



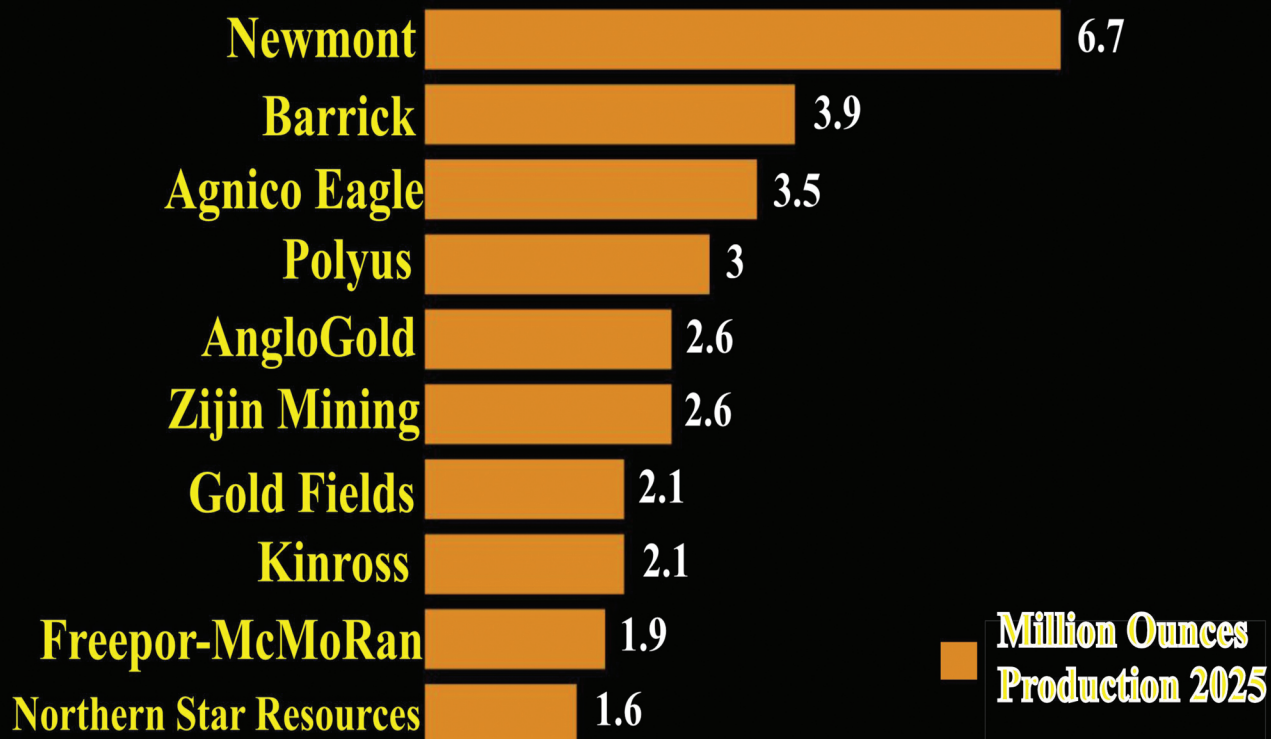
شاپا چاپی: ۲۰۰۸-۷۳۰۶  
شاپا الکترونیکی: ۲۴۲۳-۵۸۶۵

جلد ۱۷، شماره ۴، ۱۴۰۴، شماره پیاپی ۴۷

# زمین شناسی اقتصادی

Newmont, Barrick, Still Lead Worlds Gold Producers

## World Top 10 Gold Mining Companies in 2025



این نشریه در ISC نمایه شده است



## صاحب امتیاز

دانشگاه فردوسی مشهد

## سر دبیر و مدیر مسئول

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

[karimpur@um.ac.ir](mailto:karimpur@um.ac.ir)

## هیأت تحریریه

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

دکتر چارلز استرن، استاد (دانشگاه کلرادو امریکا)

دکتر محمد حسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید احمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر فرهاد بوذری، دانشیار پژوهشی (دانشگاه بریتیش کلمبیا)

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

## کارشناس اجرایی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

## مدیر اجرایی

دکتر آزاده ملکزاده شفاوردی (دانشگاه فردوسی مشهد)

## ویراستار فارسی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

## صفحه آرا

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

## اطلاعات نشریه

شاپا چاپی: ۷۳۰۶-۲۰۰۸

شاپا الکترونیکی: ۵۸۶۵-۲۴۲۳

دوره انتشار: فصلنامه

پروانه انتشار

(وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی)

۱۳۸۸/۰۹/۰۲ - ۲۱۱۲۴

اعتبار علمی - پژوهشی

(کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور)

۱۳۸۹/۰۵/۰۹ - ۴۱۴۳

## تماس با نشریه

آدرس پستی: ایران، مشهد، میدان آزادی، پردیس

دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، نشریه زمین‌شناسی

اقتصادی

کد پستی: ۹۱۷۷۹۴۸۹۷۳

پست الکترونیکی: [econg@um.ac.ir](mailto:econg@um.ac.ir)

وبسایت: <https://econg.um.ac.ir>

تلفن: ۳۸۸۰۴۰۵۰ (۵۱) ۰۹۸

نمابر: ۳۸۸۰۷۳۵۲ (۵۱) ۰۹۸

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

### اهداف

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

### زمینه‌های موضوعی

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

### بانک‌ها و نمایه‌نامه‌ها







با سلام

مواد معدنی در ادوار گذشته همواره نقشی مهم و اساسی در زندگی انسان ایفا کرده است. میزان و نوع استفاده از مواد معدنی در تقسیمات زمانی، رابطه‌ای مستقیم با دانایی انسان‌ها داشته است. امروزه مواد معدنی و معادن، جایگاه ویژه‌ای در اشتغال، اقتصاد، صنعت و استقلال کشورها دارند. پایدارترین اشتغال و درآمد مربوط به بخش معدن است. برای مثال، معدن مس پورفیری بینگام واقع در ایالت یوتای 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 زیست‌محیطی اکتشاف و استخراج معادن، ۶- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، ۷- اکتشاف مواد راهبردی و ۸- سایر مؤلفه‌ها.

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

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

۴) برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

- بهبودسازی فرایند تشخیص ناهنجاری‌های چند دسته‌ای در اکتشافات زمین‌شیمیایی با استفاده از یادگیری عمیق و  
تنظیم بهینه هایپرپارامترها به روش بیزی ..... ۱  
پویان جواندل، نادر فتحیان‌پور، سید حسن طباطبایی
- ساختار، زمین‌شیمی، شواهد ایزوتوپی اکسیژن و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال کانستگ سازند آهن نواری  
ادیاکاران (BIF) در محدوده کوشک، شمال شرق بافق، ایران مرکزی ..... ۳۷  
کیامرث حسینی، محمد یزدی، حسین عزیزی
- منبع سیال کانستگ‌ساز در ذخایر اکسید آهن - آپاتیت ناحیه بافق، ایران مرکزی؛ رهیافتی بر پایه میان‌بارهای سیال  
..... ۸۹  
مینا اسماعیلی زینی، سعید علیرضایی
- تعیین شاخصه‌های فیزیکوشیمیایی ماگما، جایگاه زمین‌ساختی و توان کانه‌زایی توده گابرویی چشمه قصابان همدان  
..... ۱۲۳  
عادل ساکی، میلاد جهانی، مریم درانی
- کانسار آهن رضوان، شمال شرق رفسنجان: کانه‌زایی آهن آتشفشانی - رسوبی در سری ریزو، بلوک پشت‌بادام ..... ۱۴۵  
محمد رضا اردیانی، فردین موسیوند، محمود صادقیان



## RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2025.1157



## Application of Deep Learning-Based Multi-Class Anomaly Detection in Geochemical Exploration with Bayesian Hyperparameter Tuning

Puyan Javandel<sup>1\*</sup> , Nader Fathianpour<sup>2</sup> , Seyed Hassan Tabatabaei<sup>3</sup> <sup>1</sup> Ph.D. candidate, Faculty of Mining, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran<sup>2</sup> Associate Professor, Faculty of Mining, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran<sup>3</sup> Professor, Faculty of Mining, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 29 September 2025

Revised: 15 December 2025

Accepted: 17 December 2025

#### Keywords

Geochemical exploration

Deep learning

Autoencoder

DBSCAN

Isolation Forest

Bayesian optimization

#### \*Corresponding author

Puyan Javandel

✉ [puyanjavan.pj@aut.ac.ir](mailto:puyanjavan.pj@aut.ac.ir)

### ABSTRACT

In this study, 1,238 stream-sediment samples from the Pariz and Chahargonbad areas of southwestern Kerman Province were analyzed to identify geochemical anomalies. The dataset was enhanced using principal component analysis (PCA), independent component analysis (ICA) and polynomial feature expansions, followed by normalization to capture both linear and non-linear variability. Four anomaly-background separation models were evaluated: Isolation Forest, DBSCAN, Autoencoder and Variational Autoencoder (VAE). Model hyper-parameters (e.g. the number of layers and neurons per layer) were tuned via Bayesian optimization in Python using the Optuna library. During tuning, the scoring metrics were reconstruction error for the Autoencoder; likelihood-based reconstruction error for the VAE; the anomaly score for Isolation Forest; and the mean distance of each sample to the cluster core for DBSCAN. For spatial presentation, samples were assigned to upstream drainage basins, and each sample's result was propagated to its upstream area; the outcomes were then compared with known mineralization points across the region. Systematic hyper-parameter tuning improved the detection of geochemical signatures and highlighted zones with mineral potential. Comparative analysis showed that robust feature engineering combined with Bayesian optimization significantly enhances anomaly-detection accuracy. These findings underscore the practical value of advanced machine-learning techniques in geochemical exploration and provide a framework for more targeted field investigations in mineral-rich regions.

### How to cite this article

Javandel, P., Fathianpour, N. and Tabatabaei, S.H., 2025. Application of Deep Learning-Based Multi-Class Anomaly Detection in Geochemical Exploration with Bayesian Hyperparameter Tuning. *Journal of Economic Geology*, 17(4): 1–36. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1157>



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

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

Efficient recognition of geochemical anomalies underpins mineral exploration and environmental assessment. Rising data dimensionality and nonlinearity challenge classical uni/ multivariate thresholds and geostatistics, motivating machine-learning (ML) and deep-learning (DL) approaches that capture complex, multi-element signals and integrate ancillary data [1]. Autoencoder-family models have proven effective for weak, multivariate anomalies using reconstruction-error criteria, and adversarial variants further enrich latent representations. Yet performance hinges on feature engineering and hyperparameter selection; prior work often relies on defaults or ad-hoc tuning. This study targets those gaps by: (i) expanding geochemical features (PCA, ICA, polynomial terms), (ii) optimizing IF, DBSCAN, AE and VAE via Bayesian search, and (iii) validating anomaly maps against known mineralization in a well-endowed metallogenic belt (Sarcheshmeh–Meydoun district).

### Methodology and Approaches

**Geological setting and data:** The area lies within the Urumieh–Dokhtar magmatic arc, with Oligocene–Miocene calc-alkaline intrusions hosting world-class porphyry Cu deposits (e.g., Sarcheshmeh, Meydoun). A dataset of 1,238 stream-sediment samples was compiled for multi-element analysis.

**Preprocessing and feature engineering:** Outliers were screened (interquartile-range criteria), element values log-transformed and min-max normalized. Correlation structure and hierarchical clustering guided feature design. Five PCA and five ICA components were appended, and second-order polynomial terms were generated for Cu-correlated elements to capture nonlinear interactions

### Models and objective functions

- **Isolation Forest (IF):** tuned (estimators, max\_samples, contamination) to maximize average decision-function score (higher = more normal), sharpening separation from anomalies
- **DBSCAN:** tuned ( $\epsilon$ , min\_samples, k) under a composite objective balancing outlier fraction and

neighborhood-distance compactness to form geologically coherent clusters while isolating true outliers.

- **AE (deep):** encoder–decoder with monotonically contracting hidden sizes; Optuna minimized a composite of mean reconstruction error and its standard deviation to favor accurate and stable reconstructions

- **VAE:** latent Gaussian prior ( $\mu$ ,  $\sigma$ ) trained with MSE reconstruction +  $\beta$ ·KL divergence; layers, hidden width, latent size, batch size, and output activation were optimized for minimum validation loss

Bayesian optimization (Optuna) adaptively explored hyperparameter spaces, improving efficiency over grid/random search and providing consistent, data-specific configurations. Model scores were aggregated to catchment outlets (SCB) to generate anomaly probability classes for mapping and validation against 39 known mineralized points.

### Results and Discussion

#### Optimized configurations and comparative performance

Bayesian tuning yielded clear performance gains across all detectors.

- **Isolation Forest:** high-anomaly area 21%, capturing 10/39 occurrences.

- **DBSCAN:** 47% area, 24/39 occurrences.

- **Autoencoder (AE):** 36% area, 24/39 occurrences - the best balance of precision (compact footprint) and recall of known mineralization.

- **Variational Autoencoder (VAE):** 42% area, 24/39 occurrences.

Spatially, the AE geochemical anomaly map outlines coherent belts coincident with known porphyry systems and prospective intrusive centers. Feature augmentation (PCA+ICA+polynomial terms) consistently lifted signal-to-noise and stabilized training, especially for deep models.

#### Model-specific behavior

IF favored compact delineations but under-captured weak, diffuse halos. DBSCAN effectively separated dense background clusters from dispersed outliers but inflated high-anomaly areal extent at tuned  $\epsilon$ /min\_samples. AE/VAE reduced over-generalization while preserving mineralization hits; AE slightly outperformed VAE in footprint control under the chosen  $\beta$  and architecture

**Conclusions**

1) Robust feature engineering coupled with Bayesian hyperparameter optimization substantially improves unsupervised geochemical anomaly detection.

2) Among tested models, the Autoencoder provides the most favorable precision–recall trade-off for the Pariz–Chahargunbad dataset, capturing 24/39 known occurrences within a 36% high-anomaly footprint.

3) VAE and DBSCAN achieve comparable recall but at larger footprints (42–47%), whereas Isolation Forest is conservative but misses a portion of known targets.

4) SCB-based spatial propagation yields interpretable maps aligned with drainage-mediated signal transport.



