویسنده (نویسندگان)، عنوان منبع (نام نشریه، کتاب، گزارش) و سایر اطلاعات مورد نیاز) از صفحه عنوان انگلیسی یا سایت اینترنتی منبع گرفته شود. از ترجمه شخصی اطلاعات منابع فارسی خودداری نمایید.
- سال‌های شمسی به میلادی تبدیل شوند (در استنادهای درون متنی و منابع برون متنی).
- اطلاعات کامل همه استنادهای درون متنی (طبق نمونه‌های ذکر شده) در انتهایی مقاله آورده شود. هر منبعی که در متن مقاله، شکل و جدول و توضیح آنها آمده باشد، اطلاعات کامل آن حتماً باید در انتهایی مقاله ذکر شود و همچنین هر منبعی که در انتهایی مقاله آمده باشد، باید در درون متن نیز به آن استناد شده باشد.
- نحوه نوشتن منابع برون متنی و استنادهای درون متنی در ادامه آمده است.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

ارجاع درون‌متنی (استناد درون‌متنی):

به دلیل این که منابع فارسی به کار رفته در مقاله باید به انگلیسی برگردانده شوند، لازم است ارجاع درون‌متنی منابع فارسی نیز به انگلیسی ذکر شوند. ارجاع در متن مقاله طبق موارد زیر باشد:

- ارجاع به منبعی با یک نویسنده: بین نام خانوادگی نویسنده و سال نشر ویرگول قرار می‌گیرد. مانند: (Sheikhi, 1995)
- ارجاع به منبعی با دو نویسنده: بین نام خانوادگی دو نویسنده کلمه and قرار می‌گیرد و بعد از ویرگول، سال نشر منبع ذکر می‌شود. مانند: (Salavati and Fahim Guilani, 2014)
- ارجاع به منبعی با بیش از دو نویسنده: بعد از نام خانوادگی نویسنده اول، عبارت et al. و سپس بعد از ویرگول سال نشر می‌آید. مانند: (Ghourchi et al., 2014)
- ارجاع به بیش از یک منبع: اگر بخواهیم در یک محل به چند منبع ارجاع دهیم، ارجاع مانند نمونه‌های بالا صورت می‌گیرد؛ با این تفاوت که همه داخل یک پرانتز قرار می‌گیرند و با نقطه ویرگول از هم جدا می‌شوند و ترتیب آوردن آنها بر اساس سال نشر از قدیم به جدید است. مانند: (Bardossy and Aleva, 1990; Arehart, 1996; Habibzadeh et al., 2014)
- هرگاه در متن، توضیح شکل و جدول (زیرنویس و بالانویس)، به طور مستقیم به منبع و نویسنده‌ای اشاره شود، باید ابتدا نام نویسنده منبع به فارسی و بعد در داخل پرانتز همراه با سال نشر به انگلیسی (سال میلادی) بیاید. مثال: کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2012)

ارجاع برون‌متنی (منابع انتهایی مقاله):

- منابع استفاده شده در کل مقاله فقط به زبان انگلیسی و سال میلادی باشد.
- برای استناد به مقاله‌های فارسی، از عنوان، نام نویسندگان و سایر اطلاعات کتابشناختی مورد نیاز در صفحه عنوان انگلیسی، چکیده انگلیسی و یا صفحه انگلیسی سایت منبع استفاده کنید و از ترجمه شخصی آن خودداری نمایید:
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین دارند، به صفحه انگلیسی سایت منبع مراجعه کنید.
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین ندارند، به صفحه عنوان انگلیسی و مشخصات انگلیسی پشت جلد مراجعه نمایید.
- برای استناد به آثار خارجی ترجمه شده به فارسی، نام نویسندگان فرنگی و عنوان انگلیسی یا عنوان اصلی اثر ذکر شود و سپس نام مترجم پس از عبارت (Translated by) بیاید و بعد سایر اطلاعات کتابشناختی منبع ترجمه شده به زبان انگلیسی آورده شود (لازم است محل نشر و ناشر کتاب یا اثر ترجمه شده بیاید و نه اثر اصلی).
- منابع بر اساس حروف الفبای نام نویسندگان آورده می‌شود.
- نام همه نویسندگان ذکر شود و از آوردن عبارت "et al." و others به جای آوردن نام سایر نویسندگان منبع، خودداری شود.
- نام منبع (نشریه، کتاب و ...) و ناشر مخفف نباشد و به طور کامل آورده شود.
- برای استناد به مقاله‌هایی که هنوز منتشر نشده‌اند، به جای سال نشر از in press استفاده شود.
- برای مقاله منتشر شده در نشریه، آوردن شماره نشریه (Issue) و شماره جلد الزامی است (طبق نمونه)، در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

