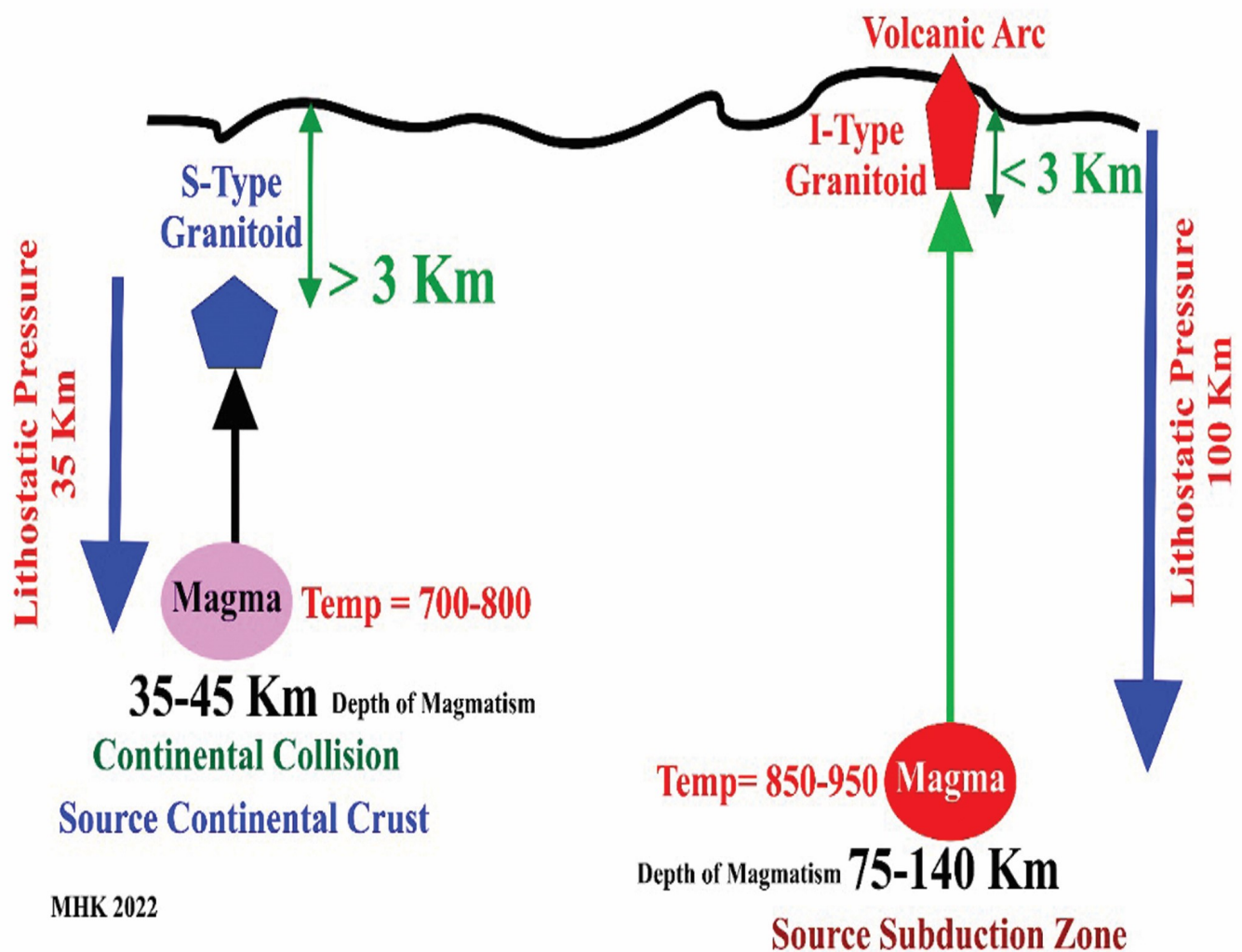


زمین‌شناسی اقتصادی



MHK 2022



صاحب امتیاز

دانشگاه فردوسی مشهد

سر دبیر و مدیر مسئول

دکتر محمد حسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

karimpur@um.ac.ir

هیأت تحریریه

دکتر محمد حسن کریم‌پور، 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 لشکری‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سیداحمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

کارشناس اجرایی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی

دکتر آزاده ملک‌زاده سفارودی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار فارسی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار انگلیسی

دکتر علی پیروی (مرکز ویراستاری دانشگاه فردوسی مشهد)

صفحه‌آرا

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 زمین‌شناسی

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



ابراهیمی، محمد

دانشیار

پetroloژی

دانشگاه زنجان

عابدینی، علی

استاد

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه ارومیه

معانی جو، محمد

استاد

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه بوعلی سینا

حسن نژاد، علی اکبر

دانشیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه دامغان

قاسمی، حبیب الله

استاد

پetroloژی

دانشگاه صنعتی شاهرود

مغفوری، سجاد

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه تربیت مدرس

حسین زاده، محمدرضا

استاد

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه تبریز

کریم پور، محمد حسن

استاد

زمین شناسی اقتصادی

(دانشگاه فردوسی مشهد)

ملکزاده شفارودی، آزاده

استاد

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه فردوسی مشهد

زیرجانی زاده، صدیقه

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

مجمع آموزش عالی گناباد

محمدی، سید سعید

استاد

پetroloژی

دانشگاه بیرجند

مهدوی، امیر

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه بیرجند

سپاهی گرو، علی اصغر

استاد

پetroloژی

دانشگاه بوعلی سینا

مختاری، میر علی اصغر

دانشیار

پetroloژی

دانشگاه زنجان

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 آمریکا، 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 آمریکا 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، آمریکا 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 زیست محیطی 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 زمین شناسی اقتصادی در کشورهای توسعه یافته و بومی سازی و به روز رسانی آموزش و پژوهش زمین شناسی اقتصادی در ایران.
- (۳) خوشبختانه نشریه زمین شناسی اقتصادی با کسب مجوز علمی- پژوهشی، زمینه چاپ تحقیقات و پژوهش های زمین شناسی اقتصادی در کشور را فراهم کرده است. با عنایت به این مهم که نشریه زمین شناسی اقتصادی، نمادی از متخصصان زمین شناسی اقتصادی ایران است؛ لذا از تمامی اساتید، پژوهشگران و دانشجویان دکتری درخواست می شود بهترین مقاله های علمی- پژوهشی خود را برای چاپ در این مجله ارسال نمایند.
- (۴) برنامه ریزی برای برگزاری کارگاه های آموزشی و تخصصی.

- ۱ نحوه تشکیل و نوع کانسار سرب- روی (فلوئور- باریم) سرچلشک، منطقه سوادکوه، استان مازندران
مژده محمدی لیسهرودی، میر علی اصغر مختاری، حسین کوهستانی و افشین زهدی
- ۲۹ کانی‌شناسی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانسار سرب و روی چاه‌میله با سنگ میزبان کربناتی تریاس میانی (شمال شرق انارک)، ایران مرکزی
بهزاد مهرابی، نفیسه چقانه و ابراهیم طالع فاضل
- ۶۵ کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانه‌زایی آهن- مس- طلا همراه با توده‌های آذرین نفوذی احمدآباد، سمنان
فریبا طایفی، بهزاد مهرابی و مجید قاسمی سیانی
- ۹۳ سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های بوژان، شمال شرق نیشابور
حمید حافظی مقدس و سید مسعود همام
- ۱۱۵ کانی‌شناسی رگه‌های آنورتوزیتی و گابروهای دربرگیرنده در توده نفوذی کالکافی (شمال شرق انارک، استان اصفهان، ایران مرکزی)
حنان سلیم، قدرت ترابی و نرگس نصوحیان
- ۱۴۳ پتروگرافی، زمین‌شیمی و زمین‌ساخت توده گرانیتی هریس، استان آذربایجان شرقی: شاهدهی بر ماگماتیسیم درون صفحه‌ای وابسته به ریف
فرهاد پیرمحمدی علیشاه، مهدی محمدرضایی و احمد جهانگیری



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.51871.85988



Genetic model and type of the Sarcheleshk Pb–Zn (F–Ba) deposit, Savadkouh area, Mazandaran province

Mozhdeh Mohammadi Lisehroudi¹, Mir Ali Asghar Mokhtari² , Hossein Kouhestani³ * , Afshin Zohdi⁴

¹ M.Sc., Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

⁴ Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 12 March 2020
Revised: 19 April 2021
Accepted: 25 April 2021

Keywords

Pb–Zn (F–Ba) mineralization
Elika Formation
Sarcheleshk
Savadkouh
Mazandaran

*Corresponding author

Hossein Kouhestani
✉ kouhestani@znu.ac.ir

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

There are several carbonate-hosted Pb–Zn (F–Ba) deposits in the central Alborz zone hosted in the upper part of the Elika Formation. From an economic point of view, the most important deposits discovered to date are Sheshroudbar, Pachi Miana, Kamarposht and Era. It makes the central Alborz zone as one of the most important Pb–Zn (F–Ba) districts in Iran. In this district, Elika Formation is restricted by NE–SW-trending reverse faults and thrusts over the Shemshak Formation. The main orebodies have occurred in open spaces which have been formed due to the angles between normal and reverse faults in the carbonate rocks of the Elika Formation (Tabasi, 1997). Some of these deposits have been studied, and various models such as syn-diagenesis to epigenetic are presented for ore genesis (Alirezaei, 1989; Gorjizad, 1996; Rastad and Shariatmadar, 2002; Rajabi et al., 2013; Vahabzadeh et al., 2014; Nabiloo et al., 2018).

Sarcheleshk is an abandoned mine of Pb–Zn (F–Ba) mineralization in the central Alborz zone. Except for small-scale geological maps of the area, i.e., 1:100,000 geological map of Pol-e-Sefid (Vahdati Daneshmand and Karimi, 2004) and Semnan (Nabavi, 1988), previous studies of Pb–Zn (F–Ba) mineralization at Sarcheleshk were limited and include Mohammadi Lisehroudi (2019). In this contribution, we provide the first detailed geological, mineralogical and geochemical studies in the Sarcheleshk deposit to reveal more details of the type and genetic model of the ore formation.

How to cite this article

Mohammadi Lisehroudi, M., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H. and Zohdi, A., 2022. Genetic model and type of the Sarcheleshk Pb–Zn (F–Ba) deposit, Savadkouh area, Mazandaran province. Journal of Economic Geology, 14(2): 1–28. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51871.85988>



©2022 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.

Materials and methods

Detailed field work has been carried out at different scales in the Sarcheleshk area. A total of 60 samples were collected from various parts of the orebodies, host carbonate and mafic igneous rocks. The samples were prepared for thin (n=32) and polished-thin (n=12) sections in the laboratory of the University of Zanjan, Zanjan, Iran. Eight representative samples were from the ore zone, 1 sample from barren dolomitic limestone and 3 samples from mafic igneous rocks. They were analyzed for major, trace and rare earth elements using XRF and ICP–MS in the Zarazma Analytical Laboratories, Tehran, Iran.

Discussion and conclusion

The Sarcheleshk Pb–Zn (F–Ba) deposit is located 20 km southwest of Pol-e-Sefid, Mazandaran province. The most important rock units exposed in this area include early to middle Triassic dolomitic limestone (Elika Fm.), late Triassic gypsum, dolomitic limestone and marl (Paland Fm.), late Triassic mafic igneous rocks, late Triassic to early Jurassic shale, siltstone and sandstone (Shemshak Fm.), middle Jurassic ammonite-bearing marl, calcareous marl and marly limestone (Dalichay Fm.), late Jurassic cherty limestone and dolomitic limestone (Lar Fm.), and early Eocene Alveolina–Nummulitic limestone (Ziarat Fm.).

Mineralization at Sarcheleshk occurs as strata-bound orebodies hosted by dolomitic limestone of Elika Formation, and controlled structurally by faults, fractures and dissolution collapse breccias. The ore veins have a varying width from 0.5 to 1.5 m.

Detailed field geology and petrographic studies indicate that wall-rock alterations developed at the Sarcheleshk deposit include dolomitization, silicification, and calcitization. The ores at Sarcheleshk are dominated by galena, sphalerite, pyrite, fluorite, and barite, with lesser, chalcopyrite, and tetrahedrite, all of which are hosted by a dolomite, calcite, and quartz gangue assemblage. The ore minerals show vein-veinlets, open space filling, brecciated, rhythmic, disseminated, replacement, and relict textures. The mineralization process at Sarcheleshk can be divided into three stages. Stage 1 is diagenesis stage represented by rhythmic texture of fluorite, galena, sphalerite, and calcite bands. Stage 2 (epigenetic stage), volumetrically most important, is marked by fluorite-sphalerite-galena-pyrite-chalcopyrite, barite-pyrite and barite-calcite, and late-stage calcite veins and veinlets. Stage 3 is the supergene mineral assemblages consisting of smithsonite, cerussite, chalcocite, covellite, azurite, and goethite. The ore samples and mafic igneous rocks show different Chondrite-normalized trace and REE patterns, indicating that they are genetically unconnected. It is declined syn-sedimentary and/or hydrothermal igneous origins for the Sarcheleshk deposit and specify that basinal brines may have played a role in Pb–Zn (F–Ba) mineralization at the Sarcheleshk deposit.

Our data suggests that the Sarcheleshk deposit is a F–Ba-rich MVT deposit and is comparable with other Pb–Zn (F–Ba) deposits of central Alborz zone.



نحوه تشکیل و نوع کانسار سرب- روی (فلوئور- باریم) سرچلشک، منطقه سوادکوه، استان مازندران

مژده محمدی لیسه‌رودی^۱، میر علی اصغر مختاری^۲، حسین کوهستانی^{۳*}، افشین زهدی^۴

^۱ کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۴ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

کانسار سرب- روی (فلوئور- باریم) سرچلشک در ۲۰ کیلومتری جنوب‌خاور پل سفید (سوادکوه، استان مازندران) قرار دارد. این کانسار به صورت چینه کران درون سنگ آهک‌های دولومیتی شده سازند الیکا رخ داده و توسط ساختارهای گسلی و حفره‌های انحلالی کنترل شده است. ضخامت رگه‌های کانه‌دار بین ۰/۵ تا ۱/۵ متر متغیر است. دگرسانی گرمایی در بخش‌های کانه‌دار شامل دگرسانی‌های دولومیتی، کلسیتی و سیلیسی است. پیریت، گالن و اسفالریت کانه‌های فلزی اصلی موجود در کانسار سرچلشک هستند که با اندکی کالکوپیریت و تتراهدريت همراهی می‌شوند. فلوئوریت و باریت، کانی‌های غیرفلزی معدنی و کلسیت، دولومیت و کوارتز کانی‌های باطله هستند. ساخت و بافت کانسنگ در کانسار سرچلشک شامل رگه- رگچه‌ای، پُرکننده فضاهای خالی، برشی، تناوبی، دانه‌پراکنده، جانیشینی و بازماندی است. مراحل کانه‌زایی در کانسار سرچلشک به سه مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول، کانه‌زایی هم‌زمان با فرایندهای دیاژنز است. مرحله دوم (مرحله دیرزاد)، اصلی‌ترین مرحله کانه‌زایی در کانسار سرچلشک است. این مرحله به ترتیب با تشکیل رگه- رگچه‌های فلوئوریت- گالن- اسفالریت- پیریت- کالکوپیریت- تتراهدريت، رگه- رگچه‌های باریت- پیریت و باریت- کلسیت و در نهایت رگه- رگچه‌های تأخیری کلسیتی همراه است. در مرحله برون‌زاد، کانی‌های اسمیت‌زونیت، سروزیت، کالکوسیت، کوولیت، آزوریت و گوتیت تشکیل شده‌اند. نبود روند مشابه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های آذرین مافیک، بیانگر نبود ارتباط ژنتیکی کانه‌زایی با ماگماتیسم مافیک منطقه بوده و خاستگاه گرمایی آذرین‌زاد کانسار سرچلشک را منتفی می‌سازد. ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، مجموعه کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ در کانسار سرچلشک شباهت زیادی با کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (زیررده غنی از فلوئور و باریم) دارد.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۲۲

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۱/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۲/۰۵

واژه‌های کلیدی

کانه‌زایی سرب- روی (فلوئور- باریم)

سازند الیکا

سرچلشک

سوادکوه

مازندران

نویسنده مسئول

حسین کوهستانی

kouhestani@znu.ac.ir ✉

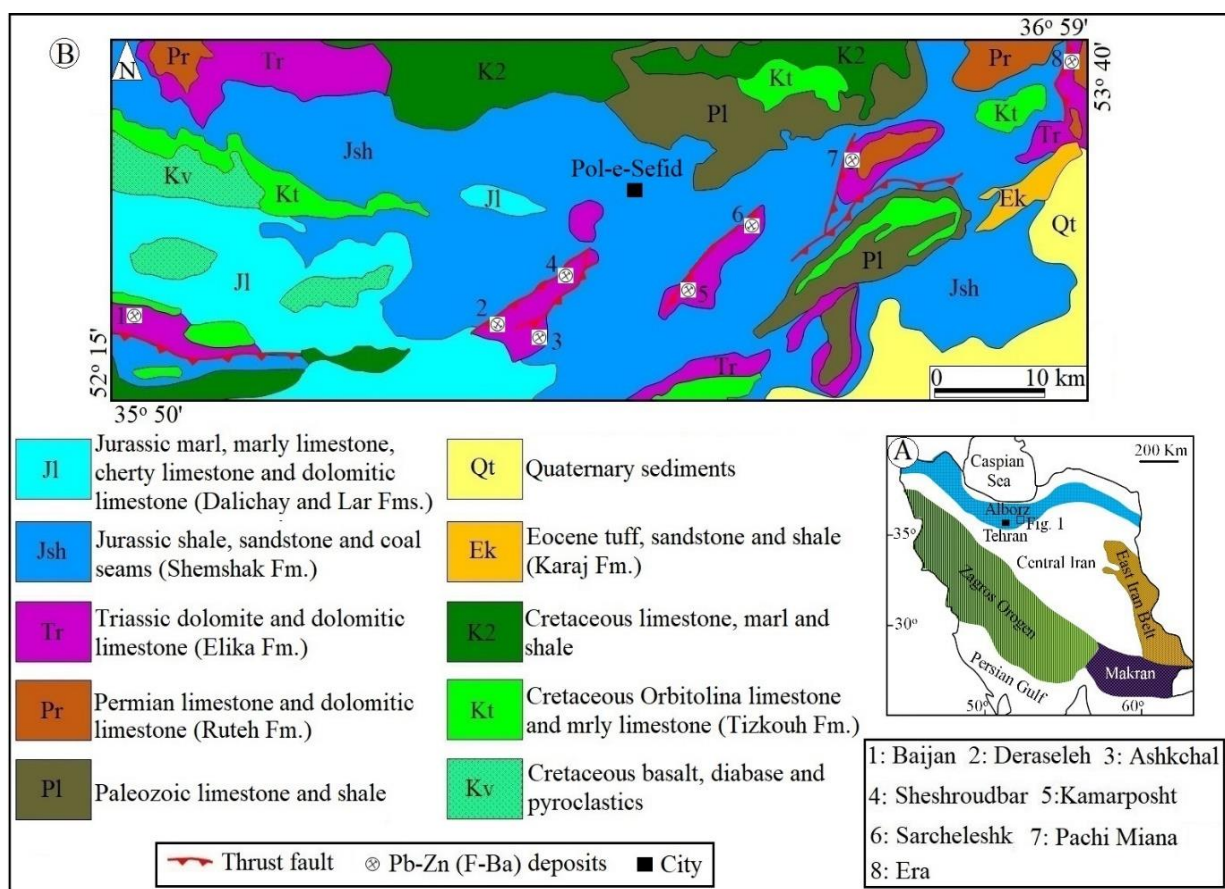
استناد به این مقاله

محمدی لیسه‌رودی، مژده؛ مختاری، میر علی اصغر؛ کوهستانی، حسین و زهدی، افشین، ۱۴۰۱. نحوه تشکیل و نوع کانسار سرب- روی (فلوئور- باریم) سرچلشک، منطقه سوادکوه، استان مازندران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۲): ۱-۲۸. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51871.85988>

مقدمه

کانسارهای شش رودبار، پاچی- میانا، ارا، کمرپشت، طالع رودبار، کرمان، زنگیان، لند، اشکچال، دراسله و سرچلشک است (Gorjizad, 1996; Davoudi, 1998; Shariatmadar, 1999; Rastad and Shariatmadar, 2002; Vahabzadeh et al., 2008; Vahabzadeh et al., 2009; Vahabzadeh et al., 2014; Mehraban et al., 2016; Nabiloo et al., 2018).

کانسارها و اندیس‌های متعددی از سرب و روی (فلوئور- باریم) در منطقه‌های سوادکوه و کیاسر استان مازندران درون سازند الیکا شناسایی شده‌اند (شکل ۱). این کانه‌زایی‌ها به صورت زنجیره‌ای و در نواری باریک به عرض ۳۰ و طول ۸۰ کیلومتر پراکنده بوده (Alirezaei, 1989; Vahabzadeh et al., 2009; Zabihitabar and Shafiei, 2015) و مهم‌ترین آنها شامل



شکل ۱. A: نقشه زمین‌ساختی ایران با تغییرات از علوی (Alavi, 1991) همراه با موقعیت منطقه سرچلشک در زون البرز و B: نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای ساده شده از زون البرز مرکزی با تغییرات از وحدتی دانشمند و سعیدی (Vahdati Daneshmand and Saeidi, 1991)، وحدتی دانشمند (Vahdati Daneshmand, 1992)، آقانباتی و حامدی (Aghanabati and Hamed, 1994) و امینی و خلعتبری جعفری (Amini and Khalatbari Jafari, 1998)، نشان‌دهنده موقعیت کانسارهای سرب و روی (فلوئور- باریم) درون سازند الیکا

Fig. 1. A: Tectonic map of Iran (modified from Alavi, 1991) together with the location of the Sarchelesht area in the Alborz zone, and B: Simplified regional geological map of the central Alborz zone (modified from Vahdati Daneshmand and Saeidi, 1991; Vahdati Daneshmand, 1992; Aghanabati and Hamed, 1994; Amini and Khalatbari Jafari, 1998) showing location of the Pb-Zn (F-Ba) deposits in the Elika Formation

روش مطالعه

در مرحله اول، پیمایش‌های صحرایی در منطقه صورت گرفت و ضمن تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، نمونه‌برداری‌های لازم از واحدهای سنگی و بخش‌های کانهدار انجام شد. علاوه بر آن، ستون چینه‌شناسی کانسار سرچلشک ترسیم و جایگاه ماده معدنی بر روی آن مشخص شد. در مرحله بعد، از نمونه‌های برداشت‌شده (۶۰ نمونه)، تعداد ۳۲ مقطع نازک و ۱۲ مقطع نازک- صیقلی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری تهیه شد. سپس، بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، تعداد ۸ نمونه از بخش‌های کانهدار، ۱ نمونه از آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی و ۳ نمونه از سنگ‌های آذرین مافیک مجاور کانه‌زایی، انتخاب شد و برای تعیین مقدار اکسید عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه شرکت زرآزما در تهران آنالیز شد. برای این منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش (۴ میلی‌متر) خرد شده و سپس با استفاده از آگات به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش (۷۴ میکرون) پودر شدند. پس از آماده‌سازی، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی مورد تجزیه قرار گرفت. مقدار LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد، به مدت ۲ ساعت به دست آمد. برای تجزیه به روش XRF برای عناصر اصلی، قرصی از نمونه‌های پودر شده تهیه شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی توسط دستگاه ICP-MS، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در ترکیب لیتیم متابورات/ تترابورات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل شد. حد پایین دقت اندازه‌گیری برای عناصر مختلف در جدول ۱ و جدول ۲ ذکر شده است.

زمین‌شناسی منطقه سرچلشک

بر اساس پیمایش‌های صحرایی و با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ تهیه‌شده از منطقه سرچلشک (شکل ۲)، واحدهای سنگی موجود در این منطقه به شرح زیر هستند.

این تمرکز چشمگیر از کانه‌زایی، زون البرز مرکزی را به مهم‌ترین ایالت معدنی سرب و روی (فلوئور- باریم) در البرز تبدیل کرده است (Rajabi et al., 2013). در این مناطق، سازند الیکا (تریاس میانی) توسط گسل‌های معکوس و رانده با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری محصور و بر روی سازند شمشک (تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین)، رانده شده است (Tadayyon et al., 2016). عمده کانی‌سازی‌ها در فضاهای خالی ناشی از زاویه بین گسلش عادی با گسل‌های معکوس در سنگ‌های کربناته سازند الیکا رخ داده است (Tabasi, 1997; Shariatmadar, 1999). بررسی‌های ساختاری انجام‌شده بر روی کانسار کمرپشت (جنوب‌باختر کانسار سرچلشک) نشان‌دهنده تمرکز کانه‌زایی در محل تلاقی گسل‌های نرمال با مؤلفه جابه‌جایی افقی و گسل‌های تراستی اصلی منطقه است (Tadayyon et al., 2016).

کانسار سرب و روی (فلوئور- باریم) سرچلشک یکی از کانه‌زایی‌های موجود در منطقه سوادکوه است که در فاصله ۲۰ کیلومتری جنوب‌خاور پل سفید با مختصات جغرافیایی $36^{\circ}00'25''$ عرض شمالی و $53^{\circ}05'59''$ طول‌خاوری قرار گرفته است. این کانسار در حال حاضر به صورت معدن متروکه بوده و آثار فعالیت‌های معدنی به صورت تونل‌های استخراجی در چندین نقطه از معدن قابل مشاهده است. ویژگی‌های زمین‌شناسی عمومی این منطقه در قالب نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید (Vahdati Daneshmand and Karimi, 2004) و سمنان (Nabavi, 1988) مشخص شده است، با این وجود تاکنون بررسی علمی دقیقی در ارتباط با کانی‌شناسی، ساخت و بافت و خاستگاه کانسار سرچلشک انجام نشده است. در این مقاله، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار سرچلشک مورد بررسی قرار گرفته و نوع و مدل تشکیل آن تعیین شده است. نتایج به دست آمده از این پژوهش می‌تواند در اکتشاف ناحیه‌ای کانسارهای سرب و روی (فلوئور- باریم) در منطقه سوادکوه و دیگر بخش‌های زون البرز مرکزی مورد استفاده قرار گیرد.

(شکل ۳-B و C). در برخی نقاط، در بخش‌های گدازه‌ای این سنگ‌ها، ساخت بالشی قابل مشاهده است (شکل ۳-D). بخش‌های زیرین آنها نیز ساختی شبیه به دایک‌های صفحه‌ای داشته و به طور مستقیم بر روی سازند پالند مشاهده می‌شوند (شکل ۳-E). در برخی نقاط، دایک‌های دیابازی تأخیری این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۳-F).

واحد TR_s^{sh} : واحدهای آذرین مافیک به سمت بالا به طور هم‌شیب توسط شیل‌های خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ پوشیده می‌شوند (شکل ۳-B و C). میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی در داخل شیل‌های مزبور وجود دارد. همچنین، در برخی نقاط آثار زغالی به صورت افق‌های باریک در این شیل‌ها مشاهده می‌شود. این مجموعه به عنوان بخش زیرین سازند شمشک در نظر گرفته شده است.

واحد JS^{ssh} : بخش شیل زیرین سازند شمشک به سمت بالا به تناوبی از شیل، ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ تبدیل می‌شود (شکل ۲) که گاه میان‌لایه‌هایی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ کوارتزی نیز در آن قابل مشاهده است. در برخی نقاط، افق‌های زغالی نیز در داخل بخش‌های شیلی این واحد وجود دارد. این مجموعه به عنوان بخش بالایی سازند شمشک در نظر گرفته شده است.

واحد JD^1 : توالی شیل و ماسه‌سنگ سازند شمشک به سمت بالا به صورت هم‌شیب توسط تناوبی از مارن‌های آمونیت‌دار، مارن‌های آهکی و سنگ آهک مارنی نازک تا متوسط‌لایه مربوط به سازند دلیچای پوشیده می‌شود (شکل ۳-C). این واحد در مجموع ضخامتی حدود ۴۵ متر داشته و در دو یال شمالی و جنوبی ناودیس دوآب در کوه غول‌گوک رخنمون دارد.

واحد JL^1 : توالی سنگی سازند دلیچای به سمت بالا به صورت هم‌شیب توسط لایه‌های سنگ آهکی ضخیم تا توده‌ای سازند لار پوشیده می‌شود (شکل ۳-C). این سنگ‌ها، مجموعه سنگی اصلی تشکیل‌دهنده ناودیس دوآب در کوه غول‌گوک هستند.

واحد Ez^1 : در هسته ناودیس دوآب در کوه غول‌گوک، رخنمون‌هایی از سنگ آهک‌های خاکستری حاوی فسیل آلئولینا

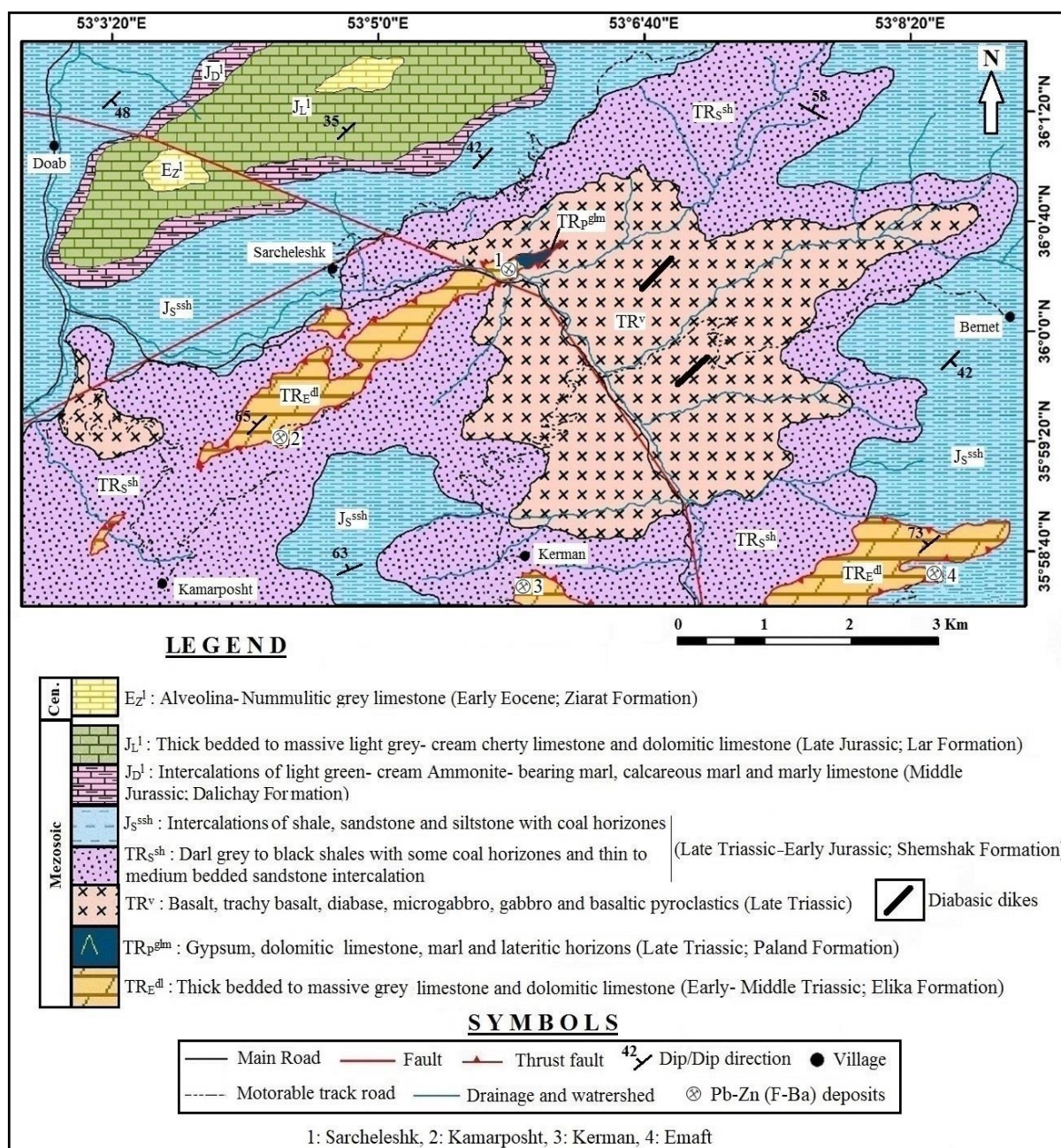
واحد TR_E^{dl} : این واحد شامل سنگ آهک و آهک دولومیتی ضخیم‌لایه تا توده‌ای خاکستری رنگ سازند الیکاست که با مرزهای گسلی و به صورت تراست‌شده بر روی واحدهای سنگی سازند شمشک رانده شده‌اند (شکل ۳-A). دولومیتی شدن این واحد تقریباً سبب از بین رفتن بافت سنگ آهک اولیه شده است. همراه بلورهای ریز تا درشت کلسیت و دولومیت، قطعات فسیلی (استروماتولیت‌ها و فرامینفرهای بنتیک تیره) با فراوانی کم قابل شناسایی است. واحد مزبور، اغلب به صورت صخره‌ساز بوده و در ارتفاعات منطقه قابل مشاهده است. این واحد سنگی، میزبان کانه‌زایی‌های سرب و روی (فلوئور- باریم) منطقه سوادکوه است. واحد TR_E^{dl} در محدوده کانسار سرچلشک دارای ضخامت ۵۰ تا ۱۰۰ متر بوده و به سمت جنوب‌باختر به طول بیش از ۵ کیلومتر تا کانسار کمرپشت گسترش یافته است. بر اساس نتایج بررسی‌های سنگ‌شناسی، این واحد سنگی دارای رخساره گریستون حاوی فرامینفر بنتیک با پوسته‌های تیره بوده و در یک محیط رمپ کربناته کم‌عمق تشکیل شده است (Mohammadi, 2019).

واحد TR_p^{glm} : این واحد متشکل از تناوب لایه‌های ژپس، سنگ آهک دولومیتی، مارن و گاه افق‌های لاتریتی است که به طور هم‌شیب بر روی سازند الیکا واقع شده (شکل ۳-A و B) و توسط وحدتی دانشمند و کریمی (Vahdati Daneshmand and Karimi, 2004) با عنوان سازند پالند معرفی شده است. این واحد تنها در مجاورت کانسار سرچلشک و بر روی سنگ آهک دولومیتی سازند الیکا قابل مشاهده است. آثار کانه‌زایی در داخل این واحد مشاهده نمی‌شود.

واحد TR^v : این واحد شامل سنگ‌های آذرین مافیک (آتشفشانی تا نیمه‌نفوذی) است که دارای ترکیب بازالت، تراکی بازالت، دیاباز، میکروگابرو، گابرو و گاه سنگ‌های پیروکلاستیک با ترکیب بازالتی است. این سنگ‌ها به طور هم‌شیب بر روی سازند پالند قرار گرفته (شکل ۳-A، B و C) و خود به صورت هم‌شیب توسط بخش شیلی تیره‌رنگ سازند شمشک پوشیده می‌شود

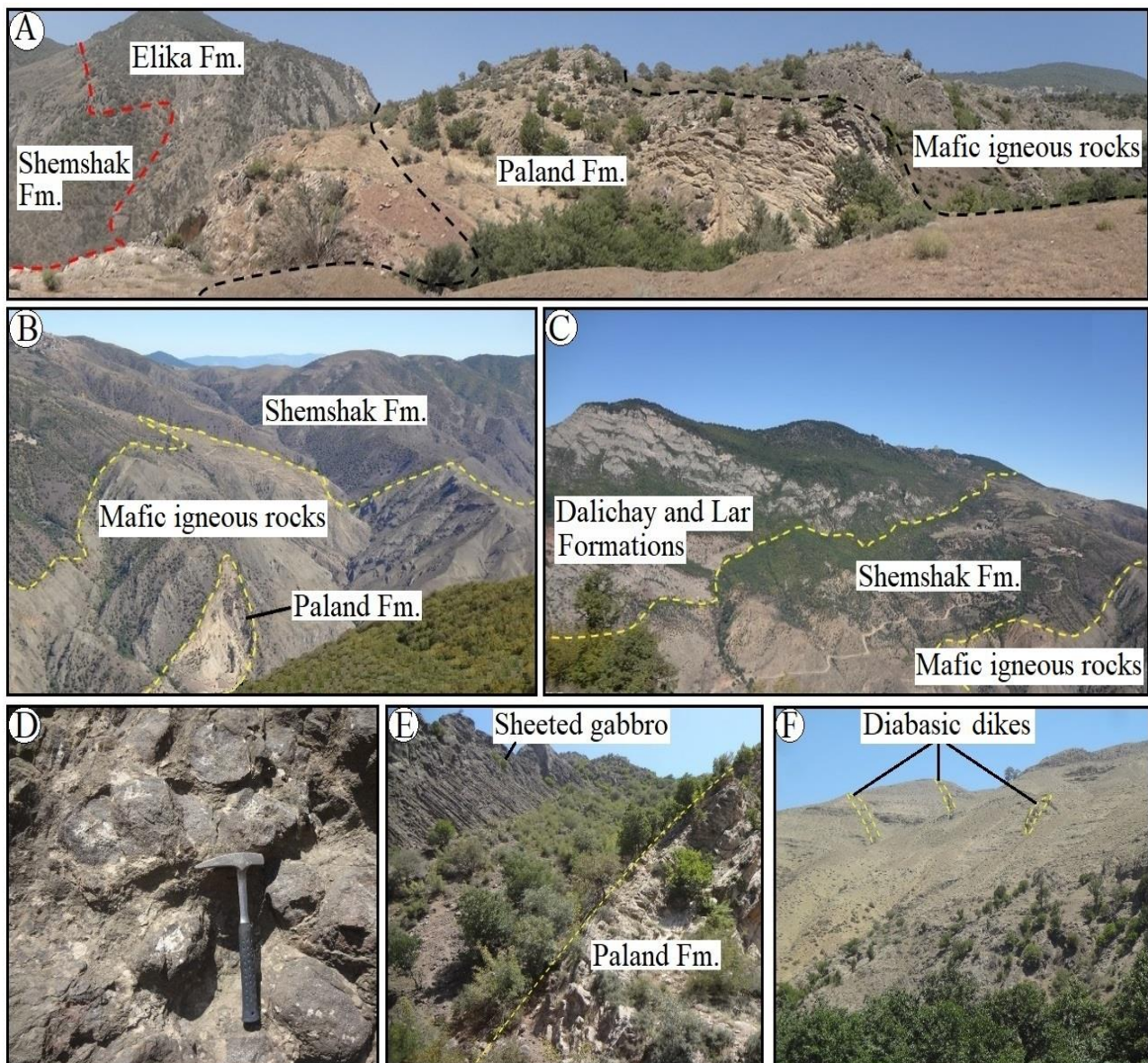
محدود در خط الرأس کوه غول‌گوک در چند نقطه قابل مشاهده است. در محدوده مورد بررسی، مرز بین سازند لار و آهک‌های سازند زیارت به صورت هم‌شیب با مرز فرسایشی است.

و نومولیت مشاهده می‌شود (شکل ۲) که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید (Vahdati Daneshmand and Karimi, 2004) با عنوان سازند زیارت از آنها یاد شده است. این واحد با رخنمون



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ منطقه سرچلشک

Fig. 2. Geological map of the Sarcheshkh area, scale 1:20000



شکل ۳. A: نمایی از واحدهای سنگی سازندهای الیکا و پالند در منطقه سرچلشک که بر روی سازند شمشک رانده شده و خود توسط سنگ‌های آذرین مافیک به طور هم‌شیب پوشیده شده‌اند (دید به جنوب‌باختر)، **B:** نمایی از سازندهای شمشک و پالند و سنگ‌های آذرین مافیک در منطقه سرچلشک (دید به شمال‌خاور)، **C:** نمایی از سنگ‌های آذرین مافیک و سازندهای شمشک، دلچای و لار در منطقه سرچلشک (دید به شمال‌خاور)، **D:** نمایی نزدیک از گدازه‌های بازالتی با ساخت بالشی، **E:** نمایی از گابروهای دارای ساخت صفحه‌ای بر روی سنگ‌های کریستاله سازند پالند (دید به شمال‌خاور) و **F:** نمایی از دایک‌های دیابازی که توالی آتشفشانی- نیمه نفوذی را قطع کرده‌اند (دید به شمال‌خاور)

Fig. 3. A: View of rock units of Erika and Paland Formations in the Sarchelesk area thrust over Shemshak Formation and in turn covered conformably by mafic igneous rocks, looking southwest, B: View of Shemshak and Paland Formations and mafic igneous rocks in the Sarchelesk area, looking northeast, C: View of mafic igneous rocks as well as Shemshak, Dalichay and Lar Formations in the Sarchelesk area, looking northeast, D: Close view of basaltic lava with pillow structure, E: View of sheeted gabbro over the carbonate rocks of Paland Formation, looking northeast, and F: View of diabasic dikes crosscutting volcanic-subvolcanic strata, looking northeast

چینه‌نگاری کانسار سرچلشک

برای ترسیم ستون چینه‌شناسی کانسار سرچلشک، پروفیلی به طول حدود ۱۱۵ متر شامل بخش بالایی سازند الیکا و توالی سنگی سازند پالند در محل کانسار سرچلشک مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۴). حدود ۵۰ متر ابتدایی پروفیل مزبور، دربرگیرنده سنگ آهک و آهک دولومیتی سازند الیکا است که میزبان کانه‌زایی سرب- روی (فلوئور- باریم) کانسار سرچلشک است. بر روی این واحد سنگی، توالی سنگی سازند پالند به ترتیب شامل ۱۷ متر سنگ آهک دولومیتی، ۱۳ متر دولومیت، ۵ متر سنگ آهک دولومیتی، ۳ متر ژپس، ۱۲ متر سنگ آهک دولومیتی و ۱۵ متر سنگ آهک قرار گرفته است (شکل ۴). مجموعه سنگی یادشده، از هر دو طرف با مرز تراستی به مجموعه آذرین مافیک ختم می‌شوند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و فسیل‌شناسی، شش رخساره رسوبی در توالی سنگی محدوده کانسار سرچلشک قابل شناسایی است. این رخساره‌ها شامل: ۱- گچ، ۲- مادستون دولومیتی، ۳- گریستون حاوی آئید و اینتراکست، ۴- گریستون حاوی فرامینفر بتیک با پوسته‌های تیره، ۵- مادستون تا وکستون حاوی دوکفه‌ای و استراکودا و ۶- وکستون تا پکستون حاوی دوکفه‌ای هستند (شکل ۴). با توجه به نوع و اجزاء تشکیل دهنده رخساره‌های شناسایی شده، تغییرات جانبی رخساره‌ها در طول ستون چینه‌شناسی، نبود رخساره‌های ریفی و نهشته‌های توریدیتی، احتمالاً سکوی کربناته توالی مورد بررسی از نوع رمپ بوده و مربوط به بخش‌های کم‌عمق این رمپ کربناته هستند (Mohammadi Lisehroudi, 2019).

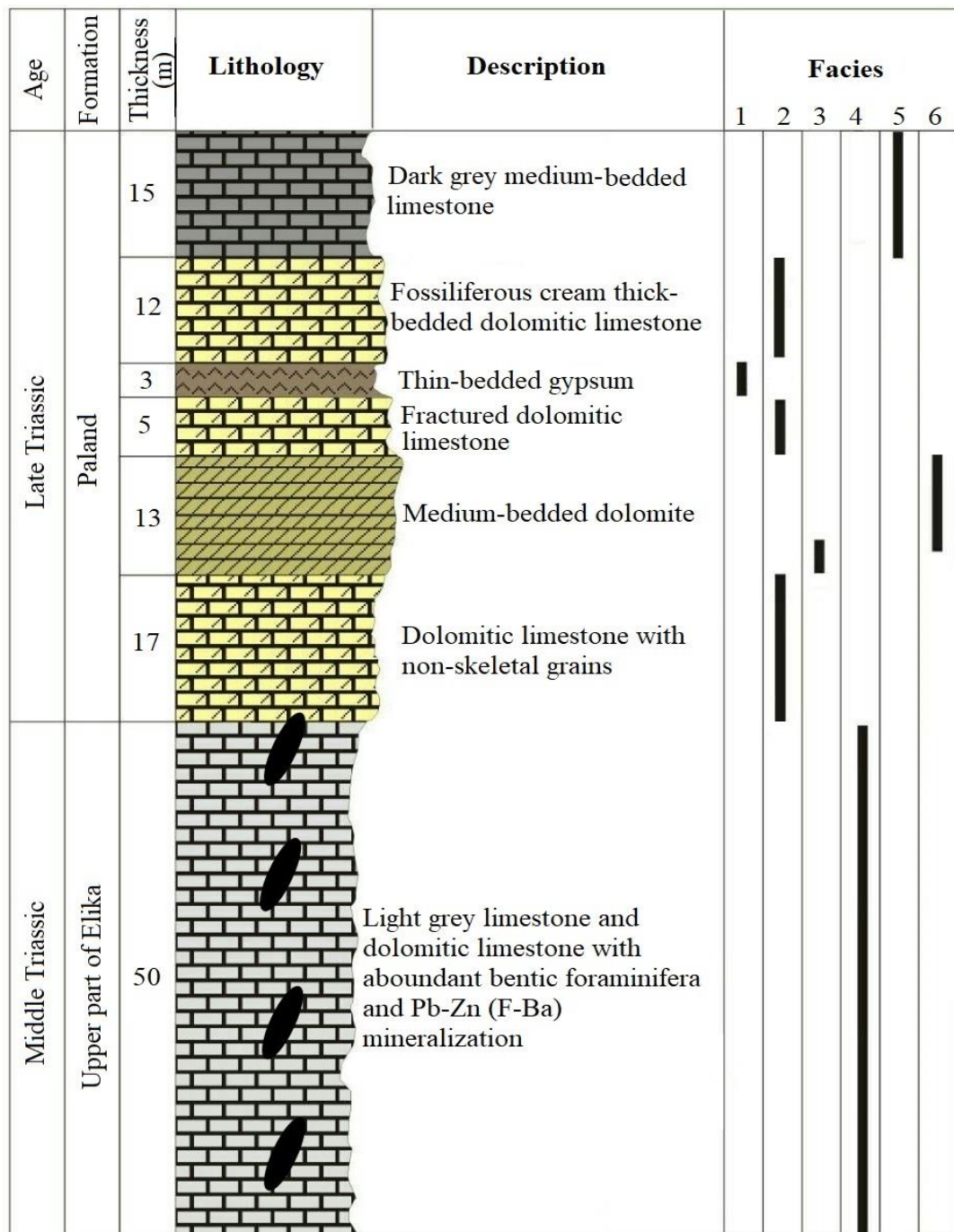
کانه‌زایی و دگرسانی

بر اساس بررسی‌های صحرایی، کانه‌زایی سرب و روی (فلوئور- باریم) در کانسار سرچلشک به صورت چینه‌کران با بافت‌های رگه- رگچه‌ای و شکافه پُرکن درون سنگ آهک‌های دولومیتی شده سازند الیکا رخ داده و توسط ساختارهای گسلی و حفره‌های انحلالی کنترل شده است (شکل ۵-A، B و C).

کانه‌زایی عمده منطقه، در محل تلاقی گسل‌های نرمال با مؤلفه امتدادلغز و گسل‌های تراستی متمرکز شده است. آثار فعالیت‌های معدنی بر روی رگه‌های کانه‌دار به صورت تونل‌ها و گالری‌های استخراجی قدیمی قابل مشاهده است (شکل ۵-A، B و C). ضخامت رگه‌های کانه‌دار بین ۰/۵ تا ۱/۵ متر متغیر بوده و روند عمومی آنها شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و یا شمالی- جنوبی با شیب‌های متغیر (۱۵ تا ۷۵ درجه) به ترتیب به سمت شمال‌خاور، جنوب‌خاور و خاور است. کانی‌های موجود در رگه‌های کانه‌دار شامل گالن، اسفالریت، فلوئوریت، باریت و کلسیت است که گاه توسط کلسیت‌های تأخیری با بافت رگه- رگچه‌ای و یا شکافه پُرکن قطع شده‌اند (شکل ۵-D، E، F و G). در برخی نقاط، رگه‌های فلوئوریت- کالامین و باریت- کلسیت در دهانه و دیواره تونل‌های استخراجی دیده می‌شود (شکل ۵-B و C). آثار محدودی از کانه‌زایی مس به صورت آغشتگی‌های آذوریتی در شکستگی‌های سنگ آهک دولومیتی شده میزبان دیده می‌شود (شکل ۵-F). برخی از رگه‌های کانه‌دار حاوی قطعه‌های برشی سنگ میزبان سنگ آهک دولومیتی در زمینه کانی‌های سولفیدی هستند (شکل ۵-H).

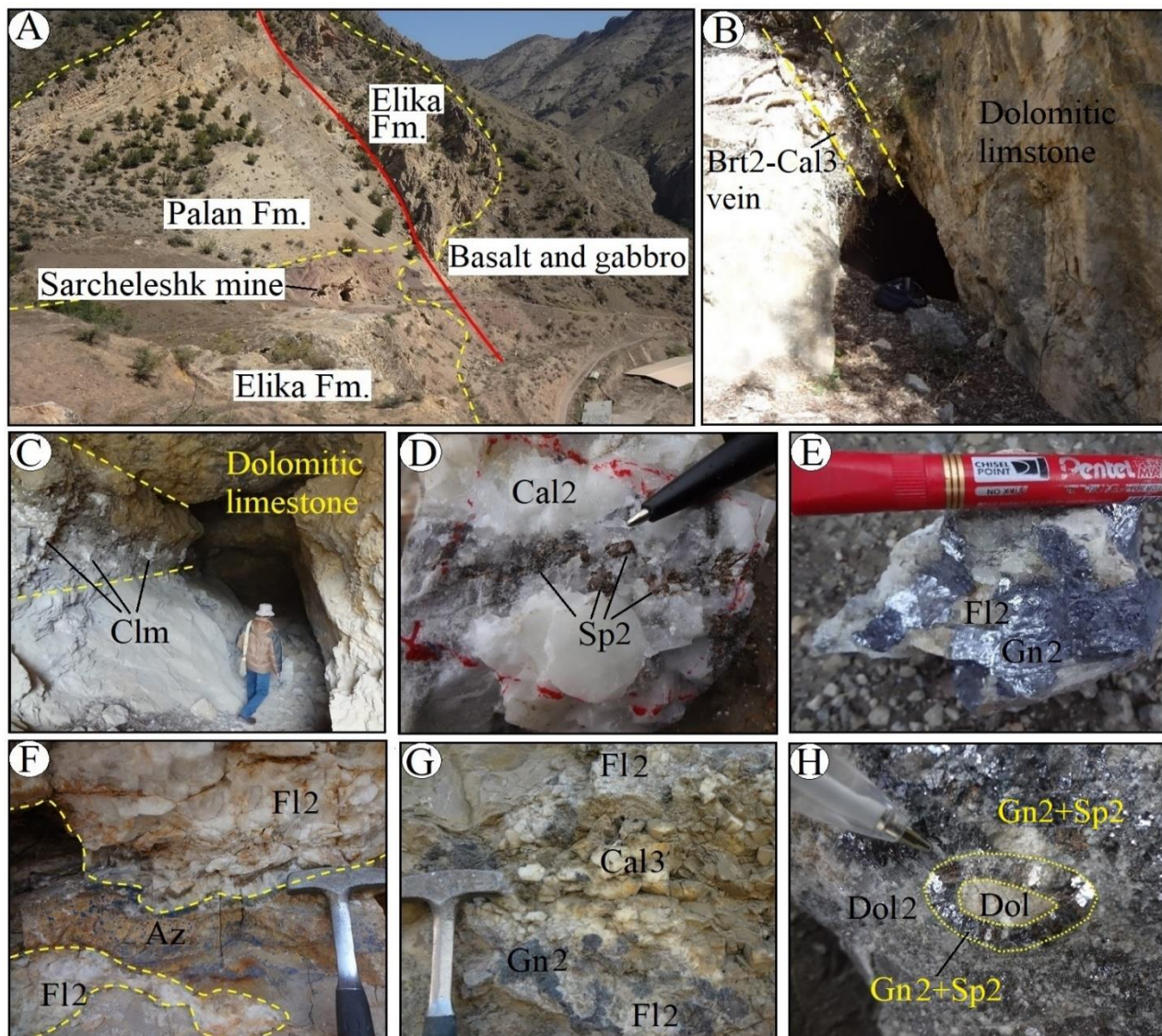
دگرسانی گرمابی در کانسار سرچلشک شامل دگرسانی‌های دولومیتی، کلسیتی و سیلیسی است. دگرسانی دولومیتی گسترده‌ترین دگرسانی گرمابی در کانسار سرچلشک است. این دگرسانی بیشتر در حاشیه رگه‌های کانه‌دار رخ داده است. طی این دگرسانی، منیزیم به محیط وارد شده و دولومیت جایگزین کلسیت در سنگ میزبان می‌شود (شکل ۶-A و B). با توجه به شبکه بلوری فشرده‌تر دولومیت در مقایسه با کلسیت، فضاهای خالی در سنگ میزبان ایجاد می‌شود. این دگرسانی نقشی مهم در افزایش نفوذپذیری سنگ میزبان داشته است. دگرسانی کلسیتی در کانسار سرچلشک به دو شکل مشاهده می‌شود. نوع اول شامل بلورهای درشت کلسیت موجود در رگه‌های کانه‌دار است (شکل ۶-C و D). نوع دوم دگرسانی کلسیتی شامل رگه- رگچه‌های کلسیتی تأخیری است که رگه‌های کانه‌دار و آهک دولومیتی شده میزبان را

قطع کرده‌اند (شکل ۶- E). دگرسانی سیلیسی به صورت محدود ریز کوارتز در حاشیه برخی از رگه- رگچه‌های کانه‌دار است در کانسار سرچلشک دیده می‌شود. این دگرسانی شامل بلورهای (شکل ۶- F).



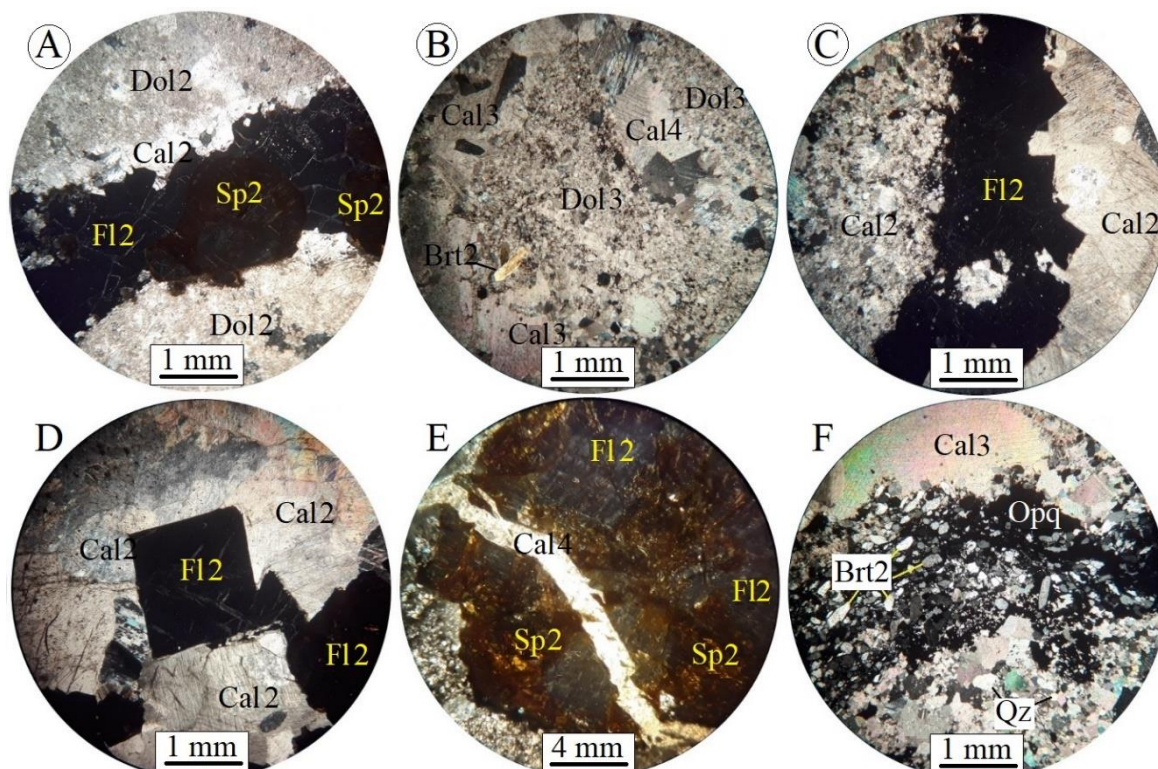
شکل ۴. ستون سنگ‌چینه‌ای کانسار سرچلشک

Fig. 4. Lithostratigraphy column of the Sarcheleskh deposit



شکل ۵. A: نمای از معدن سرچلشک درون سنگ آهک دولومیتی سازند الیکا (دید به سمت شمال‌خاور)، B: نمای از رگه باریتی - کلسیتی درون سنگ آهک دولومیتی سازند الیکا و تونل استخراجی حفر شده بر روی آن (دید به سمت شمال)، C: نمای نزدیک از کان‌زایی کالامین در دیواره تونل استخراجی، D و E: کان‌زایی سولفیدی (گالن و اسفالریت) همراه با کلسیت و فلوئوریت در رگه‌های کان‌دار، F: آثار کان‌زایی مس (آزوریت) در امتداد سطوح شکستگی سنگ آهک دولومیتی در مجاورت بارگه فلوئوریت، G: کلسیت تأخیری با بافت پرکننده فضای خالی در رگه فلوئوریت- گالن و H: قطعات برشی سنگ میزبان دولومیتی در زمینه کانی‌های سولفیدی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Az: آزوریت، Brt: باریت، Cal: کلسیت، Clm: کالامین، Dol: دولومیت، Fl: فلوئوریت، Gn: گالن، Sp: اسفالریت).

Fig. 5. A: View of the Sarcheleschk mine within dolomitic limestone of Elika Fm., looking northeast, B: View of barite-calcite vein within dolomitic limestone of Elika Fm., and its excavated extraction tunnel, looking to the north, C: Close view of calamine mineralization in the wall of extraction tunnel, D and E: Sulfide mineralization (galena and sphalerite) along with calcite and fluorite in mineralized veins, F: Cu mineralization (azurite) evidences within cracks of host dolomitic limestone near the fluorite vein, G: Late-stage calcite with vug infill texture in fluorite-galena vein, and H: Breccia clast of dolomitic host rock set in sulfide mineral matrix. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Az: azurite, Brt: barite, Cal: calcite, Clm: calamine, Dol: dolomite, Fl: fluorite, Gn: galena, Sp: sphalerite).



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای، PPL) از انواع دگرسانی گرمایی در کانسار سرچلشک. A و B: بلورهای دولومیت در دگرسانی دولومیتی، C و D: بلورهای درشت کلسیت در دگرسانی کلسیتی، E: رگچه کلسیتی تأخیری قطع کننده رگه کانه‌دار و F: بلورهای ریز کوارتز در دگرسانی سیلیسی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Fl: فلوئوریت، Opq: کانی‌های کدر، Qz: کوارتز، Sp: اسفالریت).

Fig. 6. Photomicrographs (transmitted plane-polarized light, PPL) of hydrothermal alteration in the Sarcheleschk deposit. A and B: Dolomite crystals in the dolomite alteration, C and D: Coarse-grained calcite crystals in the calcite alteration, E: Late-stage calcite veinlet crosscut mineralized veins, and F: Fine-grained quartz aggregates in the silicified zone. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Cal: calcite, Dol: dolomite, Fl: fluorite, Opq: opaque minerals, Qz: quartz, Sp: sphalerite).

کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده، گالن، اسفالریت و پیریت کانه‌های فلزی اصلی موجود در کانسار سرچلشک هستند که با اندکی کالکوپیریت و تتراهدريت همراهی می‌شوند. فلوئوریت و باریت، کانی‌های غیرفلزی معدنی در این کانسار هستند. کلسیت، دولومیت و کوارتز، کانی‌های باطله در کانسار سرچلشک هستند. کالامین، اسمیت زونیت، سروزیت، کالکوسیت، کوولیت، آزوریت و گوتیت در نتیجه فرایندهای برون‌زاد تشکیل

شده‌اند. بر اساس این بررسی‌ها، ساخت و بافت کانسنگ در کانسار سرچلشک شامل رگه- رگچه‌ای، پُرکننده فضاهای خالی، برشی، تناوبی، دانه‌پراکنده، جانیشینی و بازماندی است. پیریت شامل سه نسل (Py1 تا Py3) بوده و بیشتر به صورت بلورهای کوچک شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دانه‌پراکنده در سنگ میزبان سیلیسی شده (Py3) حضور دارد (شکل ۷- A). ابعاد پیریت‌ها معمولاً کمتر از ۲۰۰ میکرون است. پیریت نسل اول (Py1) اغلب به صورت ادخال درون گالن و اسفالریت نسل اول

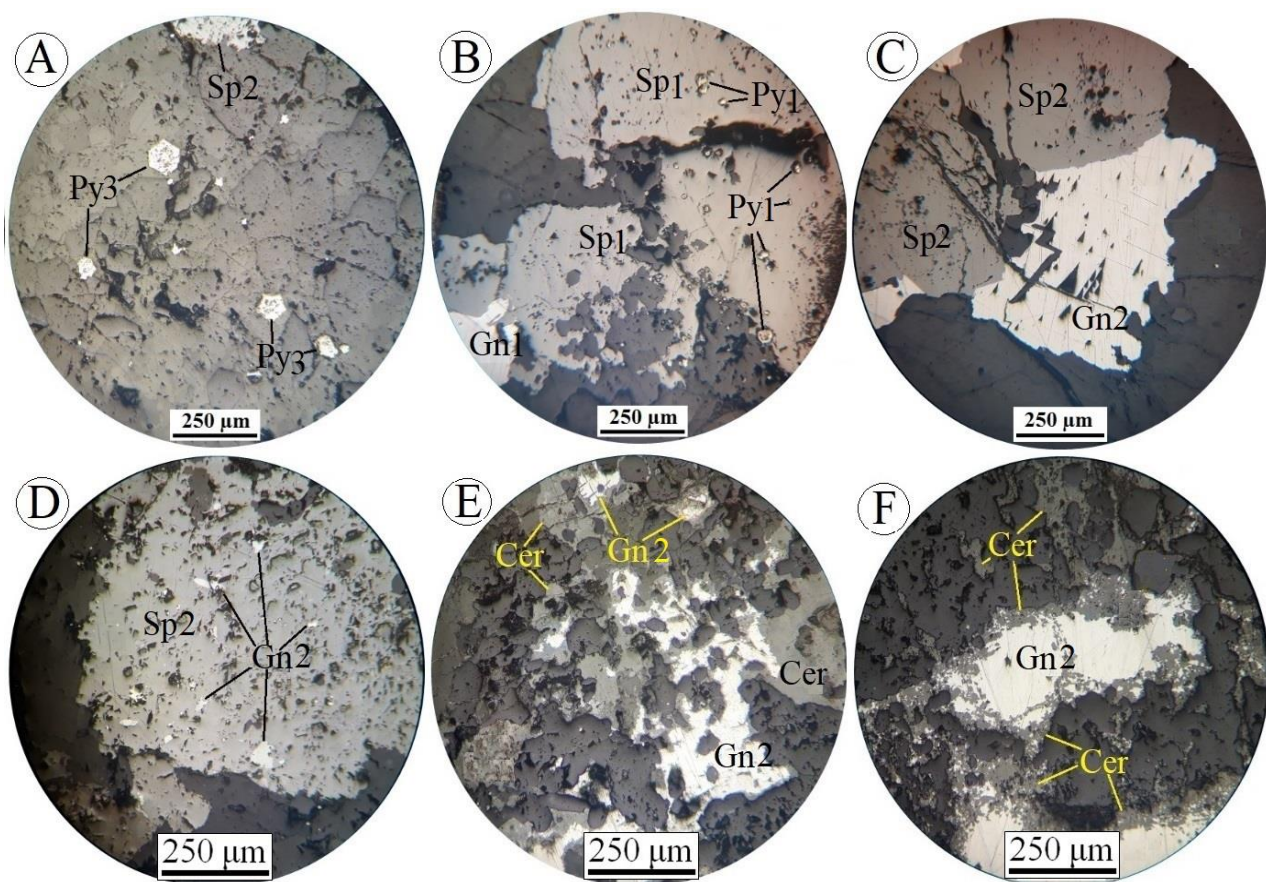
شکل دار تا نیمه‌شکل دار با بافت‌های دانه‌پراکنده و رگه- رگچه‌ای در بخش‌های کلنه‌دار دیده می‌شود (شکل ۶ و شکل ۸-E). فلوئوریت معمولاً همراهی نزدیکی با گالن، اسفالریت و کلسیت دارد. فلوئوریت نسل اول (Fl1) در نوارهای نازک اسفالریت، گالن، فلوئوریت و کلسیت حضور داشته و سبب تشکیل بافت تناوبی در کانسار سرچلشک شده است (شکل ۸-F). این بافت در دیگر کانسارهای فلوئوریت منطقه سوادکوه مانند کانسارهای پاچی- میانا، شش‌رودبار و کمرپشت نیز معرفی شده است (Gorjizad, 1996; Shariatmadar, 1999; Rastad and Shariatmadar, 2002; Nabiloo et al., 2018). فلوئوریت نسل دوم (Fl2)، فراوانی قابل توجهی در منطقه داشته و با کانن‌زایی گالن، اسفالریت و پیریت نسل دوم و کالکوپیریت و تتراهدريت همراه است (شکل ۶-A, C, D, E و شکل ۸-E). باریت نیز شامل دو نسل (Brt1 و Brt2) بوده و به صورت بلورهای ریز و تیغه‌ای شکل دار در نمونه‌های کاننه‌دار دیده می‌شود. این کانی معمولاً در رگه- رگچه‌های باریتی- کلسیتی و یا رگچه‌های تک کانیایی باریتی (Brt2) دیده شده و در بیشتر موارد رگه‌های فلوئوریتی و سنگ میزبان دولومیتی شده را قطع کرده است (شکل ۸-E). این امر می‌تواند بیانگر تشکیل باریت بعد از فلوئوریت در توالی هم‌یافتی باشد. باریت نسل اول (Brt1) به مقدار بسیار محدود در همراهی با نوارهای اسفالریت، گالن، فلوئوریت و کلسیت با بافت تناوبی مشاهده می‌شود. کلسیت شامل چهار نسل (Cal1 تا Cal4) است. کلسیت نسل اول (Cal1) عبارت است از بلورهای سنگ میزبان با ترکیب سنگ آهک دولومیتی شده و همچنین بلورهای کلسیت موجود در نوارهای تناوبی متشکل از اسفالریت، گالن، فلوئوریت و کلسیت. کلسیت نسل دوم (Cal2) همراه با رگه‌های فلوئوریت کاننه‌دار نسل دوم (Fl2) قابل مشاهده است (شکل ۵-D و شکل ۶-A, C و D). کلسیت نسل سوم (Cal3) در همراهی با رگه‌های باریت- کلسیت و باریت کاننه‌دار نسل دوم (Brt2) حضور دارد (شکل ۶-B و F). همچنین، بلورهای درشت موجود در بخش مرکزی رگه‌های فلوئوریت

(شکل ۷-B) قابل مشاهده است که این امر می‌تواند بیانگر تشکیل پیریت قبل از گالن و اسفالریت در توالی هم‌یافت باشد. پیریت نسل دوم (Py2) نیز با فراوانی کم و اغلب در همراهی با بلورهای گالن و اسفالریت نسل دوم و کالکوپیریت مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، بلورهای پیریت از حاشیه به گویت دگرسان شده‌اند. اسفالریت شامل دو نسل (Sp1 و Sp2) بوده و به صورت بلورهای درشت بی‌شکل تا شکل دار در بخش‌های کاننه‌دار حضور دارد. اسفالریت نسل اول (Sp1) در همراهی با گالن نسل اول (Gn1) بوده و اغلب حاوی اذخال‌هایی از پیریت نسل اول (Py1) است (شکل ۷-B). اسفالریت نسل دوم (Sp2) معمولاً با گالن نسل دوم (Gn2) هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل ۷-C)؛ اما در برخی نمونه‌ها، اذخال‌هایی از گالن (Gn2) داخل اسفالریت (Sp2) قابل مشاهده است (شکل ۷-D) که بیانگر تبلور زودتر گالن نسبت به اسفالریت در توالی هم‌یافت است. در بخش‌های سطحی، اسفالریت از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به اسمیت‌زونیت دگرسان شده است. گالن نیز شامل دو نسل (Gn1 و Gn2) بوده و به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه‌شکل دار دانه‌پراکنده در نمونه‌های کاننه‌دار قابل مشاهده است. گالن‌های هر دو نسل معمولاً هم‌رشد با اسفالریت بوده و یا به صورت اذخال (Gn2) در داخل اسفالریت نسل دوم (Sp2) دیده می‌شود (شکل ۷-C و D). گالن‌ها اغلب از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به سروزیت دگرسان شده‌اند (شکل ۷-E و F).

کالکوپیریت با فراوانی کم و به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار در برخی از نمونه‌های کاننه‌دار و در همراهی با گالن، اسفالریت و پیریت نسل دوم حضور دارد. این کانی معمولاً از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به کالکوسیت، کوولیت و گویت دگرسان شده و گاهی بقایایی از آن به صورت بافت بازماندی باقی‌مانده است (شکل ۸-A تا C). تتراهدريت با فراوانی بسیار کم و به صورت اذخال‌های نیمه‌شکل دار داخل گالن نسل دوم (Gn2) قابل مشاهده است (شکل ۸-D). فلوئوریت شامل دو نسل (Fl1 و Fl2) بوده و به صورت بلورهای

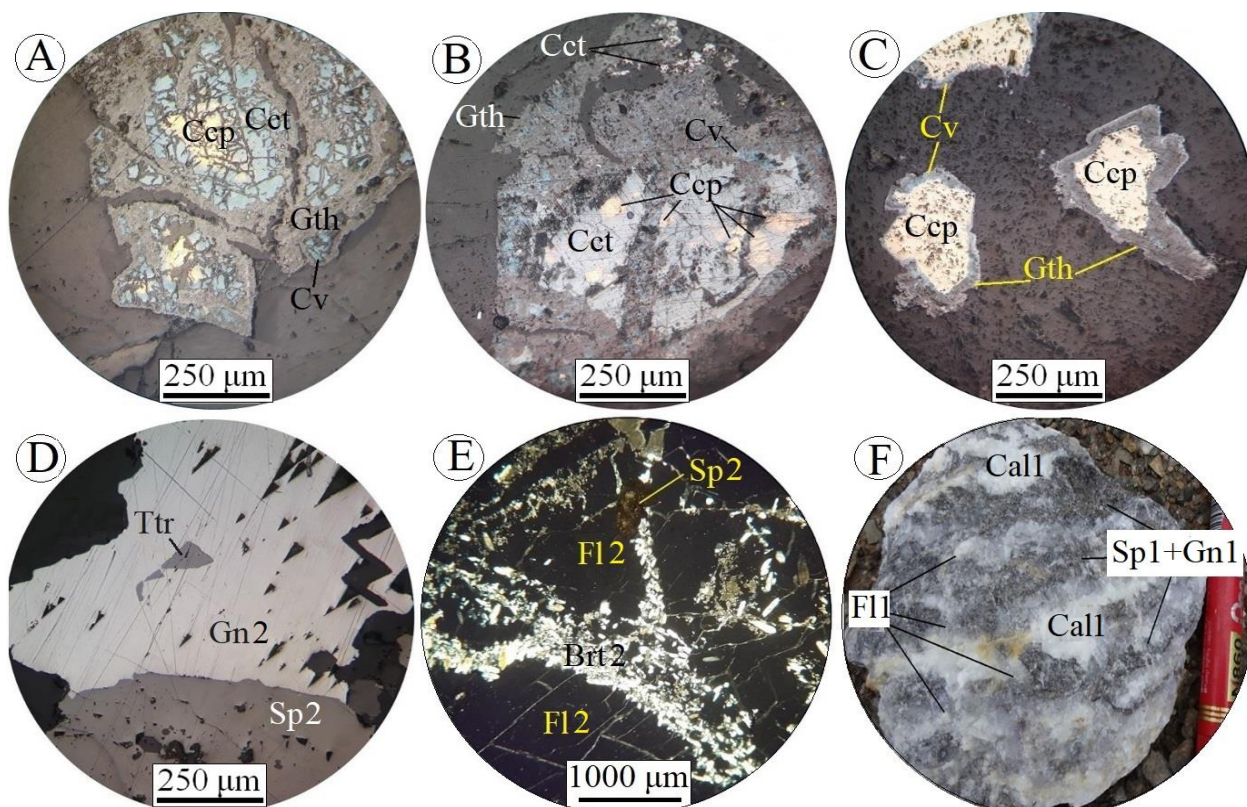
سنگ آهک دولومیتی. دولومیت‌های نسل دوم و سوم (Dol2 و Dol3) به صورت بلورهای ریز بی‌شکل در حاشیه دولومیتی شده رگه‌های فلوئوریتی کانه‌دار مرحله دوم و رگه‌های باریتی کانه‌دار قابل مشاهده است (شکل ۶- A و B). کوارتز به صورت بلورهای ریز در حاشیه سیلیسی شده رگه- رگچه‌های باریتی کانه‌دار (Brit2) دیده می‌شود (شکل ۶- F).

کانه‌دار نسل دوم (Fl2) توسط کلسیت نسل سوم (Cal3) پر شده است (شکل ۵- G). نسل چهارم بلورهای کلسیت (Cal4) شامل رگچه‌های کلسیتی تأخیری است که همه مراحل قبلی را قطع کرده‌اند (شکل ۶- E). دولومیت شامل سه نسل (Dol1 تا Dol3) است. دولومیت نسل اول (Dol1) عبارت است از بلورهای ریز دولومیت حاصل از فرایند دیاژنز و تبدیل سنگ آهک اولیه به



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی (نور بازتابی) از کانی‌های کانسار سرچلشک. A: بلورهای ریز پیریت (نسل سوم) با بافت پراکنده در متن سنگ‌های کربناته سیلیسی شده، B: ادخال‌های ریز پیریت (نسل اول) داخل اسفالریت (نسل اول)، C: هم‌رشدی اسفالریت (نسل دوم) و گالن (نسل دوم)، D: ادخال‌های ریز گالن (نسل دوم) داخل اسفالریت (نسل دوم)، E و F: بلورهای بی‌شکل گالن (نسل دوم) که به سروزیت دگرسان شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Cer: سروزیت، Gn: گالن، Py: پیریت، Sp: اسفالریت).

Fig. 7. Photomicrographs (reflected light) of mineralogy of the Sarchelesk deposit. A: Disseminated fine-grained pyrite (Py3) in silicified carbonate rocks, B: Inclusions of fine-grained pyrite (Py1) in sphalerite (Sp1), C: Intergrowth of sphalerite (Sp2) and galena (Gn2), D: Inclusions of fine-grained galena (Gn2) in sphalerite (Sp2), E and F: Anhedral galena (Gn2) replaced by cerussite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cer: cerussite, Gn: galena, Py: pyrite, Sp: sphalerite).



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی (A تا D در نور بازتابی و E در نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) و نمونه دستی از کانی‌های کانسار سرچلشک. A، B، C: بلورهای بی‌شکل و نیمه‌شکل دار کالکوپیریت که به کالکوسیت، کوولیت و گوتیت دگرسان شده‌اند، D: ادخال ریز تتراهدریت داخل گالن (نسل دوم)، E: رگچه‌های باریت ریز بلور (نسل دوم) که رگه فلوئوریت (نسل دوم) - اسفالریت (نسل دوم) را قطع کرده است و F: نوارهای گالن - اسفالریت - فلوئوریت - کلسیت (نسل اول) با بافت تناوبی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Fl: فلوئوریت، Gn: گالن، Gth: گوتیت، Sp: اسفالریت، Ttr: تتراهدریت).

Fig. 8. Photomicrographs (A to D in reflected light and E in transmitted polarized light, XPL) and hand specimen photo of mineralogy of the Sarchelshk deposit. A, B and C: Anhedral to subhedral chalcopyrite replaced by chalcocite, covellite and goethite, D: Fine inclusion of tetrahedrite in galena (Gn2), E: Barite veinlets (Brt2) crosscut fluorite (Fl2)-sphalerite (Sp2) vein, and F: Galena (Gn1)-sphalerite (Sp1)-fluorite (Fl1)-calcite (Cal1) bands with rhythmic texture. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Ccp: chalcopyrite, Cct: chalcocite, Cv: covellite, Fl: fluorite, Gn: galena, Gth: goethite, Sp: sphalerite, Ttr: tetrahedrite).

مراحل کانه‌زایی و توالی هم‌یافتی کانی‌ها

با توجه به بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی و بر مبنای روابط بافتی، مراحل کانه‌زایی در کانسار سرچلشک به سه مرحله قابل تفکیک است (شکل ۹). مرحله اول مرتبط با فرایندهای دیاژنز (هم‌زمان با دیاژنز تا دیاژنز تأخیری) است. این مرحله با تشکیل کلسیت و دولومیت در سنگ میزبان در مرحله هم‌زمان با دیاژنز

آغاز شده و سپس با تشکیل پیریت، گالن و اسفالریت (فلوئوریت و باریت) با بافت‌های دانه‌پراکنده، تناوبی و رگچه‌ای در دیاژنز تأخیری ادامه یافته است. بافت‌های دانه‌پراکنده، رگچه‌ای و تناوبی و استیلولیتی از شواهد کانه‌زایی با دیاژنز تأخیری در کانسارهای پاچی میانا، شش‌رودبار و کمریشت معرفی شده‌اند (Gorjizad, 1996; Shariatmadar, 1999; Rastad and Shariatmadar,

تراستی منطقه با گسل‌های نرمال با مؤلفه امتدادلغز در داخل سنگ آهک دولومیتی شده سازند الیکا مشخص می‌شود. این مرحله به ترتیب با تشکیل رگه- رگچه‌های فلوئوریت- اسفالریت- گالن- پیریت- کالکوپیریت- تتراهدريت، رگه- رگچه‌های باریت- پیریت، رگه- رگچه‌های باریت- کلسیت و در نهایت رگه- رگچه‌های تأخیری کلسیتی همراه است. دگرسانی‌های دولومیتی، کلسیتی و سیلیسی مهم‌ترین دگرسانی‌های همراه با مرحله دیرزاد کانه‌زایی هستند. در مرحله برون‌زاد، کانی‌های کالامین، اسمیت‌زونیت، سروزیت، کالکوسیت، کوولیت، آزوریت و گوتیت تشکیل شده‌اند.

کانی‌سازی در مرحله دیاژنز تأخیری را می‌توان به افزایش عمق تدفین و پیرو آن افزایش دما و فشار آب‌های آزاد شده دیاژنتیکی نسبت داد (Nabiloo et al., 2018; 2002). ساخت و بافت‌های دیاژنتیکی این مرحله نیز نتیجه هسته‌زایی اولیه، تبلور مجدد، آب‌زایی دیاژنتیکی و افزایش انحلال‌پذیری سنگ میزبان است (Nabiloo et al., 2018). به دلیل تأثیر مراحل بعدی کانه‌زایی، شواهد بافتی مربوط به مرحله اول کانه‌زایی محدود است. مرحله دوم (مرحله دیرزاد)، اصلی‌ترین مرحله کانه‌زایی در کانسار سرچلشک است. این مرحله با بافت‌های رگه- رگچه‌ای و شکافه پُرکن در محل تلاقی گسل‌های

	Diagenesis (syn to late)	Epigenetic			Supergene
		Stage 1	Stage 2	Stage 3	
Pyrite	Py1	Py2	Py3		
Chalcopyrite					
Sphalerite	Sp1	Sp2			
Galena	Gn1	Gn2			
Tetrahedrite					
Cerussite					
Smithsonite					
Calamine					
Chalcocite					
Covellite					
Azurite					
Goethite					
Fluorite	Fl1	Fl2			
Barite	Brt1		Brt2		
Calcite	Cal1	Cal2	Cal3	Cal4	
Dolomite	Dol1	Dol2	Dol3		
Quartz					
Rhythmic					
Vein-Veinlet					
Disseminated					
Brecciated					
Vug infill					
Replacement					
Relict					

شکل ۹. توالی پاراژنتیک کانی‌ها در کانسار سرچلشک

Fig. 9. Sequence of mineral paragenesis in the Sarcheleskh deposit

داده‌های زمین‌شیمی

نتایج آنالیزهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های برداشت شده از کانسار سرچلشک در **جدول ۱** و **جدول ۲** آورده شده است. بر اساس داده‌های به دست آمده، نمونه مربوط به کالامین دارای عیار $32/6$ درصد روی است. دیگر نمونه‌های کانه‌دار که اغلب از رگه‌های فلوئوریت- اسفالریت‌دار برداشت شده‌اند، عیارهای $18/45$ تا $36/6$ درصد فلوئور و $1/04$ تا $3/98$ درصد روی را نشان می‌دهند (**جدول ۲**). دو نمونه سنگ آهک حاوی کانی گالن نیز دارای تمرکزهای $8/43$ و $9/11$ درصد سرب هستند (**جدول ۲**). عیار نقره در برخی از نمونه‌های کانه‌دار

قابل توجه بوده و بالاترین میزان آن به $14/5$ گرم در تن در نمونه گالن‌دار می‌رسد (**جدول ۲**). با وجود کانی‌های مس نظیر کالکوپیریت و کالکوسیت در مقاطع میکروسکوپی، تمرکز مس در نمونه‌های آنالیز شده قابل توجه نبوده و تنها در دو نمونه مربوط به رگه فلوئوریت حاوی گالن و اسفالریت و سنگ آهک حاوی گالن عیار مس به ترتیب به $0/13$ و $0/28$ درصد می‌رسد (**جدول ۲**). محتوای بالای SO_3 در نمونه مربوط به کالامین بیانگر حضور یک فاز گوگرددار در این نمونه است. آنالیز این نمونه به روش XRD نشان‌دهنده حضور ژپس همراه با اسمیت‌زونیت است (Mohammadi Lisehroudi, 2019).

جدول ۱. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی و کانه‌ساز برای نمونه‌های کانسار سرچلشک. تمامی داده‌ها بر حسب درصد وزنی هستند.

Table 1. Geochemical data of major and ore-forming elements of the representative samples from the Sarchelesk deposit. All data in wt. %.

	D.L.	S-2	S-3	S-73	S-74	S-75	S-77	S-79	S-80	S-81	S-90	S-91	S-92
SiO ₂	0.05	3.79	3.58	8.61	3.83	18.54	44.98	11.42	51.52	4.31	46.33	43.72	45.37
CaO	0.05	18.04	52.88	46.17	48.49	41.36	17.95	52.79	24.5	51.5	14.47	14.94	15.52
Fe ₂ O ₃	0.05	0.08	0.25	0.32	0.48	0.15	14.13	0.26	0.58	0.02	9.09	13.64	10.95
K ₂ O	0.05	0.07	0.17	0.1	0.15	0.09	0.27	0.07	0.17	0.05	11.82	10.76	14.13
MgO	0.05	0.11	0.05	0.09	0.48	0.07	6.45	0.15	0.12	0.04	0.59	1.23	0.27
MnO	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.14	0.01	n.d.	n.d.	12.92	9.32	7.45
P ₂ O ₅	0.05	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.01	0.24	n.d.	0.02	n.d.	0.25	0.20	0.14
TiO ₂	0.05	n.d.	0.02	0.01	0.02	0.02	1.71	0.02	0.06	n.d.	2.27	3.43	3.48
SO ₃	0.05	19.91	1.53	0.08	0.07	1.04	0.13	3.04	2.85	0.04	-	-	-
Zn	0.01	29.6	1.04	3.25	3.98	1.08	0.02	0.19	0.05	2.9	-	-	-
Pb	0.01	0.04	0.01	0.01	0.29	3.74	0.01	9.11	8.43	0.05	-	-	-
F	0.01	<0.01	36.6	33.1	30	24.7	<0.01	<0.01	<0.01	36.1	-	-	-
LOI	0.05	27.01	4.63	7.11	11.69	9.17	13.55	23.45	12.16	4.55	2.23	2.40	2.41
Total	-	98.65	100.77	98.86	99.50	99.97	99.58	100.51	100.46	99.91	99.97	99.64	99.72

S-2: calamine ore; S-3, S-73, S-74 and S-81: fluorite + sphalerite ore; S-75: fluorite + sphalerite + galena ore; S-77: barren dolomitic limestone; S-79 and S-80: galena-bearing dolomitic limestone; S-90: gabbro, S-91: diabase, S-92: basalt

جدول ۲. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانسار سرچلشک. تمامی داده‌ها بر حسب گرم در تن هستند.