## بهینه‌سازی فرایند تشخیص ناهنجاری‌های چند دسته‌ای در اکتشافات زمین‌شیمیایی با استفاده از یادگیری عمیق و تنظیم بهینه هایپرپارامترها به روش بیزی

پویان جواندل<sup>۱\*</sup> ID، نادر فتحیان‌پور<sup>۲</sup> ID، سید حسن طباطبایی<sup>۳</sup> ID

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه اکتشاف معدن، دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه اکتشاف معدن، دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه اکتشاف معدن، دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

### اطلاعات مقاله

### چکیده

در این پژوهش، ۱۲۳۸ نمونه رسوب از پاریز و چارگنبد در جنوب غربی کرمان برای شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی بررسی شد. داده‌ها با تحلیل مؤلفه اصلی، تحلیل مؤلفه مستقل و تبدیل‌های چندجمله‌ای غنی‌سازی و برای ثبت تغییرات خطی و غیرخطی نرمال‌سازی شد. چهار مدل جدایش آنومالی از زمینه به کار رفت: جنگل ایزوله، **دی‌بی اسکن**، خودرمنگار و خودرمنگار واریانسی. ابرپارامترهای هر مدل (مانند تعداد لایه‌ها و نورون‌ها) با بهینه‌سازی بیزی در پایتون و با کتابخانه **آپچونا** تنظیم شد. برای امتیازدهی طی فرایند تنظیم، در خودرمنگار از خطای بازسازی، در خودرمنگار واریانسی از معیار احتمال/بازسازی، در جنگل ایزوله از امتیاز آنومالی و در دی‌بی اسکن از میانگین فاصله هر نمونه تا مرکز/هسته خوشه استفاده شد تا تنظیم به درستی انجام شود. برای نمایش مکانی نتایج از حوضه‌های آبریز بالادست استفاده شد و پاسخ هر نمونه به بالادست تعمیم یافت. سپس نتایج با نقاط کانی‌زایی شناخته‌شده سطح منطقه مقایسه شد. تنظیم نظام‌مند هایپرپارامترها موجب بهبود آشکارسازی نشانه‌های زمین‌شیمیایی و برجسته‌سازی نواحی دارای پتانسیل معدنی شد. تحلیل مقایسه‌ای نشان داد که مهندسی ویژگی نیرومند همراه با بهینه‌سازی بیزی دقت تشخیص ناهنجاری را به طور معناداری افزایش می‌دهد. این یافته‌ها ارزش عملی روش‌های پیشرفته یادگیری ماشین در اکتشاف زمین‌شیمیایی را برجسته کرده و چهارچوبی برای پژوهش‌های میدانی هدفمندتر در مناطق غنی از مواد معدنی ارائه می‌دهد.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۷/۰۷  
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۹/۲۴  
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۲۶

### واژه‌های کلیدی

اکتشافات زمین‌شیمیایی  
یادگیری عمیق  
خودرمنگار  
دی‌بی اسکن  
جنگل ایزوله  
بهینه‌سازی بیزی

### نویسنده مسئول

پویان جواندل

puyanjanavan.pj@aut.ac.ir ✉

### استناد به این مقاله

جواندل، پویان؛ فتحیان‌پور، نادر و طباطبایی، سید حسن، ۱۴۰۴. بهینه‌سازی فرایند تشخیص ناهنجاری‌های چند دسته‌ای در اکتشافات زمین‌شیمیایی با استفاده از یادگیری عمیق و تنظیم بهینه هایپرپارامترها به روش بیزی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۴): ۱-۳۶. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1157>

## مقدمه

تشخیص دقیق و کارآمد ناهنجاری‌های زمین‌شیمیایی سنگ بنای اکتشاف معدنی، نظارت بر محیط زیست و راهبردهای مدیریت منابع گسترده است. با مشخص کردن مکان‌هایی با غلظت‌های غیرعادی عناصر خاص، اکتشاف گران می‌تواند به سرعت مناطق امیدبخش را هدف قرار داده و در نتیجه هزینه و زمان بررسی‌های میدانی را کاهش دهد. علاوه بر این، آشکارسازی آنومالی‌ها در داده‌های زمین‌شیمیایی به طور فزاینده‌ای برای ارزیابی‌های زیست‌محیطی اهمیت پیدا کرده است؛ جایی که شناسایی نقاط احتمالی آلودگی می‌تواند به تلاش‌های اصلاحی و تصمیم‌گیری‌های سیاستی کمک کند (Zuo, 2011). پس شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی، جنبه‌ای اساسی در اکتشاف معدنی است که به دانشمندان علوم زمین این امکان را می‌دهد که مناطق مستعدی را شناسایی کنند که ممکن است دارای ذخایر معدنی با ارزش اقتصادی باشند. روش‌های سنتی اکتشاف زمین‌شیمیایی بر روش‌های آماری و زمین‌آماري متکی بوده‌اند؛ با این حال، پیچیدگی فزاینده سامانه‌های کانی‌سازی و ماهیت چندبعدی داده‌های زمین‌شیمیایی نوین، نیاز به روش‌های محاسباتی پیشرفته‌تر دارد (Xiong and Zuo, 2020; Yang et al., 2021). پیشرفت‌های اخیر در یادگیری ماشین و یادگیری عمیق جایگزین‌های قدرتمندی برای شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی ارائه داده‌اند که توانایی مدل‌سازی روابط غیرخطی، مدیریت داده‌های با ابعاد بالا و ادغام چندین مجموعه داده زمین‌شیمیایی، ژئوفیزیکی و سنجش از دور را دارند (Zhang et al., 2019; Xiong and Zuo, 2020; Zhang et al., 2024). این روش‌ها در حوزه‌های مختلف زمین‌شیمی کاربردی نویدبخش بوده‌اند؛ به ویژه در شناسایی ناهنجاری‌های چند عنصری ضعیف که ممکن است توسط روش‌های آماری متداول نادیده گرفته شوند (Ueki et al., 2020; Horrocks, 2019; Li et al., 2018). با این حال، چالش‌های کلیدی همچنان باقی است؛ به ویژه در مهندسی ویژگی‌ها، تنظیم هایپرپارامتر و اعتبارسنجی در برابر

کانی‌سازی‌های شناخته‌شده (Xiong and Zuo, 2016). این بررسی بر مناطق پاریز و چهارگنبد در جنوب غربی استان کرمان ایران متمرکز است؛ محلی که از آن ۱۲۳۸ نمونه رسوب برای ارزیابی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی جمع‌آوری شده است. در این پژوهش، چهار روش پیشرفته تشخیص آنومالی (جنگل ایزوله، دی‌بی اسکن، خودرمنگار ساده و خودرمنگار واریانسی) استفاده شد و در نهایت عملکرد مدل‌های ساخته‌شده با استفاده از نقاط کانی‌زایی و نشانه‌های کانی‌سازی در سطح زمین مورد مقایسه قرار گرفتند.

از نظر تاریخی، تشخیص ناهنجاری‌های زمین‌شیمیایی به روش‌های آستانه آماری تک متغیره مانند قانون میانگین  $\pm 2$ \* برابر انحراف معیار، نمودارهای احتمال و نمودارهای جعبه‌ای متکی بوده است (Xiong and Zuo, 2020). برای درک بهتر روابط پیچیده زمین‌شیمیایی از روش‌های پیشرفته‌تر چند متغیره، از جمله تحلیل مؤلفه‌های اصلی به کار گرفته شده‌اند؛ اما این روش‌ها اغلب فرض می‌کنند که روابط خطی وجود دارد و ممکن است نتوانند الگوهای زمین‌شیمیایی پیچیده را به طور مؤثری مدل‌سازی کنند (Yang et al., 2021). روش‌های زمین‌آماري، مانند کریجینگ، مدل‌های فراکتالی / چندفراکتالی و تحلیل‌های محلی تکنیکی، برای یکپارچه‌سازی اطلاعات مکانی در تشخیص آنومالی‌ها استفاده شده است. این روش‌ها بینش‌های ارزشمندی را ارائه می‌دهند؛ اما در برخورد با مجموعه داده‌های بزرگ مقیاس و با ابعاد بالا دچار مشکل می‌شوند و اغلب به انتخاب مؤلفه‌ها نیاز دارند (Xiong and Zuo, 2016).

رویکردهای یادگیری ماشین به دلیل توانایی آنها در یادگیری روابط پیچیده و غیرخطی از مجموعه داده‌های بزرگ، توجه زیادی را در اکتشافات زمین‌شیمیایی به خود جلب کرده‌اند. روش‌های یادگیری نظارت‌شده، مانند ماشین‌های بردار پشتیبان، درختان تصمیم و جنگل‌های تصادفی، به طور گسترده‌ای برای مدل‌سازی پتانسیل معدنی و جداسازی آنومال از زمینه مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Xiong and Zuo, 2020). با این حال،



۲۰۲۱ توسط ژانگ و ژو (Zhang and Zuo, 2021) مورد استفاده قرار گرفت که در این شبکه از ترکیب شبکه‌های متخاصم با خودرمن‌نگار واریانسی استفاده شد. در همین سال، لو و همکاران (Luo et al., 2021)، یک نسخه دیگر از شبکه‌های متخاصم را به نام GANomaly برای جداسازی آنومالی مورد استفاده قرار دادند که نمونه‌های آنومال بر اساس تفاوت در فضای لنت شناسایی می‌شوند. ژانگ و ژو (Zhang and Zuo, 2024) برای جداسازی آنومالی، یک شبکه متخاصم خودنگار توسعه دادند که دانش و اطلاعات زمین‌شناسی را به شبکه برای بهبود جداسازی آنومالی اضافه می‌کند. با وجود موفقیت یادگیری عمیق در اکتشاف زمین‌شیمیایی، یک چالش کلیدی باقی‌مانده است: تنظیم ابرپارامترها. عملکرد مدل به شدت به مؤلفه‌هایی مانند تعداد لایه‌ها در یک خودرمن‌نگار، عامل آلودگی در جنگل ایزوله و اسپیلون در دی‌بی اسکن حساس است (Li et al., 2020). بیشتر پژوهش‌های قبلی بر انتخاب ابرپارامترهای مبتنی بر قوانین تجربی متکی هستند که در این پژوهش به نتایج ناسازگار منجر می‌شود. بهینه‌سازی بیزی رویکردی کارآمد برای بررسی نظام‌مند فضاهای ابرپارامتر ارائه می‌دهد. برخلاف روش‌های جست‌وجوی شبکه‌ای یا تصادفی سنتی، بهینه‌سازی بیزی یک مدل احتمالاتی از تابع هدف می‌سازد و به طور هوشمندانه ابرپارامترها را برای بهینه‌سازی عملکرد انتخاب می‌کند. با استفاده از بهینه‌سازی بیزی ابرپارامترها، شکاف عمده‌ای در تشخیص آنومالی‌های زمین‌شیمیایی برطرف می‌شود که فقدان بهینه‌سازی نظام‌مند برای روش‌های مبتنی بر یادگیری عمیق است. بهینه‌سازی بیزی در این پژوهش به صورت نظام‌مند فضای ابرپارامترها را جست‌وجو کرد و به یافتن تنظیم‌های بهینه با تعداد آزمون کمتر نسبت به روش‌های سنتی منجر شد. این روش با بهره‌گیری از مدل احتمالاتی گاوسی در هر گام، نقاط امیدبخش را برای ارزیابی بعدی انتخاب می‌کند و بنابراین کارآمدتر از جست‌وجوی شبکه‌ای یا تصادفی عمل می‌کند.

عملکرد آنها اغلب به دلیل نیاز به داده‌های آموزشی برجسته‌شده که در مراحل اولیه اکتشاف کمیاب است، محدود می‌شود (Yang et al., 2021). روش‌های یادگیری بدون نظارت به طور فزاینده‌ای برای شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی به کار گرفته شده‌اند. این روش‌ها به ویژه در مدیریت مجموعه داده‌های بزرگ و با ابعاد بالا که ناهنجاری‌های برجسته‌گذاری شده در دسترس نیستند، بسیار مؤثر هستند (Xiong and Zuo, 2016). روش‌های یادگیری عمیق که زیر مجموعه‌ای از روش‌های یادگیری ماشین هستند، به ویژه خودرمن‌نگارها و خودرمن‌نگارهای واریانسی، عملکرد برتری در شناسایی ناهنجاری‌های جزئی در مجموعه داده‌های زمین‌شیمیایی نشان داده‌اند که خودرمن‌نگارها برای بازسازی داده‌های ورودی آموزش داده می‌شوند و آنومالی‌ها بر اساس خطاهای بازسازی شناسایی می‌شوند (Yang et al., 2021). ژیانگ و ژو (Xiong and Zuo, 2016) از یک شبکه خودرمن‌گذار عمیق برای شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی بر اساس خطاهای بازسازی استفاده کردند و به طور موفقیت‌آمیزی ناهنجاری‌های مرتبط با ذخایر آهن نوع اسکارن در جنوب غربی فوجیان چین را شناسایی کردند (Xiong and Zuo, 2016). چن و همکاران (Chen et al., 2019a) دوباره از یک شبکه خودرمن‌نگار عمیق برای جداسازی واحدهای آنومالی استفاده کردند؛ با این تفاوت که در این پژوهش ناهمگنی مکانی و فضایی نمونه‌ها در نظر گرفته می‌شود و سپس با استفاده از چندین خودرمن‌نگار ثبات جداسازی بالاتر می‌رود (Chen et al., 2019a). در پژوهش بعدی تنها از یک خودرمن‌نگار ساده استفاده نشده و در ابتدا از یک شبکه عمیق برای کاهش ابعاد غیر خطی استفاده شد و بعد نتایج به صورت باینری برای ماشین بردار پشتیبان استفاده شده است (Xiong and Zuo, 2020). در سال ۲۰۲۰، خودرمن‌نگار واریانسی برای جداسازی آنومالی از زمینه بر روی داده‌های زمین‌شیمی مورد استفاده قرار گرفت که در این شبکه از احتمال ساخت دوباره برای جداسازی آنومالی‌ها استفاده شد (Luo et al., 2020). یک نسخه از شبکه‌های متخاصم در سال

۳- ارزیابی مقایسه‌ای: بررسی‌های اندکی به طور نظام‌مند عملکرد مدل‌های یادگیری عمیق مختلف (مانند AE، VAE، Isolation Forest، DBSCAN) را با استفاده از یک چهارچوب بهینه‌سازی یکپارچه مقایسه می‌کنند.

در این پژوهش به جای آزمون همه حالت‌ها (جست‌وجوی شبکه‌ای) یا امتحان تصادفی چند حالت، از بهینه‌سازی بیزی استفاده کردیم. این روش از نتیجه آزمون‌های قبلی یاد می‌گیرد و حدس می‌زند که در مرحله بعد کدام تنظیم‌ها احتمالاً بهترند؛ بنابراین به آزمایش‌های کمتری نیاز است و زمان/هزینه کاهش می‌یابد. از طرف دیگر، تابع هدف را طوری تعریف کردیم که فقط دقت مدل بالا نرود؛ بلکه از «بزرگ شدن بی دلیل محدوده‌های آنومالی» هم جلوگیری شود. این پژوهش با توجه به اهداف گسترش نظام‌مند ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، بهینه‌سازی ابرپارامترهای AE، VAE، DBSCAN و Isolation Forest با استفاده از بهینه‌سازی بیزی، تولید نقشه‌های آنومالی زمین‌شیمیایی با استفاده از روش حوضه آبریز نمونه برای نمایش آنومالی‌ها و ارزیابی نقشه‌ها با نقاط کانی‌زایی شناخته شده در محل، در بخش‌های زیر ارائه می‌شود:

توصیف منطقه مورد بررسی و داده‌های مورد استفاده، بحث در مورد مهندسی ویژگی، مدل‌های تشخیص آنومالی و بهینه‌سازی بیزی، ارائه نتایج و ارزیابی عملکرد مدل، یافته‌ها، ارائه نکته‌های کلیدی و جهت‌گیری‌های پژوهشی آینده و در آخر نتیجه‌گیری و جمع‌بندی مقاله

## مواد و روش‌ها

### زمین‌شناسی منطقه و داده‌ها

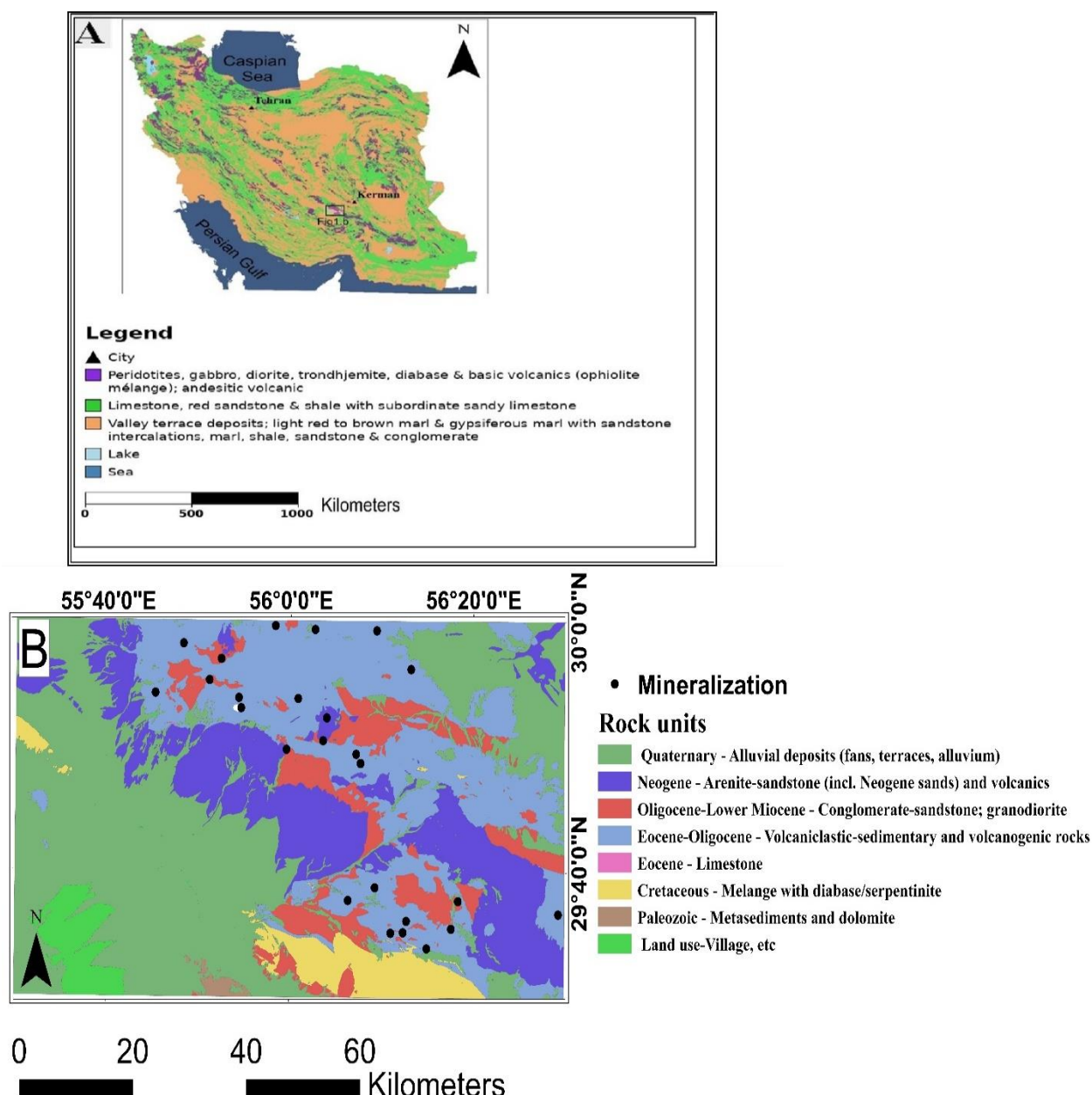
منطقه مورد بررسی ترکیبی از دو برگه زمین‌شناسی یکصد هزار پاریز و چهارگنبد است که نقشه زمین‌شناسی خلاصه‌شده این منطقه در شکل ۱-A و B نشان داده شده است. منطقه مورد بررسی در استان کرمان ایران، به دلیل سازندهای زمین‌شناسی مهم و ذخایر غنی معدنی، به ویژه رخدادهای پورفیری مس مشهور است. این