- منابعی که در اصل به زبان فارسی و دارای چکیده انگلیسی هستند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian with English abstract) در انتها مشخص شوند.
- منابعی که در اصل به زبان فارسی هستند و چکیده انگلیسی ندارند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian) در انتها مشخص شوند.
- برای مقاله‌های منتشر شده که DOI دارند، آوردن DOI در پایان هر منبع الزامی است (DOI با آدرس دقیق ذکر شود).
مثال: <https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80951>
- برای سایر منابعی که از سایت‌های اینترنتی گرفته شده‌اند و DOI ندارند، آدرس صفحه اینترنتی را بیاورید. بدین صورت که مانند دیگر منابع همه اجزاء را با توجه به نوع منبع آورده و در پایان آدرس اینترنتی را بعد از تاریخ بازیابی بیاورید. تاریخ بازیابی را به شکل زیر بیاورید:

Retrieved September 26, 2018 from <http://.....>

Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2013. Geochemistry of stream sediments, waters and Uranium and Thorium anomalies on Nyshabour turquoise mine and its environmental impacts in the lives of rural areas. Iranian Journal of Mineralogy and Crystallography, 21(1): 3–18. (in Persian with English abstract) Retrieved April 22, 2021 from <http://ijcm.ir/article-1-326-fa.html>

- اطلاعات هر منبع با توجه به نوع منبع، دقیقاً مانند **نمونه‌های زیر** نوشته شود. همه اجزاء مشخص شده در نمونه‌ها ذکر شوند. از آوردن اجزاء اضافی خودداری شود و اجزاء نیز در جای مشخص شده قرار گیرند. علائم نگارشی نیز دقیق و طبق فرمت باشد (به اجزاء، علائم نگارشی، فاصله و طرز قرار گرفتن هر جزء در نمونه‌ها توجه شود).

منابع برون متنی (با اطلاعات کامل) طبق نمونه‌های زیر تنظیم شوند:

برای نشان دادن بهتر، اجزاء و علائم نگارشی منابع با رنگ‌های متفاوت اعمال شده است.

مقاله منتشر شده در نشریه (Journal Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام نشریه، دوره نشریه (جلد)، شماره نشریه، شماره صفحه ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: برای مقاله، آوردن شماره ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، شماره دوره و شماره نشریه (Issue) الزامی است. در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

Ghourchi, N., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, S., 2014. Geology, alteration, age dating and petrogenesis of intrusive bodies in Halak Abad prospect area, NE Iran. Journal of Economic Geology, 6(1): 23–48. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.23015>

مقاله ارائه شده در همایش (سمپوزیوم، کنگره، میتینگ و ... علمی) (Conference Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام همایش، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Majidifar, M., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2013. Geology, mineralization and geochemistry of Koli prospect area, northeast of Ghaen, South Khorasan province. 5th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. Retrieved September 26, 2018 from https://www.researchgate.net/publication/273575902_Geology_mineralization_and_geochemistry_of_Koli_prospect_area_northeast_of_Ghaen_South_Khorasan_province