Table 2. Geochemical data of trace and rare earth elements of the representative samples from the Sarchelezhk deposit. All data in ppm.

	D.L.	S-2	S-3	S-73	S-74	S-75	S-77	S-79	S-80	M-81	S-90	S-91	S-92
Ag	0.1	1	0.7	0.2	1.6	8.5	0.2	14.5	12.5	0.2	-	-	-
As	0.1	4.6	48.7	23.2	>100	>100	8	50.4	>100	13.7	2.08	0.9	7.67
Ba	1	13	16	14	15	15	301	14	22	14	673	925	252
Be	0.2	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	<0.2	0.7	0.7	0.7	1.04	1.5	0.6
Cd	0.1	548	24.9	65.2	51	24	0.1	23.8	11.2	90.9	0.13	0.1	0.2
Ce	0.5	4	6	5	6	6	32	5	5	5	56	77	33.5
Co	1	4.7	<1	1	1	1.1	41.5	<1	<1	<1	40.94	36.7	44.5
Cr	1	4	3	3	4	4	147	3	7	2	254	205	192.5
Cs	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	4.2	<0.5	<0.5	<0.5	1.44	1.8	3
Cu	0.1	441	95	199	229	1331	147	113	2864	87	83.88	63	124.5
Dy	0.02	0.37	0.44	0.52	0.49	0.42	4.41	0.51	0.4	0.43	4.67	4.59	5.11
Er	0.05	<0.05	0.07	0.11	0.09	<0.05	2.39	0.07	<0.05	0.06	2.5	2.36	2.81
Eu	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.43	<0.1	<0.1	<0.1	1.73	2.06	1.36
Gd	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	3.75	<0.05	<0.05	<0.05	5.13	5.61	4.51
Hf	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.94	<0.5	<0.5	<0.5	3.12	3.71	2.17
La	1	1	2	2	2	2	14	2	2	2	31.63	47	17.5
Lu	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.28	<0.1	<0.1	<0.1	0.32	0.32	0.32
Mo	0.1	1.1	10.1	1	4.8	5.7	0.3	1.2	17.8	0.6	0.1	0.1	0.1
Nb	1	<1	1.1	<1	<1	<1	17.7	<1	1.2	<1	28.58	29.8	16.4
Nd	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	13.8	<0.5	<0.5	<0.5	26.33	32.7	15.4
Ni	1	18	10	12	14	10	96	5	6	10	145	129	109
Pb	0.1	406	122	88	2879	37400	97	91100	84300	447	104	9	381
Pr	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	2.34	<0.05	<0.05	<0.05	6.96	8.96	3.74
Rb	1	<1	<1	<1	2	<1	4	<1	3	<1	26	33	13
Sb	0.5	13	22.7	10.9	27.6	44.8	5.3	47	>100	8.5	0.58	0.5	0.8
Sc	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	28	<0.5	<0.5	<0.5	26.8	21.2	26.95
Sm	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	3.33	<0.02	<0.02	<0.02	5.2	5.85	3.82
Sn	0.1	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	1	0.4	0.6	0.4	1.33	1.5	0.95
Sr	1	69.3	123.6	87	188.7	241.9	437.2	225.5	346.2	67.2	489	499	542
Ta	0.1	0.26	0.23	0.22	0.24	0.22	1.28	0.3	0.25	0.26	2.28	1.39	3.71
Tb	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.68	<0.1	<0.1	<0.1	0.76	0.81	0.75
Th	0.1	0.39	0.7	0.66	0.74	0.55	2.03	0.43	0.5	0.56	4.95	6.17	2.14
Tm	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.39	<0.1	<0.1	<0.1	0.36	0.34	0.35
U	0.1	6	1	1.8	5.5	5.9	0.4	2.6	8.03	1.1	0.96	1	0.9
V	1	20	22	12	27	52	202	26	149	4	186	160	192
W	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	1
Y	0.5	2.4	4	4.9	4.2	3.7	20.7	3.4	2.8	4.3	20.23	21.7	20.05
Yb	0.05	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1.9	0.1	0.1	0.1	4.95	3.10	2.65
Zn	1	326300	10400	32500	39800	10800	149	2052	513	29000	106	86	209
Zr	5	<5	<5	<5	<5	<5	66	<5	6	<5	80.5	142	108.5

S-2: calamine ore; S-3, S-73, S-74 and S-81: fluorite + sphalerite ore; S-75: fluorite + sphalerite + galena ore; S-77: barren dolomitic limestone; S-79 and S-80: galena-bearing dolomitic limestone; S-90: gabbro, S-91: diabase, S-92: basalt

بحث و بررسی

الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در بخش‌های کانهدار
الگوی عناصر کمیاب برای سنگ‌های آذرین مافیک، سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی و بخش‌های کانهدار در کانسار سرچلشک که نسبت به مقادیر کندریت (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند، در شکل ۱۰-A نشان داده شده است. چنان‌که در این شکل دیده می‌شود، الگوی عناصر کمیاب در سنگ‌های آذرین مافیک منطقه با الگوی این عناصر در نمونه‌های کانهدار متفاوت است. این امر نشان‌دهنده عدم دخالت ماگماتیسیم مافیک منطقه در تشکیل کانه‌زایی بوده و خاستگاه گرمابی آذرین‌زاد کانه‌زایی را رد می‌کند (Vahabzadeh et al., 2009; Mehraban et al., 2016).

نمونه سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی و نمونه‌های کانهدار، دارای الگوی تقریباً مشابهی هستند؛ با این تفاوت که نمونه سنگ آهک دولومیتی شده از برخی عناصر مانند Pb و U تهی‌تر و از عنصر Ba غنی‌تر است (شکل ۱۰-A). غنی‌شدگی در عناصر Pb و U در نمونه‌های کانهدار بیانگر ورود این عناصر به سنگ میزبان کانه‌زایی توسط سیالات گرمابی است. همچنین، نمونه‌های کانهدار الگویی شبیه به هم دارند که می‌تواند بیانگر تشکیل آنها طی یک فرایند کانه‌زایی باشد.

در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995)، سنگ‌های آذرین مافیک و سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی دارای یک الگوی نسبتاً غنی از عناصر کمیاب خاکی سبک و الگوی مسطح عناصر کمیاب خاکی سنگین هستند (شکل ۱۰-B).

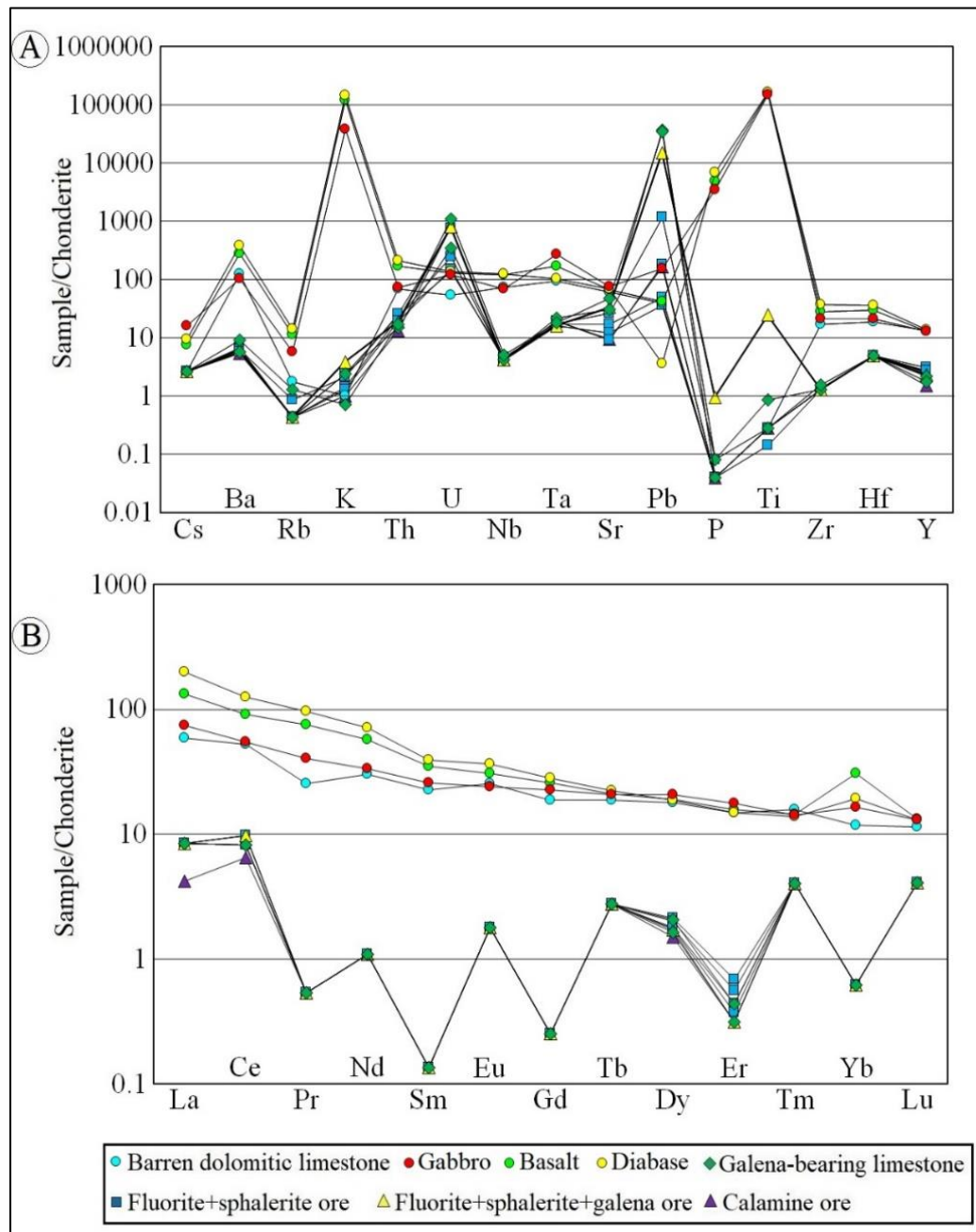
نمونه‌های کانهدار الگوی متفاوت با سنگ‌های آذرین مافیک و سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی داشته و از عناصر کمیاب خاکی تهی‌شده هستند (شکل ۱۰-B). نبود شباهت روند توزیع عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانهدار و سنگ‌های آذرین مافیک، نشان‌دهنده عدم نقش فعالیت‌های آذرین منطقه در

تأمین فلوئور و دیگر عناصر کانه‌ساز (Constantopoulos, 1988) در کانسار سرچلشک است. این تفسیر سازگار با نتایج وهاب‌زاده و همکاران (Vahabzadeh et al., 2009) و مهربان و همکاران (Mehraban et al., 2016) است که نقش سنگ‌های آذرین مافیک و همچنین شیل‌های سازند شمشک را به عنوان خاستگاه عناصر کانه‌ساز در کانسارهای امامت و کمرپشت رد کرده‌اند. علاوه بر این، همه نمونه‌های کانهدار، الگوی مشابه داشته و تفاوت‌های جزئی در تمرکز عناصر La، Ce و Er را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-B). شباهت الگوهای عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانهدار را می‌توان به تشکیل آنها طی یک فرایند کانه‌زایی مرتبط دانست.

تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در بخش‌های کانهدار

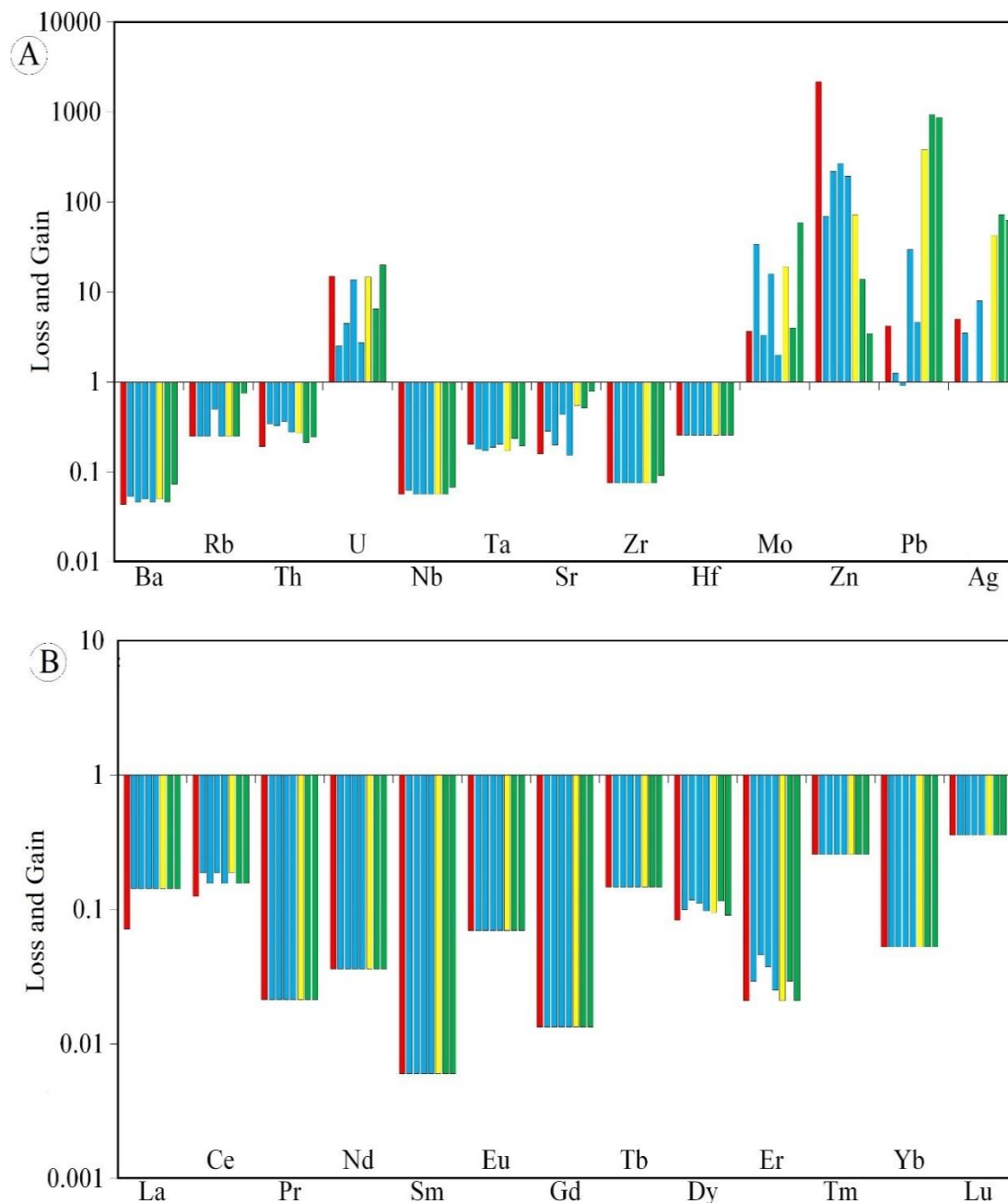
برای بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر طی کانه‌زایی در کانسار سرچلشک، داده‌های مربوط به نمونه‌های کانهدار نسبت به سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی مقایسه شد تا عناصر اضافه و یا کم‌شده به سنگ طی کانه‌زایی مشخص شود. این روش نیمه کمی بوده و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر نیاز به محاسبات موازنه است که در این پژوهش انجام نشده است. در نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب، نمونه‌های کانهدار در مقایسه با سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی از عناصر U، Mo، Zn، Pb و Ag غنی و در بقیه عناصر تهی‌شده‌اند (شکل ۱۱-A).

در نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی (شکل ۱۱-B)، نمونه‌های کانهدار نسبت به سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی، از همه عناصر کمیاب خاکی تهی‌شده‌اند. بیشترین مقدار تهی‌شدگی در این نمونه‌ها متعلق به عناصر Pr، Sm، Gd و Er است (شکل ۱۱-B). این تهی‌شدگی را می‌توان به خروج عناصر کمیاب خاکی از سنگ میزبان طی فعالیت‌های دگرسانی و کانه‌زایی مرتبط دانست.



شکل ۱۰. A: الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای سنگ‌های آذرین مافیک، سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی و نمونه‌های کانه‌دار در کانسار سرچلشک و B: الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای سنگ‌های آذرین مافیک، سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی و نمونه‌های کانه‌دار در کانسار سرچلشک

Fig. 10. A: Chondrite-normalized trace element patterns of mafic igneous rocks, barren dolomitic limestone and mineralized samples in the Sarchelesk deposit. Normalization factors are from McDonough and Sun (1995), and B: Chondrite-normalized REE patterns of mafic igneous rocks, barren dolomitic limestone and mineralized samples in the Sarchelesk deposit. Normalization factors are from McDonough and Sun (1995)



شکل ۱۱. A: نمودارهای تهی شدگی و غنی شدگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانه‌دار در کانسار سرچلشک که نسبت به سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی (نمونه شماره M-77، جدول ۱ و جدول ۲) بهنجار شده‌اند و **B:** نمودارهای تهی شدگی و غنی شدگی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار در کانسار سرچلشک که نسبت به سنگ آهک دولومیتی شده بدون کانه‌زایی (نمونه شماره M-77، جدول ۱ و جدول ۲) بهنجار شده‌اند.

Fig. 11. A: Loss and gain diagrams for trace elements for the mineralized samples in the Sarcheshk deposit normalized relative to barren dolomitic limestone (sample M-77, Table 1 and Table 2). B: Loss and gain diagrams for REE for the mineralized samples in the Sarcheshk deposit normalized relative to barren dolomitic limestone (sample M-77, Table 1 and Table 2).

نوع کانسار سرچلشک

با توجه به شواهد صحرایی و ساخت و بافتی، ویژگی‌های کانهای کانزایی در کانسار سرچلشک شباهت‌های زیادی با کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (زیردره غنی از فلوئور و باریم) دارد (Kendrick et al., 2002; Leach et al., 2005; Paradis et al., 2007; Leach and Taylor, 2009; Fisher et al., 2007). این شباهت‌ها شامل ریخت‌شناسی چینه‌کران، سنگ میزبان کربناته دولومیتی‌شده، بافت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، پُرکننده فضاهای خالی و تناوبی، نبود ارتباط مستقیم با سنگ‌های آذرین، دیرزاد بودن کانزایی، کنترل‌شدن کانزایی توسط ساختارهای گسلی و محدود بودن آن به پهنه‌های تراستی است. در جدول ۳ و جدول ۴ ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانزایی کانسار سرچلشک با کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی و برخی از کانسارهای سرب و روی (فلوئور- باریم) در منطقه سوادکوه مازندران مقایسه شده است.

الگوی تشکیل کانسار سرچلشک

بر اساس نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناسی و کاننگاری و روابط هم‌بافتی کانی‌ها، مراحل تکوین و تکامل کانسار سرچلشک را می‌توان به صورت یک توالی چهار مرحله‌ای به شرح زیر خلاصه کرد (شکل ۱۲):

مرحله نخست، با تشکیل سازند الیکا در تریاس زیرین تا میانی مشخص می‌شود (شکل ۱۲- A). طبق پژوهش لاسمی و همکاران (Lasemi et al., 2000)، حوضه رسوبی سازند الیکا در البرز مرکزی در زمان تریاس میانی از نوع کششی در موقعیت حاشیه غیرفعال قاره‌ای بوده است. وجود سنگ‌های دو منشائی در بین سازندهای روته، نسن و الیکا در این دوره زمانی شاهدهی بر وجود شرایط کششی در این منطقه از البرز است (Brunet et al., 2009; Gaetani et al., 2009). در تریاس میانی، فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی فلسیک در برخی از مناطق البرز گزارش شده است که به رسوب گذاری طبقه‌های توفی بر روی واحدهای

کربناته سازند الیکا منجر شده است (Shariatmadar, 1999; Nabiloo et al., 2018). رخداد این فعالیت‌های آتشفشانی که با کم‌عمق شدن حوضه رسوبی سازند الیکا و افزایش شدت تبخیر هم‌زمان بوده است، سبب افزایش غلظت عناصر کانساز به‌ویژه هالوژن‌ها (مانند فلوئور) در حوضه دریایی تریاس میانی در البرز شده است (Shariatmadar, 1999; Nabiloo et al., 2018). در نتیجه این فرایند، تمرکزهای جزئی از کانزایی اولیه در داخل توالی کربناته سازند الیکا به صورت بافت‌های دانه‌پراکنده، تناوبی و رگچه‌ای تشکیل شده است (Gorjizad, 1996; Shariatmadar, 1999).

در مرحله دوم، توالی کربناته مربوط به سازند پالند، فعالیت‌های آذرین زیردریایی مافیک مربوط به تریاس بالایی و در نهایت توالی شیلی- ماسه‌سنگی سازند شمشک به طور هم‌شیب بر روی سازند الیکا نهشته شده است (شکل ۱۲- B). با افزایش ضخامت رسوبات و توسعه فرایندهای دیاژنز، کانزایی هم‌زمان با دیاژنز در سازند الیکا تشکیل شده است. وجود بافت تناوبی در بخش‌های کانسار کانسار سرچلشک از شواهد این مرحله از کانزایی است. در مرحله سوم، هم‌زمان با فاز کوه‌زایی سیمین پیشین (Rajabi et al., 2013)، فشارش، چین خوردگی، گسلش معکوس (و تراست شدگی) در حوضه رسوبی باعث شکل‌گیری و توسعه ساخت‌های ناهم‌زاد و ناهم‌شیب با سنگ میزبان کربناته (زون‌های گسله و کارست‌های انحلالی) در طول فصل مشترک این سنگ‌ها با رسوبات سازند شمشک و گاه سنگ‌های آذرین مافیک تریاس بالایی شده است (شکل ۱۲- C). این ساختارها با مواد معدنی حاصل از پویایی مجدد کان‌های دیاژنتیک، احتمالاً ناشی از فعالیت محلول‌های گرمابی حاصل از آب‌زدایی طبقه‌های رورانده و فشرده شیلی- ماسه‌سنگی سازند شمشک، پُر شده و کانی‌سازی نوع دیرزاد را در کانسار سرچلشک به وجود آورده است (شکل ۱۲- C). مرحله چهارم با بالا آمدگی ناحیه و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش همراه است (شکل ۱۲- D).

جدول ۳. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار سرچلشک با کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی

Table 3. Comparison of main characteristics of Sarchelezhk deposit with Mississippi Valley-type deposits

	Sarchelezhk	MVT
Tectonic setting	Folded thrust belt, central Alborz zone	Foreland thrust belts
Host rock	Dolomitic limestone	Dolomite, limestone
Mineralization style	Epigenetic, strata-bound	Epigenetic, strata-bound, locally stratiform
Magmatism association	Not associated with igneous activity	Not associated with igneous activity
Ore controls	Faults and fractures, dissolution collapse breccias	Faults and fractures, dissolution collapse breccias, and lithological transitions
Hydrothermal alteration	Dolomitization, silicification, calcitization	Dolomitization, silicification
Ore texture	Open space filling, brecciated, vein-veinlets, replacement, rhythmic	Replacement, open space filling, brecciated, zebra
Mineral assemblages	Gn, Sp, Py, Ccp	Gn, Sp, Py, Mrc, Ccp, Bn, Cct
Gangue minerals	Dol, Fl, Brt, Cal, Qz	Dol, Fl, Brt, Cal, Qz
References	Mohammadi Lisehroudi (2019); This study	Leach et al. (2005); Paradis et al. (2007); Leach and Taylor (2009)

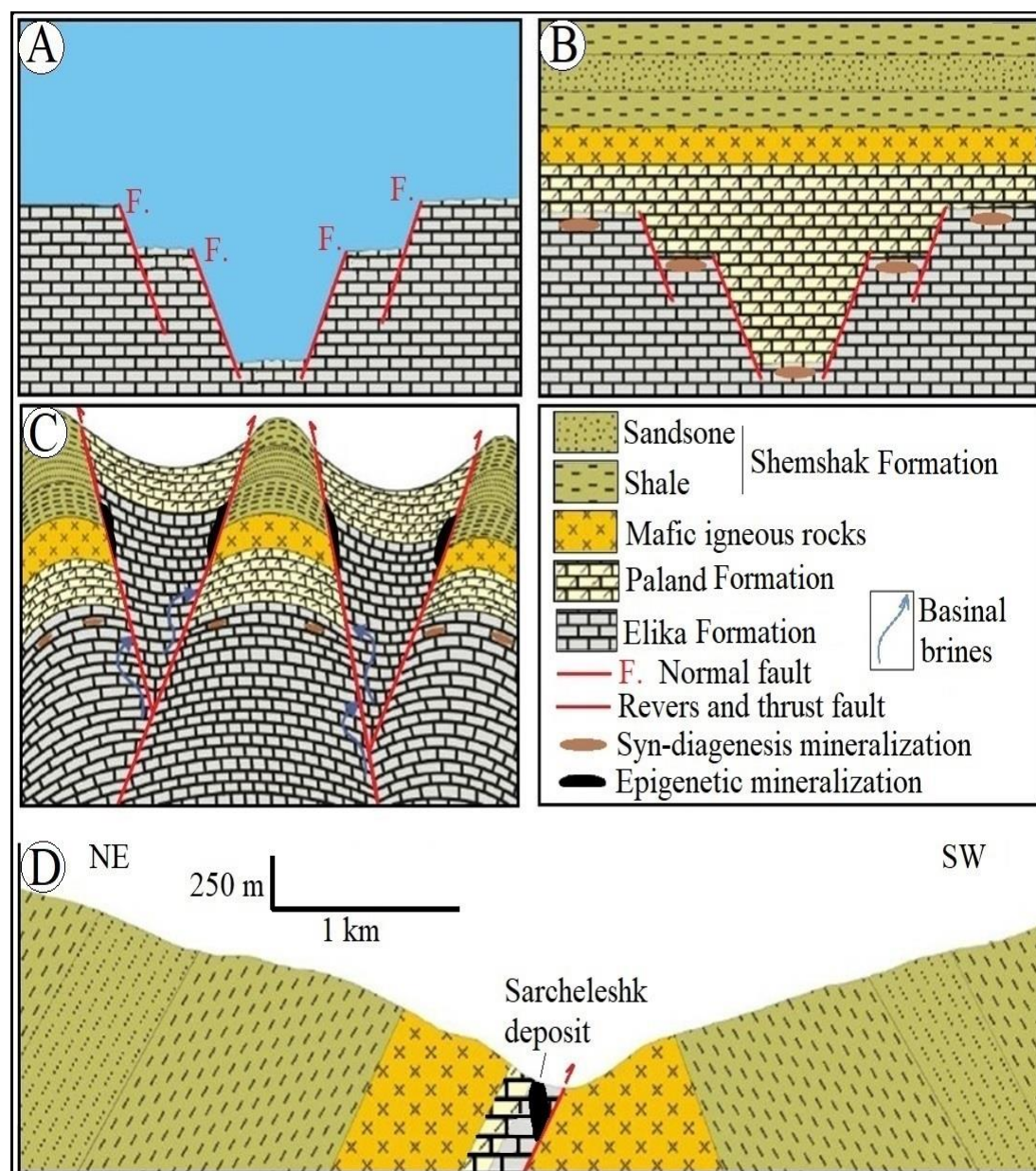
Abbreviations: Bn: bornite, Brt: barite, Cal: calcite, Ccp: chalcopyrite, Cct: chalcocite, Dol: dolomite, Fl: fluorite, Gn: galena, Mrc: marcasite, Py: pyrite, Sp: sphalerite, Qz: quartz. Abbreviations after [Whitney and Evans \(2010\)](#).

جدول ۴. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار سرچلشک با برخی از کانسارهای سرب و روی (فلوئور- باریم) نوع دره می‌سی‌سی‌پی در منطقه سوادکوه

Table 4. Comparison of main characteristics of Sarcheleshk deposit with some Pb–Zn (F–Ba) Mississippi Valley-type deposits in the Savadkouh area

	Sarcheleshk	Pachi Miana	Emaft	Sheshroudab	Kamarposht
Host rock	Dolomitic limestone, Elika Fm.	Dolomitic limestone, Elika Fm.	Limestone, Tizkouh Fm.	Dolomitic limestone, Elika Fm.	Dolomitic limestone, Elika Fm.
Ore controls	Faults and fractures, dissolution collapse breccias	Faults and fractures, dissolution collapse breccias	Faults and fractures, dissolution collapse breccias	Faults and fractures, dissolution collapse breccias	Faults and fractures, dissolution collapse breccias
Hydrothermal alteration	Dolomitization, silicification, calcitization	Dolomitization, silicification	Dolomitization, silicification	Dolomitization, silicification	Dolomitization, silicification
Ore texture	Open space filling, brecciated, vein-veinlets, replacement, rhythmic	Rhythmic, open space filling, brecciated, vein-veinlets, replacement	Open space filling, vein-veinlets	Rhythmic, open space filling, brecciated, vein-veinlets, replacement	Rhythmic, open space filling, brecciated, vein-veinlets, replacement
Mineral assemblages	Gn, Sp, Py, Ccp	Gn, Sp	Gn, Sp	Gn, Sp, Py, Ccp	Gn
Gangue minerals	Dol, Fl, Brt, Cal, Qz	Dol, Fl, Brt, Cal	Dol, Fl, Cal, Qz	Dol, Fl, Brt, Cal	Dol, Fl, Brt, Cal, Qz
References	Mohammadi Lisehroudi (2019); This study	Gorjizad (1996); Davoudi (1998)	Vahabzadeh et al. (2008); Vahabzadeh et al. (2009)	Shariatmadar (1999); Rastad and Shariatmadar (2002)	Nabiloo et al. (2018)

Abbreviations: Brt: barite, Cal: calcite, Ccp: chalcopryrite, Dol: dolomite, Fl: fluorite, Gn: galena, Py: pyrite, Sp: sphalerite, Qz: quartz. Abbreviations after Whitney and Evans (2010).



شکل ۱۲. A, B, C و D: نمایی شماتیک نشان‌دهنده تاریخچه تکامل زمین‌شناسی و تشکیل کانسار سرچلشک. برای توضیح به متن مراجعه شود.

Fig. 12. A, B, C and D: Schematic model showing the geological evolution history and formation of the Sarcheleskh deposit. See text for details.

نتیجه‌گیری

می‌سی‌سی‌پی (زیررده غنی از فلوئور و باریم) طبقه‌بندی کرد. ساختارهای کنترل‌کننده کانه‌زایی در این کانسار شامل گسل‌ها، شکستگی‌ها و حفره‌های انحلالی در سنگ میزبان کربناته سازند الیکا هستند. وجود بافت تناوبی شواهدی مبنی بر کانه‌زایی هم‌زمان

ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، مجموعه کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ در کانسار سرچلشک نشان می‌دهد که این کانسار را می‌توان در دسته کانسارهای سرب و روی نوع دره

با دیاژنز را در کانسار سرچلشک نشان می‌دهد؛ اما ریخت‌شناسی چینه‌کران، بافت‌های رگه- رگچه‌ای، برشی و پُرکننده فضاهای خالی و محدود بودن کانه‌زایی به ساختارهای گسلی بیانگر دیرزاد بودن کانه‌زایی در این کانسار است. نبود شباهت روند توزیع عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های آذرین مافیک، نشان‌دهنده عدم نقش فعالیت‌های آذرین منطقه در تأمین فلوئور و دیگر عناصر کانه‌ساز در کانسار سرچلشک است. این تفسیر سازگار با نتایج پژوهش‌های وهاب‌زاده و همکاران (Vahabzadeh et al., 2009) و مهربان و همکاران (Mehraban et al., 2016) است که نقش سنگ‌های آذرین مافیک و همچنین شیل‌های سازند شمشک را به عنوان خاستگاه عناصر کانه‌ساز در کانسارهای امافت و کمرپشت رد کرده‌اند. لذا، الگوی منشأ همزاد با رسوب‌گذاری کانسار سرچلشک با دخالت ماگماتیسیم مافیک منطقه و خاستگاه گرمابی آذرین‌زاد این کانسار را منتفی ساخته و بیانگر نقش شورابه‌های حوضه‌ای در تشکیل این کانسار است. این امر با حضور بلورهای درشت و ناهمگن دولومیت در بخش‌های دولومیتی‌شده تأیید می‌شود که بیانگر تأمین منیزیم توسط شورابه‌های حوضه‌ای برای دگرسانی دولومیتی است. چنین به نظر می‌رسد که فشارهای زمین‌ساختی مرتبط با فاز

کوه‌زایی سیمین پیشین سبب مهاجرت شورابه‌های درون سازندی به درون فضاهای خالی حاصل از گسل خوردگی، برشی‌شدن و حفره‌های انحلالی در سنگ میزبان کربناتی سازند الیکا و ته‌نشست مواد معدنی شده است. ژئومتری ماده معدنی و قرارگیری آن در بخش‌های دولومیتی‌شده سازند الیکا بیانگر نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری، سنگ‌شناسی و دگرسانی در تشکیل رگه‌های کانه‌دار در کانسار سرچلشک است. از این رو، بررسی پهنه‌های گسلی در سنگ‌های کربناته سازند الیکا به ویژه در مناطقی که با دگرسانی دولومیتی همراهی می‌شود، می‌تواند از نظر اکتشاف کانسارهای مشابه در منطقه سوادکوه و دیگر بخش‌های زون البرز مرکزی حائز اهمیت باشد.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی را دارند. نویسندگان همچنین از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به خاطر راهنمایی‌های علمی که به غنای بیشتر مقاله حاضر منجر شده است، تشکر می‌نمایند.

References

- Aghanabati, A. and Hamed, A.R., 1994. Geological map of Semnan, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, scale 1:5000000. Geological Survey of Iran.
- Alirezaei, S., 1989. Contribution to stratigraphy and mode of generation of F–Pb–Ba deposits in Triassic of eastern Alborz. M.Sc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, 87 pp. (in Persian with English abstract)
- Amini, B. and Khalatbari Jafari, M., 1998. Geological map of Damavand, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Brunet, M.F., Wilmsen, M. and Granath, J.W., 2009. South Caspian to Central Iran basin. Geological Society, Special Publications, 312, London, 352 pp.
- Constantopoulos, J., 1988. Fluid inclusion and REE geochemistry of fluorite from southcentral Idaho. *Economic Geology*, 83(5): 626–636.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.3.626>
- Davoudi, A., 1998. Investigation of genetic model of Pachi Miana deposit based on geochemistry, diagenesis and location of ore in host rock. M.Sc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, 160 pp. (in Persian with English abstract)
- Fisher, J., Lillie, R. and Rakovan, J., 2013. Fluorite in Mississippi Valley-Type Deposits. *Rocks and Minerals*, 88(1): 20–47.
<https://doi.org/10.1080/00357529.2013.747895>
- Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M.H., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G.D. and Sabouri, J., 2009. Pennsylvanian–Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). In: M.F. Brunet, M. Wilmsen and J.W. Granath (Editors), *South Caspian to Central Iran basin*. Geological Society, Special Publications 312, London, pp. 79–128.
<http://dx.doi.org/10.1144/SP312.5>
- Gorjizad, H., 1996. Study on geology, mineralogy, facies analysis and genesis of Pachi Miana fluorite deposit. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 156 pp. (in Persian with English abstract)
- Kendrick, M.A., Burgess, R.A., Patrick, D. and Turner, G., 2002. Hydrothermal fluid origins in a fluorite-rich Mississippi Valley-type district, Combined noble gas (He, Ar, Kr) and halogen (Cl, Br, I): Analysis of fluid inclusions from the South Pennine ore field, United Kingdom. *Economic Geology*, 97(3): 435–451.
<http://dx.doi.org/10.2113/97.3.435>
- Lasemi, Y., Jahani, D. and Kohansal Ghadimvand, N., 2000. Study on Elika formation in west of central Alborz (Ghoznavi area): facies, sedimentary environment and sequence stratigraphy. 4th Congress of Geological Society of Iran, University of Tehran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 561–608.
<https://doi.org/10.5382/AV100.18>
- Leach, D.L. and Taylor, R.D., 2009. Mississippi Valley-type lead-zinc deposit model. U.S. Geological Survey Open-File Report 2009-1213, 5 pp. Retrived February 27, 2021 from <https://pubs.usgs.gov/of/2009/1213>
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mehraban, Z., Shafiei Bafti, B. and Shamanian, G.H., 2016. Rare earths in fluorite deposits of Elika Formation (East of Mazandaran Province). *Journal of Economic Geology*, 8(1): 201–221. (in Persian with extended English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V8I1.29969>
- Mohammadi Lisehroudi, M., 2019. Petrology and geochemistry of volcanic rocks in DoAb area (Savadkouh, Mazandaran) and studying Sarcheleskh F–Pb–Zn mineralization. M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 98 pp. (in Persian with English abstract)
- Nabavi, M., 1988. Geological map of Semnan, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Nabiloo, F., Behnam Shafiei Bafti, B. and Amini, A., 2018. Diagenetic and post-diagenetic fabrics in the Kamarposht fluorite mine (east of Mazandaran province): Explainaton and genetic interpretation. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 483–507. (in Persian with extended English abstract).
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V9I2.37740>

- Paradis, S., Hannigan, P. and Dewing, K., 2007. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. In: W.D. Goodfellow (Editor), *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Newfoundland, pp. 185–203. Retrieved Aug. 28, 2022 from [https://geomuseu.ist.utl.pt/JAZIGOS%20MINE RAIS%202006/deposit_synthesis_mvt.paradis% 5B1%5D.pdf](https://geomuseu.ist.utl.pt/JAZIGOS%20MINE%20RAIS%202006/deposit_synthesis_mvt.paradis%205B1%5D.pdf)
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn–Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(2): 197–216. <https://doi.org/10.1080/08120099.2012.754792>
- Rastad, E. and Shariatmadar, A., 2002. Sheshroud bar fluorite deposit, sedimentary and diagenetic fabrics and its depositional environment (Savadkouh, Mazandaran province). *Journal of Geosciences*, 10(41–42): 20–38. (in Persian with English abstract). Retrieved February 27, 2021 from <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=15987>
- Shariatmadar, A., 1999. *Geology and genesis of Sheshroud bar fluorite deposit*. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 230 pp. (in Persian with English abstract)
- Tabasi, H., 1997. *Structural analysis of Sheshroud bar fluorite mine*. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 130 pp. (in Persian with English abstract)
- Tadayyon, M., Nakini, A., Mohajjel, M. and Rashidnejad Omran, N., 2016. Structural and mineralization analysis of fluorite in Mazandaran: A case study from Kamarposht and Sheshroud bar mines. *Journal of Advanced Applied Geology*, 5(2): 13–23. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22055/AAG.2015.11523>
- Vahabzadeh, G., Khakzad, A., Rasa, I. and Mosavi, M.R., 2008. Oxygen and carbon isotopes and REE study in the Emaft fluorite mine, Savadkouh region (Mazandaran province). *Research Journal of Isfahan University*, 29(3): 189–200. (in Persian with English abstract) Retrieved February 27, 2021 from <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=90463>
- Vahabzadeh, G., Khakzad, A., Rasa, I. and Mosavi, M.R., 2009. Study on S isotopes in galena and barite of Savadkouh fluorite deposits. *Journal of Sciences, Islamic Azad University*, 69(18): 99–108. (in Persian with English abstract) Retrieved February 27, 2021 from <https://www.sid.ir/fa/journal/JournalListPaper.aspx?ID=20422>
- Vahabzadeh, G., Khakzad, A., Rasa, I. and Mosavi, M.R., 2014. Fluorite REEs geochemistry in fluorite deposits of central Alborz. *New Findings in Applied Geology*, 16(1): 58–70. (in Persian with English abstract). Retrieved February 27, 2021 from https://nfag.basu.ac.ir/article_936.html?lang=fa
- Vahdati Daneshmand, F., 1992. Geological map of Amol, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- Vahdati Daneshmand, F. and Karimi, H., 2004. Geological map of Pol-e-Sefid, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Vahdati Daneshmand, F. and Saeidi, A., 1991. Geological map of Sari, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- 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>
- Zabihitabar, Sh. and Shafiei Bafti, B., 2015. Mineralogy and mode occurrence of sulfides, sulfates and carbonates at fluorite mines in East of Mazandaran province. *Iranian Journal of Geology*, 33(1): 62–78. (in Persian with English abstract) Retrieved February 27, 2021 from <http://geology.saminattech.ir/Article/9333>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.69561.1012



Mineralogy, fluid inclusions and genesis of the Middle Triassic carbonate-hosted Chah-Mileh Pb-Zn deposit (NE Anarak), Central Iran

Behzad Mehrabi ¹ , Nafiseh Chaghaneh ²*, Ebrahim Tale Fazel ³

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

² Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 29 March 2021
Revised: 01 October 2021
Accepted: 11 October 2021

Keywords

Dolomitic alteration
Carbonate-hosted
Mississippi Valley-type
Lead-Zinc
Central Iran
Anarak
Chah-Mileh

*Corresponding author

Nafiseh Chaghaneh
✉ na.chaghane@gmail.com

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Himalayan-Tibetan and Zagros Mountain ranges which are the youngest and most extensive continental-collision orogens in Tethyan domain host many important sediment-hosted Pb-Zn deposits, including the world-class Jinding, Huoshaoyun, Mehdiabad, and Angouran deposits (Reynolds and Large, 2010; Rajabi et al., 2012; Rajabi et al., 2015; Hou and Zhang, 2015; Song et al., 2017). More than 300 sediment-hosted Pb-Zn deposits and occurrences have been identified in Iran (Rajabi et al., 2013). Cretaceous and Triassic carbonate successions are the most common host rocks for these deposits, which are largely distributed in both the Malayer-Esfahan metallogenic belt (MEMB) and the Yazd-Anarak metallogenic belt (YAMB) (Rajabi et al., 2012). The YAMB is located at the Yazd Block, northern margin of the Central Iranian Plate. Several Pb-Zn deposits and occurrences such as Mehdiabad, Nakhla, Hovz-e-Sefid, Darreh-Zanjir, Mansurabad, Chah-Kharboze and Chah-Mileh have been identified distinguished at YAMB. The Chah-Mileh deposit is in 30 km northeast Anarak, 220 km northeast of Isfahan, YAMB. The Chah-Mileh Pb-Zn district is located in the Anarak Metamorphic Complex (AMC). There are three Pb-Zn deposits that have been recognized at the Chah-Mileh district, including Kuh-e Mileh, Mazra-e Deraz, and Seilacho. In this paper, we investigate geology, texture, mineralogy, alterations, fluid inclusions and genesis of the Chah-Mileh Pb-Zn deposit. The present research study provides more insight into understanding of geology and mineralization conditions in the study area with an implication for future exploration.

How to cite this article

Mehrabi, B., Chaghaneh, N. and Tale Fazeh, E., 2022. Mineralogy, fluid inclusions and genesis of the Middle Triassic carbonate-hosted Chah-Mileh Pb-Zn deposit (NE Anarak), Central Iran. *Journal of Economic Geology*, 14(2): 29–64. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.69561.1012>



©2022 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.

Materials and methods

A total of 120 samples were collected from the host rocks and ore deposit. They were studied by a transmitted/reflected polarizing microscope, X-ray Diffraction (XRD) and Scanning Electron Microscope-Energy Dispersive X-ray analyzer (SEM-EDS). Thin sections were stained to differentiate calcite and dolomite according to the method of [Dickson \(1966\)](#). Fluid inclusion microthermometry was performed using a Linkam THMS600 heating-freezing stage (-190 °C to +600 °C) mounted on a ZEISS Axioplan2 microscope at the Kharazmi University (Tehran). Fluid salinity (wt.% NaCl eq.) and density (g/cm^3) were calculated using the FLINCOR v.1.4 ([Brown, 1989](#)) and FLUIDS ([Bakker, 2012](#)).

Results and discussion

The Chah-Mileh Pb-Zn is a stratabound and epigenetic deposit hosted in dolomitic marble of the Chah-Gorbeh Complex with Middle Triassic age. Mineralization is composed of sulfide minerals (e.g., galena, sphalerite, chalcopyrite and minor pyrite) and non-sulfide minerals (e.g., cerussite, mimetite, wulfenite, litharge, hemimorphite, smithsonite, malachite, hematite, goethite). The gangue minerals are mainly composed of quartz, dolomite, calcite, and

barite. Silicification and dolomitization are the two main types of hydrothermal alterations. Three mineralization stages were recognized in the Chah-Mile deposit: 1) pre mineralization stage characterized by fine-grained disseminated pyrite, 2) main hydrothermal stage characterized by galena, sphalerite and chalcopyrite and 3) post-ore mineralization consisting of secondary sulfides and non-sulfide. Four types of fluid inclusions including two-phase liquid-rich (LV), two-phase vapor-rich (VL), monophasic liquid (L), and monophasic vapor (V) were observed in the dolomite, quartz and calcite. Microthermometric measurements show that ore minerals were precipitated from low-temperature (81 to 167 °C) and moderate salinity fluids (7.02-22.2 wt.% NaCl eq.). Basinal hydrothermal fluids were responsible for ore mineralization at the Chah-Mileh deposit. Ore mineralization at the Chah-Mileh deposit has been formed as a result of fluid mixing. The formation of large siliceous zones in an area is a sign of hydrothermal fluid rising to the surface and mixing and diluting with low-temperature meteoric waters. Considering all the geological evidence, mineralization style, orebody texture and structure, alterations and fluid inclusion microthermometry, it may be inferred that the Chah-Mileh deposit is similar to the Mississippi Valley-type deposits.



کانی‌شناسی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانسار سرب و روی چاه‌میله با سنگ میزبان کربناتی تریاس میانی (شمال شرق انارک)، ایران مرکزی

بهزاد مهرابی^۱، نفیسه چقانه^{۲*}، ابراهیم طالع فاضل^۳

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

^۲ دانشجوی دکتری، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

کانسار سرب و روی چاه‌میله شامل سه ذخیره مزرعه‌دراز، کوه‌میله و سیلچو در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال شرق انارک (ایران مرکزی)، واقع شده است. واحد مرمر دولومیتی کمپلکس چاه‌گره با سن تریاس میانی، سنگ میزبان اصلی کانسار بوده که ماده معدنی با ماهیت چینه کران و بافت‌های برشی، شکافه پرکن، جانشینی و افشان در آن شکل گرفته است. مراحل رخداد ذخیره به ترتیب شامل: (۱) پیش از کانه‌زایی با حضور پیریت‌های ریزبلور افشان، (۲) کانه‌زایی گرمایی اصلی با حضور گالن، اسفالریت و کالکوپیریت و (۳) مرحله پس از کانه‌زایی شامل سولفیدهای ثانویه و کانی‌های غیر سولفیدی است. کوارتز، دولومیت، کلسیت و باریت مهم‌ترین کانی‌های باطله همراه کانسنگ هستند. میان‌بارهای سیال اولیه دوفازی آبگین غنی از مایع در میزبان دولومیت دارای دمای همگن شدن بین ۹۳ تا ۱۶۷ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۴/۱۵ تا ۲۰/۹۷ درصد وزنی معادل نمک طعام، در میزبان کلسیت دارای دمای همگن شدن بین ۹۸ تا ۱۴۷ درجه سانتی‌گراد و شوری ۷/۰۲ تا ۱۳/۷۲ درصد وزنی معادل نمک طعام و در میزبان کوارتز دارای دمای همگن شدن بین ۸۱ تا ۱۵۸ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۳/۹۴ تا ۲۲/۲ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند. اختلاط و رقیق‌شدگی شورابه‌های حوضه‌ای با سیالات جوی کم‌شور احتمالاً به‌عنوان فرایندی مؤثر در ته‌نشینی فلزهاست. رخداد دگرسانی سیلیسی همواره به عنوان نشانه‌ای از تغییرات دمایی ناشی از رقیق‌شدگی محسوب می‌شود که در کانسار چاه‌میله قابل مشاهده است. یافته‌های زمین‌شناسی، بافتی و کانی‌شناسی و داده‌های میان‌بارهای سیال نشان‌دهنده کانی‌سازی نوع دره می‌سی‌سی‌پی در کانسار چاه‌میله است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۰۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۷/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۱۹

واژه‌های کلیدی

دگرسانی دولومیتی
سنگ میزبان کربناته
نوع دره می‌سی‌سی‌پی
سرب و روی
ایران مرکزی
انارک
چاه‌میله

نویسنده مسئول

نفیسه چقانه

na.chaghane@gmail.com ✉

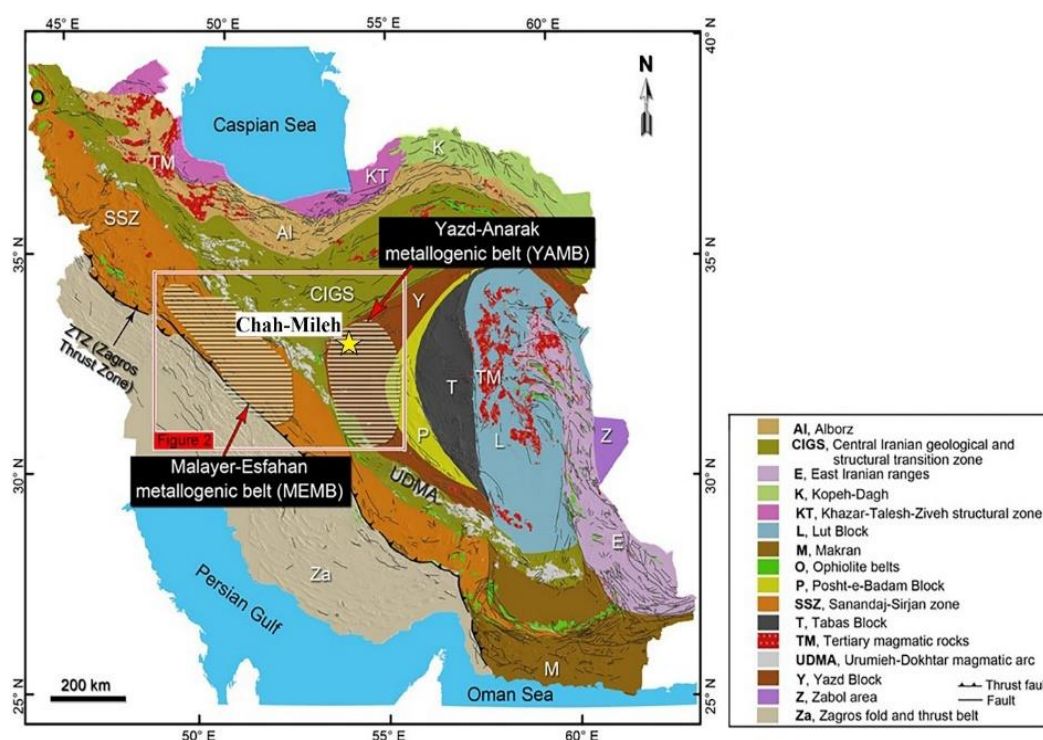
استناد به این مقاله

مهرابی، بهزاد؛ چقانه، نفیسه و طالع فاضل، ابراهیم، ۱۴۰۱. کانی‌شناسی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانسار سرب و روی چاه‌میله با سنگ میزبان کربناتی تریاس میانی (شمال شرق انارک)، ایران مرکزی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۲): ۲۹-۶۴. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.69561.1012>

مقدمه

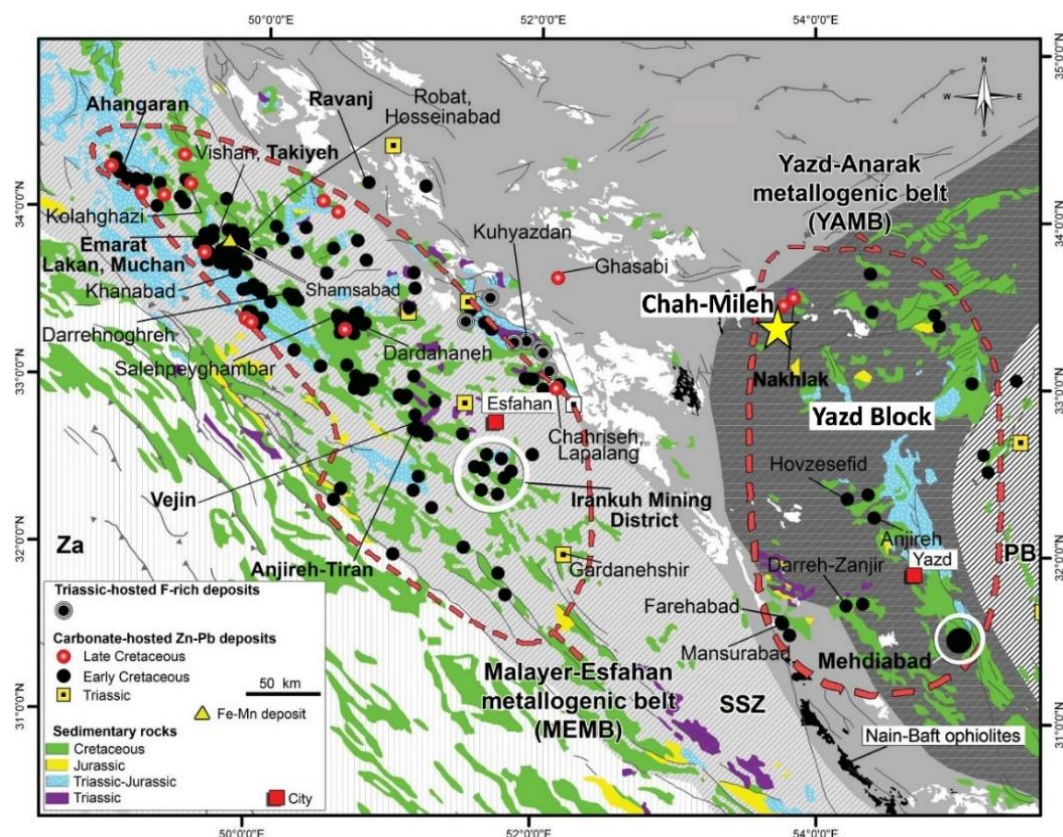
ذخایر سرب و روی با سنگ میزبان رسوبی از مهم‌ترین منابع تأمین‌کننده این فلزها در جهان اغلب ارتباطی مستقیم با فعالیت‌های ماگمایی ندارد (Leach et al., 2005; Leach et al., 2010). رشته‌کوه‌های تبت-هیمالیا و زاگرس به عنوان جوان‌ترین و گسترده‌ترین مناطق حاشیه فروورانش در حوضه تیس، میزبان ذخایر رده جهانی سرب و روی رسوبی نظیر Jinding (چین)، Huoshayun (چین)، مهدی‌آباد (جنوب‌شرق یزد-ایران) و انگوران (غرب زنجان-ایران)، هستند (Reynolds and Large, 2010; Rajabi et al., 2012; Rajabi et al., 2015; Hou and Zhang, 2015; Song et al., 2017). بیش از ۳۰۰ ذخیره سرب-روی در ایران شناسایی شده که تاکنون توافق کلی برای نوع‌شناسی و خاستگاه آنها ارائه نشده است. با این وجود، توالی‌های کربناتی کرتاسه

و تریاس مهم‌ترین سنگ میزبان ذخایر سرب و روی در ایران هستند که به ویژه در دو کمربند فلزایی ملایر-اصفهان^۱ و یزد-انارک^۲ تمرکز دارند (Rajabi et al., 2012; Rajabi et al., 2013) (شکل ۱ و شکل ۲). در این میان، کمربند فلزایی یزد-انارک در حاشیه شمالی ایران مرکزی و بلوک یزد قرار گرفته است که میزبان ذخایر مهمی نظیر حوض سفید (Rostami Paydar and Adelpour, 2018)، منصورآباد (Maghfouri and Hosseinzadeh, 2018)، نخلک (Jazi et al., 2017)، دره زنجیر (Maghfouri et al., 2017a; Moor et al., 2016)، ازبک‌کوه (Ehya, 2014)، مهدی‌آباد (Leach et al., 2010; Maghfouri et al., 2019)، چاه‌خربزه (Maghfouri et al., 2020; Maghfouri et al., 2021)، چاه‌میل و چاه‌میل (Technoexport, 1984) است.



شکل ۱. نقشه ساختاری ساده‌شده از ایران (با تغییرات از آقاباتی و رجبی و همکاران (Aghanabati, 1998; Rajabi et al., 2015)) و موقعیت کمربندهای فلزایی عمده ذخایر سرب-روی (نقره $\pm$ مس $\pm$ باریم) ایران. موقعیت کانسار چاه‌میل با ستاره زرد رنگ نشان داده شده است.

Fig. 1. Simplified structural map of Iran (modified after Aghanabati, 1998; Rajabi et al., 2015) and location of major metallogenic belts of the sediment-hosted Zn- Pb (Ag $\pm$ Cu $\pm$ Ba) deposits of Iran. Location of the Chah-Mileh deposit is shown by yellow star.



شکل ۲. توزیع ذخایر سرب-روی (نقره $\pm$ مس $\pm$ باریت) در کمربندهای فلزایی ملایر-اصفهان و یزد-انارک (با تغییرات از رجبی و همکاران (Rajabi et al., 2012)). موقعیت کانسار چاه‌میل با ستاره زرد رنگ نشان داده شده است.

Fig. 2. Distribution of sediment hosted Pb-Zn (Ag+Cu+Ba) deposits in the Malayer-Esfahan and Yazd-Anarak metallogenic belts (modified after Rajabi et al., 2012). Location of the Chah-Mileh deposit is shown by yellow star.

زمین‌شناسی به همراه ۱۵۰۰ متر حفاری مغزه‌گیری و تجزیه ژئوشیمیایی تعداد ۴۵۰ نمونه در منطقه انجام شده که در نتیجه آن سه ذخیره کوه‌میل، مزرعه‌دراز و سیلچو مورد شناسایی قرار گرفت. در این پژوهش ضمن معرفی ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و دگرسانی در کانسار چاه‌میل با استفاده از بررسی‌های کلنه‌نگاری و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال، ویژگی‌های ژنتیکی کانسار چاه‌میل مورد بررسی قرار گرفته است. دستیابی به این نتایج علاوه بر جنبه‌های علمی، شناخت بهتری از وضعیت اکتشافی منطقه مورد بررسی به همراه خواهد داشت.

کانسار چاه‌میل به عنوان یکی از قدیمی‌ترین معدن‌های سرب و روی در ایران مرکزی، در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال شرق انارک (استان اصفهان) و ۱۲ کیلومتری جنوب معدن سرب و روی نخلک، در رشته کوه‌های موسوم به میل-دم‌سفید-چاه‌گربه، واقع شده است. توانایی کانی‌سازی فلزهای پایه در کانسار چاه‌میل برای نخستین بار در سال ۱۹۸۴ توسط کارشناسان روسی شرکت تکنواکسپورت (ژئومتال)، شناسایی شد. عملیات پی‌جویی و اکتشاف عمومی در این منطقه طی سال‌های ۱۳۹۳ تا ۱۳۹۵ توسط شرکت مهندسین مشاور کان‌آزین (Kan-Azin Co., 2014; Kan-Azin Co., 2015)، انجام شد. طی این بررسی‌ها، ورقه‌های ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰

روش مطالعه

پس از بررسی پژوهش‌های پیشین و نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف کانسار، در مجموع تعداد ۱۲۰ مقطع نازک، صیقلی و نازک-صیقلی برای انجام بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان نور بازتابی و عبوری زایس مدل Axioplan2 در دانشگاه خوارزمی تهران، بررسی شد. از این میان، تعداد ۱۰ مقطع نازک برای تفکیک کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (Dickson, 1966) با محلول آلزاین قرمز و پتاسیم فروسیانید ($K_4[Fe(CN)_6] \cdot 3H_2O$) با اسید HCl (۱/۵ درصد) و نسبت ۳ به ۲ ترکیب و در ظرف مخصوص رنگ‌آمیزی شد. همچنین برای تکمیل بررسی‌های کانه‌نگاری و شناسایی کانی‌های غیرسولفیدی کمیاب، از میکروسکوپ الکترونی روبشی^۳ زایس همراه طیف‌سنجی پراش انرژی پرتو ایکس^۴ استفاده شد که این بررسی‌ها در دانشگاه خوارزمی تهران، انجام شد. علاوه بر آن، برای شناسایی کانی‌های غیرسولفیدی و دگرسانی همراه، تعداد ۱۰ نمونه پودر سنگ به روش طیف‌سنج پراش پرتو ایکس^۵ در بخش کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (کرج)، مورد آزمایش قرار گرفت. بررسی میان‌بارهای سیال با تهیه تعداد ۱۰ مقطع دوبرصقل (ضخامت متوسط ۱۵۰ تا ۲۰۰ میکرون) از کانی‌های دولومیت، کوارتز و کلسیت توسط میکروسکوپ زایس و دستگاه ریزدماسنجی مدل لینکام، در دانشگاه خوارزمی تهران، انجام شد. گستره تغییرات دمایی در این دستگاه، بین ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد و دقت اندازه‌گیری آن طی مرحله سرمایش و گرمایش به ترتیب در حدود ± 0.2 درجه سانتی‌گراد و ± 0.6 درجه سانتی‌گراد، است. کالیبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت ± 0.6 درجه سانتی‌گراد توسط نیترا سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت ± 0.2 درجه سانتی‌گراد توسط ماده استاندارد ان-هگزان با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد، انجام شد. در نهایت، مؤلفه‌های شوری (برحسب درصد وزنی معادل نمک طعام) و چگالی (گرم بر سانتی‌متر مکعب)، با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی (FLINCOR (Brown, 1989) و (FLUIDS (Bakker, 2012)، محاسبه شدند. محاسبه شوری در

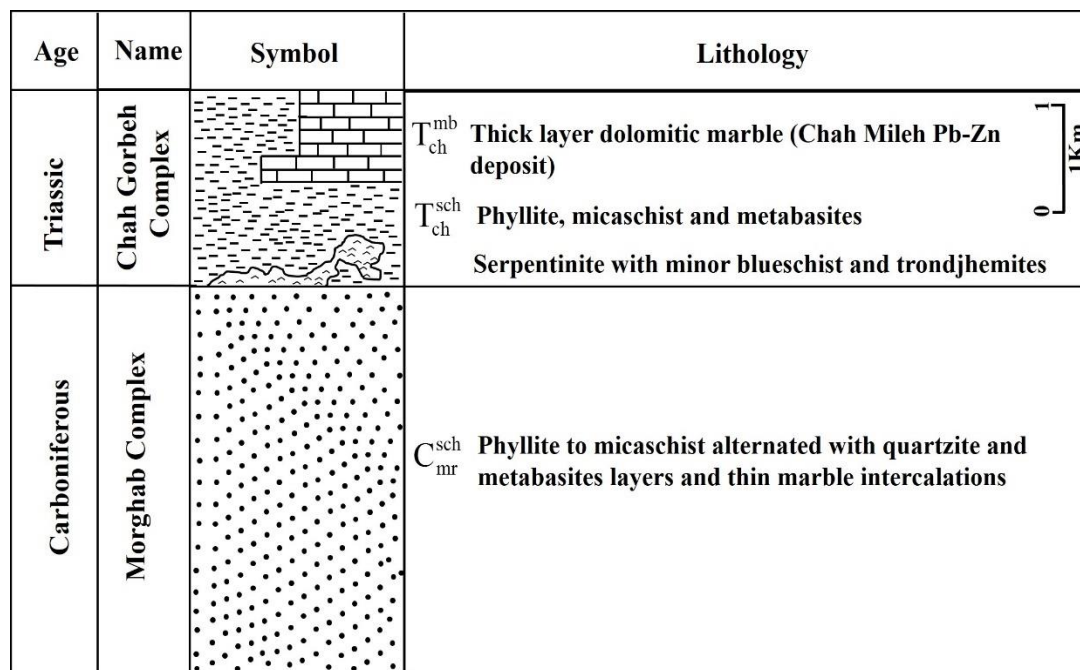
میان‌بارهای دوفازی آبگین در سامانه $H_2O-NaCl$ با دمای یوتکتیک بیش از ۲۱/۲- درجه سانتی‌گراد و معادله هال و همکاران (Hall et al., 1988) شامل، $Salinity = 1.78 \times T_{ice} - 0.0442 \times T_{ice}^2 + 0.000557 \times T_{ice}^3$ ، انجام شد. در رابطه یادشده، T_{ice} نشان‌دهنده دمای ذوب نهایی یخ در میان‌بار سیال است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

تاریخچه ژئوتکتونیکی ایران متأثر از توسعه و تکامل مجموعه اقیانوس‌های عظیم پروتوتتیس طی نئوپروتروزوئیک-کامبرین (کوه‌زایی پان-افریقا)، پالتوتتیس طی پالئوزوئیک-مزوزوئیک (کوه‌زایی سیمیرن) و نتوتتیس طی سنوزوئیک (کوه‌زایی لارامید)، است (Bagheri and Stampfli, 2008). پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی، پیچیده‌ترین و بزرگ‌ترین واحد زمین‌شناختی در ایران، از تغییرشکل‌های قاره‌ای در پاسخ به هم‌گرایی مداوم بین ورقه‌های عربی (گندوانا) و توران (اوراسیا)، شکل گرفته است (Stocklin, 1974). این پهنه از شمال توسط گسل شرقی-غربی درونه (یا کویر بزرگ) با مؤلفه چپ‌گرد، محدود شده است (Nozaem et al., 2013). این جدایش گسلی توسط بلوک‌های سنگی پوسته‌ای (نظیر بلوک لوت، طبس و یزد) که از تحولات پالئوزوئیک به یادگار مانده‌اند، قابل تشخیص است. بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های رسوبی-ساختاری ایران توسط آقائباتی (Aghanabati, 2004)، منطقه چاه‌میله در غرب خرده قاره ایران مرکزی و بلوک یزد واقع شده (شکل ۱ و شکل ۲) که بخشی از کمپلکس دگرگونی انارک را تشکیل می‌دهد. کمپلکس دگرگونی انارک شامل یک مجموعه لیتوتکتونیکی با سن پالئوزوئیک-تریاس بوده که از سنگ‌های رسوبی و آذرین دگرگون‌شده (نظیر میکاشیست، شیست سبز، اپیدوت کوارتزشیست، کوارتزشیست، گنیس اپیدوت‌دار و فلیت و بازالت دگرگون‌شده) و سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی همراه میان‌لایه‌های رسوبی ژوراسیک تا نئوژن تشکیل شده است (Buchs et al., 2013). کمپلکس دگرگونی انارک از چندین زیر کمپلکس که تحولات دگرگونی و ساختاری ناهمگنی را نشان می‌دهند، تشکیل شده است (Sharkovski et al., 1984; Bagheri and

چاه‌گربه و کمپلکس افیولیتی است و دارای محدوده سنی کربونیفر بالایی - تریاس میانی هستند (شکل ۳). در این میان، بخش کربناتی کمپلکس چاه‌گربه، مهم‌ترین سنگ میزبان در کانسار چاه‌میل است.

(Stampfli, 2008; Zanchi et al., 2009; Zanchi et al., 2015; که بر اساس بررسی‌های زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2015) زیر کمپلکس‌های اصلی آن شامل کمپلکس مرغاب، کمپلکس



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی کمپلکس انارک و موقعیت کانسار سرب و روی چاه‌میل در آن

Fig. 3. Stratigraphic column of the Anarak Complex and situation of the Chah-Mileh Pb-Zn deposit

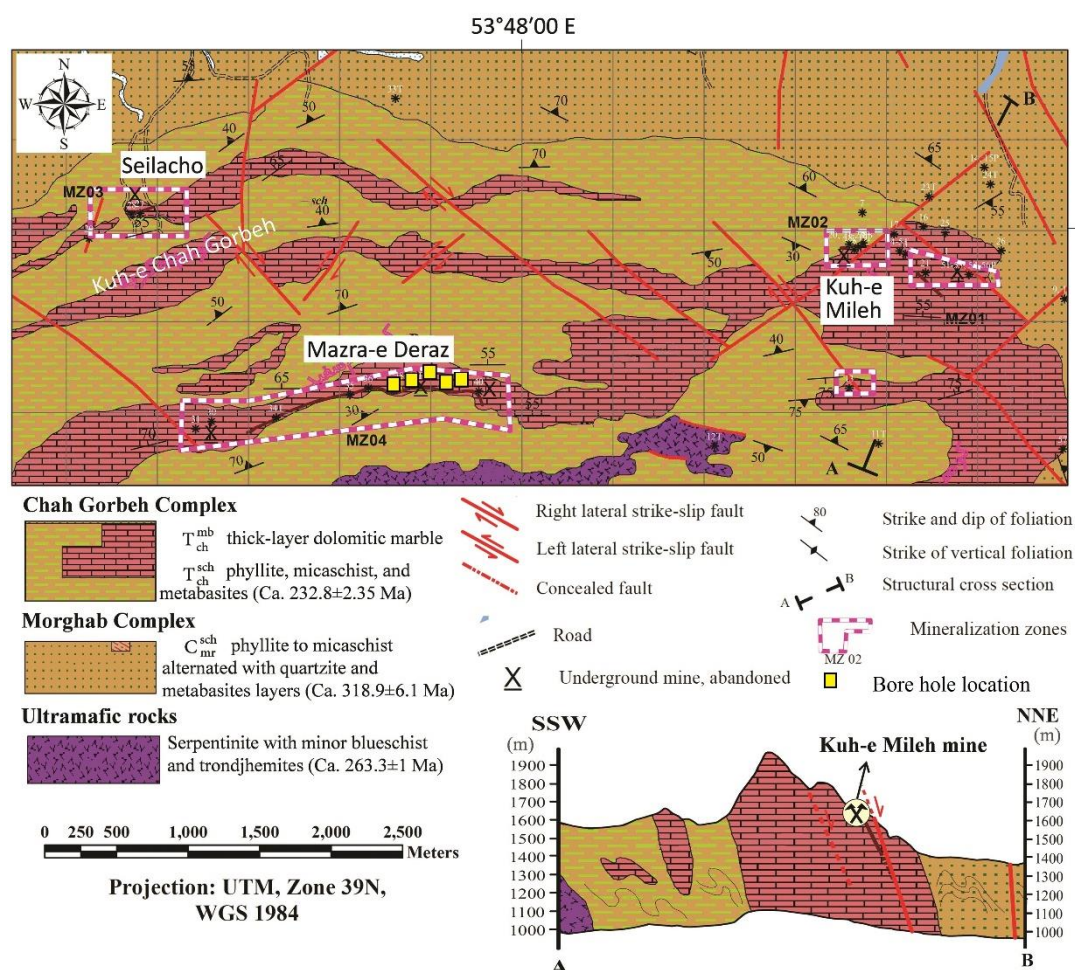
(شکل ۵-A). سن ترونجمیت‌ها بر اساس روش اورانیوم-سرب بر روی بلورهای زیرکن، پرمین بالایی (263 ± 1 میلیون سال) تعیین شده است (Bagheri and Stampfli, 2008; Torabi, 2012). کمپلکس مرغاب از مجموعه‌ای یکنواخت شامل فلیت و میکاشیست متناوب با لایه‌های کوارتزیت و مرمرهای نازک لایه (C_{mr}^{sch})، تشکیل شده که سن این واحد بر اساس روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ مسکویت، حدود $318 \pm 9/1$ میلیون سال تعیین شده است (Bagheri and Stampfli, 2008). کمپلکس چاه‌گربه از دو واحد: (۱) فلیت‌های غنی از کوارتزیت، میکاشیست و سنگ‌های اولترامافیک دگرگون شده (متابازیت‌ها) (T_{ch}^{sch}) و (۲) مرمرهای دولومیتی ضخیم لایه (T_{ch}^{mb})

زمین‌شناسی و تحولات ساختاری منطقه چاه‌میل

کانسار چاه‌میل در شمال برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ انارک (Nabavi and Houshmandzadeh, 1984) و چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک (Nabavi and Houshmandzadeh, 1990)، قرار دارد. مهم‌ترین واحدهای سنگی در منطقه چاه‌میل از قدیم به جدید شامل کمپلکس مرغاب، سنگ‌های اولترامافیک و کمپلکس چاه‌گربه هستند (شکل ۴). سنگ‌های اولترامافیک شامل توالی از هارزبورگیت سرپانتینی و الوین پیروکسنیت لایه‌ای هستند که در آن توده‌های نفوذی پلاژیوگرانیت، کوارتزیدیوریت، ترونجمیت، تونالیت و گابرو نفوذ کرده‌اند (Sharkovski et al., 1984; Bagheri and Stampfli, 2008)

تشکیل شده است (شکل ۵-B و C). واحد مرمر دولومیتی ضخیم لایه، میزبان اصلی کانی‌سازی در کانسار چاه‌میله است. سن شیبست‌های کمپلکس چاه‌گریه بر اساس روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی استیلپنوملان

۲۳۲/۸±۲/۳۵ میلیون به دست آمده است (Bagheri and Stampfli, 2008).



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از کانسار چاه‌میله که در آن موقعیت ذخیره‌های کوه‌میله، مزرعه‌دراز و سیلچو در میزبان مرمرهای دولومیتی کمپلکس چاه‌گریه نشان‌داده شده است (با تغییرات از شرکت کان‌آزین (Kan-Azin Co., 2014)).

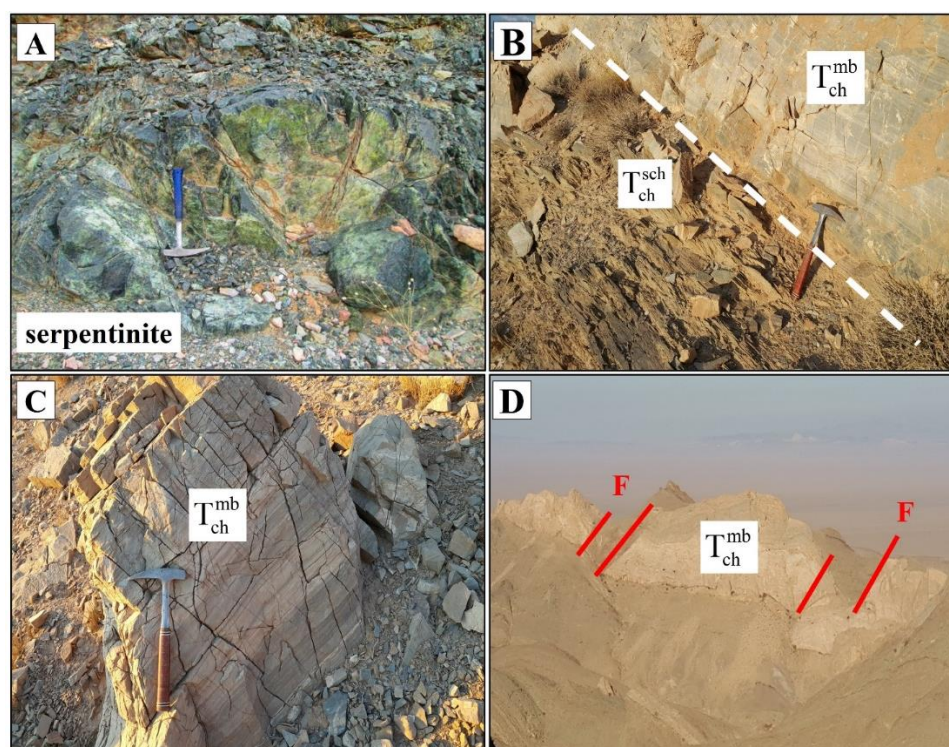
Fig. 4. Simplified geologic map of the Chah-Mileh Pb-Zn deposit showing Kuh-e Mileh, Mazra-e Deraz and Seilacho index hosted in dolomitic marble of the Chah-Gorbah Complex (modified after Kan-Azin Co., 2014).

گسل‌های راندگی بزرگ شرقی-غربی در انارک به عنوان ساختارهای فشارشی در بخش درونی خمیدگی پایانه گسل درونه عمل کرده‌اند. این راندگی‌ها در نزدیکی گسل درونه تغییر راستا داده و به سوی شمال

خمیده شده و در نهایت به گسل درونه ختم می‌شوند. گسل‌های راندگی در انارک سبب قرار گرفتن سنگ‌های اولترامافیک و واحدهای دگرگونه انارک بر روی واحدهای رسوبی اتوسن-الیگوسن (سازند

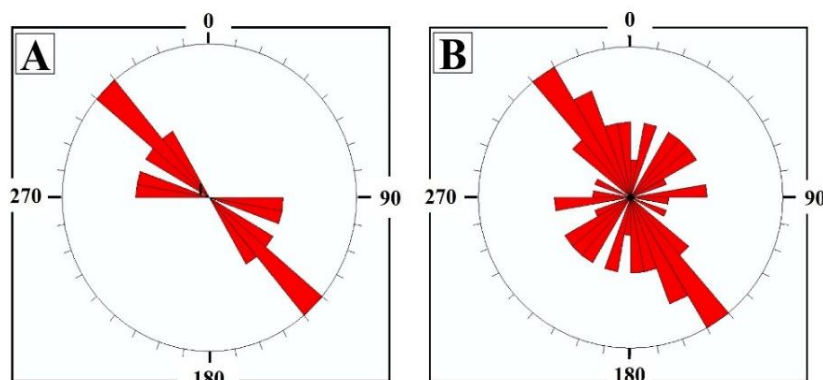
درونه در نظر گرفت، بلکه به عنوان ساختارهای ناحیه‌ای در ایران مرکزی هستند که در پایانه باختری گسل قرار گرفته‌اند. گسل درونه با طول حدود ۷۰ کیلومتر یکی از طولانی‌ترین و برجسته‌ترین گسل‌های ایران است و نقش مهم در تحولات زمین‌ساختی ایران مرکزی دارد. تغییرات روند گسل درونه از شرق به غرب، از شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، شرقی-غربی به شمال‌غربی-جنوب‌غربی است (Ahmadian et al., 2014). همچنین، در جنوب مزرعه‌دراز، گسل‌های معکوس با راستای شرقی-غربی باعث رانده‌شدن واحدهای اولترامافیک بر روی واحدهای جوان‌تر کمپلکس چاه‌گره شده است.

سرخ‌زیرین) و الیگوسن-میوسن شده‌اند. شواهد جنبشی مبنی بر وارونگی زمین‌ساختی در راستای گسل‌های رانده‌انارک وجود دارد که تغییر سازوکار آنها را از رانندگی به حرکت عادی نشان می‌دهد (Esterabi Ashtiani et al., 2011). در کانسار چاه‌میل شواهد عملکرد خطواره گسلی به صورت گسل‌های نرمال و امتدادلغز با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شرقی-غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی قابل مشاهده است (شکل ۵-D و شکل ۶-A و B). بر اساس بررسی‌های استرایی آشتیانی (Esterabi Ashtiani et al., 2011)، مجموعه ساختارهای نواحی لنارک را نمی‌توان به عنوان پایانه گسل



شکل ۵. تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی و گسل‌ها در کانسار چاه‌میل. A: رخنمون سرپانتینیت در جنوب مزرعه‌دراز (دید به شمال)، B: واحد مسکویت شیست (T_{ch}^{sch}) و تماس آن با واحد مرمر دولومیتی (T_{ch}^{mb}) در کمپلکس چاه‌گره (دید به شرق)، C: رخنمون واحد مرمر دولومیتی کمپلکس چاه‌گره (T_{ch}^{mb}) (دید به شرق) و D: نمایی از گسل‌های موازی شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و شمال‌شرقی-جنوب‌غربی در واحد مرمر دولومیتی (T_{ch}^{mb}) (دید به شمال)

Fig. 5. Field photographs of rock units and faults in the Chah-Mileh deposit. A: Serpentinite outcrop in the south of Mazra-e Draz (looking to north), B: Muscovite schist unit (T_{ch}^{sch}) and its contact with the dolomitic marble unit (T_{ch}^{mb}) at Chah-Gorbeh Complex (looking to east), C: Dolomitic marble outcrop (T_{ch}^{mb}) of the Chah-Gorbeh Complex (looking to east), and D: Parallel faults with northwest-southeast and northeast-southwest trend in dolomitic marble unit (T_{ch}^{mb}) (looking to north)



شکل ۶. نمودار گل‌سرخ‌گی گسل‌های کانسار چاه‌میله. A: گسل نرمال و B: گسل امتدادلغز

Fig. 6. Rose diagrams of the Chah-Mileh deposit faults. A: Normal fault, B: Strike slip fault

کانه‌زایی

واحد مرمر دولومیتی کمپلکس چاه‌گربه (T_{ch}^{mb}) با بیشینه ضخامت ۷۰۰ متر، به عنوان سنگ میزبان اصلی کانسار سرب-روی در سه ذخیره کوه‌میله، مزرعه‌دراز و سیلچو شناخته می‌شود.

کانسار سرب و روی کوه‌میله: یکی از کانسارهای قدیمی ایران است که در زمان جنگ جهانی اول به صورت زیرزمینی و با حفر تونل مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. در این منطقه، تونل‌های شماره ۱ و ۲ در مرکز محدوده با کانه‌زایی درون‌زاد و برون‌زاد سرب و روی، دو تونل در غرب محدوده با کانی‌سازی کربناتی مس (مالاکیت و آزوریت) و دو تونل در شرق محدوده کوه‌میله که احتمالاً با تونل‌های شماره ۱ و ۲ ارتباط دارند، وجود دارد. تونل شماره ۱ با طول ۲۵۶ متر، مهم‌ترین و بزرگ‌ترین تونل متروکه در محدوده کوه‌میله است که به مجموعه‌ای از دوئل، دستک، گزنگ، تونل دنباله‌رو در امتداد رگه و گالری‌های استخراجی منتهی می‌شود. ماده معدنی در تونل شماره ۱ با ماهیت چینه‌کران و ژئومتری عدسی شکل تا رگه‌ای در پله‌های گسل در تداوم عمق گسلی نرمال با روند N130-N150 و شیب ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال‌شرق قرار گرفته است (شکل ۷-A و B). نخستین رگه کانی‌سازی در تونل شماره ۱ در متراژ ۲۱۰ متر (از دهانه ورودی تونل) به صورت رگه‌ای با روند N330 و شیب ۵۰ درجه به سمت شمال‌شرق است. این رگه دارای طول ۱۲ متر و ضخامت ۰/۵ متر است. دو رگه

کانی‌سازی با ضخامت ۰/۵ متر با روند ۱۱۰ و شیب ۵۰ درجه به سمت شمال‌شرق در وسیع‌ترین گالری استخراجی که ابعاد آن ۲۲×۵ متر است، در ابتدای تونل شماره ۴ (T4-1) وجود دارد علاوه بر رگه‌های کانه‌دار هم‌روند و هم‌شیب با گسل اصلی تعدادی رگه وجود دارد که از روند و شیب گسل اصلی پیروی نمی‌کنند. در تونل شماره ۱ عیار میانگین سرب، روی و مس به ترتیب برابر ۱۸، ۲۰ و ۰/۳ درصد وزنی است (Kan-Azin Co., 2014; Kan-Azin Co., 2015). در ۵۰۰ متری شرق تونل شماره ۱ حجم زیادی از سرباره‌های به دست آمده از ذوب مواد معدنی یادشده قابل مشاهده است. تونل شماره ۲ در تراز بالاتری نسبت به دهانه تونل شماره ۱ در ۲۵۶ متری غرب آن حفر شده است. در تونل شماره ۲ کانی‌سازی به صورت رگه‌ای با طول ۱۰۰ متر در امتداد گسل نرمال با روند N330-N50 رخ داده است (Kan-Azin Co., 2014; Kan-Azin Co., 2015). در محدوده کوه‌میله گالن و سروزیت فراوان‌ترین کانی‌های سرب هستند. رخداد کانی‌های غیرسولفیدی کمیاب نظیر میمیت و ولفنیت در بخش‌های سطحی کانسار از ویژگی‌های کانی‌سازی در محدوده کوه‌میله است. رخداد دگرسانی دولومیتی نسبت به دگرسانی سیلیسی در محدوده تونل کوه‌میله گسترش بیشتری دارد. گسل‌های نرمال با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، مهم‌ترین کنترل‌کننده ساختاری کانه‌زایی در محدوده تونل کوه‌میله هستند.