با این حال، باید توجه داشت که هر گام بهینه‌سازی بیزی مستلزم برازش مدل کمکی است و در مسائل دارای فضای پیچیده هایپرپارامتر، هزینه محاسباتی آن قابل توجه است. همچنین بهینه‌سازی بیزی تضمین مطلقی برای یافتن بهینه سراسری ندارد و ممکن است در صورت تخمین نادرست تابع هدف، پیرامون بهینه‌های محلی متمرکز شود (مشکلی که در روش‌های تکاملی نیز مطرح است). با در نظر داشتن این ملاحظه‌ها، بهینه‌سازی بیزی را به دلیل ماهیت هدایت‌شده و استفاده مؤثر از مشاهده‌های گذشته انتخاب کردیم و مزیت آن در افزایش دقت مدل‌ها با وجود صرف زمان بیشتر، در نتایج نمایان شد. در سال‌های اخیر، رویکردهای یادگیری ماشین پیشرفته در نقشه‌برداری زمین‌شناسی و اکتشاف کانی‌زایی پررنگ‌تر شده است. فرهادی و همکاران (Farhadi et al., 2024) نشان داده‌اند که به کارگیری روش‌های تلفیقی و ترکیبی می‌تواند دقت طبقه‌بندی سنگ‌شناسی را به طور معناداری بهبود دهد و پورغلام و همکاران (Pourgholam et al., 2025) با یادگیری عمیق و آستانه‌گذاری فرکتال-اهداف مگنتیت-آپاتیت را در مقیاس ناحیه‌ای تفکیک کرده‌اند. در این پژوهش، با تمرکز بر تشخیص ناهنجاری نظارت نشده و مهندسی ویژگی مبتنی بر PCA/ICA، مسیری مکمل و کم‌نیاز به برچسب‌گذاری ارائه می‌کنیم که با ادغام لایه‌های چندمنبع نیز سازگار است؛ در حالی که بررسی‌های قبلی پتانسیل یادگیری عمیق و یادگیری ماشین را برای تشخیص آنومالی‌های زمین‌شیمیایی نشان داده‌اند. چندین شکاف کلیدی همچنان باقی‌مانده است که این شکاف‌ها شامل:

- ۱- مهندسی ویژگی: تجزیه و تحلیل‌های زمین‌شیمیایی سنتی اغلب بر غلظت‌های خام و نرمال شده عناصر متکی هستند و مزایای بالقوه تبدیل‌های پیشرفته ویژگی مثل ویژگی‌های چند جمله‌ای را نادیده می‌گیرند.
- ۲- تنظیم ابرپارامترها: بیشتر بررسی‌ها از ابرپارامترهای پیش‌فرض استفاده می‌کنند که ممکن است برای مجموعه داده‌های خاص بهینه نباشد و به عملکرد غیربهینه منجر شود.

شناخته‌شده است. چهارچوب زمین‌شناسی منطقه با تعامل پیچیده‌ای از فرایندهای زمین‌ساختی، ماگمایی و رسوبی مشخص می‌شود.

منطقه شامل سایت‌های معدنی قابل توجهی مانند سرچشمه، میدوک و چندین معدن دیگر است که به زمین‌شناسی اقتصادی آن کمک می‌کنند. این ناحیه بخشی از کمربند آتشفشانی ایران مرکزی است که به خاطر فعالیت‌های گسترده ماگمایی و متالورژی



شکل ۱. A: موقعیت منطقه مورد بررسی در کشور ایران و B: نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه پاریز و چهارگنبد

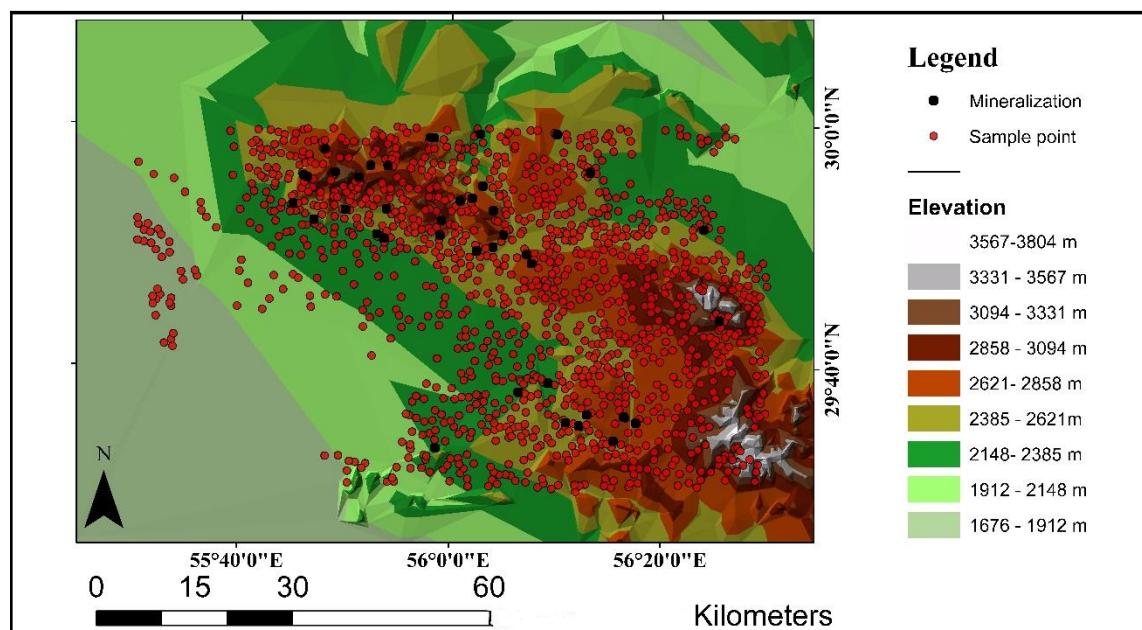
**Fig. 1.** A: Position of study area in Urmieh Dokhtar magmatic arc, and B: Simplified geological map of the Pariz and Chargonbad area

پتاسیک در هسته، فلیک در زون میانی و پروپلیتیک در حاشیه است. آرژیلیک پیشرفته به صورت محدود مشاهده می‌شود، الگویی که با سامانه‌های پورفیری منطقه همخوانی دارد (Hezarkhani, 2006). از نظر هندسه زهکشی، آبراهه‌های رده ۲ تا ۴ در دامنه‌های جنوبی - شرقی نسبت به شکستگی‌های مایل NE-SW هم‌گرایی نشان می‌دهند که این موضوع در نمایش فضایی نتایج لحاظ شده است.

این منطقه میزبان چندین ذخیره پورفیری مس در سطح جهانی است که سرچشمه و میدوک از مهم‌ترین آنها هستند. سرچشمه یکی از بزرگ‌ترین و مهم‌ترین ذخایر پورفیری مس در جهان است. این ذخیره با یک سامانه گسترده از نفوذهای پورفیری کوارتز مونزونیتی مشخص می‌شود که تحت دگرسانی شدید گرمابی و کانی‌سازی مس قرار گرفته‌اند. مناطق دگرسانی شامل انواع پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک هستند که هر کدام با مجموعه‌های کانی‌شناسی و محتوای فلزی متفاوتی همراه هستند (Hezarkhani, 2006). میدوک یکی دیگر از ذخایر بزرگ پورفیری مس در منطقه پاریز است. مشابه سرچشمه، این ذخیره دارای مجموعه‌ای از نفوذهای گرانودیوریتی تا دیوریتی با دگرسانی گرمابی قابل توجه و کانی‌سازی مس است. در این ذخیره یک الگوی زون‌بندی برای دگرسانی‌ها و کانی‌سازی وجود دارد؛ به طوری که زون پتاسیک در مرکز قرار گرفته است و در اطراف آن به ترتیب دگرسانی‌های فلیک و پروپلیتیک وجود دارد (Taghipour et al, 2008). موقعیت منطقه مورد بررسی و نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده در شکل ۱ نشان داده شده است. در مجموع ۱۲۳۸ نمونه رسوب‌های آبراهه‌ای توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور از این منطقه جمع‌آوری شد. این نمونه‌ها در این پژوهش برای جداسازی آنومالی‌ها از زمینه مس و اکتشاف ذخایر پورفیری مس استفاده شدند. شکل ۲، موقعیت نقاط نمونه‌برداری را نسبت به شرایط آبراهه‌ای و وضعیت توپوگرافی منطقه نشان می‌دهد که منبع شرایط آبراهه‌ای، تصویرهای راقومی ارتفاعی از منطقه است.

منطقه مورد بررسی در داخل کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد که یک ویژگی تکتونوماگمایی برجسته در ایران است. این کمان به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در زیر پوسته ایران مرکزی در طی دوره‌های کرتاسه پسین تا میوسن تشکیل شده است. مشخصات زمین‌ساختی نقشی مهم در جای‌گیری سامانه‌های پورفیری مس در منطقه ایفا کرده است (Berberian and King, 1981). فعالیت ماگمایی در منطقه پاریز اغلب با نفوذهای کالک‌آلکال تا شوشونیتی مرتبط است که درون سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی قدیمی تر نفوذ کرده‌اند. این نفوذها معمولاً دارای سن الیگوسن تا میوسن هستند. ذخایر پورفیری مس در این منطقه از جمله سرچشمه و میدوک، با این رخدادهای نفوذی مرتبط هستند. تکامل ماگمایی با چندین مرحله نفوذ، دگرسانی و کانی‌سازی مشخص می‌شود (Richards, 2003). چینه‌شناسی منطقه شامل انواع مختلفی از سنگ‌هاست که از سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تا واحدهای آتشفشانی و رسوبی دوره سوم را در بر می‌گیرد. واحدهای لیتولوژیکی غالب عبارتند از: ۱- سنگ‌های پی‌سنگ پرکامبرین شامل گنیس‌ها، شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها که مجموعه پی‌سنگ منطقه را تشکیل می‌دهند. ۲- سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک تا مزوزوئیک شامل سنگ آهک‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها که به صورت محلی توسط توده‌های آذرین نفوذ کرده‌اند. ۳- سنگ‌های آتشفشانی و پلوتونیک دوره سوم اغلب شامل سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی تا داسیتی و نفوذهای گرانودیوریتی تا دیوریتی که کانی‌سازی پورفیری مس را در خود جای داده‌اند. پس در گستره دو بر گه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاریز و چهارگنبد واحدهای عمده عبارتند از:

آتشفشانی - پیروکلاستیک ائوسن (آندزیت، لایت، داسیت و توف‌های مرتبط) که سنگ میزبان غالب هستند؛  
نفوذی‌های میوسن با ترکیب‌های گرانودیوریتی، دیوریتی و کوارتز مونزونیتی به صورت استوک‌ها و دایک‌های حدواسط؛  
رخساره‌های رسوبی / کربناته محلی که در تماس با نفوذی‌ها، زمینه اسکارن‌های  $\text{Cu} (\pm \text{Fe}, \pm \text{Zn})$  را مهیا می‌کنند.  
الگوی دگرسانی گزارش شده در حواشی توده‌ها شامل زون



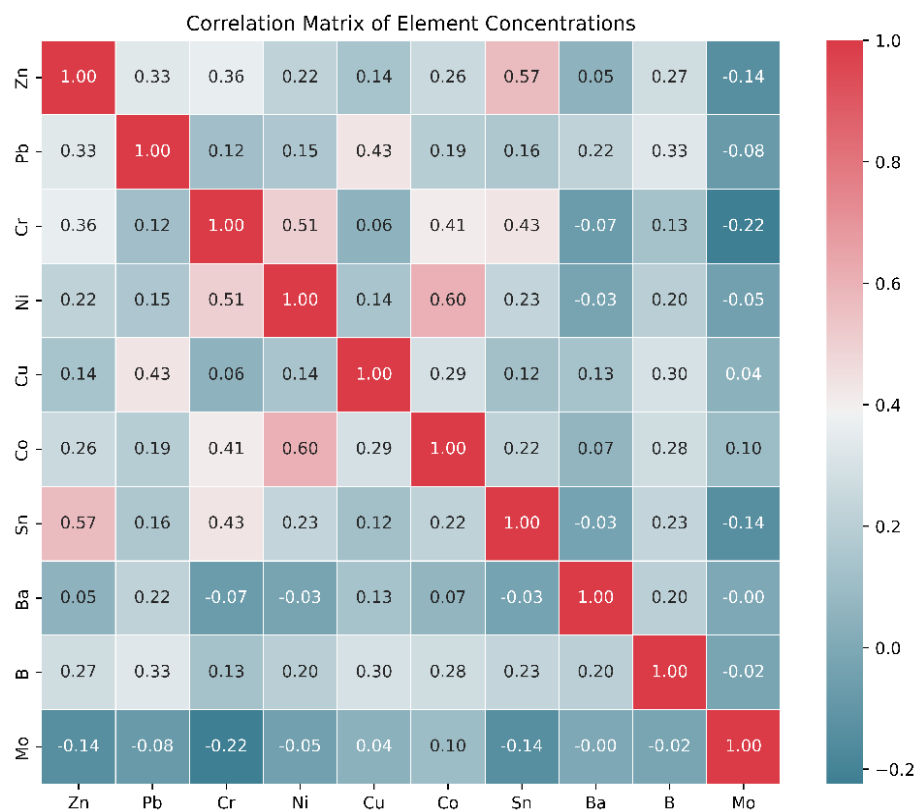
شکل ۲. موقعیت نقاط نمونه‌برداری نسبت به شرایط توپوگرافی در منطقه پاریز و چهارگنبد

Fig. 2. Location of sampling points in relation to topographical conditions in the region of Pariz and Chargonbad

را فراهم می‌کند. منابعی مانند یاسوکاوا و همکاران (Yasukawa et al., 2016)، ایواموری و همکاران (Iwamori et al., 2017) و وین و همکاران (Wein et al., 2020) بر کارایی تحلیل مؤلفه‌های مستقل در شناسایی نشانگرهای زمین‌شیمیایی پنهان، جداسازی ویژگی‌های مستقل و مدیریت خوشه‌بندی در مجموعه داده‌های با ابعاد بالا تأکید می‌کنند. ادغام تحلیل مؤلفه مستقل به پژوهشگران امکان می‌دهد تا الگوهای نهفته را کشف کنند، تجسم داده‌ها را بهبود بخشند و ساختارهای پنهان درون مجموعه داده‌های زمین‌شیمیایی را تشخیص دهند. علاوه بر این، پژوهش‌های دیگری مزایای استفاده از تحلیل مؤلفه‌های مستقل و اصلی را در حوزه‌های استخراج ویژگی، جداسازی سیگنال و تفکیک داده‌ها مورد بررسی قرار داده‌اند که مشخص شد این روش‌ها به پژوهشگران امکان می‌دهد سیگنال‌های مخلوط را تفکیک کنند، ویژگی‌های متمایز را شناسایی کنند و قابلیت تفسیر داده‌های زمین‌شیمیایی را بهبود بخشند (Li et al., 2011; Adankon et al., 2012; Jin et al., 2019).