بخشی (فصلی) از کتاب، انتشارات ویژه (به طوری که هر بخش دارای نویسنده جداگانه باشد) (Book Section)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان بخش (فصل) کتاب، ویراستار، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره صفحه ابتدایی و انتهایی بخش کتاب، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: در صورتی که یک ویراستار اصلی داشته باشد، به جای (Editors) از (Editor) استفاده می شود. در این قسمت ابتدا حرف اول نام کوچک ویراستاران و سپس نام خانوادگی می آید و صفحه نیز، صفحه ابتدایی و انتهایی بخش یا فصل کتاب مورد نیاز است.

Lentz, D.R., 1994. Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite-bearing assemblages. In: D.R. Lentz (Editor), Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Geological Association of Canada, Canada, pp. 69-99. https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_128

کتاب (Book)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای کتاب، آوردن شماره کل صفحه های کتاب الزامی است.

Bardossy, G. and Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic bauxite. Elsevier, Amsterdam, 624 pp.

ترجمه کتاب (Book Translated)

نویسنده (نویسندگان)، مترجم (مترجمان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای محل نشر و ناشر، باید اطلاعات ترجمه کتاب بیاید و نیازی به محل و ناشر اثر اصلی نیست.

Mason, B. and Moore, K.B. (translated by Moore, F. and Sharafi, A.A.), 2003. Principles of Geochemistry. Shiraz University Press, Shiraz, 566 pp.

پایان نامه (Thesis)

نویسنده، سال نشر، عنوان پایان نامه، درجه پایان نامه، نام دانشگاه، نام شهر، کشور، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای رساله دکتری به جای M.Sc. از Ph.D. استفاده می شود.

Sheikhi, R., 1995. Study of economic geology of Shahrak fe deposit, east of Takab. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp.

کارگاه علمی (Workshop)

بر گزار کننده (بر گزار کنندگان)، سال برگزاری، عنوان، نام کارگاه، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری،
تاریخ برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Calvin, W.M., Kratt, C. and Faulds, J.E., 2005. Infrared spectroscopy for drillhole lithology and mineralogy. Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California, United States (21 February 2005). Retrieved September 26, 2018 from <https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2005/calvin.pdf>

نقشه (Map)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان نقشه، ناشر

توضیح: در صورت داشتن محل نشر، می توانید آن را بعد از ناشر بیاورید.

Karimpour, M.H., Ashouri, A. and Saadat, A., 2009. Geological map of Taherabad, scale 1:100,000. Geological Surver of Iran.

گزارش (Report)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان گزارش، ناشر، محل نشر، شماره گزارش، شماره کل صفحه ها

Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A.M., 1966. Geology of Tarom district western part (Zanjan area, northwest Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 8, 40 pp.

منابع اینترنتی (Internet Resources)

هر منبع اینترنتی را با توجه به نوع منبع به شکل های ذکر شده قبل در آورده و در پایان، آدرس صفحه اینترنتی آن منبع بعد از تاریخ بازیابی آورده شود. مثال:
Retrieved September 26, 2018 from <https://.....>

این نشریه **عضو** کمیته بین‌المللی اخلاق در انتشار (COPE) است و از آیین‌نامه اجرایی قانون پیشگیری و مقابله با تقلب در آثار علمی پیروی می‌کند.

منشور اخلاق نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، بر مبنای رهنمودهای ارائه‌شده توسط کمیته اخلاق انتشار (COPE) طراحی شده است و از کلیه کاربران انتظار می‌رود به اصول اخلاقی ذکر شده پایبند باشند. بدیهی است هرگونه سرقت علمی یا سایر رفتارهای غیر اخلاقی به حذف مقاله از فرایند داوری منجر خواهد شد. این منشور جهت تعیین وظایف و تعهدات نویسندگان، سردبیر، اعضای هیئت تحریریه و داوران تنظیم شده است.