کانسار سرب (روی و مس) مزرعه‌دراز: این کانسار با مساحت تقریبی ۲/۵ کیلومتر مربع در فاصله ۲ تا ۲/۵ کیلومتری جنوب‌شرقی منطقه کوه‌میل قرار دارد. این کانسار با ماهیت چینه‌کران، طول تقریبی ۷۰۰ متر و ضخامت متغیر ۱ تا ۲۰ متر با روند شرقی - غربی همراه با گسترش بیشتر دگرسانی سیلیسی نسبت به دولومیتی شکل گرفته است (شکل ۷- C و D). در محدوده مزرعه‌دراز عیار میانگین سرب، روی و مس به ترتیب برابر ۱/۴، ۰/۳ و ۰/۳ درصد وزنی است (Kan-Azin Co., 2015; Kan-Azin Co., 2014). گسل‌های امتدادلغز با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی مهم‌ترین کنترل‌کننده ساختاری کانه‌زایی در محدوده مزرعه‌دراز هستند. در غرب مزرعه‌دراز، برشی شدن در زون‌های سیلیسی همراه با کانی‌سازی وسیع هماتیت مشاهده شد.

کانسار سیلچو: این کانسار با مساحت تقریبی ۱/۵ کیلومتر مربع در شمال منطقه مزرعه‌دراز قرار دارد. کانی‌سازی در کانسار سیلچو در رگه‌ای با روند N60 با شیب ۵۰ درجه به سمت شمال‌غرب و دگرسانی سیلیسی با طول ۵۰۰ متر و عرض ۵ متر در راستای گسلی با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی قرار گرفته است. عیار میانگین سرب، روی و مس به ترتیب در محدوده سیلچو ۲۱۴۰/۹۰، ۹۹۲ و ۱۲۷۴/۱۵ گرم در تن (ppm) است (Kan-Azin Co., 2014; Kan-Azin Co., 2015).

بافت برشی عمده‌ترین شکل کانی‌سازی در کلیه کانسارهای منطقه چاه‌میل است. برش‌ها بر اساس بافت و مقدار چرخش و ساییدگی قطعه‌ها به سه دسته شامل **برش خردشده**^۶، **برش موزائیکی**^۷ و **برش رابل**^۸ تقسیم می‌شوند. برش‌های موزائیکی و رابل به عنوان فراوان‌ترین نوع برش‌ها به چهار دسته: (۱) سیمان کربنات + کوارتز + سولفید، (۲) سیمان کوارتز + سولفید، (۳) سیمان کوارتز + هماتیت و (۴) سیمان کربنات قابل تقسیم است (شکل ۷- E، F و G). علاوه بر آن، بافت‌های پرکننده فضای خالی، افشان و جانشینی در کلیه کانسارهای چاه‌میل مشاهده شد (شکل ۷- H و I).

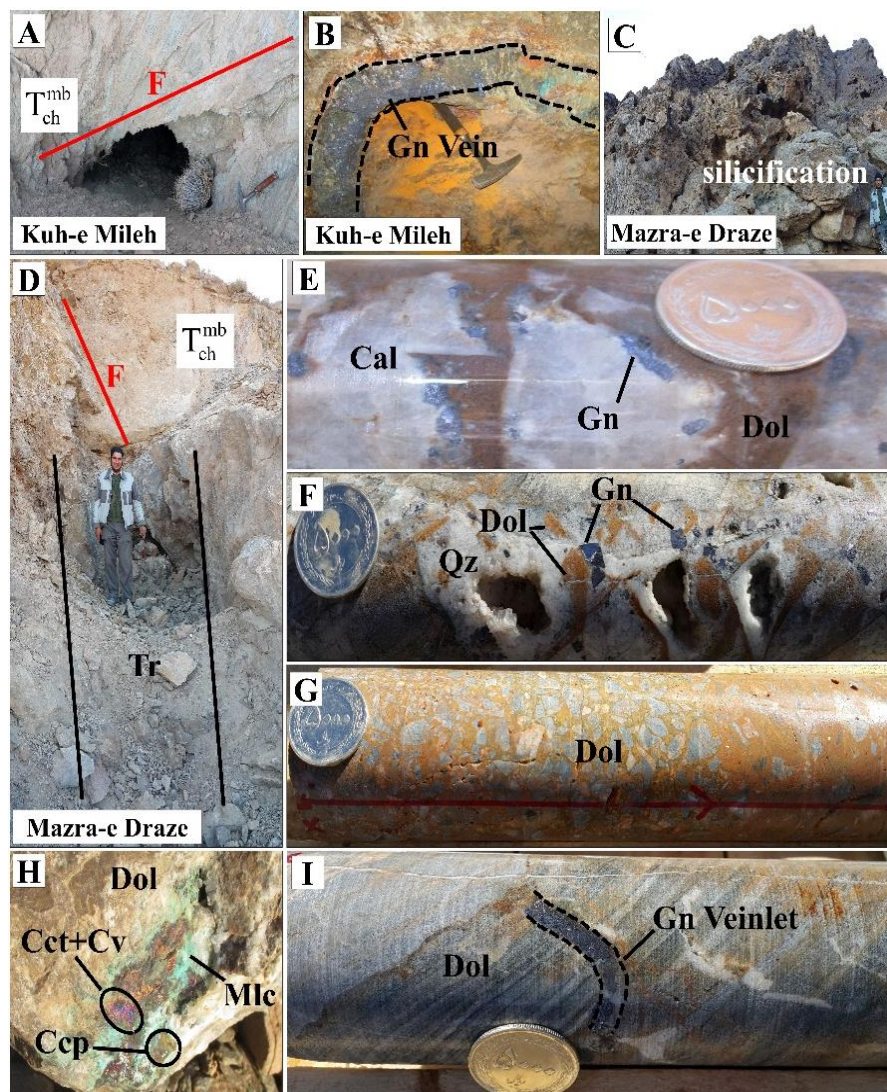
کانه‌نگاری

بر اساس شواهد کانه‌نگاری، کانه‌های فلزی و غیرفلزی در کانسارهای

مورد بررسی، توزیع کانی‌شناسی - بافتی یکنواختی دارند که با توجه به سنگ میزبان، ترکیب کانی‌شناسی و سن مشابه را می‌توان به عنوان یک سامانه کانه‌زایی مشترک مورد بررسی قرار داد. به طور کلی مجموعه کانی‌شناسی در کانسار چاه‌میل شامل سه دسته: (۱) کانه‌های سولفیدی درون‌زاد (نظیر گالن، اسفالریت، کالکوپریت و پیریت)، (۲) کانه‌های سولفیدی برون‌زاد (نظیر کوولیت و کالکوسیت) و (۳) کانه‌های غیرسولفیدی ثانویه با ماهیت کربناتی (سروزیت، مالاکیت، آزوریت و اسمیت‌زونیت)، سیلیکاتی (همی‌مورفیت، ویلمیت و کریزوکلا)، کلریدی (میمتیت و آناکامیت)، سولفاتی (لیناریت) و اکسی - هیدروکسیدی (لیتارژ، پلاتریت، لوفتیت، کوپریت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت)، هستند. کوارتز، دولومیت، کلسیت و باریت نیز مهم‌ترین کانی‌های باطله همراه کانسنگ هستند.

کانه‌های سولفیدی درون‌زاد

گالن در کانسار چاه‌میل به عنوان فراوان‌ترین کانه سولفیدی با ابعاد ۰/۱ تا ۱۰ میلی‌متر اغلب به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار به سه صورت، (۱) افشان (Gn-1)، (۲) برشی (Gn-2) و (۳) پرکننده فضای خالی و ساخت رگه - رگچه‌ای همراه باطله کوارتز (Gn-3) (شکل ۸- A) قابل مشاهده است. جانشینی گالن توسط سروزیت موجب تشکیل بافت‌های جانشینی متنوعی نظیر **جانشینی خوردگی**^۹، **کناره‌ای**^{۱۰} (شکل ۱۰- A)، **جانشینی در امتداد رخ**^{۱۱}، جزیره‌ای (شکل ۸- B)، و اسکلتی شده است. بررسی طیف‌سنجی پراش انرژی پرتو ایکس، بیانگر وجود مقادیری آرسنیک (تا ۱۰/۴۷ درصد وزنی)، سلنیوم (تا ۴/۲۷ درصد وزنی)، آنتیموان (تا ۱/۱۷ درصد وزنی)، نقره (تا ۱/۴۱ درصد وزنی) و کادمیوم (تا ۱/۲۱ درصد وزنی) در ساختمان گالن‌های منطقه چاه‌میل است. اسفالریت به صورت ادخال‌هایی با ابعاد ۴۰ تا ۶۰ میکرون به صورت نیمه خودشکل تا بی‌شکل در میزبان گالن مشاهده شد (شکل ۱۰- B). بررسی طیف‌سنجی پراش انرژی پرتو ایکس، بیانگر وجود ۰/۶ تا ۰/۱ درصد وزنی آهن در ساختمان اسفالریت‌های منطقه است. کالکوپریت با ابعاد ۰/۱ تا ۳ میلی‌متر، به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل و بافت‌های اسفنجی، افشان و برشی مشاهده شد.



شکل ۷. تصاویر صحرایی از کانه‌زایی، بافت و دگرسانی در کانسار چاه‌میله. A: نمایی از دهانه تونل استخراجی و سطح گسل نرمال با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در کوه‌میله، B: کانی‌سازی گالن با مالاکیت جزئی در تونل استخراجی کوه‌میله، C: دگرسانی سیلیسی در مزرعه‌دراز، D: نمایی از ترانشه اکتشافی در منطقه مزرعه‌دراز، E: بافت برشی موزائیکی با سیمان دولومیت و گالن و بافت جانشینی کلسیت با دولومیت، F: بافت برشی رابل با سیمان گالن + کوآرتز، و بافت حفره پرکن، G: بافت برشی رابل با سیمان دولومیت، H: بافت جانشینی در کالکوپیریت با رخداد کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت و I: بافت پرکننده فضای خالی با گالن رگچه‌ای در سنگ میزبان دولومیتی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Cal: کلسیت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Dol: دولومیت، Gn: گالن، Mlc: مالاکیت، Qz: کوآرتز).

Fig. 7. Photograph showing mineralization, ore texture and alterations at Chah-Mileh deposit. A: View of exploitation tunnel entrance and normal fault surface with northwest-southeast trend at Kuh-e Mileh, B: Vein-type galena mineralization with minor malachite at Kuh-e Mileh exploitation tunnel entrance, C: Silicification at Mazra-e Draz, D: View of the exploration trench at Mazra-e Draz, E: Mosaic breccia texture with dolomite and galena cement and calcite replacement by dolomite, F: Rubble breccia with galena+quartz cement and vuggy texture, G: Rubble breccia with dolomite cement, H: replacement texture in chalcocite by chalcocite, covellite and malachite, and I: Open space filling texture with galena veinlet in dolomitic host rock. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, Ccp: Chalcopyrite, Cct: Chalcocite, Cv: Covellite, Dol: Dolomite, Gn: Galena, Mlc: Malachite, Qz: Quartz).

کانی‌های ثانویه سولفیدی نظیر کالکوسیت و کوولیت ناشی از عملکرد فرایند غنی‌سازی پروتازاد، در حاشیه یا مرکز کالکوپیریت‌ها با بافت جانشینی تشکیل شده‌اند (شکل ۸-C و D). پیریت در کانسار چاه‌میل با فراوانی بسیار کمتری نسبت به گالن و کالکوپیریت وجود دارد که اغلب با ابعاد ۲ تا ۵ میکرون به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل افشان در سنگ میزبان کربناتی مشاهده شد (شکل ۸-E).

کانه‌های سولفیدی پروتازاد

کوولیت با ابعاد تقریبی ۱۰ تا ۲۰۰ میکرون، ماکل موج‌دار و چندرنگی شدید آبی به همراه سروزیت در امتداد رخ‌ها و حاشیه گالن مشاهده شد (شکل ۸-F). علاوه بر این، کانی کوولیت همراه با کالکوسیت (با رنگ انعکاسی آبی تا خاکستری روشن) با بافت جانشینی در مرکز و یا حاشیه کالکوپیریت مشاهده شد.

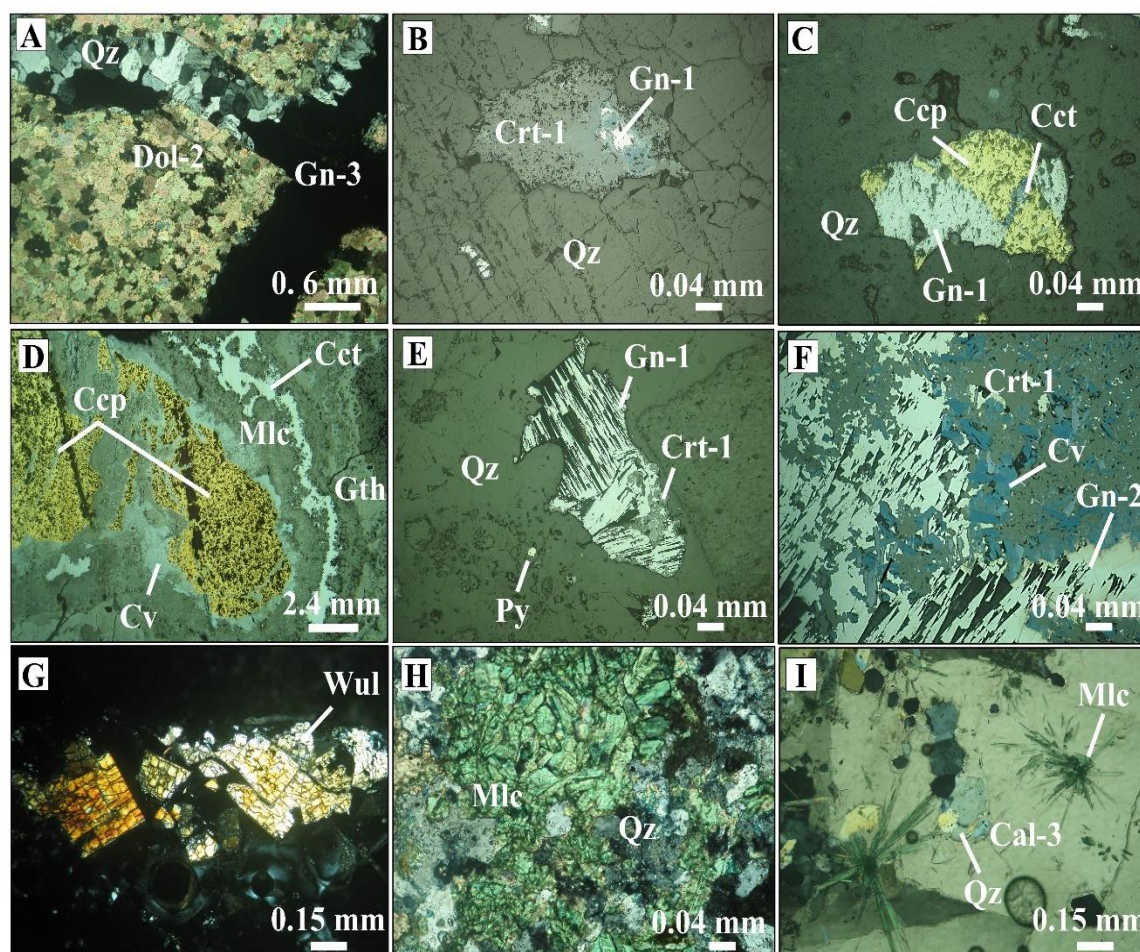
کانه‌های غیرسولفیدی

سروزیت فراوان‌ترین کانی ثانویه سرب در کانسار چاه‌میل است که در دو نسل شامل سروزیت ریزبلور (Cr-1) با بافت جانشینی در حاشیه گالن (شکل ۸-B، E و F و شکل ۱۰-A و B) و سروزیت درشت‌بلور (Cr-2) با بافت پرکننده فضای خالی و شکستگی‌ها (شکل ۱۰-E) مشاهده شد. ولفنیت ($PbMoO_4$) به صورت پولک‌های نارنجی و چهار وجهی به همراه سروزیت در شکستگی‌ها وجود دارد و در بررسی‌های میکروسکوپی با ابعاد ۵۰ تا ۴۰۰ میکرون به صورت بلورهای تخته‌ای در برش طولی و شعاعی در برش عرضی مشاهده شد (شکل ۸-G). میمیت ($Pb_5[Cl(AsO_4)_3]$)، کانی آرسنات‌دار با رنگ‌های قرمز و یا زرد با ابعاد تقریبی ۱۰۰ میکرون همراه با کانی ثانویه سرب نظیر ولفنیت و سروزیت در مرحله غنی‌سازی پروتازاد تشکیل شده است (شکل ۱۰-C و D). همی‌مورفیت ($Zn_4[(OH)_2-Si_2O_7] \cdot H_2O$) فراوان‌ترین کانی ثانویه روی در کانسار چاه‌میل است که به صورت بلورهای خودشکل صفحه‌ای یا تیغه‌ای با ابعاد ۲۰ تا ۲۰۰ میکرون در سنگ میزبان، هم‌رشدی صفحه‌ای با بلورهای کالکوپیریت و به صورت

ادخال‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در گالن مشاهده شد (شکل ۱۰-E، F و G). مالاکیست ($Cu_2(CO_3)(OH)_2$) و آزوریت ($Cu_3(CO_3)(OH)_2$) فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه مس در کانسار چاه‌میل هستند که رخداد مالاکیست اغلب با بافت پرکننده فضای خالی همراه کوارتز و کلسیت یا دولومیت، مشاهده شد (شکل ۸-H و I). مهم‌ترین اکسی-هیدروکسیدهای آهن مشاهده شده در کانسار چاه‌میل شامل هماتیت، گوتیت و لیمونیت است. هماتیت به عنوان فراوان‌ترین کانی اکسیدی آهن در منطقه با بافت نواری (شکل ۹-A)، داربستی (شکل ۹-B)، افشان، سوزنی و شعاعی (شکل ۱۰-H) مشاهده شد. کاتیون‌های دوظرفیتی آهن در حضور اکسیژن، هیدروکسیدهای سه ظرفیتی آهن تولید کرده که به تدریج طی پیشرفت تبلور و خروج آب از ساختمان کانی، بلورهای گوتیت با ساختمان مشبک تشکیل شده است (شکل ۹-C). علاوه بر کانی‌های اشاره شده، کانی‌های غیرسولفیدی کمیاب نظیر اسمیت‌زونیت ($ZnCO_3$)، آتاکامیت ($Cu_2Cl(OH)_3$)، کوپریت (Cu_2O)، کریزوکلا ($CuSiO_3 + nH_2O$)، لیناریت ($PbCu[(OH)_2-SO_4]$)، لیتارژ (PbO)، پلاتنیت (PbO_2)، مندیپیت ($Pb_3Cl_2O_2$) نیز توسط میکروسکوپ الکترونی روشی (شکل ۱۰-I) و طیف‌سنج پراش پرتو ایکس (شکل ۱۱) در کانسار چاه‌میل شناسایی شد.

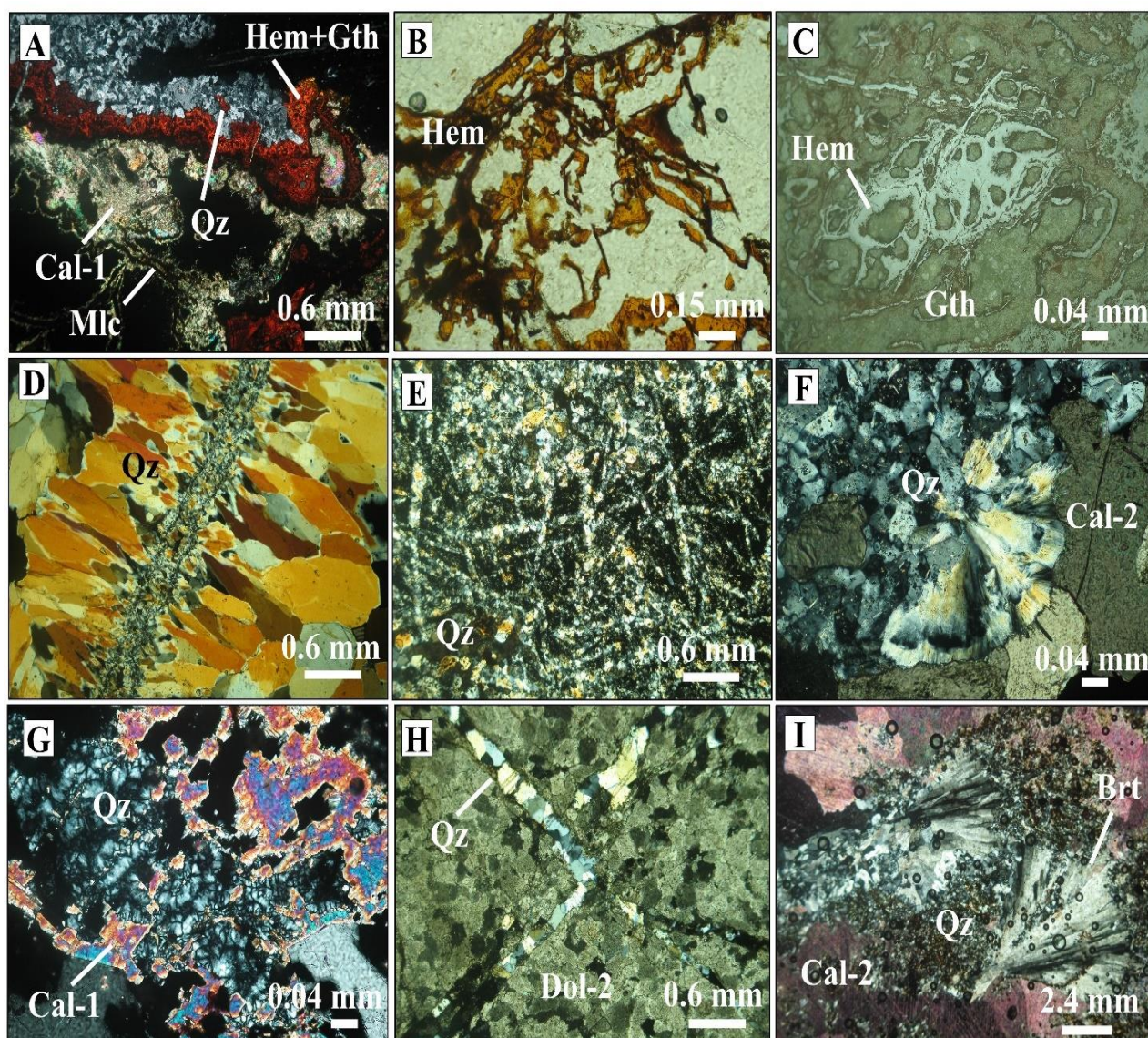
کانی‌های باطله

کوارتز فراوان‌ترین کانی باطله در منطقه چاه‌میل است که اغلب به صورت بلورهای نیمه خودشکل تا خودشکل با ابعاد ۲۰ میکرون تا ۶ میلی‌متر دیده می‌شود. کوارتز به صورت نهان بلور و تمام بلورین با ساخت و بافت‌های متفاوت به صورت دندان سگی تا شانه‌ای (شکل ۹-9-D، تیغه‌ای (شکل ۹-E)، گل کلمی و شعاعی (شکل ۹-F)، کلسدونی (شکل ۹-G)، پرماند، رشد شاخه درختی، قلوهای شکل، موزائیکی و پرکننده فضای خالی (شکل ۹-H)، مشاهده شد. باریت با بافت دم جارویی و شعاعی (شکل ۹-I) و کلسیت به صورت ریز بلور (Cal-1)، متوسط تا درشت بلور (Cal-2) و رگه‌ای (Cal-3) مشاهده شدند.



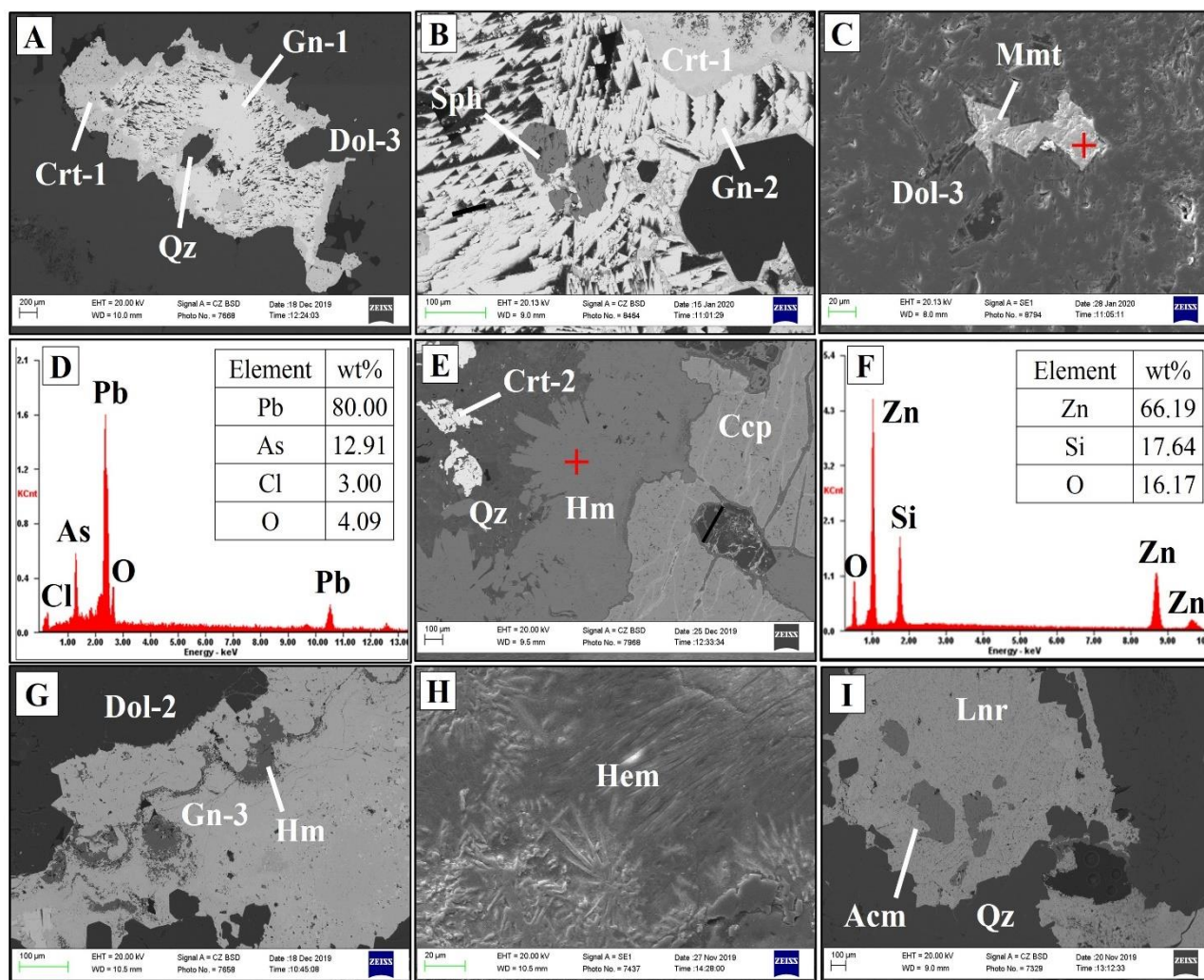
شکل ۸. تصاویر میکروسکوپ نوری کانی‌های سولفیدی و غیرسولفیدی کانسار چاه‌میله. A: رگه گالن (Gn-3) و کوارتز در مرمر دولومیتی (Dol-2) (XPL)، B: بافت جزیره‌ای گالن (Gn-1) در سروزیت (Crt-1) (PPL)، C: رخداد هم‌زمان گالن (Gn-1) و کالکوپریت و رخداد کالکوسیت با جانشینی در کالکوپریت (PPL)، D: رخداد کانی‌های ثانویه کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت در حاشیه کالکوپریت (PPL)، E: ذرات افشان پیریت همراه با رخداد جانشینی سروزیت (Crt-1) در گالن (Gn-1) (PPL)، F: جانشینی بلورهای تیغه‌ای کوولیت و سروزیت (Crt-1) در گالن (Gn-2) (PPL)، G: بلورهای خودشکل ولفنیت (XPL)، H: مالاکیت هرمی هم بعد با بافت پرکننده فضای خالی (XPL) و I: مالاکیت سوزنی و کلسیت نسل سوم (Cal-3) (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Cal: کلسیت، Ccp: کالکوپریت، Cct: کالکوسیت، Crt: سروزیت، Cv: کوولیت، Dol: دولومیت، Gn: گالن، Gth: گوئیت، Mlc: مالاکیت، Py: پیریت، Qz: کوارتز، Wul: ولفنیت.

Fig. 8. Photomicrographs of sulfide and non-sulfide minerals at Chah-Mileh deposit. A: Galena (Gn-3)-quartz veinlet within dolomitic marble (Dol-2) (XPL), B: Galena (Gn-1) atoll texture in cerussite (Crt-1) (PPL), C: Simultaneous occurrence chalcopyrite and galena (Gn-1) and chalcosite replacing chalcopyrite (PPL), D: chalcocite, covellite and malachite replacing on rims chalcopyrite (PPL), E: Disseminated pyrite accompanied by subhedral galena (Gn-1) and its replacement by cerussite (Crt-1) (PPL), F: Covellite bladed crystals and cerussite (Crt-1) replacing galena (Gn-2) (PPL), G: Wulfenite automorph crystals (XPL), H: Pyramidal malachite with open space filling texture (XPL), and I: Needle shape radial malachite and calcite (Cal-3) (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, Ccp: Chalcopyrite, Cct: Chalcosite, Crt: Cerussite, Cv: Covellite, Dol: Dolomite, Gn: Galena, Gth: Goethite, Mlc: Malachite, Py: Pyrite, Qz: Quartz, Wul: Wulfenite).



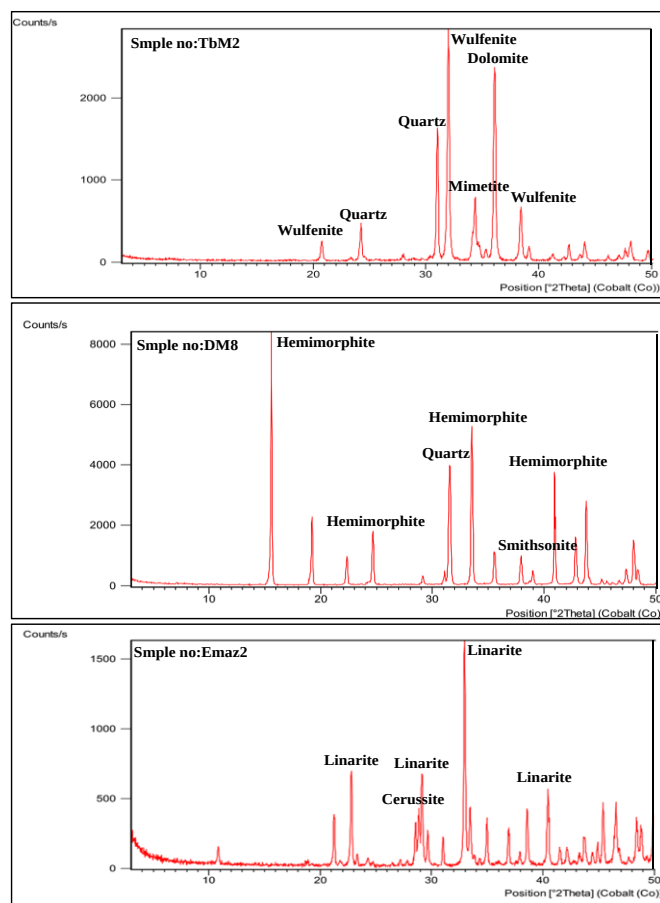
شکل ۹. تصاویر میکروسکوپ نوری کانی‌های اکسیدی-هیدروکسیدی و باطله کانسار چاه‌میله. A: هماتیت+گویت نواری و همیافتی مالاکیت با کلسیت (Cal-1) (XPL)، B: هماتیت داربستی (PPL)، C: بافت مشبک هماتیت و جانشینی آن توسط گویت (PPL)، D: کوارتز دندان‌سگی تا شانه‌ای (XPL)، E: کوارتز تیغه‌ای هماتیت، F: کوارتز گل کلمی و شعاعی همراه با کلسیت (Cal-2) (XPL)، G: کوارتز نهان بلور کلسدونی (XPL)، H: رگه کوارتز به صورت پرکننده فضای خالی همراه با دولومیت (Dol-2) (XPL) و I: باریت دم‌جاری همراه با کوارتز به صورت پرکننده فضای خالی در کلسیت رنگ آمیزی شده (Cal-2) (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Brt: باریت، Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Gth: گویت، Hem: هماتیت، Mlc: مالاکیت، Qz: کوارتز.

Fig. 9. Photomicrographs of oxide-hydroxide and gangue minerals at Chah-Mileh deposit. A: Banded hematite+goethite and association calcite (Cal-1) and malachite (XPL), B: Scaffold hematite (PPL), C: Reticulate texture hematite and its replacement by goethite (PPL), D: Dogtooth quartz and comb texture (XPL), E: Bladed quartz (XPL), F: Acicular quartz associated with calcite (Cal-2) (XPL), G: Chalcedony microcrystalline quartz (XPL), H: Quartz veinlet as open space filling associated with Dolomite (Dol-2) (XPL), and I: Acicular barite with quartz as open space filling in the stained calcite (Ca1-2) (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: Barite, Cal: Calcite, Dol: Dolomite, Gth: Goethite, Hem: Hematite, Mlc: Malachite, Qz: Quartz).



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپ الکترونی رویشی از کانی‌های سولفیدی و غیرسولفیدی در کانسار چاه‌میل. A: بافت جان‌شینی کناره‌ای گالن (Gn-1) توسط سروزیت (Crt-1)، B: ادخال اسفالریت در گالن (Gn-2) و جان‌شینی سروزیت (Crt-1) در حاشیه آن، C: رخداد میمیت به صورت پرکننده فضای خالی در میزبان مرمر دولومیتی (Dol-3)، D: طیف EDS از کانی میمیت، E: همراهی کالکوپریت با همی مورفیت صفحه‌ای و سروزیت دانه پراکنده (Crt-2)، F: طیف EDS از کانی همی مورفیت، G: همی مورفیت تشکیل شده در رگچه گالن (Gn-3)، H: رخداد هماتیت سوزنی و I: ادخال آتاکامیت در لیناریت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Ac: آتاکامیت، Ccp: کالکوپریت، Crt: سروزیت، Dol: دولومیت، Gn: گالن، Hem: هماتیت، Hm: همی مورفیت، Lnr: لیناریت، Mmt: میمیت، Qz: کوارتز، Sph: اسفالریت، As: آرسنیک، Cl: کلر، O: اکسیژن، Pb: سرب، Si: سیلیسیم، Zn: روی.

Fig. 10. BSE images of sulfide and non-sulfide minerals at Chah-Mileh deposit. A: Galena (Gn-1) boundary replacement by cerussite (Crt-1), B: Sphalerite inclusions within galena (Gn-2) and replacement of cerussite (Crt-1) on galena rims, C: Mimeteite with open space filling texture within dolomitic marble (Dol-3), D: Energy-dispersive spectroscopy of mimeteite, E: Chalcopyrite with platy hemimorphite and disseminated cerussite (Crt-2), F: Energy-dispersive spectroscopy of hemimorphite, G: Hemimorphite inclusions within galena veinlet (Gn-3), H: Needle shape radial hematite, and I: Atacamite inclusions within linarite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Acm: Atacamite, Ccp: Chalcopyrite, Crt: Cerussite, Dol: Dolomite, Gn: Galena, Hem: Hematite, Hm: Hemimorphite, Lnr: Linarite, Mmt: Mimeteite, Qz: Quartz, Sph: Sphalerite, As: Arsenic, Cl: Chlorine, O: Oxygen, Pb: Lead, Si: Silicium, Zn: Zinc).

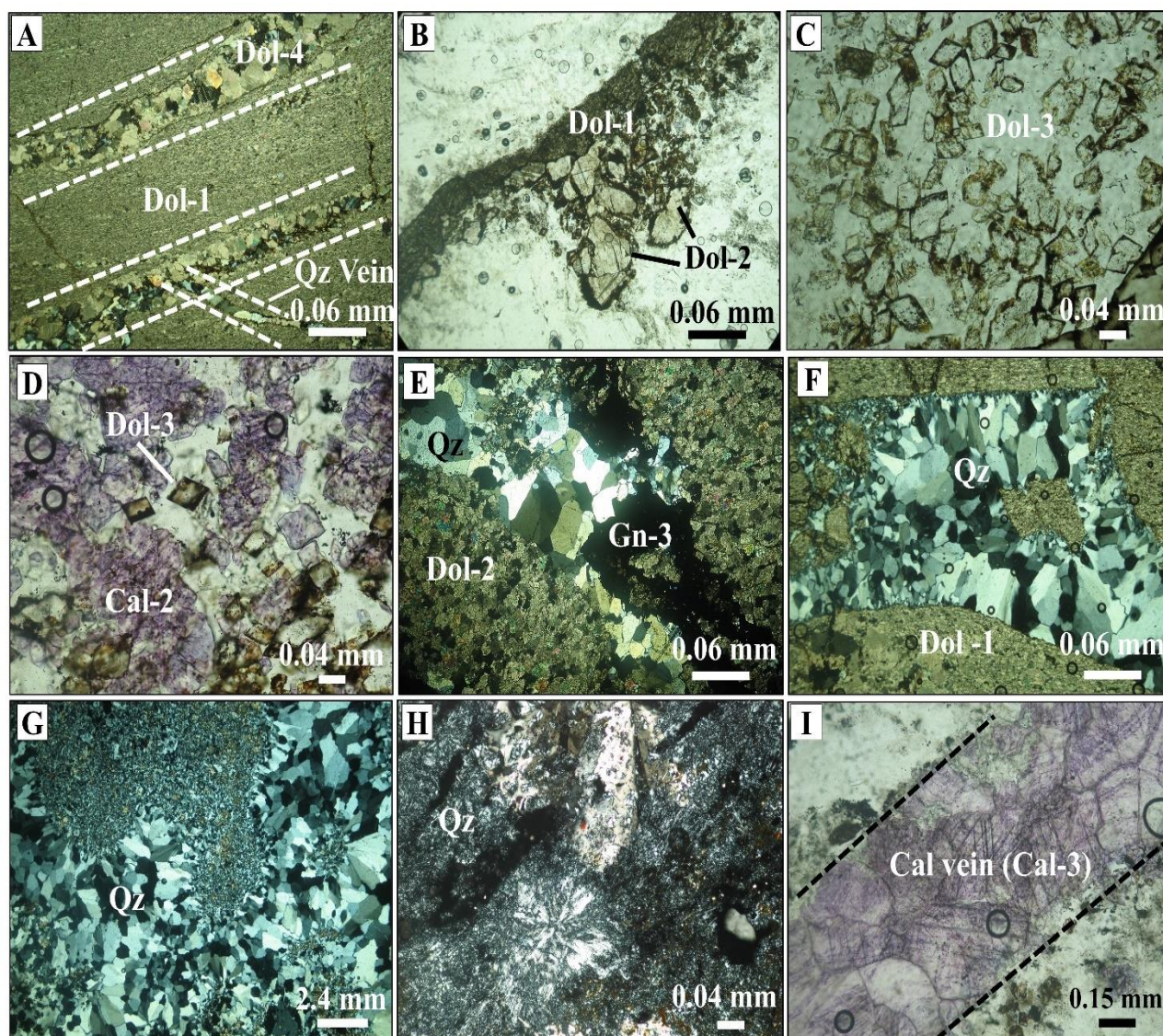


شکل ۱۱. طیف‌سنج پراش پرتو ایکس از کانی‌های غیر سولفیدی در کانسار چاه‌میله
Fig. 11. X-ray diffraction spectroscopy of non-sulfide minerals at Chah-Mileh deposit

دگرسانی

دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی از دگرسانی‌های اصلی در کانسار چاه‌میله هستند که اغلب با برشی شدن همراه هستند. دگرسانی دولومیتی، قبل یا هم‌زمان با کانی‌سازی با ایجاد تخلخل و نفوذپذیری باعث آماده‌شدن سنگ کربناتی برای مهاجرت و ته‌نشست محلول‌کننده‌دار می‌شود. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، در کانسار چاه‌میله چهار نوع دولومیت مشاهده شد که شامل، ۱) دولومیت ریزبلور نوع اول، اغلب به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بدون کانه‌سازی سولفیدی، ۲) دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور نوع دوم، به صورت متراکم و بدون تخلخل تشکیل‌دهنده قطعه‌های برشی با سیمان سیلیسی (شکل ۱۲-A و B)، ۳) دولومیت‌های خودشکل و متوسط بلور نوع سوم که در اثر

منطقه‌بندی دارای مرکز شفاف و حاشیه تیره هستند و ۴) دولومیت‌های رگه‌ای نوع چهارم که سایر نسل‌های قبلی را قطع کرده است (شکل ۱۲-A). دولومیت‌های نوع دوم و سوم با کانی‌های سولفیدی همراه بوده و در برخی مواقع فضای بین بلورها و نیز اطراف بلورهای دولومیت توسط گالن و یا کوآرتز پر شده است (شکل ۱۲-C، D و E). دگرسانی سیلیسی به صورت تشکیل رگه و رگچه‌هایی در امتداد شکستگی‌ها و پرشدگی حفره‌ها و سیمان برش‌ها اغلب همراه با کانه‌زایی است. دگرسانی سیلیسی، جانشین دگرسانی دولومیتی شده و بقایایی از دولومیت درون دگرسانی سیلیسی مشاهده می‌شود (شکل ۱۲-F، G و H). دگرسانی کلسیتی نیز اغلب به صورت جانشینی و تبلور مجدد سنگ آهک با بلورهای اسپاری در آخرین مرحله دگرسانی رخ داده است (شکل ۱۲-I).



شکل ۱۲. تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های مختلف در کانسار چاه‌میله. A: دولومیت نوع اول (Dol-1) و چهارم (Dol-4) (XPL)، B: دولومیت نوع اول (Dol-1) و دوم (Dol-2) (PPL)، C: دولومیت نوع سوم (Dol-3) (PPL)، D: دولومیت نوع سوم (Dol-3) و کلسیت (Cal-2) رنگ آمیزی‌شده (PPL)، E: دولومیت نوع دوم (Dol-2) همراه با گالن (Gn-3) و کوارتز (XPL)، F: بقایای از دگرسانی دولومیتی نوع اول (Dol-1) درون دگرسانی سیلیسی (XPL)، G: دگرسانی سیلیسی با کانی اصلی کوارتز (XPL)، H: دگرسانی سیلیسی همراه با کوارتزهای چندبلورین (XPL) و I: رگچه کلسیت اسپاری (Cal-3) (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Dol: کلسیت، Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Gn: گالن، Qz: کوارتز.

Fig. 12. Photomicrographs of various alterations at Chah-Mileh deposit. A: Type I (Dol-1) and IV dolomite (Dol-4) (XPL), B: Type I (Dol-1) and II dolomite (Dol-2) (PPL), C: Type III dolomite (Dol-3) (PPL), D: Type III dolomite (Dol-3) and stained calcite (Cal-2) (PPL), E: Association of type II dolomite (Dol-2) with galena (Gn-3) and quartz (XPL), F: Remnants of type I dolomite (Dol-1) alteration within silicic alteration (XPL), G: Silicification alteration with quartz (XPL), H: Silicification with polycrystalline quartz (XPL), and I: Sparry calcite veinlet (Cal-3) (PPL). Abbreviation after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, Dol: Dolomite, Gn: Galena, Qz: Quartz).

مراحل زمانی کانه‌زایی

بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی، مراحل کانه‌زایی در کانسار چاه‌میل شامل سه مرحله اصلی: (۱) مرحله پیش از کانه‌زایی یا دیاژنتیک، (۲) مرحله کانه‌زایی سولفیدی و (۳) مرحله پس از کانه‌زایی است. (۱) **مرحله پیش از کانه‌زایی یا مرحله دیاژنتیک:** با تشکیل سیمان کربناته (کلسیت و دولومیت) همراه است. همچنین دگرسانی دولومیتی در این مرحله موجب افزایش تخلخل سنگ میزبان و ته‌نشینی کانی‌های دیگر در مراحل بعدی شده است. در این مرحله پیریت‌های ریزبلور افشان تشکیل شده است.

(۲) **مرحله کانه‌زایی سولفیدی:** این مرحله به عنوان مرحله سولفیداسیون اصلی با تشکیل گالن، مقادیر کمتری اسفالریت و کالکوپریت همراه است. کانه‌زایی اسفالریت نیز به صورت ادخال در ابعاد ۴۰ تا ۶۰ میکرون در گالن مشاهده شد. کانی‌سازی گالن در سه زیرمرحله، کانی‌سازی افشان، کانی‌سازی برشی و کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای است.

(۳) **مرحله پس از کانه‌زایی:** این مرحله شامل دو زیرمرحله، (۱) پس از تشکیل کانسنک سولفیدی و مرحله اصلی، در این زیرمرحله کلسیت (Cal-3) و کوارتز تأخیری، به صورت شکافه پرکن با ساخت رگه-رگچه‌ای، کانی‌های سولفیدی و رگه‌های شکل گرفته در مرحله اصلی کانه‌زایی را قطع کرده‌اند. کوارتز با بافت قلوه‌ای شکل و کلسدونی نیز در این مرحله تشکیل شده است. در این مرحله کانی‌های سولفیدی حضور ندارند و این کانی‌ها محصول مراحل پایانی کانی‌سازی گرمایی هستند. (۲) مرحله کانه‌زایی برون‌زاد شامل دو زیرمرحله زون غنی‌سازی سولفیدی و زون اکسیدی (غیرسولفیدی) است. پس از تشکیل کانسنک برون‌زاد، در نتیجه انحلال سولفیدهای دانه پراکنده موجود در سطح یا نزدیک به سطح زمین با آب‌های جوی تحت شرایط اسیدی و نفوذ این آب‌ها از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها به ترازهای عمقی بیشتر تا زیر سطح ایستایی (محیط احیا)، فرایند غنی‌سازی ثانویه برون‌زاد با تشکیل کانی‌های کالکوسیت و کوولیت و به صورت جزئی بورنیت شکل گرفته است. پس از تشکیل زون غنی‌سازی برون‌زاد، تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی و بالا آمدگی منطقه، سیال جوی کم‌دما پس از مهاجرت از

سامانه‌های شکستگی و واکنش‌های شیمیایی جان‌نشینی، کانسنک سولفیدی برون‌زاد و غنی‌شده برون‌زاد را تحت تأثیر قرار داده و در نهایت، کانسنک برون‌زاد اکسیدی-هیدروکسیدی با مجموعه‌ای از کانی‌های کربناتی، سیلیکاتی، اکسیدی سرب-روی و مس و اکسید-هیدروکسیدهای آهن تشکیل شده است. بر اساس شواهد کانه‌زایی ارائه شده از قبیل بررسی‌های صحرایی، ساخت و بافت کانه‌زایی، شواهد میکروسکوپی، مراحل رخداد کانه‌زایی در کانسار چاه‌میل به طور شماتیک در توالی همیافنی شکل ۱۳ نشان داده شده است.

میان‌بارهای سیال

رده‌بندی میان‌بارهای سیال در دمای اتاق (۲۵ درجه سانتی‌گراد) و بر اساس معیارهای ارائه شده توسط شفر و همکاران (Shepherd et al., 1985) و رودر و همکاران (Roedder, 1984)، انجام شد. بررسی‌های پتروگرافی و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی کانی‌های دولومیت (Dol-2) و کوارتز (همراه با گالن افشان و رگه‌ای) مرتبط با مرحله کانی‌سازی اصلی و کلسیت (Cal-3) انجام شده است (شکل ۱۳). بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، انواع میان‌بارهای سیال شامل اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب هستند که میان‌بارهای ثانویه با ابعاد کمتر از ۵ میکرون به صورت ردیفی مرز بلور را قطع کرده‌اند (شکل ۱۴-A و B). در این پژوهش، میان‌بارهای سیال اولیه با در نظر گرفتن مفهوم **اجتماع میان‌بارهای سیال**^{۱۲} توسط رودر و همکاران (Roedder, 1984) مورد آزمایش ریزدماسنجی قرار گرفتند. میان‌بارهای مشاهده شده به شکل‌های کشیده، میله‌ای، مستطیلی، مثلثی، دوکی، مدور، بیضوی و بی‌شکل هستند که ابعاد آنها اغلب بین ۵ تا ۳۰ میکرون (بیشترین فراوانی حدود ۱۰ میکرون) متغیر است. میان‌بارهای سیال اولیه به ترتیب فراوانی شامل دوفازی غنی از مایع (LV) (با درجه پرشدگی بیش از ۸۰ درصد)، تک‌فازی مایع (L)، دوفازی غنی از بخار (VL) (با درجه پرشدگی کمتر از ۲۰ درصد) و تک‌فازی بخار (V) هستند (شکل ۱۴-C, D, E, F, G و H). طبق شواهد پتروگرافی، **وقایع پس از به دام افتادن میان‌بار**^{۱۳}، شامل پدیده‌های **باریک‌شدگی**^{۱۴} و **نشست**^{۱۵} نیز مشاهده شد که از این میان‌بارها در ریزدماسنجی استفاده نشد.

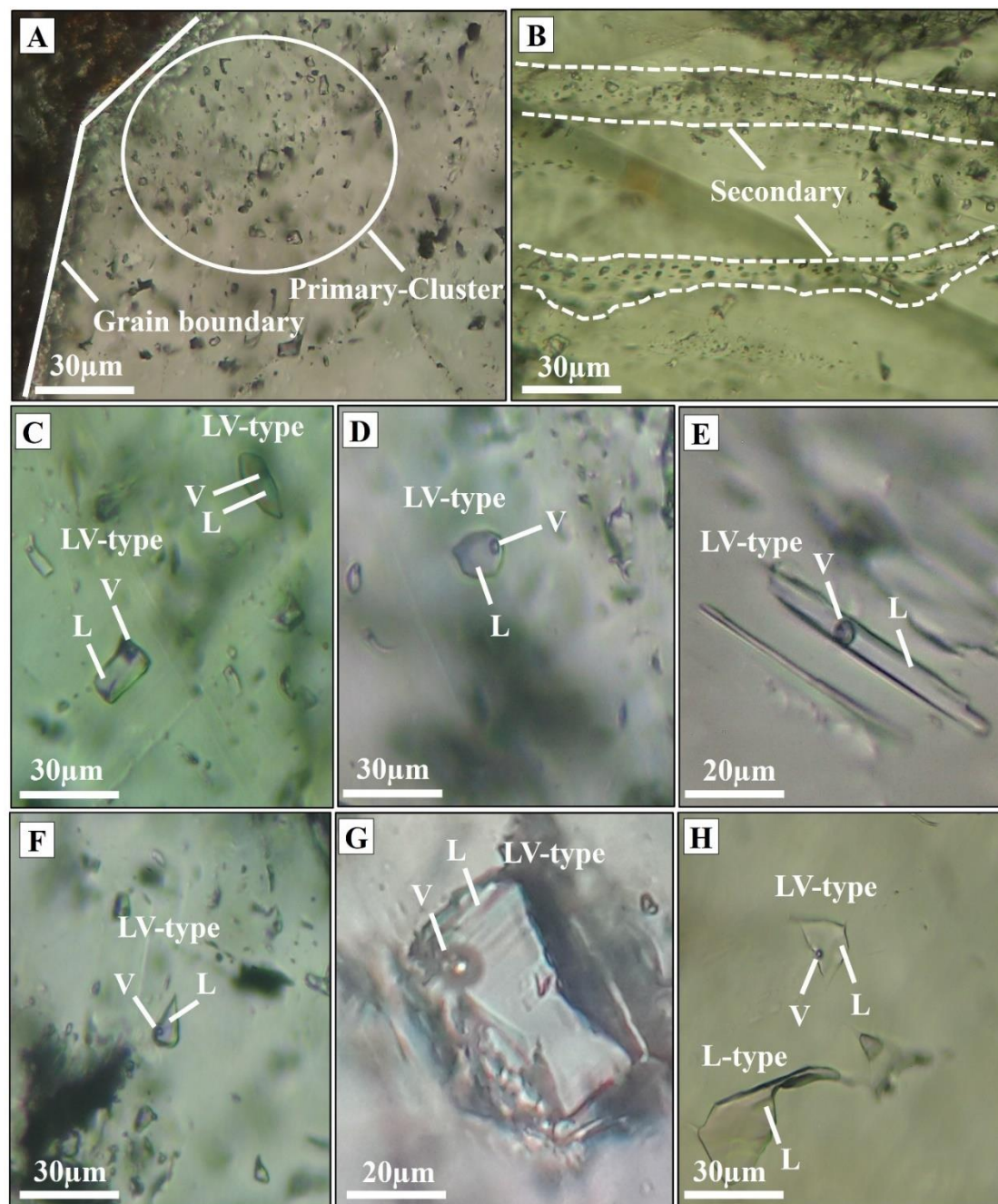
میان‌بارها از یک سامانه $H_2O-NaCl-KCl$ و $H_2O-NaCl$ است؛ درحالی‌که تغییرات نقطه یوتکتیک در میان‌بارهای کوارتز پایین‌تر از کلسیت و دولومیت است. این امر بیانگر حضور نمک‌های دیگری نظیر کلرید منیزیم و آهن در سیال کانه‌ساز است. تغییرات دمای ذوب نهایی یخ (T_{mice}) برای میان‌بارهای LV در میزان دولومیت بین ۱۱- تا ۱۸- درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۴- درجه سانتی‌گراد در تعداد ۴۲ میان‌بار)، در میزان کلسیت بین ۴/۴- تا ۱۰- درجه سانتی‌گراد (میانگین ۶/۹- درجه سانتی‌گراد در تعداد ۱۰ میان‌بار) و در میزان کوارتز بین ۱۰- تا ۱۷- درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۳/۹- درجه سانتی‌گراد در تعداد ۱۸ میان‌بار)، ثبت شد.

بر اساس نتایج ریزدماسنجی، تغییرات دمای همگن‌شدن (Th_{LV}) برای میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع (LV) در میزان دولومیت بین ۹۳ تا ۱۶۷ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۲۵ درجه سانتی‌گراد در تعداد ۴۲ میان‌بار)، در میزان کلسیت بین ۹۸ تا ۱۴۷ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۲۱ درجه سانتی‌گراد در تعداد ۱۱ میان‌بار) و در میزان کوارتز بین ۸۱ تا ۱۵۸ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۱۲ درجه سانتی‌گراد در تعداد ۲۸ میان‌بار)، به دست آمد. تغییرات دمای یوتکتیک (T_e) برای میان‌بارهای LV در دولومیت و کلسیت بین ۲۱- تا ۳۰- درجه سانتی‌گراد (بیشترین فراوانی بین ۲۳- تا ۲۵- درجه سانتی‌گراد) و در کوارتز بین ۳۰- تا ۴۵- درجه سانتی‌گراد است. تغییرات نقطه یوتکتیک در کلسیت و دولومیت بیانگر تشکیل

Stages Minerals		Pre mineralization	Main sulfide stage			Post mineralization		
			Sub-stage I	Sub-stage II	Sub-stage III	Late gangue	Supergene	Oxidized zone
Sulfide	Pyrite	—————						
	Galena		Gn-1	Gn-2	Gn-3			
	Sphalerite		—————	—————	—————			
	Chalcopyrite		—————					
Gangue	Dolomite	Dol-1	★ Dol-2 and Dol-3			Dol-4		
	Quartz							
	Calcite	Cal-1		Cal-2		★ Cal-3		
	Barite					-----		
Non-Sulfides	Chalcocite/Covellite						—————	
	Cerussite							—————
	Hemimorphite							—————
	Malachite/Azurite							—————
	Hematite/Goethite							—————
	Other non-sulfides							-----
Texture	Disseminated	-----						
	Breccia			—————				
	Vein-type				—————			
	Replacement						—————	
Strong Intermediate Weak Local occurrence ★ Fluid Inclusions Study								

شکل ۱۳. توالی همیافتی کانی‌ها در کانسار چاه‌میل، ضخامت خط‌ها نشان‌دهنده فراوانی کانی‌هاست

Fig. 13. Paragenetic sequence of minerals in Chah-Mileh deposit, thickness of line representing the minerals frequency.

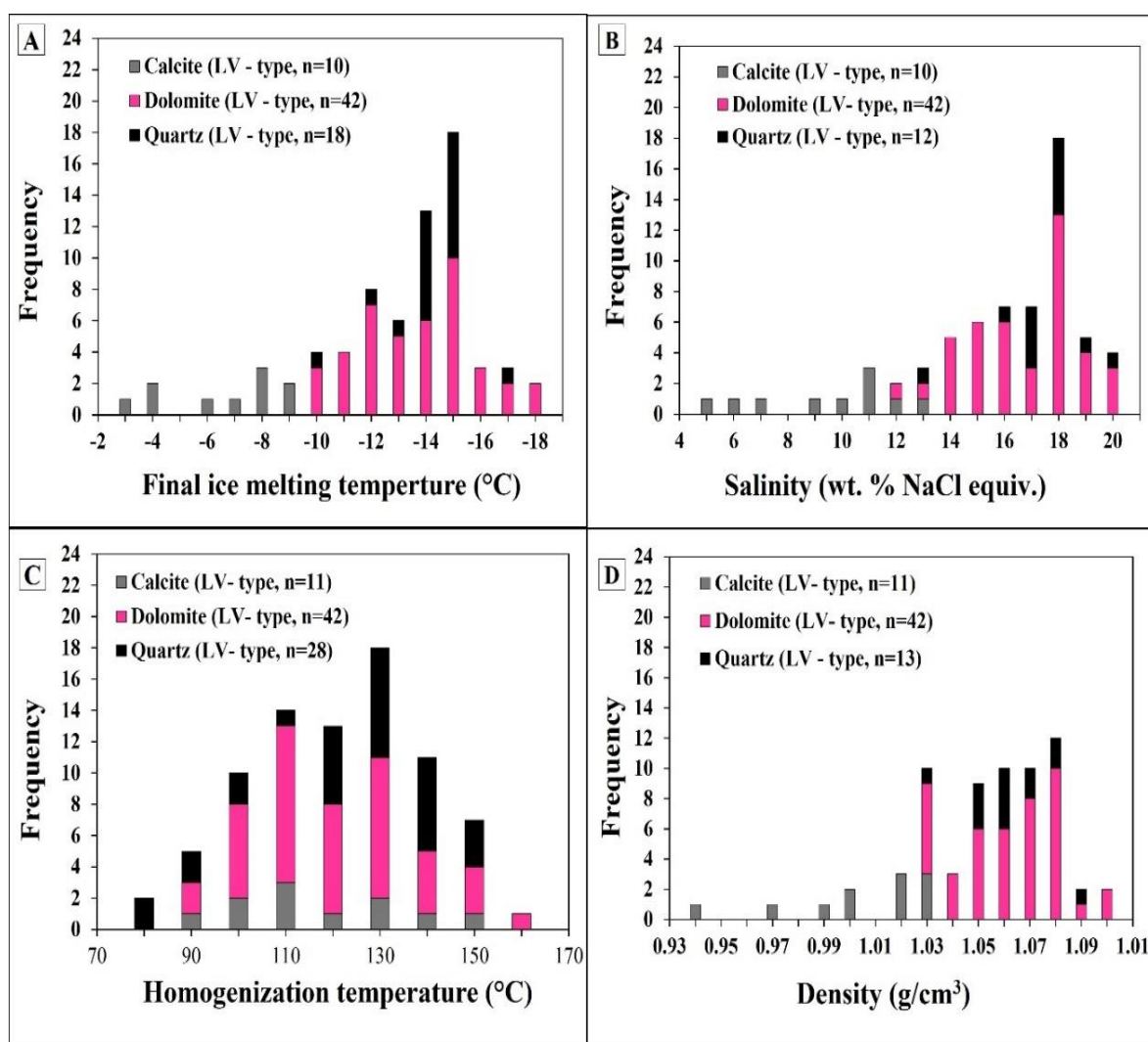


شکل ۱۴. تصاویر میکروسکوپی میان‌بارهای سیال در کانسار چاه‌میله. A: موقعیت میان‌بارهای سیال نسبت به مرز دانه کوارتز، B: ردیفی از میان‌بارهای سیال ثانویه در میزبان کلسیت، C: میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV) با شکل‌های مستطیلی و بیضوی، D: میان‌بار سیال مدور، E: میان‌بار سیال میله‌ای و کشیده، F: میان‌بار سیال مثلثی، G: میان‌بار سیال بی‌شکل و H: همراهی میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV) با تک‌فازی مایع (L) در میزبان کوارتز

Fig. 14. Fluid inclusions photomicrographs in the Chah-Mileh deposit. A: Primary cluster of fluid inclusions relative to the quartz grain boundary, B: A row of secondary fluid inclusions hosted by calcite, C: Liquid-rich two-phase fluid inclusions (LV) with rectangle and elliptical shapes, D: Circular fluid inclusion, E: Rod and elongated fluid inclusion, F: Triangular fluid inclusion, G: Irregular fluid inclusion, and H: Association of liquid-rich two-phase fluid inclusions (LV) with liquid monophasic (L) hosted by quartz

سانتی متر مکعب متغیر است. جدول داده‌های میان‌بارهای سیال (جدول ۱) و نمودار ستونی تغییرات دمای ذوب نهایی یخ، شوری، دمای همگن شدن و چگالی میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع (LV) در کانسار چاه‌میل به ترتیب در شکل ۱۵-A، B، C و D آمده است. بر اساس نمودار احمد و رز (Ahmad and Rose, 1980)، فشار حاکم در طی تشکیل کانسنگ در کانسار چاه‌میل کمتر از ۵۰ بار است (شکل ۱۶).

مقادیر شوری محاسبه شده بر اساس T_{mice} به ترتیب معادل ۱۴/۱۵ تا ۲۰/۹۷ شوری معادل نمک طعام (میانگین ۱۸/۱) در دولومیت، بین ۷/۰۲ تا ۱۳/۷۲ شوری معادل نمک طعام (میانگین ۱۲/۰۷) در کلسیت، بین ۱۳/۹۴ تا ۲۲/۲ شوری معادل نمک طعام (میانگین ۱۷/۶) در کوارتز، بین ۱۷/۰۸ تا ۱۸/۶۳ معادل مجموع کلرید سدیم و کلسیم در کوارتز، به دست آمد. چگالی میان‌بارهای سیال منطقه از ۰/۹۴ تا ۱/۱ گرم بر سانتی متر مکعب با بیشترین فراوانی در محدوده ۱/۰۵ تا ۱/۰۸ گرم بر



شکل ۱۵. نمودارهای ستونی A: دمای ذوب نهایی یخ، B: شوری، C: دمای همگن شدن، و D: چگالی در میان‌بارهای سیال کانسار چاه‌میل

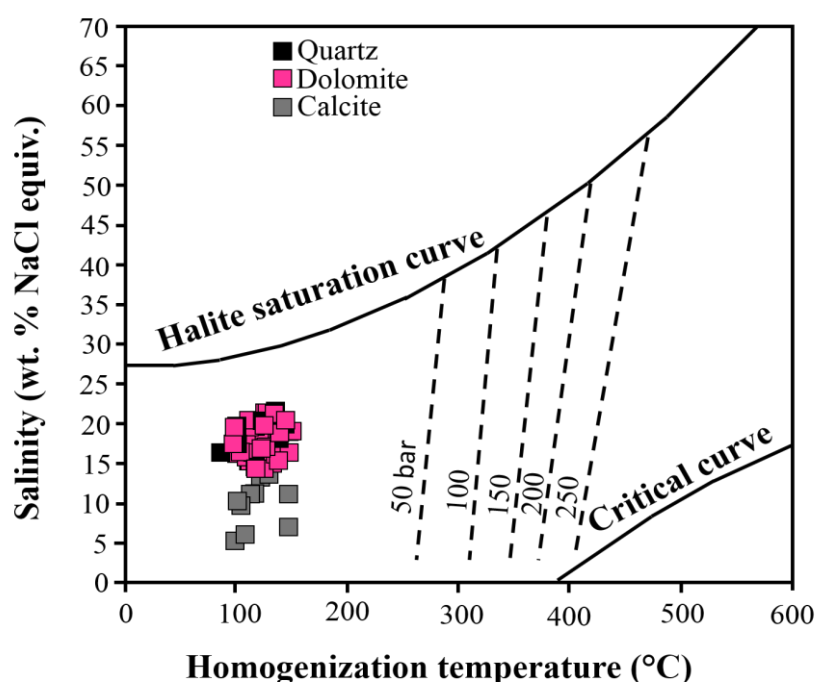
Fig. 15. Histogram of A: Final ice melting temperature, B: Salinity, C: Homogenization temperature, and D: Density of fluid inclusions at Chah-Mileh deposit

جدول ۱. نتایج ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال در کانسار چاه‌میله

Table 1. Microthermometric measurements of fluid inclusions from the Chah-Mileh deposit

Sample no.	Minerals	Type	T _{mice} (°C)	Th _{LV} (°C)	Salinity		Density (g/cm ³)
					(wt.% NaCl eq.)	(wt.% NaCl+CaCl ₂ eq.)	
Tbm-5	Dolomite	LV	-11.00 to -13.50	102-114	14.97-17.34	----	1.05-1.08
	Calcite	LV	-5.00 to -7.00	98-102	6.00-10.49	----	0.97-1.03
B3-emaz-5	Dolomite	LV	-10.20 to -15.20	115-156	14.15-18.80	----	1.03-1.08
	Calcite	LV	-4.40 to -8.00	115-146	7.02-11.70	----	0.97-1.03
T-wmaz-5	Quartz	LV	-14.00 to -15.70	137-146	17.79-19.21	----	1.05-1.06
	Quartz	LV	-14.00 to -15.60	125-128	----	17.80-18.63	----
T-wmaz-6	Dolomite	LV	-10.50 to -17.50	98-150	14.46-20.60	----	1.04-1.09
	Calcite	LV	-3.50 to -8.00	80-93	5.71-11.70	----	1.00-1.02
B3-emaz-2	Quartz	LV	-10.00 to -17.00	81-138	13.94-20.20	----	1.03-1.09
B3-emaz-4	Dolomite	LV	-11.00 to -15.00	113-156	14.00-18.20	----	1.04-1.08

T_{mice}: final ice melting temperature, Th_{LV}: homogenization temperature, LV: liquid-rich two-phase fluid inclusions.



شکل ۱۶. نمودار دوتایی دمای همگن‌شدن در مقابل شوری (Ahmad and Rose, 1980) برای تعیین فشار به دام افتادن سیال در کانسار چاه‌میله

Fig. 16. Binary diagram of homogenization temperature versus salinity (Ahmad and Rose, 1980) for determining the vapor pressure of trapping fluids at Chah-Mileh deposit

بحث

تحولات ساختمانی- زمین‌شناسی و رخداد کانه‌زایی

تکامل زمین‌ساختی کمپلکس دگرگونه انارک به طور مستقیم با تکامل زمین‌ساختی اقیانوس پالئوتتیس مرتبط است (Bagheri and Stampfli, 2008). این تکامل زمین‌ساختی طی تحولات بازشدگی اردوئیسین- دونین آغازین شروع شد و در تریاس با کوه‌زایی سیمیرین خاتمه یافت (Zanchi et al., 2015). در نتیجه رخدادهای زمین‌ساختی این منطقه چندین فاز دگرشکلی را متحمل شده که شدیدترین آن، مربوط به کوه‌زایی‌های کالدونین، سیمیرین و لارامید است (Vaghari et al., 2020). موقعیت‌های متنوع از گوه‌های حاشیه فعال فروورانش تا وقایع برخورد و کشش و فشارش مجدد، چندین مرتبه در این منطقه تکرار شده است. بر این اساس، گسل‌های رانشی با سن‌های متفاوت ایجاد شده است که قدیمی‌ترین آنها در زمان عملکرد رخداد تریاس بالایی در نتیجه برخورد قاره اوراسیا با بلوک سیمیرین و بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس به وجود آمده است (Salari and Bagheri, 2011). این رخداد در جنوب شرق انارک در منطقه پل‌هاوند و بیابانک قبل مشاهده است (Bagheri, 2007). این گسل‌ها دارای امتداد جنوب‌غربی- شمال شرقی و جهت راندگی به سمت جنوب شرقی (به سمت زمین‌درز پالئوتتیس) هستند (Vaghari et al., 2020).

شواهد جنبشی مبنی بر وارونگی زمین‌ساختی در راستای گسل‌های رانده انارک وجود دارد که تغییر سازوکار آنها را از راندگی به حرکت عادی نشان می‌دهد. تغییر سازوکار گسلش از راندگی به عادی بر روی گسل‌های رانده انارک به سبب تغییر سوی لغزش گسل درونه از راست‌الغز راست‌بر به راست‌الغز چپ‌بر و به دنبال آن تبدیل وضعیت پایانه گسل درونه از ترا فشارش به تراکشش است (Esterabi Ashtiani et al., 2011). حرکت‌های زمین‌ساختی یادشده، توانسته است جریان سیال بزرگ مقیاسی از شورابه‌های حوضه‌ای را در پاسخ به کانی‌سازی فلزهای پایه در مقیاس ناحیه انارک هدایت کند (Bagheri et al., 2007). همچنین بر اساس پژوهش میرنژاد و همکاران (Mimejad et al., 2015)، رخداد کوه‌زایی لارامید (کرتاسه پایانی- ترشیاری) نقش مهمی را به عنوان عامل تحرک دوباره سرب از واحدهای قدیمی‌تر در کانی‌سازی سرب و روی پهنه ایران مرکزی نشان می‌دهد.

نیروهای کوه‌زایی فشارشی سبب حرکت سیالات کانه‌دار از مناطق با توپوگرافی بالا به سمت نقاط کم ارتفاع و نیز به سمت پایین شیب هیدرولیکی می‌شود. جریان سیال در چنین محیط‌های زمین‌ساختی تا مسافت‌های چند صد کیلومتری رخ می‌دهد (Robb, 2005). به عقیده لیچ و همکاران (Leach et al., 2005; Leach et al., 2010) سیال‌های کانه‌دار گرمایی در طی این فشارش آزاد و وارد گسل‌های نرمال و یا حفره‌های کارستی در ارتباط با این گسل‌ها می‌شوند و کانه‌زایی سرب و روی را به صورت اپی‌ژنتیک تشکیل می‌دهند. طبق شواهد مهم‌ترین عارضه زمین‌ساختی مؤثر بر رخداد کانی‌سازی در کانسار چاه‌میل، گسل‌های نرمال و امتدادلغز با راستای شمال‌غربی- جنوب شرقی، شمال شرقی- جنوب غربی و شرقی- غربی هستند که شرایط مطلوبی را برای مهاجرت سیال از سنگ بستر رسوبی زیرین فراهم کرده است. علاوه بر شکستگی‌های ساختمانی، فرایندهای شیمیایی نیز در ایجاد فضای مناسب کانی‌سازی در ته‌نشست کانسار نقش دارند که از جمله آنها می‌توان به دولومیتی‌شدن، انحلال، برشی‌شدن سنگ‌های کربناته، سیلیسی‌شدن و تبلور مجدد اشاره کرد (Park and MacDiarmid, 1970). واکنش شماره ۱ را می‌توان برای تشکیل دولومیت پیشنهاد کرد (Hill, 1995):

واکنش ۱:

$$\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 + \text{MeCl}^+ + \text{Mg}^{+2} + 2\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{MeS} + \text{Ca}^{+2} + \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + 3\text{H}^+$$

Me در رابطه بالا می‌تولند فلزهای Pb, Fe و یا Zn باشد که به ترتیب باعث تشکیل کانی‌های پیریت، گالن و اسفالریت می‌شود. فرایند دولومیتی‌شدن نیازمند وجود یک سامانه باز و نسبت‌های سیال به سنگ بالاست؛ زیرا به طور پیوسته باید یون‌های Mg^{+2} وارد و یون‌های Ca^{+2} از سامانه خارج شود. محاسبات تعادلات جرمی گویای آن است که مقدار $1/2 \times 10^4$ مول یون Mg^{+2} باید به حجم یک مترمکعب (1 m^3) از یک سنگ کربنات با تخلخل ۱۰ درصد و دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد برای انجام فرایند دولومیتی‌شدن اضافه شود. در واقع این رخداد به حجم $2/8 \times 10^8 \text{ cm}^3$ سیال دولومیت‌زا نیاز دارد (Pearce et al., 2013). نسبت سیال به سنگ دگرسانی دولومیتی‌شدن در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد معادل ۳۱۰ است؛ این درحالی است که پدیده

دولومیتی شدن در دمای پایین نیازمند وجود حجم بالاتری از نسبت سیال به سنگ در محیط است (نسبت ۷۸۰ در دمای ۲۵ درجه سانتی گراد). کاهش دما موجب افزایش نسبت مولار Ca/Mg در محیط و در نهایت عدم دسترسی به منابع Mg مورد نیاز رخداد دولومیتی شدن می‌شود (Davies and Smith Jr, 2006).

نحوه شکل‌گیری و تحولات کانسنگ غیرسولفیدی

گسترش نیم‌رخ‌های هوازدگی اغلب نتیجه‌ای از فعالیت‌های هم‌زمان سیالات آب‌شویی، بالاآمدگی ساختاری و شکننده پسته تحت شرایط آب و هوای گرم و مرطوب است (Boni and Mondillo, 2015). گسترده‌ی نیم‌رخ‌های هوازده به اسیدیته اولیه سیال، ماهیت و مقدار کانی‌های درون‌زاد، ظرفیت خنثی‌سازی سنگ‌های میزبان، تراکم میزان شکستگی‌ها بستگی دارد (Takahashi, 1960; Bladh, 1982; Sangameshwar and Barnes, 1983; Scott et al., 2001; Reichert and Borg, 2008; Choulet et al., 2019; Fontaine et al., 2020). به عقیده مغفوری و همکاران (Maghfouri et al., 2017b)، در کانسارهای غیرسولفیدی ایران، بالاآمدگی ساختاری به قرار گرفتن کانسنگ اولیه سولفیدی در نزدیک سطح زمین منجر شده و اکسایش آنها را در شرایط آب و هوایی مناسب امکان‌پذیر می‌کند. بالاآمدگی ساختاری و گسلش وابسته به آن طی رخداد‌های تغییر شکل پس از کانه‌زایی سولفیدی، در ایجاد شکستگی کربنات‌های میزبان و تسهیل عملکرد آب‌های جوی نقش داشته است (Aghanabati, 1998; Aghanabati, 2004). علاوه بر این، آب و هوای خشک و نیمه خشک ایران بهترین شرایط را برای اکسایش کانسنگ سولفیدی و حفظ توده معدنی غیرسولفیدی فراهم می‌کند (Maghfouri et al., 2017b).

در حضور اکسیژن مولکولی و آهن فریک به عنوان عامل اکسیدکننده، مخلوطی از کانی‌های سولفیدی (گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت) اکسید می‌شوند (Balci et al., 2012; Heidel et al., 2013). واکنش اکسیژن با پیریت سبب تولید حجم بسیار اسیدسولفوریک می‌شود؛ درحالی‌که اکسایش اسفالریت مقادیر بسیار کمی اسیدسولفوریک تولید می‌کند و در اکسایش گالن هیچ نوع اسیدسولفوریکی تشکیل نمی‌شود (Bertorino et al., 1995). با

وجود پیریت در همیافت کانیایی کانسار چاه‌میل، شرایط لازم برای تولید اسیدسولفوریک فراهم بوده است. در کانسار چاه‌میل، سولفیدهای اولیه طی فرایندهای ساختاری و بالاآمدگی در سطح و یا نزدیک به سطح قرار گرفته‌اند که همین عامل، فرایند هوازدگی و اکسایش سولفیدها را به وسیله آب‌های جوی فرورو تسریع می‌کند و موجب تولید سیال اکسیدان اسیدی می‌شود. بنابراین اکسایش به تخریب سولفید اولیه، تولید Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Pb^{+2} ، Zn^{+2} ، $Fe_2(SO_4)_3$ و H و نیز تشکیل محلول‌های سولفات‌دار و محیط با pH کم منجر می‌شود (Domenech et al., 2002; Pirajno et al., 2010). واکنش اسید تولید شده با سنگ‌های میزبان کربناته (واکنش‌های خنثی‌سازی) به آزاد شدن Ca^{+2} ، Mg^{+2} ، CO_3^{2-} و HCO_3^{-} در محلول منجر می‌شود (Pokrovsky et al., 2005; Pokrovsky et al., 2009). افزون بر این، حفره‌های انحلالی و قطعه‌های برشی حاصل از فرایند انحلال سیال اسیدی، سبب افزایش نفوذپذیری و حرکت آسان سیالات اکسیدان فلزدار تولیدشده در کانسار چاه‌میل شده است. عامل مهم دیگر در این مرحله، وجود لایه نفوذناپذیر شیشستی کمپلکس چاه‌گره و کمپلکس مرغاب در بخش کم‌رپاین کانسار چاه‌میل است که سبب جلوگیری از فرار سیالات اکسیدان کانه‌دار از محیط می‌شود. ته‌نشینی کانی‌های سولفاتی و کربناتی ثانویه به حرکت گونه‌های سرب و روی در محلول و همچنین شرایط محیطی ملانند P_{CO_2} و pH وابسته است (Takahashi, 1960; Sangameshwar and Barnes, 1983).

طی مرحله اولیه واکنش‌های خنثی‌سازی تمرکز یون‌های سولفات و تحرک کم یون‌های آهن در زون اکسایش به ته‌نشینی اکسی-هیدروکسیدهای آهن (گوتیت) و هماتیت و غنی‌شدن آهن کانسار چاه‌میل در نزدیکی سطح منجر شده است. پس از فرایند اکسایش کانه‌های سولفیدی، در اثر واکنش سیال اسیدی با سنگ‌های کربناته میزبان، غلظت SO_4^{2-} کاهش و مقدار pH آن افزایش می‌یابد، در چنین شرایطی با P_{CO_2} بالا و pH: ۶/۲ (Reichert and Borg, 2008) سرویزیت به صورت پوششی بر روی گالن تشکیل می‌شود.

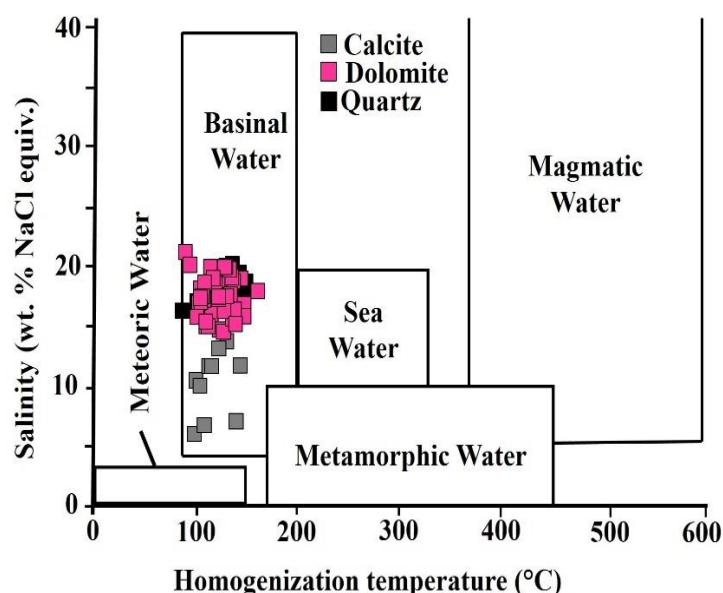
واکنش شکست بر روی اجزای سیلیکات از جمله کوارتز و کانی‌های فیلسیلیکاته نظیر مسکویت و کلریت در سنگ بستر دگرگون‌شده کمپلکس چاه‌گره و مرغاب منشأ گرفته است.

منشأ احتمالی سیال و شرایط انتقال فلز

نمودار کسler (Kessler, 2005) (شکل ۱۷) و بررسی‌های ریزداماسنجی میان‌بارهای سیال بیانگر آن است که سیالی با ترکیب مشابه با شورابه‌های حوضه‌ای (ترکیبی از آب‌های اقیانوسی قدیمی و سیالات به دام افتاده در حفره‌های سنگی) در کانی‌سازی کانسار چاه‌میل دخالت دارد. در کانسار چاه‌میل، تغییرات دمای همگن‌شدن (Th_{LV}) برای میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع (LV) بین ۸۱ تا ۱۶۷ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۷/۰۲ تا ۲۲/۲ درصد وزنی معادل نمک طعام است. این مقادیر در محدوده دما و شوری کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (دمای بین ۷۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۱۰ تا ۳۰ درصد وزنی معادل نمک طعام) قرار دارد (Leach et al., 2005; Leach et al., 2010).

در شرایط قلیایی کم، انگلیزیت ناپایدار و Pb^{2+} آزاد شده که بعد از مهاجرت در حفره‌های سنگ میزبان به صورت سروزیت ته‌نشین شده است (Reichert and Borg, 2008).

طی واکنش‌های خنثی‌سازی، Zn^{+2} در محلول تا شرایط P_{CO_2} بالا و pH بالاتر در محلول باقی می‌ماند. بنابراین ته‌نشینی اسمیت‌زونیت در شرایط فشار بخشی بالای CO_2 (Brugger et al., 2003) و pH: ۶ (Reichert and Borg, 2008) با جانشینی در سنگ میزبان کربناته و اسفالریت رخ داده است. همی‌مورفیت کانی هیدروسیلیکاته روی است که در حضور سیلیس (Reichert and Borg, 2008) و P_{CO_2} پایین تشکیل می‌شود (Takahashi, 1960). تشکیل همی‌مورفیت در پایان واکنش بین سیالات در گردش و سنگ میزبان کربناته (Boni and Mondillo, 2015) به تحرک بالای SiO_2 و یا احیای ظرفیت بافرکننده ناشی از انحلال سنگ میزبان کربناته وابسته است (Hitzman et al., 2003; Choulet et al., 2014). در کانسار چاه‌میل سیلیس احتمالاً از

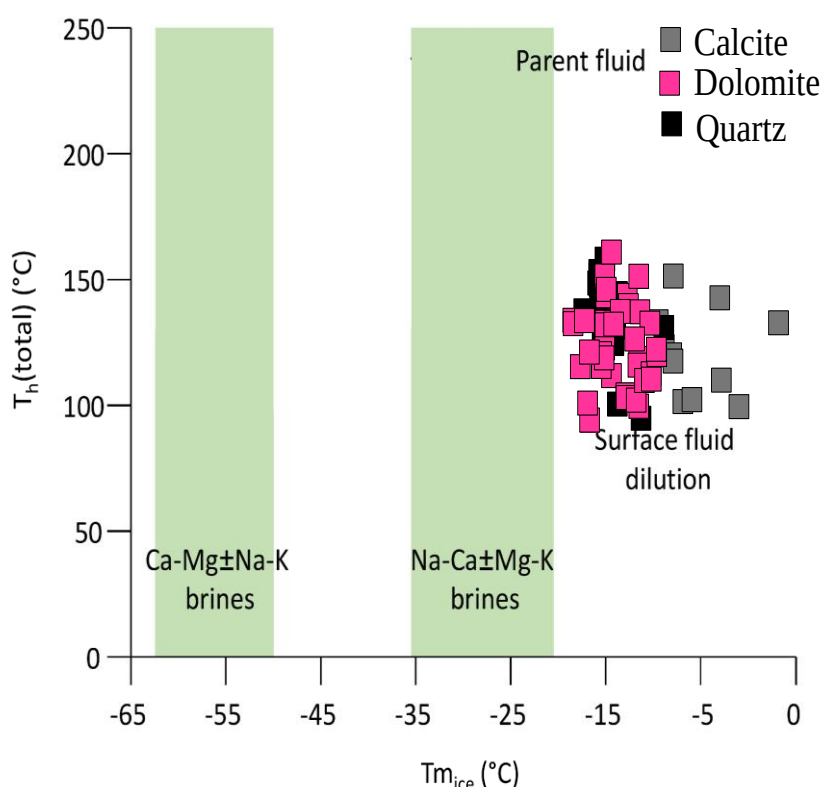


شکل ۱۷. نمودار دوتایی دمای همگن‌شدن در مقابل شوری (Kessler, 2005)، نمودار نشان می‌دهد که سیال‌های میان‌بار در کانسار چاه‌میل در منطقه شورابه‌های حوضه‌ای قرار گرفته‌اند.