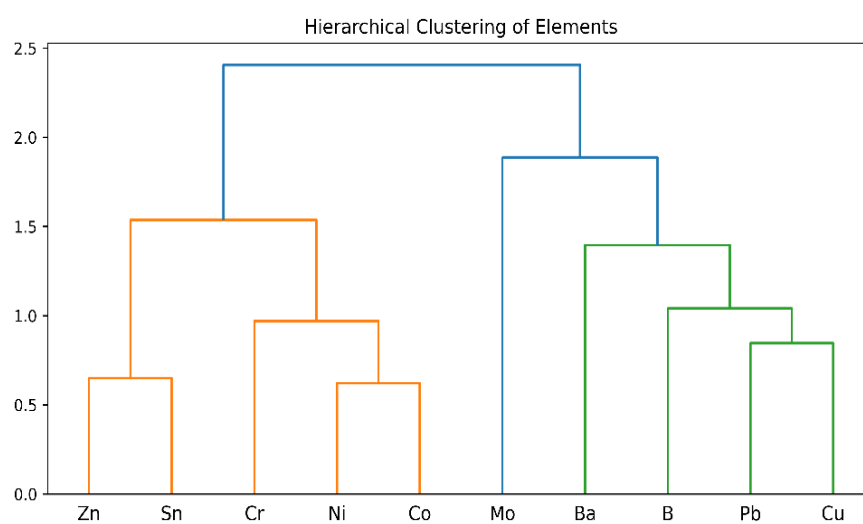
مرحله پیش‌پردازش داده‌ها شامل جایگزینی مقادیر نامشخص و شناسایی نقاط پرت با استفاده از روش دامنه بین چارکی انجام شد (Verma, 1997). پس از انجام این مراحل برای نرمال‌سازی مقادیر عنصری، ابتدا یک تبدیل لگاریتمی اعمال شد و سپس نرمال‌سازی کمینه-بیشینه بر روی مقادیر عنصری انجام شد (Praveena et al., 2011). سپس، ضریب همبستگی که در محدوده -۱ تا ۱ قرار دارد و مقدار ۱ نشان‌دهنده بالاترین همبستگی است، برای عناصر محاسبه شد. این مقادیر در شکل ۳ نشان داده شده‌اند و همچنین در شکل ۴ نمودار دندوگرام مربوط به عناصر با روش وارد نشان داده شده است. از این دو تصویر می‌توان رابطه پیچیده مس که عنصر موردنظر است را با دیگر عناصر و همچنین رابطه غیرخطی پیچیده، پنهان و الگوهای پنهان بین عناصر را در داخل داده‌ها نتیجه گرفت.

ادغام و به کارگیری روش‌هایی مانند ویژگی‌های چندجمله‌ای، تحلیل مؤلفه‌های مستقل و تحلیل مؤلفه‌های اصلی در تجزیه و تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی، امکانات تحلیلی و تفسیری متعددی



شکل ۳. ضریب همبستگی محاسبه‌شده برای عناصر منطقه پاریز و چهارگنبد

Fig. 3. The calculated correlation coefficient for the elements Pariz and Chargonbad area



شکل ۴. دندوگرام رسم‌شده مربوط به عناصر به روش وارد در منطقه پاریز و چهارگنبد

Fig. 4. The Hierarchical clustering for elements of Pariz and Chargonbad area



با به کارگیری تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های مستقل، پژوهشگران قادر می‌شوند منابع داده‌ای پیچیده را بازگشایی کنند، مؤلفه‌های اساسی زیرین را آشکار سازند و درک زمین‌شیمی رسوب‌ها را پیشرفت دهند (Li et al., 2011; Adankon et al., 2012; Jin et al., 2019). به همین دلیل، در این پژوهش تحلیل مؤلفه‌های اصلی نیز بر روی عناصر یادشده در شکل ۳ اعمال شد و پنج مؤلفه اصلی به جدول اولیه اضافه شد. در ادامه، تحلیل مؤلفه‌های مستقل دوباره بر روی همان عناصر یادشده انجام شد و پنج مؤلفه به داده‌ها اضافه شد. پس از این دو تحلیل، ویژگی‌های چند جمله‌ای با درجه ۲ و بدون در نظر گرفتن بایاس، بر روی عناصری که با مس همبستگی دارند، اعمال شد و نتایج به جدول اولیه اضافه شد. با توجه به حضور فرایندهای اختلاط، جذب سطحی در رسوب‌های آبراهه‌ای، روابط بین برخی عناصر نسبت به غلظت‌های منفرد غیرخطی است. از این رو، برای عناصر هم‌بسته با Cu، ویژگی‌های چند جمله‌ای درجه ۲ ساخته شد تا برهم‌کنش‌ها بهتر مدل شود. ویژگی‌های مهندسی شده در داده (شامل مؤلفه‌های اصلی، مؤلفه‌های مستقل و ویژگی‌های چند جمله‌ای درجه ۲ برای عناصر هم‌بسته با مس) هر کدام بر اساس یک منطق زمین‌شیمیایی انتخاب شده‌اند. مؤلفه‌های اصلی و مستقل با فشرده‌سازی اطلاعات چندعنصری، امکان نمایان‌شدن

الگوهای پنهان زمین‌شیمیایی را فراهم می‌کنند (مثلاً مؤلفه‌های اصلی شماره ۱، می‌تواند بیانگر روند غنی‌شدگی کلی مرتبط با کانی‌سازی باشد و مؤلفه‌های مستقل فرایندهای مستقل زمین‌شناختی نظیر تأثیر لیتولوژی‌ها یا دگرسانی‌ها را تفکیک کنند). افزودن ویژگی‌های چند جمله‌ای (مانند  $Cu \times Mo$ ،  $Cu^2$  و ...) نیز به این دلیل انجام شد که بسیاری از روابط زمین‌شیمیایی در محیط‌های رسوبی - گرمایی غیرخطی هستند (برای نمونه، افزایش هم‌زمان Cu و Mo می‌تواند نشان‌دهنده بخش مرکزی تر یک سامانه پورفیری باشد و تنها Cu یا Mo به تنهایی این تمایز را به خوبی نشان ندهند). بنابراین، این مجموعه ویژگی‌ها کمک می‌کند تا مدل بتواند هم الگوهای خطی (از طریق عناصر اصلی) و هم پدیده‌های پیچیده‌تر (از طریق برهم‌کنش‌های درجه ۲) را بیاموزد و آنومالی‌های ناشی از فرایندهای طبیعی مختلف را بهتر تفکیک کند. انتظار می‌رود، مؤلفه‌هایی که بیشترین واریانس یا اطلاعات مستقل را توضیح می‌دهند (مثل PCAهای اولیه) بیشترین تأثیر را در جداسازی آنومالی داشته باشند؛ در حالی که ویژگی‌های چند جمله‌ای خاص مانند  $Cu \times Mo$ ، ممکن است سیگنال‌های ظریف مرتبط با کانی‌سازی مشترک عناصر را تقویت کنند. در جدول ۱ مشخصات آماری عناصر مورد استفاده آمده است.

جدول ۱. مؤلفه‌های آماری عناصر هدف در رسوب‌های آبراهه‌ای منطقه پاریز و چهارگنبد

Table 1. Statistical parameters of the target elements in stream-sediment samples of Pariz and Chargonbad area

| Element | min   | q1     | median | q3     | max     | mean   | std    | skew  | kurtosis |
|---------|-------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|-------|----------|
| B       | 2.00  | 21.00  | 30.00  | 45.00  | 241.00  | 36.05  | 25.57  | 2.49  | 10.64    |
| Ba      | 15.00 | 308.00 | 418.50 | 531.00 | 4650.00 | 431.60 | 223.05 | 5.94  | 103.50   |
| Co      | 2.00  | 18.00  | 25.00  | 35.00  | 247.00  | 27.87  | 15.82  | 3.66  | 37.07    |
| Cr      | 7.00  | 58.00  | 83.50  | 128.00 | 1200.00 | 113.53 | 102.38 | 3.61  | 21.34    |
| Cu      | 2.00  | 46.00  | 61.00  | 82.00  | 1200.00 | 77.92  | 90.33  | 7.87  | 78.92    |
| Mo      | 0.10  | 1.00   | 2.00   | 2.00   | 52.00   | 2.03   | 2.56   | 10.57 | 161.20   |
| Ni      | 2.00  | 35.00  | 50.00  | 80.00  | 1200.00 | 64.64  | 59.17  | 7.14  | 113.36   |
| Pb      | 2.00  | 13.00  | 19.00  | 32.00  | 389.00  | 27.28  | 33.51  | 6.05  | 49.63    |
| Sn      | 5.00  | 5.00   | 5.00   | 5.00   | 171.00  | 10.40  | 14.71  | 5.06  | 36.94    |
| Zn      | 2.00  | 68.25  | 94.00  | 131.00 | 752.00  | 110.87 | 73.68  | 2.79  | 13.40    |

### مدل‌های مورد استفاده برای جداسازی آنومالی

در این پژوهش از چهار مدل جنگل ایزوله، دی‌بی اسکن، خودرمن‌نگار، خودرمن‌نگار واریانسی برای جداسازی آنومالی از زمینه زمین‌شیمیایی در منطقه مورد بررسی استفاده شد که در ادامه در مورد کلیات و مراحل اجرای این مدل‌ها و نحوه انتخاب بهترین هاپرپارامترها برای این مدل‌ها توضیحاتی ارائه خواهد شد.

### روش جنگل ایزوله

روش جنگل ایزوله بر اساس این ایده است که نمونه‌های آنومال خیلی آسان‌تر از بقیه نمونه‌ها جدا می‌شوند. نمونه‌های آنومال معمولاً دورتر از بقیه نمونه‌ها و در نقاطی کم چگالی‌تر قرار گرفته‌اند. الگوریتم با ساخت چندین درخت تصمیم‌گیری (که به آنها درخت‌های ایزوله گفته می‌شود) عمل می‌کند. این درخت‌ها با انتخاب تصادفی ویژگی‌ها ساخته می‌شوند (Hariri et al., 2021; Bulut et al., 2024). سپس با تقسیم‌بندی بازگشتی مجموعه داده، نمونه‌ها را جدا می‌کند. مشاهده کلیدی این است که نمونه‌های آنومال آسان‌تر ایزوله می‌شوند (به تقسیم‌های کمتری نیاز دارند)؛ زیرا آنها دور از خوشه‌های متراکم نمونه‌ها قرار دارند. مراحل انجام این الگوریتم را به صورت زیر است (Hariri et al., 2021; Bulut et al., 2024):

در مرحله اول، الگوریتم جنگل ایزوله به طور تصادفی یک ویژگی را انتخاب می‌کند و سپس به طور تصادفی یک مقدار تقسیم‌بندی بین کمینه و بیشینه مقادیر آن ویژگی انتخاب می‌کند. این فرایند به صورت بازگشتی ادامه می‌یابد و بخش‌بندی‌های تصادفی از داده‌ها ایجاد می‌کند.

در مرحله دوم، هر درخت ایزوله با تقسیم بازگشتی داده‌ها به دو بخش بر اساس یک ویژگی تصادفی و نقطه تقسیم تصادفی ایجاد می‌شود. این تقسیم‌بندی ادامه می‌یابد تا هر نقطه در بخش خودش ایزوله شود یا تا زمانی که یک شرط توقف برقرار شود (مثلاً یک عمق بیشینه برای درخت تعیین شده باشد) (Hariri et al., 2021; Bulut et al., 2024).

در مرحله سوم، طول مسیر نمونه تعداد تقسیم‌هایی است که برای ایزوله کردن آن نمونه نیاز است؛ به طور مثال، نمونه‌های آنومال خارج از ردیف در مناطق کم چگالی‌تر قرار دارند؛ به همین دلیل با تعداد تقسیم‌های کمتری ایزوله می‌شوند و در نتیجه طول مسیر کوتاه‌تری را دارا هستند. ولی نمونه‌های نرمال توسط نمونه‌های دیگری احاطه شده‌اند؛ در نتیجه به تقسیم‌های بیشتری نیازمند بوده و طول مسیر آنها بیشتر است (Hariri et al., 2021; Bulut et al., 2024).

در مرحله چهارم، الگوریتم یک امتیاز آنومالی را بر اساس طول مسیر متوسط نمونه در میان همه درخت‌های ایزوله محاسبه می‌کند که امتیاز آنومالی نمونه  $S(p)$  به صورت رابطه ۱ محاسبه می‌شود؛ ولی نکته مهم در این پژوهش، طول مسیر متوسط برای هر نمونه است که هرچه این عدد بزرگ‌تر باشد، نشان‌دهنده نمونه نرمال و هرچه کوچک‌تر باشد، نشان‌دهنده نمونه آنومال است (Hariri et al., 2021; Bulut et al., 2024).

رابطه ۱:

$$S(p) = 2 \frac{-E(h(p))}{c(n)}$$

که  $E(h(p))$  عبارت است از طول مسیر میانگین در نمونه برای همه درخت‌های ایزوله و  $c(n)$  عبارت است از (رابطه ۲):

رابطه ۲:

$$c(n) \approx 2H(n-1) - \frac{2(n-1)}{n}$$

و  $H(n)$  عدد هارمونیک بوده و توسط فرمول زیر (رابطه ۳) قابل دستیابی است:

رابطه ۳:

$$H(n) \approx \ln(n) + 0.577215$$

پس  $S(p)$  یا امتیاز آنومالی نزدیک به یک نشان‌دهنده یک نمونه آنومال و امتیاز آنومال نزدیک به صفر نشان‌دهنده یک نمونه نرمال است؛ ولی با توجه به رابطه این امتیاز یا رابطه شماره ۴، هرچه  $E(h(p))$  بزرگ‌تر باشد، امتیاز آنومالی کوچک‌تر و نمونه نرمال است (Hariri et al., 2021; Bulut et al., 2024). این روش نقاطی را که زودتر ایزوله می‌شوند، به عنوان ناهنجار تشخیص



می‌دهد، مقیاس‌پذیر است و معمولاً آنومالی را به صورت فشرده و هدفمند نشان می‌دهد. با این حال، به مؤلفه **نرخ ناهنجاری**؛ سهم مورد انتظار نقاط آنومال) و اندازه نمونه هر درخت حساس است. اگر این نرخ نامناسب انتخاب شود، ممکن است هاله‌های کم ضعیف یا گسترده به خوبی بازیابی نشوند.

### دی‌بی اسکن

الگوریتم دی‌بی اسکن و یا خوشه‌بندی مبتنی بر تراکم فضایی برنامه‌های کاربردی با نویز به عنوان ابزاری قدرتمند برای تشخیص آنومالی‌ها ظاهر شده است؛ زیرا به طور ذاتی توانایی شناسایی داده‌های پرت حین خوشه‌بندی داده‌ها را دارد. بر خلاف روش‌های مبتنی بر مرکز دسته مانند k-means که برای تشخیص ناهنجاری‌ها نیاز به پردازش پس از اجرا دارند، دی‌بی اسکن به طور ذاتی نقاط نویز را در طول فرایند خوشه‌بندی با اختصاص دادن آنها به یک شناسه خوشه خاص (۱-) جدا می‌کند (Thu and Armitage, 2008; Andriyani and Puspitarani, 2022). این عملکرد دوگانه، آن را برای کاربردهایی که نیاز به خوشه‌بندی و شناسایی داده‌های پرت هم‌زمان دارند، ارزشمند می‌سازد. این روش توسط ایستر و همکاران (Ester et al., 1996) گسترش یافته است. دی‌بی اسکن بر اساس اصل تراکم عمل می‌کند و این امر آن را برای شناسایی آنومالی‌ها در داده‌های مکانی و زمانی مؤثر می‌سازد. با تفکیک بین نقاط هسته متراکم و نقاط نویزی پراکنده، دی‌بی اسکن بدون نیاز به داشتن اطلاعات قبلی درباره تعداد یا شکل‌های خوشه‌ها، یک چهارچوب قوی برای شناسایی بی‌نظمی‌ها فراهم می‌کند (Ester et al., 1996).

الگوریتم دی‌بی اسکن نقاط داده را به سه دسته تقسیم می‌کند: نقاط هسته، نقاط مرزی و نقاط نویز. این طبقه‌بندی به دو مؤلفه حیاتی وابسته است:  $\epsilon$  (epsilon): شعاع تعریف‌کننده همسایگی یک نقطه و minPts: کمترین تعداد نقاط مورد نیاز برای تشکیل یک ناحیه متراکم.

**نقاط هسته:** یک نقطه  $p$  به عنوان نقطه هسته تعیین می‌شود؛ اگر

کمینه به تعداد minPts نقطه (شامل خودش) در همسایگی  $\epsilon$  آن قرار داشته باشند. نقاط هسته به عنوان پایه‌ای برای تشکیل خوشه عمل می‌کنند و به عنوان دانه‌هایی هستند که خوشه‌ها از آنها گسترش می‌یابند (Ester et al., 1996).