انتشار و تألیف

- مقالات پژوهشی در فرایند داوری به‌وسیله هیئت‌داوران و کارشناسان علمی که از طرف سردبیر یا مدیر مسئول یا هر دو انتخاب می‌شوند، به‌صورت محرمانه و بی‌نام ارزیابی می‌شوند.
- ملاک ارزیابی مقالات بر اصالت، کیفیت علمی، صحت ارائه و اهمیت پرداختن صحیح به سبک نگارش فارسی است.
- بر اساس تصمیم داوران و کمیته تحریریه، مقالات پذیرفته، تجدیدنظر و یا رد می‌شوند.
- نسخه تجدیدنظر شده به کمیته تحریریه مربوطه ارائه و تصمیم‌گیری نهایی بر اساس تصمیم کمیته انجام می‌شود.
- مقالات رد شده در پایگاه اطلاعاتی نشریه نگهداری می‌شوند.
- پذیرش مقاله منوط به تأیید الزامات قانونی و تسلیم تعهدنامه نویسندگان (شامل پذیرفتن مسئولیت، کپی‌رایت و سرقت علمی) است و پس از آن به‌عنوان مقاله پذیرفته شده در فهرست مقالات پیش از انتشار قرار گرفته و به‌صورت آنلاین نمایش داده می‌شود.
- سرقت علمی به‌وسیله گروه تحقیق در دانشگاه و ارجاع متقابل آن، قبل از پذیرش مورد بررسی قرار می‌گیرد.

نویسندگان

- گواهی اصالت مقاله توسط نویسندگان در هنگام ارسال مقاله به صورت الکترونیکی تسلیم می‌شود، همچنین باید گواهی شود که مقاله ارسال‌شده در نشریه دیگری چاپ نشده است و یا در دست بررسی برای چاپ نیست.
- اصلاحات و دیدگاه‌های پیشنهادی کمیته داوران ظرف مدت ۳۰ روز از تاریخ ابلاغ، به مدیر مسئول نشریه ارجاع داده شود.
- تقدیر و تشکر و وابستگی سازمانی نویسندگان در مقاله آورده شود و هرگونه مغایرت منافع بین نویسندگان و یا سازمان‌ها ذکر شود.
- از گزارش خطا و اشتباه در آثار منتشرشده که به بهبود کیفیت مقالات کمک می‌کند، استقبال می‌شود.
- نویسندگان بعد از تکمیل فرایند ارزیابی مقاله، حق انصراف از چاپ را ندارند.

داوران

- رازداری و محرمانه‌بودن اطلاعات مقاله در همه زمینه‌ها رعایت شود. فرایند داوری مقالات به صورت مخفیانه و بی‌نام انجام می‌شود؛ درحالی‌که حفظ اصالت مقالات در اولویت قرار می‌گیرد.
- فرایند داوری باید در اسرع وقت انجام شود و دیدگاه‌های مربوط به اصالت مقاله، صرف‌نظر از پیشنهادها در مورد تجدیدنظر، رد

- و یا پذیرش مقاله، به سردبیر فرستاده شود.
- پیشنهاد‌های داوران در خصوص مقالات منتشر شده باید در قالب فرم‌های داوری و در بخش دیدگاه‌های مربوط به نویسنده و سردبیر، به آنها ارائه شود.
- سرقت علمی شامل هم‌پوشانی مقاله با دیگر مقالات چاپ شده، باید به اطلاع برسد؛ به طوری که هیئت تحریریه بتواند تصمیم نهایی را در مورد رد یا پذیرش مقاله اتخاذ کند.
- داوران باید از داوری مقالاتی که تضاد منافع دارند، امتناع کنند.