Fig. 17. Binary diagram of homogenization temperature versus salinity (Kessler, 2005), showing that fluid inclusion in the Chah-Mileh deposit plotted in the basinal brines field.

است که نقش مؤثری در تشکیل کانی‌سازی سولفیدی همراه با دگرسانی دولومیتی داشته‌اند. بررسی‌های هاینز و کسلر (Haynes and Kesler, 1987) در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی بیانگر تمرکز پایین K و نسبت بالای Ca به Na (اغلب) در میان‌بارهای سیال است. بر اساس این بررسی‌ها، نسبت بالای Ca به Na تنها توسط تبادل سیال با سنگ‌های کربناته در محل قابل تولید نیست و به اختلاط سیال نیازمند است. اختلاط دو شورابه حوضه‌ای با شوری متفاوت، شرایط اکسایش و کاهش، محتوای گوگرد و فلز نقش مهمی را در ته‌نشینی کانی‌های باطله و کانه در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی دارد (Sverjensky, 1984; Saunders and Swann, 1990; Adams et al., 2000; Corbella et al., 2004; Kharaka and Hanor, 2007).

شورابه‌های حوضه‌ای در حوضه‌های رسوبی بسیار متحرک هستند؛ بنابراین به اختلاط گسترده شورابه‌های حوضه‌ای مختلف منجر می‌شوند (Hitchon and Friedman 1969; Kharaka and Carothers, 1986; Worden et al., 1999; Ziegler et al., 2001; Kharaka and Hanor, 2007). نخستین دمای ذوب‌شدگی (T_e) رابطه‌ای مستقیم با ترکیب نمک موجود در میان‌بارهای سیال گرمایی دارد (Shepherd et al., 1985). تغییرات دمای نخستین ذوب یخ به دست آمده در کانسار چاه‌میله، نشان‌دهنده حضور کمپلکس شورابه‌ای با یون‌های Fe و Mg علاوه بر یون‌های Na و K است. همچنین با ترسیم مقادیر T_{ice} و T_h (total) ($^{\circ}C$) میان‌بارهای سیال کانسار چاه‌میله در نمودار دوتایی شکل ۱۸، می‌توان دریافت که ترکیب سیال در کانسار چاه‌میله دارای ترکیب اصلی Na و Ca همراه با کاتیون‌های Mg و K



شکل ۱۸. نمودار دوتایی T_{ice} در مقابل T_h (total) ($^{\circ}C$) و نمایش ترکیب سیال تشکیل‌دهنده کانسار چاه‌میله (Boiron et al., 2010)

Fig. 18. Binary diagram of final ice melting temperature versus total homogenization temperature and fluid composition of the Chah-Mileh deposit (Boiron et al., 2010)

طعام) برای مهاجرت فلزها در شورابه‌های حوضه‌ای (در دمای کمتر از ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) محاسبه شده است؛ در صورتی که غلظت گوگرد کاهنده پایین‌تر از 0.2 mg.L^{-1} باشد (Kharaka et al., 1987; Sicree and Barnes, 1996; Kharaka and Hanor, 2007). بنابراین می‌توان گفت در کانسار چاه‌میل، سیال ثبت شده در کوارتز (با شوری میانگین $17/6$ درصد وزنی نمک طعام) و دولومیت (با شوری میانگین $18/1$ درصد وزنی نمک طعام)، شرایط را برای غلظت کافی کلرید به عنوان حمل کننده سرب و روی فراهم کرده است (Kharaka et al., 1987; Sicree and Barnes, 1996; Kharaka and Hanor, 2007).

عوامل فیزیکوشیمیایی مؤثر در نهشت کانسار

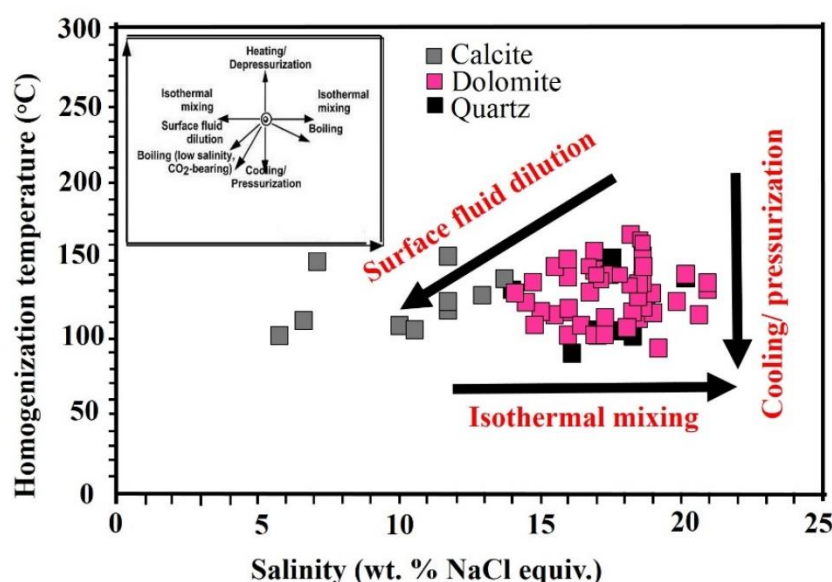
وقوع پدیده‌های اختلاط، رقیق شدن سیال، کاهش ناگهانی فشار و جوشش، از عوامل مؤثر در ناپایداری کمپلکس‌های فلزی به ویژه کلریدهای سرب، روی، مس و اورانیوم در ذخایر معدنی مختلف هستند (Zhang et al., 2019; He et al., 2020). پدیده اختلاط سیال در کانسارهای سرب و روی با میزان رسوبی، به عنوان مهم‌ترین سازوکار مؤثر در ته‌نشست فلزها محسوب می‌شود (Zhang et al., 2019). بررسی نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری و مقایسه آن با روندهای مختلف تحول سیال توسط ویلکینسون (Wilkinson, 2001) (شکل ۱۹) نشان می‌دهد که کانه‌زایی سرب و روی در کانسار چاه‌میل ناشی از چرخش/اختلاط سیال در فضاها خالی ناشی از وضعیت ساختاری منطقه و لیتولوژی سنگ میزبان است. بنابراین اختلاط بین سیالات با شوری بالا و پایین‌تر ممکن است شرایط محیطی سیالات فلزدار را با کاهش فعالیت لیگاند و در نتیجه حلالیت فلزدار تغییر دهد (Hanor, 2001). علاوه بر این، کاهش تدریجی دمای سیال در نتیجه رقیق شدن سیال والد با آب‌های جوی نقشی مهم در ته‌نشینی فلزات در کانسار چاه‌میل داشته است. شکل‌گیری زون‌های سیلیسی وسیع در یک منطقه از نشانه‌های صعود سیال گرمایی به سطح و اختلاط و رقیق شدن آنها با آب‌های جوی کم دماست. مهم‌ترین عامل ته‌نشینی کوارتز در یک ذخیره کاهش انحلال‌پذیری کوارتز طی کاهش دمای محیط است.

در حوضه‌های رسوبی، شوری با عمق افزایش می‌یابد؛ اما منشأ شورابه با شوری بالا همچنان بحث‌انگیز است (Hanor, 1994; Bazin et al., 1997; Kharaka and Hanor, 2007; Bouabdellah et al., 2012). بیشتر بررسی‌های منتشر شده طرفدار تبخیر آب دریا، انحلال نمک طعام یا مخلوط شدن سیالات در محیط‌های زیر سطحی به عنوان منشأ شورابه حوضه‌ای است (Rittenhouse, 1967; Hanor, 1994; Kesler et al., 1996; Bazin et al., 1997; Kharaka and Hanor, 2007). بنابراین اتفاق نظر کلی وجود دارد که شورابه‌های حوضه‌ای به عنوان عوامل انتقال سرب و روی در تشکیل بسیاری از کانسارهای میزبان کربنات عمل کرده‌اند؛ اما در مورد اینکه شورابه‌های حوضه‌ای به عنوان حلال برای این فلزها عمل کنند، توافق کمتری وجود داشته است (Hanor, 1996). شواهدی از سنگ‌های تبخیری در توالی‌های سنگ بستر کانسار چاه‌میل وجود ندارد. چنان که گفته شد، واحدهای سنگی قدیمی در ناحیه لئارک به واسطه عملکرد گسل‌های رانده عمیق، در طول یک رژیم فشارشی به سطح رسیده‌اند. علاوه بر این، جنبش راستالغز چپ‌بر کنونی گسل درونه در محل خمیدگی پایانه باختری آن باعث ایجاد وضعیت تراکشن ناحیه‌ای در انارک و به دنبال آن، تغییر سازوکار رانندگی در این گسل‌ها به سازوکار عادی شده است (Esterabi Ashtiani et al., 2011)، بنابراین به نظر می‌رسد مخلوط شدن سیالات در محیط‌های زیر سطحی به عنوان منشأ شورابه‌های حوضه‌ای در کانسار چاه‌میل محتمل باشد.

بر اساس عقیده هانور (Hanor, 1996)، در شورابه‌های کانه‌ساز مهاجرت سرب و روی اغلب توسط کمپلکس‌های کلریدی کنترل می‌شود. همچنین به عقیده استافل و همکاران (Stoffell et al., 2008)، سیالات حوضه‌ای شور با محتوای بالایی از یون‌های Na^{+2} ، K^{+} ، Ca^{+2} ، Mg^{+2} و Fe^{+2} به همراه Cl^{-} از مهم‌ترین منابع انتقال‌دهنده فلزها در کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان کربناته هستند. بر اساس بررسی‌های یاردلی (Yardley, 2005)، سیال گرمایی با محتوای کلر بالا قادر است مقادیر بیشتری فلز از ساختمان سنگ‌های مجاور شست‌وشو دهد که موجب افزایش عیار کانسنگ می‌شود. آستانه کلریدی 100 g.L^{-1} (شوری تقریبی ۱۷ درصد وزنی نمک

جریان سیالات در مناطق سه گانه چاه‌میله یک‌نواخت نبوده و کانی‌سازی اغلب در مناطق برشی شده و شکستگی‌ها تکامل یافته است.

رخداد دگرسانی سیلیسی همواره به عنوان نشانه‌ای از تغییرات دمایی ناشی از رقیق‌شدگی محسوب می‌شود که در کانسار چاه‌میله نیز به شدت قابل مشاهده است. تغییر در ضخامت مواد معدنی مختلف نشان می‌دهد که



شکل ۱۹. نمودار دوتایی دمای همگن‌شدن در مقابل شوری و نمایش موقعیت میان‌بارهای سیال در کانسار چاه‌میله. روندهای مختلف تحول سیال نیز با استفاده از نمودار ویلکینسون (Wilkinson, 2001) رسم شده است.

Fig. 19. Binary diagram of homogenization temperature versus salinity at Chah-Mileh deposit. Fluid evolution trends adopted from Wilkinson (2001).

نتیجه‌گیری

کلنه‌ها از سیال کلنه‌زا تحت تأثیر عواملی مانند کاهش فشار (در اثر برخورد سیال با فضاها یا همچون گسل‌ها و حفره‌های انحلالی)، کاهش دما و رقیق‌شدگی حاصل از آمیختگی شورابه‌ها با سیالات جوی صورت گرفته است. کاسنگ سولفیدی شامل گالن، اسفالریت، کالکوپریت و پیریت است که در اثر بالاآمدگی منطقه و افت سطح ایستابی، با تغییر شرایط محیط از احیا به اکسیدان دچار دگرسانی شده است. در مجموع؛ توجه به شواهد صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، از دیدگاه موقعیت زمین‌ساختی (محیط کوه‌زایی)، کنترل‌کننده لیتولوژی-ساختاری، سنگ‌میزبان (مرمر دولومیتی تریاس میانی)، شکل هندسی کانه‌زایی (چینه‌کران)، ویژگی‌های بافتی (برشی، شکاف‌پرکن، جان‌شینی و افشان)، مجموعه کانه‌های فلزی

کانسار سرب و روی چاه‌میله با میزبانی مرمر دولومیتی تریاس میانی دارای کانه‌زایی‌های درون‌زاد سولفیدی و برون‌زاد است. دگرسانی دولومیتی شدن به ویژه طی مرحله کانه‌زایی سولفیدی اصلی تشکیل شده که شواهد میان‌بارهای سیال نشان می‌دهد ترکیب سیال از اجزای اصلی Na-Ca همراه با کاتیون‌های K-Mg-Fe تشکیل شده است. سیالات کانه‌زا احتمالاً حاصل آمیختگی سیالات جوی و شورابه‌های حوضه‌ای بوده‌اند که تبدیل وضعیت پایانه گسل درون‌ه از ترا فشارش به تراکشش با تغییر سازوکار گسل‌های راندگی به عادی در ناحیه انارک شرایط مناسبی را برای ورود آب‌های رقیق جوی و مواجهه با شورابه‌های درون حوضه‌ای غنی از فلز فراهم کرده است. نهشته‌شدن

کانسارهای با میزبان رسوبی و برای درک شکل‌گیری کانسارهای رسوبی نوع دره می‌سی‌سی‌پی است.

قدردانی

نویسندگان از سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برای فراهم کردن شرایط بازدید از منطقه، نمونه‌برداری از گمانه‌ها و حمایت‌های مالی برای انجام تجزیه کانی‌شناسی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، کمال سپاس را دارند. همچنین از داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی برای ارائه نظرهای مفید و سازنده صمیمانه قدردانی می‌شود.

ساده (نظیر گالن، اسفالریت، کالکوپریت و پیریت)، باطله‌های کوارتز، دولومیت، کلسیت و باریت، دگرسانی سنگ میزبان (دولومیتی شدن و سیلیسی شدن)، نبود شواهدی از تأثیر گذاری مستقیم توده‌های نفوذی بر کانی‌سازی و نتایج بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال مؤثر بر کانه‌زایی (دمای همگن شدن بین ۸۱ تا ۱۶۷ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۷۰/۲ تا ۲۲/۲ درصد وزنی معادل نمک‌طعام)، کانسار چاه‌میل را می‌توان نمونه‌ای از کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی در ایران در نظر گرفت. در کانسار چاه‌میل اختلاط و رقیق‌شدگی سیالات به عنوان مهم‌ترین فرایندهای تسهیل‌کننده ته‌نشینی در نظر گرفته می‌شود که یک عامل اصلی برای تشکیل

1. MEMB
2. YAMB
3. Scanning Electron Microscopy
4. Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy
5. X-ray Diffraction
6. Crackle breccia
7. Mosaic breccia
8. Rubble breccia
9. Corroded
10. Boundary
11. Cleavage relict
12. Fluid inclusion assemblage
13. Post entrapment events
14. Necking down
15. Leakage

References

- Adams, J.J., Rostron, B.J. and Mendoza, C.A., 2000. Evidence for two-fluid mixing at Pine Point, NWT. *Geochemical Exploration*, 69-70(C): 103-108.
[https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(00\)00014-5](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(00)00014-5)
- Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of Iran (map). *Geosciences*, 7: 29-30. Retrieved September 6, 2021 from <https://www.researchgate.net/publication/287773361>
- Aghanabati, A., 2004. *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Ahmadian, J., Murata, M., Nadimi, A., Ozawz, H. and Kozai, T., 2014. Active tectonics of Iran deduced from earthquakes, active faulting and GPS evidences. *Bulletin of Center for Collaboration in Community Naruto University of Education*, 28(2): 11–22. Retrieved September 6, 2021 from <https://www.researchgate.net/publication/301230362>
- Ahmad, S.N. and Rose, A.W., 1980. Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Economic Geology*, 75(2): 229–250.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.2.229>
- Bagheri, S., 2007. The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D. Thesis, University of Leusanne, Leusanne, Switzerland, 232 pp.
- Bagheri, H., Moore, F. and Alderton, D.H.M., 2007. Cu-Ni-Co-As (U) mineralization in the Anarak area of central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6): 651–665.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.03.011>
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451(1-4): 123–155.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>
- Bakker, R.J., 2012. Package FLUIDS. Part 4: thermodynamic modeling and purely empirical equations for H₂O-NaCl-KCl solutions. *Mineralogy and petrology*, 105(1-2): 1–29.
<https://doi.org/10.1007/s00710-012-0192-z>
- Balci, N., Mayer, B., Shanks III, W.C. and Mandernack, K.W., 2012. Oxygen and sulfur isotope systematics of sulfate produced during abiotic and bacterial oxidation of sphalerite and elemental sulfur. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77: 335–351.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.022>
- Bazin, B., Brosse, E. and Sommer, F., 1997. Chemistry of oil-field brines in relation to diagenesis of reservoirs 1. Use of mineral stability fields to reconstruct in situ water composition. Example of the Mahakam basin. *Marine and Petroleum Geology*, 14(5): 481–495.
[https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(97\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(97)00004-4)
- Bertorino, G., Caredda, A.M., Ibba, A. and Zuddas, P., 1995. Weathering of Pb-Zn mine tailings in pH buffered environment. *Proceedings of the 8th International Symposium on Water-Rock Interaction*, Wladiwostok, Russia. Retrieved September 6, 2021 from <https://www.tib.eu/en/search/id/BLCP:CN013924388>
- Bladh, K.W., 1982. The formation of goethite, jarosite, and alunite during the weathering of sulfide-bearing felsic rocks. *Economic Geology*, 77(1): 176–184.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.1.176>
- Boiron, M.C., Cathelineau, M. and Richard, A., 2010. Fluid flows and metal deposition near basement/cover unconformity: lessons and analogies from Pb-Zn-F-Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits. *Geofluids*, 10(1–2): 270–292.
<https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00289.x>
- Boni, M. and Mondillo, N., 2015. The Calamines and the Others: The great family of supergene nonsulfide zinc ores. *Ore Geology Reviews*, 67: 208–233.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.025>
- Bouabdellah, M., Sangster, D.F., Leach, D.L., Brown, A.C., Johnson, C.A. and Emsbo, P., 2012. Genesis of the Touissit-Bou Beker Mississippi valley-type district (Morocco-Algeria) and its relationship to the Africa-Europe collision. *Economic Geology*, 107(1): 117–146.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.1.117>
- Brown, P.E., 1989. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 74(11–12): 1390–1393. Retrieved September 6, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/74/11-12/1390/42220>
- Brugger, J., McPhail, D.C., Wallace, M. and Waters, J., 2003. Formation of Willemite in Hydrothermal

- Environments. *Economic Geology*, 98(4): 819–835. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.4.819>
- Buchs, D.M., Bagheri, S., Martin, L., Hermann, J. and Arculus, R., 2013. Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: Constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area. *Lithos*, 172–173: 267–287. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.009>
- Choulet, F., Charles, N., Barbançon, L., Branquet, Y., Sizaret, S., Ennaciri, A., Badra, L. and Chen, Y., 2014. Non-sulfide zinc deposits of the Moroccan High Atlas: Multi-scale characterization and origin. *Ore Geology Reviews*, 56: 115–140. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.015>
- Choulet, F., Richard, J., Boiron, M.C., Dekoninck, A. and Yans, J., 2019. Distribution of trace elements in willemite from the Belgium non-sulphide deposits. *European Journal of Mineralogy*, 31(5–6): 983–997. <https://doi.org/10.1127/ejm/2019/0031-2871>
- Corbella, M., Ayora, C. and Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-Type deposits. *Mineralium Deposita*, 39(3): 344–357. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0412-5>
- Davies, G.R. and Smith Jr, L.B., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90(11): 1641–1690. <https://doi.org/10.1306/05220605164>
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Research*, 36(2): 491–505. <https://doi.org/10.1306/74D714F6-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Domenech, C., De Pablo, J. and Ayora, C., 2002. Oxidative dissolution of pyritic sludge from the Aznalcollar mine (SW Spain). *Chemical Geology*, 190(1–4): 339–353. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00124-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00124-9)
- Ehya, F., 2014. The Paleozoic Ozbak-Kuh carbonate-hosted Pb-Zn deposit of East Central Iran Isotope (C, O, S, Pb) geochemistry and ore genesis. *Mineralogy and Petrology*, 108 (1): 123–136. <https://doi.org/10.1007/s00710-013-0279-1>
- Esterabi Ashtiani, M., Yassaqi, A., Javadi, H.R., Shahpasandzadeh, M. and Ghassemi, M.R., 2011. The Study of Dorouneh Fault System's West Termination in Jandaq-Talmessi Area. *Journal of Geoscience*, 20(79): 13–20. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/GSJ.2011.54988>
- Fontaine, L., De Putter, T., Bernard, A., Decree, S., Cailteux, J., Wouters, J. and Yans, J., 2020. Complex mineralogical-geochemical sequences and weathering events in the supergene ore of the Cu-Co Luiswishi deposit (Katanga, D.R. Congo). *Journal of African Earth Sciences*, 161: 103674. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103674>
- Hall, D.L., Sterner, S.M. and Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83(1): 197–202. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.1.197>
- Hanor, J.S., 1994. Origin of saline fluids in sedimentary basins. In: J. Patnell (Editor), *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*. Geological Society, London, pp. 151–174. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.13>
- Hanor, J.S., 1996. Controls on the solubilization of Lead and Zinc in basinal brines. In: D.F. Sangster (Editor), *Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits*. Society of Economic Geologists, London, pp. 483–500. <https://doi.org/10.5382/SP.04.36>
- Hanor, J.S., 2001. Reactive transport involving rock buffered fluids of varying salinity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(21): 3721–3732. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00703-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00703-7)
- Haynes, F.M. and Kesler, S.E., 1987. Fluid inclusion chemistry in the exploration for Mississippi Valley-type deposits: an example from East Tennessee, U.S.A. *Applied Geochemistry*, 2(3): 321–327. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(87\)90047-3](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90047-3)
- He, Y., Wu, T., Huang, Z., Ye, L., Deng, P. and Xiang, Z., 2020. Genesis of the Maoping carbonate-hosted Pb–Zn deposit, northeastern Yunnan Province, China: evidences from geology and C–O–S–Pb isotopes. *Acta Geochimica*, 39(6): 782–796. <https://doi.org/10.1007/s11631-020-00424-4>
- Heidel, C., Tichomirowa, M. and Junghans, M., 2013. Oxygen and sulfur isotope investigations of the oxidation of sulfide mixtures containing pyrite, galena and sphalerite. *Chemical Geology*, 342: 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.016>
- Hill, C.A., 1995. H₂S-related porosity and sulfuric acid oil-field karst. In: D.A. Budd, A.H. Saller and P.M.

- Harris (Editors), Unconformities and porosity in carbonate strata. American Association of Petroleum Geologists, United States, pp. 301-306. Retrieved September 6, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/1312/chapter/107169453>
- Hitchon, B. and Friedman, I., 1969. Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin-I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33(11): 1321–1349.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(69\)90178-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90178-1)
- Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R. and Carman, C.E., 2003. Classification, genesis, and exploration guides for Nonsulfide Zinc Deposits. *Economic Geology*, 98(4): 685–714.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.4.685>
- Hou, Z. and Zhang, H., 2015. Geodynamics and metallogeny of the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 70: 346–384.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.026>
- Jazi, M.A., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2017. Nakhlak carbonate-hosted Pb-(Ag) deposit, Isfahan province, Iran: a geological, mineralogical, geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope study. *Ore Geology Reviews*, 80: 27–47.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.010>
- Kan-Azin Mining Consultant Company., 2014. General exploration report of the iron at Mileh area in Anarak, Isfahan (Scale: 1:25000). Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation Organization (Imidro), Tehran, Report 1, 438 pp.
- Kan-Azin Mining Consultant Company., 2015. General exploration report of the iron at Mileh area in Anarak, Isfahan (Scale: 1:5000). Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation Organization (Imidro), Tehran, Report 2, 214 pp.
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1(1): 13–18.
<https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.13>
- Kesler, S.E., Martini, A.M., Appold, M.S., Walter, L.M., Huston, T.J. and Furman, F.C., 1996. Na-Cl-Br systematics of fluid inclusions from Mississippi Valley-type deposits, Appalachian Basin: constraints on solute origin and migration paths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(2): 225–233.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00390-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00390-8)
- Kharaka, Y.K. and Carothers, W.W., 1986. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of deep basin brines. In: P. Fritz and J.Ch. Fontes (Editors), *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 305–360. Retrieved September 6, 2021 from <https://searchworks.stanford.edu/view/12822455>
- Kharaka, Y.K. and Hanor, J.S., 2007. Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins. In: J.I. Drever (Editor), *Surface and ground water, weathering and soils*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 1–48.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05085-4>
- Kharaka, Y.K., Maest, A.S., Carothers, W.W., Law, L.M., Lamothe, P.J. and Fries, T.L., 1987. Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi Salt Dome basin, U.S.A. *Applied Geochemistry*, 2(5-6): 543–561.
[https://doi.org/10.1016/0883-2927\(87\)90008-4](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90008-4)
- Leach, D.L., Bradley, D.C., Huston, D., Pisarevsky, S.A., Taylor, R.D. and Gardoll, S.J., 2010. Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History. *Economic Geology*, 105(3): 593–625.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.593>
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Ross, R.L., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005. Sediment-hosted Pb-Zn deposits: A global Perspective. In: W.J. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 561–607.
<https://doi.org/10.5382/AV100.18>
- Maghfouri, S. and Hosseinzadeh, M.R., 2018. The early Cretaceous Mansourabad shale-carbonate hosted Zn-Pb (-Ag) deposit, Central Iran: an example of vent-proximal sub-seafloor replacement SEDEX mineralization. *Ore Geology Reviews*, 95 :20–39.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.020>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R. and Choulet, F., 2020. Supergene nonsulfide Zn-Pb mineralization in the Mehdiabad world-class sub-seafloor replacement SEDEX-type deposit, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 109(7): 2531–2555. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01916-7>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Choulet, F.,

- Alfonso, P., Azimzadeh, A.M. and Rajabi, A., 2019. Vent-proximal sub-seafloor replacement clastic-carbonate hosted SEDEX-type mineralization in the Mehdiabad world-class Zn-Pb-Ba-(Cu-Ag) deposit, Southern Yazd Basin, Iran. *Ore Geology Reviews*, 113:103047. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103047>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Choulet, F., Lentz, D.R., Tajeddin, H.A., Movahednia, M. and Shariefi, A., 2021. Nature of ore-forming fluids in the Mehdiabad world-class sub-seafloor replacement SEDEX-type Zn-Pb-Ba-(Cu-Ag) deposit, Iran; constraints from geochemistry, fluid inclusions, and O-C-Sr isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 207: 104654. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104654>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Rajabi, A. and Azimzadeh, A.M., 2017a. Darreh-Zanjir deposit; a typical carbonate hosted Zn-Pb deposit (MVT) in early cretaceous sedimentary sequence, southern Yazd basin. *Journal of Geoscience*, 26(103): 13–28. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/GSJ.2017.46724>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Rajabi, A. and Choulet, F., 2017b. A review of major non-sulfide zinc deposits in Iran. *Geoscience Frontiers*, 9(1): 249–272. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.04.003>
- Mirnejad, H., Simonetti, A. and Molasalehi, F., 2015. Origin and formational history of some Pb-Zn deposits from Alborz and Central Iran: Pb isotope constraints. *International Geology Review*, 57(4): 463–471. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1013510>
- Moor, F., Taghipour, B. and Sajedian, E., 2016. Geochemistry of the host dolomitic rock and microthermometry of Darreh-Zanjir Zn-Pb deposit Yazd, YAZD province. *Geochemistry*, 5(2): 48–59. (in Persian with English abstract). Retrieved September 6, 2021 from http://geochem.iranjournals.ir/article_653449.html?lang=en
- Nabavi, M.H. and Houshmandzadeh, A., 1984. Geological Map of Anarak, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Nabavi, M.H. and Houshmandzadeh, A., 1990. Geological Map of Anarak, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- Nozaem, R., Mohajjel, M., Rossetti, F., Della Seta, M., Vignaroli, G., Yassaghi, A., Salvini, F. and Eliassi, M., 2013. Post-Neogene right-lateral strike-slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e-Sarhangi Fault), Central Iran. *Tectonophysics*, 589: 220–233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.001>
- Park, F.C. and MacDiarmid, R.A., 1970. *Ore Deposits*. Freeman and Company, San Francisco, 529 pp.
- Pearce, M.A., Timms, N.E., Hough, R.M. and Cleverley, J.S., 2013. Reaction mechanism for the replacement of calcite by dolomite and siderite: implications for geochemistry, microstructure and porosity evolution during hydrothermal mineralization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(4): 995–1009. <http://doi.org/10.1007/s00410-013-0905-2>
- Pirajno, F., Burrow, R. and Huston, D., 2010. The Magellan Pb deposit, Western Australia; a new category within the class of supergene non-sulfide mineral systems. *Ore Geology Reviews*, 37(2): 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.01.001>
- Pokrovsky, O.S., Golubev, S.V. and Schott, J., 2005. Dissolution kinetics of calcite, dolomite, and magnesite at 25 °C and 0 to 50 atm P_{CO2}. *Chemical Geology*, 217(3–4): 239–255. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.12.012>
- Pokrovsky, O.S., Golubev, S.V., Schott, J. and Castillo, A., 2009. Calcite, dolomite and magnesite dissolution kinetics in aqueous solutions at acid to circumneutral pH, 25 to 150 °C and 1 to 55 atm P_{CO2}: new constraints on CO₂ sequestration in sedimentary basins. *Chemical Geology*, 265(1–2): 20–32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.013>
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E. and Alfonso, P., 2015. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn-Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan-Chahmir Basin, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 64: 328–353. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.07.013>
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate hosted Zn-Pb Deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, 54(14): 1649–1672. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.659110>

- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: a review for future mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(2): 197–216. <https://doi.org/10.1080/08120099.2012.754792>
- Reichert, J. and Borg, G., 2008. Numerical simulation and geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulfide zinc deposits. *Ore Geology Reviews*, 33(2): 134–151. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.02.006>
- Reynolds, N.A. and Large, D., 2010. Tethyan zinc-lead metallogeny in Europe, North Africa, and Asia. In: R.J. Goldfarb, E.E. Marsh and T. Monecke (Editors), *The Challenge of Finding New Mineral Resources: Global Metallogeny, Innovative Exploration, and New Discoveries*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 339–367. <https://doi.org/10.5382/SP.15.2.01>
- Rittenhouse, G., 1967. Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51(12): 2430–2440. <https://doi.org/10.1306/5D25C27D-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Robb, L.J., 2005. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Malden, 373 pp.
- Roedder, E., 1984. *Fluid inclusions*. Mineralogical Society of America, United States, 644 pp.
- Rostami Paydar, G. and Adelpour, M., 2018. The Study of alteration, mineralization, and fluid inclusion in the Howz-e-Sefide zinc-lead deposit (Central Iran). *Iranian Journal of Geology*, 12(47): 36–19. (in Persian with English abstract) Retrieved September 6, 2021 from <https://rimag.ricest.ac.ir/en/Article/9610/rimag.ricest.ac.ir>
- Salari, T. and Bagheri, S., 2011. Geotectonic analysis of multiple phases of tectonism in Anarak region (Central Iran). 30th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. Retrieved September 6, 2021 from <https://civilica.com/doc/182593>
- Sangameshwar, S.R. and Barnes, H.L., 1983. Supergene processes in zinc-lead-silver sulfides ores in carbonates. *Economic Geology*, 78(7): 1379–1397. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.7.1379>
- Saunders, J.A. and Swann, Ch.T., 1990. Trace-metal content of Mississippi oil field brines. *Journal of Geochemical Exploration*, 37(2): 171–183. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90025-6](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90025-6)
- Scott, K., Ashley, P. and Lawie, D., 2001. The geochemistry, mineralogy and maturity of gossans derived from volcanogenic Zn-Pb-Cu deposits of the eastern Lachlan Fold Belt, NSW, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 72(3): 169–191. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(01\)00159-5](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(01)00159-5)
- Sicree, A.A. and Barnes, H.L., 1996. Upper Mississippi Valley district ore fluid model: the role of organic complexes. *Ore Geology Reviews*, 11(1-3): 105–131. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(95\)00018-6](https://doi.org/10.1016/0169-1368(95)00018-6)
- Sharkovski, M., Susov, M. and Krivyakin B., 1984. *Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak Quadrangle Map 1:250000*. Geological Survey of Iran, Tehran, Reports 19, 143 pp.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, Glasgow, 239 pp.
- Song, Y., Hou, Z., Liu, Y. and Zhang, H., 2017. Mississippi Valley-Type (MVT) Pb-Zn deposits in the Tethyan domain: A review. *Geology in China*, 44(4): 664–689. <https://doi.org/10.12029/gc20170403>
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A., Burk and C.L. Drake (Editors), *The geology of continental margins*: Springer-Verlag. New York, pp. 873–887. https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64
- Stoffell, B., Appold, M.S., Wilkinson, J.J., McClean, N.A. and Jeffries, T.E., 2008. Geochemistry and evolution of Mississippi Valley-Type mineralizing brines from the Tri-State and Northern Arkansas districts determined by LA-ICP-MS microanalysis of fluid inclusions. *Economic Geology*, 103(7): 1411–1435. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.7.1411>
- Sverjensky, D.A., 1984. Oil field brines as ore-forming solutions. *Economic Geology*, 79(1): 23–37. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.1.23>
- Takahashi, T., 1960. Supergene alteration of zinc and lead deposits in limestone. *Economic Geology*, 55(6): 1083–1115. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.55.6.1083>
- Technoexport, 1984. *Geology of the Anarak area (Central Iran)*. Geological Survey of Iran, Tehran,

- Report 19, 136 pp.
- Torabi, G., 2012. Late Permian post-ophiolitic trondhjemites from Central Iran: a mark of subduction role in growth of Paleozoic continental crust. *Island Arcs*, 21(3): 215–229. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2012.00817.x>
- Vaghari, P., Khosravi, M., Fathi, F., Rezvanianzade, M.R. and Ghaderi, M.R., 2020. An attitude to the formation, mineralization and evolution of Listwanite and relation to uranium and polymetal mineralization in Chah Shoureh area, Anarak, central iran. *Journal of Nuclear Science and Technology*, 90(4): 79-89. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.24200/nst.2020.1074>
- 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>
- Wilkinson, J.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)
- Worden, R.H., Coleman, M.L. and Matray, J.M., 1999. Basin scale evolution of formation waters; a diagenetic and formation water study of the Triassic Chaunoy Formation, Paris Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(17): 2513–2528. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00121-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00121-0)
- Yardley, B.W.D., 2005. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation. *Economic Geology*, 100(4): 613–632. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.4.613>
- Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., Cavallo, A., Javadi, H.R. and Kouhpeyma, M., 2015. The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102: 45–72. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.08.030>
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G., 2009. The Cimmerian evolution of the Nakhla-Anarak area Central Iran and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society London Special*, 312(1): 261–286. <https://doi.org/10.1144/SP312.13>
- Zhang, H., Fan, H., Xiao, C., Wen, H., Ye, L., Huang, Z., Zhou, J. and Guo, Q., 2019. The mixing of multi-source fluids in the Wusihe Zn–Pb ore deposit in Sichuan Province, Southwestern China. *Acta Geochimica*, 38(5): 642–653. <https://doi.org/10.1007/s11631-019-00367-5>
- Ziegler, K. and Coleman, M.L., Howarth, R.J., 2001. Palaeohydrodynamics of fluids in the Brent Group (Oseberg Field, Norwegian North Sea) from chemical and isotopic compositions of formation waters. *Applied Geochemistry*, 16(6): 609–632. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(00\)00057-3](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(00)00057-3)



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.70627.1025



Mineralogy, geochemistry, fluid inclusions and genesis of Fe-Cu-Au mineralization associated with Ahmadabad intrusions, Semnan

Fariba Tayefi ^{1*}, Behzad Mehrabi ² , Majid Ghasemi Siani ³

¹ M.Sc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

² Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 27 May 2021
Revised: 19 October 2021
Accepted: 31 October 2021

Keywords

Subvolcanic intrusion
Hematite mineralization
Fluid Mixing
Hydrothermal iron ore deposit
Alborz and Central Iran
Ahmadabad

*Corresponding author

Fariba Tayefi
✉ tayefi.f85@gmail.com

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Hydrothermal iron ore deposits are formed at various depth, from shallow to deep environments mainly as veins, veinlets and stockworks (Guilbert and Park, 1997). Ahmadabad deposit is located in 30 km northeast of the Semnan province, between the Alborz and Central Iran sedimentary-tectonic structural zones. According to the previous studies in the Ahmadabad ore deposit (Haji Babaei and Ganji, 2018; Ketabforoush, 2016), there are major uncertainties on origin of mineralization and involved hydrothermal process. In previous studies, based on fluid inclusions data, Ahmadabad hematite-barite ore deposit is considered as a low-temperature hydrothermal barite ore deposit, and also considered as Ahmadabad barite-iron oxide ore deposit as a veins-type hydrothermal-magmatic ore deposit (Haji Babaei and Ganji, 2018). Ketabforoush (2016) based on lithological, mineralogical and alteration assemblage characteristics of the Ahmadabad iron ore mineralization, regarded it as an Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) type hydrothermal mineralization. This study attempts to use mineralogy, geochemistry and microthermometry of fluid inclusions data in quartz and barite for investigating the genesis of Fe-Cu-Au mineralization and possible style of mineralization at the Ahmadabad deposit.

Material and methods

During field work, 54 samples were collected from the host rocks, alteration and mineralized zones.

How to cite this article

Tayefi, F., Mehrabi, B. and Ghasemi Siani, M., 2022. Mineralogy, geochemistry, fluid inclusions and genesis of Fe-Cu-Au mineralization associated with Ahmadabad intrusions, Semnan. Journal of Economic Geology, 14(2): 65–91. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.70627.1025>



©2022 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.

For petrography, mineralogy and paragenetic sequence studies, 48 thin-polished sections were prepared and studied by ZEISS Axioplan2 polarized microscope at Kharazmi University, Tehran branch. After careful ore petrography, 10 suitable ore samples were selected for bulk chemical analysis. Preparation, crushing and pulverizing of the samples were carried out in Kharazmi University and prepared samples were analyzed in the Zarazma and Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC) labs, for major, minor and rare earth elements using WD-XRF and ICP-MS methods. Geochemical analyses results are presented in [Table 1](#) and [Table 3](#). Microthermometric analyses were carried out on 3 doubly polished thin section of quartz and barite minerals using a Linkam THMS 600 freezing-heating stage, mounted on a ZEISS Axioplan2 research microscope at the IMPRC.

Discussion

Formation and associated processes of iron ore deposition has been much debated and discussed, with the main focus on hydrothermal and magmatic origin ([Naslund et al., 2000](#)). In Ahmadabad deposit, it seems that monzonite and monzodiorite subvolcanic intrusions has been emplaced in a volcanic sequence. During magma emplacement and crystallization, magmatic hydrothermal fluid, due to its lower density, was rising to the upper part of the intrusions and permeated into the volcanic host rocks, causing vein-type iron mineralization. Based on mineralogical and microthermometric studies of the fluid inclusions, mineralizing fluid of possibly magmatic origin; migrated, cooled down and diluted by mixing with meteoritic fluids. Temperature and pressure drop following the migration of the magmatic hydrothermal fluid to the shallow depths may changes the nature of mineralizing fluids from reduced to oxidant state and deposition of iron as hematite after sulfide (pyrite and chalcopyrite) and sulfate (barite) precipitation. Salinity and homogenization temperature of the fluid inclusions show that high temperature-salinity fluid mixed with low temperature-salinity fluid causing temperature and salinity drop, followed by cooling and dilution, provided the favorable condition for iron oxide deposition. Based on current studies, Ahmadabad deposit formed in the following stages:

- Intrusion's emplacement in the shallow depth,

caused migration and circulation of mineralized fluid in fractures and faults which act as fluid channeling conduits.

- Circulation of these fluids through fractured systems may also cause some metal leaching from the volcanic wall rocks.

- Moderate to high temperature and salinity magmatic hydrothermal fluid, while approaching the shallow depth were mixed with meteoric fluid and by cooling and dilution process, and possibly transition from the reduction-oxidation boundary, ore bearing fluid nature changed and resulted in hematite deposition after sulfide and sulfate phases.

Results

Based on field geology, mineralogy, geochemistry and microthermometry data, Ahmadabad iron ore mineralization is similar to the epigenetic deposits formed by magmatic-meteoric fluids due to fluid mixing. Mineralization in the Ahmadabad deposit may divided into two mineralization stages: 1) primary hydrothermal mineralization stage (hypogene), and 2) secondary stage (supergene). The main iron ore mineralization in Ahmadabad is hematite (specularite) which is mainly formed later than sulphides including pyrite and chalcopyrite, as open space-filling, vein-veinlet, massive and disseminated style. Barite, calcite and quartz are the main gangue minerals, though in some place's barite has economic potential. Based on field data and mineralogical studies, the subvolcanic intrusions of the Early Eocene age, after emplacement within the volcanic units controlled by fault and fracture zones, have caused extensive low-grade alterations and limited mineralization in intrusion and volcanic host rocks. Microthermometric studies of fluid inclusions show that the best possible model for development of the Ahmadabad ore deposit, is mixing of hot and high-salinity magmatic hydrothermal fluid with cold and low-salinity meteoric water.

Although iron ore grade changes significantly with variation in the silica contents, high grade Fe mineralization mainly occurred in the fault and fractured zones away from widespread intensive silicification which is mainly associated with Cu±Au mineralization. These features are the key exploration criteria for future exploration program in the region.



کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانه‌زایی آهن-مس-طلا همراه با توده‌های آذرین نفوذی احمدآباد، سمنان

فریبا طایفی^{۱*}، بهزاد مهرابی^۲ ID، مجید قاسمی سیانی^۳

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

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

^۳ استادیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

محدوده کانه‌زایی احمدآباد در شمال‌شرق استان سمنان و در حد فاصل زون‌های ساختاری البرز و ایران مرکزی واقع شده است. کانی‌سازی در کانسار به صورت اپی‌ژنتیک در بخش‌های کم‌عمق و سطحی کانسار با بافت‌های پرکننده فضای خالی، رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و افشان در سنگ‌های میزبان نفوذی با ماهیت مونزونیت و مونزودیوریت و به مقدار کمتر گرانودیوریت و گرانیت و در واحدهای آتشفشانی آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت رخ داده است. کانه‌زایی شامل انواع اکسیدی (هماتیت)، سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و اکسی-هیدروکسیدی (گوتیت و لیمونیت) است و باریت، کلسیت و کوارتز باطله‌های اصلی در کانسار هستند. بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی روی کانسنگ آهن، نمونه‌ها به دو گروه کم‌عیار و عیارمتوسط دسته‌بندی می‌شود. بر اساس بررسی‌های میکروترمومتری، دمای همگن شدن و شوری میان‌بارهای سیال در کوارتز به ترتیب برابر ۱۹۴ تا ۳۷۰ درجه سانتی‌گراد و ۱/۷۴ تا ۱۳/۰۷ درصد وزنی معادل نمک طعام و در کانی باریت ۱۱۵ تا ۲۵۶ درجه سانتی‌گراد و ۳/۶۲ تا ۱۹/۴۵ درصد وزنی معادل نمک طعام است. بر اساس این بررسی‌ها، سردشدن و رقیق‌شدگی سطحی سیال مسئول کانه‌زا در اثر اختلاط با سیال جوی، عامل اصلی کانی‌سازی در کانسار احمدآباد است. توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق ضمن صعود به مناطق کم‌عمق پوسته زمین، درون سنگ‌های آتشفشانی در بخش‌های گسلی و شکستگی‌ها جای گرفته‌اند و در نتیجه کاهش دما، فشار و افزایش فوگاسیته اکسیژن، در بخش‌های سطحی به کانی‌سازی گرمابی در سنگ‌های میزبان آتشفشانی و نفوذی منجر شده است. بر این اساس می‌توان کانه‌زایی در کانسار احمدآباد را از نوع کانی‌سازی‌های گرمابی دانست.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۳/۰۶

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۷/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۰۹

واژه‌های کلیدی

توده نفوذی نیمه‌عمیق

کانه‌زایی هماتیت

اختلاط سیالات

کانسار آهن گرمابی

البرز و ایران مرکزی

احمدآباد

نویسنده مسئول

فریبا طایفی

tayefi.f85@gmail.com ✉

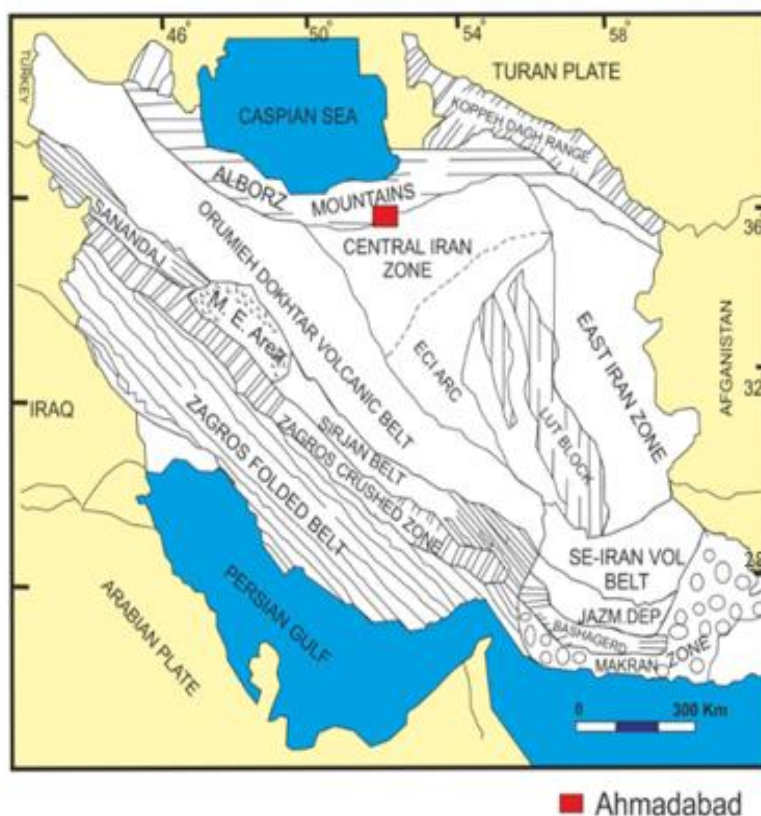
استناد به این مقاله

طایفی، فریبا؛ مهرابی، بهزاد و قاسمی سیانی، مجید، ۱۴۰۱. کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانه‌زایی آهن-مس-طلا همراه با توده‌های آذرین نفوذی احمدآباد، سمنان. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۲): ۶۵-۹۱. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.70627.1025>

مقدمه

سمنان، در نزدیکی غرب روستای احمدآباد و از نظر زمین‌ساختاری در حد فاصل زون‌های ساختاری البرز و ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱). با توجه به پژوهش‌هایی که بر روی کانسار آهن احمدآباد انجام شد، نظرهای مختلفی در مورد منشأ این کانسار وجود دارد. از جمله این پژوهش‌ها می‌توان به بررسی میان‌بارهای سیال کانسار هماتیت/باریت احمدآباد توسط حاجی بابایی و گنجی (Haji Babaie and Ganji, 2018) اشاره کرد که بر این اساس باریت‌ها مشابهت نزدیکی را با کانسارهای باریت گرمابی دماپایین نشان می‌دهند و کانسار اکسید آهن باریت‌دار احمدآباد را به عنوان یک کانسار گرمابی-ماگمایی رگه‌ای قلمداد کرده‌اند.

پراکندگی کانسارهای آهن در ایران از لحاظ زمانی منحصر به دوره خاصی نیست و از زمان پروتروزوئیک پسین تا ترشیری قابل پیگیری است و در نقاط مختلف ایران پراکندگی کانسارهای ایران را شاهد هستیم (Ghorbani, 2003; Kordian et al., 2020; Nakhaei and Mohammadi, 2021; Yari et al., 2021). کانسارهای گرمابی آهن به شکل رگه‌ای و یا استوک‌ورک، از طریق فعالیت‌های سیال‌های گرمابی در اعماق بسیار متفاوت، از محیط‌های سطحی تا بسیار عمیق پدید می‌آیند و مگنتیت یا هماتیت، ماده معدنی اصلی در این کانسارهاست (Guilbert and Park, 1997). کانسار احمدآباد در ۳۰ کیلومتری شمال‌شرق



شکل ۱. موقعیت منطقه معدنی احمدآباد در نقشه پهنه‌های زمین‌ساختی-ماگمایی ایران با تغییرات از اشتوکلین (Stocklin, 1968) و نظافتی (Nezafati, 2006)

Fig. 1. Location map of Ahmadabad mining area in tectonomagmatic zones of Iran, modified after (Stocklin, 1968; Nezafati, 2006)

شکستگی‌ها و حفره‌ها و نیز مقادیر کم پیریت و کالکوپیریت به صورت پراکنده در شکستگی‌ها فراهم کرده است. در کانسار احمدآباد، کانی‌سازی بیشتر در بخش‌های سطحی و کم‌عمق و به صورت پراکنده فضای خالی، رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و افشان (پراکنده) رخ داده است. دو سامانه گسلی اصلی در منطقه با روندهای شمال شرقی-جنوب غربی و شمالی-جنوبی، نقشی مهم در جای‌گیری توده‌های نفوذی و به دنبال آن کانی‌سازی در منطقه احمدآباد دارد.

روش مطالعه

بعد از بازدید صحرایی از رخنمون‌های ماده معدنی و سنگ‌های دربرگیرنده، تعداد ۵۴ نمونه از زون‌های کانی‌سازی و سنگ‌های دربرگیرنده برداشت شد. برای بررسی کانی‌شناسی و توالی همیافتی، تعداد ۴۸ مقطع نازک، صیقلی و نازک-صیقلی از نمونه‌ها تهیه شد و در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه خوارزمی با میکروسکوپ دو منظوره عبوری-انعکاسی ZEISS مدل Axioptan2 مورد بررسی قرار گرفت. طی بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۱۰ نمونه برای تجزیه شیمیایی کانسنگ انتخاب شد. مراحل آماده‌سازی، خردایش و نرمایش در دانشگاه خوارزمی انجام شد و نمونه‌ها برای تجزیه شیمیایی به روش XRF و ICP-MS به آزمایشگاه شرکت زرآزما و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران برای اندازه‌گیری عناصر اصلی، فرعی و کمیاب ارسال شد. مقدار LOI آنها با نگهداری پودر سنگ‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد. حد تشخیص برای نمونه‌های اکسیدهای اصلی و عناصر، ۰/۰۵ درصد تعیین شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب و نادر خاکی، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در ترکیب لیتم متابورات/تترابورات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل شد. نتایج تجزیه شیمیایی در **جدول ۱** و **جدول ۳** ارائه شده است. تعداد ۳ مقطع دوبر صیقل از کانی‌های کوارتز و باریت، با جهت برش مناسب برای بررسی میان‌بارهای سیال تهیه و با دستگاه گرمایش و سرمایش Linkam مدل TMS600 و

کتابفروش (Ketabforoush, 2016)، بر اساس شواهد سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و دگرسانی، کانه‌زایی آهن احمدآباد را از کانی‌سازی‌های گرمایی نوع **اکسید آهن-مس-طلا** معرفی کرده است. با توجه به اینکه منشأ متفاوتی در کارهای انجام‌شده قبلی گزارش شده است، سؤال این است که منشأ نهایی محدوده کانی‌سازی احمدآباد به چه صورت بوده و آیا کانی‌سازی طلا نیز همراه با این کانسار شکل گرفته است. بنابراین، در این پژوهش سعی بر این است که با بررسی‌های کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و میکروترمومتری میان‌بارهای سیال روی کوارتز و باریت، علاوه بر ارائه مدل کانی‌سازی و تعیین نقش توده‌های نفوذی منطقه در کانی‌سازی آهن، منشأ کانی‌سازی آهن-مس-طلا در کانسار احمدآباد مورد بررسی قرار گیرد.

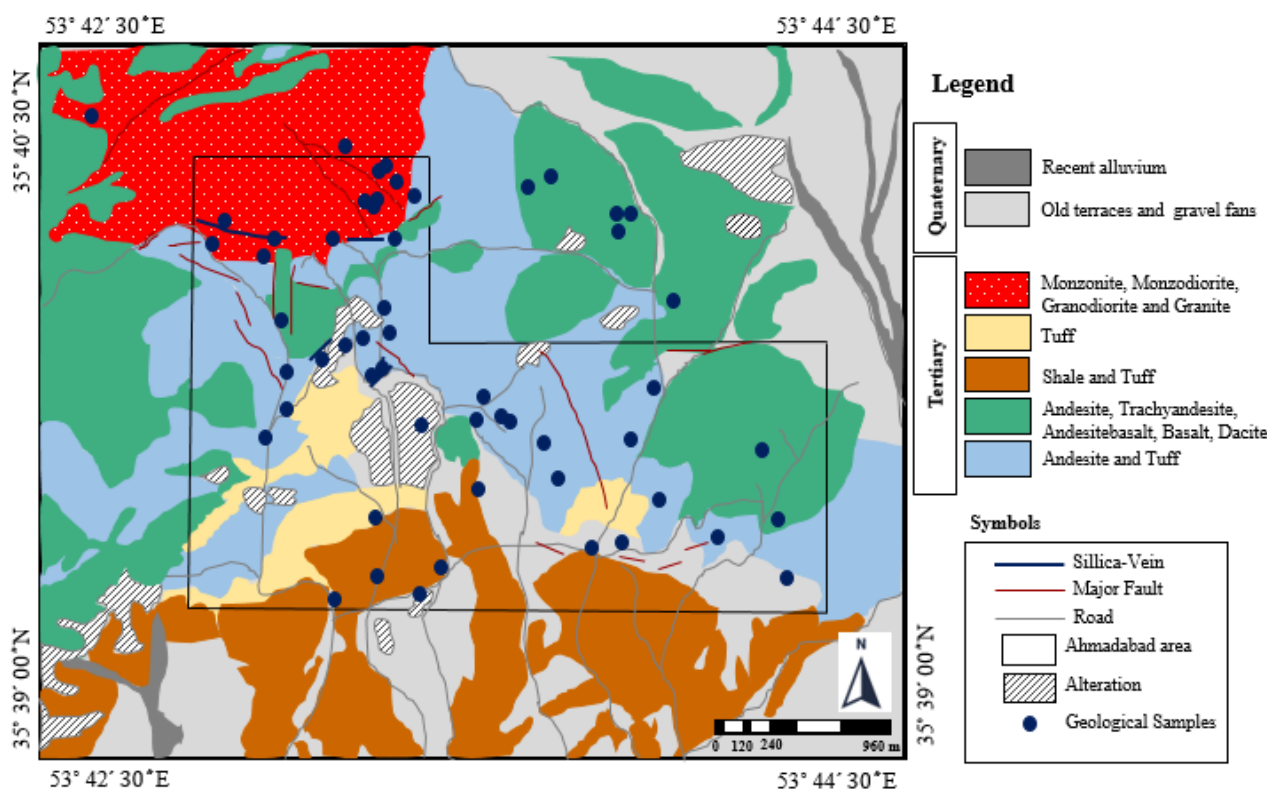
زمین‌شناسی

محدوده معدنی احمدآباد در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام قرار گرفته که از دیدگاه پارینه جغرافیایی در این ورقه، دو بخش مختلف قابل تشخیص است. بخشی از شمال غربی ناحیه، به نام منطقه A (Zone A) که پیوسته با کوه‌های البرز است و بخش دیگر که در جنوب شرقی قرار گرفته است، به نام منطقه B (Zone B) که پیوسته با کوه‌های ایران مرکزی است. این دو بخش، از طریق گسل عطاری از یکدیگر جدا شده‌اند. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ تهیه‌شده از منطقه (شکل ۲)، واحدهای سنگی موجود در منطقه احمدآباد، شامل سنگ‌های آتشفشانی و آواری-آتشفشانی به سن ائوسن که بخش‌های آتشفشانی آن، گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیتی، آندزیت بازالتی، داسیتی و بازالتی و بخش‌های آواری-آتشفشانی آن شامل توف‌های سبز تا خاکستری و توف‌های اسیدی به رنگ کرم روشن است.

این مجموعه آواری-آتشفشانی، در اثر نفوذ توده‌های مونزونیتی و مونزودیوریتی و به مقدار کمتر گرانودیوریتی و گرانیتی متحمل دگرسانی‌های گسترده آرژیلیکی و سیلیسی شده و شرایط مناسبی را برای کانی‌سازی اکسید آهن به صورت اسپیکولاریت در

خنک کردن دستگاه در دمای بالا) است. کالیراسیون مرحله گرمایش با دقت $\pm 0.6^\circ$ درجه بوده که با نیتراک سزیم و با نقطه ذوب 414° درجه صورت گرفت و در انجماد با دقت $\pm 0.2^\circ$ درجه و با ماده استاندارد آن-هگزان با نقطه ذوب $94/3^\circ$ درجه سانتی‌گراد انجام شد.

میکروسکوپ نوری مدل ZEISS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد بررسی قرار گرفت. دامنه حرارتی دستگاه 196° تا 600° درجه سانتی‌گراد بوده، همچنین این دستگاه مجهز به دو کنترل گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)، مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (جهت



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی احمدآباد در مقیاس ۱:۵۰۰۰

Fig. 2. Geological map of Ahmadabad mining district, scale 1:5000

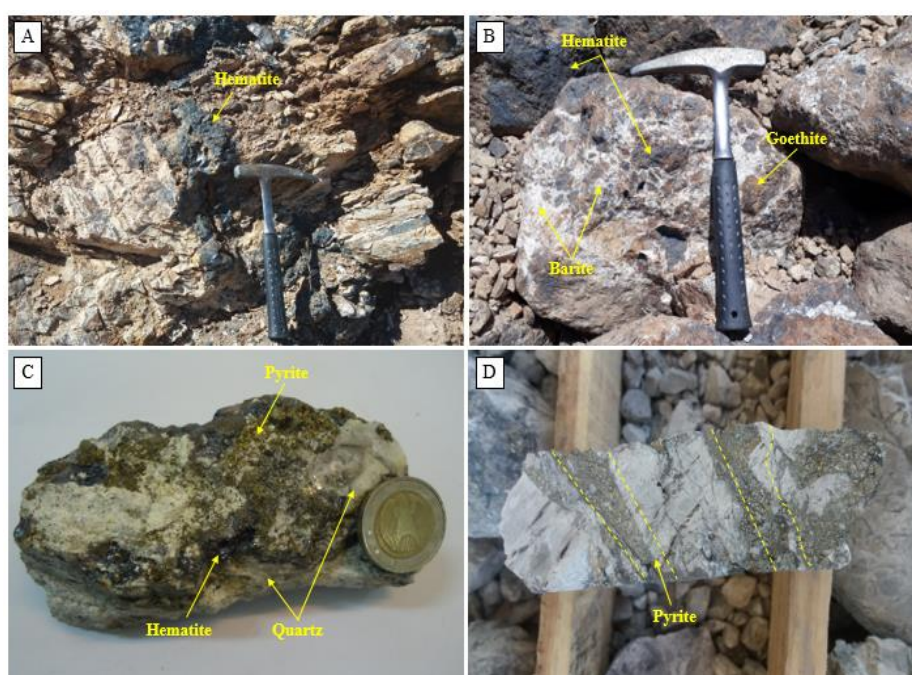
رخ داده است. هماتیت به عنوان اصلی‌ترین کانه اکسیدی منطقه به صورت رگه-رگچه‌ای (شکل ۳-A)، برشی با هیدروکسیدهای آهن و باریت (شکل ۳-B) و افشان (دانه پراکنده) تشکیل شده است. کانی‌سازی رگه‌ای، مهم‌ترین شکل کانی‌سازی در فاز اپی‌ژنتیک در کانسارهای آهن و منگنز گرمابی است. هماتیت‌های اسپیکولاریتی کانسار احمدآباد، هیپوژن بوده و در بخش‌هایی با فوگاسیته اکسیژن سیال بالا، تشکیل شده است. تشکیل

کانه‌زایی و دگرسانی

کانی‌سازی آهن در کانسار احمدآباد، در بخش‌های کم‌عمق و سطحی کانسار رخ داده است. کانه‌زایی از انواع اکسیدی (هماتیت)، سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و اکسی-هیدروکسیدی (گوتیت و لیمونیت) بیشتر در سنگ‌های میزبان نفوذی مونزونیتی و مونزودایوریتی و به مقدار کمتر در سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی، آندزیتی-تراکی آندزیتی و داسیتی

یک صفحه S مانند زمین‌ساختی رشد می‌کنند (Rosiere et al., 2001). پیریت به عنوان کانی سولفیدی آهن‌دار، به صورت هیپوزن (اولیه) در بخش‌های سطحی، گمانه‌ها و محل نمونه‌برداری و اغلب به صورت افشان (پراکنده)، توده‌ای، برشی و رگه-رگچه‌ای همراه با هماتیت و رگه‌های کوارتز در کانسار قابل مشاهده است (شکل ۳- C و D).

اسپیکولاریت با تغییر شکل پلاستیک هماتیت توسط جابه‌جاشدگی آرام در صفحه‌های پایه هماتیت روی می‌دهد که با رشد دانه‌های تبلور یافته و آنیزوتروپ به واسطه نیروی کششی مستقر در بین بلورهای تغییر شکل یافته، دنبال می‌شود. در این فرایند، بلورهای هماتیت نسبت به مکان‌های مناسب برای خزش و جابه‌جایی اساسی چرخیده و به صورت دانه‌های موازی نسبت به

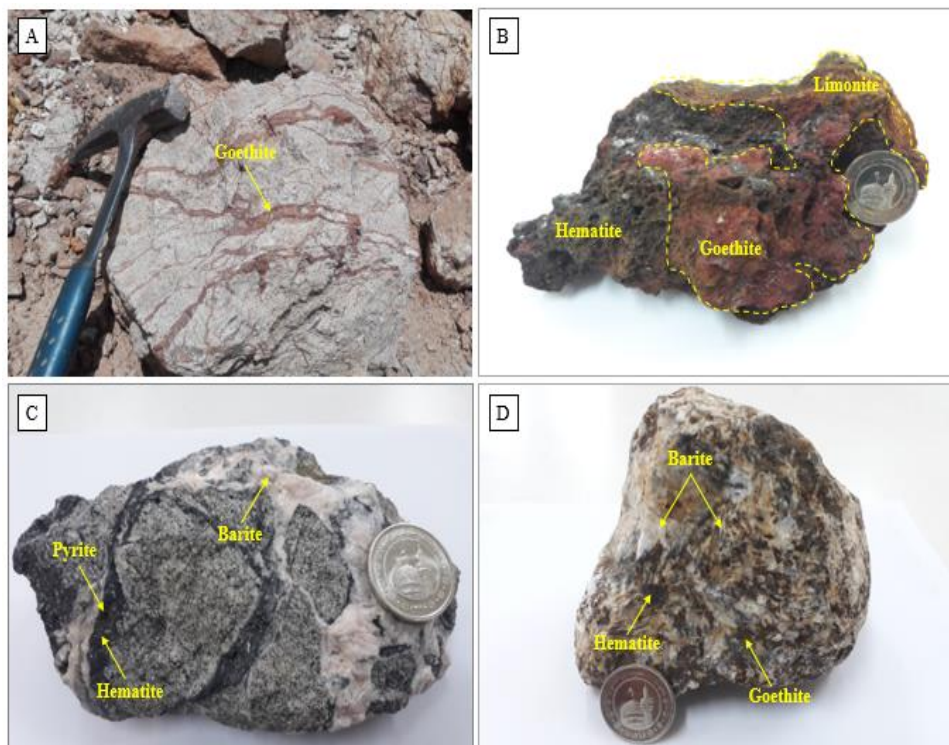


شکل ۳. A: رگچه‌های کانه‌دار در واحد میزبان مونزودیوریتی، B: کانی‌سازی هماتیت با ساختار برشی، C: کانی‌سازی هماتیت همراه با پیریت و رگچه‌های کوارتز در واحد مونزونیتی و D: رگچه‌های پیریت تشکیل شده در زون گسلی در منطقه احمدآباد

Fig. 3. A: Mineralized veinlets in monzodiorite host rock, B: hematite mineralization with breccia texture, C: hematite mineralization associated with pyrite and quartz veinlets in monzonite host rock, and D: pyrite veinlets occurred in the fault zone in Ahmadabad area

بوده که باریت دارای توانایی اقتصادی بالایی در منطقه است. باریت به رنگ سفید تا صورتی کم‌رنگ (وجود مقادیر کمی آهن) با ساخت‌های توده‌ای، رگه‌ای، برشی و سوزنی در کانسار قابل مشاهده است. سیالات گرمابی حاوی ترکیبات شیمیایی باریم‌دار، با تغییر فشار، دما و pH به تشکیل باریت در شکاف و شکستگی‌ها منجر شده است (شکل ۴- C و D).

بر اثر عملکرد سیالات جوی در شکاف و شکستگی‌های ایجاد شده تحت تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی در سنگ، شرایط مناسب برای اکسایش کانه‌های سولفیدی و اکسیدی به جود آمده و هیدروکسیدهای آهن شامل گوتیت و لیمونیت به صورت توده‌ای و رگه-رگچه‌ای تشکیل شده است (شکل ۴- A و B). کانی‌سازی غیر فلزی در کانسار احمدآباد شامل باریت، کلسیت و کوارتز



شکل ۴: A: رگچه‌های گوتیت در واحد گرانیتی، B: ساخت توده‌ای گوتیت و لیمونیت، C: رگچه‌های کانی‌سازی شده هماتیت و پیریت همراه با رگچه‌های باریت در واحد میزبان مونزودیوریتی و D: کانی‌سازی هماتیت در فضای بین بلورهای باریت سوزنی شکل در منطقه احمدآباد

Fig. 4. A: Goethite veinlet in granite host rock, B: goethite and limonite with massive structure, C: mineralized veinlets of hematite and pyrite in association with barite veinlet in monzodiorite host rock, and D: hematite mineralization between needle-shaped barite in Ahmadabad area

کانسار احمدآباد قابل مشاهده است (شکل ۵- C و D). دگرسانی‌های کربناتی، سریستی، پروپلیتیکی و اکسید آهن در مقادیر کم در کانسار رخ داده است.

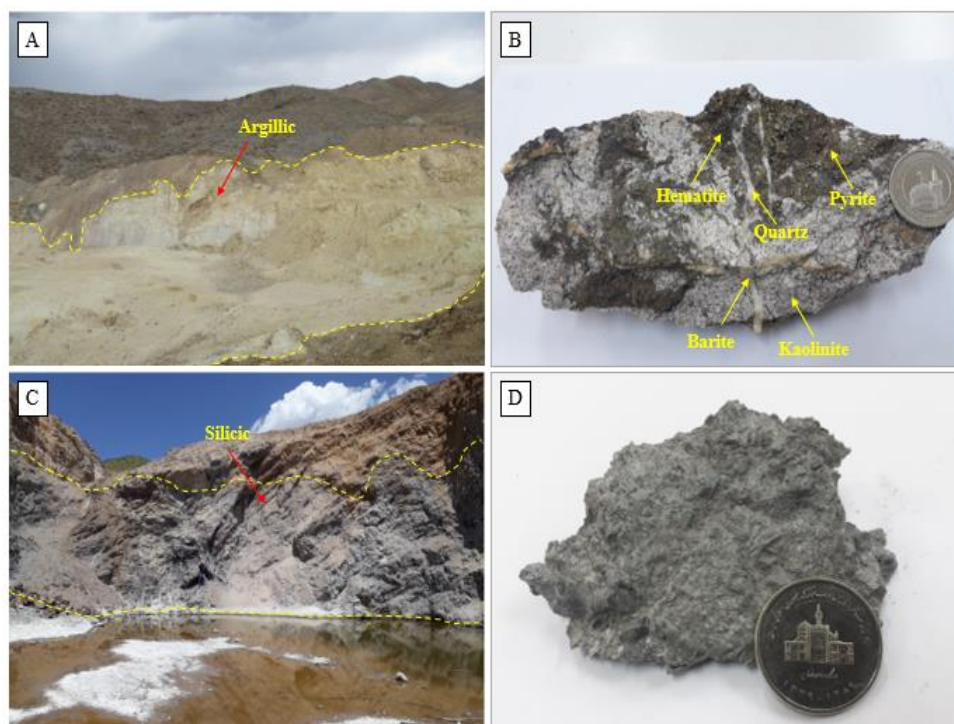
کانی‌شناسی و توالی همیافتی

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، هماتیت‌های اسپیکولاریتی به شکل بلورهای تیغه‌ای یا سوزنی شکل شعاعی ریز و درشت، با ابعاد ۱۰۰ تا ۴۰۰ میکرون و نیز به صورت پراکنده پیرامون بلورهای پیریت نسل اول (Py1) و کالکوپیریت قابل مشاهده است (شکل ۶- A و B). پیریت در این کانسار به صورت پیریت‌های نسل اول (Py1)، در مقاطع به صورت خودشکل و پراکنده در متن کانسنگ

مجموعه دگرسانی‌های همراه با کانسار شواهدی از عملکرد فرایندهای گرمایی در حین تشکیل کانسنگ است و ترکیب کانی‌های دگرسانی توسط شیمی سنگ میزبان، ترکیب شیمیایی سیال، شرایط دما و فشار سیال کانه‌ساز کنترل شده است. حضور گسترده کائولینیت در بخش‌های سطحی کانسار، شاخص دگرسانی آرژیلیک در کانسار احمدآباد است. این دگرسانی در داخل توده‌های مونزودیتی و مونزودیوریتی و همچنین در نهشته‌های آندزیتی، از دگرسان‌شدن بلورهای فلدسپار این سنگ‌ها طی واکنش با سیال گرمایی همراه با کانی‌سازی پیریت و هماتیت و رگه‌های کوارتز و باریت تشکیل شده است (شکل ۵- A و B). سیلیسی شدن در واحد مونزودیوریتی در سینه کار اصلی معدن در

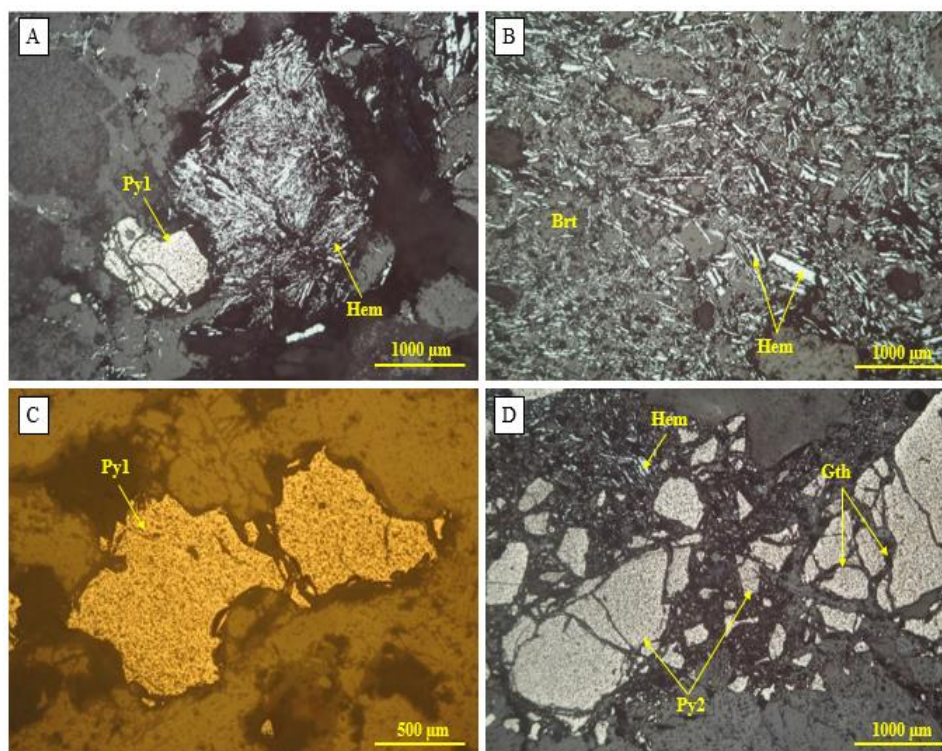
سولفیدی مقدم بر اکسیدی است. به نظر می‌رسد طی فرایند کانه‌زایی به طور مقطعی با افزایش غلظت یون مس و به دلیل حضور یون آهن و فوگاسیته گوگرد، کانی کالکوپیریت به طور جزئی به همراه پیریت تشکیل شده است. گوتیت به صورت جاننشینی در پیریت قابل مشاهده است (شکل ۷-۷-C). باریت به عنوان کانی غیرفلزی اقتصادی و باطله کانسار در مقاطع میکروسکوپی، به صورت بلورهای سوزنی شکل و طولی قابل مشاهده است (شکل ۷-۷-D). در بررسی‌های میکروسکوپی تنها یک ذره طلا به طول ۲۰۰ میکرون و نیمه گرد شده در فاز میزبان مونزودیتی شناسایی شد. با توجه به حضور رگچه‌های پیریت و کالکوپیریت احتمالاً ذرات طلا همراه این رگچه‌ها هستند که برای شناخت بهتر باید بررسی‌های الکترون مایکروپروب انجام شود (شکل ۸).

در بخش‌های عمیق کانسار و سنگ‌های میزبان کانه‌زایی و نیز به صورت پیریت‌های نسل دوم (Py2) در زون‌های برشی که تحت تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی خرد و برشی شده‌اند، قابل مشاهده است که فضای بین آنها را بلورهای هماتیت پر کرده است (شکل ۶-۷-C و D). در کانسار احمدآباد در بخش‌های به شدت خرد شده (برشی) و در مجاور گسل‌ها مقدار پیریت بیشتر است. در بخش‌های سطحی به دلیل شدت اکسایش، پیریت به گوتیت تبدیل شده و در بخش‌های عمیق کانسار پیریت سالم و بدون دگرسانی است. کالکوپیریت از فازهای سولفیدی فرعی در کانسار احمدآباد است که در مقادیر اندکی همراه با پیریت نسل اول (Py1) دیده می‌شود (شکل ۷-۷-A و B). با توجه به اینکه پیریت و کالکوپیریت توسط هماتیت در بر گرفته شده و فضای بین بلورهای سولفیدی نیز توسط هماتیت پر شده، می‌توان گفت که کانی‌سازی



شکل ۵. A و B: دگرسانی‌های آرژیلیکی و سیلیسی، C: کائولینیت همراه با کانی‌سازی هماتیت، پیریت و رگچه‌های باریت و کوآرتز و D: دگرسانی سیلیسی شدن در واحد مونزودیوریتی در منطقه احمدآباد

Fig. 5. A and B: Argillic and silicic alteration, C: kaolinite in association with hematite, pyrite, barite and quartz veinlets, and D: silicic alteration in monzodiorite rock in Ahmadabad area

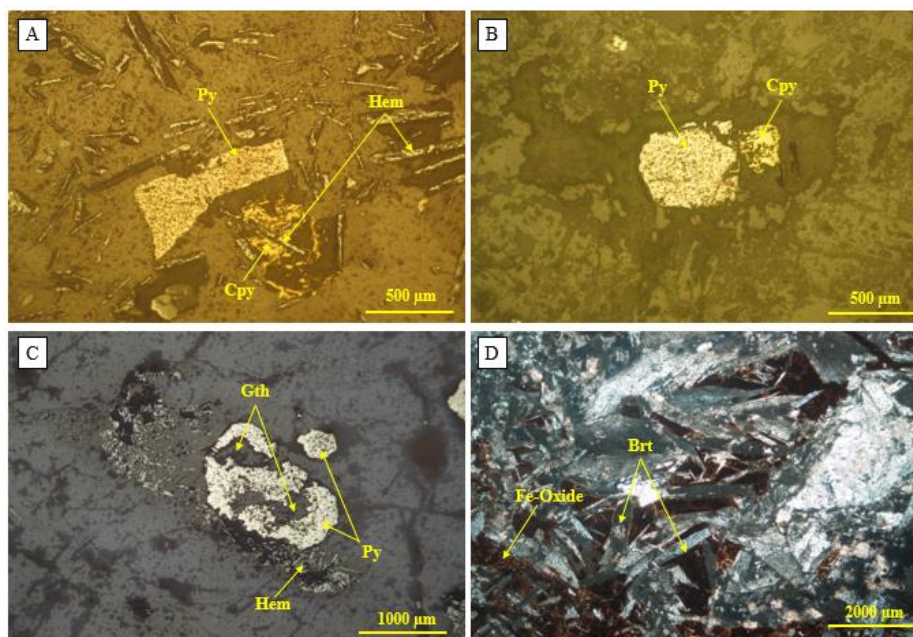


شکل ۶. A: بلورهای سوزنی شکل و شعاعی هماتیت (اسپیکولاریت) همراه با پیریت نسل اول (Py1)، B: بلورهای سوزنی هماتیت به صورت پراکنده درون گانگ باریت، C: پیریت‌های خودشکل نسل اول (Py1) و D: حضور پیریت‌های برشی و نسل دوم (Py2) در زون گسلی به همراه هماتیت در منطقه احمدآباد. علائم اختصاصی از ویتنی و اونز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (همه تصاویر در نور PPL گرفته شده، به جز تصویر C که در نور XPL است) (Hem: هماتیت، Py: پیریت، Gth: گوتیت و Brt: باریت).

Fig. 6. A: Hematite (specularite) needle and radial shape crystals associated with the first pyrite generation (Py1), B: scattered hematite needle (specularite) in barite, C: first generation euhedral pyrite (Py1), and D: breccia type and second pyrite generation (Py2) in fault zone associated with hematite in Ahmadabad area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (All photomicrographs are in PPL except C which is in XPL light) (Hem: Hematite, Py: Pyrite, Gth: Goethite and Brt: Barite).

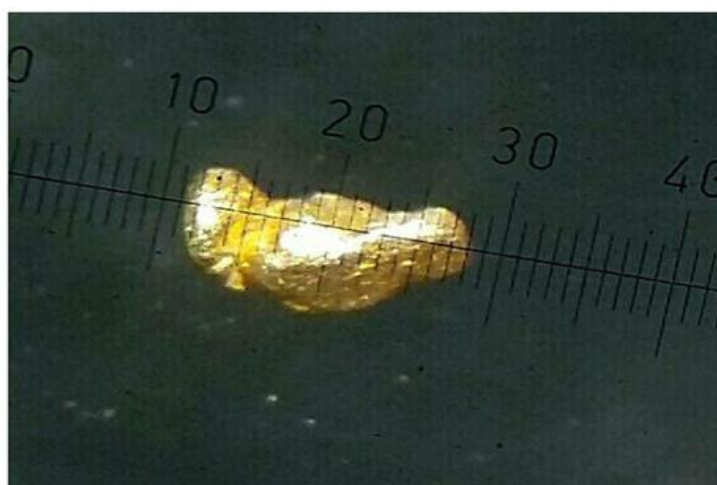
مرحله، باریت به عنوان کانی سولفاتی و باطله اصلی و در مرز بین کانی‌های سولفیدی و اکسیدی تشکیل شده است. کوارتز طی سیلیسی شدن اولیه در کانسار و نیز به صورت کوارتز-کلسیت فاز تأخیری در اواخر مرحله هیپوژن رخ داده است. هماتیت فاز اصلی اکسیدی بوده که بعد از تشکیل فازهای سولفیدی و سولفاتی ته‌نشست پیدا کرده است. بر اساس بررسی‌های بافتی مقاطع صیقلی، مشاهده شده که از نظر زمانی، پیریت‌ها زودتر ایجاد شده و سپس با تغییر pH و Eh و همچنین کاهش دما، هماتیت تشکیل شده است.

بررسی‌های کانی‌شناسی و زون‌های کانی‌سازی شده نشان داد که کانی‌سازی در این کانسار به صورت اپی‌ژنتیک و در ارتباط با ساختارهای زمین‌ساختی منطقه است. توالی همیافتی در کانسار احمدآباد را می‌توان به دو مرحله کانه‌زایی: الف) مرحله هیپوژن و ب) مرحله سوپرژن تقسیم کرد که این توالی در شکل ۹ نشان داده شده است. در مرحله هیپوژن، اغلب کانی‌های سولفیدی پیریت (به صورت پیریت‌های خودشکل نسل اول و پیریت‌های برشی نسل دوم) و کالکوپیریت در ابتدای این مرحله تشکیل شده‌اند. در این



شکل ۷. A: بلورهای سوزنی شکل هماتیت به همراه بلور خود شکل پیریت نسل اول و کالکوپیریت، B: پیریت خود شکل نسل اول همراه با کالکوپیریت، C: جانشینی پیریت توسط گوتیت و D: بلورهای سوزنی شکل باریت همراه با اکسیدهای آهن در منطقه احمدآباد (تصاویر نور عبوری). علائم اختصاری از ویتنی و اونز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (همه تصاویر در نور XPL گرفته شده، به جز تصویر C که در نور PPL است) (Hem: هماتیت، Py: پیریت، Cpy: کالکوپیریت، Gth: گوتیت و Brt: باریت).

Fig. 7. A: Needle-shaped hematite crystals associated with the first generation euhedral pyrite and chalcopyrite, B: first generation euhedral pyrite (Py1) associated with chalcopyrite, C: pyrite replacement by goethite, and D: needle-shaped barite crystals associated with Fe hydroxides in Ahmadabad area (taken in transmitted light). Abbreviation after [Whitney and Evans \(2010\)](#) (All photomicrographs are in XPL except C which is in PPL light) (Hem: Hematite, Py: Pyrite, Cpy: Chalcopyrite, Gth: Goethite and Brt: Barite).



شکل ۸. ذره طلای نیمه گرد کشیده به طول ۲۰۰ میکرون در نمونه AH-30 در منطقه احمدآباد

Fig. 8. 200 microns elongated semi-rounded gold particle in AH-30 sample in the Ahmadabad area

تأخیری نبوده و با کانی‌های هیپوژن تشکیل شده است و فضای بین بلورهای باریت سوزنی با هماتیت پر شده است (شکل ۷-۱). دگرسانی‌های گسترده آرژیلیکی (کائولینیتی شدن)، سیلیسی شدن و نیز سریسیتی و پروپیلیتیکی ناشی از عملکرد سیالات گرمابی در کانسار احمدآباد طی مرحله هیپوژن و در مراحل ابتدایی کانه‌زایی رخ داده است. در مرحله سوپرژن، کانسار تحت تأثیر فرایندهای تأخیری قرار گرفته و کانی‌هایی که تشکیل شده‌اند، اغلب ثانویه هستند. اکسایش در این مرحله به خاطر عملکرد شدید سیالات گرمابی و جوی زیاد بوده است. عملکرد گسل‌ها و شکستگی‌ها در انتقال سیال‌های کانه‌ساز بسیار مهم است. در اثر فرایند اکسایش هماتیت در کانسار، گوتیت و لیمونیت در محل گسل‌ها و شکستگی‌ها در بخش‌های سطحی تشکیل شده است.