**نقاط مرزی:** این نقاط در محدوده  $\epsilon$ - همسایگی یک نقطه هسته قرار دارند؛ اما به اندازه کافی همسایه ندارند تا به عنوان نقاط هسته واجد شرایط باشند. نقاط مرزی به خوشه‌ها تعلق دارند؛ اما نمی‌توانند عضویت در خوشه را به سایر نقاط انتقال دهند (Ester et al., 1996).

**نقاط نویز:** نقاطی که نه مرکز هستند و نه مرزی، به عنوان نویز برچسب گذاری می‌شوند. این نقاط پرت در مناطق کم‌چگالی قرار دارند و از تمام خوشه‌ها جدا هستند (Ester et al., 1996).

نحوه کار دی‌بی اسکن از طریق جست‌وجوی تکراری همسایگی و گسترش خوشه‌ها انجام می‌شود: الگوریتم با انتخاب یک نقطه دیده نشده و محاسبه همسایگی در فاصله اپسیلون آن شروع می‌شود. اگر نقطه در همسایگی خود کمینه minPts نقطه داشته باشد، نقطه به عنوان هسته علامت‌گذاری شده و یک خوشه جدید آغاز می‌شود. در غیر این صورت، به طور موقت به عنوان نویز برچسب گذاری می‌شود (Ester et al., 1996). برای هر نقطه هسته، الگوریتم به طور مرتب نقاط در فاصله اپسیلون از خود را بررسی می‌کند و نقاط واجد شرایط را به خوشه اضافه می‌کند. این فرایند تا زمانی که هیچ نقطه دیگری نتواند ادغام شود، ادامه می‌یابد. نقاطی که در ابتدا به عنوان نویز برچسب گذاری شده اند، اگر در محدوده  $\epsilon$  از یک نقطه هسته‌ای از خوشه دیگر قرار گیرند، ممکن است بعد به عنوان نقاط مرزی طبقه‌بندی شوند. این رویکرد تکراری به دی‌بی اسکن اجازه می‌دهد تا به طور پویا خود را با ساختار ذاتی داده‌ها تطبیق دهد و تراکم نقاط را بر فرضیه‌های هندسی اولویت دهد. ویژگی جداسازی آنومالی از زمینه این الگوریتم از این ویژگی جداسازی نقاط نویز آن نشأت می‌گیرد (Ester et al., 1996).

(2022). از نظر ریاضی می‌توان به این شکل بیان کرد که اگر  $x \in \mathbb{R}^n$  به عنوان داده ورودی باشد، تابع رمزگذار  $f$  ورودی  $x$  را به صورت رابطه ۴، به فضای پنهان  $z \in \mathbb{R}^m$  تصویر می‌کند؛ در صورتی که  $m$  کوچک‌تر از  $n$  است. در رابطه ۴،  $W_e$  وزن‌های خودرمن‌نگار و  $b_e$  بایاس خودرمن‌نگار و  $\sigma$  نشان‌دهنده تابع فعال‌ساز است (Chen et al., 2019b):

$$z = f(x) = \sigma(W_e x + b_e) \quad \text{رابطه ۴:}$$

سپس تابع رمزگشای  $g$  مقادیر فضای پنهان را به صورت رابطه ۵ به مقادیر ساخته شده  $x^{\wedge}$  تصویر می‌کند (Chen et al., 2019b):

$$x^{\wedge} = g(z) = \sigma(W_d z + b_d) \quad \text{رابطه ۵:}$$

در حالی که،  $W_d$  و  $b_d$  وزن‌ها و بایاس شبکه رمزگشا هستند که هدف در این مدل کم کردن خطای بازسازی داده‌های ورودی  $L(x, x^{\wedge})$  است و اغلب به صورت رابطه ۶ تعریف می‌شود (Chen et al., 2019b):

$$L(x, x^{\wedge}) = \|x - x^{\wedge}\|^2 \quad \text{رابطه ۶:}$$

در زمینه اکتشاف زمین‌شیمیایی، شناسایی آنومالی‌ها برای تعیین ذخایر معدنی از اهمیت زیادی برخوردار است. داده‌های زمین‌شیمیایی اغلب به دلیل فرایندهای زمین‌شناسی مختلف، توزیع‌های پیچیده و چندمتغیره‌ای را نشان می‌دهند. خودرمن‌نگارها می‌توانند این توزیع‌ها را با یادگیری الگوهای پایه‌ای زمینه زمین‌شیمیایی مدل‌سازی کنند. نمونه‌هایی که از این زمینه یادگرفته‌شده انحراف دارند، دارای خطای بازسازی بالاتری خواهند بود و به عنوان نمونه‌های آنومال در نظر گرفته می‌شوند. ژیانگ و ژو (Xiong and Zuo, 2016)، کاربرد شبکه‌های خودرمن‌نگار عمیق را در شناسایی آنومالی‌های چندمتغیره زمین‌شیمیایی نشان دادند. آنها یک خودرمن‌نگار را بر روی داده‌های زمین‌شیمیایی آموزش دادند تا توزیع زمینه را بازسازی کند. نمونه‌هایی که دارای خطای بازسازی بالاتری بودند، به عنوان آنومالی شناسایی شدند و با مناطق کانی‌سازی شده شناخته‌شده، همبستگی داشتند. این رویکرد به طور مؤثری زمینه زمین‌شیمیایی را از آنومالی‌های مرتبط با کانی‌سازی چندفلزی آهن تفکیک کرد

از آنجا که نقاط نویز در مناطق کم تراکم قرار دارند، به طور ذاتی با بیشتر نقاط داده که در خوشه‌های متراکم تجمع می‌کنند، متفاوت هستند. این ویژگی با تعریف آنومالی‌ها به عنوان مشاهداتی که به طور قابل توجهی از نرمال منحرف می‌شوند، همسو است. کارایی دی‌بی اسکن در تشخیص آنومالی‌ها به انتخاب مؤلفه‌های مناسب بستگی دارد؛ در حالی که  $\epsilon$  و  $\min Pts$  وابسته به داده هستند (Ester et al., 1996). دی‌بی اسکن خوشه‌ها را بر اساس چگالی نقاط پیدا می‌کند و نقاط پراکنده را «نویز» می‌نامد. دو مؤلفه کلیدی آن  $\epsilon$  (شعاع همسایگی) و  $\min Pts$  (کمینه همسایه) است و به هر دو حساس است. در نواحی با چگالی پس‌زمینه ناهمگون، انتخاب نادرست  $\epsilon$  می‌تواند به گسترش بیش از اندازه پهنه‌ها یا برعکس تکه‌تکه شدن خوشه‌ها منجر شود. این روش برای آنومالی‌های پیوسته و کشیده (مثلاً دنباله‌شونده در امتداد آبراهه‌ها) مفید است، به شرط آنکه مقیاس داده‌ها استاندارد و مؤلفه‌ها به درستی تنظیم شوند.

### خودرمن‌نگار عمیق

خودرمن‌نگارها، یک دسته از شبکه‌های عصبی بدون نظارت هستند که به دلیل کارایی بالای آنها در شناسایی ناهنجاری‌ها در حوزه‌های مختلف از جمله تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی در اکتشاف مواد معدنی توجه زیادی را به خود جلب کرده‌اند. توانایی آنها در مدل‌سازی توزیع‌های پیچیده و با ابعاد بالا، آنها را به ویژه برای شناسایی آنومالی‌های ضعیف زمین‌شیمیایی که نشان‌دهنده کانی‌زایی هستند، مناسب می‌سازد. یک خودرمن‌نگار از دو مؤلفه اصلی تشکیل شده است: یک رمزگذار و یک رمزگشا. رمزگذار داده‌های ورودی را به یک نمایش فشرده در فضای نهفته تبدیل می‌کند و ویژگی‌های اساسی داده را استخراج می‌کند. سپس رمزگشا داده‌های اصلی را از این نمایش فشرده بازسازی می‌کند. این شبکه به گونه‌ای آموزش داده می‌شود که اختلاف بین ورودی و خروجی بازسازی‌شده را به کمینه کند که معمولاً از طریق یک تابع هزینه مانند میانگین مربع خطا انجام می‌شود (Feng et al.,

(Xiong and Zuo, 2016). بر همین اساس، چن و همکاران (Chen et al., 2019b) رویکردی مبتنی بر خودرمنگاره‌های کانولوشنی را برای استخراج الگوهای ساختاری فضایی داده‌های زمین‌شیمیایی معرفی کردند. با بهره‌گیری از لایه‌های کانولوشنی، خودرمننگار توانست وابستگی‌های فضایی را به‌طور مؤثری یاد بگیرد و شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی را بهبود بخشد. این روش در جنوب غربی استان فوجیان چین مورد ارزیابی قرار گرفت، جایی که آنومالی‌های شناسایی شده همبستگی فضایی قوی با ذخایر شناخته شده آهن نشان دادند (Chen et al., 2019b)، مهم‌ترین معیار برای شناسایی آنومالی‌ها با استفاده از خودرمننگارها، خطای بازسازی است. برای یک نمونه داده  $x$ ، پس از به دست آوردن خروجی بازسازی شده  $\hat{x}$ ، خطای بازسازی RE به صورت رابطه ۷ محاسبه می‌شود (Chen et al., 2019b):

$$\text{رابطه ۷: } RE = \|x - \hat{x}\|^2$$

بعد از به دست آوردن خطای بازسازی، برای مشخص کردن حد آستانه برای جدا کردن نمونه‌های آنومال می‌توان از توزیع خطاهای بازسازی و یا روش‌های طبقه‌بندی دیگر استفاده کرد. در این پژوهش، خودرمننگار با فرض اینکه بیشتر نمونه‌ها متعلق به دسته زمینه هستند، آموزش خودرمننگار بر روی تمام داده‌ها صورت گرفت. خودرمننگار با فشرده‌سازی و بازسازی داده‌ها، خطای بازسازی را به عنوان امتیاز ناهنجاری به کار می‌گیرد. هرچه بازسازی بدتر باشد، احتمال آنومالی بیشتر است. به سبب توانایی در یادگیری روابط غیرخطی، برای داده‌های زمین‌شیمی چندمتغیره مناسب است و معمولاً بین پوشش رخدادها و کنترل مساحت آنومالی، توازن خوبی ایجاد می‌کند. محدودیت اصلی آن نیاز به تنظیم معماری شبکه و اعمال قوانینی مانند توقف زودهنگام برای جلوگیری از بیش‌برازش است.

### خودرمننگار واریانسی

خودرمننگارهای واریانسی یک مدل توسعه‌یافته از

خودرمننگارهای سنتی هستند که یک چهارچوب مولد برای یادگیری نمایش فضای پنهان داده‌ها معرفی می‌کنند. بر خلاف خودرمننگارهای استاندارد که نگاشت‌های قطعی را یاد می‌گیرند، خودرمننگارهای واریانسی فرض می‌کنند که فضای پنهان داده‌ها از یک توزیع احتمالی پیروی می‌کنند که به آنها امکان می‌دهد ساختارهای پیچیده داده‌ها را به طور مؤثرتری مدل کنند. خودرمننگارهای واریانسی که توسط کینگما و ولینگ (Kingma and Welling, 2013) توسعه یافتند، به طور گسترده در تشخیص آنومالی‌های تولید تصویر و یادگیری ویژگی‌های بدون نظارت مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در اکتشافات زمین‌شیمیایی، آنها روشی قوی برای شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی با مدل سازی الگوهای فضایی و ترکیبی در مناطق معدنی ارائه می‌دهند. یک خودرمننگار واریانسی از دو جزء اصلی تشکیل شده است: یک رمزگذار (شبکه استنتاج) و یک رمزگشا (شبکه مولد). تفاوت اساسی با رمزگذارهای متعارف این است که به جای رمزگذاری ورودی  $x$  به یک نقطه به نام  $z$  در فضای محدود فرض می‌کنند که  $z$  از یک توزیع احتمالی پیروی می‌کند. شبکه خودرمننگار واریانسی نیز مانند شبکه خودرمننگار از دو شبکه رمزگذار و رمزگشا تشکیل شده است و گفته شد که شبکه رمزگذار به جای اینکه داده ورودی  $x$  را به یک نقطه در فضای  $z$  تصویر کند، آن را به صورت یک توزیع احتمالاتی در نظر می‌گیرد. بنابراین در رابطه ۸ داریم (Rezende et al., 2014):

$$\text{رابطه ۸: } z \sim N(\mu(x), \sigma^2(x))$$

که  $\mu(x)$  میانگین توزیع یادگرفته شده،  $\sigma^2(x)$  واریانس آن و  $N$  نشان‌دهنده توزیع نرمال است و یا می‌توان با تعریف متغیر تصادفی  $\epsilon$  عبارت شماره ۸ را به صورت رابطه ۹ نوشت که این متغیر تصادفی از توزیع نرمال نمونه‌برداری شده است (Rezende et al., 2014):

$$\text{رابطه ۹: } z = \mu(x) + \sigma(x) \cdot \epsilon, \quad \epsilon \sim N(0, 1)$$

اولویت باشد و امکان تنظیم دقیق فراهم باشد.

### انتخاب بهترین مقدار مؤلفه‌ها

مدل‌های یادگیری ماشین اغلب دارای ابرپارامترهایی (مانند نرخ یادگیری، عمق درخت، تعداد لایه‌ها) هستند که به طور قابل توجهی بر عملکرد مدل تأثیر می‌گذارند. بر خلاف مؤلفه‌های مدل که در طول آموزش یاد گرفته می‌شوند، ابرپارامترها باید از قبل با توجه به داده‌ها تعریف شده و برای هر مسئله تنظیم شوند. تنظیم و انتخاب درست و مناسب می‌تواند به طور چشمگیری دقت یا تعمیم‌پذیری را بهبود بخشد؛ به همین دلیل بهینه‌سازی ابرپارامترها به مرحله‌ای حیاتی در استفاده از روش‌های یادگیری ماشین تبدیل شده است (Snoek et al., 2012). روش‌هایی همچون جست‌وجوی شبکه‌ای، جست‌وجوی تصادفی و غیره برای پیدا کردن مقادیر ابرپارامترها وجود دارد؛ ولی هر کدام با نقص‌هایی روبرو هستند. به طور مثال، جست‌وجوی شبکه‌ای تمام ترکیب‌ها ممکن ابرپارامترها را مورد بررسی قرار داده؛ لذا حجم پردازشی زیادی نیاز دارند و یا در جست‌وجوی تصادفی که ترکیب‌هایی به طور تصادفی از مقادیر پیشنهادی برای ابرپارامترها انتخاب می‌کند، تمام ترکیب‌هایی که بعد از چند مرحله پیشنهاد می‌شوند جهت‌دار نبوده و فقط به صورت تصادفی انتخاب می‌شوند (Li et al., 2016). این روش‌ها نیازمند اجرای آموزش‌های متعدد مدل هستند که وقتی هر آموزش مدل گران باشد (مثلاً آموزش یک شبکه عمیق برای دوره‌های زیاد)، هزینه به طور سرسام‌آوری زیاد می‌شود. همچنین انتخاب مقادیر هیبرپارامترها برای آموزش بعدی بر اساس نتایج گذشته تنظیم نمی‌شوند. ما به راهبردهایی نیاز داریم که مجموعه ابرپارامتر بعدی را هوشمندانه‌تر از جست‌وجوی کور انتخاب کنند. اینجاست که بهینه‌سازی بیزی وارد می‌شود و رویکردی اصولی و کارآمد برای تنظیم ابرپارامترها ارائه می‌دهد. بهینه‌سازی بیزی یک راهبرد مبتنی بر مدل‌سازی ترتیبی و تکراری برای بهینه‌سازی توابعی است که ارزیابی آنها پرهزینه است. ایده اصلی در این استراژی این است که تابع هدف ناشناخته را به عنوان