سردبیران

- همه سردبیران مسئول (سردبیر، مدیر مسئول و هیئت تحریریه) اختیار تام در رد یا قبول هر مقاله داشته و کیفیت کلی مقالات منتشر شده بر عهده آنهاست.
- سردبیران همیشه باید استراتژی‌هایی را به منظور بالا بردن کیفیت مقالات، پیشنهاد داده و اجرا کنند.
- صحت و سقم سابقه تحصیلی نویسنده قبل از بررسی مقاله باید ارزیابی شود.
- اصالت و کیفیت مقاله، صحت مطالب ارائه شده و مرتبط بودن با زمینه انتشارات باید تنها ویژگی برای پذیرفتن یا رد مقالات باشد.
- تصمیم نهایی نباید بدون ادله محکم لغو شود.
- ناشناس بودن هویت داوران و نویسندگان تا زمانی که تصمیمی در مورد مقاله اتخاذ نشده است، باید حفظ شود.
- ویراستاران راه حلی برای مسائل اخلاقی و مشکلاتی از قبیل تقابل نویسندگان در ارتباط با مقالات چاپ شده یا چاپ نشده آنها، پیدا کنند.
- رد مقالات بر اساس سوءظن امکان پذیر نیست.
- تضاد منافع میان اعضای هیئت تحریریه، نویسندگان و داوران باید به درستی و بر اساس دستورالعمل کمیته اخلاق نشر (COPE) حل و فصل شود.

بیانیه سرقت علمی آثار

- همه قوانین تعریف شده توسط کمیته اخلاق نشر (COPE) باید توسط اعضای هیئت تحریریه، داوران و نویسندگان اجرایی شود.
- مقاله در مرحله اول (فرایند بررسی سردبیر) می‌تواند از روند خارج شود؛ اما زمانی که در فرایند داوری قرار می‌گیرد، انصراف از روند داوری مشمول پرداخت جریمه به هیئت تحریریه است.
- هر تغییر عمده در مقاله پذیرفته شده با ارائه ادله قابل انجام است.
- همه اعضای هیئت تحریریه و نویسندگان، باید هر نوع اصلاحی را صادقانه و به طور کامل انجام دهند.
- اخلاق نشر باید در مقاله رعایت شود. سرقت علمی و یا ارائه داده‌های تقلبی موجب می‌شود که نویسندگان به عنوان ناقضان قوانین کمیته اخلاق نشر (COPE) تلقی شوند و نام آنها در فهرست سیاه این کمیته قرار گیرد که اتخاذ تصمیم بر عهده هیئت تحریریه است.

Contents

Alteration, mineralization, geochemistry and fluid inclusion investigations in Joftrud prospect area, southwest of Birjand	1
Omid Shareipour, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi , Maryam Javidi Moghaddam	
Petrology of Oligocene Lalehzar igneous rocks in the southeast of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt	21
Fateme Sepidbar, Bahareh Borouzi Niyat	
Petrogenetic evidences in geodynamics and placement of Nardozi intrusive masses in Alborz-Azerbaijan structural zone	47
Shahryar Mahmoudi, Shiva Lavi, Shohreh Hassanpour, Amir Ali Tabakh Shabani, Mehran Yegane Far	
Seawater-originated fluids interactions with oceanic lithospheric mantle peridotites and formation of hornblende dykes, as well as spadeite and dolomite veins in the Naein ophiolite (Isfahan Province, Iran)	75
Fateme Naderi, Ghodrat Torabi, Nargess Shirdashtzadeh	
Estimation and evaluation of iron reserves in the eastern area of Eileh1 mine, Razavi Khorasan province	101
Hamid Esmati Daroneh, Maryam Gholamzadeh	
Mineralogy, alteration, fluid inclusions microthermometry and genesis of the Cu-Au Kalateh Dasht deposit, south of Shahrood, NE Iran.....	125
Mohadeseh Eskandari , Fardin Mousivand, Maryam Sheibi, Bernd Lehmann	

Journal of Economic Geology as Quaterly in the field of economic geology and related sciences is published in Persian with English abstract.

Aims

- The publication of Scientific- Research papers;
- Development of research and promotion of knowledge geological and geochemical exploration;
- Dissemination of latest scientific achievements of universities and academic institutions.