با توجه به وجود زون برشی در منطقه و با در نظر گرفتن اینکه چنین مناطقی محلی مناسب برای نشست و نفوذ آب‌های جوی غنی از اکسیژن هستند، می‌توان بیان کرد که کاهش ناگهانی دما و احتمالاً فشار در اثر رسیدن سیال کانه‌ساز به مناطق کم‌عمق و برشی شده و اختلاط با آب‌های جوی و زیرزمینی اکسیدان که با کاهش اسیدیته سیال و قابلیت انحلال کمپلکس‌های آهن همراه است، باعث تغییرات زمین‌شیمیایی محلول کانه‌ساز از احیا به اکسیدان و نهشته شدن ترکیبات آهن‌دار به صورت اکسیدی (هماتیت) شده است. سازوکار بیان شده یکی از عوامل اصلی نهشته شدن ترکیبات آهن‌دار محسوب می‌شود (Monteiro et al., 2008). بنابراین، بر اساس این پژوهش و شواهد بافت و ساخت در منطقه احمدآباد، نهشت پیریت، کالکوپیریت و باریت رخ داده که هماتیت بعد از آنها در فضای بین این کانی‌ها تشکیل شده است. نهشت باریت

Time Minerals	Hypogene Stage	Supergene Stage
Pyrite (Py1)	—	
Pyrite (Py2)	—	
Hematite		—
Chalcopyrite	—	
Goethite		—
Limonite		—
Barite	—	
Quartz	—	
Calcite		—
Gold	—	
Argillic	—	
Silicification	—	
Propylitization		—
Sericitization		—
Carbonitization		—
Iron-Oxide alteration		—

شکل ۹. توالی همیافتی در کانسار احمدآباد

Fig. 9. Paragenetic sequence in Ahmadabad ore deposit

زمین‌شیمی

شرایط فیزیکوشیمیایی سیال و نوع سنگ میزبان در افزایش یا کاهش عیار آهن تأثیر داشته است. مقدار میانگین Fe در سنگ آهن عیار متوسط، ۴۷ درصد است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی روی کانسنگ آهن احمدآباد نشان می‌دهد که مقدار FeOt در نمونه‌های برداشت‌شده برای تجزیه شیمیایی از ۱۳/۸۰ تا ۴۷/۰۶ درصد تغییر می‌کند (جدول ۱).

از داده‌های زمین‌شیمی و بررسی عناصر اصلی و کمیاب و نتایج آنها، برای پی‌بردن به نحوه تشکیل کانسارها استفاده می‌شود. بر اساس ترکیب شیمیایی سنگ آهن، کانسار احمدآباد به دو نوع عیار: ۱) کانسنگ اکسیدی (هماتیتی) عیار متوسط ($30\% < \text{FeOt} < 60\%$) و ۲) کانی‌سازی کم‌عیار ($\text{FeOt} < 30\%$) در گرانودیوریت-گرانیت‌ها قابل تقسیم است و به نظر می‌رسد

جدول ۱. نتایج اکسیدهای اصلی و فرعی به دست آمده از تجزیه XRF، ICP-MS در کانسار احمدآباد

Table 1. Results of major and trace elements analyzed by XRF and ICP-MS in Ahmadabad ore deposit

Sample no.	96AH48 Andesite	96AH47 Basaltic andesite	96AH44 Basaltic andesite	96AH30 Monzo-diorite	AA-3 Monzo-nite	AH19 Monzo-nite	AH14 Trachy-andesite	AH12 Monzo-diorite	AH3 Andesite	AA-26 Iron Ore
SiO ₂ Wt. %	47.82	41.80	42.90	48.60	49.15	49.90	46.80	48.70	47.20	30.26
TiO ₂	0.65	0.20	0.46	0.58	0.49	0.22	0.37	0.10	0.14	0.12
Al ₂ O ₃	12.03	7.13	3.25	9.85	13.01	12.58	8.30	3.37	5.24	5.22
FeOt	15.04	29.35	14.53	26.12	14.08	13.80	17.69	24.21	14.59	47.06
MnO	0.18	0.14	0.23	0.13	0.07	0.15	0.19	0.56	0.16	0.20
MgO	18.25	3.45	0.92	3.26	0.07	14.20	2.55	9.16	26.37	3.32
CaO	0.85	4.01	3.90	3.03	2.90	1.56	2.95	3.80	3.05	5.30
Na ₂ O	1.67	2.38	1.85	3.50	6.97	3.25	5.30	0.26	0.17	0.93
K ₂ O	0.50	0.09	0.55	0.97	0.11	0.06	0.13	0.12	0.12	0.10
P ₂ O ₅	0.19	0.11	1.21	0.21	0.27	0.17	0.17	0.04	0.03	0.25
CuO	0.0050	0.0020	0.1000	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0800	0.0100	0.0009
SO ₃	0.94	4.71	26.12	0.29	11.08	1.57	11.88	4.04	0.02	0.79
LOI	3.40	5.20	3.27	4.40	3.80	3.80	3.20	5.41	3.90	4.90
Total	101.52	98.57	101.29	100.94	102	101.26	99.53	99.85	101	99.26
Cu (ppm)	43	19	851	12	13	13	11	667	107	7.77
S	0.38%	1.89%	10.46%	0.12%	4.53%	0.63%	4.76%	1.22%	0.01%	0.32%
Ag	0.1	1.8	0.1	0.1	1.0	0.1	0.1	0.1	0.1	1.0
Mo	3.40	67.00	16.50	3.50	5.12	6.90	11.70	0.80	0.10	4.76
V	136	67	189	148	23	89	58	117	88	80
Sn	0.1	0.1	0.1	0.2	0	0.1	0.1	0.1	0.3	0
Zn	468	34	22	46	4	4	10	50	93	8
Pb	314	29	8	7	12	1	2	1	1	4
Ba	5502	1409	112	2963	0	33	210	3317	20	308
Sr	267	127	139	259	62	82	196	174	111	460
Ni	11	28	147	45	44	33	10	15	1197	5
Co	21	33	280	68	0	112	88	28	63	35
As	19	78	78	14	20	8	7	3	4	4
Bi	0.10	0.10	0.20	0.10	0.62	0.10	0.10	0.10	0.10	0.32
Zr	38	62	59	81	93	48	43	22	16	14
Th	2.40	5.60	7.10	3.60	11.89	4.20	1.80	2.00	0.70	0.64

نمونه‌ها مقدار SiO_2 کاهش می‌یابد (شکل ۱۰-۱). با افزایش FeOt ، مقدار CaO احتمالاً به دلیل دگرسانی کربناتی همراه با کانی‌سازی افزایش می‌یابد (شکل ۱۰-۲). FeOt با MgO دارای ضریب همبستگی مثبت بوده که حضور کانی‌های فرومیزین همراه کانسنگ، دلیلی بر این همبستگی است (شکل ۱۰-۳). FeOt با Al_2O_3 ، P_2O_5 و TiO_2 دارای همبستگی منفی و با K_2O دارای همبستگی مثبت است (شکل ۱۰-۴ و ۱۰-۵). همبستگی مثبت آهن و مس با حضور کالکوپریت در کانسار تطابق داشته و این همبستگی ناشی از حضور آنها در کانی‌های اکسیدی و سولفیدی سنگ‌های میزبان منطقه است. آرسنیک با مولیبدن و کادمیوم همبستگی مثبت دارد. حضور این عناصر در محیط‌های قلیایی نشان‌دهنده حمل این عناصر توسط سیالات گرمایی با ماهیت قلیایی است که با توجه به وجود رگه‌های سیلیسی در منطقه، می‌توان گفت که این عناصر طی تغییر ماهیت سیالات گرمایی در تماس با سنگ‌های منطقه، درون رگه‌های سیلیسی ته‌نشین شده‌اند.

تغییرات مقدار آهن، حتی در فاصله‌های کوتاه در نهشته‌های معدنی، نشان‌دهنده پیدایش اکسیدهای آهن از طریق پر کردن فضاهای خالی در سنگ‌های میزبان منطقه است. این پدیده پیامد رخداد درزه و شکستگی و برشی شدن با ابعاد گوناگون در سنگ میزبان است (Ohmoto and Goldhaber, 1997). وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کانسار و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر از مهم‌ترین موارد در بررسی‌های زمین‌شیمیایی برای تشخیص فرایندهای مؤثر در تشکیل کانسار است (Barnes, 1979). در منطقه احمدآباد، برای بررسی ارتباط بین عناصر در نمونه‌های کانسنگ آهن، ماتریس همبستگی عناصر به روش اسپیرمن محاسبه و نمودارهای همبستگی دوتایی برای آنها ترسیم شد (جدول ۲ و شکل ۱۰).

مقایسه همبستگی‌ها نشان می‌دهد که FeOt با SiO_2 دارای ضریب همبستگی به شدت منفی است و با افزایش مقدار FeOt در

جدول ۲. ماتریس همبستگی اسپیرمن بر اساس نتایج تجزیه نمونه‌های زمین‌شیمیایی در کانسار احمدآباد

Table 2. Spearman correlation matrix based on geochemical analysis results in Ahmadabad ore deposit

	SiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	CaO	P_2O_5	TiO_2	Cu	As	Co
SiO_2	1									
Al_2O_3	0.46	1								
FeOt	-1	-0.46	1							
MgO	0.43	0.20	0.43	1						
CaO	-0.29	0.07	0.29	0.51	1					
P_2O_5	-0.01	0.08	-0.09	-0.32	0.05	1				
TiO_2	0.55	0.85	-0.55	-0.56	-0.17	0.45	1			
Cu	0.06	0.17	0.07	0.17	0.41	-0.27	0.03	1		
As	0.024	0.39	-0.024	-0.707	-0.183	0.468	0.652	0.11	1	
Co	0.261	0.261	0.261	0.261	0.261	0.261	0.261	0.261	-0.261	1
Bi	-0.261	0.097	0.261	0.097	0.395	0.396	0.052	0.157	0.053	0.112
Mo	-0.274	0.109	0.274	-0.371	0.176	0.32	0.17	0.77	0.642	0.407
Ag	-0.683	-0.493	0.683	-0.121	-0.182	0.035	-0.415	0.398	0.187	-0.355
Sn	0.515	0.321	-0.515	0.157	-0.127	-0.396	0.231	0.231	0.023	0.216
S	-0.43	-0.139	0.43	-0.091	0.321	0.267	-0.067	0.103	0.372	0.236
Zn	0.2	0.503	-0.2	0.152	-0.079	-0.419	0.297	0.515	-0.03	-0.564
Ba	-0.03	0.188	0.03	-0.261	-0.103	0.043	0.237	0.042	0.177	-0.745
Pb	-0.129	0.546	0.129	-0.522	-0.129	0.351	0.644	0.092	0.784	-0.337
Cd	0.27	0.607	-0.27	-0.09	0.434	-0.008	0.479	0.742	0.422	0.36

ادامه جدول ۲. ماتریس همبستگی اسپیرمن بر اساس نتایج تجزیه نمونه‌های زمین‌شیمیایی در کانسار احمدآباد

Table 2 (Continued). Spearman correlation matrix based on geochemical analysis results in Ahmadabad ore deposit

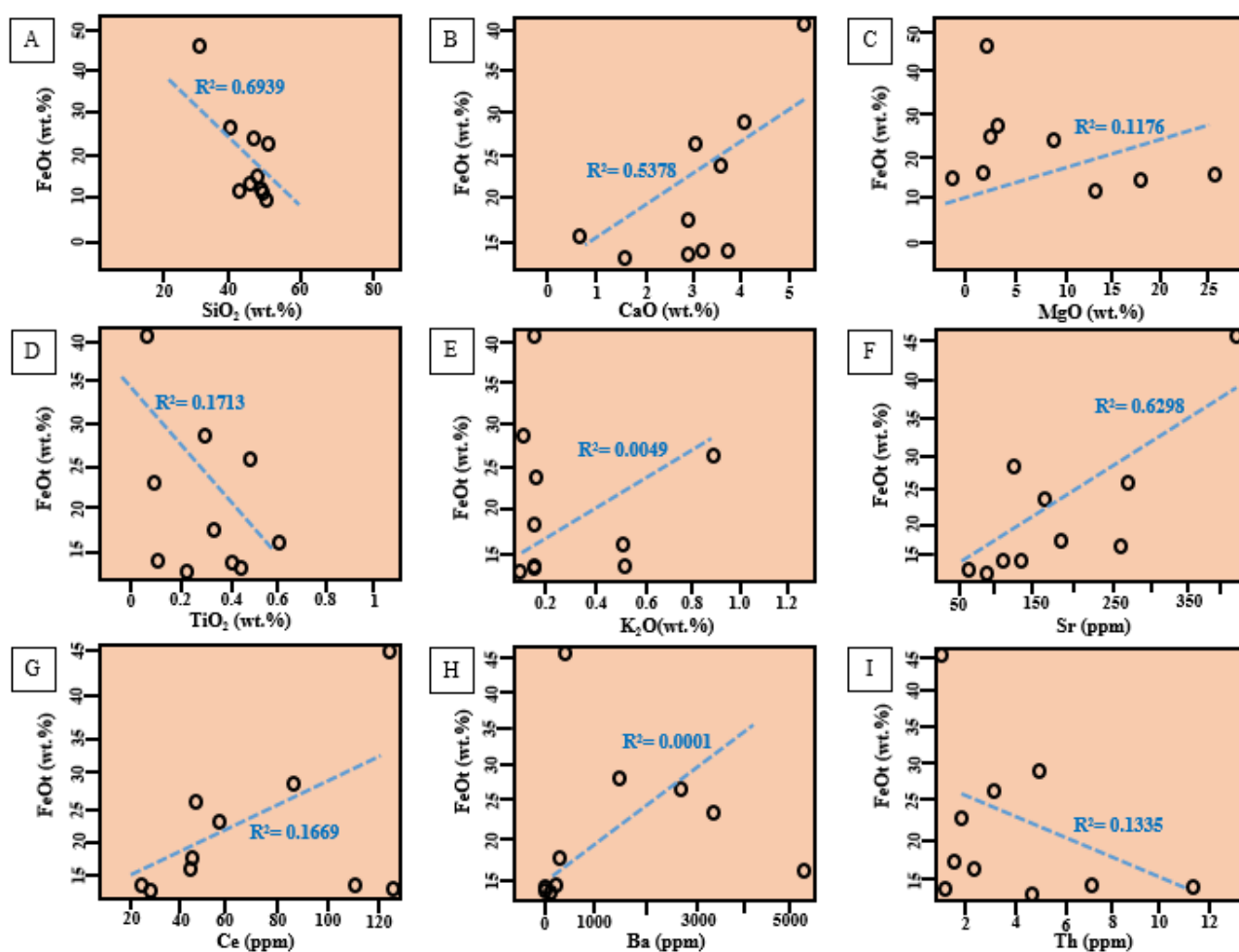
	Bi	Mo	Ag	Sn	S	Zn	Ba	Pb	Cd
Bi	1								
Mo	0.26	1							
Ag	0.16	0.39	1						
Sn	0.50	-0.39	-0.49	1					
S	-0.15	0.65	0.12	-0.39	1				
Zn	-0.12	-0.57	-0.32	0.50	-0.4	1			
Ba	-0.14	-0.18	0.10	-0.15	0.43	0.40	1		
Pb	0.27	0.40	0.29	-0.20	0.09	0.70	0.50	1	
Cd	0.32	0.33	-0.49	0.24	0.15	0.20	-0.10	0.30	1

کانی‌های پتاسیم‌دار مانند بیوتیت، مسکویت و آلکالی فلدسپار تجمع می‌یابد (Mason and Moore, 1982). عناصر نادر خاکی جزو عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرایندهای هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی گرمایی غیرمتحرک هستند. در سامانه‌های گرمایی عوامل دما، pH، فوگاسیته اکسیژن و گونه لیگندهای تمرکز دهنده REE در مهاجرت و تمرکز REE نقش دارند. تغییرات در این عوامل نه تنها باعث تمرکز آن در سیال‌های گرمایی، بلکه باعث پایداری کانی‌های حاوی این عناصر نیز می‌شود (Rolland et al., 2007). عناصر نادر خاکی با انحلال‌پذیری ناچیز طی دگرگونی درجه پایین، هوازدگی و دگرسانی گرمایی نسبتاً نامتحرک هستند (Rollinson, 1993)، به جز در شرایطی که نسبت سیال به سنگ بسیار بالا باشد (Michard, 1989). تقریباً تمام عناصر اصلی و بسیاری از عناصر جزئی و حتی REE، طی فرایندهای گرمایی ناشی از چرخش سیال و همچنین طی میلوئیتی‌شدن، متحرک می‌شوند (Alderton et al., 1980; Palacios et al., 1986; Dickin, 1988; Selverstone et al., 1991). به عقیده فرکوس و لمی‌بانس (Ferkous and Lebanc, 1995)، غنی‌شدگی از LREE در نمونه‌های دارای سولفید فراوان، نشان‌دهنده دگرسانی گرمایی است که بر روی سنگ‌های زون‌های برشی تأثیر داشته و موجب تجمع عناصر فرار و متحرک LREE شده است. غنی‌شدگی و روند ملایم در مقادیر LREE به سمت HREE در نمونه‌های

آهن با بیسموت، کبالت و مولیبدن همبستگی مثبت و با گوگرد همبستگی منفی نشان می‌دهد. هوازدگی و اکسایش باعث خروج گوگرد از ساختمان کانی‌ها و کاهش میزان گوگرد شده است که مرتبط با تبدیل کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در مناطق سطحی است. در نمونه‌های عیار بالا مقدار MgO و Al_2O_3 کاهش یافته است. حضور کانی‌های کلریت و بیوتیت در نمونه‌ها می‌تواند عامل افزایش MgO و نیز حضور سریسیت، کلریت و اپیدوت عامل افزایش Al_2O_3 باشد. همبستگی مثبت بین عناصر Ba و S، تأییدی بر کانی‌سازی باریت در منطقه است. کانسار احمدآباد از نوع ذخایر با مقادیر پایین TiO_2 است و مقدار آن در نمونه‌ها ۰/۱ تا ۰/۶۵ درصد متغیر است و میانگین آن در نمونه‌ها ۰/۳۳ درصد است. برای بررسی زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های کانسنگ آهن احمدآباد از نمودارهای ضریب همبستگی دوتایی استفاده شد (شکل ۱۰). مقدار میانگین Cu اندازه‌گیری شده در نمونه‌ها از ۷/۷۷ تا ۸۵۱ گرم بر تن گزارش شده است. رخداد عنصر Cu در این کانسار مربوط به حضور کانی کالکوپیریت به مقدار کم در نمونه‌هاست. توجه به نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل FeOt در نمونه‌های کانسنگ آهن نشان از آن دارد که عناصر Ce، Sr و Ba همراه با افزایش مقادیر FeOt روند صعودی دارند (شکل ۱۰- F و G و H). در مقابل عنصر Th روند نزولی دارند (شکل ۱۰- I). Rb از عناصری است که با پتاسیم جانشینی دارد؛ لذا همواره در

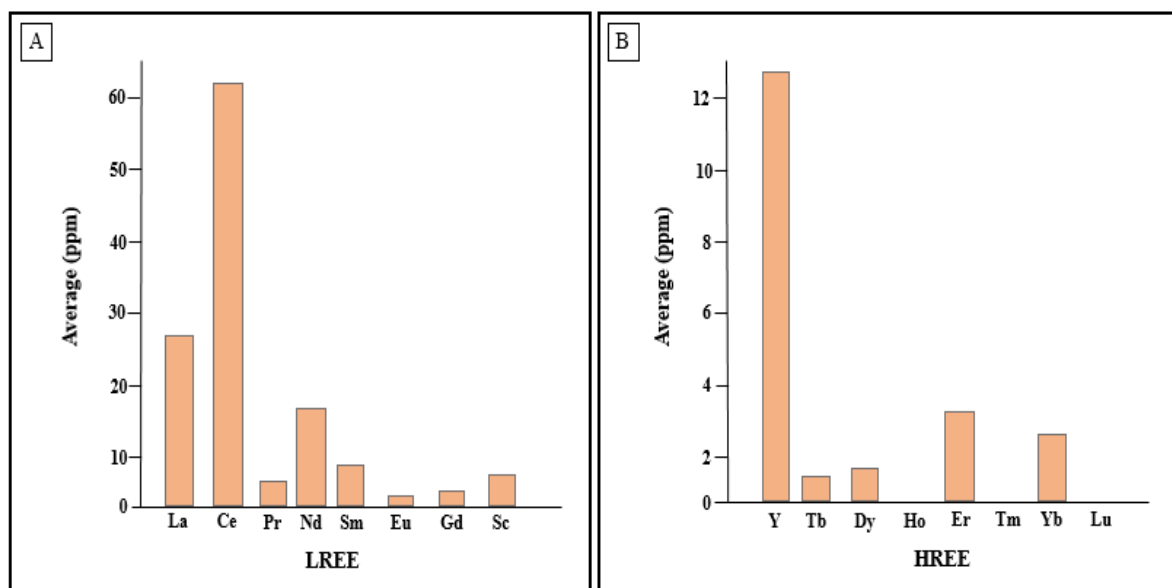
بتوان گفت که آنومالی منفی Eu از ویژگی‌های کانسارهای آهن اکسیدی است (Frietsch and Perdahl, 1995). با توجه به اینکه پلاژیوکلازها، حمل‌کننده اصلی Eu هستند، وجود آنومالی‌های مثبت و منفی Eu در نمونه‌ها، می‌تواند ناشی از تغییر در درجه تجزیه فلدسپارها و پلاژیوکلازها باشد (Kikawada, 2001). آنومالی منفی Eu، زمانی مشاهده می‌شود که فرایندهای دگرسانی به طور قابل توجهی پیشرفت کرده باشند. افزایش LREEها، احتمالاً به دلیل تحرک بالاتر و غنی‌شدگی بیشتر این عناصر در محلول‌های گرمابی است. میانگین نسبت HREE/LREE در نمونه‌ها ۶/۰۷ است (جدول ۳).

احمدآباد را می‌توان به دگرسانی و یا حجم بالای سیال به سنگ نسبت داد. بیشترین مقدار LREE ها با ۶۳/۲۸ ppm، مربوط به عنصر سریوم (Ce) و بیشینه مقدار HREE ها نیز با غلظت ۱۴/۱۲ ppm متعلق به عنصر ایتريوم (Y) است (شکل ۱۱-A و B). الگوی توزیع REE های بهنجار شده نسبت به کندریت در کانسنگ آهن احمدآباد، تقریباً توزیع منظمی را نشان می‌دهد؛ بدین معنا که با حرکت از سمت LREE به سمت HREE ها، تهی‌شدگی قابل تشخیص است (شکل ۱۲). آنومالی منفی Eu نشان‌دهنده شرایط اکسیدان حاکم بر پیدایش کانسار است (Rollinson, 1993; Jiang and Zhao, 2007). شاید



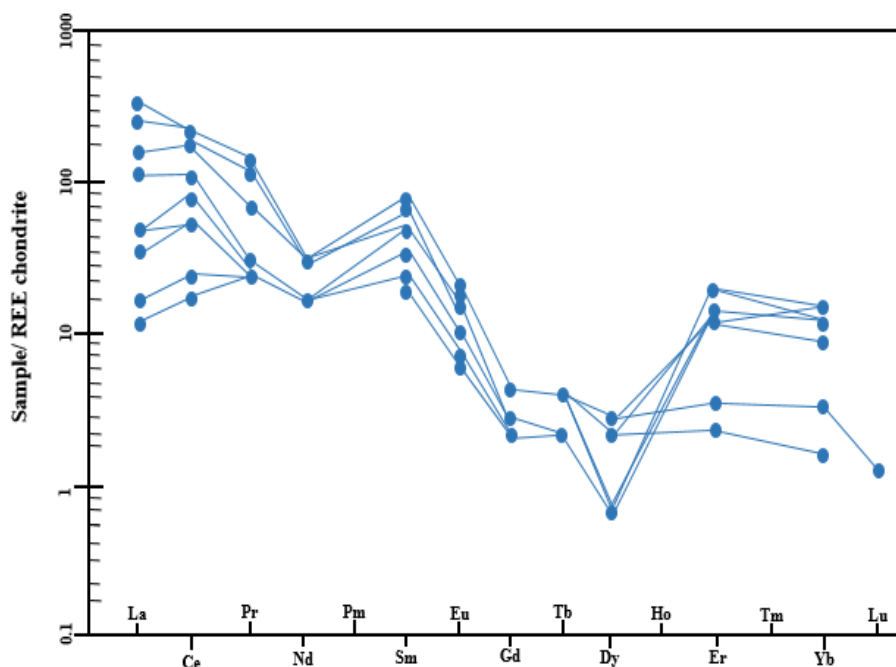
شکل ۱۰. نمودارهای همبستگی دوتایی نمونه‌های کانسنگ احمدآباد

Fig. 10. Binary correlation diagrams of Ahmadabad ore samples



شکل ۱۱. هیستوگرام مقادیر میانگین عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ آهن احمدآباد. A: عناصر نادر خاکی سبک و B: عناصر نادر خاکی سنگین

Fig. 11. Histograms of average REEs contents of Ahmadabad iron ore samples. A: light rare earth elements (LREEs), and B: heavy rare earth elements (HREEs)



شکل ۱۲. نمودار الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نمونه‌های کانسنگ آهن احمدآباد نسبت به کندریت (Boynton, 1984)

Fig. 12. Chondrite-normalized spider diagram of Ahmadabad iron ore samples (normalization based on Boynton, 1984)

جدول ۳. نتایج تجزیه عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ کانسار احمدآباد تجزیه شده به روش ICP-MS در کانسار احمدآباد

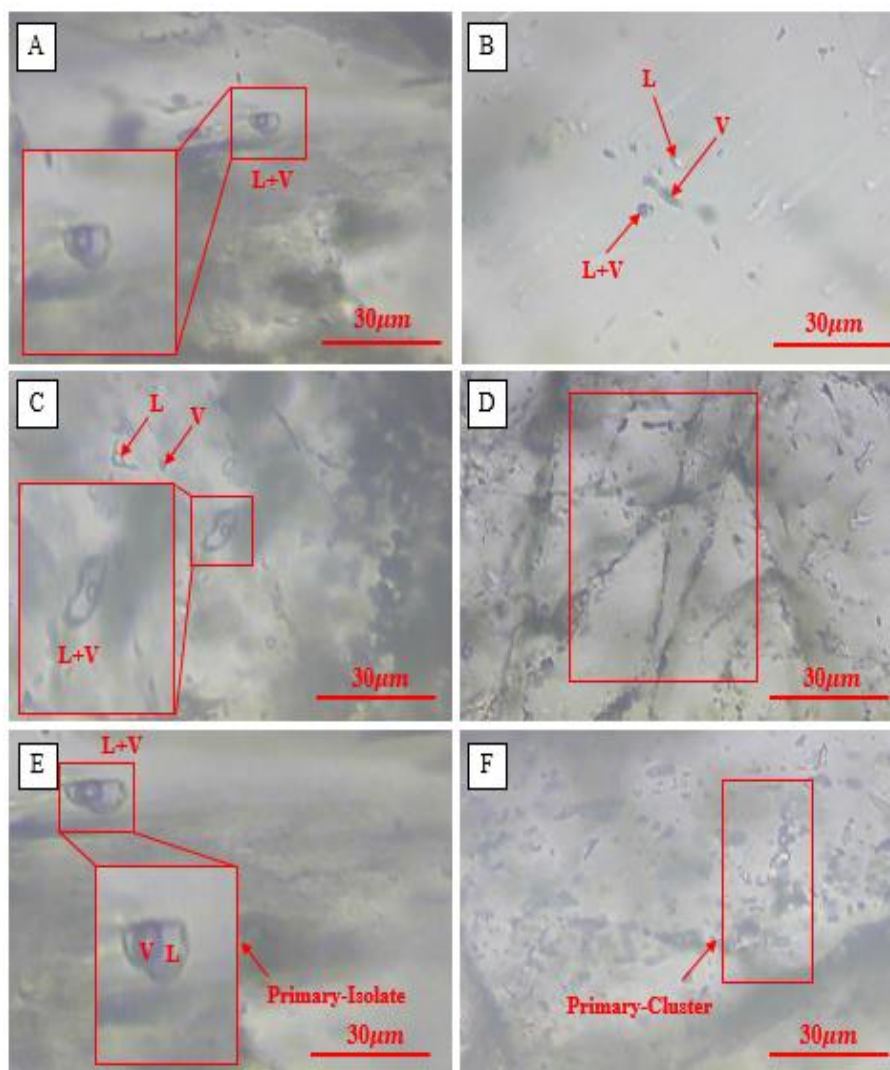
Table 3. Results of REEs in the Ahmadabad ore analyzed by ICP-MS in Ahmadabad ore deposit

Sample no.	AA-26	AH3	AH12	AH14	AH19	AA-3	96AH30	96AH44	96AH47	96AH48
Sc	7.52	12.10	14.10	4.00	2.90	4.38	7.50	5.60	5.00	9.20
La	61	4	15	11	5	77	15	45	36	15
Ce	122	22	58	43	28	125	44	112	86	42
Pr	12.64	2.80	2.70	0.70	0.10	11.11	1.80	7.90	2.70	2.60
Nd	44	1	12	8	3	41	11	27	12	12
Sm	5.06	6.50	10.70	8.10	6.40	4.38	6.20	11.50	13.20	6.30
Eu	0.91	0.50	2.60	1.20	0.70	0.53	1.20	1.80	1.00	1.30
Gd	1.96	0.10	0.20	0.10	0.10	1.81	1.00	6.40	5.60	2.40
Tb	0.15	0	0	0	0	0.11	0	0	0	0
Dy	1.54	1.40	5.30	1.10	0.20	1.61	1.30	1.70	0.20	0.10
Ho	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Er	0.69	3.00	8.10	4.20	2.60	0.93	2.50	5.30	7.90	2.70
Tm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	0.41	2.30	5.70	2.70	2.30	0.86	2.80	4.50	4.10	2.60
Lu	0	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0
Y	1	8	46	13	8	1	14	28	13	9
ΣREE	259.84	63.70	180.40	97.10	59.30	269.73	108.30	256.70	186.70	105.10
ΣLREE	245.66	36.30	98.40	70.80	42.50	258.22	78	203.40	149.90	77.90
ΣHREE	14	27	82	26	17	11	30	53	37	27
LREE/HREE	17.32	1.32	1.20	2.69	2.52	22.43	2.57	3.81	4.07	2.86
La/Ce	0.49	0.18	0.25	0.25	0.17	0.61	0.34	0.40	0.41	0.35
Eu/Sm	0.17	0.07	0.24	0.14	0.023	0.12	0.19	0.15	0.07	0.20

میان‌بارهای سیال

پس از بررسی پتروگرافی میان‌بارهای سیال، تعداد ۲۲ میان‌بار سیال برای اندازه‌گیری‌های میکروترموتری انتخاب شد. بر اساس رده‌بندی شفرد و همکاران (Shepherd et al., 1985) و روئدر (Roedder, 1984)، متداول‌ترین شکل‌های موجود در میان‌بارهای کوارتز و باریت بررسی شده شامل بیضوی، کروی، مثلی و بی‌شکل بوده که بیشتر آنها کروی تا بیضوی شکل هستند. اندازه میان‌بارهای سیال بررسی شده در بلور کوارتز از ۳ تا ۱۰ میکرون و در باریت از ۷ تا ۱۶ میکرون متفاوت است (شکل ۱۳- A و B و C). در نمونه‌های میان‌بارهای سیال بررسی شده در

کانسار احمدآباد، انواع مختلفی از میان‌بارهای سیال اولیه و ثانویه مشاهده شد که با توجه به کوچک بودن و اهمیت کمتر سیالات ثانویه، از بررسی آنها صرف‌نظر شد (شکل ۱۳- D). برای افزایش سطح اعتماد داده‌ها، بررسی‌های بیشتر بر روی میان‌بارهای سیال اولیه با موقعیت قرارگیری منفرد و جدا^۲ و مجتمع^۳ در کانی‌های میزبان کوارتز و باریت متمرکز شد (شکل ۱۳- E و F). میان‌بارهای سیال مشاهده شده در کانی‌های کوارتز و باریت از نوع میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از مایع است. ۷۰ تا ۸۰ درصد حجم این میان‌بارها را فاز مایع تشکیل می‌دهد و همگی به فاز مایع همگن می‌شوند.



شکل ۱۳. A و B: تصاویر میکروسکوپی از میان‌بارهای سیال کانسار احمدآباد، میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از مایع در کوارتز، C: میان‌بار سیال دو فاز غنی از مایع در باریت، D: میان‌بارهای سیال ثانویه با روند خطی در باریت، E: میان‌بار سیال اولیه منفرد در کوارتز و F: میان‌بار سیال اولیه مجتمع در باریت

Fig. 13. A and B: Photomicrograph of Ahmadabad deposit fluid inclusion, liquid rich two-phase fluid inclusions in quartz, C: liquid rich two-phase fluid inclusions in barite, D: linear secondary fluid inclusions in barite, E: primary-isolated fluid inclusion in quartz, and F: primary cluster of fluid inclusions in barite

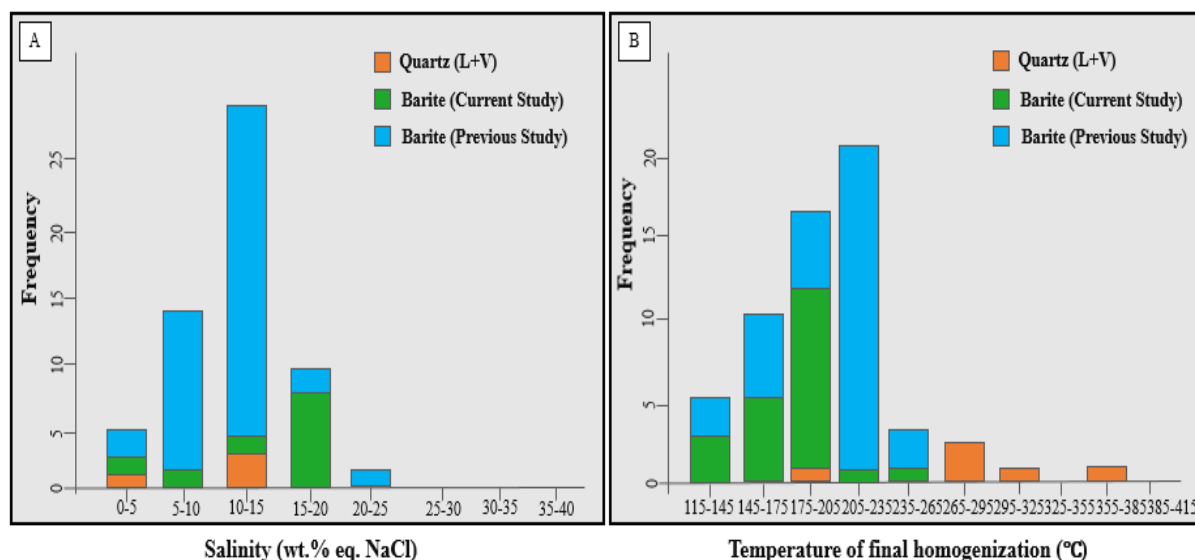
۱۹/۴۵ درصد وزنی معادل نمک طعام و در باریت‌های بررسی شده در پژوهش‌های قبلی از حاجی بابایی و گنجی (Haji Babaei and Ganji, 2018)، این مقادیر به ترتیب ۱۴۲ تا ۲۵۶ درجه سانتی‌گراد و ۳/۶۲ تا ۱۵/۱۸ درصد وزنی معادل نمک طعام گزارش شده است.

نتایج میکروترمومتری میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز و باریت در جدول ۴ و شکل ۱۴ ارائه شده است. دمای همگن شدن و شوری برای میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز به ترتیب برابر ۱۹۴ تا ۳۷۰ درجه سانتی‌گراد و ۱/۷۴ تا ۱۳/۰۷ درصد وزنی معادل نمک طعام، در کانی باریت به ترتیب ۱۱۵ تا ۲۵۳ درجه سانتی‌گراد و ۴/۳۳ تا

جدول ۴. نتایج بررسی‌های میکروترمومتری میان‌بارهای سیال در کانی‌های کوارتز و باریت کانسار احمدآباد (n: تعداد سیال بررسی شده، $T_{m_{ice}}$: دمای ذوب نهایی یخ، Th: دمای همگن شدن سیال)

Table 4. Microthermometric results of fluid inclusions studies in quartz and barite minerals of Ahmadabad deposit (n: number of analyzed fluid inclusion, $T_{m_{ice}}$: final ice melting temperature, Th: final homogenization temperature)

Inclusion type	Host mineral	Origion	$T_{m_{ice}}$ (°C)	Thv-1 (°C)	Salinity (wt.%NaCl eq.)	Density (g/cm3)
L+V	Quartz (n=8)	Primary	-1.0 to -9.2	194 to 370	1.74 to 13.07	0.716 to 0.960
L+V	Barite-A (n=14)	Primary	-10.0 to -16.0	115 to 253	4.33 to 19.45	0.943 to 1.070
L+V	Barite-B (n=3)	Primary	-2.7 to -15.5	142 to 256	3.62 to 15.18	0.880 to 1.00



شکل ۱۴. A: هیستوگرام مقادیر شوری میان‌بارهای سیال و B: هیستوگرام دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در کانسار احمدآباد، داده‌های باریت بررسی شده در پژوهش‌های قبلی از حاجی بابایی و گنجی (Haji Babaei and Ganji, 2018)

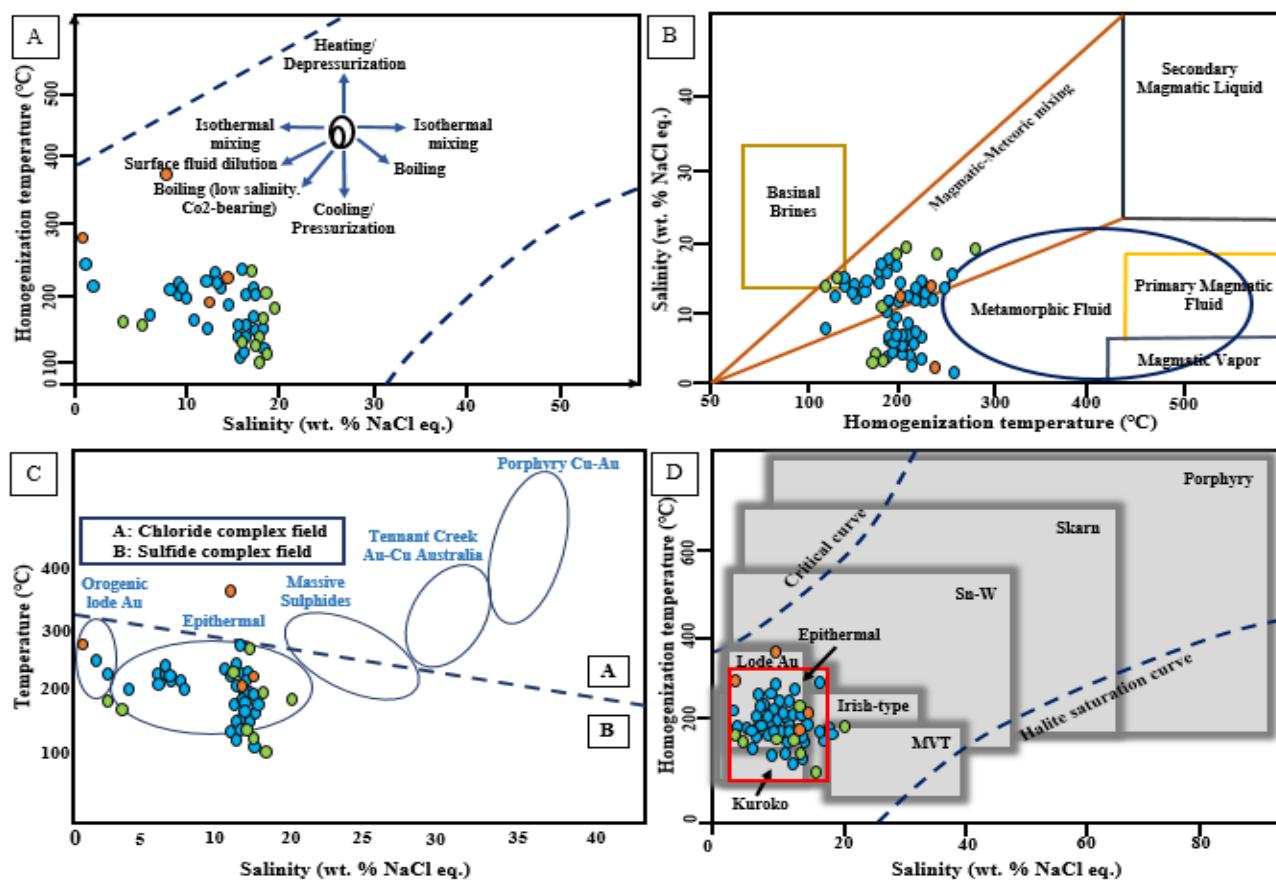
Fig. 14. A: Histogram of fluid inclusions salinity, and B: histogram of fluid inclusions homogenization temperature in Ahmadabad deposit, barite data is from previous study (Haji Babaei and Ganji, 2018)

که باعث سرد شدن و رقیق شدن سیال کانه‌ساز شده، بهترین مدل برای تشکیل کانسار احمدآباد است (Wilkinson, 2001). نقش یون‌های کمپلکس‌ساز و لیگاندها در انحلال، انتقال و ته‌نشست فلزها بسیار مهم است. بر اساس پژوهش بارنز (Barnes, 1997)، در سیال‌های گرمابی با شوری بالا و دماهای بالا، کمپلکس‌های

بر اساس نمودار شکل ۱۵-A، سازوکار اصلی نهشت ماده معدنی در کانسار احمدآباد، سرد شدن و رقیق‌شدگی با آب‌های سطحی است. بر اساس نمودار دمای همگن شدن-شوری و محدوده انواع مختلف سیالات کانه‌ساز (Bean, 1983) (شکل ۱۵-B)، مدل اختلاط آب ماگمایی گرم و شور با آب جوی سرد با شوری پایین

است، واقع شده‌اند (شکل ۱۵- C). مقایسه نتایج به دست آمده از بررسی‌های میکروترمومتری میان‌بارهای سیال در کانسار احمدآباد با نمودار ارائه شده توسط ویلکینسون (Wilkinson, 2001)، نشان می‌دهد که داده‌های میان‌بارهای سیال در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار گرفته‌اند (شکل ۱۵- D).

کلریدی و در دماهای پایین و شوری پایین، کمپلکس‌های سولفیدی فلزها پایدارترند. با توجه به اینکه نمونه‌های مورد بررسی در دو محدوده دما و شوری در نمودار لارج (Large, 1975) قرار گرفته‌اند، نمونه‌های میان‌بار سیال دو فازی با دما و شوری پایین در محدوده کمپلکس سولفیدی و تنها یک نمونه در محدوده کلریدی که مربوط به نمونه‌های میان‌بار سیال کوارتز دو فازی



شکل ۱۵. A: محدوده دما و شوری میان‌بارهای سیال در کانسار احمدآباد و فرایندهای احتمالی مؤثر در نهشت ماده معدنی (Wilkinson, 2001)، B: محدوده دما و شوری میان‌بارهای سیال در کانسار احمدآباد به همراه محدوده انواع مختلف سیالات کانه‌ساز (Bean, 1983)، C: دمای همگن شدن و شوری میان‌بارهای سیال برای تعیین کمپلکس‌های حمل‌کننده فلزها در محدوده احمدآباد (Large, 1975) و D: تعیین منشأ احتمالی کانسار بر اساس شوری و دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال (Wilkinson, 2001) (نمادهای استفاده شده به رنگ‌های نارنجی، سبز و آبی طبق شکل ۱۴ است).

Fig. 15. A: Homogenization temperature and salinity range of fluid inclusion in Ahmadabad deposit and possible effective processes in mineral deposition (Wilkinson, 2001), B: homogenization temperature and salinity diagram of Ahmadabad deposits, and range of different mineralizing fluids types (Bean, 1983), C: homogenization temperature and salinity of fluid inclusion and possible carrier metal complexes in Ahmadabad deposit (Large, 1975), and D: possible deposit genesis based on salinity and homogenization temperature diagram (Wilkinson, 2001) (orange, green and blue symbols used in the figure are as figure 14).

بحث

بیشتر شواهد در ذخایر اکسید آهن نشان می‌دهد که آنها در درجه اول محصول فرایندهای گرمایی در پوسته بالایی هستند. درباره چگونگی پیدایش کانسارهای آهن بسیار بحث شده است که محور بحث‌ها بیشتر بر خاستگاه گرمایی بودن آنها تمرکز یافته است (Naslund et al., 2000). درباره منشأ کانسار آهن احمدآباد می‌توان چنین برداشت کرد که توده نفوذی نیمه‌عمیق مونزونیتی و مونزودیوریتی سرشار از آهن و عناصر نادر خاکی از طریق درز و شکستگی‌ها در بخش‌های بالایی پوسته زمین جایگزین شده است. با آغاز انجماد و تبلور ماگما، مواد فرار از مذاب خارج و در سقف آشیانه ماگمایی انباشته شده‌اند. این سیال‌های ماگمایی پس از جدا شدن از مذاب، به علت داشتن چگالی کمتر از آن، به سوی بخش بالایی توده نفوذی بالا آمده و با فشار وارد شده، سقف توده نفوذی را شکسته‌اند. سپس درون سنگ‌های آتشفشانی منطقه نفوذ کرده‌اند و در درز و شکستگی‌های آن باعث کانه‌زایی آهن شده‌اند. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و میکروترمومتری میان‌بارهای سیال، سیال‌های کانه‌ساز بیشتر خاستگاه ماگمایی دارند؛ البته سیال‌های جوی نیز در طی آمیختگی با سیال‌های اولیه ماگمایی، باعث کاهش دما و رقیق‌شدگی آن و در نتیجه ته‌نشینی مواد معدنی شده‌اند. حضور کانی‌های آب‌دار مانند بیوتیت و آمفیبول، نشان‌دهنده وجود مواد فرار در ماگما بوده و این سیال عاملی برای تحرک اکسیدهای آهن (هماتیت) و جدا شدن آن از مذاب است. پس کاهش دما و فشار در پی رسیدن سیال ماگمایی به بخش‌های کم‌عمق و برشی شده و آمیختگی با آب‌های جوی، سیال‌های کانه‌ساز را از حالت احیایی به اکسیدان تغییر داده و نهشته شدن ترکیب‌های آهن‌دار به صورت اکسیدی (هماتیت) را طی سرد شدن و رقیق شدن سیال کانه‌زا در پی داشته است. هم‌زمان با جایگزینی توده نفوذی در سنگ میزبان به علت افزایش مواد فرار، دگرسانی‌های متنوع و گسترده‌ای از جمله دگرسانی‌های آرژلیکی و سیلیسی و به مقدار کم سیریسیتی، کربناتی و پروپیلیتیکی در محدوده معدنی رخ داده و کانی‌های کائولینیت،

کوارتز، سیریسیت، کلریت و اپیدوت تشکیل شده‌اند. در ضمن این توده، خود نیز از میزبان‌های مهم کانه‌زایی در این کانسار است. با توجه به اینکه توده‌های نفوذی، خاستگاه اصلی کانی‌سازی آهن-مس در منطقه احمدآباد هستند، به روش U-Pb میانگین سن توده آذرین درونی مونزودیوریتی برابر با 51.76 ± 0.10 میلیون سال پیش معادل ائوسن آغازین^۴ به دست آمد (Tayefi, 2021). محدوده شوری و دمای همگن‌شدن میان‌بارهای سیال منطقه احمدآباد نشان می‌دهد که دو سیال دما-شوری بالا با سیالی با دما-شوری پایین آمیخته شده و کاهش دما و شوری و به دنبال آن رقیق‌شدگی، شرایط را برای ته‌نشست اکسید آهن و مس فراهم کرده است. فرایند اختلاط سیالات ماگمایی و جوی، باعث تغییرات pH و Eh محیط و در نتیجه ته‌نشینی فلزها می‌شود. بیشتر کانسارهای گرمایی در سنگ‌های آتشفشانی با توده‌های آذرین در ارتباط هستند (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000; Williams et al., 2005; Groves et al., 2010). ماگماتیسم نقشی مهم در ایجاد موتور حرارت، چرخش سیالات و توسعه سامانه گرمایی دارد (Hart et al., 2004; Pollard, 2006; Groves and Berlin, 2007). کانسارهای گرمایی معمولاً در عمق کم تشکیل شده و تفریق ماگمایی باعث افزایش تمرکز سیالات در بخش بالایی توده‌های نفوذی و تزریق آنها به داخل سنگ‌های درون‌گیر و در نهایت دگرسانی و کانی‌سازی می‌شود (Pollard, 2006). بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، مراحل تشکیل کانسار احمدآباد را طی سه مرحله می‌توان توصیف کرد (شکل ۱۶):

الف) سامانه‌های گسلی و درز و شکاف‌های موجود در منطقه، باعث تسهیل در جای‌گیری توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق در محدوده معدنی و سهولت حرکت سیالات کانه‌ساز در منطقه شده است.

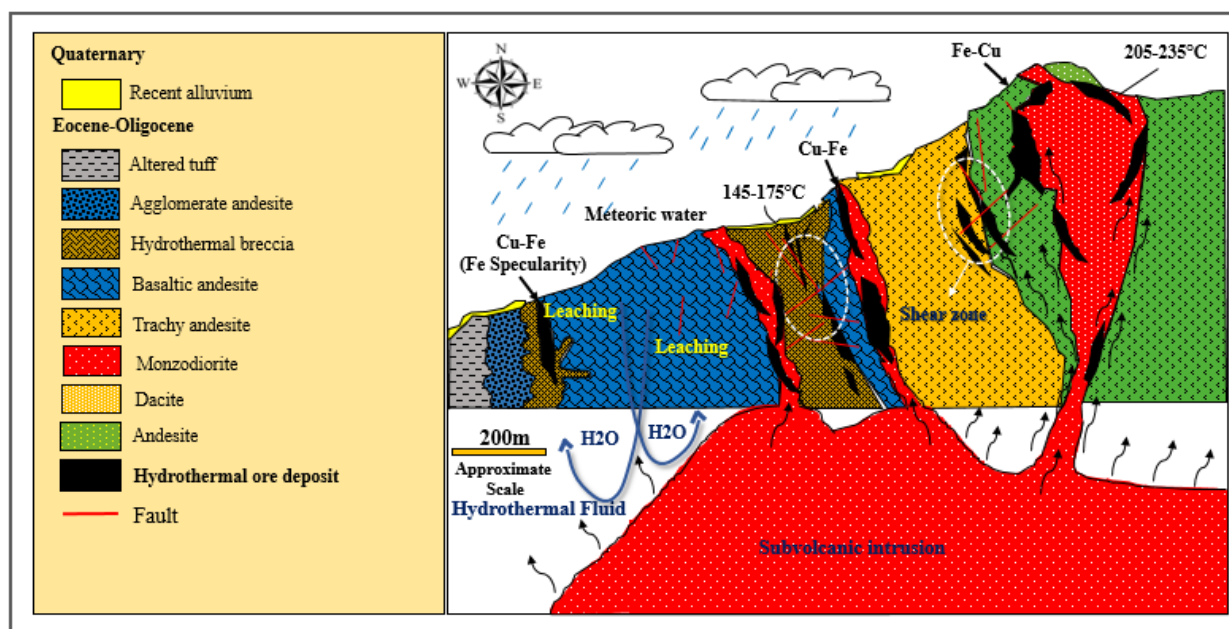
ب) توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق مونزونیتی و مونزودیوریتی طی جایگزینی در بخش‌های بالایی پوسته زمین و فرایند تبلور با تزریق در سنگ‌های میزبان آتشفشانی منطقه، باعث گرم شدن سیالات جوی نیز شده است. حرکت این سیالات از طریق سامانه‌های درز

سریسیتی‌شدن، سیلیسی‌شدن و ته‌نشینی مس به صورت کالکوپیریت، همه در پاسخ به سرد شدن و رقیق‌شدگی رخ می‌دهند.

در منطقه احمدآباد پس از پایان عملیات اکتشاف سطحی، بر اساس اطلاعات به دست آمده از تعداد ۷ گمانه اکتشافی (دو گمانه به روش مغزه‌گیری و و پنج گمانه به روش پودری حفاری شده) و نیز دیگر بررسی‌های انجام شده، شکل شماتیکی از مدل ژنتیکی کانسار ارائه شده است (شکل ۱۶).

و شکاف باعث افزایش شست‌وشوی فلزها و غنی‌شدگی هر چه بیشتر آنها ضمن عبور محلول‌ها از درون سنگ‌های مسیر عبور شده است.

ج) سیالات با دما و شوری متوسط تا بالا ضمن نزدیک شدن به سطح زمین و آمیختگی با آب‌های جوی و رقیق‌شدگی و در نتیجه کاهش بیشتر دما، باعث تغییر ماهیت سیالات و محیط ته‌نشست و در نتیجه کانه‌زایی شده است. بیشتر کانه‌های حاوی عناصر فلزی مهم در شرایط قلیایی و اکسیدان شکل گرفته‌اند. به طور کلی



شکل ۱۶. مدل ساده شده تشکیل کانسار گرمابی احمدآباد

Fig. 16. Simplified model of Ahmadabad hydrothermal ore deposit

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی شامل: الف) مرحله کانی‌سازی اولیه (هیپوژن) و ب) مرحله سوپرژن (مرحله تأخیری) تقسیم‌بندی شده است. کانه‌زایی اصلی در کانسار احمدآباد، هماتیت (اسپیکولاریت) بوده که اغلب با پیریت و کالکوپیریت با بافت‌های پرکننده فضای خالی، رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و افشان همراه است. باریت، کلسیت و کوارتز از کانی‌های باطله کانسار بوده که باریت دارای توانایی اقتصادی است. سنگ‌های میزبان این مجموعه را واحدهای توده نفوذی نیمه

اندیس‌های کانه‌زایی آهن احمدآباد در ۳۰ کیلومتری شمال شرق سمنان، در غرب روستای احمدآباد و در حد فاصل زون‌های ساختاری البرز و ایران مرکزی واقع شده است. بر اساس بررسی‌های صحرائی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و میکروترمومتری میان‌بارهای سیال این نهشت‌ها خاستگاه ماگمایی-جوی دارند. کانی‌سازی در کانسار احمدآباد به صورت اپی‌ژنتیک بوده و به دو مرحله

سیلیس افزایش یابد، کانی‌سازی آهن ناچیز است. بررسی وضعیت و گسترش مناطق گسلی و خرد شده با توزیع و عیار نمونه‌های عیار بالای آهن نشان می‌دهد که بررسی زون‌های خرد شده با میزان کم سیلیسی شدن، شاخص اکتشافی مناسبی برای تعیین زون‌های آهن‌دار اقتصادی است.

قدردانی

نویسندگان، از سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برای حمایت‌های مالی، از مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و مرکز زراآزما به خاطر انجام آزمایش‌ها تشکر و قدردانی می‌کنند. همچنین از شرکت زرین معدن چاف که داده‌ها و اطلاعات پایه‌ای ارزشمندی را درباره منطقه مورد بررسی در اختیار قرار داد، سپاسگزاریم. در پایان از داوران محترم که با حوصله و توجه فراوان، داوری این مقاله را متقبل شده‌اند، تشکر می‌نماییم.

عمیق و آتشفشانی تشکیل می‌دهد. توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق ائوسن بالایی پس از جای‌گیری و تزریق درون واحدهای آتشفشانی ائوسن و در بخش‌های گسلی و شکستگی‌ها، باعث دگرسانی‌های متنوع و گسترده در منطقه شده و شرایط فیزیکوشیمیایی مناسب بین سیال-سنگ برای ته‌نشست ماده معدنی را فراهم کرده است. سامانه‌های سیال گرمابی ناشی از فعالیت‌های ماگمایی و در اثر چرخش و داغ شدن آب‌های جوی، فازهای غنی از فلز را با خود حمل و در طی فرایندهای سرد شدن، تغییرات pH و Eh و کاهش فشار سیال باعث جدایش فازی فلزها به صورت خالص و اکسیدی می‌شود. بررسی‌های میکروترومتری میان‌بارهای سیال نشان می‌دهد که بهترین مدل برای تشکیل کانسار احمدآباد، مدل اختلاط سیال گرمابی-ماگمایی گرم و شور با سیالات جوی سرد با شوری پایین است. بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمی، میزان تغییرات عیار Fe در کانسنگ منطقه به شدت با تغییرات میزان سیلیس در ارتباط است؛ به‌طوری که در جاهایی که

1. IOCG: Iron Oxide-Copper-Gold
2. Primary-Isolate
3. Primary-Cluster
4. Epirizian

References

- Alderton, D.M.H., Pearce, J.A. and Potts, P.J., 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. *Earth Planet Scientific Letters*, 49(1): 149–165. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(80\)90157-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90157-0)
- Barnes, H.L., 1979. Solubilities of ore minerals. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and sons, New York, pp. 404–460. Retrieved September 10, 2022 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1570291225829235712>
- Bean, R.E., 1983. The Magmatic-Meteoritic Transition. Geothermal Resources Council, California, Report 13, 253 pp.
- Boynnton, W.W., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, New York, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Dickin, A.P., 1988. Evidence for limited REE leaching from the Rofna Gneiss, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(2): 273–275. Retrieved Sep 5, 2021 from <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00371468>
- Ferkous, K., and Leblanc, M., 1995. Gold mineralization in the west Hoggar shear zone, Algeria. *Mineral Deposita*, 30(3): 211–224. Retrieved Sep 5, 2021 from <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00196357>
- Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and Magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore type. *Ore Geology Reviews*, 9(6): 489–510. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(94\)00015-G](https://doi.org/10.1016/0169-1368(94)00015-G)
- Ghorbani, M., 2003. Introduction to the economic geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 695 pp.
- Groves, D.I. and Bierlein, F.P., 2007. Geodynamic setting of mineral deposit system. *Journal of the Geological Society*, 164(1): 19–30. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-065>
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D. and Hitzman, M.W., 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105(3): 641–654. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.641>
- Guilbert, J.M. and Park, C.F., 1997. *The Geology of Ore Deposits*. New York, American, 985 pp.
- Haji Babaei, A. and Ganji, A., 2018. Characteristics of the Ahmadabad Hematite/Barite deposit, Iran-studies of mineralogy, geochemistry and fluid inclusions. *Geologos*, 24(1): 55–68. <https://doi.org/10.2478/logos-2018-0004>
- Hart, C.J.R., Mair, J.L., Goldfarb, R.J. and Groves, D.I., 2004. Source and redox controls on metallogenic variations in intrusion-related ore systems, Tombstone-Tungsten Belt, Yukon Territory, Canada. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 95(1–2): 339–356. <https://doi.org/10.1017/S0263593300001115>
- Hitzman, M.W., 2000. Iron Oxide-Cu-Au deposits: what, where, when, and why. In: T.M. Porter (Editor), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related deposits: A global Perspective*, Adelaide, Australia, pp. 9–25. Retrieved September 10, 2022 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573668925672262656>
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1–4): 241–287. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90121-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90121-4)
- Jiang, S.Y. and Zhao, K.D., 2007. Rare earth element and yttrium analyses of sulfides from the Dachang Sn-polymetallic ore field, Guangxi Province, China: Implication for ore genesis. *Geochemical Journal*, 41(2): 121–134. <https://doi.org/10.2343/geochemj.41.121>
- Ketabforoush, Sh., 2016. Investigation of mineralization in Ahmadabad, Semnan region on the basis of petrological, mineralogical and alteration evidence. M.Sc. Thesis, Damghan University, Semnan, Iran, 132 pp.
- Kikawada, Y., 2001. Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. *Chemical Geology*, 176(1–4): 137–149. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(00\)00375-2](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(00)00375-2)
- Kordian, Sh., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H. and Veisheh, S., 2020. Geology, mineralogy, structure and texture, geochemistry and genesis of the Golestan Abad iron oxide-apatite deposit (east of

- Zanjan). *Journal of Economic Geology*, 12(3): 229–335. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.79628>
- Large, R.R., 1975. Zonation of hydrothermal minerals at the Juno mine, Tennant Creek goldfield, Central Australia. *Economic Geology*, 70(8): 1387–1413. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.8.1387>
- Mason, B. and Moore, C.B., 1982. *Principles of Geochemistry*. John Wiley and Sons, New York, 350 pp.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Hitzman, M.W., Juliani, C., Filho, C.R.S. and Carvalho, E.R., 2008. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajas Mineral Province, Brazil. *Ore geology Reviews*, 34(3): 317–336. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.01.003>
- Nakhaei, M. and Mohammadi, S.S., 2021. Petrography, geochemistry and tectonic setting of adakitic bodies in the Tighanab area and their relationship with iron skarn mineralization (southeast of Sarbisheh-east of Iran). *Journal of Economic Geology*, 12(4): 449–470. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v12i4.81783>
- Naslund, H.R., Aguirre, R., Dobbs, F.M., Henriquez, F. and Nystrom, J.O., 2000. The origin, emplacement and eruption of ore magmas. *Actas IX Congreso Geologico Chileno (Puerto Varas)* 24(2): 135–139. Retrieved June 29, 2021 from <https://www.researchgate.net/publication/284543849>
- Nezafati, N. 2006. Au-Sn-W-Cu-Mineralization in the Astaneh-Sarband Area, West Central Iran, including a comparison of the ores with ancient bronze artifacts from Western Asia Unpublished Ph.D. Thesis, University of Tuebingen, Tuebingen, Germany, 114 pp.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and Carbon isotopes. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 517–612. Retrieved Oct 17, 2021 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1572261550096186112>
- Palacios, C.M., Hein, U.F. and Dulski, P., 1986. Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, Northern Chile. *Earth Planet Scientific Letters*, 80(3–4): 208–216. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(86\)90105-6](https://doi.org/10.1016/0012-821x(86)90105-6)
- Pollard, P.J., 2006. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita*, 41(2): 179–187. <https://doi.org/10.1007/s00126-006-0054-x>
- Roedder, E., 1984. *Fluid inclusions*. Mineralogical Society of America, United States, 644 pp.
- Rolland, Y., Pillard, F. and Klapouczak, A., 2007. Exercise program for nursing home resident with Alzheimer's disease: A 1-year randomized, controlled trial. *Journal of the American Geriatrics Society*, 55(2): 158–165. <https://doi.org/10.1111/j.1532-5415.2007.01035.x>
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, Essex, 352 pp.
- Rosiere, C.A., Siemes, H., Quade, H., Brokmeier, H.G. and Jensen, E.M., 2001. Microstructures, texture and deformation mechanisms in hematite. *Journal of Structural Geology*, 23(9): 1429–1440. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00009-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00009-8)
- Selverstone, J., Morteau, G. and Stuade, J.M., 1991. Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(4): 419–431. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00536.x>
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A practical guide to Fluid inclusion studies*. Blackie, London, 239 pp.
- Stocklin, J., 1968. Structure history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229–1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865>
- Tayefi, F. 2021 *Mineralogy, geochemistry and microthermometry of siliceous Fe-Cu bearing veins associated with Ahmadabad intrusion, Semnan*. M.Sc. Thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran, 194 pp.
- 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>
Wilkinson, J.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)
Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontbote, L., DeHaller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S. and Marschik, R., 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology 100th anniversary volume*. Society of Economic Geologist, USA, pp. 371–405.
<https://doi.org/10.5382/AV100.13>
- Yari, F., Zarrinkoub, M.H., and Mohammadi, S.S., 2021. Geology, petrography, mineral chemistry and fluid inclusion of the Kalate Shab iron skarn (East of Sarbisheh, Southern Khorasan). *Journal of Economic Geology*, 12(4): 563–584. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v12i4.77836>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.52120.88571



Petrology, Geochemistry and tectonic setting of basalts from Bojan area, Northeast of Neyshabur

Hamid Hafezi Moghadas¹, Seyed Masoud Homam^{2*}

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

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 08 September 2020
Revised: 25 October 2021
Accepted: 06 November 2021

Keywords

Mineralogy
Geochemistry
Basalt
Alkaline
Bojan
Binaloud

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Geological events from Precambrian to Quaternary have played a very important role in producing magmatic rocks in Iran. However, magmatic rocks with the ages of Precambrian, early Cambrian and specially Tertiary are much more frequent (Aghanabati, 2004). In contrast, magmatism and plutonism in Iran with Paleozoic age considered to be very rare. Volcanic rocks with the age of Ordovician-Silurian have been reported from some restricted areas of Iran such as Soltan Meydan near Shahroud (Derakhshi and Ghasemi, 2015) and Abyaneh near Kashan (Ayati et al., 2011). Volcanic and volcanoclastic rocks from the North of Neyshabour extend with a linear trend from Garineh to Bojan. In the lack of geochronological data and on the basis of stratigraphical evidence, the age of Ordovician-Silurian has been suggested for these rocks. A detailed study on petrology and geochemistry of north Neyshabour volcanic and volcanoclastic rocks can help us reconstruct the evolution of Iran bed rock during the early Paleozoic Era. The aim of this study includes petrology and major and trace element geochemistry to present critical keys to obtain some knowledge about tectono-magmatic situation of Iran during the early Paleozoic Era, especially in the Binaloud structural zone.

*Corresponding author

Seyed Masoud Homam
✉ homam@um.ac.ir

Material and methods

This study was carried out in two parts including field and laboratory works. Sampling and structural studies were carried out during field work.

How to cite this article

Hafezi Moghadas, H. and Homam, S.M., 2022. Petrology, Geochemistry and tectonic setting of basalts from Bojan area, Northeast of Neyshabur. *Journal of Economic Geology*, 14(2): 93–113. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.52120.88571>



©2022 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.

The petrographic studies were performed on 45 thin and polished thin sections. Geological map for the study area was also prepared. Whole-rock chemical analysis of 7 samples for major, minor, trace and rare earth elements were performed at the ACME Laboratory in Canada, by using the 4AB1 method using ICP-MS and the major oxides of six basalt samples were analyzed by X-ray fluorescence (XRF) at the Zarazma Laboratory.

Results and discussion

The study area is located in the Northeast of Iran 15 Km NE of Neyshabour city and 7 Km NE of Bojan village. The Bojan area consists of Paleozoic sedimentary rocks (Limestone, sandstone, Dolomite) and volcanic-volcanoclastic rocks (basalts, andesite-basalts, andesite, trachyte, agglomerate and tuff). Petrographic studies showed that major minerals in Bojan basalts are plagioclase, pyroxene and olivine and secondary and accessory minerals are apatite, ilmenite, magnetite, chlorite, calcite and epidote. The texture of the Basalts is porphyritic, glomeroporphyritic and trachytic.

Based on geochemical data, the TAS diagram shows that the Basalts fall within the fields of tephrite to trachyte and belong to alkaline series with sodic nature. MgO# is varied from 20.13 to 38.62 which can be interpreted on the basis of crystal differentiation in magma chamber. The low value of compatible elements such as nickel and descending trend of MgO versus SiO₂ can clearly be explained in terms of olivine fractionation. In addition, the nearly constant ratios of incompatible elements such as Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr, and Rb/Zr in rocks with

different SiO₂ content can reveal the importance of primitive magma differentiation. In contrast, these ratios suggest that crustal assimilation plays no important role in changing primitive magma composition. Enrichment of LREE compared with HREE in the studied basalts can be explained by low degrees of partial melting. Chondrite-normalized REE patterns for basalts from the Bojan area show a very similar pattern with those from transitional - mildly alkaline basalts from the Eastern branch of the East African Rift. Spider diagram patterns for Bojan basalts normalized according to [Thompson \(1982\)](#) and [Sun and Mc Donough \(1989\)](#) show a clear enrichment of all trace elements compared with those from chondrite and primitive mantle. On the basis of *tectonic setting* discrimination diagrams the study area basalts fall in within plate alkaline domain. According to petrographical and geochemical data of Bojan volcanic rocks it can be concluded that magmatism in the Bojan area has been formed as a result of a cycle of within plate rifting when the Palaeo-Tethys Ocean started to open during the Ordovician-Silurian time.

Acknowledgments

The Research Foundation of Ferdowsi university of Mashhad, Iran, supported this study (Project 3/50860, 08/09/ 2019). We thank the university authorities for funding. The authors also would like to thank Professor Gültekin Topuz at the Eurasian Institute of Earth Sciences, Istanbul Technical University (Turkey) for his kind support and valuable comments.



سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های بوژان، شمال شرق نیشابور

حمید حافظی مقدس^۱، سید مسعود همام^{۲*} ID^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

منطقه بوژان در شمال شرق ایران و در ۲۲ کیلومتری شمال شرق نیشابور واقع شده است. این محدوده شامل برون‌زدهایی از واحدهای رسوبی پالئوزوئیک (سیلت، کنگلومرا، آهک ماسه‌ای) و سنگ‌های آتشفشانی بازالت، آندزیتی بازالتی، آندزیت، تراکیت و آذرآواری (سیلورین) است. بافت غالب واحدهای آتشفشانی پورفیری، گلومروپورفیری و جریانی بوده و شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و به مقدار کم الیون و کانی فرعی آپاتیت هستند. بازالت‌های بوژان سرشت آلکالن با گرایش سدیک دارند. این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های بازالت‌های درون صفحه‌ای (مانند نبود آنومالی منفی عناصر P، Nb و Ti و دارا بودن روند کاهشی در نمودار چند عنصری بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه) هستند. همچنین بر اساس نمودارهای گوناگون برای محیط زمین‌ساختی، در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. ماگمای اولیه بر اساس نسبت‌های Nb/Zr، Ce/Zr، La/Zr و Rb/Zr شواهدی از آغستگی پوسته‌ای نشان نمی‌دهد. سنگ‌های بوژان در طول چرخه‌ای از کافت درون قاره در هنگام باز شدگی پالئوتیس در اردوئیسین تا سیلورین شکل گرفته‌اند.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۱۸

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۸/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۱۵

واژه‌های کلیدی

کانی‌شناسی

زمین‌شیمی

بازالت

آلکالن

بوژان

بینالود

نویسنده مسئول

سید مسعود همام

homam@um.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

حافظی مقدس، حمید و همام، سید مسعود، ۱۴۰۱. سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های بوژان، شمال شرق نیشابور. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۲): ۹۳-۱۱۳.

<https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.52120.88571>

مقدمه

سنگ‌های ماگمایی ایران پیوندهای بسیار نزدیکی به رخدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین تا کواترنری دارند. از این‌رو، این‌گونه سنگ‌ها با دیرینگی‌های مختلفی بوده که از میان آنها سنگ‌های ماگمایی پرکامبرین پسین، کامبرین پیشین و به ویژه انواع ترشیری در بیشترین مقدار خود هستند؛ به گونه‌ای که ترشیری ایران به عنوان عصر ماگماتیسم نام‌گذاری شده است (Aghanabati, 2004). با این وجود در مقایسه با سایر زمان‌های زمین‌شناسی ماگماتیسم و پلوتونیزم پالئوزوئیک ایران در کمترین مقدار خود بوده است. سنگ‌های آتشفشانی اردوئین - سیلورین مهم‌ترین تکاپوهای ماگمایی پالئوزوئیک محسوب می‌شوند که تاکنون در مناطق محدودی نظیر سلطان میدان در شاهرود (Derakhshi, 2015) و ایبانه در کاشان (Ayati et al., 2011) گزارش شده و مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

رشته‌کوه‌های بینالود با روند تقریبی شمال‌غرب-جنوب‌شرق، بین صفحه مستحکم توران و خرده قاره ایران مرکزی احاطه شده است. مرز جنوبی آن گسل میامی یا گسل شاهرود و حد شمال‌غربی آن را گسل سمنان می‌دانند. گسترش واقعی این زون در ایران بین نواحی شمال سبزوار و نیشابور تا مشهد است. این زون بخشی از البرز را شامل است که از نظر زمین‌شناسی، ویژگی‌های خاصی دارد. واحد زمین‌شناسی بینالود را زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز در نظر می‌گیرند؛ زیرا رسوبات و رخساره‌های پالئوزوئیک این زون شبیه البرز هستند. مجموعه آذرین و دگرگونی این زون که به ویژه در جنوب و غرب مشهد بیرون‌زدگی دارند، شامل سه فاز دگرگونی ناحیه‌ای و دو مرحله گرانیتهایی است و در آن توده‌های اولترابازیک نیز وجود دارد. در مورد سن مجموعه‌های دگرگونی و آذرین اتفاق‌نظر وجود ندارد. برخی آن را پرکامبرین و بعضی به ژوراسیک نسبت داده‌اند؛ ولی شواهد زمین‌شناسی و تعیین سن مطلق نشان‌دهنده است که فازهای دگرگونی و گرانیتهایی اولیه آن به فاز کوه‌زایی هرسی نین و بعدها در تریاس میانی نیز در مجموع تحت‌تأثیر

دگرگونی‌های سیمبرین پیشین قرار گرفته‌اند.

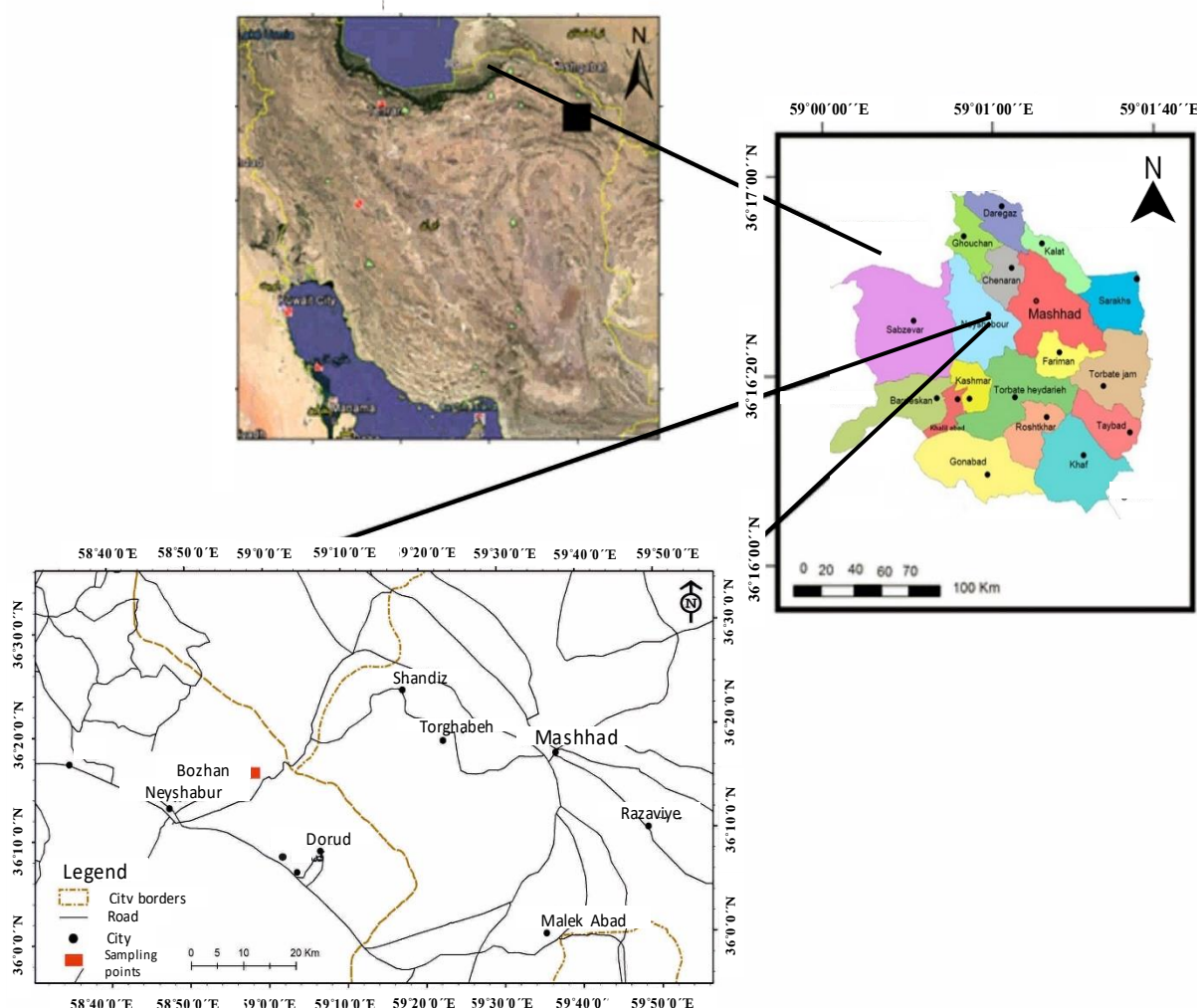
یکی از ویژگی‌های مهم زون بینالود که کمتر به آن پرداخته شده است سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری هستند که با یک روند خطی از دره گرینه تا دره بوژان واقع در شمال نیشابور گسترش یافته‌اند. در نبود اطلاعات سن‌سنجی برای این سنگ‌ها، بر اساس شواهد چینه‌شناسی می‌توان سن این مجموعه آتشفشانی-آذرآواری را اردوئین - سیلورین در نظر گرفت. با وجود اهمیت بسیار زیادی که بررسی ویژگی‌های این سنگ‌ها می‌تواند در ارائه تصویری دقیق از وضعیت پی‌سنگ ایران در اوائل پالئوزوئیک ارائه کند، تاکنون بررسی‌های زیادی بر روی پترولوژی و زمین‌شیمی مجموعه آتشفشانی بینالود انجام نشده است. محدوده بوژان، در شمال‌شرق ایران و در گستره‌ای بین طول‌های جغرافیایی $58^{\circ}59'01''$ تا $59^{\circ}01'19''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}17'02''$ تا $36^{\circ}15'59''$ شمالی و در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال‌شرق نیشابور و ۷ کیلومتری شمال‌شرق روستای بوژان در استان خراسان رضوی واقع شده است (شکل ۱). در این پژوهش، سعی شده است تا با بررسی دقیق پتروژنز سنگ‌های منطقه بوژان به درکی بهتر از شرایط تکتون-ماگمایی ایران در اوائل پالئوزوئیک و به ویژه در زون ساختاری بینالود دست‌یابیم.

زمین‌شناسی

کوه‌های البرز در شمال ایران مشخص‌کننده محدوده برخورد در کمرین کوه‌زایی آلپ-همالیا محسوب می‌شوند که به مانند پلی بین هندوکش و هیمالیا در خاوردر و خاورمیانه و لسر کاکاسوس و آلپ در مدیترانه و اروپا عمل می‌کنند (Ghazi et al., 2003). تحول زمین‌ساختی کمرین کوه‌زایی البرز به فروانش به سمت شمال پالتوتیس به زیر اوراسیا در نظر گرفته شده که در نهایت به برخورد بین خرد قاره ایران و صفحه اوراسیا منجر شده است (Alavi, 1991). تاکنون پژوهش‌های زیادی بر روی مجموعه افیولیتی مشهد صورت گرفته است (Alberti et al., 1973; Majidi, 1978; Lammerer et al, 1983; Samadi, 2001;

مجموعه ضخیمی از فیلیت، اسلیت، شیست، مرمر، متاکنگلومراهای کربناته و اولیستسترم‌ها که ویژگی‌های رسوبی نهشته‌های توریدیتی عمیق را به نمایش می‌گذارند. (۳) رخنمون‌های اندکی از سنگ‌های آذرآواری دگرگون‌شده نظیر متاتوف و متالابی‌توف که به عقیده علوی (Alavi, 1991) احتمالاً حاصل فرایندهای آتشفشانی در شرایط خشکی است و نشانه‌ای از حضور یک کمان ماگمایی در مجاورت مکان تشکیل سنگ‌های دگرگونی است.

Esmaeili et al., 2003; Hatefi, 2003; Baharifar et al., 2005; Homam and Ghaemi, 2008). بر اساس این پژوهش‌ها، بقایای این پوسته اقیانوسی قدیمی را به بهترین وجه می‌توان در مجموعه افیولیتی مشهد مشاهده کرد. علوی (Alavi, 1991)، سه گروه سنگی را در مجموعه افیولیتی مشهد تشخیص داد که شامل ۱) سنگ‌های افیولیتی متشکل از پریدوتیت (با ترکیب ورلیت و لرزولیت)، پیروکسنیت، گابرو و بازالت با ساخت بالشی که اغلب در جنوب- جنوب غرب مشهد و شمال غرب آن در دهکده ویرانی مشاهده می‌شوند. (۲) رسوبات دگرگون‌شده شامل



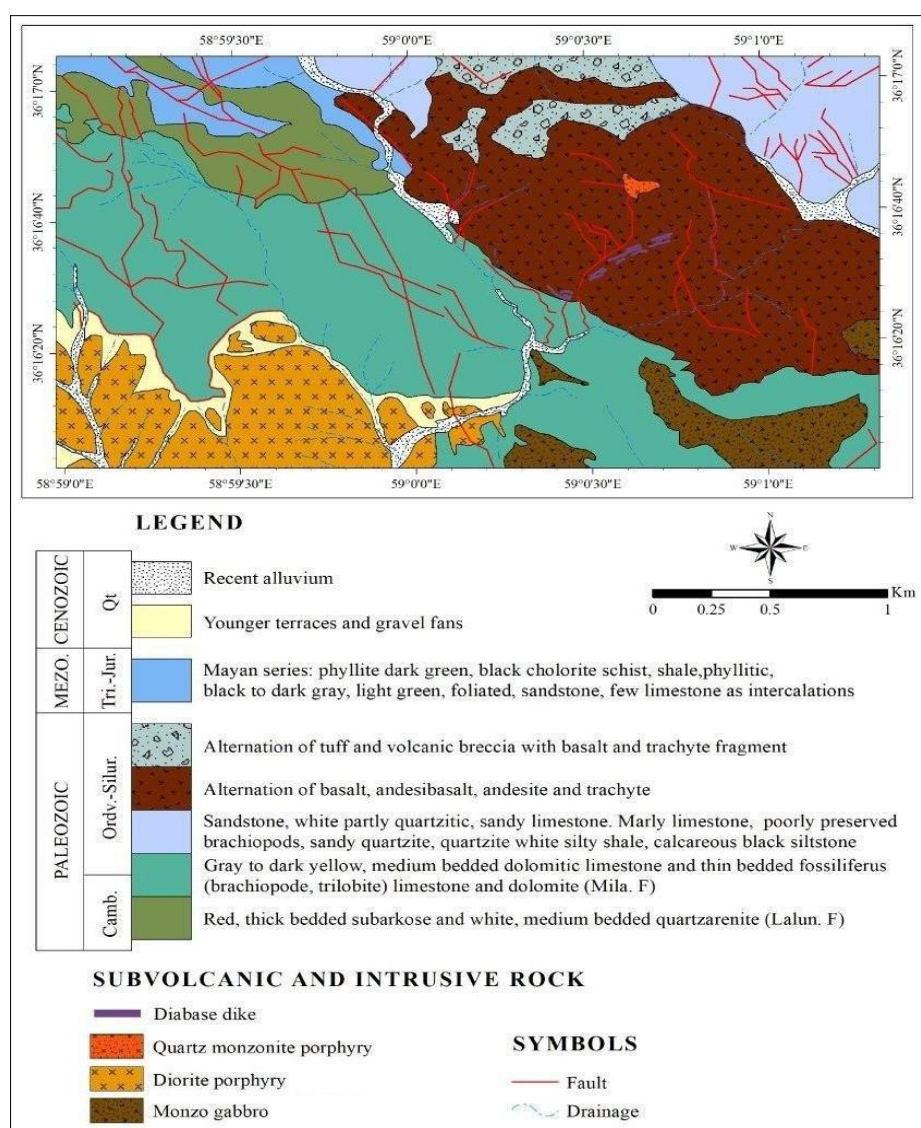
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه بوژان در شمال‌شرق ایران، شمال‌شرق نیشابور و راه‌های دسترسی به آن

Fig. 1. Geographical location and road map of the Bojan area in the northeastern Iran and northeast of Neyshabur

سنگ‌های گرانیتوئیدی زون دگرگونی مشهد پرداختند و سن $4 \pm$ میلیون سال را برای گرانودیوریت‌های کوهسنگی و سن $4 \pm$ میلیون سال را برای دیوریت‌های ده نو معرفی کردند.