قسمت رمزگشا نیز داده ورودی  $x$  را از فضای محدود به صورت رابطه ۱۰ بازسازی می‌کند که در آن  $f$  شبکه رمزگشا است (Rezende et al., 2014):

$$x^{\wedge}=f(z) \quad \text{رابطه ۱۰:}$$

برای آموزش خودرمزنگار واریانسی و کم کردن مقدار تابع هزینه، در این پژوهش از یک تابع هزینه دو قسمتی استفاده شد. در قسمت اول که مسئولیت دارد، مطمئن شود تا داده‌های بازسازی شده  $x^{\wedge}$  بیشترین شباهت را به داده‌های ورودی  $x$  دارند، از تابع میانگین مربعات خطا استفاده شد (Rezende et al., 2014) (رابطه ۱۱):

$$L_{\text{recon}}=\|x-x^{\wedge}\| \quad \text{رابطه ۱۱:}$$

و قسمت دوم تابع وظیفه این را دارد که مطمئن شود توزیع یاد گرفته شده نزدیک به توزیع نرمال است و به عنوان تابع زیر (رابطه ۱۲) شناخته می‌شود:

$$L_{\text{KL}}=D_{\text{KL}}(N(\mu,\sigma^2)\|N(0,1)) \quad \text{رابطه ۱۲:}$$

و در نهایت، تابع هزینه کلی به صورت رابطه ۱۳ است که  $\beta$  در آن یک نرخ یا ثابت برای برابر کردن خطای بازسازی با فضای محدود است:

$$L=L_{\text{recon}}+\beta L_{\text{KL}} \quad \text{رابطه ۱۳:}$$

اکتشاف زمین‌شیمیایی شامل تجزیه و تحلیل غلظت‌های عنصری برای تشخیص الگوهای غیرعادی نشان‌دهنده کانی‌سازی است. خودرمزنگارهای واریانسی با یادگیری توزیع زمین‌شیمی زمینه و مشخص کردن نمونه‌هایی که به طور قابل توجهی انحراف دارند، به شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی کمک می‌کنند. در این پژوهش همانند خودرمزنگار معمولی با فرض اینکه بیشتر نمونه‌ها متعلق به دسته زمینه هستند، آموزش خودرمزنگار واریانسی بر روی تمام داده‌ها انجام شد. VAE نسخه احتمالاتی AE است و با افزودن ترم  $KL$ ، ساختار نهفته را منظم و برآوردی هموار از امتیاز ناهنجاری ارائه می‌کند. این هموارسازی در داده‌های پرنویز مفید است؛ اما ممکن است لبه‌های آنومالی را کمی نرم‌تر نشان دهد. همچنین تعداد ابرپارامترها بیشتر است و به تنظیم دقیق‌تری نیاز دارد و زمانی مناسب است که پایداری و یکنواختی امتیاز در

تابعی تصادفی در نظر گرفته و یک مدل احتمالی بر روی آن قرار دهیم که اغلب مدل گاوسی است (Sarikhani et al., 2022). فرایند گاوسی یک توزیع روی تابع هدف را تعریف می‌کند. با توجه به میانگین و کوواریانس پیشین، هر نقطه  $x$  در فضای جست‌وجو دارای یک توزیع پیش‌بینی مرتبط است. این مدل‌سازی احتمالاتی به این معناست که BO با جمع‌آوری داده‌های بیشتر (مشاهدات از هدف)، یک باور یا نظریه از اینکه کدام نواحی فضای ابرپارامتر امیدوارکننده هستند را حفظ می‌کند (Chen and Okle, 2024). در مقایسه با روش‌های ساده، بهینه‌سازی بیزی با استفاده از مشاهدات گذشته برای هدایت انتخاب‌های آینده، به طور کارآمد ابرپارامترها را انتخاب می‌کند. در این بررسی، از بهینه‌سازی بیزی از طریق یک کتابخانه برنامه‌نویسی زبان پایتون به نام آپچونا برای تنظیم ابرپارامترها برای الگوریتم‌های یادگیری بدون نظارت جنگل ایزوله، دی‌بی اسکن، خودرمن‌نگار و خودرمن‌نگار واریانسی استفاده کردیم. این کتابخانه یک کتابخانه متن‌باز پایتون برای تنظیم خودکار هایپرپارامترهاست که به صورت داخلی از نوعی بهینه‌سازی بیزی استفاده می‌کند و بدان معناست که همان‌طور که تنظیم پیشرفت می‌کند، کتابخانه مدل‌های احتمالی تابع هدف را ایجاد می‌کند و از آنها برای انتخاب مجموعه بعدی هایپرپارامترها استفاده می‌کند. ما این کتابخانه را به دلیل انعطاف‌پذیری، سهولت استفاده و ویژگی‌های پیشرفته آن نسبت به سایر کتابخانه‌های بهینه‌سازی بیزی انتخاب کردیم. استفاده از بهینه‌سازی بیزی در تنظیم ابرپارامترهای ما، بهبودهای قابل توجهی در عملکرد نسبت به تنظیمات پیش‌فرض و تلاش‌های تنظیم قبلی به همراه داشت. همه الگوریتم‌های مورد استفاده از تنظیم ابرپارامترهای حیاتی برای تطبیق بهتر با مجموعه داده ما بهره‌مند شدند. چندین رویکرد دیگر برای تنظیم ابرپارامترها وجود دارد که هر کدام مزایا و معایب خود را دارند. به طور مثال، روش شبکه‌ای که هر ترکیبی از بازه تعریف شده را برای هر هایپرپارامتر اجرا می‌کند، به صرف هزینه و منابع پردازشی بسیاری منجر می‌شود (Ghawi and Pfeffer, 2019) و یا روش جست‌وجوی

تصادفی که ترکیب تصادفی از بازه انتخابی برای هایپرپارامترها را انجام می‌دهد و هیچ‌گونه سیاستی برای انتخاب ترکیب بعدی در نظر نمی‌گیرد (Rijn and Hutter, 2018). روش‌های دیگر الگوریتم‌های تکاملی مانند الگوریتم ژنتیک هستند که قدرت الگوریتم‌های تکاملی در توانایی آنها برای کاوش فضاهای جست‌وجوی پیچیده، با ابعاد بالا یا گسسته مؤثر است (Thavasimani and Srinath, 2022). در این پژوهش، تنظیم ابرپارامترها با بهینه‌سازی بیزی انجام شد تا تعداد آزمون‌های کم‌فایده کم شود و جست‌وجوی گزینشی امیدبخش متمرکز شود. تابع هدف به صورت ترکیبی تعریف شد: الف- امتیاز اعتبارسنجی مدل بیشینه شود؛ ب- اگر مساحت دسته آنومالی بالا بیش از حد بزرگ شود، امتیاز جریمه بر روی آن مدل اعمال شود. این کار باعث شد نقشه‌ها هم از نظر کشف رخدادها قوی باشند و هم از نظر منطقه تحت پوشش توسط دسته آنومالی کوچک بمانند. بازه جست‌وجو برای هر روش معقول تعیین شد و ترکیب‌های ناسازگار حذف شد.

در این بررسی، بهینه‌سازی بیزی از طریق کتابخانه آپچونا برای تنظیم ابرپارامترهای چندین مدل تشخیص ناهنجاری به صورت زیر پیاده‌سازی شد:

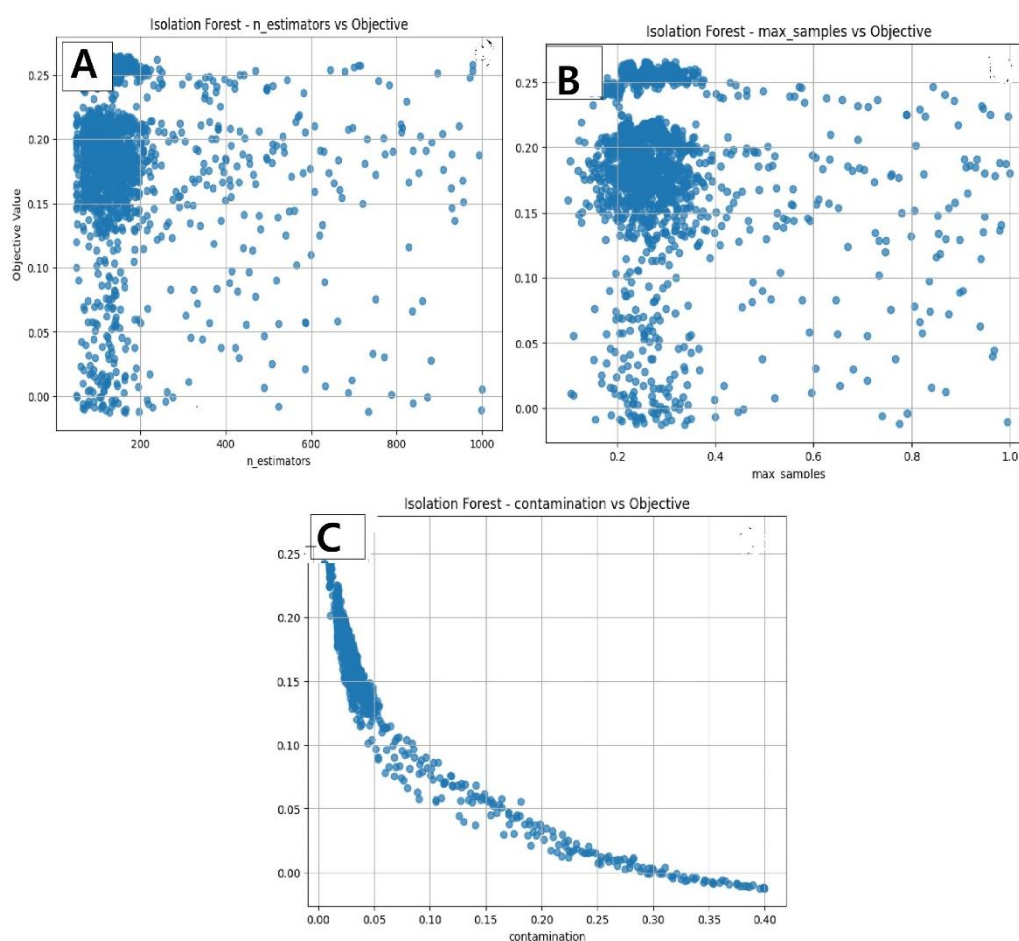
### جنگل ایزوله

ما ابرپارامترها (تعداد تخمین‌گرها، درصد نمونه‌های آنومال، تعداد بیشینه نمونه‌ها) را با بیشینه‌سازی نمره تابع تصمیم‌گیری مدل بهینه کردیم. این نمره میزان آنومال یا عادی بودن هر نمونه را اندازه‌گیری می‌کند که مقادیر بالاتر نشان‌دهنده عادی بودن یا نرمال بودن بیشتر است. بهینه‌سازی این معیار به طور مؤثر توانایی الگوریتم را در تشخیص نمونه‌های عادی از آنومالی‌ها بهبود می‌بخشد. با توجه به نسبت کم آنومالی‌های مورد انتظار در مجموعه داده ما، بیشینه‌سازی میانگین نمره تصمیم‌گیری، رمز مشخص‌تری بین آنومالی‌ها و داده‌های عادی ایجاد می‌کند که در نهایت عملکرد تشخیص ناهنجاری را بهبود می‌بخشد. در شکل ۵-

### دی‌بی اسکن

در این بررسی، به طور نظام‌مند ابرپارامترهای الگوریتم خوشه‌بندی دی‌بی اسکن را برای شناسایی آنومالی‌ها در داده‌های زمین‌شیمیایی با استفاده از بهینه‌سازی بیزی از طریق کتابخانه آپچونا بهینه‌سازی کردیم.

A، B و C، نمودارهای مربوط به بهینه‌سازی‌های ابرپارامترهای یادشده نمایش داده شده است و همچنین مقدار بهینه انتخاب‌شده برای هایپرپارامترهای مدل جنگل ایزوله نیز در **جدول ۲** نشان داده شده است.



**شکل ۵.** نتیجه مدل‌سازی‌های مدل جنگل ایزوله انجام‌شده بر روی نمونه‌های منطقه پاریز و چهارگنبد با مقادیر مختلف ابرپارامترها نسبت به تابع هدف و میانگین تابع تصمیم‌گیری که هرچه مقدار میانگین این تابع برای یک مدل بیشتر باشد با توجه به فرض ما که اغلب نمونه‌ها نرمال هستند، مدل عملکرد بهتری دارد. A: نمودار مربوط به تأثیر تعداد درخت‌های تصمیم بر روی مقدار تابع هدف، B: نمودار مربوط به تأثیر بیشینه تعداد نمونه‌ها روی مقدار تابع هدف و C: نمودار مربوط به تأثیر مقدار تعداد نمونه‌های آنومال روی مقدار تابع هدف

**Fig. 5.** Results of isolated forest modeling for Pariz and Chargonbad area performed with different hyperparameter values relative to the objective function or mean decision function, where the higher the mean value of this function for a model, considering our assumption that most samples are normal, the better the model performs. A: Graph showing the effect of number of decision trees on objective function value, B: Graph showing the effect of max-samples on objective function value, and C: Graph showing the effect of Contamination value on objective function value



**جدول ۲.** مقادیر انتخاب‌شده برای مدل جنگل ایزوله بر اساس جست‌وجوی بایزین در منطقه پاریز و چهارگنبذ**Table 2.** The selected values for the Isolation Forest model parameters are based on Bayesian search in Pariz and Chargonbad area

| Parameter     | Value |
|---------------|-------|
| n_estimator   | 125   |
| Max_samples   | 0.29  |
| Contamination | 0.01  |

فضای ابرپارامترها را برای مقادیر بهینه موارد زیر جست‌وجو کند:  $\epsilon$  (شعاع): به صورت لگاریتمی در محدوده ۰/۱ تا ۱۰۰۰ به صورت لگاریتمی جست‌وجو شد.  $\min\_samples$ : محدوده ۱ تا ۲۰۰.  $k$ : مؤلفه اندازه همسایگی که در محاسبه فاصله استفاده می‌شود، بین ۳ تا ۲۰ بهینه‌سازی شد.

$\alpha$ : ضریب تعادل بین کسر نقاط پرت و امتیاز مبتنی بر فاصله، در محدوده بین ۰ (کاملاً مبتنی بر فاصله) و ۱ (کاملاً مبتنی بر نقاط پرت) قرار می‌گیرد و مقدار آن برابر ۰/۵ انتخاب‌شده که انتخاب این مقدار به این معنی است که به تعداد نقاط آنومال تشخیص‌داده شده و فاصله نقطه آنومال از مرکز دسته‌ها به یک اندازه اهمیت می‌دهیم.

بهینه‌سازی بیزی به طور کارآمد این فضای پیچیده ابرپارامتر را با ارزیابی تکراری ترکیب‌های مختلف مؤلفه‌ها در حدود ۱۵۰۰۰ آزمایش، کاوش کرد که مقادیر بهینه‌شده در **جدول ۳** و نمودارهای مرتبط با این بهینه‌سازی در **شکل ۶-A**، **B** و **C** نشان‌داده شده است که در این نمودارها مقادیری که به ازای آنها کمترین مقدار تابع هدف به دست آید، به عنوان مقادیر بهینه انتخاب می‌شود. در **شکل ۶**، مقادیر تابع هدف (رابطه ۱۴) یادشده به ازای مقادیر مختلف هر هاپرپارامتر نشان‌داده شده است که با توجه به توضیح داده شده، مدلی به عنوان مدل بهینه انتخاب می‌شود که مقدار تابع هدف به ازای مقادیر هاپرپارامترهای آن کمینه باشد. در **شکل ۶-B** مقادیر این تابع به ازای مقادیر مختلف هاپرپارامتر  $\min$ -sample نمایش‌داده شده است که از طریق این نمودار می‌توان

دی‌بی اسکن به دلیل توانایی خود در مدیریت خوشه‌های با تراکم‌های مختلف و شناسایی مؤثر نقاط پرت فضایی، به طور گسترده در اکتشافات زمین‌شیمیایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. با این حال، عملکرد آن به طور مؤثری به ابرپارامترهایی مانند شعاع همسایگی ( $\epsilon$ ) و **کمینه نقاط مورد نیاز برای تشکیل خوشه** بستگی دارد.

برای اطمینان از عملکرد بهینه در یک زمینه بدون نظارت (بدون داده‌های آنومالی برچسب‌گذاری شده)، یک معیار ارزیابی ترکیبی جدید تعریف کردیم که دو معیار مکمل را ادغام می‌کند:

۱. نسبت نقاط پرت: نسبت نقاطی که توسط دی‌بی اسکن به عنوان نویز (آنومالی) شناسایی شده‌اند، یک کسر مناسب منعکس‌کننده انتظارات واقع‌بینانه زمین‌شناسی از داده‌های آنومال است.

۲. **امتیاز تنظیم‌شده بر اساس فاصله**: این معیار فاصله اقلیدسی هر نقطه داده را نسبت به نزدیک‌ترین همسایه  $k$ -ام در نظر می‌گیرد که برای نقاط غیر هسته‌ای با افزودن فاصله به نزدیک‌ترین نقطه هسته بیشتر تنظیم می‌شود. کمینه‌سازی این معیار به تشکیل خوشه‌های فشرده و معنادار زمین‌شناسی کمک می‌کند و در عین حال ناهنجاری‌های واقعی را به وضوح جدا می‌کند.