Scope

- Economic Geology
- Geochemical Exploration
- Geophysical Exploration
- Remote Sensing and Mineral Exploration
- Environmental Geology
- Petrology
- Mining Engineering Sciences

Indexing and Abstracting

Scopus®

GeoRef

DOAJ
DIRECTORY OF
OPEN ACCESS
JOURNALS

ULRICHSWEB™
GLOBAL SERIALS DIRECTORY

Google
Scholar

EBSCOhost

ISC
پایگاه اطلاعاتی علوم زمین اسلام

SID
پایگاه اطلاعات علمی
جهاد دانشگاهی

magiran®





Journal Information

Print ISSN: 2008-7306

Online ISSN: 2423-5865

Publication: Quarterly

Publication authorization
(Ministry of Culture and Islamic
Guidance)

No. 21124, 23 November 2009

Scientific- Research grade
(Ministry of Science, Research and
Technology)

No. 4143, 31 July 2010

Contact Us

Mailing Address: Ferdowsi University of
Mashhad (FUM) campus, Azadi Sq.,
Mashhad, Khorasan Razavi, Iran

P.O. Box: 9177948973

Email: econg@um.ac.ir

Website: <https://econg.um.ac.ir>

Phone: +98 (51) 38804050

Fax: +98 (51) 38807352

Publisher

Ferdowsi University of Mashhad

Director-in-Charge

Editor-in-Chief

Mohammad Hassan Karimpour
Professor, Ferdowsi University of Mashhad
karimpur@um.ac.ir

Editorial Board

Dr. Mohammad Hassan Karimpour
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Charles R. Estern
(Prof., University of Colorado, U.S.A.)

Dr. Mohammad Hossein Adabi
(Prof., Shahid Beheshti University)

Dr. Ebrahim Rastad
(Associate Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Gholam Reza Lashkaripour
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abbas Moradian
(Associate Prof., Shahid Bahonar University)

Dr. Seyed Reza Moussavi Harami
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Seyed Ahmad Mazaheri
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Majid Ghaderi
(Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Farhad Bouzari
(Research Associate, The University of British
Columbia)

Dr. Amir Morteza Azim Zadeh
(Senior Researcher, Luleå University of
Technology)

Executive Director

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

Consultant

Dr. Azadeh Malekzadeh Shafaroudi (Ferdowsi
University of Mashhad)

Persian Editor

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

Page Designer

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 16, No. 4, 2024, Serial No. 43

CONTENTS

Alteration, mineralization, geochemistry and fluid inclusion investigations in Joftrud prospect area, southwest of Birjand	1
Omid Shareipour, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi , Maryam Javidi Moghaddam	
Petrology of Oligocene Lalehzar igneous rocks in the southeast of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt	21
Fatemeh Sepidbar, Bahareh Borouzi Niyat	
Petrogenetic evidences in geodynamics and placement of Nordoz intrusive masses in Alborz-Azerbaijan structural zone	47
Shahryar Mahmoudi, Shiva Lavi, Shohreh Hassanpour, Amir Ali Tabakh Shabani, Mehran Yegane Far	
Seawater-originated fluids interactions with oceanic lithospheric mantle peridotites and formation of hornblendite dykes, as well as spadaite and dolomite veins in the Naein ophiolite (Isfahan Province, Iran)	75
Fatemeh Naderi, Ghodrat Torabi, Nargess Shirdashtzadeh	
Estimation and evaluation of iron reserves in the eastern area of Eileh1 mine, Razavi Khorasan province	101
Hamid Esmati Daroneh, Maryam Gholamzadeh	
Mineralogy, alteration, fluid inclusions microthermometry and genesis of the Cu-Au Kalateh Dasht deposit, south of Shahrood, NE Iran	125
Mohadeseh Eskandari , Fardin Mousivand, Maryam Sheibi, Bernd Lehmann	