منطقه بوژان در جنوب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ طبقه (Pour Latifi, 2001) واقع شده است. به طور کلی، واحدهای شناسایی شده در منطقه شامل واحدهای رسوبی، سنگ‌های آتشفشانی، دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی است (شکل ۲).

قاضی و همکاران (Ghazi et al., 2003) بر اساس سن سنجی به روش آرگون-آرگون بر روی گابروهای زون دگرگونی مشهد، سنی معادل اواخر پنسیلووانین تا اوائل پرمین ($277/4$ تا $281/4$ میلیون سال) را برای آنها تعیین کردند. توده‌های گرانیتوئیدی مشهد با ترکیبی از دیوریت تا پگماتیت و آپلیت، در سنگ‌های مجموعه دگرگونی جنوب مشهد نفوذ کرده‌اند. کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2010) به بررسی زمین‌شیمی و سن سنجی



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده بوژان

Fig. 2. Geological map of the Bojan area

تا جنوب غرب منطقه گسترش یافته‌اند (شکل ۲).

روش مطالعه

در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی از منطقه بوژان، ابتدا برداشت‌های صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای آتشفشانی در منطقه انجام شد. بیش از ۶۰ نمونه از منطقه مورد بررسی جمع‌آوری شد و از این میان حدود ۵۰ نمونه مقطع نازک از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی تهیه شد و مورد بررسی قرار گرفت. سپس نقشه زمین‌شناسی منطقه با نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد.

برای بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی، تعداد ۱۳ نمونه از سنگ‌های بازالتی دره بوژان با کمترین میزان دگرسانی برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی انتخاب شد. از این تعداد، ۷ نمونه برای آنالیز اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و نادر خاکی با استفاده از دستگاه ICP-MS و بر اساس روش 4AB1 به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد. ۶ نمونه نیز برای آنالیز اکسیدهای اصلی به روش XRF به شرکت زرآرما ارسال شد. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt. %) و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب (ppm) برای بازالت‌های منطقه مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است.

واحدهای رسوبی در منطقه مورد بررسی شامل سیلت، کنگلومرا و آهک ماسه‌ای بوده (شکل ۲) که اغلب کوه‌های بلند بینالود را ساخته‌اند. این واحدها بیشترین گسترش را در منطقه مورد بررسی دارند. بر اساس شواهد چینه‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی به سیلورین و واحدهای کربناتی-کنگلومرایی به دونین تعلق دارند. آغاز فعالیت آتشفشانی در سنگ‌های سیلورین-دونین در محیط دریایی کم‌عمق (دارای فسیل مرجان) بوده است. اواخر پالئوزوئیک پسین، حوضه‌ای کم‌عمق متعلق به حاشیه قاره، منطقه را در بر گرفته و به تدریج عمق این حوضه افزایش یافته است. به دلیل موقعیت ویژه زمین‌شناسی، زون ستبری از سنگ‌های رسوبی، دگرگونی و آتشفشانی در زون بینالود وجود دارند (Nabavi, 1976).

بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، واحدهای آتشفشانی این منطقه، به طور کلی شامل بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت و تراکیت بوده که اغلب در شمال تا شرق و مرکز منطقه گسترش یافته‌اند (شکل ۲). این واحدها اغلب دارای بافت‌های پورفیری، گلوپورفیری تا جریانی هستند. دایک‌های دیابازی و واحدهای نفوذی کوارتز مونزونیت پورفیری، دیوریت پورفیری و مونزوگابرو کمترین گسترش را در منطقه داشته و اغلب در جنوب

جدول ۱. تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی سنگ‌های آتشفشانی در منطقه بوژان

Table 1. Whole-rock major and trace element compositions of the volcanic rocks in the Bojan area

Sample	Ha15a	Ha5	BZ11	Bz6	Bz9	Ha4	M101	M103	M104	M108A	M109A	M109c	M110A
X	59°03'11"	59°01'01"	59°02'17"	59°03'18"	59°02'28"	59°07'13"	59°06'05"	59°08'26"	59°09'56"	59°10'53"	59°06'75"	59°01'65"	59°10'32"
Y	36°16'07"	36°16'56"	36°17'23"	36°16'37"	36°16'22"	36°17'43"	36°17'57"	36°16'06"	36°16'08"	36°17'03"	36°16'25"	36°17'37"	36°17'41"
Wt. %													
SiO ₂	48.43	42.48	42.85	43.26	52.98	54.93	49.00	48.87	49.29	47.81	51.69	52.62	48.49
TiO ₂	2.51	2.91	3.18	3.08	1.55	2.89	1.52	1.54	1.56	2.60	2.65	2.86	3.21
Al ₂ O ₃	13.76	10.78	11.49	12.13	13.44	13.2	17.69	16.54	17.15	17.15	15.03	13.89	14.52
FeOt	15.87	20.71	20.41	23.31	16.23	12.84	11.62	12.32	11.56	10.21	11.87	12.43	13.58
MnO	0.22	0.33	0.31	0.14	0.17	0.15	0.11	0.14	0.15	0.13	0.13	0.14	0.18
MgO	6.52	7.56	7.08	6.45	4.24	3.06	4.95	4.60	5.17	3.20	6.35	3.01	6.62
CaO	2.48	5.47	5.89	2.35	1.1	2.68	2.36	3.11	2.66	7.02	3.14	6.45	4.30
Na ₂ O	5.85	4.03	3.32	5.32	5.92	7.48	5.13	5.76	6.06	6.58	5.04	6.72	5.23
K ₂ O	0.95	0	1.21	0.11	0.94	0.63	2.96	1.35	0.36	0.39	0.08	0.10	0.26
P ₂ O ₅	0.39	0.4	0.37	0.33	0.23	0.35	1.00	1.01	1.03	0.26	0.39	0.42	0.45
LOI	2.8	5.15	3.66	3.35	2.89	1.64	3.3	4.4	4.7	4.4	3.3	1.1	2.8
Total	99.78	99.82	99.77	99.83	99.69	99.85	99.64	99.74	99.69	99.75	99.69	99.74	99.64

ادامه جدول ۱. تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی سنگ‌های آتشفشانی در منطقه بوژان

Table 1 (Continued). Whole-rock major and trace element compositions of the volcanic rocks in the Bojan area

Sample	M101	M103	M104	M108A	M109A	M109c	M110A
X	59°06'05"	59°08'26"	59°09'56"	59°10'53"	59°06'75"	59°01'65"	59°10'32"
Y	36°17'57"	36°16'06"	36°16'08"	36°17'03"	36°16'25"	36°17'37"	36°17'41"
ppm							
Ba	1071	459	301	96	61	69	118
Ni	47	57	42	155	105	233	95
Co	18.2	19.3	18.5	28.3	46.9	24.5	40.4
Cr	0.014	0.016	0.011	0.038	0.022	0.043	0.020
Hf	8.4	7.4	8.1	4.1	5.2	5.7	5.8
Nb	75.2	73.9	77.4	18.9	28.4	30.5	34.4
Rb	138.2	37.7	10.6	8.7	1.3	1.0	9.3
Zn	59	28	97	26	72	17	145
Sr	499.6	368.5	283.5	376.9	352.8	392.6	376.1
Ta	4.9	4.5	4.6	1.1	1.7	1.8	2.0
Th	9.7	8.4	9.2	1.8	3.2	3.4	3.5
Cs	9.3	3.4	1.7	<0.1	0.1	<0.1	2.2
Ce	127.3	144.1	130.4	35.7	51.4	73.8	61.6
Zr	398.3	351.8	377.8	147.5	205.9	224.7	233.6
Y	24.1	26.1	27.4	19.8	23.2	26.9	27.0
La	66.6	79.7	66.3	17.1	22.8	35.2	30.3
Pr	13.89	15.76	14.26	4.85	6.53	8.83	7.57
Nd	50.4	56.1	54.7	21.7	26.3	34.8	31.3
Sm	8.65	9.59	9.67	5.11	5.64	7.20	6.70
Eu	2.42	2.94	2.67	2.19	1.57	2.43	2.24
Gd	7.43	8.19	8.52	5.56	5.89	7.05	7.14
Tb	1.02	1.09	1.12	0.78	0.89	1.00	1.03
Dy	5.54	5.44	5.81	4.72	5.01	5.68	5.94
Ho	0.96	1.01	0.98	0.79	0.93	1.10	0.96
Er	2.47	2.75	2.69	2.05	2.45	2.69	2.61
Tm	0.34	0.31	0.33	0.27	0.31	0.34	0.34
Yb	1.96	2.00	2.05	1.78	2.03	2.07	2.33
Lu	0.28	0.27	0.28	0.25	0.27	0.32	0.32
Ratios							
Nb/Zr	0.31	0.4	0.34	0.24	0.24	0.32	0.26
Ce/Zr	0.18	0.21	0.2	0.12	0.13	0.13	0.14

پetroگرافی واحدهای آتشفشانی

سنگ‌های آتشفشانی در منطقه بوژان، بر اساس بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی (فراوانی و نوع درشت‌بلور، زمینه، نوع و میزان کانی‌های مافیک) به چهار نوع بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت و تراکیت قابل تفکیک هستند.

بازالت: کانی‌های اصلی آن شامل پلاژیوکلاز، الیون و پیروکسن

است که دارای بافت پورفیری، گلوپورفیری، آمیگدال با درصد درشت‌بلور بین ۳۵ تا ۴۰ درصد است. درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز از نوع بایتونیت (۱۸ تا ۲۰ درصد)، اوژیت (۸ تا ۱۰ درصد) و الیون (۸ تا ۱۰ درصد) است. این واحد دارای کانی

دگرسانی فراوان‌ترین کانی کلریت بوده و کربنات به صورت جزئی داخل حفره‌ها را پر کرده است. کلریت زمینه سنگ و داخل حفره‌ها را پر کرده است. همچنین تعداد بسیار کمی رگچه‌های کربنات، کلریت و اپیدوت در این واحد وجود دارد.

بحث

زمین‌شیمی

پس از بررسی‌های سنگ‌شناختی، برای بررسی رفتار زمین‌شیمیایی سنگ‌های بازالتی از نمودارهای مناسب برای بررسی سرشت زمین‌شیمیایی و تعیین موقعیت زمین‌ساختی آنها استفاده شد. همچنین سعی شد تا با توجه به رفتار اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نادر خاکی در این بازالت‌ها به اهمیت فرایندهای اولیه و نقش فرایندهای بعد از تولید ماگما نظیر تبلوربخشی و آلودگی با پوسته قاره‌ای پرداخته شود.

در نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 از فلوید و وینچستر (Floyd and Winchester, 1977)، سنگ‌های آتشفشانی در محدوده بازالت تا آندزیت بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴). در نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007)، نمونه‌های مورد بررسی اغلب در محدوده کالک‌آلکان و به میزان کمتر در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵)؛ در حالی که در نمودار Na_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1975) کلیه نمونه‌ها به خوبی در محدوده آلکان واقع می‌شوند (شکل ۶). دلیل این امر را می‌توان در بررسی نتایج نمودار Na_2O در برابر K_2O (Middlemost, 1975) مشاهده کرد. زیرا بر اساس این نمودار کلیه سنگ‌های مورد بررسی کم پتاسیم و متعلق به سری سدی هستند (شکل ۷). میزان اندک عناصر سازگار در سنگ‌های مورد بررسی نظیر نیکل می‌تواند بیانگر درجه‌هایی از تبلور تفریقی الیون در مسیر حرکت ماگمای تشکیل‌دهنده آنها به سمت سطح زمین باشد. روند نزولی تغییرات MgO در مقابل SiO_2 (شکل ۸) نیز بیانگر این امر است. میزان $\text{Mg\#}$ برای بازالت‌های مناطق مورد بررسی از ۲۰/۱۳ تا ۳۸/۶۲ متغیر است که نشان‌دهنده مقادیر متفاوتی از تفریق بلوری در مخزن ماگمایی است.

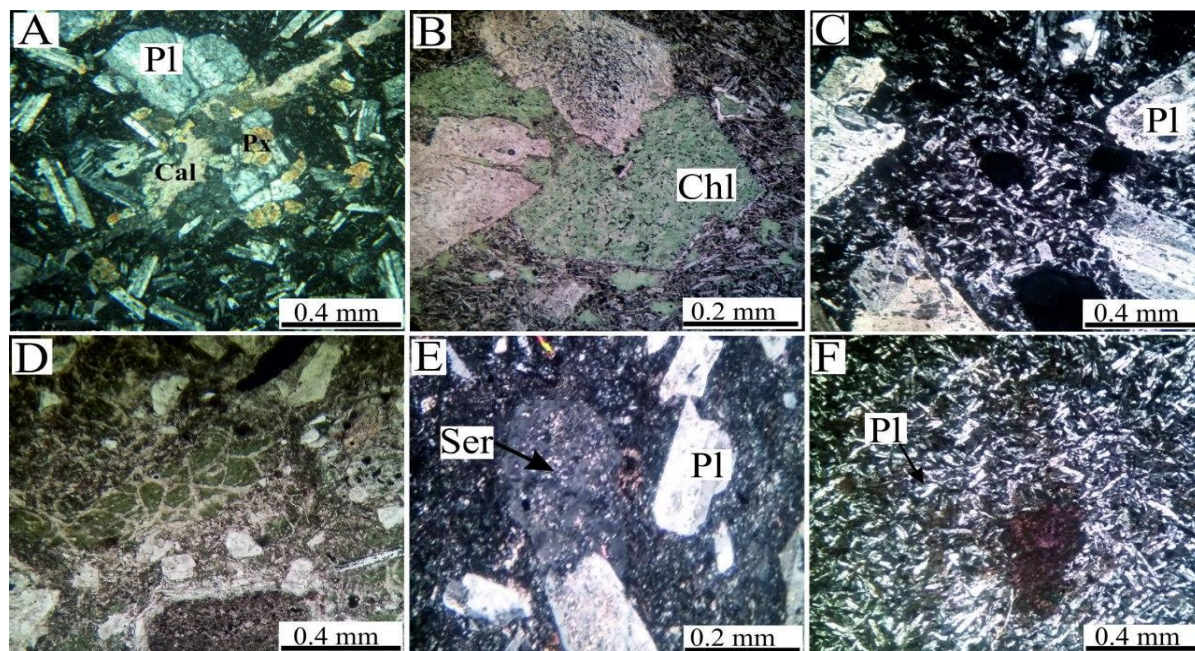
فرعی آپاتیت و کانی فلزی (حدود ۱ درصد) است (شکل ۳-A). این واحد تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتیک شدید قرار گرفته و کانی ثانویه کلریت، کلسیت و مقدار جزئی اپیدوت شکل گرفته‌اند. پلاژیوکلازها به کلریت (۱۰ تا ۱۲ درصد) تبدیل شده‌اند.

آندزیت بازالتی: بافت غالب در این واحد پورفیری است. همچنین بافت میکروولیتی در بعضی قسمت‌ها دیده می‌شود. حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد درشت‌بلور دارد که شامل پلاژیوکلازها (۲۰ تا ۲۵ درصد) از نوع الیگوکلاز، پیروکسن از نوع اوژیت (۵ تا ۷ درصد) دارای ماکل کارلسباد و هورنبلند (۱ تا ۳ درصد) نیز دیده می‌شوند. زمینه سنگ شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و کانی‌های کدر می‌شوند. اوژیت کاملاً کلریتی شده و به مقدار جزئی نیز به اپیدوت دگرسان شده است (شکل ۳-B).

آندزیت: بافت غالب در این واحد پورفیری با زمینه دانه ریز تا دانه متوسط بوده و میزان درشت‌بلورها بین ۲۰ تا ۳۰ درصد است. پلاژیوکلاز (آندزین) با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد، فراوان‌ترین کانی اصلی تشکیل‌دهنده این واحد است. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. از دیگر درشت‌بلورها می‌توان به کانی‌های مافیک شامل الیون (۲ تا ۳ درصد) و پیروکسن (۵ تا ۷ درصد) از نوع اوژیت است (شکل ۳-C). فراوانی کانی‌های کدر در این واحد حدود ۳ تا ۵ درصد است که گاه توسط اکسیدهای آهن جایگزین شده‌اند.

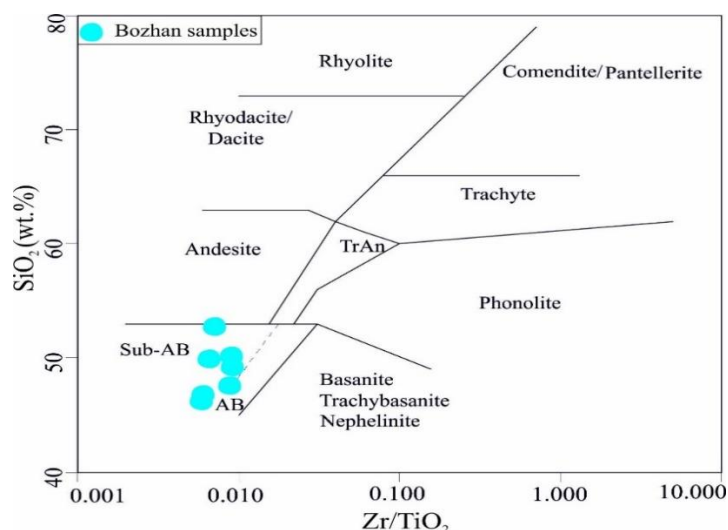
این واحد تحت تأثیر دگرسانی کلریتی شدید قرار گرفته است که کلریت داخل حفره‌ها و به صورت فراگیر زمینه را پر کرده است و الیون و پیروکسن به طور کامل کلریتی شده‌اند (شکل ۳-D). بلورهای پلاژیوکلاز دارای سطوح بلوری سالم هستند و کمتر از ۵ درصد سریستی شده‌اند (شکل ۳-E).

ترواکیت: بافت این واحد نیز پورفیری تا جریان‌ی است. درشت‌بلورهای (۲۵ تا ۳۰ درصد) آن شامل پلاژیوکلاز (۵ تا ۸ درصد)، سانیدین (با ماکل کارلسباد) (۱۵ تا ۱۷ درصد) و پیروکسن (۲ تا ۵ درصد) هستند (شکل ۳-F). این واحد تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتیک متوسط تا شدید قرار گرفته است. در این



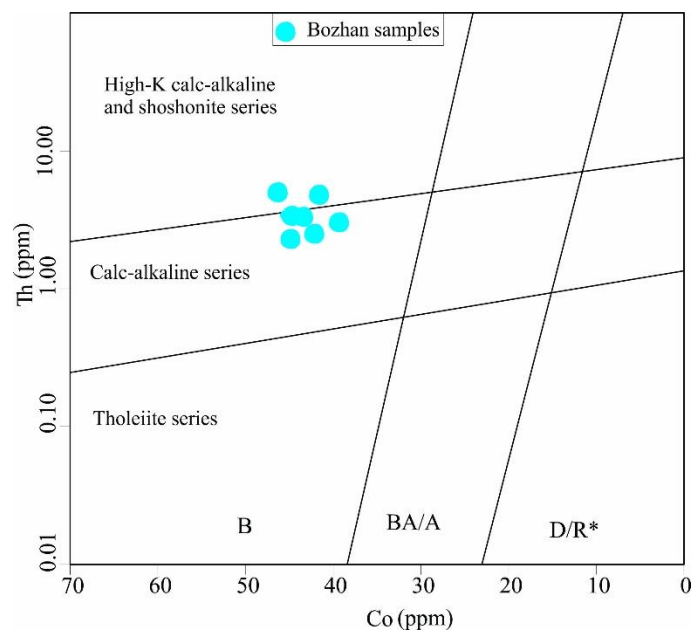
شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای آذرین و دگرسانی آنها در منطقه بوژان (در نور XPL)، A: بازالت، B: دگرسانی پروپلیتیک در واحد آندزیت بازالتی، C: آندزیت، D: کلریت در زمینه واحد آندزیت، E: تبدیل فلدسپارها به سریسیست در واحد آندزیت و F: واحد تراکیت. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت، Cal: کلسیت، Px: پیروکسن، Ser: سریسیست).

Fig. 3. Photomicrographs of volcanic rocks and hydrothermal alteration assemblages in the Bojan area. A: Basalt (XPL), B: Propylitic alteration in basaltic andesite (XPL), C: andesite (XPL), D: Chlorite mineral in matrix of andesite unit, E: feldspar altered to sericite in andesite unit, and F: Trachyte (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Chl: Chlorite, Cal: Calcite, Px: Pyroxene, Ser: sericite).



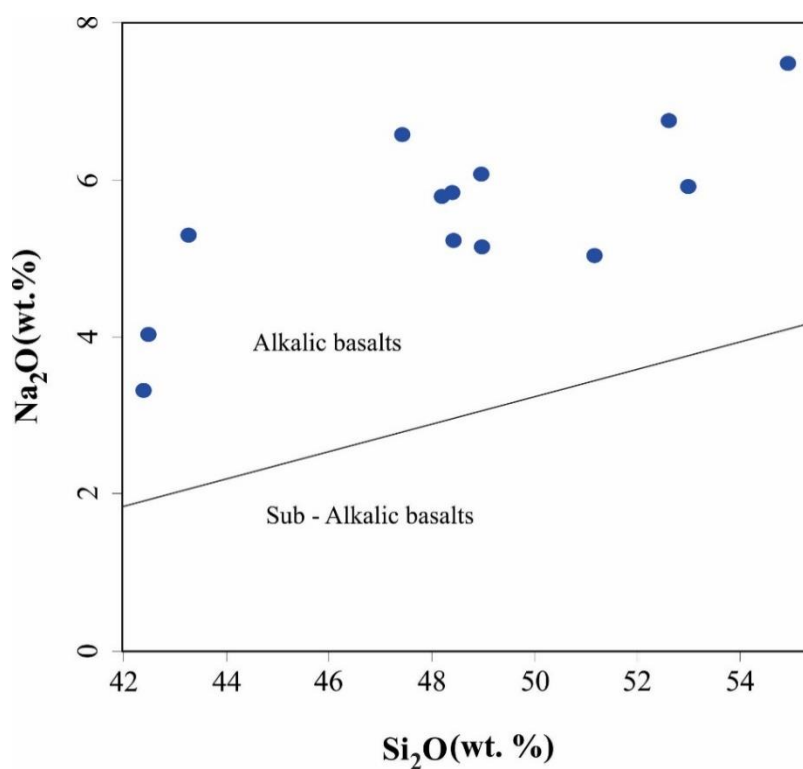
شکل ۴. نمودار نام‌گذاری (Winchester and Floyd, 1977) برای سنگ‌های آتشفشانی بوژان

Fig. 4. Classification diagram (Winchester and Floyd, 1977) for Bozhan volcanic rocks



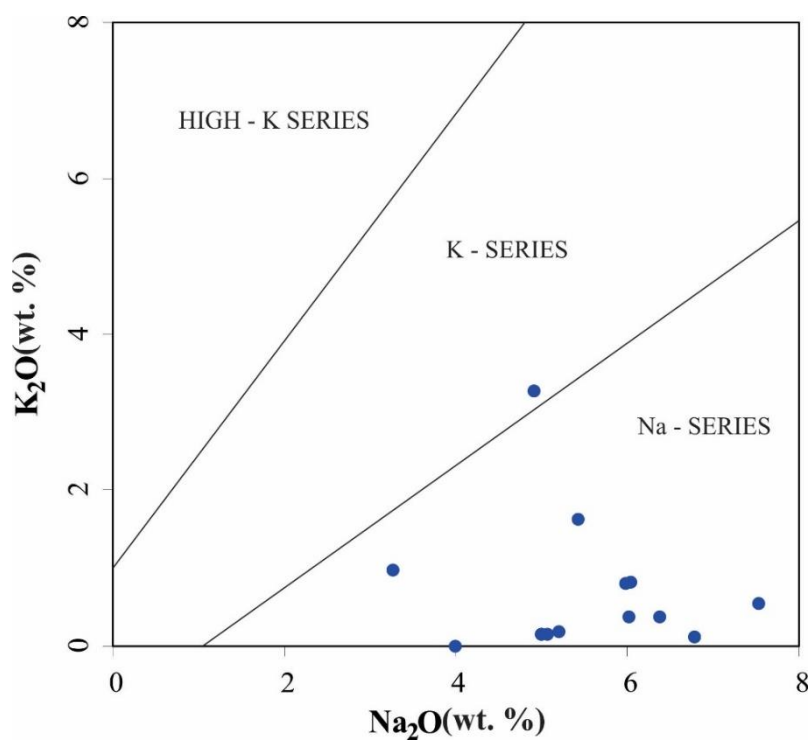
شکل ۵. نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) برای نمونه های منطقه بوژان

Fig. 5. Th vs. Co diagram (Hastie et al., 2007) for the Bojan area



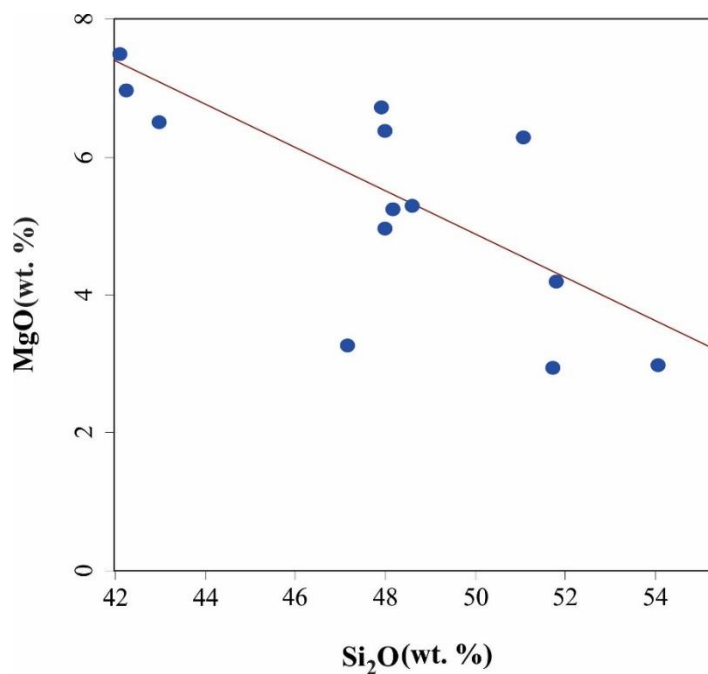
شکل ۶. نمودار Na₂O در برابر SiO₂ (Middlemost, 1975) برای نمونه های منطقه بوژان

Fig. 6. Na₂O vs. Si₂O diagram (Middlemost, 1975) for the Bojan area



شکل ۷. نمودار K_2O در برابر Na_2O (Middlemost, 1975) برای نمونه‌های منطقه بوژان

Fig. 7. Na_2O vs. K_2O diagram (Middlemost, 1975) for the Bojan area

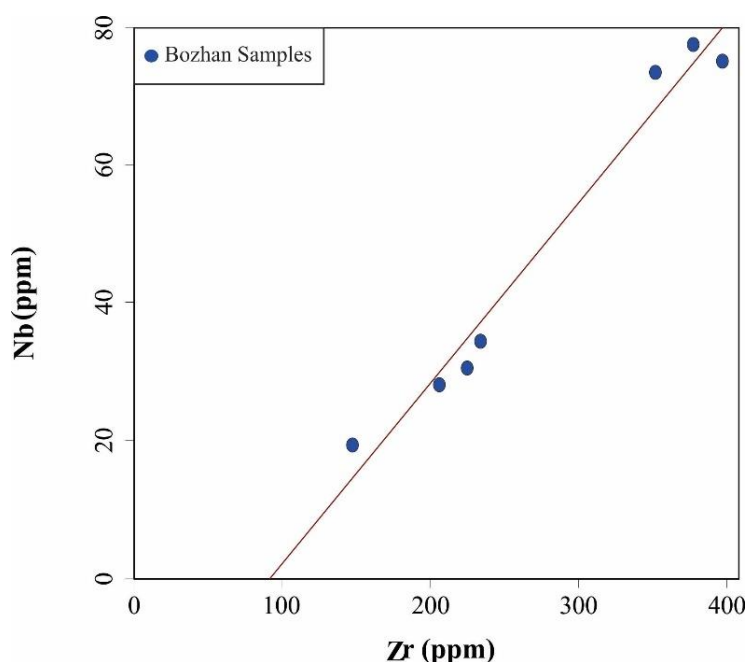


شکل ۸. نمودار MgO در برابر SiO_2 (Zhu et al., 2007) برای نمونه‌های منطقه بوژان

Fig. 8. MgO vs. Si_2O diagram (Zhu et al., 2007) for the Bojan area

می‌رسد، فرایند آغشتگی پوسته‌ای نقشی مهم در تحول و تغییرات ماگمای اولیه سنگ‌های منطقه مورد بررسی ایفا نکرده است. در نمودار Zr در مقابل Nb (شکل ۹) بر حسب ppm طیف سنگ‌های مورد بررسی را نمایش می‌دهد. در این نمودار به طور مشخص نسبت ثابتی حدود ۶/۵ از Zr/Nb دیده می‌شود که می‌تواند بیانگر این امر باشد که سنگ‌های مورد بررسی حاصل انجام تبلور تفریقی از یک ماگمای مادر اولیه هستند.

فرایند تبلور تفریقی می‌تواند به افزایش غلظت عناصر ناسازگار در ماگماهای بازالتی نسبت به ماگمای اولیه آنها منجر شود. از سوی دیگر، نسبت تقریباً ثابت عناصر کمیاب ناسازگار نظیر Nb/Zr، La/Zr، Ce/Zr و Rb/Zr در سنگ‌های با مقادیر متفاوت SiO_2 می‌تواند نشانه‌ای بر اهمیت فرایند تبلور تفریقی در تحول ماگمای اولیه باشد (Vogel et al., 2008). در حالی که در صورت تأثیر قابل ملاحظه فرایند آغشتگی پوسته‌ای، این نسبت‌ها به شدت در نمونه‌های تفریق یافته‌تر دچار تغییر می‌شوند. به این ترتیب، به نظر



شکل ۹. نمودار Zr در برابر Nb (Zhu et al., 2007) برای نمونه‌های منطقه بوژان

Fig. 9. Plot of Zr vs. Nb for the Bojan area (Zhu et al., 2007)

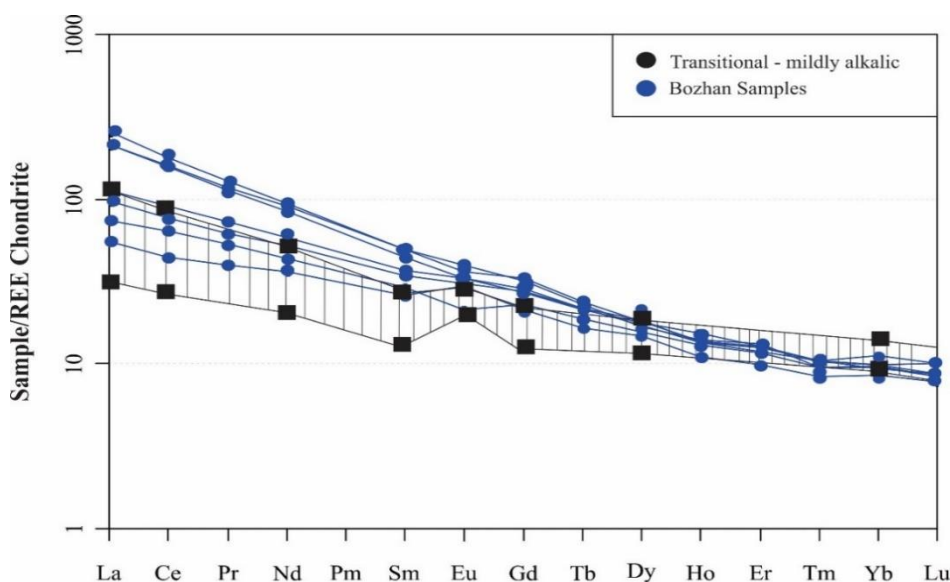
غنی‌شدگی بیشتر LREEs نسبت به HREEs می‌تواند در اثر دو عامل باشد، ۱) درجه‌های کم ذوب‌بخشی (۲/۵ درصد) منبع گوشته‌ای. ۲) آرایش ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004). چنان‌که قبلاً اشاره شد، آغشتگی پوسته‌ای نقشی مهم در تحول و تغییرات ماگمای اولیه سنگ‌های منطقه مورد بررسی ایفا نکرده است. بنابراین می‌توان درجه‌های کم

بررسی نمودارهای عنکبوتی و REE

عناصر نادر خاکی انحلال‌پذیری کمی دارند و در طول فرایندهای هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیرمتحرک هستند. در نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Boynnton, 1984)، غنی‌شدگی واضحی از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود (شکل ۱۰).

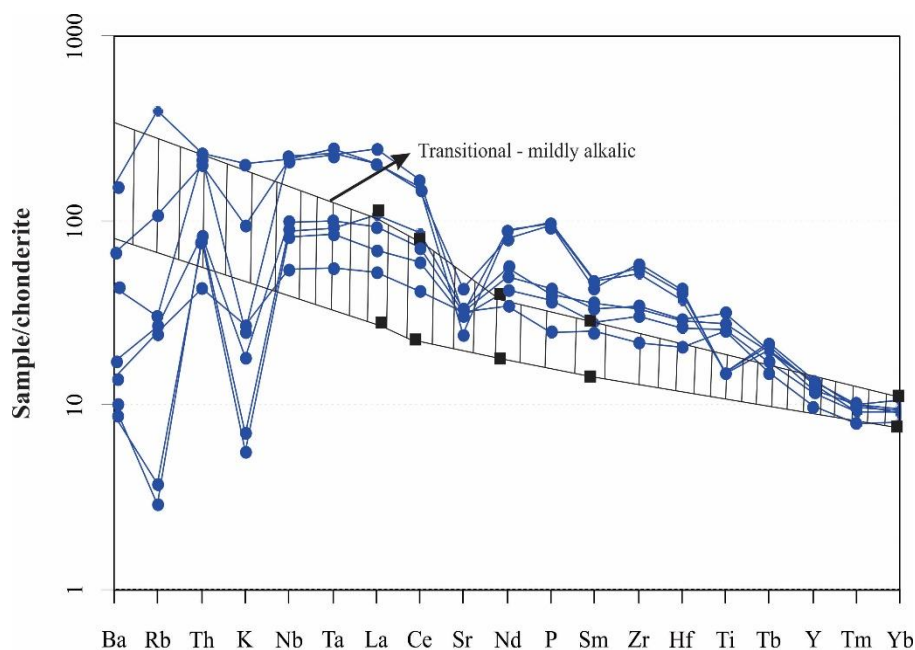
آلکان درون صفحه‌ای قاره‌ای است (Dai et al., 2018a; Dai et al., 2018b; Wang et al., 2011) این شواهد در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه قابل شناسایی است. در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت مورب‌ها (Pearce, 1983) که به ترتیب کاهش ناسازگاری مرتب شده‌اند، سنگ‌های منطقه مورد بررسی از نظر عناصر ناسازگار نسبت به مورب‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند و از نظر عناصر Y و Yb نسبت به مورب‌ها فقیر شده هستند که می‌تواند بیانگر تشکیل آنها از یک منشأ غنی شده و احتمالاً با درجه‌های ذوب‌بخشی کمتری نسبت به مورب‌ها باشد. همچنین برای مقایسه، الگوی عناصر کمیاب در بازالت‌های درون صفحه‌ای و جزایر اقیانوسی در شکل ۱۳ نشان داده شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود، شباهت بسیار زیادی بین الگوی عناصر یاد شده در بازالت‌های منطقه مورد بررسی و بازالت‌های درون قاره‌ای وجود دارد. غنی‌شدگی در Ta، Nb و P و تهی‌شدگی نسبت به عناصر Rb و K ویژگی بیشتر بازالت‌های قلیایی است (Dai et al., 2018a; Dai et al., 2018b).

ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای را عامل غنی‌شدگی بیشتر LREEs نسبت به HREEs دانست. همچنین برای مقایسه در شکل محدوده تغییرات عناصر کمیاب خاکی برای بازالت‌های نسبتاً آلکان تا انتقالی ریف شرقی نایواشا نمایش داده شده است (شکل ۱۰). چنان‌که مشاهده می‌شود، روند عناصر نادر خاکی در سنگ‌های منطقه مورد بررسی با بازالت‌های نسبتاً آلکان تا انتقالی ریف شرقی نایواشا همخوانی بسیار زیادی دارند. در شکل ۱۱ و شکل ۱۲، نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) و گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) نشان داده شده است. چنان‌که مشهود است، بر اساس این نمودارها غنی‌شدگی واضحی از کلیه عناصر کمیاب نسبت به کندریت و گوشته اولیه دیده می‌شود. دارا بودن روند کاهش‌ی در نمودار چند عنصری بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه، غنی‌شدگی عنصرهای Ta، Nb و P و آنومالی منفی عناصر Rb و K آنومالی منفی عنصرهای P، Nb، Ti نشان‌دهنده ویژگی‌های آشکار ماگماتیسم



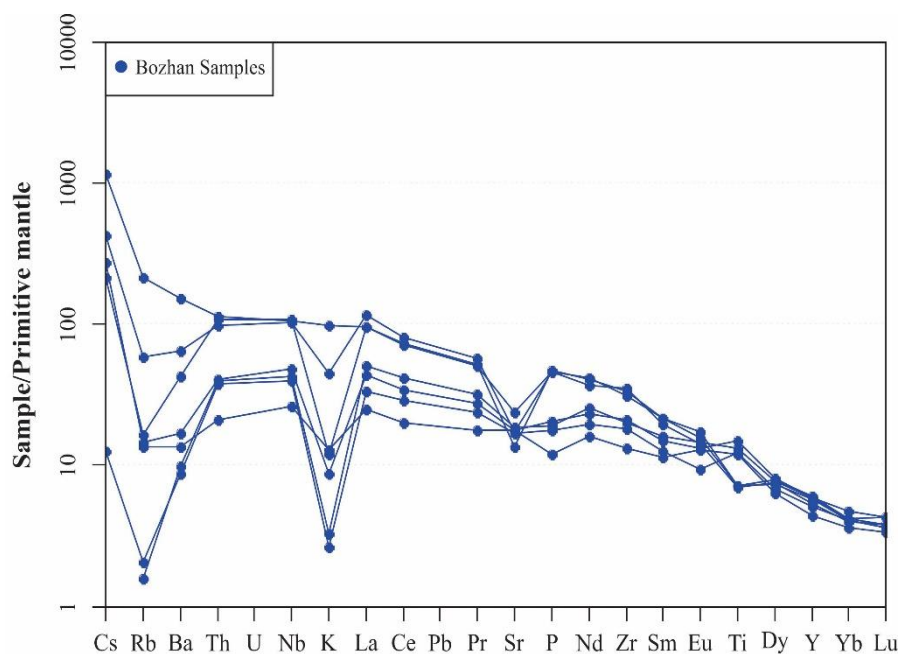
شکل ۱۰. نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های آتشفشانی بوژان برگرفته از بوینتون (Boynton, 1984). اطلاعات ریف شرقی نایواشا برگرفته از ویلسون (Wilson, 1989)

Fig. 10. Chondrite-normalized REE diagram for the Bojan volcanic rocks (Boynton, 1984). Data for Eastern rift of Nayvasha from Wilson (1989)



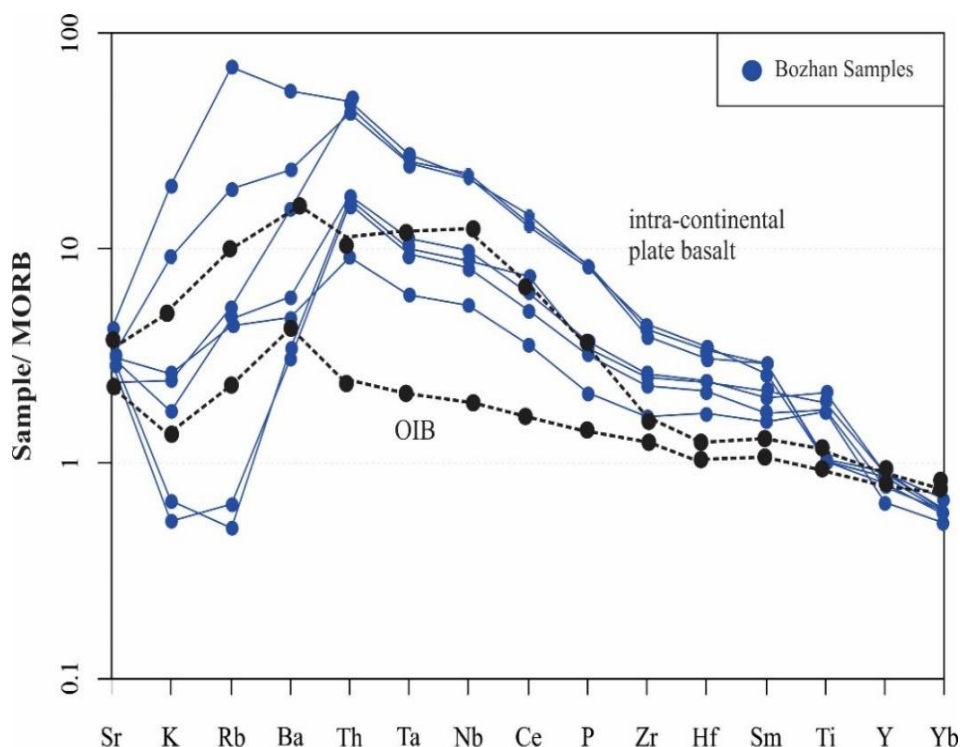
شکل ۱۱. نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب کندریت برای سنگ‌های آتشفشانی بوژان برگرفته از تامپسون (Thompson, 1982). اطلاعات ریفتم شرقی نایواشا برگرفته از ویلسون (Wilson, 1989)

Fig. 11. Chondrite normalized spider diagram for the Bojan volcanic rocks (Thompson, 1982). Data for Eastern rift of Nayvasha from Wilson (1989)



شکل ۱۲. نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) در منطقه بوژان

Fig. 12. Primitive mantle-normalized trace element for the Boozhan mafic rocks (Sun and Mc Donough, 1989)



شکل ۱۳. مقایسه نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب MORB برای سنگ‌های آتشفشانی بوژان و بازالت‌های OIB و بازالت داخل صفحه قاره‌ای (Pearce, 1983)

Fig. 13. A comparison between MORB-normalized spider diagrams of Bojan volcanic rocks and OIB and Intra-continental plate basalt (Pearce, 1983)

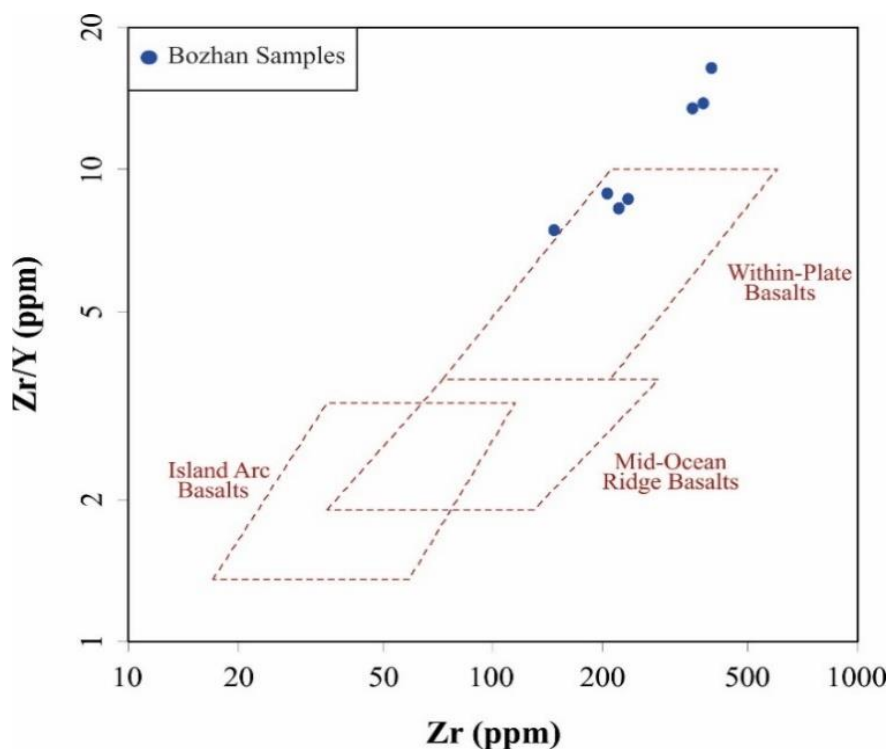
نمونه‌های منطقه مورد بررسی در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۴).

نمودار Zr-Ti (Pearce, 1982) نشان‌دهنده سه محدوده بازالت کمان آتشفشانی، MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPG) است که بر اساس این نمودار، بیشتر نمونه‌های موجود در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای و چهار نمونه در مرز بازالت‌های درون صفحه‌ای و MORB قرار می‌گیرند (شکل ۱۵). بر اساس نمودار سه تایی $\text{FeO}_T\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (Pearce et al., 1977) نیز نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند. افزون بر این، در نمودار سه تایی Zr-2*Nb/4-Y (Meschede, 1986) نیز نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلکالن درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۶ و شکل ۱۷).

منشأ و جایگاه زمین‌ساختی

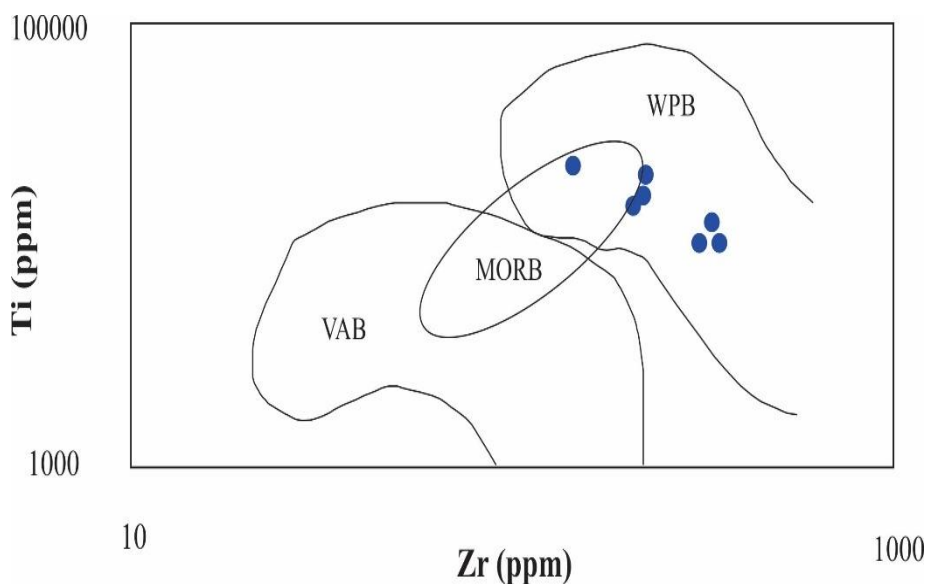
سنگ‌های آتشفشانی آلکالن در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگونی (از محیط‌های قاره‌ای تا اقیانوسی و درون صفحه‌ای تا حاشیه قاره، مگر پشته‌های میان اقیانوسی) یافت می‌شوند (Zhao et al., 1995).

این سنگ‌ها معمولاً در پهنه‌های کششی، در نقاط داغ درون صفحه‌ای، در مراحل نخستین کافت درون قاره‌ای و در بخش‌های درون قاره‌ای پهنه‌های فرورانش حاشیه قاره یافت می‌شوند (Wilson, 1989). برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی، از نمودارهای مختلف مرتبط با سنگ‌های بازالتی استفاده شد (شکل ۱۴، شکل ۱۵، شکل ۱۶ و شکل ۱۷). در نمودار سه تایی Zr-Zr/Y (Pearce and Norry, 1979)،



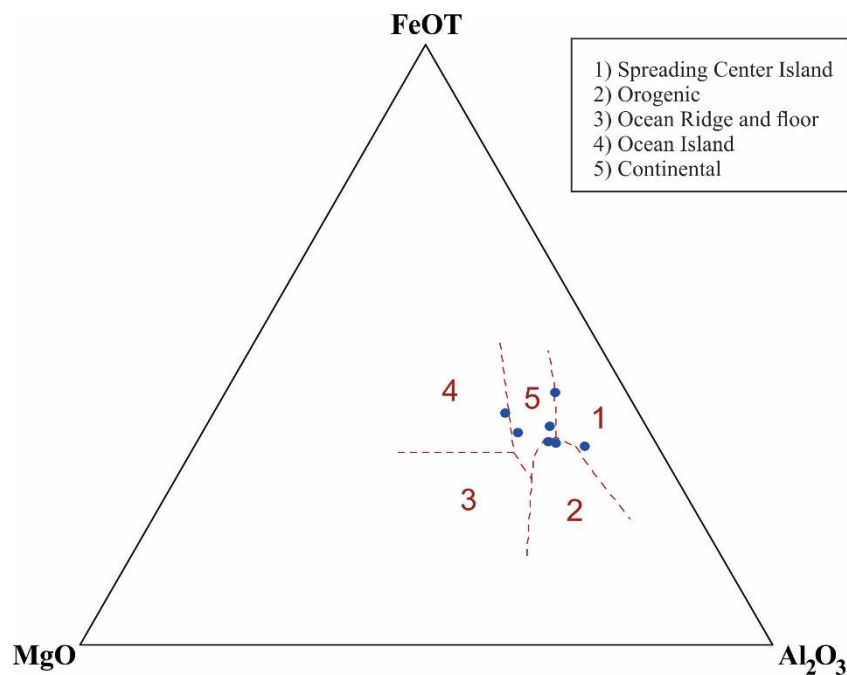
شکل ۱۴. نمودار Zr در برابر Zr/Y برای سنگ‌های آتشفشانی بوژان (Pearce and Norry, 1979)

Fig. 14. Zr vs. Zr/Y diagram of the Boozhan volcanic rocks (Pearce and Norry, 1979)



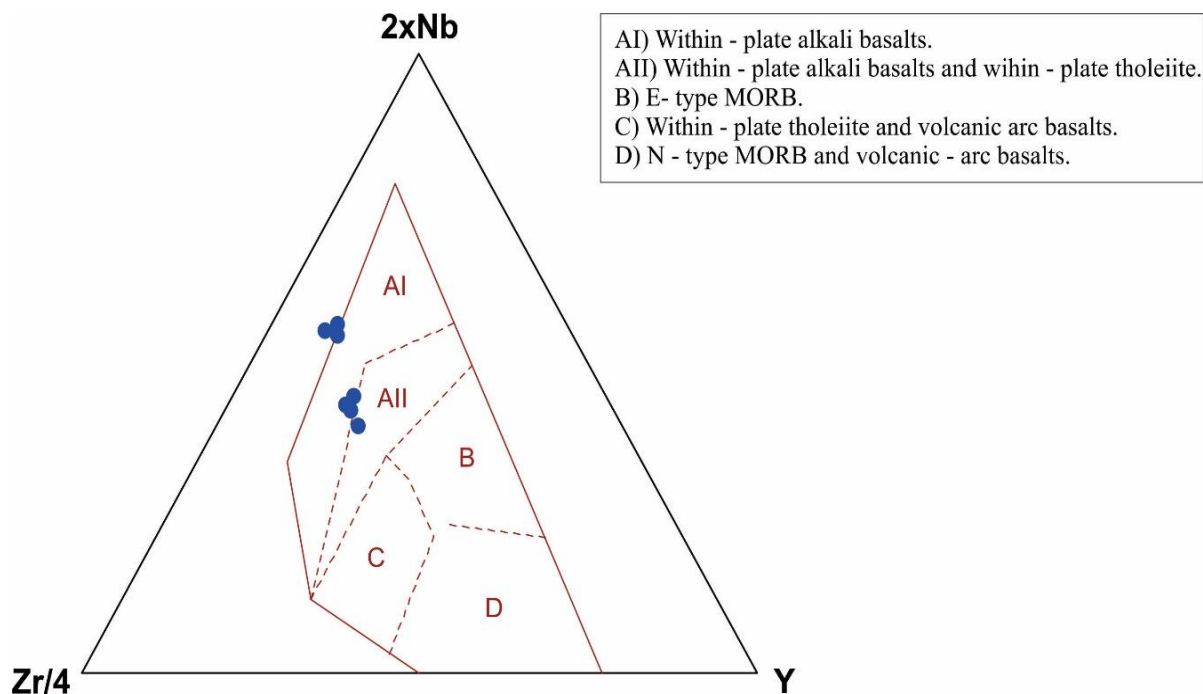
شکل ۱۵. نمودار زمین‌ساختی Zr در برابر Ti برای سنگ‌های آتشفشانی بوژان (Pearce, 1982)

Fig. 15. Tectonomagmatic discrimination diagrams for the Bojan volcanic rocks based on Zr vs. Ti (Pearce, 1982)



شکل ۱۶. نمودار سه تایی $\text{FeO}_T\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ برای بازالت‌های منطقه بوژان (Pearce et al., 1977)

Fig. 16. Ternary diagram of $\text{FeO}_T\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (Pearce et al., 1977) for the Bojan volcanic rocks



شکل ۱۷. نمودار سه تایی Zr/4-Y-2*Nb (Meschede, 1986) برای سنگ‌های آتشفشانی بوژان

Fig. 17. Ternary diagram of Zr/4-Y-2*Nb (Meschede, 1986) for the Bojan volcanic rocks

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی منطقه بوژان با ترکیب بازالت تا آندزیت دارای سرشت آلکالن سدیک هستند. الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به ترکیب کندریت و نیز نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه با مذاب‌های ریشه گرفته از خواستگاه بازالت‌های درون صفحه‌ای مطابقت می‌کند. همچنین

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی ماگمای درون ورقه‌ای هستند. در این خواستگاه منبع گوشته‌ای دچار درجه‌های کم ذوب‌بخشی شده و آثار آلایش پوسته‌ای در کمترین میزان ممکن بوده است. ماگماتیسم در منطقه بوژان در طول چرخه‌ای از کافت درون قاره در هنگام بازشدگی پالتوتیس در اردوئین تا سیلورین شکل گرفته است.

References

- Aghanabati, S.A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey and Mining Exploration of Iran, Tehran. 586p. (in Persian)
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103(8): 983–992.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2)
- Ayati, F., Khalili M., Noghreiyani M. and Mackizadeh, M.A., 2011. Silurian magmatism in the Abyaneh area (Kashan-Central Iran). Journal of Science 35 (4): 21–31. (in Persian) Retrieved July 01, 2021 from <https://www.magiran.com/p794211>
- Baharifar, A.A., Mazaheri, S.A. and Moein-Vaziri, N., 2005. Deformation and its relationship with the crystallization of metamorphic minerals in Dehno area (Mashhad-Khorasan). 9th symposium of Geological society of Iran, Tarbiat Moalem University of Tehran, Tehran, Iran. (in Persian) Retrieved July 01, 2021 from <https://www.en.symposia.ir/SGSI09>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: P. Henderson (Editor) the rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 115–1522.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Dai, H.K., Zheng, J.P., Xiong, Q., Su, Y.P., Pan, S.K., Ping, X.Q. and Zhou, X., 2018a. Fertile lithospheric mantle underlying ancient continental crust beneath the northwestern north China craton: significant effect from the southward subduction of the Paleo-Asian Ocean. Journal of Geological Society of America Bulletin, 131: 3–20.
<https://doi.org/10.1130/B31871.1>
- Dai, L.Q., Zheng, F., Zhao, Z.F. and Zheng, Y.F., 2018b. Geochemical insights into the lithology of mantle sources for Cenozoic alkali basalts in West Qinling, China. Lithos, 302, pp. 86–98.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.013>
- Derakhshi, M. and Ghasemi, H., 2015. Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development. Arabian Journal of Geosciences, 8(2): 849–866.
<https://doi.org/10.1007/s12517-013-1180-2>
- Esmaeili, D., Kananian, A. and Valizadeh, M.V., 2003. Polymorphism in the margins of Mashhad granitoids. 2th symposium of Geological society of Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. (in Persian) Retrieved July 01, 2021 from <https://www.en.symposia.ir/SGSI02>
- Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements, Chemical Geology, 21: 291–306.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(78\)90050-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(78)90050-5)
- Ghazi, A.M., Pessagno, E.A., Hassanipak, A.A., Kariminia, S.M., Duncan, R.A. and Babaie, H.A., 2003. Biostratigraphic zonation and 40Ar–39Ar ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 193(2): 311–323.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00234-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00234-7)
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. Petrology, 48 (12): 2341–2357.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Hatefi, R., 2003. Study on metamorphic rocks and intrusive units in Dehno area (Northwest of Mashhad). M.Sc. Thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran, 112 pp. (in Persian)
- Homam, M. and Ghaemi, F., 2008. The mechanism of fibrolite formation in the contact aureole of Mashhad granite. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 16(1): 159–168 (in Persian). Retrieved July 01, 2021 from <https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=112654>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and Farmer, G.L., 2010. Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 37(4): 384–393.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.11.001>
- 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)
- Middlemost, E.A., 1975. The basalt clan. Earth-Science Reviews, 11(4): 337–364.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(75\)90039-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(75)90039-2)

- Nabavi, M.H., 1976. An introduction to the geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran. 109 pp. (in Persian) Retrieved July 01, 2021 from <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=38741>
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, Andesites. Wiley, United Kingdom, 548 pp. Retrieved July 01, 2021 from <http://orca.cf.ac.uk/id/eprint/8625>
- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, United Kingdom, 249 pp. Retrieved July 01, 2021 from <http://orca.cf.ac.uk/id/eprint/8626>
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69(1): 33–47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C., 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 36(1): 121–132. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90193-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90193-5)
- Pour Latifi, A., 2001. Geological map of Torghabeh, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Samadi. R., 2001. Investigation on the origin of garnet megacrysts in Dehno tonality, Northwest of Mashhad. M.Sc. Thesis, Tehran University, Tehran, Iran, 179 pp. (in Persian)
- Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes 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)
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry, (Editors), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications 42, pp. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Thompson, B.M., 1982. Growth and development of *Pseudocalanus elongatus* and *Calanus* sp. in the laboratory. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom, 62(2): 359–372. <https://doi.org/10.1017/S0025315400057337>
- Vogel, T.A., Hidalgo, P.J., Patino, L., Tefend, K.S. and Ehrlich, R., 2008. Evaluation of magma mixing and fractional crystallization using whole-rock chemical analyses: Polytopic vector analyses. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(4). <https://doi.org/10.1029/2007GC001790>
- Wang, H., Wu, Y.B., Gao, S., Liu, X.C., Gong, H.J., Li, Q.L., Li, X.H. and Yuan, H.L., 2011. Eclogite origin and timings in the North Qinling terrane, and their bearing on the amalgamation of the South and North China Blocks. Journal of Metamorphic Geology, 29: 1019–1031. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00955.x>
- 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>
- Wilson, M., 1989. Review of Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Terra Nova, 1(2): 18–222. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1989.tb00357.x>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation prototextures and setting of VMS mineralization in the Pilbara ducts using immobile elements. Chemistry Geology, 20: 325–344. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Zhao, J.X., Shiraishi, K., Ellis, D.J. and Sheraton, J.W., 1995. Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: implications for the origin of syenitic magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(7): 1363–1382. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00050-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00050-A)
- Zhu, D., Pan, G., Mo, X., Liao, Z., Jiang, X., Wang, L. and Zhao, Z., 2007. Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume–lithosphere interaction. Journal of Asian Earth Sciences, 29 (2–3): 320–335. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2005.12.004>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.68737.1008



Mineralogy of anorthosite veins and host gabbros in the Kal-e-Kafi intrusive body (northeast of Anarak, Isfahan Province, Central Iran)

Hanan Salim¹, Ghodrat Torabi^{2*} , Nargess Nosouhian³

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

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

³ Ph.D., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 06 February 2021

Revised: 10 November 2021

Accepted: 16 November 2021

Keywords

Plagioclase
Clinopyroxene
Anorthosite
Gabbro
Eocene
Kal-e-Kafi
Central Iran

*Corresponding author

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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

In the northeastern part of the Isfahan province and 65 km northeast of the Anarak city (Kal-e-Kafi area), an I-type granitoid pluton cross cut the Paleozoic metamorphic rocks and Eocene volcanic rocks. In the contact of this granitoid body with surrounding rock units, skarn and hornfels have been formed (Ahmadian, 2012; Ranjbar, 2010). The Kal-e-Kafi Eocene intrusive body presents a wide range of mineralogical and petrological compositions, from gabbro to alkali-feldspar granite. Presence of mafic to acidic rocks in this mostly-granitoid body indicates that fractional crystallisation has played an important role during magma evolution. The field and petrographical studies indicate the presence of anorthosite veins within the gabbro section. The mafic and basic parts of this pluton have not been studied yet. The mineralogy and chemistry of rock-forming minerals in the anorthosites and gabbros are the subject of this research study.

Analytical Methods

The mineralogical and petrographical studies have been done by using Olympus BH-2 polarizing microscope in the mineralogy laboratory of the University of Isfahan. EPMA and LA-ICP-MS analyses were used to obtain chemical characteristics of rock-forming minerals. Major-elements composition of minerals were performed by JEOL JXA-8800, WDS microprobe electron analyzer with accelerator voltage of 15 kV, current of 15 nA, diameter of 3 µm, and a counting time of 40 seconds at the Kanazawa University of Japan.

How to cite this article

Salim, H., Torabi, Gh. and Nosouhian, N., 2022. Mineralogy of anorthosite veins and host gabbros in the Kal-e-Kafi intrusive body (northeast of Anarak, Isfahan Province, Central Iran). *Journal of Economic Geology*, 14(2): 115–141. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.68737.1008>



©2022 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.

Natural and synthetic minerals and compounds were used as standards. The ZAF program was used for data correction.

Trace element values of plagioclases and clinopyroxenes were analyzed by LA-ICP-MS (laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry) using an ArF 193 nm Excimer Laser coupled to an Agilent 7500S at the Earth Science Department of the Kanazawa University, Japan. The diameter of the analyzed points was 110 μm at 10 Hz with energy density of 8 J/cm² per pulse.

Mineral abbreviations in tables and photomicrographs are adopted from [Whitney and Evans \(2010\)](#).

Results and Discussion

The Eocene Kal-e-Kafi pluton includes a wide range of rocks from gabbro to alkali-feldspar granite, which points to an extensive magmatic differentiation. Field relationships indicate presence of at least 4 magmatic phases, and gabbro is the first and oldest phase. The most predominant rock unit in the Kal-e-Kafi intrusive body is granitoid. However, in the northern parts, the gabbro and anorthosite present substantial exposures. The anorthosites and gabbros are associated with each other in the field. Anorthositic veins with up to 15 cm thickness cut the gabbro.

Gabbro is composed of bytownite and anorthite plagioclase (An= 84 – 94 %; some of them have been altered to bytownite, andesine and oligoclase), clinopyroxene (diopside, Mg#= 0.75), orthoclase (Or_{0.88}), apatite, magnetite, and prehnite. Anorthosite rock-forming minerals are anorthite plagioclase (An= 89 – 95 %; some anorthite plagioclase have been altered to bytownite and labradorite), sphene and zircon. The main texture of these rocks are granular, intergranular and poikilitic. Field studies suggest that anorthosites are associated with gabbros which have filled the fractures of gabbros.

Very similar petrography and chemical composition of plagioclases in the anorthosites and

gabbros possibly reveal their cogenetic nature. It seems that the primary magma in the magma chamber, first crystallized the clinopyroxene and plagioclase, which caused formation of gabbros. In the next stage, by occurrence of a tectonic activity, the gabbros have broken and the remaining magma which was rich in plagioclase components, crystallized the anorthosites in the fractures. This reveals that the anorthosites of the study area are the plagioclase rich part of the primary basic magma which have formed the gabbros.

According to the field relationships, it is generally believed that anorthosites are differentiates of gabbroic magmas. The studied anorthosite veins and gabbros of the Kal-e-Kafi area are consanguineous. These anorthosites are perhaps generated by the process of collection of plagioclase crystals from a gabbroic magma under the action of gravity and tectonic activity (filter pressing).

Pyroxene is one of the common minerals. The chemical composition of this mineral provides valuable information about the nature of magma, H₂O content, Oxygen fugacity, type of magmatic series, tectonic setting, as well as temperature and pressure of crystallisation ([Schweitzer et al., 1979](#); [Leterrier et al., 1982](#); [D'Antonio and Kristensen, 2005](#)).

Chemistry of clinopyroxens within the gabbros of the Kal-e-Kafi area shows that the parental magma belongs to the sub-alkaline and calc-alkaline magmatic series and these rocks are similar to those of volcanic arcs. The time and place of formation of these plutonic rocks possibly indicate that they are formed by subduction of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM) – confining oceanic crust beneath the CEIM.

Acknowledgments

The authors thank the University of Isfahan for financial supports.



کانی‌شناسی رگه‌های آنورتوزیتی و گابروهای دربرگیرنده در توده نفوذی کالکافی (شمال شرق انارک، استان اصفهان، ایران مرکزی)

حنان سلیم^۱، قدرت ترابی^{۲*} ID، نرگس نصوحیان^۳

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

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

^۳ دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

منطقه کالکافی در حدود ۶۵ کیلومتری شمال شرق شهر انارک (بخش شمال شرقی استان اصفهان) واقع شده است. در این منطقه توده نفوذی کالکافی با سن ائوسن بالایی، دگرگونه‌های پالئوزوئیک انارک، سنگ آهک‌های کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زیرین و میانی را قطع کرده است. این توده نفوذی طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها از گابرو تا آلکالی فلدسپار گرانیت را شامل می‌شود که بیانگر رخداد تفریق ماگمایی بسیار گسترده است. آنورتوزیت‌ها به صورت رگه‌هایی در درون گابروها دیده می‌شوند که ضخامت این رگه‌ها متغیر بوده و تا حدود ۱۵ سانتی‌متر هم می‌رسد. گابروها از پلاژیوکلازهای نوع آنورتیت ($An=84-94\%$) که برخی از آنها به بیتونیت، آندزین و الیگوکلاز تغییر یافته‌اند، کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید ($Mg\#=0.75$)، ارتو کلاز ($Or_{0.88}$)، آپاتیت، مگنتیت و پره‌نیت تشکیل شده است. آنورتوزیت‌ها نیز متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز از نوع آنورتیت ($An=89-95\%$)؛ که گاهی این پلاژیوکلازها به بیتونیت و لابرادوریت تغییر یافته‌اند، اسفن و زیرکن هستند. بافت‌های اصلی این سنگ‌ها گرانولار، اینترگرانولار و بوئی کیلیتیک است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که آنورتوزیت‌ها با گابروها همراه بوده و شکستگی‌های گابروها را پر کرده‌اند. بررسی ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای درون گابروها و پلاژیوکلازهای موجود در آنورتوزیت‌ها بیانگر شباهت بسیار زیاد این کانی‌ها از نظر محتوای عناصر اصلی و کمیاب بوده و بیانگر ارتباط ژنتیکی این سنگ‌هاست. این ویژگی نشان می‌دهد که آنورتوزیت‌های منطقه کالکافی در حقیقت ادامه تبلور بخش غنی از پلاژیوکلاز ماگمای گابروی اولیه است.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۱۸

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۸/۱۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۲۵

واژه‌های کلیدی

پلاژیوکلاز
کلینوپیروکسن
آنورتوزیت
گابرو
ائوسن
کالکافی
ایران مرکزی

نویسنده مسئول

قدرت ترابی

Torabighodrat@sci.ui.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

سلیم، حنان؛ ترابی، قدرت و نصوحیان، نرگس، ۱۴۰۱. کانی‌شناسی رگه‌های آنورتوزیتی و گابروهای دربرگیرنده در توده نفوذی کالکافی (شمال شرق انارک، استان اصفهان، ایران مرکزی). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۲): ۱۱۵-۱۴۱. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.68737.1008>

مقدمه

بررسی بخش بازیک و مافیک توده‌های نفوذی که دارای ترکیب عمومی گرانیتوئیدی هستند، اطلاعات بسیار مهمی در مورد ماهیت ماگمای والد و همچنین تحولات مرتبط با آن ماگماتیسم در اختیار زمین‌شناسان قرار می‌دهد. متأسفانه در بسیاری از بررسی‌های انجام‌شده بر روی توده‌های گرانیتوئیدی، سنگ‌شناسی بخش‌های بازیک این توده‌ها کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند. ماگماهای بازالتی و گابرویی معمولاً به عنوان ماگمای اولیه در نظر گرفته می‌شوند و بررسی آنها می‌تواند مسائل مرتبط با رخداد ذوب‌بخشی، تشکیل ماگما، تفریق و تحولات حین صعود ماگما را مشخص کند (Green et al., 2001).

ناحیه انارک به سبب وجود کانسارهای مختلف و واحدهای سنگی بسیار متنوع، از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان و معدن‌کاران بوده است (Yakovenko et al., 1981; Aistov et al., 1984; Romanko et al., 1984). منطقه کالکافی و مناطق مجاور نیز به عنوان بخشی از ناحیه انارک توسط پژوهشگران متعددی از دیدگاه‌های زمین‌شناسی ناحیه‌ای، سنگ‌شناسی و ارزیابی توانایی‌های معدنی مورد بررسی قرار گرفته است (Ahmadian et al., 2009; Namdar Mohammadi, 2009; Ahmadian et al., 2016; Sargazi and Torabi, 2019). این منطقه از نظر وجود کانی‌سازی مس، مولیبدن، طلا، آهن، دگرسانی‌های وابسته و وجود اسکارنها و هورنفلس دارای اهمیت فراوان است (Ranjbar, 2010).

رخداد پلوتونیزم کالکافی در زمان ائوسن و ورود توده نفوذی به درون سنگ‌های قدیمی‌تر این منطقه، عامل کانی‌سازی‌های مختلف در منطقه معرفی شده است (Salim, 2019). بخش بازیک این توده نفوذی (گابرو و آنورتوزیت) تاکنون مورد بررسی سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی قرار نگرفته است. از آنجایی که بررسی ماگماها و سنگ‌های بازیک به عنوان ماگمای اولیه یا ماگمای نزدیک به اولیه در بررسی‌های پتروژنز بسیار مهم بوده (Green et al., 2001) و از آنورتوزیت‌ها نیز علاوه بر اهمیت

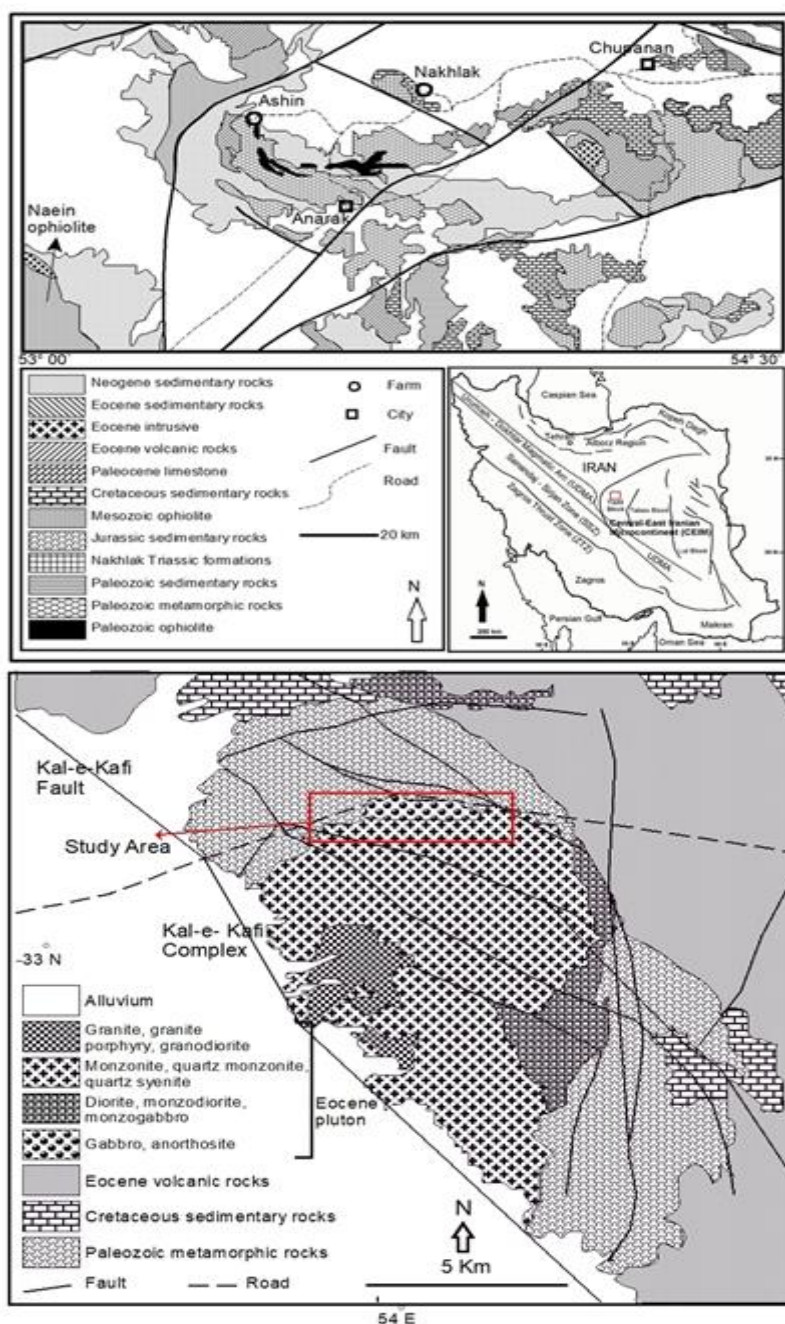
سنگ‌شناسی می‌توان به عنوان یک کلید اکتشافی استفاده کرد (Woodruff et al., 2013; Charlier et al., 2015). این پژوهش بر روی گابرو و آنورتوزیت‌های منطقه کالکافی متمرکز شد. تعیین ماهیت و چگونگی تشکیل گابروها و آنورتوزیت‌های موجود در توده نفوذی منطقه کالکافی، به همراه تعیین سری ماگمایی و بیان تحولات سنگ‌شناختی آنها از اهداف این پژوهش می‌باشد که به منظور دسترسی به آنها از نتایج بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و شیمی‌کانی‌ها استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه کالکافی

در بخش‌های شمال شرقی استان اصفهان و ۶۵ کیلومتری شمال شرق شهر انارک، در منطقه کالکافی یک توده نفوذی گرانیتوئیدی از نوع I (Ahmadian et al., 2012; Ahmadian et al., 2016)، سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک و سنگ‌های ولکانیک ائوسن را قطع کرده است و در مرز این توده گرانیتوئیدی با سنگ‌های اطراف اسکارن و هورنفلس تشکیل شده است (Ranjbar, 2010). توده نفوذی کالکافی دارای سن ائوسن بوده (Aistov et al., 1984) و محدوده وسیعی از ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی شامل گابرو تا گرانیت را شامل می‌شود. استوک گرانیتوئیدی کالکافی از نظر عناصر مس، مولیبدن و طلا دارای اهمیت اقتصادی فراوانی بوده و بررسی‌های اکتشافی چندی روی آن انجام شده (Yakovenko et al., 1981) و یا در حال انجام است. بررسی‌های صحرایی نشان از وجود رگه‌های آنورتوزیتی در درون گابروهای این منطقه دارد. سنگ‌های بازیک این توده گرانیتوئیدی تاکنون بررسی نشده‌اند.

منطقه کالکافی به صورت ساختاری گنبدی شکل بزرگ است که گرانیتوئید کالکافی در مرکز آن واقع شده است (شکل ۱) (Salim, 2019). پریدوتیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک مجموعه انارک که سنگ میزبان توده نفوذی کالکافی هستند، در بخش‌های شمالی و جنوبی منطقه رخنمون دارند (شکل ۲-A) (Zakipour and Torabi, 2021). دگرگونه‌های پالئوزوئیک

انارک که موسوم به شیست‌های انارک بوده، بعد از پریدوتیت‌ها، قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه هستند. سنگ‌های آتشفشانی در بخش شرقی با ناپیوستگی بر روی واحدهای رسوبی کرتاسه زیرین قرار گرفته‌اند (شکل ۲-ا) (Nazari et al., 2019).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه کالکافی برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کبودان، آستوف و همکاران (Aistov et al., 1984) با تغییرات

Fig. 1. Simplified geological map of the Kal-e-Kafi area (Adapted from Kaboudan 1:100000 geological map, by Aistov et al., 1984; slightly modified)

سنگ آهک‌های کرتاسه نیز با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی تشکیلات پالئوزوئیک قرار دارند (شکل ۲-B). توده نفوذی کالکافی علاوه بر سنگ‌های ولکانیک ائوسن، سنگ آهک‌های کرتاسه، مرمرها و شیست‌های پالئوزوئیک را نیز قطع کرده و باعث ایجاد اسکارن و هورنفلس شده است (شکل ۱) (Salim, 2019). گرانیتوئید کالکافی توده‌ای بیضی شکل با ابعاد تقریبی $8 \times 5/5$ کیلومتر است (شکل ۱). بررسی‌های انجام‌شده در این پژوهش و پژوهش‌های احمدیان و احمدیان و همکاران (Ahmadian, 2016; Ahmadian et al., 2012) بیانگر وجود حداقل ۴ فاز ماگمایی در مجموعه پلوتونیک کالکافی است که از قدیم به جدید عبارتند از:

۱) فاز اول: گابرو، آنورتوزیت و دیوریت

۲) فاز دوم: مونزونیت و سینیت

۳) فاز سوم: کوارتز مونزونیت تا کوارتز سینیت

۴) فاز چهارم: آلکالی فلدسپار گرانیت پورفیری و مونزو گرانیت پورفیری که سنگ‌های این فاز ماگمایی دارای کانی‌سازی مس-مولبدن هستند.

تعیین سن مطلق انجام‌شده توسط آیستوف و همکاران (Aistov et al., 1984) بر روی گرانیت و کوارتز سینیت‌ها با روش K-Ar، سن ۵۳ میلیون سال معادل با ائوسن پیشین را نشان داده است. تعیین سن گابروها نیز عدد ۶۰ میلیون سال را تأیید کرده که بیانگر زمان پالئوسن است. تعیین سن زیرکن‌های موجود در کوارتز مونزونیت‌ها و گرانیت‌های این توده نفوذی به روش U-Pb توسط احمدیان و همکاران (Ahmadian et al., 2016) نیز سن‌های 52 ± 1 و $50/3 \pm 1$ میلیون سال را ارائه می‌کند که بیانگر ائوسن پیشین است.

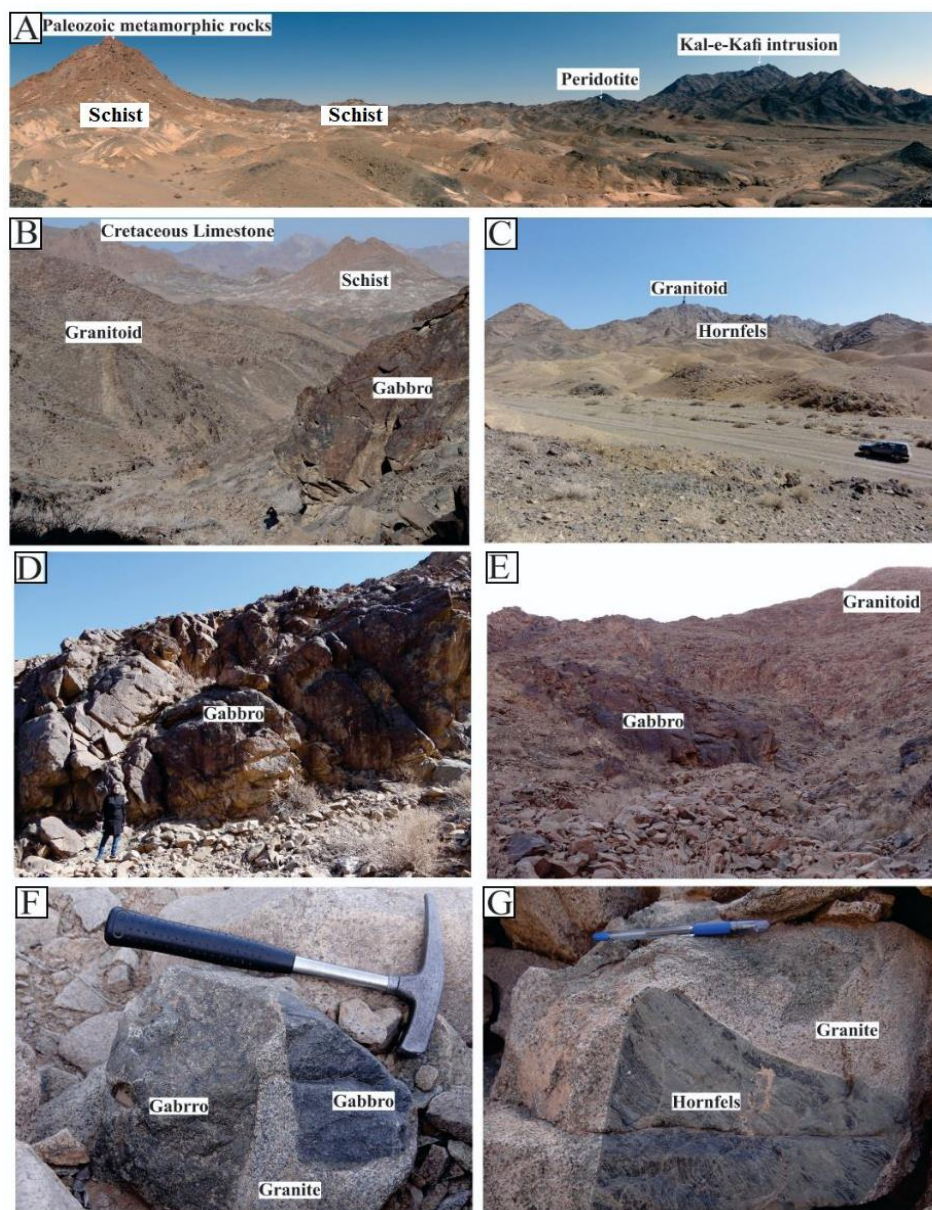
در اثر ورود توده نفوذی گرانیتوئیدی کالکافی به درون دگرگونه‌های انارک یک زون هورنفلسی در سنگ‌های دگرگونه میزبان ایجاد شده است (Ranjbar, 2010) که در برخی موارد قطعه‌هایی از این هورنفلس‌ها به صورت آنکلاو در درون گرانیتوئیدها قابل مشاهده هستند (شکل ۲-C و G). بررسی‌های صحرایی این پژوهش نشان داده است که در بخش‌های

شمالی این توده نفوذی، یک واحد گابرویی وجود دارد که قدیمی‌ترین واحد سنگ‌شناسی بوده و در همراهی با آنورتوزیت‌هاست (شکل ۲-D و E). آنورتوزیت‌ها به صورت رگه‌هایی روشن رنگ در درون گابروها وجود دارند (شکل ۳). بنابراین پیشنهاد می‌شود که نام فاز اول ماگمایی در توده نفوذی کالکافی به صورت فاز گابرو، آنورتوزیت، دیوریت و مونزو دیوریت بیان شود. ضخامت رگه‌های آنورتوزیتی درون گابروها متغیر بوده و به ۱۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. در بخش‌های شمالی این توده نفوذی، علاوه بر رخنمون‌های اصلی، گابروها را می‌توان به صورت آنکلاوهایی در درون گرانیتوئیدها نیز مشاهده کرد (شکل ۲-E و F). در این توده نفوذی، انواع گابرو شامل گابروهای پگماتوئیدی، ملاگابرو، مزوگابرو و لوکوگابرو را می‌توان مشاهده کرد. وجود انواع گابرو و مشتقات آن از ملاگابرو تا لوکوگابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت و مونزو دیوریت در فاز اول توده نفوذی کالکافی را می‌توان حاصل رخداد تفریق ماگمایی گسترده دانست.