این دو معیار به یک تابع هدف واحد ترکیب شدند تا تعادل بین فشردگی خوشه‌ای و فراوانی ناهنجاری را برقرار کنند (رابطه ۱۴):

رابطه ۱۴:

$$\text{Combined Score}_{\text{DBSCAN}}(\text{for each model}) = \alpha \times (\text{Fraction of Outliers}) + (1 - \alpha) \times (\text{Average Adjusted Distance Score})$$

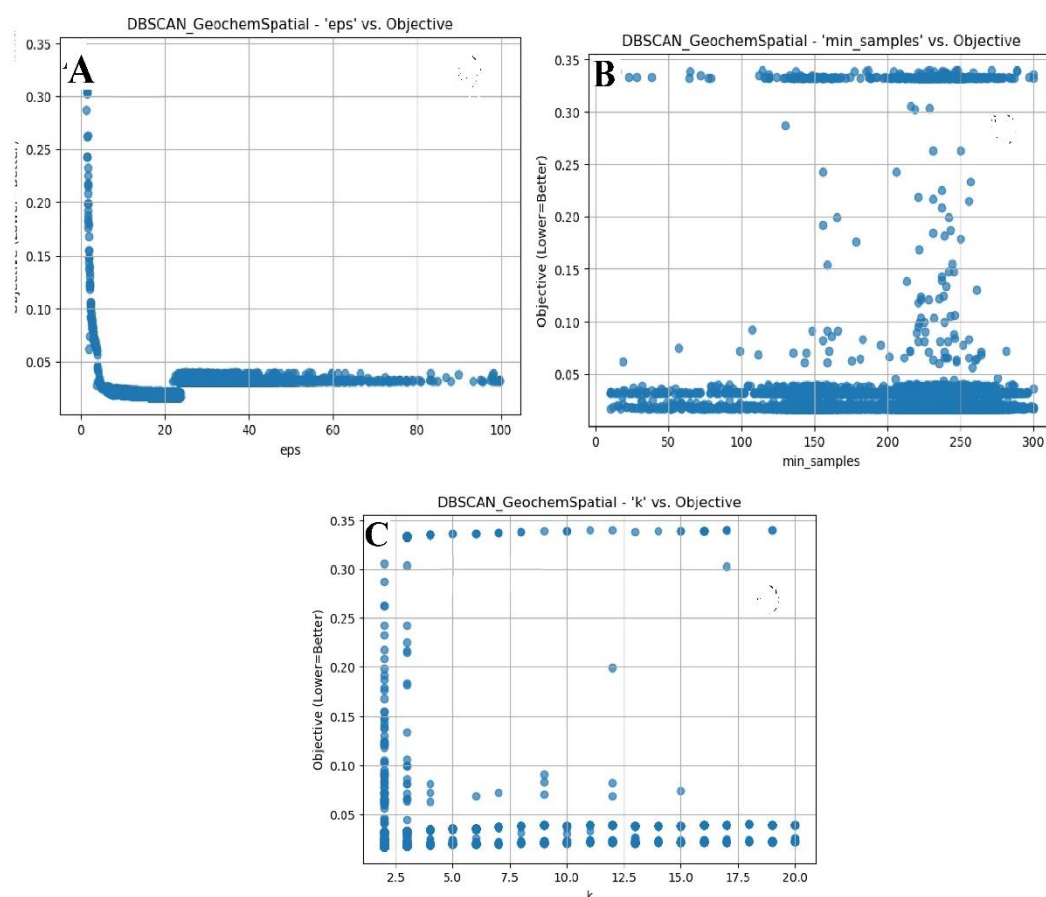
در طول بهینه‌سازی، به آپچونا اجازه دادیم تا به طور خودکار

متوجه شد که به ازای مقادیر مختلف این هاپرپارامتر، تابع هدف می‌تواند کمینه باشد؛ ولی این موضوع برای دو هاپرپارامتر دیگر به این شکل نیست و روند تأثیر انتخاب این هاپرپارامترها در نمودارها مشخص است.

**جدول ۳.** مقادیر انتخاب‌شده برای دی‌بی اسکن بر اساس جست‌وجوی بایزین در منطقه پاریز و چهارگنبند

**Table 3.** The selected values for the DBSCAN model parameters are based on Bayesian search Pariz and Chargonbad area

| Parameter   | Value |
|-------------|-------|
| eps         | 21.25 |
| Min_samples | 195   |
| k           | 2     |



**شکل ۶.** نتیجه مدل‌سازی‌های دی‌بی اسکن انجام‌شده در منطقه پاریز و چهارگنبند با مقادیر مختلف ابرپارامترها نسبت به تابع هدف (رابطه ۱۴). A: نمودار مربوط به تأثیر مقدار فاصله بر روی مقدار تابع هدف، B: نمودار مربوط به تأثیر حداقل نقاط مورد نیاز برای تشکیل خوشه بر روی مقدار تابع هدف و C: نمودار مربوط به تأثیر مقدار k بر روی مقدار تابع هدف

**Fig. 6.** Results of DBSCAN modeling in Pariz and Chargonbad performed with different hyperparameter values in relation to the objective function (Equation 17). A: Graph showing the effect of distance value on the objective function, B: Graph showing the effect of min-samples on the objective function, and C: Graph showing the effect of k value on the objective function



## خودرمزنگار

در این پژوهش از یک خودرمزگذار عمیق برای تشخیص آنومالی چند دسته‌ای در داده‌های زمین‌شیمیایی استفاده شده است. برای دستیابی به بهترین عملکرد مدل، فرایند بهینه‌سازی هایپرپارامترها با استفاده از الگوریتم بیزی مبتنی بر کتابخانه آپچونا پیاده‌سازی شد. داده‌ها به دو مجموعه آموزشی و اعتبارسنجی تقسیم شدند. خودرمزگذار طراحی شده به گونه‌ای پیاده‌سازی شد که تعداد نورون‌ها در لایه‌های پنهان به صورت نزولی کاهش یابد. به این صورت که تعداد نورون‌ها در نخستین لایه پنهان برابر یک مقدار ثابت بوده و در هر لایه بعدی، نصف تعداد نورون‌های لایه قبلی می‌شود تا در نهایت به تعداد نورون‌های لایه پنهان مرکزی برسد. این روند کاهشی تضمین می‌کند که ساختار مدل، بهینه و به صورت هرمی طراحی شده است. برای بهینه‌سازی هایپرپارامترها، تابع هدف به گونه‌ای طراحی شد که ترکیبی از **خطای بازسازی میانگین** و انحراف استاندارد خطاها باشد که این مقادیر قبل از ترکیب برای یکی شدن اثر آنها در ترکیب استانداردسازی شده‌اند. به طور مشخص تابع هدف به صورت رابطه ۱۵ تعریف شد:

رابطه ۱۵:

$$\text{Combined Score (for each model)} = \text{Mean reconstruction error} + 0.5 * \text{STD(Error)}$$

که در این رابطه Mean Error (خطای بازسازی میانگین) از محاسبه میانگین مربعات تفاوت بین داده‌های اعتبارسنجی اصلی و

مقادیر بازسازی شده توسط خودرمزگذار به دست می‌آید. هرچه این مقدار کمتر باشد، نشان‌دهنده دقت بالاتر مدل در بازسازی داده‌هاست.

STD(Error) (انحراف استاندارد خطاها) بیانگر پراکندگی خطاهای بازسازی در مجموعه داده اعتبارسنجی است. هرچه این مقدار کمتر باشد، عملکرد مدل باثبات‌تر است. هدف از این ترکیب، ایجاد تعادل میان دقت بازسازی میانگین و ثبات عملکرد مدل (کاهش پراکندگی خطاها) است. در رابطه ۱۵، هرچه مقدار امتیاز ترکیبی کمتر باشد، عملکرد مدل مطلوب‌تر است و هدف از بهینه‌سازی رسیدن به کمترین مقدار آن است. هایپرپارامترهای بهینه‌شده در این پژوهش شامل تعداد لایه‌های پنهان، ابعاد لایه‌های پنهان، ابعاد لایه پنهان مرکزی یا توابع فعال‌سازی و اندازه دسته است. برای آموزش خودرمزگذار از الگوریتم بهینه‌ساز آدام با کاهش نرخ یادگیری به همراه توقف زودهنگام استفاده شد.

در نهایت، الگوریتم به صورت هوشمند فضای هایپرپارامترها را جست‌وجو کرده و ترکیبی از هایپرپارامترها را یافت که کمترین مقدار رابطه ۱۵ را فراهم کرد که این نتایج در **جدول ۴** آمده است. این رویکرد تضمین کرد که مدل بهینه دارای بهترین دقت بازسازی همراه با کمترین نوسان و پراکندگی خطا در مجموعه داده‌های زمین‌شیمیایی باشد.

## جدول ۴. مقادیر انتخاب‌شده برای خودرمزنگار بر اساس جست‌وجوی بایزین بر روی داده‌های منطقه پاریز و چهارگنبذ

**Table 4.** The selected values for the Autoencoder model parameters are based on Bayesian search on Pariz and Chargonbad data

| Parameter           | Value |
|---------------------|-------|
| n_layers            | 2     |
| hidden_dim          | 64    |
| Latent (latent_dim) | 16    |
| hidden_activation   | elu   |
| Output activation   | Tanh  |

## خودرمزنگار واریانسی

در این پژوهش، معماری یک خودرمزنگار واریانسی با رویکرد یادگیری عمیق به منظور شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی در داده‌های زمین‌شیمیایی اکتشافی، بهینه‌سازی شد. هدف اصلی، تشخیص بهینه و خودکار زون‌های آنومال زمین‌شیمیایی بود که می‌توانند به عنوان شاخص‌هایی برای حضور احتمالی مناطق کانی‌سازی شده تلقی شوند. استفاده از مدل خودرمزنگار واریانسی به دلیل قابلیت آن در استخراج الگوهای پنهان و مدل‌سازی توزیع داده‌های پیچیده، به ویژه در شرایطی با عدم قطعیت بالا و داده‌های پراکنده زمین‌شیمیایی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. چنان‌که در قبل نیز بیان شد از بهینه‌سازی ابرپارامترها به روش بیزی با استفاده از کتابخانه آپچونا بهره گرفتیم و به صورت نظام‌مند، مؤلفه‌های کلیدی معماری و آموزش مدل خودرمزنگار واریانسی را تنظیم کردیم. هدف از این فرایند، کاهش خطای بازسازی مدل بر روی داده‌های اعتبارسنجی بود تا دقت تشخیص ناهنجاری‌ها افزایش یابد. ابرپارامترهایی که بهینه‌سازی شدند، شامل موارد زیر بودند:

**تعداد لایه‌های مدل:** تعداد لایه‌ها بین ۱ تا ۸ تغییر داده شد تا عمق بهینه‌ای به دست آید که بین پیچیدگی مدل و کارایی محاسباتی تعادل برقرار کند.

**ابعاد لایه‌های پنهان:** تعداد نوروهای مختلف شامل ۱۶، ۳۲، ۶۴، ۱۲۸، ۲۵۶ و ۵۱۲ بررسی شد تا ظرفیت مناسبی برای مدل‌سازی روابط پیچیده زمین‌شیمیایی شناسایی شود.

**ابعاد فضای نهفته:** اندازه‌های مختلفی از نوروها در **لایه تنگنا** شامل ۸، ۱۶، ۳۲ و ۶۴ مورد ارزیابی قرار گرفت تا ظرفیت بهینه برای نمایش ویژگی‌های اساسی داده‌ها تعیین شود.

**توابع فعال‌ساز:** عملکرد توابع فعال‌ساز مختلف بررسی شد. برای لایه خروجی، بین توابع خطی، تانژانت هایپربولیک و سیگموئید انتخاب صورت گرفت؛ در حالی که برای لایه‌های پنهان، تابع  $\tanh$  به صورت ثابت استفاده شد؛ زیرا که در مدل‌سازی روابط غیرخطی عملکرد مناسبی دارد.

## اندازه بچ: مقادیر مختلفی شامل ۱۶، ۳۲ و ۶۴ آزمایش شدند تا

اندازه‌ای بهینه برای آموزش مؤثر و تعمیم‌پذیری مناسب مدل تعیین شود.

فرایند بهینه‌سازی با استفاده از بهینه‌ساز آدام و نرخ یادگیری اولیه ۰/۰۱ انجام شد. برای پایدارسازی فرایند آموزش، از **برش گرادیان** با مقدار clipnorm برابر ۱/۰ بهره گرفته شد. همچنین، برای افزایش کارایی آموزش، از تنظیم پویای نرخ یادگیری استفاده شد. برای جلوگیری از **بیش‌برازش**، از روش توقف زود هنگام استفاده شد که در آن، مقدار خطای آموزش پایش می‌شد و در صورت عدم بهبود طی ۵ دوره متوالی، فرایند آموزش متوقف می‌شد. تابع هدف در فرایند بهینه‌سازی، مجموع کل خطای مدل خودرمزنگار واریانسی بود که شامل دو مؤلفه اصلی است:

**خطای بازسازی:** به صورت میانگین مربع خطا بین داده‌های اولیه و داده‌های بازسازی شده محاسبه می‌شود.

**مقدار واگرایی کولبک-لیبلر:** که نشان‌دهنده فاصله بین توزیع نهفته مدل و توزیع نرمال استاندارد است. این تابع هدف روی یک مجموعه داده اعتبارسنجی مستقل ارزیابی شد. در نهایت، ترکیب بهینه ابرپارامترها بر اساس کمینه‌شدن مقدار کل خطای اعتبارسنجی یا تابع هدف انتخاب شد. نتایج مربوط به انتخاب بهترین هاپرپارامترها در **جدول ۵** آمده است. این نتیجه حاصل ۹۵۰ بار اجرای فرایند بهینه‌سازی و آزمون ترکیب‌های مختلف مؤلفه‌ها بود که نشان‌دهنده دقت و جامعیت رویکرد آزمایشی اتخاذ شده در این پژوهش است. بهینه‌سازی بیزی با کاوش هدفمند فضای مؤلفه‌ها به افزایش دقت جداسازی در هر ۴ مدل منجر شد. این روش در مقایسه با تنظیم دستی یا جست‌وجو تصادفی، روش کارآمدتری بوده است؛ اگرچه زمان محاسباتی بیشتری صرف شد.

## نتایج و بحث

پس از انتخاب بهینه هاپرپارامترهای مرتبط به هر مدل، با توجه به راهبرد بیان‌شده، نوبت به اجرا، بررسی و مقایسه عملکرد هر مدل رسید. برای بررسی و مقایسه عملکرد مدل‌های به کار برده شده در

این پژوهش از موقعیت نقاط کانی‌زایی شناخته‌شده در منطقه استفاده شد که تعداد ۳۹ کانی‌زایی شناخته‌شده در منطقه حضور داشت و موقعیت آنها در **شکل ۱-B** نشان‌داده شده است. با

استفاده از این نقاط عملکرد مدل‌های مورد استفاده مورد مقایسه قرار گرفت که در ادامه به آن می‌پردازیم.

**جدول ۵.** مقادیر انتخاب‌شده برای خودرمنگار واریانسی بر اساس جست‌وجوی بایزین بر روی داده‌های پاریز و چهارگنبد

**Table 5.** The selected values for the VAE model parameters are based on Bayesian search on Pariz and Chargonbad

| Parameter                             | Value  |
|---------------------------------------|--------|
| n_layers                              | 1      |
| hidden_dim                            | 1024   |
| Latent or dimension of the bottleneck | 128    |
| hidden_activation                     | Tanh   |
| Output activation                     | Linear |

### جنگل ایزوله

پس از به دست آوردن هاپیرپارامترهای بهینه برای مدل جنگل ایزوله، این مدل با استفاده از کتابخانه **سایکیت‌لرن** اجرا شد و سپس از مقدار امتیاز به دست آمده برای هر نمونه، برای انجام جداسازی آنومالی از زمینه چند دسته‌ای به سه طبقه تقسیم شد که این مدل ۲۱ درصد از منطقه مورد بررسی را به عنوان منطقه با امکان کانی‌زایی بالا و یا منطقه آنومال انتخاب کرد و تنها ۱۰ نقطه کانی‌زایی شناخته‌شده در این منطقه از ۳۹ نقطه در طبقه‌بندی آنومال و یا طبقه سوم قرار گرفت. چنان که در قسمت‌های قبلی بیان‌شد، هرچه مقدار تابع تصمیم‌گیری برای یک نمونه بالاتر باشد؛ یعنی آن نمونه نرمال‌تر است و هرچه کمتر باشد، به معنی آن است که نمونه آنومال‌تر است. در **شکل ۷** نقشه خروجی حاصل از روش جنگل ایزوله به همراه نقاط کانی‌زایی نشان‌داده شده است.