کانی‌شناسی

روش انجام تحقیق

هم‌زمان با بررسی‌های صحرایی، از واحدهای مختلف سنگی موجود در منطقه، نمونه‌برداری صورت گرفت. تعداد ۳۹ نمونه سالم و با دگرسانی اندک برای تهیه مقطع نازک و نازک-صیقلی انتخاب شدند. بررسی‌های پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس مدل BH-2 در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه اصفهان انجام شد و برخی از کانی‌ها برای انجام آنالیز شیمیایی انتخاب شدند. برای دستیابی به داده‌های شیمیایی کانی‌ها از دستگاه‌های آنالیز EPMA و LA-ICP-MS استفاده شد. آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها برای تعیین مقدار عناصر اصلی، توسط دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب JEOL JXA-8800، WDS با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت و جریان ۱۵ نانوآمپر و قطر ۳ میکرومتر در دانشگاه کانازاواوی ژاپن انجام شد.



شکل ۲. تصاویر صحرایی منطقه کالکافی و واحدهای سنگی موجود در آن، A: نمای کلی از واحدهای سنگی موجود در منطقه شامل پریدوتیت، دگرگونه‌های انارک و توده نفوذی کالکافی (نگاه به سمت جنوب شرقی)، B: گابرو و گرانیتوئید همراه با شیست‌های پالئوزوئیک و سنگ آهک‌های کرتاسه (نگاه به سمت شمال غرب)، C: تشکیل هورنفلس در مرز توده نفوذی گرانیتوئیدی با شیست (نگاه به سمت شرق)، D: بخش گابرویی توده نفوذی منطقه کالکافی (نگاه به سمت شرق)، E: رخنمون گابروها به صورت انکلاو بزرگ در بخش گرانیتوئیدی، F: قطعاتی از گابروها به صورت انکلاو در گرانیتوئید و G: قطعه‌ای زینولیت هورنفلسی در گرانیتوئید

Fig. 2. Field photographs of the Kal-e-Kafi area and rock units, A: A panorama view of the Kal- e-Kafi area presents peridotite, Anarak metamorphic rocks and Kal- e-Kafi pluton (View to the southeast), B: Gabbro and granitoid associated with Paleozoic schist and Cretaceous limestone (View to the northwest), C: Hornfels formation in contact of the granitoid and Paleozoic schists (View to the east), D: Gabbroic part of the Kal-e-Kafi pluton (View to the east), E: Gabbro exposure as a big enclave within the granitoid pluton, F: Gabbroic enclaves in the granitoid, and G: Hornfels xenolith enclave within the granitoid

پتروگرافی گابروها

بررسی‌های پتروگرافی در این پژوهش و پژوهش‌های پیشینان مثل احمدیان، احمدیان و همکاران (Ahmadian, 2012; Ahmadian et al., 2016) همگی بیانگر این موضوع هستند که توده نفوذی کالکافی دارای شواهد تفریق گسترده بوده و سنگ‌های بازیک تا اسیدی را شامل می‌شود. گابروها نیز در بررسی‌های پتروگرافی از تیره تا روشن دیده می‌شود. این تغییرات پتروگرافی در اثر رخداد تفریق ایجاد شده است. در این تغییرات، از مقدار مودال پیروکسن کاسته شده و به مقدار پلاژیوکلاز افزوده می‌شود. از بین گابروها فقط مزوگابروها دارای رگه‌های آنورتوزیتی بودند که در این پژوهش بیشتر مورد توجه قرار گرفته‌اند. گابروها متوسط تا درشت‌بلور بوده و به رنگ سبز تیره قابل مشاهده هستند. از نظر پتروگرافی، این گابروها دارای کانی‌های اصلی کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز (۸۵ درصد) و کانی‌های فرعی شامل ارتوکلاز، آپاتیت، پرنیت، مگنتیت، کلریت، ترمولیت، زیرکن و اسفن (۱۵ درصد) هستند (شکل ۴- A، B، C و D). بافت‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار و پوئی‌کیلیتیک هستند.

کلینوپروکسن عمده‌ترین و مهم‌ترین کانی در سنگ‌های گابرویی دربرگیرنده آنورتوزیت‌هاست که درصد بالایی از سنگ (بیش از ۵۰ درصد حجمی) را به خود اختصاص داده است (شکل ۴). کلینوپروکسن‌ها به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل بوده و ابعاد آنها از ۰/۲ تا ۴/۵ میلی‌متر متغیر است. بررسی‌های میکروسکوپی نشان‌دهنده آن است که در این گابروها، ابتدا کلینوپروکسن شروع به تبلور کرده و سپس در حالی که کلینوپروکسن هنوز در حال تبلور بوده است، پلاژیوکلاز نیز شروع به تبلور می‌کند (تبلور هم‌زمان). پس از مدتی، تبلور کلینوپروکسن تمام شده و پلاژیوکلاز به تبلور خود ادامه می‌دهد (شکل ۴). در برخی موارد در کناره‌ها، در طول شکستگی‌ها و در امتداد رخ‌های کلینوپروکسن شواهدی از تأثیر دگرسانی را می‌توان با ایجاد

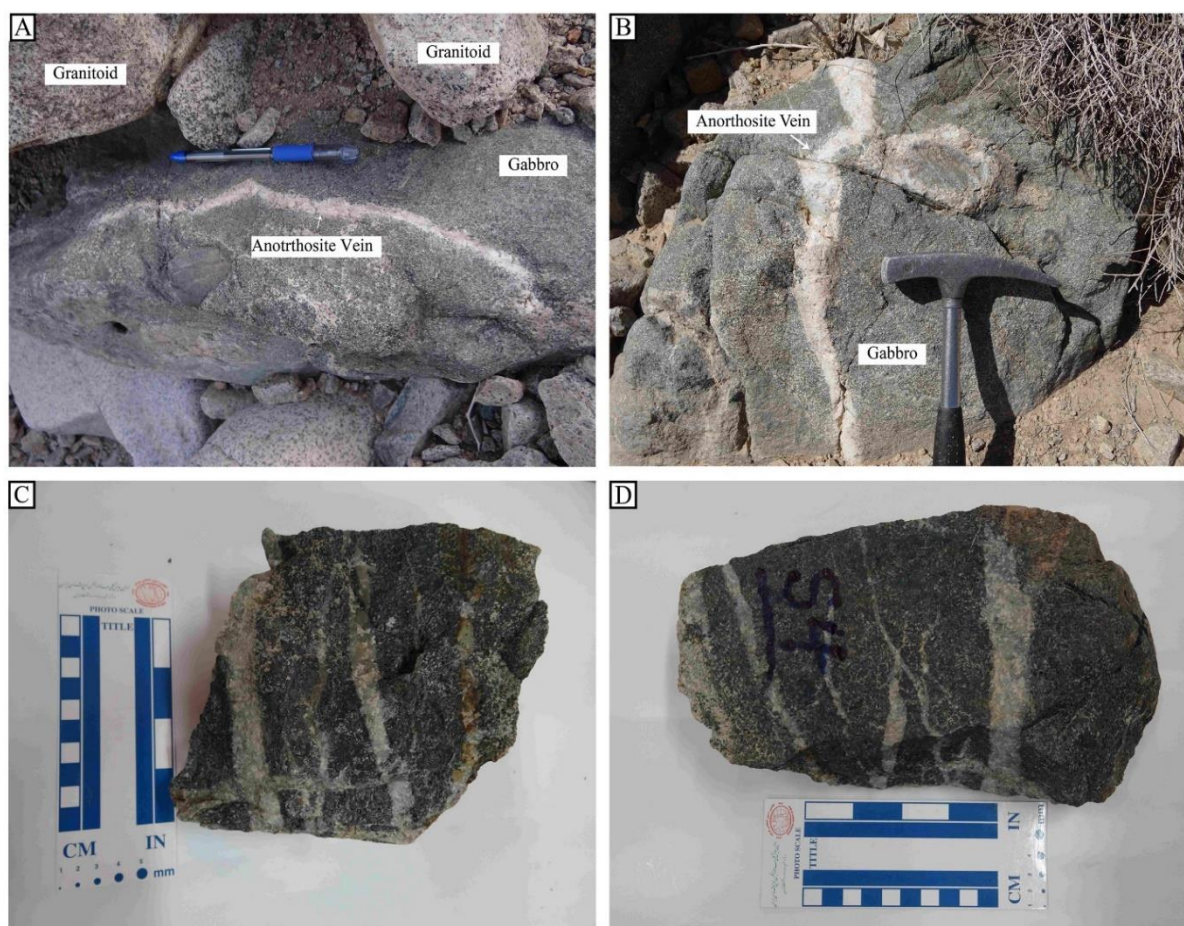
تعدادی از کانی‌های پلاژیوکلاز موجود در گابروها و آنورتوزیت‌های منطقه کالکافی که بدون دگرسانی بوده و شرایط مناسب برای انجام آنالیز LA-ICP-MS را دارا بودند، برای این روش از آنالیز انتخاب شدند. این آنالیز برای دستیابی به مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی موجود در پلاژیوکلازهای گابروها و آنورتوزیت‌های توده نفوذی کالکافی انجام شد. در این بررسی، دستگاه لیزر ابلیشن مدل 193 nm ArF excimer: MicroLas GeoLas Q-Plus به همراه طیف‌سنج جرمی ICP مدل Agilent 7500S در دانشگاه کانازاواای ژاپن استفاده شد که در این روش قطر نقطه‌های آنالیز، ۶۰ میکرومتر است. علائم اختصاری کانی‌ها که در تصاویر میکروسکوپی آورده شده‌اند، از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است.

پتروگرافی گابروها و آنورتوزیت‌های توده نفوذی کالکافی

بررسی نمونه دستی سنگ‌های منطقه کالکافی نشان می‌دهد که انواع مختلفی از گابرو در این منطقه وجود دارد که بعضی از آنها همراه با رگه‌هایی از آنورتوزیت هستند (شکل ۳- A و B). آنورتوزیت‌ها به صورت رگه‌هایی در گابروها با ضخامت متفاوت و بیشینه تا ۱۵ سانتی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۳). گابروهای مورد بررسی به رنگ سبز تیره بوده و بسیار متراکم هستند و بلورهای کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در آنها به خوبی قابل مشاهده‌اند (شکل ۳- C و D)؛ در حالی که رگه‌های آنورتوزیتی سفید رنگ بوده و درز و شکاف‌های موجود در گابروها را پر می‌کنند. این رگه‌ها اغلب از کانی پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند و بدون کانی‌های تیره هستند (شکل ۳- C و D). در بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی به خوبی مشخص است که برخی از رگه‌های آنورتوزیتی یکدیگر را قطع می‌کنند که نشان می‌دهد در این منطقه حداقل دو فاز آنورتوزیت‌زایی رخ داده است (شکل ۳- D).

بوده و اغلب سالم و بدون دگرسانی هستند (شکل ۴). برخی از این پلاژیوکلازهای اولیه که کلسیک هستند، به طور بخشی به پرنیت تبدیل شده‌اند.

کلریت و آمفیبول (ترمولیت) مشاهده کرد که مقداری کانی کدر هم ایجاد شده است. پلاژیوکلاز بیش از ۳۵ درصد حجمی گابروها را به خود اختصاص داده است. پلاژیوکلازها به صورت بی‌شکل تا شکل دار



شکل ۳. A و B: رگه‌های آنورتوزیتی در درون گابروهای توده نفوذی کالکافی، C و D: به خوبی مشخص است که برخی رگه‌های آنورتوزیتی یکدیگر را قطع کرده‌اند.

Fig. 3. A and B: The anorthosite veins within the gabbros of the Kal-e-Kafi pluton, C and D: clearly show that some anorthosite veins cross cutted the each other.

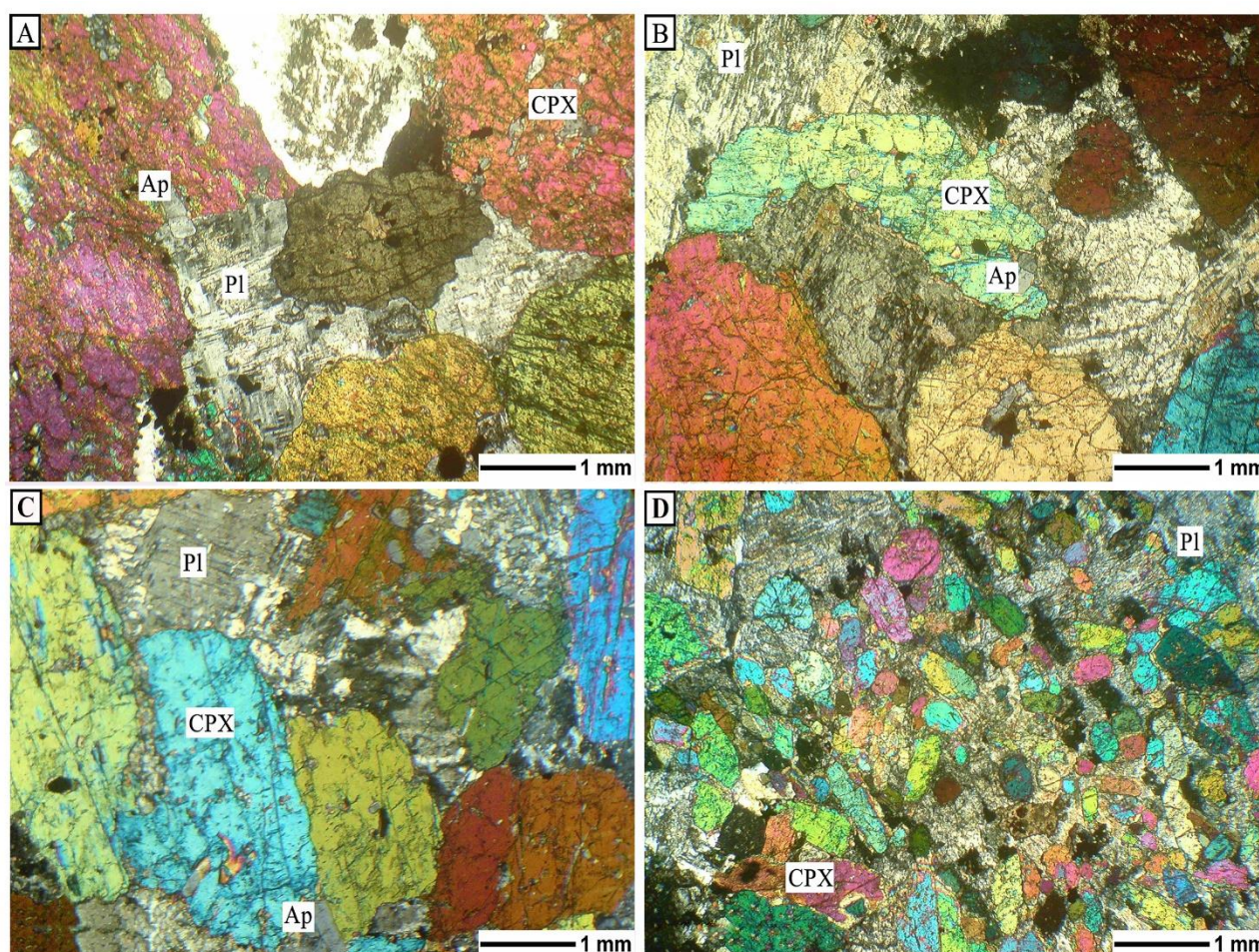
پتروگرافی آنورتوزیت‌ها

A، B، C و D). مرز بین رگه‌های آنورتوزیتی و گابروها کاملاً واضح بوده و در بعضی از رگه‌های آنورتوزیت، قطعه‌های کوچکی از گابرو نیز دیده می‌شود (شکل ۵- C و D). در برخی موارد مشخص است که یک رگه آنورتوزیت رگه‌های دیگر را

آنورتوزیت‌ها در نمونه دستی سنگ‌هایی روشن رنگ و دانه درشت هستند. این سنگ‌ها از نظر پتروگرافی، دارای کانی اصلی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی زیرکن و اسفن هستند (شکل ۵-

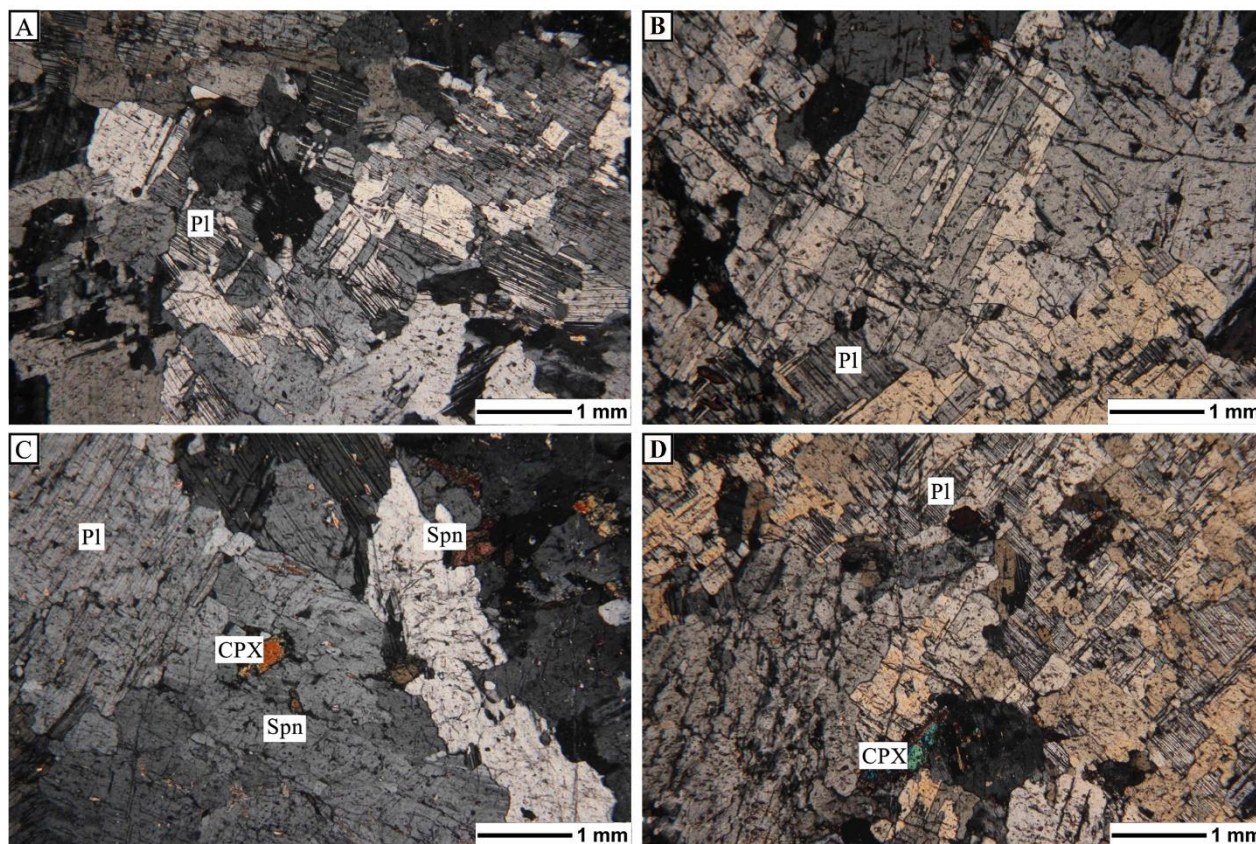
۵. اندازه پلاژیو کلازهای موجود در آنورتوزیت‌ها به ۱۰ میلی‌متر نیز می‌رسد. پلاژیو کلازهای آنورتوزیت‌ها با پلاژیو کلازهای موجود در گابروها از نظر پتروگرافی و ویژگی‌های کانی‌شناسی (اندازه بلورها، زاویه خاموشی و ریخت‌شناسی پلاژیو کلاز) بسیار مشابه هستند. زیرکن با برجستگی زیاد و با هاله پلیوکروئیک زرد تا قهوه‌ای کم رنگ، به صورت ادخال در درون برخی بلورهای پلاژیو کلاز دیده می‌شود

قطع کرده است که نشان‌دهنده وجود دست کم دو فاز آنورتوزیت‌زایی و تشکیل آنورتوزیت‌ها هم‌زمان با فعالیت‌های زمین‌ساختی در این منطقه است. قطع شدن رگه‌های آنورتوزیتی به وسیله یکدیگر در شکل ۳-C و D نشان داده شده است. پلاژیو کلاز بیش از ۹۰ درصد حجمی آنورتوزیت‌های منطقه را به خود اختصاص داده است. این پلاژیو کلازها به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و اغلب سالم و بدون دگرسانی هستند (شکل



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی گابروهای دربرگیرنده رگه‌های آنورتوزیتی در منطقه کالکافی (XPL). A، B و C: بلورهای درشت کلینوپیروکسن و پلاژیو کلاز دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و D: بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیو کلاز با اندازه متوسط. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیو کلاز، Ap: آپاتیت).

Fig. 4. Photomicrographs of gabbros including anorthosite veins of the Kal-e-Kafi area (XPL). A, B and C: Growth grains Clinopyroxene and Plagioclase with Apatite inclusions, and D: Clinopyroxene and Plagioclase with medium size. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: Clinopyroxene, Pl: Plagioclase, Ap: Apatite).



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی از کانی‌های موجود در آنورتوزیت‌های کالکافی (XPL). A و B: آنورتوزیت با بافت گرانولار، C و D: آنورتوزیت با مقادیر فراوان پلاژیوکلاز. اسفن و کلینوپیروکسن کانی‌های فرعی هستند. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Spn: اسفن).

Fig. 5. Photomicrographs of rock-forming minerals of the Kal-e-Kafi anorthosites (XPL). A and B: Anorthosite with granular texture, C and D: Anorthosite with high values of Plagioclase. Sphene and Clinopyroxene are minor minerals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Cpx: Clinopyroxene, Spn: Sphene).

شیمی کانی

بررسی‌های آنالیز شیمی کانی‌های گابروها فقط بر روی گابروهایی انجام شد که دارای رگه‌های آنورتوزیتی بودند. این گابروها از نوع مزوگابرو هستند. بر اساس نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها با استفاده از دستگاه میکروپروپروب، پلاژیوکلازهای سالم موجود در گابروها، در محدوده آنورتیت ($An = 84-94\%$) قرار می‌گیرند (جدول ۱ و شکل ۶-۸). ترکیب پلاژیوکلازهای دگرسان موجود در گابروها از نوع بیتونیت ($An = 72\%$)، آندزین ($An = 35-44\%$) و الیگوکلاز ($An = 17-26\%$) است. در اثر دگرسانی، ترکیب

پلاژیوکلازها به تدریج از کلسیک به سمت سدیک تغییر پیدا می‌کند؛ یعنی با افزایش درجه دگرسانی پلاژیوکلازها، از مقدار کلسیم کاسته شده و به مقدار سدیم افزوده می‌شود. بررسی شیمی پلاژیوکلازهای موجود در آنورتوزیت‌ها نیز نشان می‌دهد که پلاژیوکلازهای سالم و اولیه دارای ترکیب آنورتیت ($An = 89-95\%$) بوده و پلاژیوکلازهای حاصل از دگرسانی پلاژیوکلازهای سالم و اولیه (تغییر در مقادیر CaO و Na_2O) از نوع بیتونیت ($An = 82-86\%$) و لابرادوریت ($An = 50-62\%$) هستند (جدول ۱ و شکل ۶-۸).

مقایسه ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و فرمول ساختاری
 پلاژیوکلازهای اولیه گابروها و آنورتوزیت‌ها نشان می‌دهد که این
 بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها قبل از
 آنها متبلور شده‌اند.
 کانی در هر دو سنگ دارای ترکیب شیمیایی بسیار نزدیک بوده و

جدول ۱. نتایج آنالیز میکروپروب (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری فلدسپارها (بر اساس ۸ اتم اکسیژن) در مزوگابروها و آنورتوزیت‌های موجود در منطقه کالکافی

Table 1. Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the feldspars (based on the 8 Oxygens) in the Kal-e-Kafi mesogabbros and anorthosites.

Rock Type	Gabbro									
Sample no.	B811-3	B811-3	B811-3	B811-3	B811-3	B811-3	B811-3	B811-3	B811-3	B811-1
Point no.	45	46	48	49	47	51	52	59	63	21
SiO ₂	65.93	65.49	65.55	65.78	63.57	64.41	61.89	56.69	56.13	49.83
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.30	18.31	18.20	18.14	22.12	22.19	23.54	26.52	26.55	32.08
FeO*	0.07	0.10	0.05	0.20	0.21	0.24	0.27	0.35	0.25	0.11
MnO	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
MgO	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.13	0.30	0.16	0.01
CaO	0.01	0.04	0.01	0.01	3.68	3.74	5.39	7.57	8.99	14.72
Na ₂ O	1.15	2.52	0.68	0.94	9.43	9.38	8.19	7.27	6.27	2.74
K ₂ O	15.02	13.44	15.73	15.45	0.44	0.30	0.57	0.76	0.27	0.62
Sum	100.50	99.94	100.25	100.53	99.47	100.31	100.01	99.49	98.63	100.12
Oxygen#	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	3.014	3.001	3.013	3.014	2.828	2.837	2.752	2.567	2.558	2.274
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	0.985	0.988	0.985	0.979	1.159	1.151	1.232	1.414	1.425	1.724
Fe ³⁺	0.003	0.004	0.002	0.008	0.008	0.009	0.010	0.013	0.010	0.004
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.009	0.020	0.011	0.000
Ca	0.000	0.002	0.000	0.000	0.176	0.177	0.257	0.367	0.439	0.720
Na	0.102	0.224	0.060	0.083	0.813	0.801	0.706	0.639	0.554	0.242
K	0.876	0.786	0.923	0.903	0.025	0.017	0.033	0.044	0.016	0.036
Sum	4.981	5.008	4.985	4.987	5.010	4.995	5.000	5.065	5.013	5.000
End Members:										
Albite	10.400	22.100	6.100	8.400	80.200	80.500	70.900	60.900	54.900	24.200
Anorthite	0.000	0.200	0.000	0.000	17.400	17.800	25.800	35.000	43.500	72.100
Orthoclase	89.600	77.700	93.900	91.600	2.400	1.700	3.300	4.100	1.600	3.700
Classification	Orthoclase				Oligoclase			Andesine		Bytownite

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز میکروپروب (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری فلدسپارها (بر اساس ۸ اتم اکسیژن) در مزوگابروها و آنورتوزیت‌های موجود در منطقه کالکافی

Table 1 (Continued). Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the feldspars (based on the 8 Oxygens) in the Kal-e-Kafi mesogabbros and anorthosites.

Rock Type	Gabbro						Anorthosite		
Sample no.	B811-1	B811-1	B811-1	B811-1	B811-2	B811-2	B811-1	B811-3	B811-3
Point no.	15	16	18	19	36	43	24	56	58
SiO ₂	46.64	44.90	44.38	43.92	44.27	44.19	52.07	52.98	54.40
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	33.84	34.79	35.18	34.02	35.41	35.42	30.09	29.83	28.52
FeO*	0.29	0.27	0.17	1.23	0.18	0.20	0.11	0.23	0.17
MnO	0.01	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
MgO	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03
CaO	16.64	18.54	19.07	19.75	19.13	19.37	13.10	12.51	10.37
Na ₂ O	0.68	0.92	0.75	0.70	0.54	0.74	3.89	4.36	4.99
K ₂ O	1.66	0.11	0.01	0.02	0.18	0.06	0.74	0.07	1.11
Sum	99.78	99.55	99.59	99.70	99.72	99.97	100.01	100.02	99.61
Oxygen#	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.157	2.083	2.060	2.055	2.054	2.047	2.371	2.400	2.472
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	1.843	1.901	1.923	1.875	1.934	1.933	1.613	1.591	1.526
Fe ³⁺	0.011	0.011	0.006	0.048	0.007	0.008	0.004	0.009	0.006
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Mg	0.002	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002
Ca	0.825	0.922	0.949	0.990	0.951	0.961	0.639	0.607	0.505
Na	0.061	0.083	0.068	0.063	0.048	0.066	0.343	0.383	0.440
K	0.098	0.006	0.001	0.001	0.011	0.004	0.043	0.004	0.064
Sum	4.997	5.008	5.009	5.035	5.006	5.019	5.014	4.997	5.016
End members:									
Albite	6.200	8.200	6.700	6.000	4.800	6.400	33.500	38.500	43.600
Anorthite	83.800	91.200	93.200	93.900	94.200	93.200	62.300	61.100	50.000
Orthoclase	10.000	0.600	0.100	0.100	1.000	0.400	4.200	0.400	6.400
Classification	Anorthite						Labradorite		

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز میکروپروب (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری فلدسپارها (بر اساس ۸ اتم اکسیژن) در مزوگابروها و آنورتوزیت‌های موجود در منطقه کالکافی

Table 1 (Continued). Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the feldspars (based on the 8 Oxygens) in the Kal-e-Kafi mesogabbros and anorthosites.

Rock Type		Anorthosite						
Sample no.	B811-1	B811-3	B811-3	B811-1	B811-1	B811-1	B811-1	B811-2
Point no.	28	53	54	25	26	27	29	42
SiO ₂	45.24	47.32	47.41	45.26	44.04	43.94	44.55	44.51
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	34.50	33.38	33.26	35.19	34.79	35.28	35.08	34.93
FeO*	0.15	0.24	0.21	0.20	0.20	0.21	0.21	0.15
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	17.99	16.83	16.96	18.33	19.87	19.62	19.09	18.62
Na ₂ O	1.63	1.99	1.85	0.73	0.56	0.47	0.56	1.17
K ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.27	0.31	0.08	0.01	0.01
Sum	99.55	99.80	99.74	100.00	99.77	99.60	99.51	99.38
Oxygen#	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.098	2.177	2.182	2.087	2.051	2.044	2.068	2.070
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.884	1.809	1.803	1.911	1.908	1.933	1.918	1.913
Fe ³⁺	0.006	0.009	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.006
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.00	0.000
Ca	0.894	0.830	0.836	0.906	0.991	0.978	0.950	0.928
Na	0.146	0.178	0.165	0.065	0.050	0.042	0.050	0.106
K	0.002	0.001	0.001	0.016	0.018	0.005	0.000	0.000
Sum	5.030	5.005	4.996	4.994	5.026	5.010	4.995	5.023
End Members:								
Albite	14.000	17.600	16.500	6.600	4.700	4.100	5.000	10.300
Anorthite	85.800	82.300	83.400	91.800	93.600	95.400	95.000	89.700
Orthoclase	0.200	0.100	0.100	1.600	1.700	0.500	0.000	0.000
Classification	Bytownite				Anorthite			

نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپروکسن‌های موجود در گابروهای منطقه کالکافی به همراه محاسبه فرمول ساختاری و تعیین اعضای پایانی این کانی‌ها در **جدول ۲** ارائه شده است. کلینوپروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گابروهای کالکافی است. بررسی شیمی کانی کلینوپروکسن‌های موجود در مزوگابروهای منطقه کالکافی بیانگر آن است که این کانی‌ها از دسته پروکسن‌های غنی از آهن، کلسیم و منیزیم هستند و در نمودار $Q - J$ در محدوده Quad قرار می‌گیرند (**شکل ۶-B**). کلینوپروکسن‌های موجود در گابروها دارای ترکیب دیوپسید هستند (**جدول ۲ و شکل ۶-C**). $Mg\#$ کلینوپروکسن‌های موجود در گابروها برابر با $67/82$ تا $78/61$ درصد است (**جدول ۲**). نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} علاوه بر تفکیک کلینوپروکسن‌های آذرین و دگرگونی از یکدیگر، محدوده فشار تبلور آنها را نیز نشان می‌دهد. کلینوپروکسن‌های موجود در گابروها در فشارهای متوسط تا کم متبلور شدند (**شکل ۶-D**). بنابراین از ویژگی‌های این کانی می‌توان در بررسی پتروژنز و شرایط تشکیل ماگما استفاده کرد. به این منظور، از آنالیز LA-ICP-MS، برای دستیابی به مقادیر عناصر نادر خاکی و کمیاب موجود در کلینوپروکسن‌ها و پلاژیوکلازها استفاده شده است (**جدول ۳**).

بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در گابروها و آنورتوزیت‌های کالکافی

بررسی‌های شیمی کانی بیانگر آن است که پلاژیوکلازها و کلینوپروکسن‌های موجود در نمونه‌های مورد آنالیز به ترتیب دارای ترکیب غالب آنورتیت و دیوپسید هستند. کانی دیوپسید از کانی‌های آذرین اولیه در این سنگ‌هاست که ترکیب شیمیایی این کانی‌ها می‌تواند برای ارزیابی ویژگی‌های منشأ تشکیل آنها مورد استفاده قرار گیرد.

الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به ترکیب کندریت برای کلینوپروکسن‌ها بیانگر آن است که همه نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی نسبت به ترکیب کندریت هستند (**شکل ۷-A**).

همچنین مقادیر LREEs در این نمونه‌ها نسبت به HREEs دارای غنی‌شدگی است و نسبت Ce/Yb بهنجار شده به ترکیب کندریت در این کانی‌ها برابر با $6/55$ تا $9/75$ است. روند کلی کلینوپروکسن‌ها در نمودار بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت نشان می‌دهد که LREEs دارای یک الگوی خمیده به سمت بالا (محدب) هستند که این روند احتمالاً به تبلور هم‌زمان کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز اشاره می‌کند (**Ashchepkov and André, 2002**). در طول تبلور این دو کانی، LREEs بیشتر ترجیح می‌دهند که وارد ساختمان پلاژیوکلاز شوند که این مسئله به وسیله آنومالی منفی Sr در نمودار بهنجار شده کلینوپروکسن نسبت به گوشته اولیه نیز قابل تشخیص است (**شکل ۷-B**). این نمودار نشان می‌دهد که مقدار Sr در پلاژیوکلاز از مقدار آن در کلینوپروکسن بیشتر است. از بین کانی‌های مختلف، پروکسن‌ها و گارنت منشأ HREEs محسوب می‌شوند و LREEs بیشتر در فلدسپارها تجمع می‌کنند. بررسی کلینوپروکسن‌ها در گابروهای کالکافی در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نشان دهنده غنی‌شدگی از HREEs و تهی‌شدگی از LILEs و HFSEs نسبت به ترکیب گوشته اولیه است (**شکل ۷-B**). تهی‌شدگی از عناصر Rb، Ba، Th، Nb، Ta و K و آنومالی منفی عناصر Zr و Ti در الگوی این کانی‌ها دیده می‌شود (**شکل ۷-B**). آنومالی منفی Eu در نمودار بهنجار شده کلینوپروکسن‌ها نسبت به کندریت نشان می‌دهد که Eu تمایل بیشتری به ورود در ساختار پلاژیوکلاز دارد تا اینکه بخواهد وارد کلینوپروکسن شود. نمودار بهنجار سازی پلاژیوکلازها نسبت به کندریت نشان می‌دهد که در پلاژیوکلازها مقدار LREEs بیشتر از HREEs بوده و Eu دارای آنومالی مثبت واضحی است. Eu در ساختار پلاژیوکلازها جایگزین Ca می‌شود. HREEs نسبت به LREEs پراکندگی بیشتری از خود نشان می‌دهند که بخشی از این موضوع ممکن است مربوط به مقدار بسیار کم HREEs و بخشی دیگر نیز به دقت دستگاه آنالیز در تعیین مقادیر کم این عناصر مربوط باشد (**شکل ۷-C و D**).

جدول ۲. نتایج آنالیز میکروپروپ (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپروکسن‌ها (بر اساس ۶ اتم اکسیژن) در مزوگابروهای موجود در منطقه کالکافی

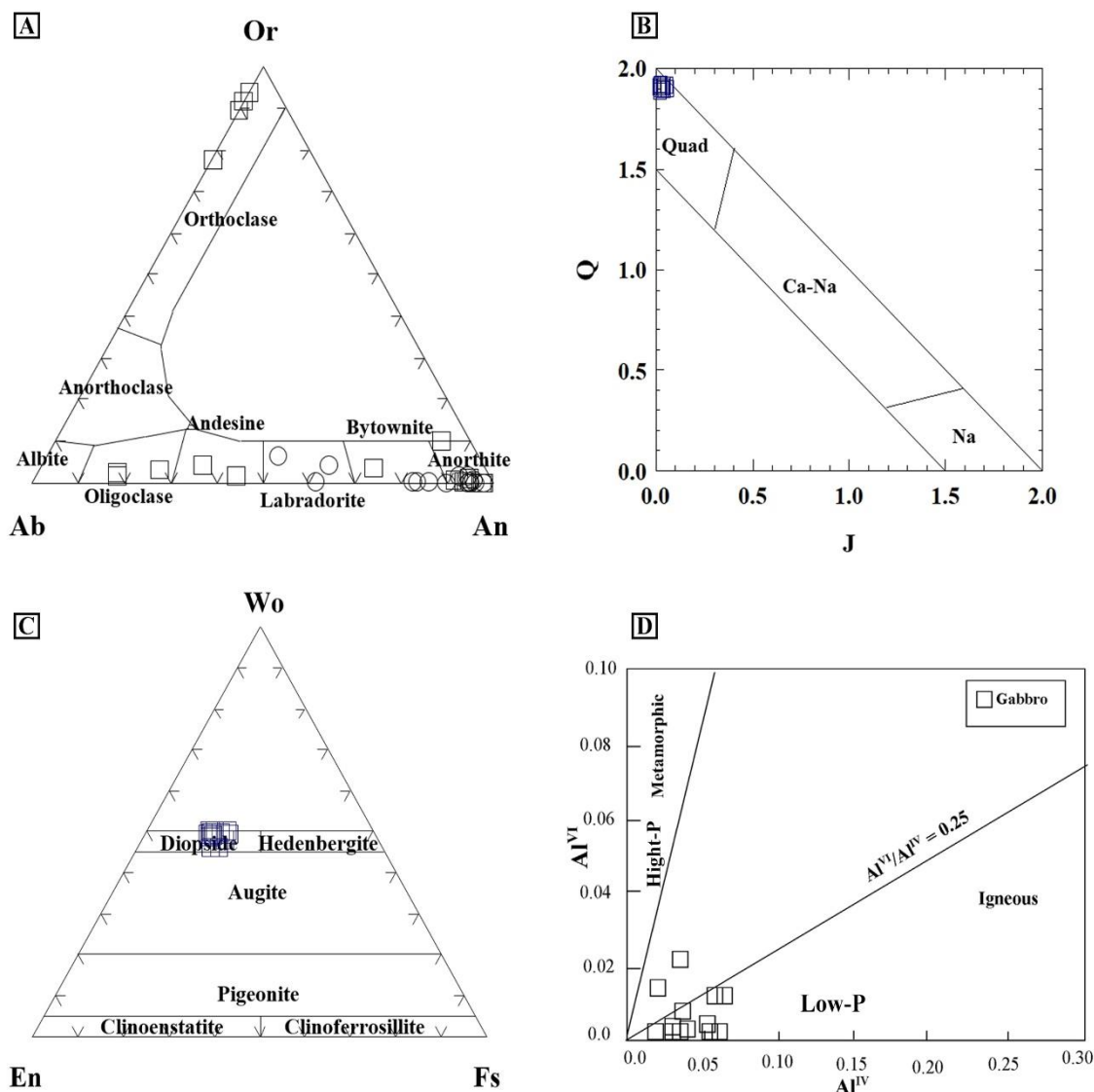
Table 2. Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the clinopyroxenes (based on the 6 Oxygens) in the Kal-e-Kafi mesogabbros.

Rock Type		Gabbro							
Sample no.	B811-1	B811-1	B811-1	B811-1	B811-1	B811-1	B811-1	B811-1	B811-1
Point no.	10	11	17	20	22	23	7	8	9
SiO ₂	52.42	52.08	52.60	52.43	52.37	52.82	52.13	52.83	52.65
TiO ₂	0.04	0.09	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	1.16	1.00	1.06	1.08	0.81	0.83	1.20	0.79	1.27
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.03	0.00	0.06	0.00	0.06	0.04	0.07
FeO*	8.29	8.71	8.21	7.94	9.53	8.47	8.26	8.70	8.26
MnO	0.85	0.74	0.85	0.80	0.82	0.73	0.81	0.65	0.85
MgO	12.64	12.55	12.60	13.01	11.88	12.93	12.81	12.80	12.38
CaO	24.53	24.04	24.50	24.45	24.32	23.87	24.27	23.93	24.31
Na ₂ O	0.17	0.30	0.25	0.24	0.19	0.31	0.22	0.29	0.25
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.01	0.03	0.00	0.04
Sum	100.15	99.54	100.19	100.03	100.11	100.03	99.89	100.08	100.15
Oxygen#	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.960	1.960	1.966	1.957	1.971	1.974	1.952	1.976	1.970
Ti	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Al ^(IV)	0.040	0.040	0.034	0.043	0.029	0.026	0.048	0.024	0.030
Al ^(VI)	0.011	0.004	0.012	0.005	0.007	0.011	0.005	0.011	0.026
Cr	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.002
Fe ³⁺	0.036	0.052	0.036	0.051	0.029	0.034	0.053	0.030	0.016
Fe ²⁺	0.223	0.222	0.221	0.197	0.270	0.231	0.206	0.243	0.242
Mn	0.027	0.024	0.027	0.025	0.026	0.023	0.026	0.021	0.027
Mg	0.705	0.704	0.702	0.724	0.667	0.721	0.715	0.714	0.691
Ca	0.983	0.969	0.981	0.978	0.981	0.956	0.974	0.959	0.975
Na	0.012	0.022	0.018	0.017	0.014	0.023	0.016	0.021	0.018
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001
Sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000
Fe#	24.03	23.97	23.94	21.39	28.82	24.26	22.37	25.39	25.94
Mg#	75.97	76.03	76.06	78.61	71.18	75.74	77.63	74.61	74.06
End Members:									
Wollastonite	49.796	49.183	49.882	49.511	49.703	48.669	49.344	48.799	49.961
Enstatite	35.702	35.719	35.706	36.662	33.779	36.687	36.246	36.307	35.405
Ferrosillite	14.502	15.098	14.412	13.827	16.518	14.644	14.410	14.894	14.634
Classification	Diopside								

ادامه جدول ۲. نتایج آنالیز میکروپروپ (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپروکسن‌ها (بر اساس ۶ اتم اکسیژن) در مزوگابروهای موجود در منطقه کالکافی

Table 2 (Continued). Electron microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of the clinopyroxenes (based on the 6 Oxygens) in the Kal-e-Kafi mesogabbros.

Rock Type		Gabbro						
Sample no.	B811-2	B811-2	B811-2	B811-2	B811-2	B811-3	B811-3	B811-3
Point no.	33	34	38	41	44	50	60	62
SiO ₂	52.02	52.35	51.15	52.35	52.22	52.25	52.58	53.49
TiO ₂	0.07	0.10	0.08	0.11	0.05	0.07	0.03	0.07
Al ₂ O ₃	1.32	1.52	1.23	1.50	0.83	0.56	0.41	0.67
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.04	0.07
FeO*	8.61	8.15	10.42	7.95	10.59	10.76	10.86	9.52
MnO	0.88	0.91	0.92	0.80	1.06	0.67	0.54	0.59
MgO	12.35	12.67	11.30	12.74	11.18	12.63	11.70	13.24
CaO	24.60	24.66	24.79	24.81	24.28	22.63	23.35	22.65
Na ₂ O	0.16	0.13	0.15	0.16	0.19	0.29	0.39	0.44
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
NiO	0.00	0.02	0.01	0.05	0.05	0.02	0.04	0.00
Sum	100.02	100.50	100.07	100.53	100.43	99.87	99.93	100.78
Oxygen#	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.951	1.950	1.933	1.948	1.969	1.969	1.986	1.986
Ti	0.002	0.003	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002
Al ^(IV)	0.049	0.050	0.055	0.052	0.031	0.025	0.014	0.014
Al ^(VI)	0.009	0.017	0.000	0.014	0.006	0.000	0.004	0.015
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002
Fe ³⁺	0.047	0.036	0.086	0.042	0.036	0.055	0.035	0.027
Fe ²⁺	0.223	0.217	0.243	0.206	0.298	0.284	0.308	0.268
Mn	0.028	0.029	0.030	0.025	0.034	0.022	0.017	0.018
Mg	0.691	0.704	0.637	0.707	0.628	0.709	0.659	0.733
Ca	0.989	0.984	1.003	0.989	0.981	0.913	0.945	0.901
Na	0.011	0.009	0.011	0.011	0.014	0.021	0.028	0.031
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.998
Fe#	24.40	23.56	27.61	22.56	32.18	28.60	31.85	26.77
Mg#	75.60	76.44	72.39	77.44	67.82	71.40	68.15	73.23
End Members:								
Wollastonite	49.999	49.948	50.197	50.248	49.612	46.060	48.113	46.259
Enstatite	34.930	35.717	31.854	35.901	31.785	35.768	33.541	37.617
Ferrosillite	15.071	14.335	17.949	13.851	18.603	18.172	18.346	16.124
Classification	Diopside							



شکل ۶. نمودارهای بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در مزوگابرو و آنورتوزیت‌های منطقه کالکافی، A: مثلث تقسیم بندی فلدسپارها اقتباس از دیر و همکاران (Deer et al., 1992)، B و C: نمودارهای تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌های گابروهای منطقه اقتباس از دیر و همکاران (Deer et al., 1992)، و D: نمودار Al^{IV} برابر Al^{VI} برگرفته از آوکی و شیبایا (Aoki and Shiba, 1973)

Fig. 6. Chemical composition graphs of the minerals in the mesogabbros and anorthosites of the Kal-e-Kafi area, A: Feldspars classification ternary diagram (Deer et al., 1992), B and C: Classification graphs of clinopyroxenes in the gabbros (Deer et al., 1992), and D: Al^{IV} versus Al^{VI} plot (Aoki and Shiba, 1973)

مقایسه نتایج آنالیز کلینوپیروکسن‌ها نسبت به پلاژیوکلازها نیز نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها، REE بیشتری دارند؛ در عوض فلدسپارها Rb، Sr، Pb و Ba بیشتری دارند (شکل ۷-E و F).

در نمودار نرمالیز به گوشته اولیه، پلاژیوکلازها آنومالی مثبت Rb، Sr، Pb و Eu از خود نشان می‌دهند و Zr و Ti نیز آنومالی منفی دارند. Ti ترجیح می‌دهد که وارد ساختار کلینوپیروکسن شود.

جدول ۳. نتایج آنالیزهای میکروپروپ (عناصر اصلی، بر اساس wt.% و LA-ICP-MS (عناصر کمیاب، بر اساس ppm) پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌های موجود در مزوگابروها و آنورتوزیت‌های منطقه کالکافی

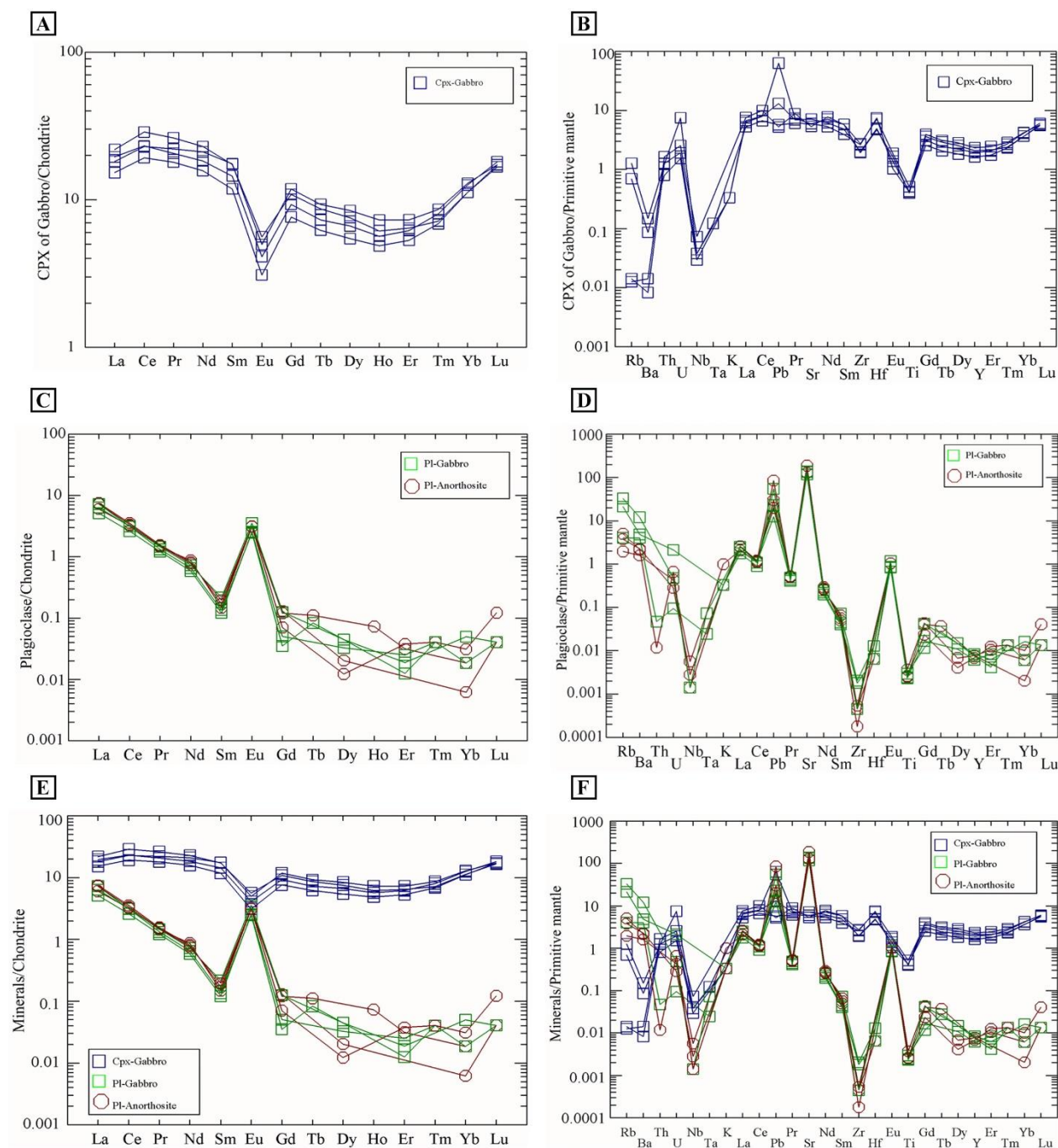
Table 3. Electron microprobe (major elements) and LA-ICP-MS (trace elements) analyses of clinopyroxenes and plagioclases from the Kal-e-Kafi mesogabbros and anorthosites. Major and trace elements presented in (wt.%) and (ppm), respectively.

Rock type	Gabbro			
Mineral	Diopside			
Sample/Point no.	B811-1/7	B811-1/8	B811-1/34	B811-1/38
SiO ₂	52.13	52.83	52.35	51.15
TiO ₂	0.08	0.06	0.10	0.08
Al ₂ O ₃	1.20	0.76	1.52	1.23
Cr ₂ O ₃	0.06	0.03	0.00	0.01
FeO*	8.26	8.70	8.15	10.42
MnO	0.81	0.65	0.91	0.92
MgO	12.81	12.80	12.67	11.30
CaO	24.27	23.93	24.66	24.79
Na ₂ O	0.22	0.29	0.13	0.15
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.00
NiO	0.03	0.00	0.02	0.04
Total	99.89	100.05	100.51	100.09
Li	14.987	12.414	9.395	13.458
Ti	519.897	551.093	541.846	664.310
Rb	0.810	0.440	0.009	0.008
Sr	125.841	150.183	126.237	112.735
Y	10.571	8.821	7.389	9.481
Zr	21.550	22.914	29.342	30.462
Nb	0.027	0.021	0.027	0.052
Ba	1.035	0.602	0.058	0.099
La	4.292	4.625	3.607	5.178
Ce	14.043	14.189	11.816	17.594
Pr	2.042	1.912	1.667	2.434
Nd	9.617	8.379	7.197	10.474
Sm	2.593	2.138	1.751	2.572
Eu	0.280	0.231	0.174	0.315
Gd	2.348	1.849	1.518	2.158
Tb	0.335	0.263	0.224	0.313
Dy	2.077	1.633	1.340	1.862
Ho	0.398	0.309	0.266	0.336
Er	1.169	0.987	0.849	1.025
Tm	0.212	0.198	0.170	0.177
Yb	2.082	2.025	1.803	1.804
Lu	0.425	0.445	0.423	0.410
Hf	1.455	1.520	2.320	2.206
Ta	0.001	0.000	0.005	0.002
Pb	11.631	2.416	1.053	0.964
Th	0.105	0.068	0.108	0.139
U	0.157	0.032	0.040	0.053
Ce/Yb	6.745	7.007	6.553	9.753

ادامه جدول ۳. نتایج آنالیزهای میکروپروپ (عناصر اصلی، بر اساس wt.%) و LA-ICP-MS (عناصر کمیاب، بر اساس ppm) پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌های موجود در مزوگابروها و آنورتوزیت‌های منطقه کالکافی

Table 3 (Continued). Electron microprobe (major elements) and LA-ICP-MS (trace elements) analyses of clinopyroxenes and plagioclases from the Kal-e-Kafi mesogabbros and anorthosites. Major and trace elements presented in (wt.%) and (ppm), respectively.

Rock type	Anorthosite				Gabbro	
Mineral	Plagioclase					
Sample/Point no.	B811-1/4	B811-1/5	B811-1/6	B811-1/12	B811-2/32	B811-2/37
SiO ₂	43.93	43.72	44.58	44.09	43.67	43.75
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	35.38	34.66	35.33	35.77	35.57	35.45
FeO*	0.20	0.18	0.20	0.22	0.28	0.20
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	19.49	20.50	19.43	19.59	19.78	20.16
Na ₂ O	0.65	0.61	0.47	0.26	0.25	0.26
K ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01
NiO	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02
Total	99.68	99.74	100.05	99.95	99.58	99.85
Li	4.014	3.414	0.964	2.701	10.365	25.243
Ti	3.405	3.266	4.787	3.165	3.831	3.012
Rb	3.216	1.244	2.418	2.557	20.956	13.523
Sr	2727.142	2732.426	3960.466	2911.711	2830.399	2497.493
Y	0.031	0.035	0.035	0.034	0.038	0.028
Zr	0.006	0.002	0.005	0.023	0.020	0.005
Nb	0.001	0.004	0.002	ND	0.001	ND
Ba	15.036	11.104	15.927	28.282	84.523	34.068
La	1.724	1.433	1.780	1.516	1.720	1.217
Ce	2.055	1.965	2.174	1.913	1.934	1.600
Pr	0.140	0.135	0.145	0.136	0.123	0.113
Nd	0.352	0.398	0.370	0.333	0.300	0.269
Sm	0.029	0.022	0.025	0.032	0.020	0.018
Eu	0.177	0.174	0.177	0.200	0.140	0.145
Gd	0.014	0.024	0.026	0.025	0.007	0.010
Tb	ND	0.004	ND	ND	0.003	ND
Dy	0.003	ND	0.005	0.011	0.011	0.008
Ho	ND	0.004	ND	ND	ND	ND
Er	0.006	0.005	ND	0.002	0.003	0.004
Tm	0.001	ND	ND	0.001	ND	0.001
Yb	0.005	0.003	0.001	0.003	0.008	0.003
Lu	0.003	ND	0.001	ND	0.001	0.001
Hf	ND	ND	0.002	0.004	0.002	ND
Ta	ND	ND	ND	0.001	0.003	ND
Pb	15.723	5.616	3.660	4.283	2.331	10.190
Th	0.001	ND	ND	0.004	ND	ND
U	0.014	0.009	0.006	0.002	0.010	0.045



شکل ۷. بررسی و مقایسه ترکیب شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز موجود در مزوگابروها و آنورتوزیت‌های منطقه کالکافی بر روی نمودارهای بهنجارسازی. A، C و E: نسبت به ترکیب کندریت از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989)؛ B، D و F: نسبت به ترکیب گوشته اولیه اکتباس از مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995)

Fig. 7. Chemical composition of the clinopyroxenes and plagioclases from the Kal-e-Kafi mesogabbros and anorthosites compared on the normalization graphs; A, C and E: Compared to the chondrite chemical composition after (Sun and McDonough, 1989); B, D and F: Compared to the chemical composition of the primitive mantle from (McDonough and Sun, 1995)

بحث

بررسی محتوای عناصر نادر خاکی و کمیاب در پلاژیوکلازهای موجود در گابروها و آنورتوزیت‌های کالکافی بیانگر آن است که این کانی در این دو واحد سنگی دارای ترکیب یکسانی از نظر عناصر اصلی، نادر خاکی و کمیاب هستند (جدول ۳). به همین جهت الگوی عناصر در آنها در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه روند یکسانی داشته و با یکدیگر هم‌پوشانی دارد (شکل ۷-C و D). این ویژگی بیانگر آن است که پلاژیوکلازهای موجود در گابروها و آنورتوزیت‌های کالکافی دارای منشأ یکسانی هستند. الگوی کلی عناصر نادر خاکی در پلاژیوکلازهای مورد بررسی، بهنجار شده به ترکیب کندریت روند کاهشی نشان می‌دهد و تهی‌شدگی از HREEs نسبت به ترکیب کندریت را دارند. در الگوی کلی این عناصر، آنومالی مثبت Eu وجود دارد؛ به این دلیل که Eu تمایل بیشتری به ورود در ساختار پلاژیوکلاز دارد، تا اینکه بخواهد وارد کِلینوپیروکسن شود (شکل ۷-C). بررسی الگوی عناصر در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه برای پلاژیوکلازها حاکی از تهی‌شدگی این کانی‌ها از نظر محتوای HFSEs است (شکل ۷-D). پلاژیوکلازها دارای آنومالی منفی Ce و Pr و آنومالی مثبت Pb، Sr و Eu هستند. پس به نظر می‌رسد که عناصر Rb، Ba و Sr، Pb دارای ضریب توزیع بالاتری در کانی پلاژیوکلاز است. در حالی که سایر این عناصر، ضریب توزیع بالاتری در کِلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز دارند.

مقایسه محتوای عناصر در کِلینوپیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای موجود در گابروهای کالکافی که نسبت به کندریت و گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهند که کانی کِلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز از نظر محتوای اغلب عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب غنی‌تر بوده و محتوای MREEs و HREEs در مذاب توسط تبلور کانی کِلینوپیروکسن کنترل شده است (شکل ۷-E و F). بنابراین می‌توان گفت که در گابروها، کِلینوپیروکسن‌ها حمل‌کننده اصلی این عناصر هستند.

پیروکسن از جمله کانی‌های شاخصی است که بررسی ترکیب شیمیایی این کانی اطلاعات با ارزشی در مورد شرایط ماگما، محتوای آب ماگما، فوگاسیته اکسیژن، سری ماگمایی، موقعیت زمین‌ساختی، دما و فشار و ترکیب مذاب در تعادل با آن در اختیار پژوهشگران می‌گذارد (Le Bas, 1962; Schweitzer et al., 1979; Leterrier et al., 1982; D'Antonio and Kristensen, 2005). بررسی شیمی کِلینوپیروکسن‌های موجود در مزوگابروهای کالکافی نشان‌دهنده محتوای Al_2O_3 برابر با ۰/۴۱ تا ۱/۵۲ درصد وزنی و محتوای $TiO_2 < ۰/۱۱$ درصد وزنی است (جدول ۲). چگونگی تغییرات این اکسیدها در کِلینوپیروکسن‌ها بیانگر آن است که مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 ، دارای همبستگی مثبت در این کانی‌ها هستند. مقدار فشار به طور قابل توجه بر محتوای Al_2O_3 و TiO_2 در کانی‌های مافیک از جمله کِلینوپیروکسن‌ها تأثیر می‌گذارد و افزایش Al و Ti در این کانی‌ها می‌تواند به وسیله کاهش فشار توجیه شود (Delor and Rock, 1991). همبستگی و تطابق مثبت مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در کِلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای مورد بررسی اشاره به کاهش فشار در حین تبلور این کانی‌ها داشته و تأییدکننده تبلور آنها در حین صعود است.

تعیین شرایط دما و فشار تشکیل کِلینوپیروکسن در گابروهای منطقه کالکافی با استفاده از روش‌های مختلف، محدوده دمایی ۱۰۹۰ تا ۱۱۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۳ کیلوبار را برای تبلور این کانی‌ها نشان می‌دهد. علاوه بر آن، دماسنجی با استفاده از ترکیب دو فلدسپار کنار هم، نیز برای فشارهای یک کیلوبار (Anderson, 1996; Koroll et al., 1993) تا ۸ کیلوبار (Fuhrman and Lindsley, 1988) نشان‌دهنده دمای حدود ۸۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد برای فلدسپارهای موجود در گابروها و آنورتوزیت‌های کالکافی است.

بررسی میزان آب ماگما بر مبنای چگونگی توزیع Al در موقعیت‌های اکتاهدرال و تتراهدرال در کانی کِلینوپیروکسن است (Helz, 1973)؛ به گونه‌ای که هر چه مقدار Al^{IV} در شبکه کانی کِلینوپیروکسن افزایش یابد، مقدار آب در محیط تبلور آن کاهش

درون آن مستقر می‌شود. مکان جای‌گیری ماگمای برگرفته از گوشته در زیر یا درون پوسته قاره‌ای، جایی است که چگالی ماگمای گوشته‌ای با سنگ‌های آذرین اطراف مساوی یا نزدیک به یکدیگر باشند. استقرار مذاب بازیک در پوسته قاره‌ای زیرین میانی می‌تواند باعث ذوب سنگ‌های آذرین پوسته قاره‌ای زیرین (آمفیولیت‌ها) شده و ماگمایی گرانیتی از نوع I را به وجود آورد. آثار وجود و تأثیر ماگمای بازیک برگرفته از گوشته را می‌توان به صورت گابروهایی با طیف ترکیبی گسترده در منطقه کالکافی مشاهده کرد. در پتروژنز گابروها فرایند **هضم و تبلور تفریقی**^۱ مؤثر است. در ایجاد ماگمای گرانیتی، دو عضو پایانی، یعنی ماگمای برگرفته از گوشته و همچنین سنگ‌های بازیک پوسته زیرین (آمفیولیت‌ها) دخالت دارند. ماگمای حاصل از ذوب آمفیولیت‌ها دارای ترکیب گرانیتوئیدی است.

ماگمای بازیک موجود در منطقه کالکافی، بعد از توقف شروع به تبلور و تفریق می‌کند که در اثر تفریق، انواع گابروها از ملاگابرو تا لوکوگابروها ایجاد شده است. برای ایجاد گابروها، ابتدا کلینوپیروکسن شروع به تبلور کرده و سپس در حالی که کلینوپیروکسن هنوز در حال تبلور بوده است، پلاژیوکلاز نیز به طور هم‌زمان متبلور می‌شود. تبلور هم‌زمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ادامه یافته و پس از مدتی، تبلور کلینوپیروکسن تمام شده و پلاژیوکلاز به تبلور خود ادامه می‌دهد. در بخش‌های شمالی منطقه کالکافی، درست در زمانی که گابروها تشکیل شده‌اند، در اثر رخداد حادثه‌ای زمین‌ساختی، درز و شکاف‌های فراوانی در گابروها ایجاد شده که باعث شده مذاب باقی‌مانده که غنی از مؤلفه پلاژیوکلاز است، به درون این درز و شکاف‌ها رفته و آنورتوزیت‌ها را متبلور کنند (**پالایش فشاری**)^۲.

بررسی شیمی پلاژیوکلازهای موجود در گابروها و آنورتوزیت‌ها از نظر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب و همچنین بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی نشان از شباهت بسیار زیاد پتروگرافی و ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای درون گابروها با پلاژیوکلازهای آنورتوزیت‌ها دارد.

پیدا می‌کند. استفاده از نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} کلینوپیروکسن‌های موجود در این گابروها میزان آب بیشتر از ده درصد را برای ماگما نشان می‌دهند (**شکل ۸-۸**).

پژوهشگران بسیاری معتقدند (Le Bas, 1962; Helz, 1973; Schweitzer et al., 1979; Leterrier et al., 1982; D'Antonio and Kristensen, 2005) که فوگاسیته اکسیژن عاملی مؤثر در کنترل فرایندهای ماگمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته است؛ زیرا که فوگاسیته اکسیژن در تغییر دمای لیکوئیدوس و ترکیب مذاب و بلور تأثیر زیادی دارد. ترسیم کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ نشان‌دهنده قرارگیری این کانی‌ها در محدوده فوگاسیته بالای اکسیژن و تبلور آنها در شرایط اکسیدان است (**شکل ۸-۸**).

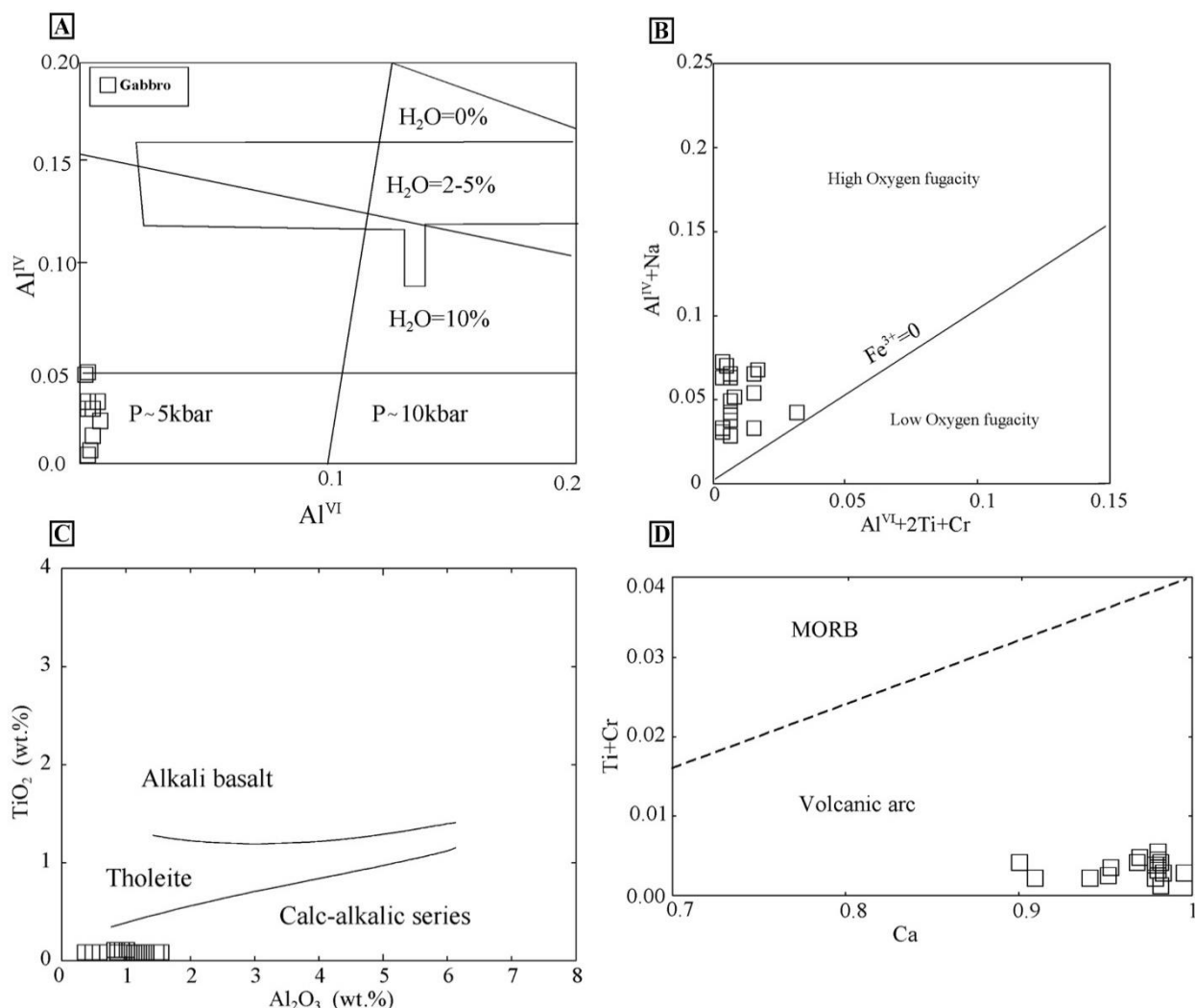
بررسی ترکیب شیمیایی ماگما بر مبنای ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای منطقه کالکافی در نمودارهای تعیین سری ماگمایی بیانگر آن است که ترکیب ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی ساب‌آلکانل بوده و دارای ماهیت کالک‌آلکانل است (**شکل ۸-۸**). استفاده از ترکیب این کانی‌ها در تمایز موقعیت زمین‌ساختی، بیانگر قرارگیری این نمونه‌ها در موقعیت کوه‌زایی و در محدوده کمان آتشفشانی است (**شکل ۸-۸**).

بررسی الگوی تحولات ماگمایی در منطقه کالکافی

بررسی‌های زمین‌شناسی نشان‌دهنده است که فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتیس به زیر خرد قاره شرق-ایران مرکزی، از تریاس تا ائوسن انجام شده است (Torabi et al., 2014; Torabi et al., 2019; Shirdashtzadeh et al., 2020; Jamshidzaei et al., 2021). مهم‌ترین شواهد رخداد این فرورانش، وجود مجموعه‌های افیولیتی عشین و نائین و همچنین ماگماتیسیم گسترده مرتبط با فرورانش ائوسن در این بخش از سرزمین ایران است. ورود ورقه اقیانوسی به درون گوشته باعث آزاد شدن سیالات شده که رخداد ذوب‌بخشی در پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای را باعث شده است. در اثر ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های گوشته لیتوسفری و ذوب کلینوپیروکسن‌ها، مذاب بازیک برگرفته از گوه گوشته‌ای به سمت بالا حرکت کرده و در زیر پوسته قاره‌ای و

که باعث شکسته شدن گابروها، تبلور پلاژیو کلازها درون شکستگی‌ها و در نتیجه تشکیل آنورتوزیت‌ها در گابروها شده است. آنورتوزیت‌های منطقه کالکافی در حقیقت محصول تبلور بخش روشن و غنی از پلاژیو کلاز ماگمای گابرویی هستند.

این مسئله احتمالاً نشان می‌دهد که هنگام تبلور ماگمای بازیک برای ایجاد گابروها، ابتدا کلینوپیروکسن و سپس بخشی از پلاژیو کلازها متبلور شده و در حالی که مذاب باقی‌مانده غنی از مؤلفه پلاژیو کلاز بوده است، یک حادثه زمین‌ساختی اتفاق افتاده



شکل ۸. تعیین مقدار محتوای آب ماگما و فوگاسیته اکسیژن با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های موجود در مزوگابروهای منطقه کالکافی. A: نمودار محتوای Al^{VI} در برابر Al^{IV} اقتباس از هلز (Helz, 1973)، B: نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Al^{IV}+Na$ اقتباس از شویتزر و همکاران (Schweitzer et al., 1979)، C: نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 اقتباس از لوباس (Le Bas, 1962) و D: نمودار (Ti_Cr) در برابر Ca برای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی اقتباس از لوتربر و همکاران، دی آنتونیو و کریستنسن (Leterrier et al., 1982; D'Antonio and Kristensen, 2005)

Fig. 8. Determination of the H₂O content and fugacity of Oxygen in the magma by using the chemistry of clinopyroxenes from the Kal-e-Kafi mesogabbros; A: Al^{VI} versus Al^{IV} plot (Helz, 1973), B: $Al^{VI}+2Ti+Cr$ against $Al^{IV}+Na$ diagram (Schweitzer et al., 1979), C: TiO_2 versus Al_2O_3 graph (Le Bas, 1962), and D: the Ca- (Ti_Cr) diagram for discrimination of the tectonic setting (Leterrier et al., 1982; D'Antonio and Kristensen, 2005)

نتیجه‌گیری

توده نفوذی منطقه کالکافی متعلق به ائوسن بالایی است که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی، سنگ آهک‌های کرتاسه و دگرگونه‌های انارک با سن پالئوژوئیک را قطع کرده است. این توده نفوذی دارای ترکیب عمومی گرانیتوئیدی بوده؛ اما در بخش‌هایی از آن، سنگ‌های گابرویی و آنورتوزیتی قابل مشاهده هستند. آنورتوزیت‌ها به صورت پرکننده شکستگی‌ها در گابروها دیده می‌شوند.

کانی پلاژیوکلاز به عنوان یک کانی اصلی در گابروها و آنورتوزیت‌های منطقه کالکافی وجود دارد. این کانی در گابروها از نوع آنورتیت (بعضی از پلاژیوکلازها به بیتونیت، آندزین و الیگوکلاز دگرسان شده‌اند) است. در آنورتوزیت‌ها نیز پلاژیوکلازها از نوع آنورتیت بوده؛ اما برخی از پلاژیوکلازها به لابرادوریت و بیتونیت دگرسان شده‌اند. کلینوپیروکسن از کانی‌های شاخص موجود در گابروهاست. این کانی در گابروها ترکیب دیوپسید دارد.

بررسی شیمی کانی پلاژیوکلازها در گابروها و آنورتوزیت‌های منطقه نشان‌دهنده شباهت بسیار زیاد ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای درون گابروها با پلاژیوکلازهای آنورتوزیت‌ها از نظر محتوای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب دارد.

بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای کالکافی نشان‌دهنده کاهش آرام فشار در حین تبلور این کانی‌ها بوده و احتمالاً نشان‌دهنده تبلور آنها در حین صعود ماگماست. این ماگما در شرایط محیطی با فوگاسیته بالای اکسیژن متبلور شده است. استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های گابروها نشان می‌دهد که ماگمای متبلورکننده آنها دارای ماهیتی شبیه ماگماهای کالک‌آلکالن موجود در کمان‌های آتشفشانی بوده است.

قدردانی

از دانشگاه اصفهان به دلیل حمایت مالی از این پژوهش تشکر می‌شود.

1. Assimilation and Fractional Crystallization = ACF
2. Filter pressing

References

- Ahmadian, J., 2012. Geochemistry, Mineral Chemistry and Petrology of Kal-e Kafi Ore-bearing intrusive bodies, E Anarak pages. Ph.D. Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 264 pp. (in Persian with English abstract)
- Ahmadian, J., Haschke, M., McDonald, I., Regelous, M., Ghorbani, M.R., Hashem Emami, M. and Murata, M., 2009. High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: Constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 121(5–6): 857–868. <https://doi.org/10.1130/B26279.1>
- Ahmadian, J., Sarjoughian, F., Lentz, D., Esna-Ashari, A., Murata, M. and Ozawa, H., 2016. Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: implications for evaluating its Cu–Au–Mo metallogenic potential. *Ore Geology Reviews*, 72: 323–342. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.07.017>
- Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B. and Morozov, L., 1984. Geology of the Khur Area (Central Iran), Explanatory text of the Khur quadrangle map 1:250,000. Geological Survey of Iran, Tehran, 132 pp.
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermo-barometry in granitic batholiths. *Earth Science Reviews*, 87(1–2): 125–138. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006544>
- Aoki, K. and Shiba, I., 1973. Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata. *Japan. Lithos*, 6(1): 41–51. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(79\)90043-4](https://doi.org/10.1016/0024-4937(79)90043-4)
- Ashchepkov, I.V. and André, L., 2002. Pyroxenite xenoliths in picrite basalts (Vitim Plateau): origin and differentiation of mantle melts. *Russian Geology and Geophysics*, 43(4): 343–363. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.05.011>
- Charlier, B., Namur, O., Bolle, O., Latypov, R. and Duchesne, J.C., 2015. Fe-Ti-V-P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth Science Reviews*, 141(1): 56–81. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.005>
- D'Antonio, M. and Kristensen, M.B., 2005. Data report: electron microprobe investigation of primary minerals in basalts from the west Philippine Sea Basin (ocean drilling program log 195, site 1201). *Ocean Drilling Program*, 195(1): 1–24. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.195.108.2005>
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman, London, 528 pp. <https://doi.org/10.1080/00357529.2014.926186>
- Delor, C.P. and Rock, N.M.S., 1991. Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (East Antarctica): Primitive magmas of deep mantle origin. *Antarctic Science*, 3(4): 419–432. <https://doi.org/10.1017/S0954102091000512>
- Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73(3–4): 201–215. Retrieved May 09, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/73/3-4/201/42101/Ternary-feldspar-modeling-and-thermometry?redirectedFrom=fulltext>
- Green, D.H., Falloon, T.J., Eggins, S.M. and Yaxley, G.M., 2001. Primary magmas and mantle temperatures. *European Journal of Mineralogy*, 13 (3): 437–452. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2001/0013-0437>
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at P (sub H₂O) = 5kb as a function of oxygen fugacity: part I. mafic phases. *Journal of Petrology*, 14(2): 249–302. <https://doi.org/10.1093/petrology/17.2.139>
- Jamshidzaei, A., Torabi, G., Morishita, T. and Tamura, A., 2021. Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab. *Journal of Geodynamics*, 145(1): 101844. <https://doi.org/10.1016/j.jog.20210101844>
- Koroll, H., Evangelakakis, C. and Voll, G. 1993. Two feldspar geothermometry: A review and revision for slowly cooled rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(1): 510–518. <https://doi.org/10.1007/BF00321755>
- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4): 267–288. <https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267>
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 139–154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)

- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Namdar Mohammadi, T., 2009. Study of copper-molybdenum mineralization and related alterations in the Kal-e-Kafi intrusive body - northeast of Anarak. MSc thesis in Geology, Petrology, University of Payame Noor, Isfahan, Iran, 162 pp. (in Persian with English abstract)
- Nazari, G.H., Torabi, G., Arai, S. and Morishita, T., 2019. Lower Oligocene Calc-Alkaline Spessartitic Lamprophyres from Central Iran (East of Anarak Area); an Evidence from the Eastern Branch of Neotethys Subduction-Related Mantle Enrichment. *Geotectonics*, 53(6): 786–805.
<https://doi.org/10.1134/S0016852119060098>
- Ranjbar, S., 2010. Petrological and mineralogical research on the skarns in the Kal-e-Kafi area (NE of Anarak, Isfahan province), M.Sc. Thesis in Petrology, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 135 pp. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V12I1.72122>
- Romanko, E., Kokorin, Yu., Krivyakin, B., Susov, M., Morozov, L. and Sharkovski, M., 1984. Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran): explanatory text to metallogenic map, 1:250000. Moscow, Geological Survey of Iran, Tehran, Technoexport Report 19, 136 pp.
- Salim, H., 2019. Mineralogical characteristics of plagioclase and clinopyroxene in the gabbros and anorthosites from the Kal-e-kafi intrusion (Northeast of Anarak, Isfahan pro Salim ince, Central Iran). M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian with English abstract), 150 pp.
- Sargazi, M. and Torabi, G., 2019. Petrography and mineral chemistry of the Eocene granodiorites in the Toveireh area (Southwest of Jandaq, Isfahan province). *Journal of Economic Geology*, 10(2): 449–470. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/econg.v10i2.60825>
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxene from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64(5–6): 501–513. Retrieved May 09, 2021 from
<https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/art-icle-abstract/64/5-6/501/41015/Statistical-analysis-of-clinopyroxenes-from-deep?redirectedFrom=PDF>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Morishita, T., 2020. Evolution of lithospheric mantle in the north of Nain-Baft oceanic crust (Neo-Tethyan ophiolite of Ashin, Central Iran). *Island Arc*, 29(1): e12342.
<https://doi.org/10.1111/iar.12342>
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *The Geological Society Spetial Publication*, London, 42(1): 313–346.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Torabi, G., Arai, S. and Abbasi, H., 2014. Eocene continental dyke swarm from Central Iran (Khur area). *Petrology*, 22(6): 617–632.
<https://doi.org/10.1134/S086959111406006X>
- Torabi, G., Morishita, T. and Arai, Sh., 2019. Two types of plagiogranite from Mesozoic Ashin Ophiolite (Central Iran): a mark of tectonic setting change from Jurassic to Cretaceous. *Geotectonics*, 53(1): 110–124.
<http://doi.org/10.1134/S0016852119010084>
- 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>
- Woodruff, L.G., Nicholson, S.W. and Fey, D.L., 2013. A deposit model for magmatic iron-titanium-oxide deposits related to Proterozoic massif anorthosite plutonic suites: U.S. Geological Survey, Reston, 47 pp.
<https://doi.org/10.3133/sir20135091>
- Yakovenko, V., Chinakov, I., Kokorin, Yu. and Krivyakin, B., 1981. Report on geological prospecting in Anarak area (Kal-e Kafi- Khuni locality), V/O Technoexport, Moscow, Report 13, .293 pp.
<https://doi.org/10.1007/s12517-015-1893-5>
- Zakipour, Z. and Torabi, G., 2021. Metamorphism of peridotites from Kal-e-Kafi area (Isfahan Province, Central Iran). *Advanced Applied Geology*, 11(1): 136–156. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22055/aag.2020.29597.1989>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2022.72028.1035



Petrography, Geochemistry and Tectonics of Harris Granite, East Azerbaijan Province: Evidence for Intracontinental Rift Magmatism

Farhad Pirmohammadi Alishah ^{1*} , Mehdi Mohammadrezaei ², Ahmad Jahangiri ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Engineering, Shabestar Branch, Islamic Azad University, Shabestar, Iran

² Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Tasuj Branch, Islamic Azad University, Tasuj, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

ARTICLE INFO

EXTENDED ABSTRACT

Article History

Received: 12 September 2021
Revised: 08 January 2022
Accepted: 08 January 2022

Keywords

Harris
Granite
Petrology
Magmatism
Intercontinental Rift

Introduction

Granites are interesting because of their abundance in the continental crust and the presentation of valuable information from the depths of the earth and their close dependence on tectonic and geodynamic processes (Bonin, 2007). The Mishu granites are exposed over an area around 50 km² in the northwestern Iran near the city of Tabriz (Figures 1 and Figures 2). The Mishu granites have been injected into the Neoproterozoic shales, carbonates, sandstones, and tuffs of the Kahar Formation (Asadian et al. 1994). Mafic and ultramafic rocks (gabbro, basalt, and dunite) occur at the north and northeast of the Mishu granites and seem to be the host of granites. Field observations show a magmatic injection of the Mishu granites into the mafic-ultramafic rocks. There are several outcrops of granite rocks in the northwest Iran, including Takab–Zanjan, Khoy, Soursat, and Mishu. Among these outcrops, there are no systematic geochemical and geochronological studies on the Mishu rocks. In this paper, we investigate the genetic relationship between different parts of the mass, origin of the constructive magma and the tectonic position of this intrusion with the help of the results of field studies governing different parts of the Harris intrusion mass, petrography and geochemical analysis of the main and rare elements.

*Corresponding author

Farhad Pirmohammadi Alishah
✉ Petrofarhad@iaushab.ac.ir

Material and methods

A total of 150 samples were collected from Mishu granites. Polished thin sections were prepared from all the collected samples.

How to cite this article

Pirmohammadi Alishah, F., Mohammadrezaei, M. and Jahangiri, A., 2022. Petrography, Geochemistry and Tectonics of Harris Granite, East Azerbaijan Province: Evidence for Intracontinental Rift Magmatism. *Journal of Economic Geology*, 14(2): 143–163. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2022.72028.1035>



©2022 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.

Based on petrographic observations, 20 samples with minimal effects of hydrothermal alteration were selected for whole-rock geochemical analysis (Table 1). These selected samples were analyzed for major and trace elements at the ACME Laboratory (in the ACME Analytical Laboratories of Vancouver, Canada). Analytical errors for major elements are assessed as <1% of the determined concentrations. Results are reported in Supplementary Table 1. Major element oxide analysis was performed by Lithium Borate Fusion and Inductively Paired Plasma Emission Spectrometer (ICP-ES). In this method, the number of oxides of the main elements is measured based on weight percentage. The measurement accuracy for the main elements in this method was 0.01 Wt.%. Also, in this method, the number of volatiles in the form of L.O.I. was measured with an accuracy of 0.01%. The induced coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) method was used to measure the amount of trace and rare elements. The detection threshold of these elements, depending on the element, varied from close to 0.01 ppm to 10 ppm.

Results

Harris granite rocks are in the northwestern Iran and about 20 km west of Shabestar city. This mass is composed of alkaline feldspar granite. The most abundant texture seen in these rocks is micro-perthite and myrmecite and based on lithographic and geochemical properties, they belong to A₂-type granites. The samples are meta-aluminous to per-aluminous is based on the saturation index of alumina. In general, the studied granites have higher amounts of Na₂O + K₂O, Fe / Mg, Ga / Al, HFSEs

and lower amounts of CaO, Sr and Eu. Also, the content of REEs of the samples in the normalized graph concerning chondrite shows a negative Eu anomaly. In other words, it is likely that A-type alkaline granites after collision have been created in this area following collision events and during their placement the tensile structure is predominant. Normalized multi-element diagrams as well as high Rb indicate that the continental crust has played a significant role in the formation of the Harris granite producing magma, possibly due to the melting of the lower crust by a tonalitic-granodioritic combination.

Discussion

All lithographic and geochemical data show that Harris granite rocks are of A-type nature. Negative anomalies of Ba, Nb, Ti, Sr and Eu and enrichment in LILEs, especially Rb and Th, indicate the crustal origin of these rocks separation of feldspar during crystallization or the presence of feldspar as a residual phase in the origin and the anomaly of P and Ti to iron-titanium and apatite oxides. Enrichment in LILE and HFSE elements with negative anomalies of Nb and Ti is a characteristic of subduction-dependent. The negative anomaly of Eu in the trace element pattern can be attributed to granites, usually attributed to the mantle origin, previously due to the metamorphic activity of fluids from sediments deposited by LILE and HFSE elements (Pearce et al., 1984), or may be the nature of magmas rooted from a subcontinent meteorite mantle formed during early subduction. In addition, enrichment at Th, Rb, and depletion at Sr, Eu, Ba, Nb, and Ti indicate that the granites are rooted in crustal lavas (Zhao and Zhou., 2007).



پتروگرافی، زمین‌شیمی و زمین‌ساخت توده گرانیتی هریس، استان آذربایجان شرقی: شاهی بر ماگماتیسیم درون صفحه‌ای وابسته به ریفت

فرهاد پیرمحمدی علیشاه^{۱*}، مهدی محمدرضایی^۲، احمد جهانگیری^۳

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده فنی و مهندسی، واحد شبستر، دانشگاه آزاد اسلامی، شبستر، ایران

^۲ استادیار، گروه عمران، دانشکده فنی و مهندسی، مرکز تسوج، دانشگاه آزاد اسلامی، تسوج، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
توده گرانیتی هریس از لحاظ زمین‌شناسی بخشی از زون ساختمانی البرز غربی- آذربایجان محسوب می‌شود. این توده سازند کهر را قطع کرده و خود با رسوب‌های پرمین با دگرشیمی آذرین پی پوشیده می‌شود. ترکیب سنگ‌شناسی توده مورد بررسی، آلکالی فلدسپار گرانیت است و بافت غالب و عمده سنگ‌ها دانه‌ای و پرتیتی است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و زیرکن است. بی‌هنجاری منفی Eu در نمودار REE نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز در طول تکامل ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که گرانیت‌های مورد بررسی دارای ماهیت نوع A هستند و به دلیل فقیر بودن از Nb، در گستره A ₂ قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی نسبی از LILEs به ویژه Rb و Th و فقیرشدگی از عناصر Nb، Sr، Eu، Ba و Ti نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای آن است که در یک محیط کششی احتمالاً مرتبط با ریفت جای‌گیری کرده‌اند. بررسی‌های انجام‌شده خاستگاه ذوب‌بخشی پوسته زیرین با ترکیب توانایی-گرانودیوریتی را برای این گرانیت‌ها نشان می‌دهد.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۶/۲۱ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۱۰/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۱۸
	واژه‌های کلیدی هریس گرانیت سنگ‌شناسی ماگماتیسیم ریفت درون قاره‌ای
	نویسنده مسئول فرهاد پیرمحمدی علیشاه Petrofarhad@iaushab.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

پیرمحمدی علیشاه، فرهاد؛ محمدرضایی، مهدی و جهانگیری، احمد، ۱۴۰۱. پتروگرافی، زمین‌شیمی و زمین‌ساخت توده گرانیتی هریس، استان آذربایجان شرقی: شاهی بر ماگماتیسیم درون صفحه‌ای وابسته به ریفت. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۲): ۱۶۳-۱۴۳. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2022.72028.1035>

مقدمه

گرانیت‌ها به دلیل فراوانی در پوسته قاره‌ای و ارائه اطلاعات با ارزش از اعماق زمین و وابستگی تنگاتنگشان به فرایندهای زمین‌ساختی و ژئودینامیک، جالب توجه هستند (Bonin, 2007). توده‌های گرانیتی تا آلکالی فلدسپار گرانیتی کوه‌های میشو که نظیر آنها در کوه‌های مورو در شمال غرب کشور نیز رخمون دارند، از جمله توده‌های گرانیتیویدی هستند که با چرخه کوه‌زایی هرسینین در ارتباط بوده و بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز آنها در جهت تکمیل اطلاعات زمین‌شناسی شمال غرب کشور از اهمیت خاصی برخوردار است و به آگاهی ما از شکل‌گیری پوسته‌ای ایران در طی کوه‌زایی هرسینین کمک می‌کنند (Moayyed and Moazzen, 2002).

افتخارنژاد و همکاران (Eftekharnajad et al., 1991) توده آذرین هریس را معادل با گرانیت‌های میشو در نظر گرفته‌اند. این توده سازند کهر و دولومیت‌های سلطانیه را قطع و دگرگون کرده است. رسوب‌های قاعده پرمین روی سطح فرسایش‌یافته این توده آذرین جای گرفته و بر این اساس سن این توده به بعد از کامبرین و پیش از پرمین نسبت داده شده است (Asadian et al., 1994). مؤید و رضایی مقدم (Moayyed And Rezaei, 2005) معتقد است که گسل جنوبی میشو با شیب رو به شمال به عنوان کاندیدای مناسب برای حفظ خط درز پالتوتیس اول در شمال غرب ایران است. علاوه بر این، از منطقه قره‌گوز و دیوان‌داغی مجموعه‌های نفوذی قلیایی نوع A گزارش شده است که در نتیجه فعالیت‌های کششی پس از برخورد قاره-قاره در منطقه تشکیل شده‌اند (Amini et al., 2007). کانی‌شناسی این نوع گرانیت‌ها نسبتاً ساده بوده؛ ولی به دلیل بالا بودن عناصر قلیایی ترکیب کانی‌های مافیک آنها مانند آمفیبول و پیروکسن‌ها بیشتر به سمت خانواده سدییک یا پتاسیک تمایل می‌یابد (Henderson, 1982). در حالت کلی، گرانیت‌های نوع A بر اساس خاستگاه به دو گروه A₁ و A₂ تقسیم می‌شوند که گروه A₁، دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر

اقیانوسی بوده و دارای خاستگاه گوشته‌ای هستند که طی فعالیت‌های درون صفحه‌ای و یا در ارتباط با فعالیت‌های بالاآمدگی پس از برخورد، جایگزین می‌شوند و گروه A₂، دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های حاشیه فعال قاره‌ای هستند که از ذوب پوسته قاره‌ای با یا بدون دخالت گوشته تشکیل می‌شوند (Eby, 1992; Shirmohammadi et al., 2020).

نمونه‌های ارائه شده با داده‌های ایزوتوپی و عناصر نادر در مورد سنگ‌زایی این نوع گرانیت‌ها، پیشنهاد می‌کند که گرانیتیویدهای نوع A با فرایندهای مختلفی تشکیل می‌شوند که عبارتند از: (۱) تبلوربخشی ماگمای بازالتی (Eby, 1992)، در این حالت ممکن است گوشته قبل از ذوب‌بخشی نسبت تمرکز عناصر آن بر اثر فرایند دگرنهادی افزایش یافته باشد (Bailey, 1978; Mahood and Hildreth, 1983). (۲) واکنش محلول‌های غنی از عناصر قلیایی، فلوئور و کلر یا ماگمای باقی‌مانده در فاز پایانی تبلور ماگما و یا واکنش آن‌ها با گرانیت‌های قدیمی‌تر (Taylor et al., 1991; Creaser et al., 1981). (۳) ذوب مجدد سنگ‌های دگرگون شده پوسته زیرین (Henderson, 1982; Harris et al., 2010; Dehlquist et al., 1986). (۴) ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای (با تأثیر دگرنهادی یا بدون تأثیر آن) (Abdel Rahman, 1986; Clemens et al., 2006). شاهزیدی و همکاران (Shahzeidi et al., 2012) توده گرانیتیویدی S-type میشو در جنوب غرب مرند (بین گسل‌های شمالی و جنوبی میشو) را مورد بررسی قرار دادند. سنگ‌های توده نفوذی کوه میشو در این منطقه در گروه گرانیتیویدهای نوع S قرار می‌گیرند و دارای ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم‌دار و از نوع پرآلومین هستند. در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت و گوشته، اغلب این سنگ‌ها غنی‌شدگی از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE و آنومالی منفی Ba, Sr, Ti, Nb, Ta, Eu نشان می‌دهند که ویژگی ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش است. با توجه به عدم بررسی‌های دقیق و وجود ابهام‌های زیاد در مورد سنگ‌های گرانیتی کوه‌های غرب میشو نظیر سنگ‌شناسی و

زمین‌شیمی توده‌های گرانیتی میشو (شامل سن مطلق توده و ارتباط زمانی آنها با توده‌های مجاور و فاز کوه‌زایی ایران)، حضور این توده نفوذی گرانیتوئیدی نیازمند مطالعه‌ای جامع و همه‌جانبه است تا بخشی از تاریخچه زمین‌شناسی این منطقه و مناطق مجاور به درستی تجزیه و تحلیل شود. لذا در این پژوهش سعی شده است با کمک نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخش‌های مختلف توده نفوذی هریس، پتروگرافی و آنالیز زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، منشأ ماگمای سازنده و جایگاه زمین‌ساختی این توده نفوذی پرداخته شود.

زمین‌شناسی منطقه

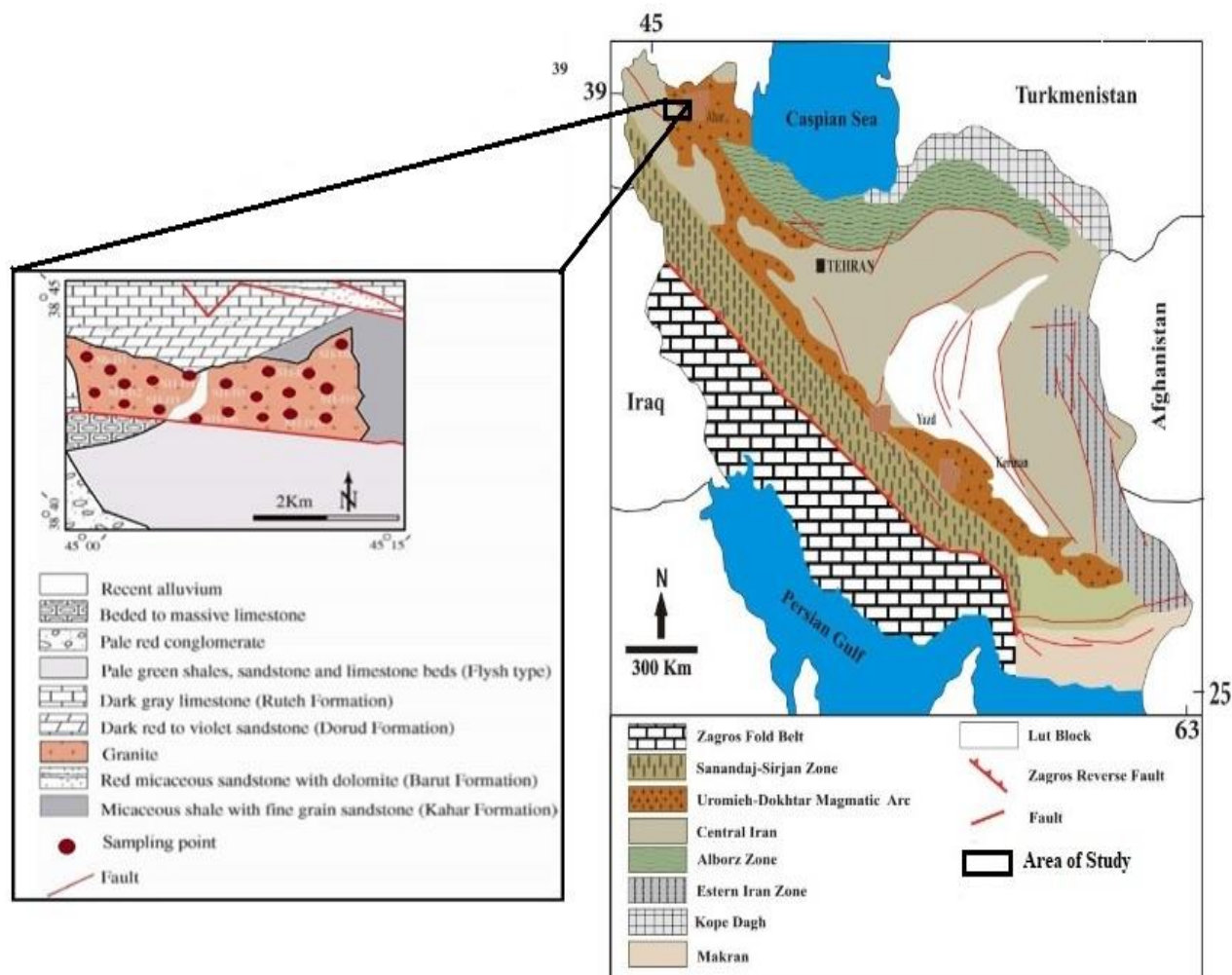
ارتفاعات میشو در شمال غرب کشور، استان آذربایجان شرقی و در شمال شهرستان شبستر و جنوب شهرستان مرند واقع شده و بین دو گسل تبریز در شمال و گسل جنوب میشو محصور شده است. محدوده مورد بررسی در زون‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران، بخشی از زون‌های البرز غربی - آذربایجان (Nabavi, 1979)، ایران مرکزی (Stocklin, 1978)، سلطانیه - میشو (Eftekharnejad et al., 1991)، و پهنه مرکزی (Aghanabati, 2004)، در نظر گرفته شده‌اند؛ اما با وجود این رده‌بندی‌ها، تفاوت‌های آشکاری بین زمین‌شناسی پالئوزوئیک این منطقه، البرز و ایران مرکزی وجود دارند که آنها را از دو زون یادشده متمایز می‌سازد. این تفاوت‌ها عبارتند از: الف) دگرشیبی زاویه‌دار بین نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین و نهشته‌های پیش‌رونده پرمین در کوه‌های مورو و میشو. ب) گسترش سنگ‌های مافیک و اولترامافیک به سن پیش از پرمین در کوه‌های مورو و میشو. ج) رخنمون توده گرانیتوئیدی نوع S و هم‌زمان با برخورد قاره - قاره به سن احتمالی هرسی‌نین در کوه‌های میشو (Moayyed and Moazzen, 2002; Moayyed et al., 2005). د) رخنمون محدوده‌های گرانیتوئیدی نوع A به سن هرسی‌نین در کوه‌های مورو و میشو (Moayyed and Hosseinzadeh, 2011) که در دو زون البرز

و ایران مرکزی شناخته نشده‌اند.

سنگ‌های گرانیتی هریس بین سازنده‌های وابسته به پرمین پایانی و پالئوزوئیک جای‌گیری کرده است (شکل ۱). سازند کهر به سن پرمین در شرق گستره مورد بررسی برون‌زد زیادی دارد و لیتولوژی آن بیشتر به صورت شیل‌های میکادار، هورنفلس‌های لکه‌ای با میان‌لایه‌هایی از آهک دگرگون‌شده به رنگ روشن و دولومیت تیره رنگ است. این سازند و سازند سلطانیه در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی دگرگون و به هورنفلس‌ها تبدیل شده‌اند (Eftekharnejad et al., 1991).

روش پژوهش

به طور کلی، انجام این پژوهش شامل دو مرحله بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی است. در بررسی‌های نخستین و بازدیدهای صحرایی، تعداد ۱۵۰ نمونه سنگی از توده‌های آذرین درونی (گرانیتوئیدی) هریس برداشت و از این نمونه‌ها، تعداد ۱۱۰ مقطع نازک میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری تهیه شد. پس از بررسی دقیق سنگ‌نگاری، تعداد ۲۰ نمونه برای انجام تجزیه زمین‌شیمیایی به روش سنگ کل به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا فرستاده شدند. تجزیه اکسید عنصرهای اصلی به روش ذوب لیتیم بورات^۱ و طیف‌سنج نشری پلاسمای جفتیده القایی^۲ انجام شد. در این روش، مقدار اکسیدهای عنصرهای اصلی بر پایه درصد وزنی اندازه‌گیری می‌شود. دقت اندازه‌گیری برای عنصرهای اصلی در این روش $\pm 0.1\%$ درصد وزنی بوده است. همچنین، در این روش، میزان مواد فرار به صورت L.O.I. با دقت $\pm 0.1\%$ درصد اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری مقدار عنصرهای فرعی و کمیاب از روش ذوب لیتیم بورات و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفتیده القایی استفاده شده است. در این روش، مقدار عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب بر پایه ppm یا بخش در میلیون اندازه‌گیری شده‌اند. آستانه آشکارسازی این عنصرها، بسته به نوع عنصر از نزدیک به ppm ۰/۱ تا ppm ۱۰ متغیر بوده است (جدول ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گرانیت هریس (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه مرند)، (Asadian et al. 1994)

Fig. 1. Geological map of Harris granite (Adaptation from 1: 100000 Marand sheet), (Asadian et al. 1994)

بررسی صحرایی و سنگ‌نگاری

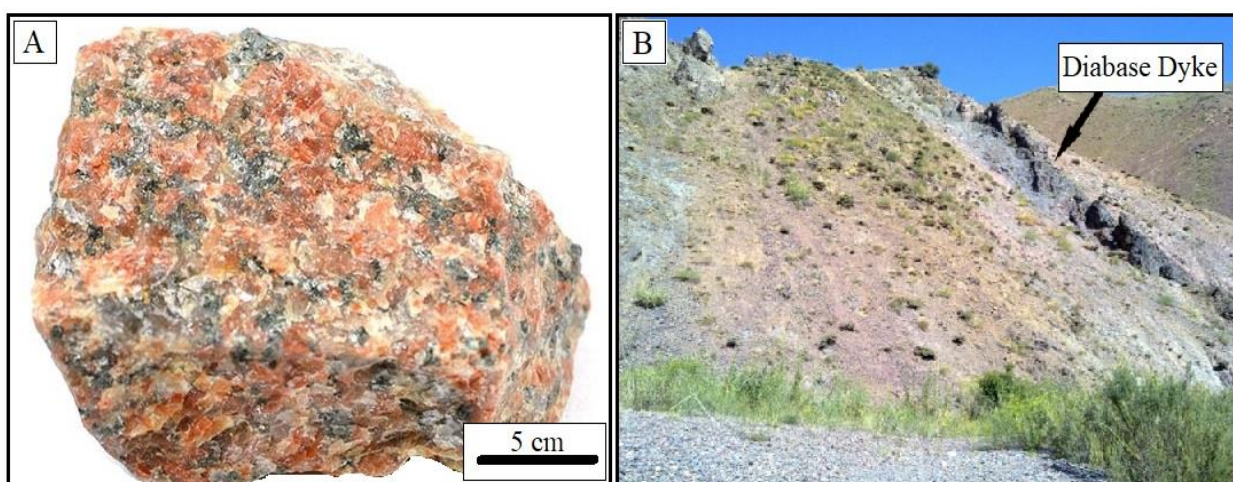
ویژگی‌های صحرایی سنگ‌های گرانیتوئیدی در توده آذرین درونی هریس، نسبتاً یکسان و مشابه هستند. این سنگ‌ها به رنگ قرمز گوشتی یا صورتی در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲-A) و بیشتر به صورت سنگ‌های دانه‌ای متوسط تا درشت‌دانه هستند که با دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند (شکل ۲-B).

بافت این سنگ‌ها گرانولار از نوع دان‌های نامساوی است. بافت پورفیری با زمینه دانه متوسط نیز مشاهده می‌شود. همچنین

بافت‌های درهم‌رشدی شامل میرمکیت و پرتیت در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی آنها کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند هستند (شکل ۳-A، B، C و D). کوارتزها به صورت بلورهای درشت بی‌شکل فضای بین دیگر کانی‌ها را پر کرده است. فلدسپار قلیایی به صورت درشت‌بلور در اندازه‌های ۱ تا ۵ میلی‌متر با بافت میکروپرتیت تا پرتیتی با فراوانی بیش از ۵۰ درصد در متن سنگ وجود دارد. بلورهای پلاژیوکلاز اغلب دگرسان‌شده و به وسیله بلورهای

آهن-تیتان، اسفن، آپاتیت، زیرکن و آلانیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند.

کوارتز و ارتوکلاز احاطه شده‌اند (شکل ۳- E و F). همچنین مقدار بیوتیت و هورنبلند بیشینه به ۵ درصد می‌رسد. اکسیدهای



شکل ۲. A: نمونه دستی و B: دایک دیابازی درون سنگ‌های گرانیتی هریس

Fig. 2. A: Hand sample, and B: Diabase dyke within Harris granite rocks

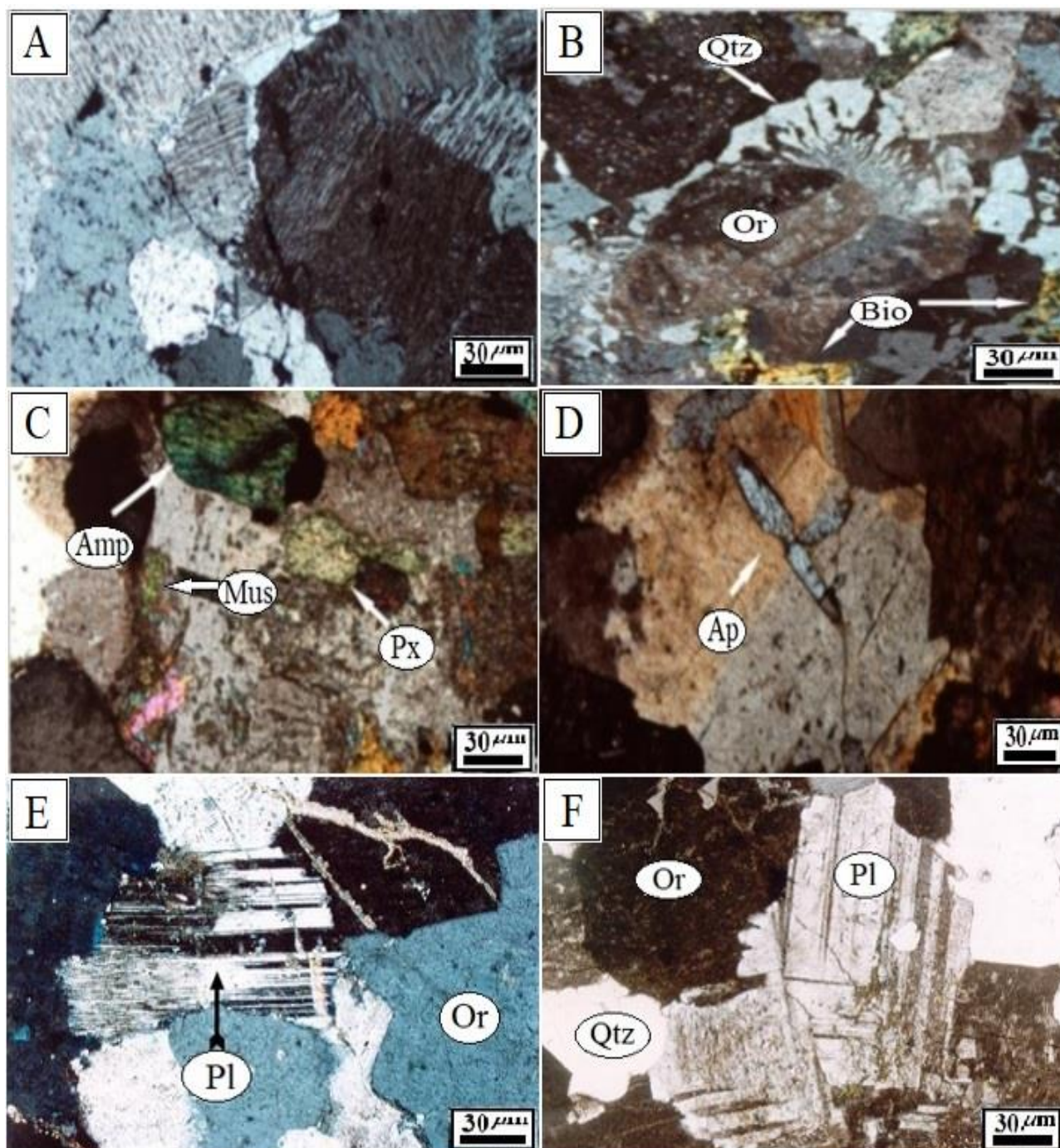
زمین‌شیمیایی گرانیت‌های نوع A را نشان می‌دهند. علاوه بر این، بالا بودن عناصر گروه HREE، LREE و حتی HFSE مانند زیرکونیوم نیز مؤید این ادعاست.

نتایج به دست آمده از تغییرات عناصر قلیایی در مقابل سیلیس (شکل ۴- A) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت‌های قلیایی قرار می‌گیرند. شاخص اشباع از آلومینیم توده‌های نفوذی بیانگر نسبت مولکولی Al_2O_3 بر مجموع $CaO+Na_2O+K_2O$ در نمودار A/CNK (Maniar and Piccolli, 1989) است. برای سنگ‌های گرانیتی هریس این شاخص بالاتر از ۱ بوده و باعث قرارگیری آنها در محدوده متاآلمین تا پرآلمین می‌شود (Harker, 1909)، (شکل ۴- B). در واقع این سنگ‌ها گرانیت‌های متاآلمینوس تا پرآلمینوس هستند که مونزو گرانیت‌های فقیر از CaO و غنی از FeO^t نسبت به MgO با نسبت بالای $FeO/(FeO + MgO)$ را در برمی‌گیرند.

بر اساس رده‌بندی مدال اشتریکایزن (Streckeisen, 1974)، این سنگ‌ها از نوع آلکالی فلدسپار گرانیت هستند. بیوتیت‌های قهوه‌ای به صورت پولک‌های بدون شکل در این مقاطع دیده می‌شوند که از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن و فقیر از منیزیم با ترکیب سیدروفیلیت هستند که گاهی با اکسیدها و میکاهای ثانویه با ترکیب حدواسط بین بیوتیت و مسکویت جایگزین شده‌اند (Ahankoub et al., 2012).

زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی

نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی سنگ‌های گرانیتی هریس (جدول ۱) نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها میزان SiO_2 به‌طور قابل ملاحظه‌ای بالا بوده و مقدار آن از ۷۶ تا ۷۷ درصد در تغییر است. به علاوه، میزان Al_2O_3 آنها نسبتاً پایین بوده (۱۱ تا ۱۲ درصد) و فقیر از CaO و غنی از عناصر قلیایی هستند که ویژگی‌های کلی



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از توده گرانیتی هریس: A: بافت پرتیتی، B: بافت میرمکیتی، C: آپاتیت، D: بقایای هورنبلند و پیروکسن، E و F: احاطه شدن پلاژیو کلاز توسط اورتو کلاز و کوآرتز، علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Pl: پلاژیو کلاز، Or: اورتو کلاز، Qtz: کوآرتز، Mus: مسکویت، Bio: بیوتیت، Ap: آپاتیت، Amp: آمفیبول، Px: پیروکسن).

Fig. 3. Microscopic images of Harris granitic mass: A: Perthitic texture, B: Myrmekitic texture, C: Apatite D: Remains of pyroxene and amphibole, E and F: Surrounded plg by Or and Qtz, Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Or: Orthoclase, Qtz: Quartz, Mus: Muscovite, Bio: Biotite, Ap: Apatite, Amp: Amphibole, Px: Pyroxene).

جدول ۱. داده‌های عنصرهای اصلی (بر پایه wt.%) به روش ICP-ES و عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب (بر پایه ppm) به دست آمده از آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتی هریس به روش ICP-MS

Table 1. Data of major elements (based on Wt.%) by ICP-ES method and rare earth and trace elements (based on ppm) obtained from geochemical analysis of Harris granites rocks by ICP-MS method

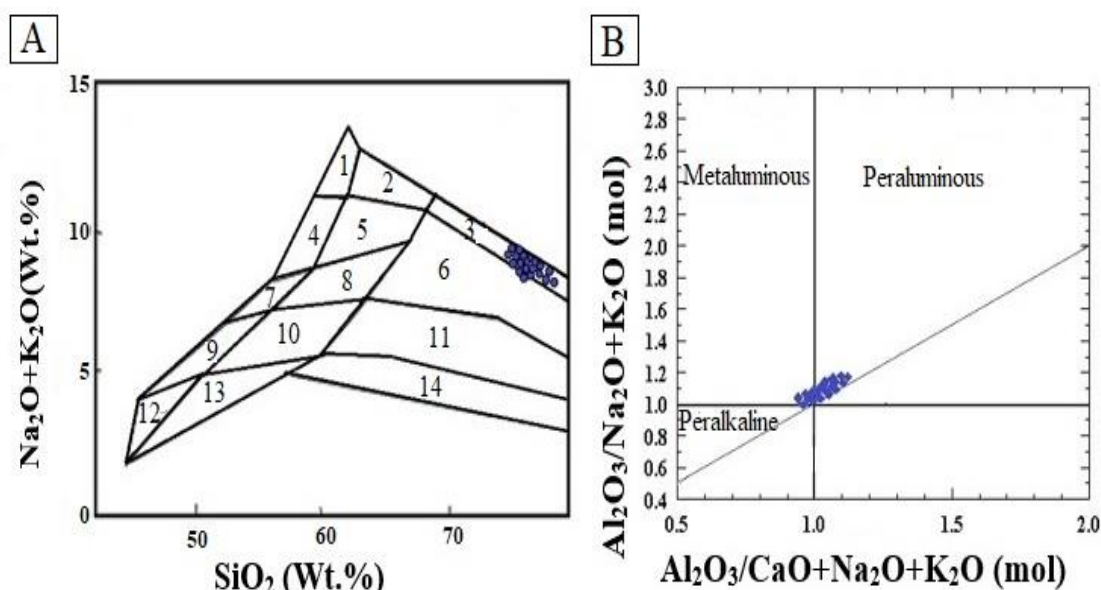
Sample No.	No-G ₁	No-G ₂	No-G ₃	No-G ₄	No-G ₅	No-G ₆	No-G ₇	No-G ₈	No-G ₉	No-G ₁₀
SiO ₂	77.4	77.5	77.2	76.3	75.9	75.6	76.8	76.2	77.3	77.5
TiO ₂	0.05	0.07	0.17	0.15	0.06	0.08	0.12	0.16	0.13	0.11
Al ₂ O ₃	12.1	12.2	11.7	11.9	11.8	12.15	12	12.2	11.5	12.1
Fe ₂ O _{3t}	1.2	1.03	1.41	1.32	1.15	0.98	1.04	1.38	1.35	0.96
MnO	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01
MgO	0.05	0.06	0.04	0.25	0.17	0.04	0.04	0.17	0.12	0.06
CaO	0.45	0.31	0.35	0.7	0.54	0.38	0.32	0.42	0.35	0.38
Na ₂ O	3.6	3.31	3.25	3.65	3.95	3.41	3.62	3.38	3.22	3.38
K ₂ O	4.28	4.71	4.21	4.35	4.52	5.44	5.12	5.15	5.16	4.87
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
L.O.I	0.78	0.67	1.1	1.17	1.2	0.98	0.62	0.5	0.8	0.5
Total	99.94	99.9	99.48	99.83	99.33	99.45	99.73	99.6	99.97	99.91
Ba	22.5	27.4	140.5	45.2	35.6	26.6	24.3	85.5	76.3	35.6
Ga	24.7	22.3	21.5	25	26.2	24.5	22.3	22.7	21.1	21.2
Hf	14	16	17	16	15	18	16	19	18	16
Nb	44.8	26.2	34.3	43.1	45.2	32.1	18.1	29.1	32.1	24.2
Pb	25	12	15	14	13	15	16	20	9	17
Rb	292	205	233	268	256	231	210	229	231	212
Sn	11	7	10	12	9	7	6	7	6	6
Sr	10	13	24.5	19.1	12.2	10.2	10.8	18	14.2	16.2
Ta	4.8	3.5	2.8	4.5	5.3	5.4	2.2	2.7	2.8	3.2
Th	42.3	35.2	32.1	45	13.1	45.1	32.3	31.1	33.2	28.1
Y	62.1	44.2	50.1	62.2	67.2	52	40.2	52.1	47.8	33.1
Zr	256	223	201	236	265	290	263	293	235	220
La	41.5	45.8	82.1	62.4	54.9	61.2	76.7	53.1	54	42
Ce	83	89	154	120	109	107	136	109	107	70
Pr	9.67	10.8	18.25	13.26	12.23	13.75	16.04	12.25	12	9.1
Nd	32.5	37.1	60.1	43.2	38.5	47	52.1	43.1	41.1	30.2
Sm	8.02	7.74	10.5	9.21	9.07	10.2	9.42	9.12	8.85	7.09
Eu	0.17	0.18	0.6	0.23	0.19	0.20	0.22	0.3	0.24	0.19
Gd	9.5	9.4	11.01	9.58	9.75	9.55	9.32	9.57	8.42	6.36
Tb	1.74	1.32	1.62	1.72	1.85	1.62	1.32	1.65	1.42	1.06
Dy	11.5	7.45	8.62	10.55	12	8.55	7.35	9.85	8.56	6.21
Ho	2.2	1.59	1.84	2.22	2.52	1.58	1.35	2.12	1.71	1.21
Er	7.11	4.36	5.4	7.2	7.85	4.23	3.55	5.84	5.12	3.21
Tm	1.12	0.65	0.78	0.95	1.23	0.74	0.52	0.85	0.79	0.51
Yb	7.69	4.26	5.12	6.59	7.85	5.27	4.1	5.74	5.21	4.23
Lu	1.1	0.52	0.74	0.95	1.21	0.75	0.6	0.75	0.72	0.55

ادامه جدول ۱. داده‌های عنصرهای اصلی (بر پایه wt.%) به روش ICP-ES و عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب (بر پایه ppm) به دست آمده از

آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتی هریس به روش ICP-MS

Table 1 (Continued). Data of major elements (based on Wt.%) by ICP-ES method and rare earth and trace elements (based on ppm) obtained from geochemical analysis of Harris granites rocks by ICP-MS method

Sample No.	No-G ₁₁	No-G ₁₂	No-G ₁₃	No-G ₁₄	No-G ₁₅	No-G ₁₆	No-G ₁₇	No-G ₁₈	No-G ₁₉	No-G ₂₀
SiO ₂	77.19	77.6	76.22	77.44	76.37	77.84	77.86	77.04	76.16	76.84
TiO ₂	0.17	0.14	0.25	0.19	0.25	0.07	0.1	0.13	0.18	0.10
Al ₂ O ₃	12.1	12.3	12.25	11.98	12.05	11.89	11.78	12.1	12.4	11.84
Fe ₂ O _{3t}	1.35	0.95	1.69	1.47	2.13	1.05	0.98	1.32	1.5	1.22
MnO	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.01	0.01	0.12	0.02	0.69	0.01	0.27	0.09	0.16	0.05
CaO	0.35	0.08	0.83	0.39	0.14	0.34	0.41	0.46	0.33	0.32
Na ₂ O	2.68	3.04	2.65	2.68	2.98	3.01	2.43	2.45	2.69	2.79
K ₂ O	5.66	5.31	5.27	5.13	4.88	5.19	5.82	5.53	5.92	5.06
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01
L.O.I	0.63	0.60	1.15	1.01	0.74	0.68	0.74	0.81	0.54	1.22
Total	99.68	99.64	99.68	99.72	99.64	99.74	99.43	99.49	99.51	98.84
Ba	22.5	27.4	140.5	45.2	35.6	26.6	24.3	85.5	76.3	35.6
Ga	24.7	22.3	21.5	25	26.2	24.5	22.3	22.7	21.1	21.2
Hf	14	16	17	16	15	18	16	19	18	16
Nb	44.8	26.2	34.3	43.1	45.2	32.1	18.1	29.1	32.1	24.2
Pb	25	12	15	14	13	15	16	20	9	17
Rb	292	205	233	268	256	231	210	229	231	212
Sn	11	7	10	12	9	7	6	7	6	6
Sr	10	13	24.5	19.1	12.2	10.2	10.8	18	14.2	16.2
Ta	4.8	3.5	2.8	4.5	5.3	5.4	2.2	2.7	2.8	3.2
Th	42.3	35.2	32.1	45	13.1	45.1	32.3	31.1	33.2	28.1
Y	62.1	44.2	50.1	62.2	67.2	52	40.2	52.1	47.8	33.1
Zr	256	223	201	236	265	290	263	293	235	220
La	41.5	45.8	82.1	62.4	54.9	61.2	76.7	53.1	54	42
Ce	83	89	154	120	109	107	136	109	107	70
Pr	9.67	10.8	18.25	13.26	12.23	13.75	16.04	12.25	12	9.1
Nd	32.5	37.1	60.1	43.2	38.5	47	52.1	43.1	41.1	30.2
Sm	8.02	7.74	10.5	9.21	9.07	10.2	9.42	9.12	8.85	7.09
Eu	0.17	0.18	0.6	0.23	0.19	0.20	0.22	0.3	0.24	0.19
Gd	9.5	9.4	11.01	9.58	9.75	9.55	9.32	9.57	8.42	6.36
Tb	1.74	1.32	1.62	1.72	1.85	1.62	1.32	1.65	1.42	1.06
Dy	11.5	7.45	8.62	10.55	12	8.55	7.35	9.85	8.56	6.21
Ho	2.2	1.59	1.84	2.22	2.52	1.58	1.35	2.12	1.71	1.21
Er	7.11	4.36	5.4	7.2	7.85	4.23	3.55	5.84	5.12	3.21
Tm	1.12	0.65	0.78	0.95	1.23	0.74	0.52	0.85	0.79	0.51
Yb	7.69	4.26	5.12	6.59	7.85	5.27	4.1	5.74	5.21	4.23
Lu	1.1	0.52	0.74	0.95	1.21	0.75	0.6	0.75	0.72	0.55



شکل ۴. رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های گرانیتی هریس بر اساس: A: میدل‌موسست (Middlemost, 1994) و B: مانیر و پیکولی (Maniar and Piccolli, 1989)

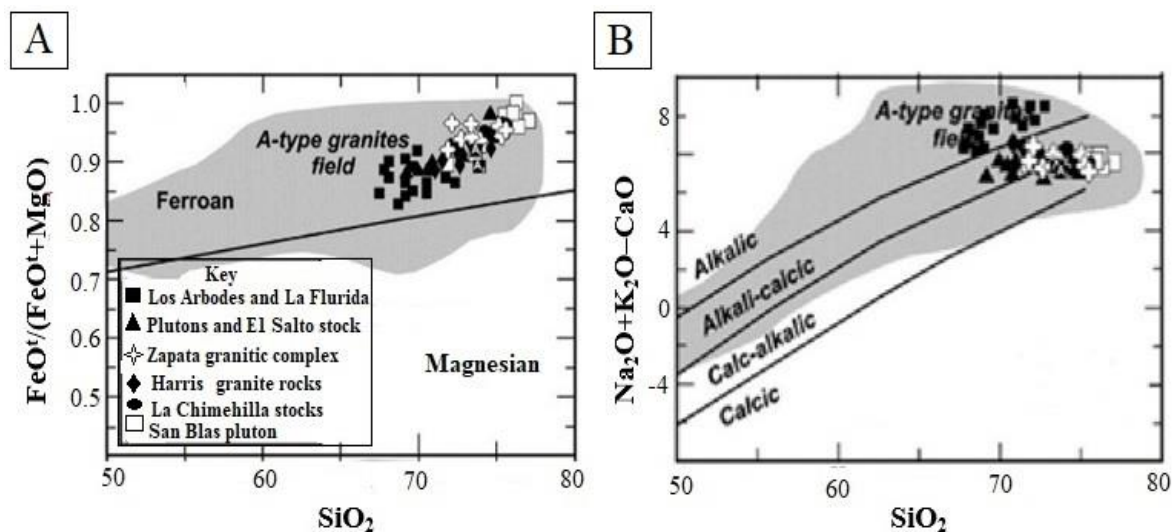
Fig. 4. Chemical classification of Harris granite rocks based on: A: (Middlemost, 1994) and B: (Maniar and Piccolli, 1989).

پلاژیوکلاز در طول تبلور ماگمای تشکیل‌دهنده است (Dahlquist et al., 2010; Torkian and Niknazar, 2022). همچنین محتوای REEs نمونه‌ها در نمودار بهنجارشده نسبت به کاندیت، بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهد (شکل A-۷). همچنین در نمودار بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه، گرانیت‌های مورد بررسی دارای تهی‌شدگی از Sr، Ba، Ti و Nb غنی‌شدگی از Rb و Th هستند (شکل B-۷) (Sun and McDonough, 1989; Patino Douce, 1998).

بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی، گرانیت‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های A هستند. این گرانیت‌ها برخلاف انواع دیگر گرانیت‌ها (I و S)، در محیط‌های کششی ظاهر می‌شوند. در این محیط‌های کششی می‌توان به دو محیط کششی پس از برخورد و کشش‌های درون صفحه‌ای وابسته به تشکیل ریف اشاره کرد (Ahankoub, 2011).

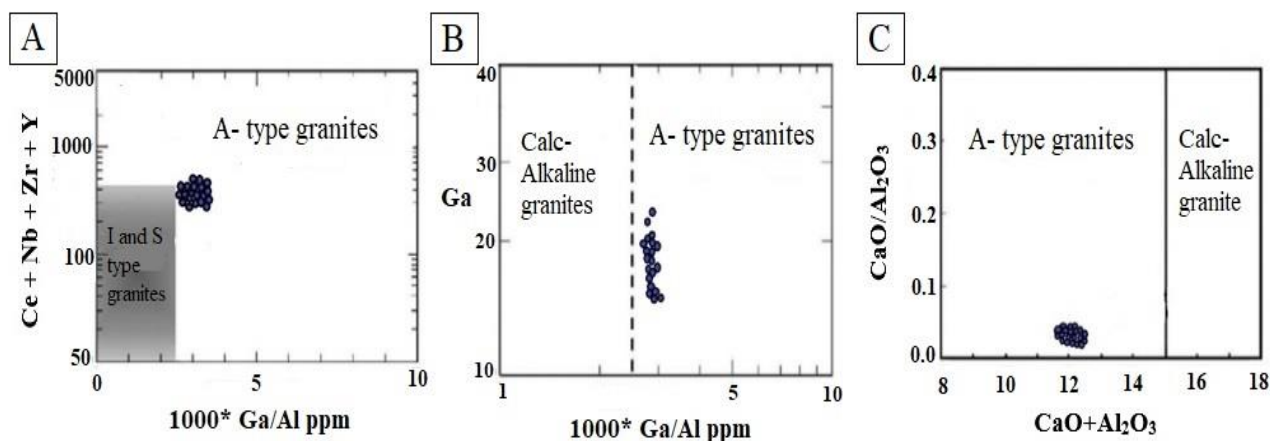
این سنگ‌ها در نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (شکل A-۵) و $\text{FeO}^t / (\text{FeO}^t + \text{MgO})$ (شکل B-۵) نسبت به SiO_2 دارای روند قلبایی - کلسیک و آهن‌دار، مشابه گرانیت‌های نوع A بررسی شده در زاپاتا، هم سن بلاس و اوس اربولوس در آرژانتین، هستند (King et al., 2001; Frost et al., 2002). در نمودار تفکیک گرانیت‌ها بر اساس $\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}$ نسبت به $10,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ، نمونه‌های بررسی شده در محدوده نوع A قرار می‌گیرند (شکل A-۶) (Frost et al., 2001). همچنین در نمودار Ga/Al نسبت به $10,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ، سنگ‌های بررسی شده در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار دارند (شکل B-۶) (Whalen et al., 1987; King et al., 2001) که نمودار نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ ماهیت یادشده را تأیید می‌کند (شکل C-۶).

بی‌هنجاری منفی Eu و نسبت بالای Ga/Al در نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه و یا جدایش



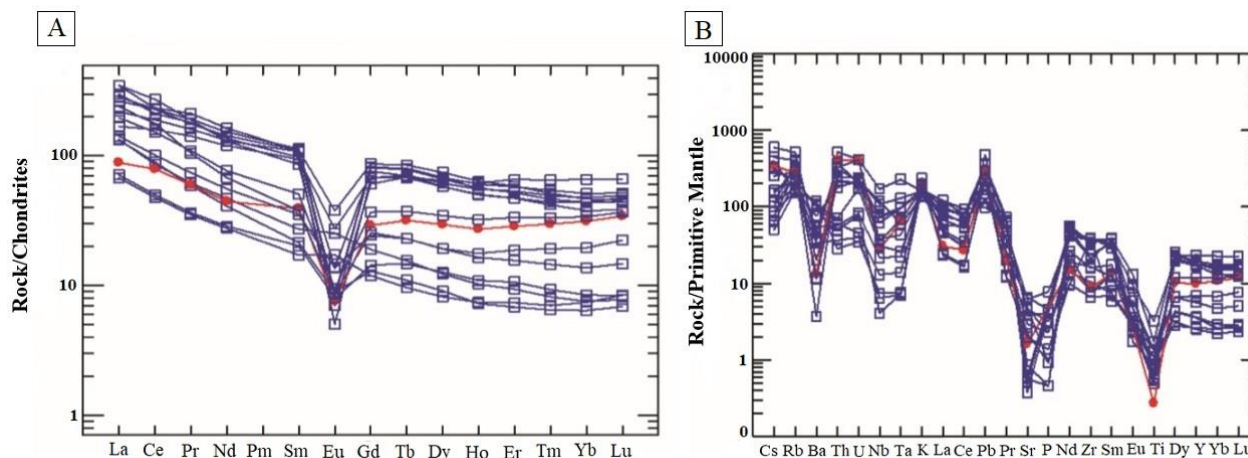
شکل ۵. نمودار دوتایی A: SiO_2 در مقابل $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ و B: SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Frost et al., 2001) برای نمونه‌های گرانیتی هریس، داده‌های شاهد اقتباس از لندن‌برگر و کالینز (Landenberger and Collins., 1996)

Fig. 5. Binary plot A: SiO_2 vs. $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$, and B: SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, (A, B after Frost et al., 2001), of the Harris granite samples, Witness data adapted from (Landenberger and Collins., 1996)



شکل ۶. A: در نمودار جدایشی $\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}$ نسبت به $10,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ، نمونه‌های گرانیت هریس در قلمرو نوع A قرار می‌گیرند (Frost et al., 2001)، B: نمودار Ga نسبت به $10,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ نشان می‌دهد که ترکیب نمونه‌های گرانیت هریس در قلمرو گرانیت‌های نوع A است (King et al., 2001) و C: در نمودار $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ ، نمونه‌های گرانیت هریس در قلمرو نوع A قرار می‌گیرند (Shand, 1943; Konopelko et al., 2007).

Fig. 6. A: In the discrimination diagram of $\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}$ vs. $10,000 \times \text{Ga} / \text{Al}$, the Harris granite samples are in the A-type domain (Frost et al., 2001), B: Ga vs. $10,000 \times \text{Ga} / \text{Al}$ diagram, indicates the composition of the Harris granite samples in the domain of A-type granites (King et al., 2001), and C: In the $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ diagram, the Harris granite samples are in the A-type domain (Konopelko et al., 2007; Shand, 1943).



شکل ۷. A: نمودار تغییرات فراوانی (عنکبوتی) REE بهنجارشده نسبت به کندریت برای گرانیت هریس (Sun and McDonough., 1989) و B: نمودار تغییرات فراوانی (عنکبوتی) چند عنصری بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه برای گرانیت هریس (Sun and McDonough., 1989)

Fig. 7. A: Chondrite-normalized REE patterns for Harris granite. Normalization values are from (Sun and McDonough., 1989), and B: Primitive mantle-normalized multielement patterns for Harris granite. Normalization values are from (Sun and McDonough., 1989)

زمان 306 ± 34 میلیون سال معادل کربونیفر پایانی را برای تبلور زیرکن و به پیروی از آن برای سرد شدن توده گرانیتی نشان می‌دهد. این سن با کَشش‌های آغازین کافت‌زایی روی تختگاه پوسته قاره‌ای عربی-ایران سازگار است (Advay and Qalamqash, 2011; Delavari et al., 2019).

بحث و بررسی

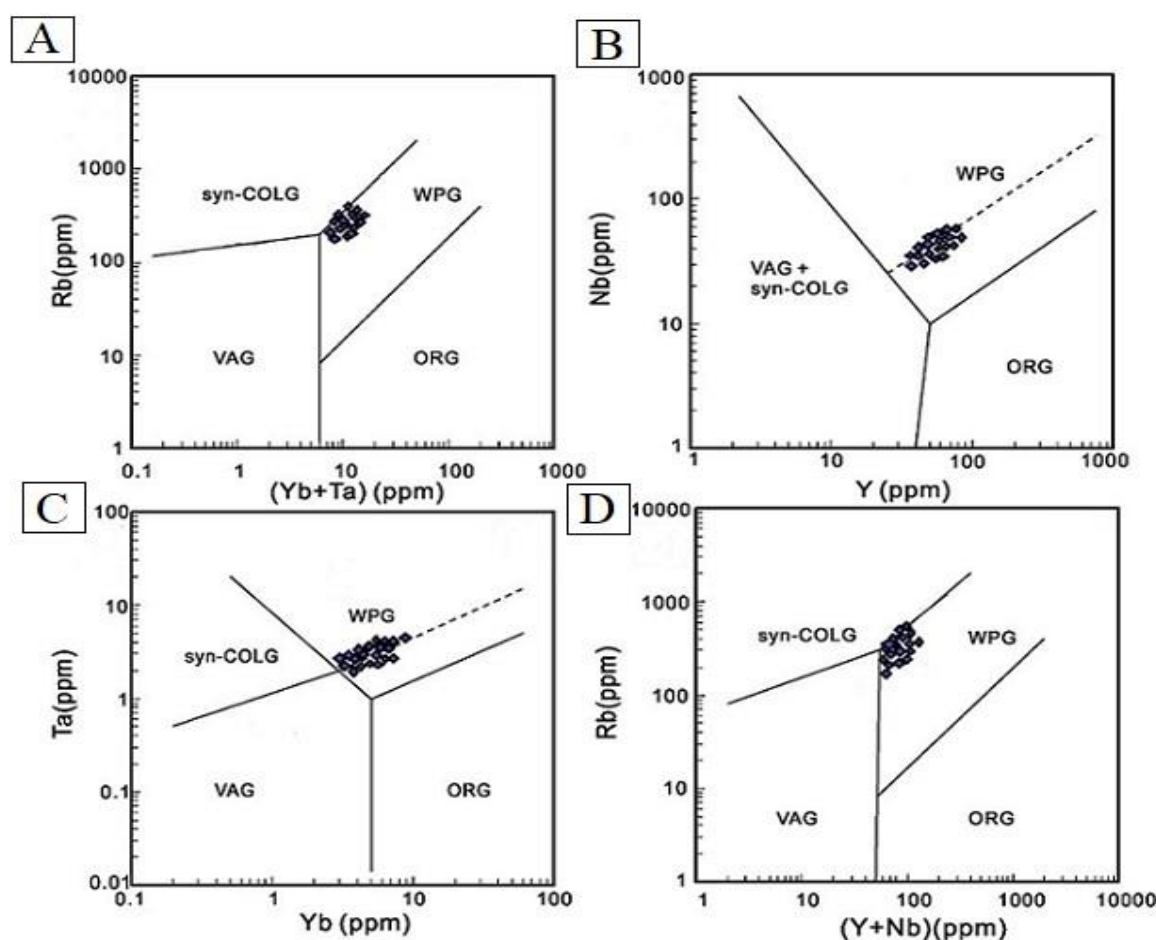
در گرانیت‌های مورد بررسی کانی‌های مافیک قلیایی از قبیل اژیرین-اوزیت و ریکیت-آرفودسونیت دیده نمی‌شود؛ ولی کلیه داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیتی هریس دارای ماهیت A-type هستند. بی‌هنجاری منفی Ba، Nb، Ti، Sr و Eu و غنی‌شدگی در LILEs به ویژه Rb و Th نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌هاست. افزون بر این، مقادیر بالای HFSEs، خشک‌بودن خاستگاه ماگمای تشکیل‌دهنده را تأیید می‌کند (Whalen et al., 1987; Bonin, 2007; Zhao and Zhou., 2007). بی‌هنجاری منفی Eu در الگوی عناصر کمیاب را می‌توان به

گرانیت‌های تشکیل‌شده در این دو محیط رفتار زمین‌شیمیایی متفاوتی دارند؛ به طوری که در نمودارهای چند عنصری بهنجارشده نسبت به ORG (Pearce et al., 1984)، نسبت به هم تشخیص داده می‌شوند. در گرانیت‌های درون صفحه‌ای Ba بی‌هنجاری منفی بیشتری را نسبت به گرانیت‌های پس از برخورد نشان می‌دهد و مقادیر Zr، Nb، Ta، Yb در گرانیت‌های درون صفحه‌ای بیشتر از گرانیت‌های پس از برخورد است (Mahamed et al, 2020). بر این اساس گرانیت‌های مورد بررسی بیشتر از نوع گرانیت‌های درون صفحه‌ای هستند. همچنین استفاده از نمودارهای تمایز زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984) نیز همین نتیجه را به دست داده است؛ به طوری که گرانیت‌های هریس اغلب در محدوده نزدیک به محل تلاقی سه محدوده (پس از کوه‌زایی) و درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۸- A، B، C و D).

سال‌سنجی رادیومتری به روش U/Pb (Advay and Qalamqash, 2011)، روی کانی‌های زیرکن توده هریس،

عناصر LILE و HFSE غنی شده‌اند (Pearce et al., 1984) و یا می‌تواند سرشت ماگماهای ریشه گرفته از یک گوشته سنگ کره‌ای زیر قاره‌ای باشند که طی فروورانش اولیه ایجاد شده‌اند. علاوه بر این، غنی‌شدگی در Rb، Th، و تهی‌شدگی در Sr، Ba، Nb، Ti، نشانه ریشه گرفتن گرانیت‌ها از گدازه‌های پوسته‌ای است (Zhao and Zhou., 2007).

جدایش فلزسپار طی تبلور و یا حضور فلزسپار به عنوان فاز باقی‌مانده در خاستگاه و بی‌هنجاری P و Ti را به اکسیدهای آهن-تیتان و آپاتیت وابسته دانست (Fazlnia, 2017). غنی‌شدگی در عناصر LILE و HFSE همراه با بی‌هنجاری منفی Nb و Ti از ویژگی‌های گرانیت‌های وابسته به فروورانش است که معمولاً به خاستگاه گوشته‌ای نسبت داده می‌شود که قبلاً با فعالیت دگرتهادی شاره‌های به دست آمده از رسوب‌های ورقه فروورنده شده از



شکل ۸. نمودارهای تمایز زمین‌ساختی گرانیت هریس A: Y + Nb در مقابل Rb، B: Y در مقابل Nb، C: Yb در مقابل Ta و D: Y+Nb در مقابل Rb. (Pearce et al., 1984). اختصارات فیلدها: VAG: گرانیت کمان آتشفشان، WPG: گرانیت‌های درون صفحه‌ای، Syn-COLG: گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد. ORG: گرانیت‌های پشته‌های اقیانوس، Post-COLG: گرانیت‌های پس از برخورد

Fig. 8. Tectonic discrimination diagrams for Harris granite. A: Y + Nb vs. Rb, B: Y vs. Nb, C: Yb vs. Ta, and D: Y+Nb vs Rb, (Pearce et al., 1984). Abbreviations of fields: VAG: volcanic arc granites; WPG: within plate granites; Syn-COLG: Syn-collisional granites; ORG: ocean ridge granites; Post-COLG: post-collision granites

در جدول ۲ برخی از مقادیر میانگین عنصری و نسبت‌های بین عنصری گرانیت‌های نوع A و I (Whalen et al., 1987) با میانگین نمونه‌های گرانیت مورد بررسی مقایسه شده است. چنان که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، با اینکه مقداری هم‌پوشانی بین مقادیر گرانیت‌های A و I وجود دارد؛ اما مقادیر نمونه‌های مورد بررسی شباهت زیادی به نوع A دارند، به‌ویژه در مقادیر HFSE که تحت تأثیر دگرسانی کمتری قرار می‌گیرند (Aliani et al., 2012). ابی (Eby, 1992)، گرانیت‌های نوع A را به دو نوع A₁ (در ارتباط با ریفت) و A₂ (در ارتباط با فروران) تقسیم کرده است. همچنین بونین (Bonin, 2007) عقیده دارد آن

دسته از گرانیتوئیدهای نوع A که در نمودارهای طبقه‌بندی محیط زمین‌ساختی پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) در محدوده VAG و در نزدیکی مرز WPG قرار می‌گیرند، غنی از REE، Th، Y، Rb و ساب‌سالووس هستند و باید آنها را جزو گرانیتوئیدهای A₂ دسته‌بندی کرد. این نوع از گرانیت‌ها دارای ترکیبی از آثار زمین‌شیمیایی پوسته قاره‌ای و جزایر اقیانوسی هستند و تشکیل آنها را در رژیم زمین‌ساختی پس از کوه‌زایی^۳ در نظر می‌گیرند (Bonin, 2007). شواهد ذکرشده در مورد ویژگی‌های گرانیتوئیدهای A₂ به‌خوبی در نمونه‌های گرانیت مورد بررسی در این پژوهش قابل مشاهده هستند.

جدول ۲. مقایسه نمونه‌های گرانیت هریس با برخی از مهم‌ترین مقادیر میانگین گرانیت‌های نوع I و A (Whalen et al., 1987)، میانگین پوسته از ودپول (Wedepohle, 1995) و گوشته اولیه از مک‌دونوگ و سان (McDonough and Sun, 1995)

Table 2. Comparison of Harris granite samples with some of the most important mean values of I-type and A-type granites (Whalen et al., 1987), average crust from Wedepohle (1995) and primitive mantle from (McDonough and Sun, 1995)

	A-type	I-type	Average of continental crust	Average granite in the study area	Primitive Mantle
Na ₂ O+K ₂ O (wt.%)	7-11	5-8	5.6	8.2	0.4
FeO _t	>2	<3	6.28	1.3	8.0
MgO	<0.5	>0.5	3.7	0.3	37.8
FeO/MgO	>>4	>4	1.7	4.3	0.2
Zr (ppm)	>400	<250	203	245	10.5
Y	>>25	<40	24	47	4.3
Zr/Y	>7	<4	8.4	5.2	2.4
Nb (ppm)	>>10	<<30	19	27.5	0.6
Nb/Y	>0.7	<<0.7	0.7	0.6	0.1
La (ppm)	>>30	10-30	30	57	0.7
Yb	>>2	<<3	2	5.5	0.4
Th (ppm)	>10	>4	8.5	31	0.07
Th/Yb	1-15	>0.3	4.2	5.6	0.2
Th/Y	0.2-1.2	>0.1	0.35	0.7	0.01
Ga (ppm)	>18	<18	15	20	0.4

از طرف دیگر گرانیت‌های نوع A₂ دارای نسبت‌های عنصری متغیری از نسبت‌های عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های کمان جزایری هستند. در این گروه، ماگما از پوسته قاره‌ای یا

پوسته زیرراندۀ شده‌ای که از طریق یک چرخه برخورد قاره-قاره یا ماگماتیسیم جزایر کمانی جای‌گیری شده‌اند، حاصل می‌شوند (Clemens et al., 1986; Abdel Rahman, 2006). از

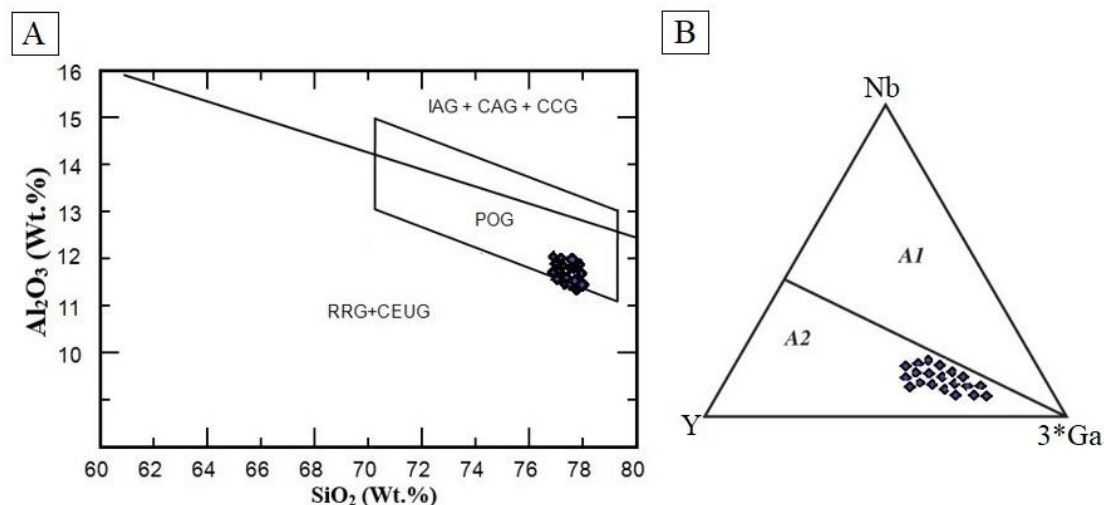
موقعیت ژئودینامیکی ایران در گذشته، فرضیه ارائه‌شده را تأیید می‌کند؛ به ویژه اینکه داده‌های ایزوتوپی و تعیین سن نیز (Ahankoub et al., 2012) با داده‌های به دست آمده در این کار پژوهشی همخوانی زیادی دارد.

از طرف دیگر، بررسی‌های آزمایشگاهی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که گرانیت‌های نوع A در دمایی بیش از همانندهای آهکی-قلیایی تشکیل می‌شوند (King et al., 1997; King et al., 2001) و نشان می‌دهد تبلور جدایشی شدید از یک خاستگاه ماگمایی مافیک نمی‌تواند خاستگاه محتمل برای منشأ گرانیت‌های نوع A باشد. این گرانیت‌ها در اصل به شدت تحول‌یافته هستند (دارای SiO_2 بالا و ترکیب‌های تفریق‌یافته هستند)، غنی از آلکالی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) هستند و غنی‌شدگی در عناصر HFSE و هالوژن‌ها نشان می‌دهند (Petro et al., 1979; Schandl and Groton, 2002). به اعتقاد ابی (Eby, 1992) ساز و کارهای متفاوتی می‌تواند در تشکیل گرانیت‌های A_2 دخالت داشته باشد. این گرانیت‌ها می‌توانند توسط سه سازوکار اصلی در مناطق کششی پس از کوه‌زایی تشکیل شوند. الف) دلامینیشن لیتوسفری (Mufti., 2001)، ب) انتقال همرفتی لیتوسفری (Black and Liegeois, 1993) و ج) زیرراندگی صفحه‌ای ماگمای گوشته‌ای که به ذوب پوسته زیرین منجر می‌شود (Davies and Von Blankenburg, 1995). این فرایندها سبب بالاآمدگی و تورم آستنسفری شده که می‌تواند ذوب شود و به ذوب‌شدگی لیتوسفری گوشته‌ای زیرقاره‌ای^۴ موسوم است.

بر اساس نمودارهای ارائه‌شده در شکل ۹، در نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 (Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌ها در در محدوده پساکوه‌زایی واقع شده‌اند (شکل ۹-۱). همچنین با استفاده از عناصر Y-Nb-3*Ga ، برای جدایش گرانیت‌های نوع A و تشخیص خاستگاه این نوع گرانیت‌ها، نمونه‌های مورد بررسی در گستره A_2 قرار می‌گیرند (شکل ۹-۲) (Eby, 1992; Eby, 1990).

ویژگی‌های مهم گرانیت‌های نوع A، شکل‌گیری آنها در محیط‌های کششی است. این نوع محیط‌های کششی یا به فعالیت‌های آغازین کافت‌زایی و یا به کشش‌های پس از برخورد وابستگی دارند (Nabavi, 1979; Mahood and Hildreth, 1983). هر دو محیط، به طور گسترده‌ای با رژیم‌های انبساطی (Chappell and White, 1992) و یا محیط‌هایی که رژیم ترافشاری به تراکشنی تغییر می‌کند، مشخص می‌شوند (Sylvester, 1989). گرانیت‌های نوع A پس از برخورد در منطقه‌های گسترده‌ای همراه با کشش و گسل‌خوردگی دیده می‌شوند (Sylvester, 1989). از ویژگی‌های گرانیت‌های پس از برخورد، بالا بودن نسبت Rb/Hf و Rb/Ta است (Taylor et al., 1981) که در نمونه‌های مورد بررسی، بالا بودن این نسبت‌ها به خوبی مشاهده می‌شود. با توجه به بالا بودن Rb باید پذیرفت که پوسته قاره‌ای در ایجاد ماگمای مولد گرانیت هریس نقش به سزایی داشته است. به عبارتی گرانیت‌های قلیایی نوع A پس از برخورد، به دنبال رویدادهای برخوردی ایجاد می‌شوند و طی جای‌گیری آنها، زمین‌ساخت کششی غالب است. این سنگ‌ها در مقایسه با گرانیت‌های قلیایی غیرکوه‌زایی دارای سهم بیشتری از سازنده‌های پوسته‌ای در خاستگاه خود هستند (Zhao and Zhou., 2007). با توجه به شواهد صحرایی و حضور مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک (Asadpour et al., 2013) در جوار ناحیه مورد بررسی، می‌توان این گرانیت‌ها را به کشش‌های پس از برخورد قاره‌ای هم نسبت داد.

علاوه بر این، ترکیب کانی‌شناسی، داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی (Ahankoub et al., 2012) نشان می‌دهند که پوسته در خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی تأثیر به سزایی داشته است. همچنین حضور حجم گسترده از رسوب‌های پرموتریاس در جلفا، میشو، مورو و قره‌گوز (Asadian et al., 1994; Amini et al., 2007; Mehri et al., 2008; Advay et al., 2010; Advay and Qalamqash, 2011) نشان‌دهنده تأثیر فازهای کششی در این زمان است. بنابراین شواهد زمین‌شیمی موجود با در نظر گرفتن



شکل ۹. A: در نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 همه نمونه‌های گرانیت هریس در محدوده پس از کوه‌زایی قرار می‌گیرند (Maniar and Piccolli, 1989) و B: در نمودار سه‌تایی Y-Nb-3*Ga، نمونه‌های گرانیت هریس در محدوده A2 قرار می‌گیرند (Eby, 1992; Eby, 1990).

Fig. 9. A: In the Al_2O_3 vs. SiO_2 diagram, All samples of Harris granite are plotted in the post-orogenic range (Maniar and Piccolli, 1989), and B: In the Y-Nb-3*Ga Triangular diagram, All samples of Harris granite are plotted in the A₂ range (Eby, 1992; Eby, 1990).

نتیجه‌گیری

همچنین محتوای REEs نمونه‌ها در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت، بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهد. به عبارتی، به احتمال زیاد گرانیت‌های قلیایی نوع A پس از برخورد، در این منطقه به دنبال رویدادهای برخوردی ایجاد شده‌اند و طی جای‌گیری آنها زمین‌ساخت کششی غالب است. نمودارهای چند عنصری بهنجار شده و همچنین بالا بودن Rb نشان می‌دهد، پوسته قاره‌ای در ایجاد ماگمای مولد گرانیت هریس نقش به‌سزایی داشته است؛ به طوری که احتمالاً در اثر ذوب بخشی پوسته زیریم با ترکیب توانالیتی - گرانودیوریتی ایجاد شده‌اند.

توده گرانیتی هریس در شمال غرب ایران و در حدود ۲۰ کیلومتری غرب شهرستان شبستر واقع شده است. این توده از آلکالی فلدسپار گرانیت تشکیل شده است. فراوان‌ترین بافت دیده شده در این سنگ‌ها، میکروپریتی و میرمکیتی است و بر اساس ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی متعلق به گرانیت‌های نوع A₂ هستند. نمونه‌های مورد بررسی بر اساس شاخص اشباع آلومین، ویژگی متاآلومینوس تا پراآلومینوس دارند. به طور کلی گرانیت‌های مورد بررسی مقادیر بالاتری از Ga/Al ، Fe/Mg ، $Na_2O + K_2O$ ، HFSEs و مقادیر پایین‌تری از Sr ، CaO و Eu دارا هستند.

1. Lithium Borate Fusion
2. ICP-ES
3. Post- Orogenic
4. Lithosphere Subcontinental Mantle

References

- Abdel Rahman, A.M., 2006. Petrogenesis of anorogenic peralkaline granitic complexes from eastern Egypt. *Mineralogical Magazine*, 70(1): 27–50.
<https://doi.org/10.1180/0026461067010311>
- Advay, M., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Ghalamghash, J., 2010. Petrology and Geochemistry of Shah Ashan Dagh Mafic Rocks and A-type Granite in NE of Khoy, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 20(77): 83–90. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2010.55342>
- Advay, A. and Qalamqash, J., 2011. Petrogenesis and zircon U-Pb radiometric dating in Herreris granite (NW Shabestar) East Azarbaijan Province. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(4): 633–646. (in Persian with English Abstract) Retrieved January 2, 2022 from <http://ijcm.ir/article-1-494-fa.html>
- Aghanabati, A., 2004. *The Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Ahankoub, M., 2011. Petrogenesis and geochemistry of granitoids east of Mishov Mountains, northwest of Iran. Ph.D. Thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran, 120 pp. (in Persian)
- Ahankoub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M., 2012. Study of the effect of tetrad on the pattern of rare earth elements in the A-Type Mishu granitoid assemblage in northwestern Iran. *Iranian Journal of Petrology*, 3(10): 65–78. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16099.html
- Aliani, F., Maanijou, M. and Miri, M., 2012. Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A₂-type granitoids. *Iranian Journal of Petrology*, 3(9): 1–16. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16091.html
- Amini, S., Ravankhah, A. and Moayed, M., 2007. Petrology and lithogenesis of igneous masses of Divan Daghi - Qara Goz, North Marand (East Azerbaijan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 16(2): 249–264. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from <https://ijcm.ir/article-1-637-en.html>
- Asadian, O., Mirzaee, A.R., Mohajjel, M. and Hadjialilu, B., 1994. Geological map of Marand. scale 1:100000 Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Asadpour, M., Pourmoafi, S. M. and Heuss, S. 2013. Geochemistry, petrology and U-Pb geochronology of Ghazan mafic-ultramafic intrusion, NW Iran. *Iranian Journal of Petrology*, 4(14): 1–16. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16134.html?lang=en
- Bailey, D.K., 1974. Continental rifting and alkaline magmatism in the alkaline rocks. John Wiley and Sons, New York, 148 pp.
- Black, R. and Liegeois, J.P., 1993. Cratons, Mobile belts, Alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society*, 150(8): 89–98. Retrieved January 2, 2022 from <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/Black1993.pdf>
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept and prospects. *Lithos*, 97(9): 1–29.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007>
- Chappell, B.W. and White A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 1–26.
<https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Clemens, J.D., Holloway, J.R. and White, A.R., 1986. Origin of A-type granites: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71: 317–324. Retrieved January 2, 2022 from http://www.minsocam.org/ammin/AM71/AM71_317.pdf
- Creaser, R.A., Price, R.C. and Wormold R.J., 1991. A-type granite revised: assessment of residual source model. *Geology*, 19(2):163–166.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0163:ATGRAO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0163:ATGRAO>2.3.CO;2)
- Dahlquist, J., Pablo, H., Alasino, M., Eby, G.N., Galindo, C. and Casquet, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina), Geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos*, 115(1–4): 65–81.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.006>
- Davies, H.J. and Von Blanckenburg, F., 1995. Slab break off: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of

- collisional orogenes. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1–4): 85–102.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00237-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-S)
- Delavari, M., Arab Asadi, F. and Mohammadi, A., 2019. Paleozoic magmatism in the southwest of Julfa (northwestern Iran): geochemical characteristics, U-Pb dating and tectonic setting. *Iranian Journal of Petrology*, 10(2): 99–120. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from
https://ijp.ui.ac.ir/article_24169.html
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1–2): 115–134.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7): 641–644.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- Eftekharnajad, J., Ghorashi, M., Mehr Parto, M., Arshadi, S., Zohreh Bakhsh, A., Bloorchi, M.H. and Saeedi, A., 1991. Geological map of Tabriz-Poldasht. scale 1: 250,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. (in Persian)
- Fazlnia, A., 2017. Tectonomagmatic setting of the Siahbaz A-type granitoids and mafic intrusions (Northwest of Khoy). *Iranian Journal of Petrology*, 8(30): 31–54. (in Persian with English abstract)
https://ijp.ui.ac.ir/article_21948.html
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048.
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost, C.D., Frost, B.R., Bell, J.M. and Chamberlain, K.R., 2002. The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA. *Precambrian Research*, 119(1–4): 45–71.
[https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00117-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00117-1)
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Macmillan, New York, 384 pp.
- Harris, N.B.W., Marzouki, F.M.H. and Ali, S., 1986. The Jabel Sayid Complex Arabian Shield: geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites. *Journal of the Geological Society*. 143(2): 287–295.
<http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0287>
- Henderson, P., 1982. *Inorganic Geochemistry*. Pergamon. Oxford, 312 pp.
- King, P.L., Chappell, B.W., Allen, C.M. and White, A.J.R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 501–514.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x>
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W. and Allen, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granite from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia. *Journal of petrology* 38(3): 371–391.
<https://doi.org/10.1093/petroj/38.3.371>
- Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R. and Eklund, O., 2007. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Lithos*, 97(1–2): 140–160.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.005>
- Landenberger, B. and Collins, W.J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust. *Journal of Petrology*, 37(1): 145–170.
<https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.145>
- Mahamed, A., Moayyed, M. and Modjjarad, M., 2020. Garmichay S-type granites (northwestern Iran): Whole rock geochemistry, tectonic setting and generation mechanism. *Iranian Journal of Petrology*, 11(1): 53–72. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22108/ijp.2019.118558.1146>
- Mahood, G. and Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(1): 11–30.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90087-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90087-X)
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 233–253.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mehri, M., Moayed, M. and Sefidgar, A., 2008. Report of magmatic epidote in Mishu granitoid

- massif (northwestern Iran) Data analysis and results. 16th Conference of Iranian Crystallographic and Mineralogical Association, University of Rasht, Rasht, Iran. (in Persian)
- 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)
- Moayyed, M. and Hosseinzadeh, Q., 2011. Petrography and petrology of A-type granitoids of Eastern Mishu mountains with emphasis on their geodynamic importance. *Journal of Mineralogy and Crystallography*, 19(3): 529–544. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from
<http://ijcm.ir/article-1-439-en.html>
- Moayyed, M. and Moazzen, M., 2002. A New Perspective on the Location of the Paleotethys Seam Line in Iran. TS in Iran Proceedings of the Sixth Meeting of the Geological Society of Iran, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran. (in Persian)
- Moayyed, M., Moazzen, M., Klagari, A.A. and Hosseinzadeh, Q., 2005. Mineralogy and petrology of Mishu granitoid massif (southwest of Marand, East Azerbaijan province) and its geodynamic importance. Proceedings of the Sixth Conference of the Geological Society of Iran, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran. (in Persian)
- Moayyed, M. and Rezaei Moghadam, M.H., 2005. Geodynamic importance of Tabriz fault and its role in crustal evolution of Iran. Proceedings of the International Conference on Land Hazards - Natural Disasters and Strategies to Deal with them, University of Tabriz, Tabriz, Iran. (in Persian)
- Mufti, M.R.H., 2001. Age geochemistry and origin of peraluminous A-type granitoids of the Ablah-Shuwas pluton, Ablah graben, Arabian Shield. *Acta Mineralogica- Petrographica*, 42(1): 5–20. Retrieved January 2, 2022 from
http://acta.bibl.u-szeged.hu/39423/1/mineralogica_042.pdf#page=7
- Nabavi, M.H., 1979. Introduction to Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Patino Douce A.E., 1998. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: A. Castro. C. Fernández. and J.L. Vigneresse (Editors), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Journal of the Geological Society, Special Publications, 168(1): 55–75.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>
- 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>
- Petro, W.L., Vogel, T.A. and Willboard, J.T., 1979. Major elements chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chemistry Geology*, 26(3–4): 217–235.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(79\)90047-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(79)90047-0)
- Schandl, E.S. and Groton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629–642.
<http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shahzeidi, M., Moayyed, M., Arai, S., Pirnia, T. and Ahmadian, J., 2012. Geology and geochemistry of Mishu S-type granitoid NW Iran. *Iranian Journal of Petrology*, 3(11): 111–126. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from
https://ijp.ui.ac.ir/article_16107.html?lang=en
- Shirmohammadi, M., Sepahi Gerow, A., Maanijou, M. and Tourkian, A., 2020. Geochemistry and petrogenesis of south Qorveh A-type granitoids (northwest of Sanandaj- Sirjan zone): An evidence for active continental margin tensional tectonic. *Iranian Journal of Petrology*, 11(3): 85–110. (in Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from
https://ijp.ui.ac.ir/article_25571.html?lang=en
- Stocklin, J., 1978. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229–1258.
<https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D78645000102C1865D>
- Streckeisen, A., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. *Geologische Rundschau*, 63(3): 773–786.
<https://doi.org/10.1007/BF01820841>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts:

- Implications for Mantle Composition and Processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sylvester, P.J., 1989. Post-Collisional Alkaline Granites. *The Journal of Geology*, 97(3), 261–280. Retrieved January 2, 2022 from <http://www.jstor.org/stable/30068745>
- Taylor, R.P., Strong, D.F. and Fryer, B.J., 1981. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rock. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 77(4): 267–271. <https://doi.org/10.1007/BF00373542>
- Torkian, A. and Niknazar, A., 2022. Geochemistry and tectonic setting of the A-type granitoid in Sanandaj-Sirjan zone: Shirvaneh, NE- Sonqor (Kermanshah Province). *Iranian Journal of Petrology*, 13(1): 1-26. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.123999.1191>
- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of continental crust. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1217–1239. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- 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>
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusion in the panzhihua district (Sichuan Province, SW China); implications for subduction related metamorphism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152(1): 27–47. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.09.002>

- 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 کنفرانس‌ها، 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 دسترسی 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 from https://www.researchgate.net/publication/273575902_Geology_mineralization_and_geochemistry_of_Koli_prospect_area_northeast_of_Ghaen_South_Khorasan_province September 26, 2018

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 هیئت داوران 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؛ درحالی که حفظ اصالت مقالات در اولویت قرار می‌گیرد.

- فرایند داوری باید در اسرع وقت انجام شود و دیدگاه‌های مربوط به اصالت مقاله، صرف نظر از پیشنهادها در مورد تجدیدنظر، رد و یا پذیرش مقاله، به سردبیر فرستاده شود.
- پیشنهادهاى 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

Genetic model and type of the Sarcheleskh Pb–Zn (F–Ba) deposit, Savadkouh area, Mazandaran province	1
Mozhdeh Mohammadi Lisehroudi, Mir Ali Asghar Mokhtari, Hossein Kouhestani and Afshin Zohdi	
Mineralogy, fluid inclusions and genesis of the Middle Triassic carbonate-hosted Chah-Mileh Pb–Zn deposit (NE Anarak), Central Iran	29
Behzad Mehrabi, Nafiseh Chaghaneh and Ebrahim Tale Fazel	
Mineralogy, geochemistry, fluid inclusions and genesis of Fe–Cu–Au mineralization associated with Ahmadabad intrusions, Semnan	65
Fariba Tayefi, Behzad Mehrabi and Majid Ghasemi Siani	
Petrology, Geochemistry and tectonic setting of basalts from Bojan area, Northeast of Neyshabur	93
Hamid Hafezi Moghadas and Seyed Masoud Homam	
Mineralogy of anorthosite veins and host gabbros in the Kal-e-Kafi intrusive body (northeast of Anarak, Isfahan Province, Central Iran)	115
Hanan Salim, Ghodrat Torabi and Nargess Nosouhian	
Petrography, Geochemistry and Tectonics of Harris Granite, East Azerbaijan Province: Evidence for Intracontinental Rift Magmatism	143
Farhad Pirmohammadi Alishah, Mehdi Mohammadrezaei and Ahmad Jahangiri	

Scientific advisors of this issue

Abedini, Ali

Professor
Economic Geology
Urmia University

Karimpour, Mohammad Hassan

Professor
Economic Geology
Ferdowsi University of Mashhad

Mohmmadi, Seyed Saeid

Professor
Petrology
University of Birjand

Ebrahimi, Mohammad

Associate Professor
Petrology
University of Zanjan

Maanijou, Mohammad

Professor
Economic Geology
Bu-Ali Sina University

Mokhtari, Mir Ali Asghar

Associate Professor
Petrology
University of Zanjan

Ghasemi, Habibollah

Professor
Petrology
Shahrood University of
Technology

Maghfouri, Sajjad

Assistant Professor
Economic Geology
Tarbiat Modares University

Sepahi, Ali Asghar

Professor
Petrology
Bu-Ali Sina University

Hassannezhad, Ali Akbar

Associate Professor
Economic Geology
Damghan University

Mahdavi, Amir

Assistant Professor
Economic Geology
University of Birjand

Zirjanizadeh, Sedigheh

Assistant Professor
Economic Geology
University of Ghonabad

Hosseinzadeh, Mohammadreza

Professor
Economic Geology
University of Tabriz

Malekzadeh Shafaroudi, Azadeh

Professor
Economic Geology
Ferdowsi University of Mashhad

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





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)

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)

English Editor

Dr. Ali Peiravi (Ferdowsi University of Mashhad
Editorial Center)

Page Designer

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 14, No. 2, 2022, Serial No. 33

CONTENTS

Genetic model and type of the Sarcheleshk Pb–Zn (F–Ba) deposit, Savadkouh area, Mazandaran province	1
Mozhdeh Mohammadi Lisehroudi, Mir Ali Asghar Mokhtari, Hossein Kouhestani and Afshin Zohdi	
Mineralogy, fluid inclusions and genesis of the Middle Triassic carbonate-hosted Chah–Milch Pb–Zn deposit (NE Anarak), Central Iran	29
Behzad Mehrabi, Nafiseh Chaghaneh and Ebrahim Tale Fazel	
Mineralogy, geochemistry, fluid inclusions and genesis of Fe–Cu–Au mineralization associated with Ahmadabad intrusions, Semnan	65
Fariba Tayefi, Behzad Mehrabi and Majid Ghasemi Siani	
Petrology, Geochemistry and tectonic setting of basalts from Bojan area, Northeast of Neyshabur	93
Hamid Hafezi Moghadas and Seyed Masoud Homam	
Mineralogy of anorthosite veins and host gabbros in the Kal-e-Kafi intrusive body (northeast of Anarak, Isfahan Province, Central Iran)	115
Hanan Salim, Ghodrat Torabi and Nargess Nosouhian	
Petrography, Geochemistry and Tectonics of Harris Granite, East Azerbaijan Province: Evidence for Intracontinental Rift Magmatism	143
Farhad Pirmohammadi Alishah, Mehdi Mohammadrezaei and Ahmad Jahangiri	