### دی‌بی اسکن

پس از به دست آوردن پارامترهای بهینه دی‌بی اسکن (eps، min\_samples) از طریق بهینه‌سازی بیزی، به انجام تشخیص آنومالی چند دسته‌ای بر روی داده‌های زمین‌شیمیایی پرداختیم. از آنجایی که دی‌بی اسکن به طور اساسی فقط خروجی باینری

(زمینه در مقابل آنومال) ارائه می‌دهد، یک رویکرد نوین امتیازدهی پیوسته بر اساس روابط مکانی معرفی کردیم که امکان طبقه‌بندی دقیق‌تر آنومالی‌ها را فراهم می‌کند. برای هر نمونه داده، یک امتیاز ناهنجاری پیوسته را با ترکیب دو عامل تعریف کردیم:

**شاخص آنومال باینری:** مقدار ۱۰۰ برای نمونه‌های آنومال تشخیص‌داده شده توسط دی‌بی اسکن (نقاط نویز، برچسب‌خورده به عنوان ۱-)، یا در غیر این صورت صفر که می‌توان برای بیشترکردن تأثیر نمونه‌های آنومال مقدار ۱۰۰ را افزایش داد.

**شاخص مبتنی بر فاصله:** محاسبه شده به عنوان فاصله اقلیدسی از هر نقطه به k-امین همسایه نزدیک آن. برای نقاط برچسب‌خورده به عنوان غیر-هسته (پرت)، همچنین فاصله اقلیدسی تا نزدیک‌ترین نقطه هسته را اضافه کردیم، بنابراین به مقدار امتیاز نقاط آنومال به شدت اضافه‌شده و آنها را به وضوح از نقاط خوشه‌بندی شده متمایز می‌کنیم. این دو معیار با استفاده از مؤلفه وزن‌دهی  $\beta$  بر اساس رابطه زیر ترکیب شدند. رابطه ۱۶ نشان‌دهنده رابطه این امتیاز ترکیبی است. بعد از به دست آوردن مقادیر امتیاز هر نمونه که مقادیر بزرگ‌تر این امتیاز ترکیبی نشان‌دهنده نمونه آنومال است، مقادیر امتیازها برای انجام جداسازی آنومالی از زمینه چند طبقه‌ای به سه دسته تقسیم‌بندی شدند. نتایج مربوطه به این روش در **شکل**

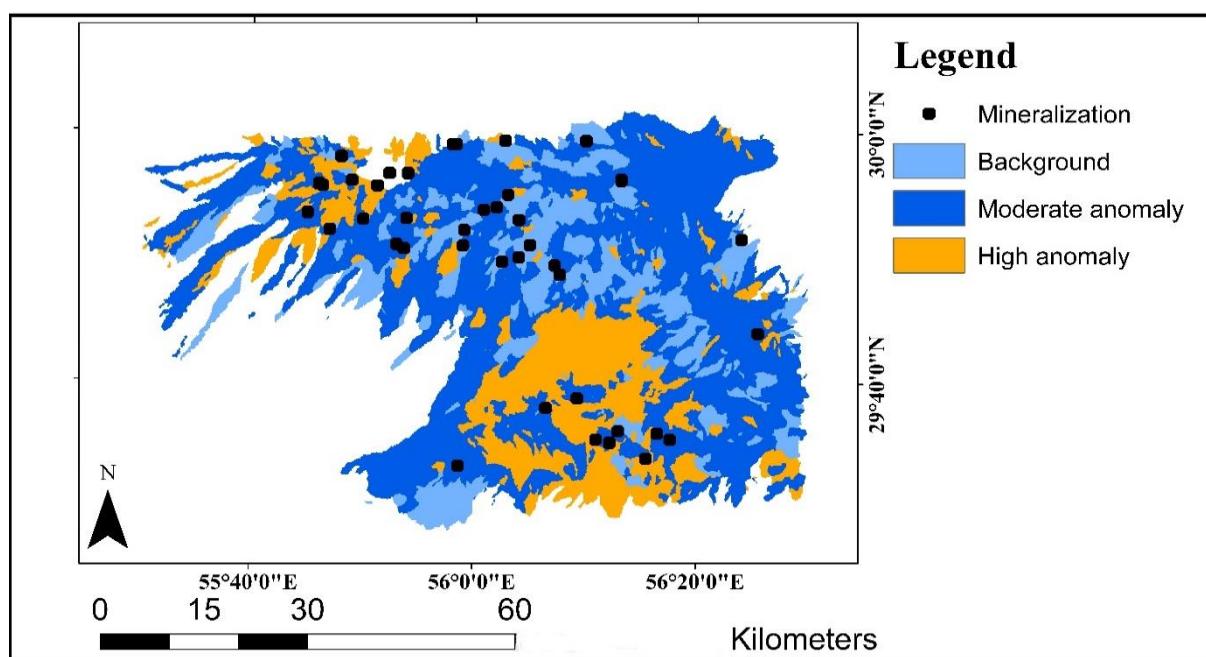
رابطه ۱۶:

$$\text{Combined Score (point } i) = \beta \cdot (\text{DBSCAN Outlier Indicator } i) + (1 - \beta) \cdot (\text{Adjusted Distance Score } i)$$

۸ نشان‌داده شده است. ۴۷ درصد از منطقه مورد بررسی در این

مدل به دسته آنومالی بالا اختصاص داده شد و تعداد ۲۴ کانی‌زایی

شناخته‌شده از ۳۹ کانی‌زایی در این دسته قرار گرفته‌اند.



شکل ۷. نقشه خروجی حاصل از مدل جنگل ایزوله در منطقه پاریز و چهارگنبد با هاپیرپارامترهای بهینه‌شده به همراه نقاط کانی‌زایی که در این نقشه ۲۱ درصد از منطقه مورد بررسی به طبقه آنومالی بالا تعلق گرفته است و تنها ۱۰ نقطه کانی‌زایی در طبقه آنومالی بالا قرار گرفته و بقیه ۲۹ نقطه کانی‌زایی در دسته‌های دیگر قرار گرفته‌اند.

**Fig. 7.** The output map resulting from the Isolation Forest model in Pariz and Chargonbad area with optimized hyperparameters, along with mineralization points, shows that 21% of the study area falls into the high anomaly class. However, only 10 mineralization points are located in the high anomaly class, while the remaining 29 points fall into other classes.

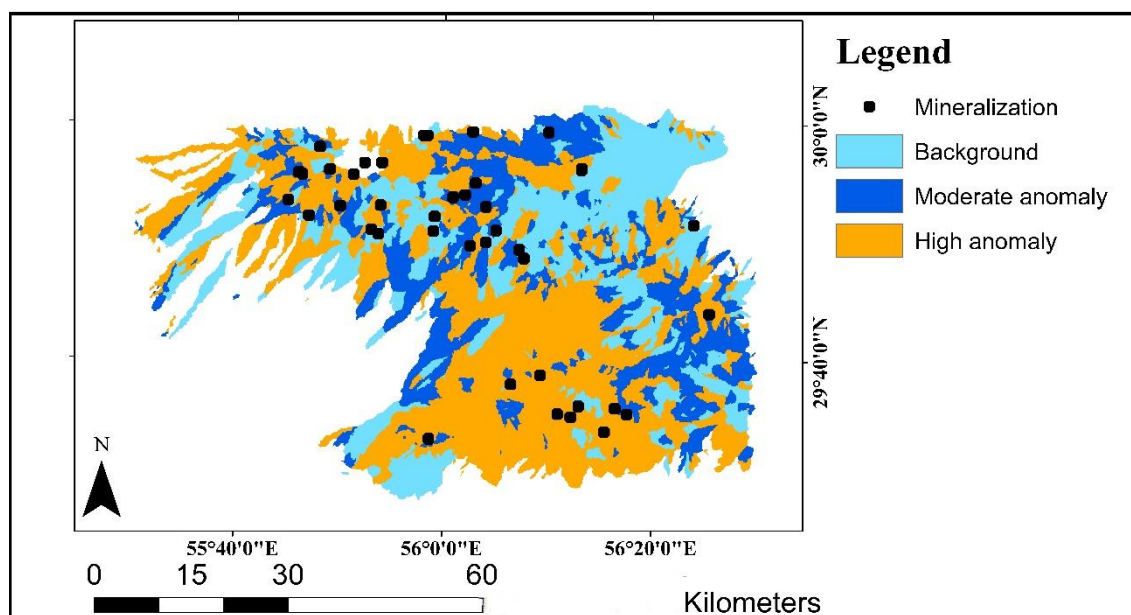
### خودرمن‌نگار

پیاده‌سازی ساختار انتخاب‌شده و تقسیم‌بندی داده‌ها به دو نوع آموزشی و ارزیابی، مدل با تعداد اپیاک مناسب برای جلوگیری از بیش‌برازش آموزش داده شد و خطای ساخت برای هر نمونه به دست آمد. هرچه مقدار این خطا بالاتر باشد، نشان‌دهنده این است که نمونه آنومال‌تر است. سپس خطای به دست آمده برای هر نمونه به سه دسته تقسیم شد و نقشه جداسازی آنومالی از زمینه چند دسته‌ای به دست آمد. شکل ساختار خودرمن‌نگار استفاده شده در

بعد از به دست آوردن ساختار بهینه خودرمن‌نگار در قسمت قبلی که تعداد لایه‌های آن ۲، تعداد نورون‌ها به ترتیب ۶۴ و ۳۲ و تعداد نورون‌های فضای پنهان ۱۶ انتخاب شد و همچنین توابع فعال‌ساز داخلی برابر elu و تابع فعال‌ساز لایه آخر نیز tanh انتخاب شد، برای جلوگیری از بیش‌برازش مدل بعد از هر تابع فعال‌ساز داخلی از لایه حذف تصادفی با نرخ ۲۰ درصد استفاده شد. پس از

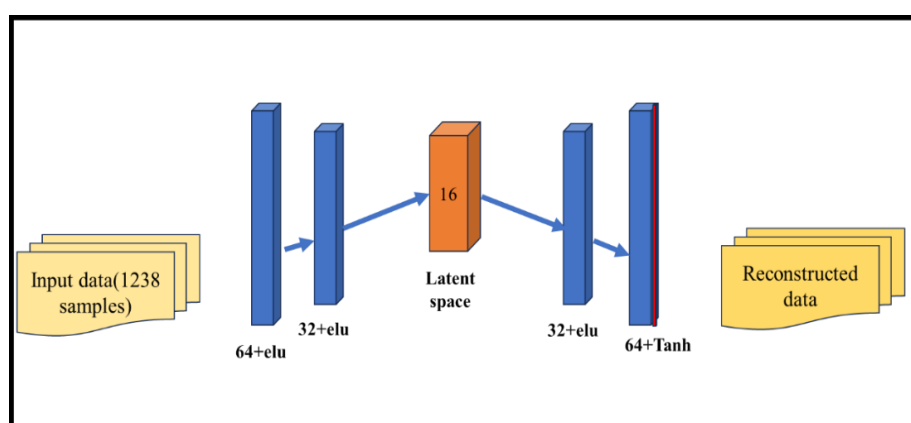
بررسی به عنوان محدوده آنومالی بالا انتخاب شد و تعداد ۲۴ نقطه کانی‌زایی از ۳۹ نقطه کانی‌زایی نیز در این منطقه قرار گرفته‌اند.

شکل ۹ نشان‌داده شده و همچنین خروجی این مدل نیز در شکل ۱۰ نشان‌داده شده است. در این مدل ۳۶ درصد از منطقه مورد



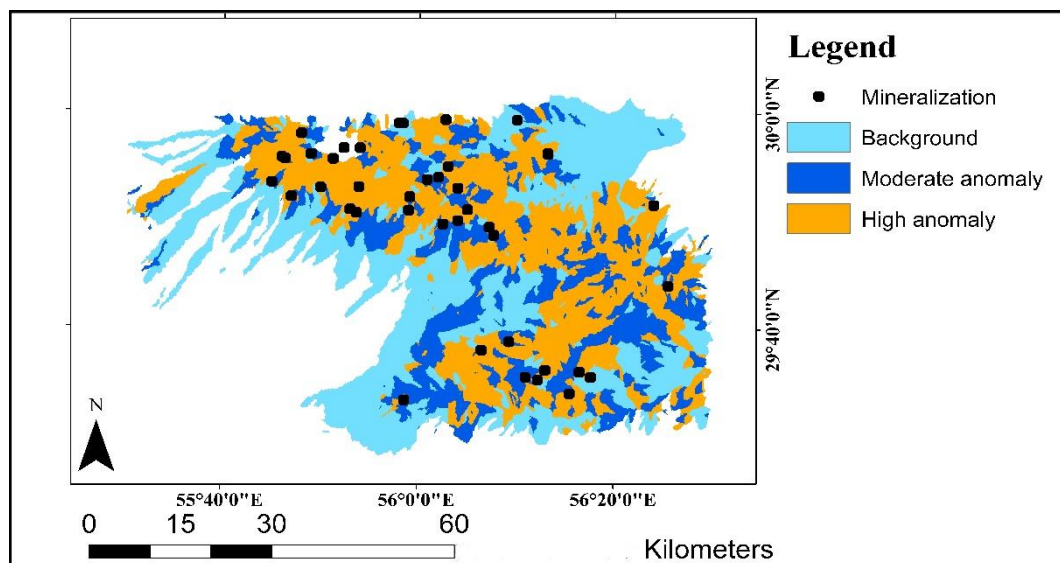
شکل ۸. نقشه خروجی حاصل از مدل دی‌بی‌اس‌کن در منطقه پاریز و چهارگنبد با هایپیرامترهای بهینه‌شده به همراه نقاط کانی‌زایی که در این نقشه ۴۷ درصد از منطقه مورد بررسی به دسته آنومالی بالا تعلق گرفته و ۲۴ نقطه کانی‌زایی در دسته آنومالی بالا قرار گرفته و بقیه ۱۵ نقطه کانی‌زایی در دسته‌های دیگر قرار گرفته‌اند.

**Fig. 8.** The output map resulting from the DBSCAN model in Pariz and Chargonbad with optimized hyperparameters, along with mineralization points, shows that 47% of the study area falls into the high anomaly class. In this class, 24 mineralization points are located, while the remaining 15 points fall into other classes.



شکل ۹. تصویر ساختار شبکه خودرزنکار استفاده شده در جداسازی آنومالی از زمینه چند دسته‌ای در منطقه پاریز و چهارگنبد

**Fig. 9.** The image of the autoencoder network structure used in this study for anomaly-background separation in a multi-class setting in Pariz and Chargonbad



**شکل ۱۰.** نقشه خروجی حاصل از مدل خودرمن‌نگار در منطقه پاریز و چهارگنبد با هایپرپارامترهای بهینه‌شده به همراه نقاط کانی‌زایی که در این نقشه ۳۶ درصد از منطقه مورد بررسی به دسته آنومالی بالا تعلق گرفته و ۲۴ نقطه کانی‌زایی در دسته آنومالی بالا قرار گرفته و بقیه ۱۵ نقطه کانی‌زایی در دسته‌های دیگر قرار گرفته‌اند.

**Fig. 10.** The output map resulting from the Autoencoder model in Pariz and Chargonbad area with optimized hyperparameters, along with mineralization points, shows that 36% of the study area falls into the high anomaly class. In this class, 24 mineralization points are located, while the remaining 15 points fall into other classes.

### خودرمن‌نگار واریانسی

خودرمن‌نگار واریانسی با هایپرپارامترهای به دست آمده از نتایج جست‌وجوی بیزی پس از تقسیم داده‌ها به دو دسته آموزشی و ارزیابی، مورد آموزش قرار گرفت و پس از کنترل کردن مدل برای بیش‌برازش مدل ساخته‌شده بر روی تمامی نمونه‌ها آزمایش شد و امتیاز بازسازی یا خطای بازسازی برای تمام نمونه‌ها به دست آمد. همانند خودرمن‌نگار هرچه خطای بازسازی بیشتر باشد به معنی این است که نمونه آنومال‌تر است؛ پس این خطای به دست آمده برای انجام جداسازی آنومالی از زمینه چند دسته‌ای به سه دسته تقسیم‌بندی شد که هر دسته به ترتیب نمایش دهنده زمینه، آنومالی با احتمال متوسط و آنومالی با احتمال بالاست. نقشه حاصل از این دسته‌بندی در **شکل ۱۱** نشان داده شده است که ۴۲ درصد از منطقه مورد بررسی در این مدل به دسته آنومالی با احتمال بالا اختصاص داده شده است و تعداد ۲۴ نقطه از نقاط کانی‌زایی که

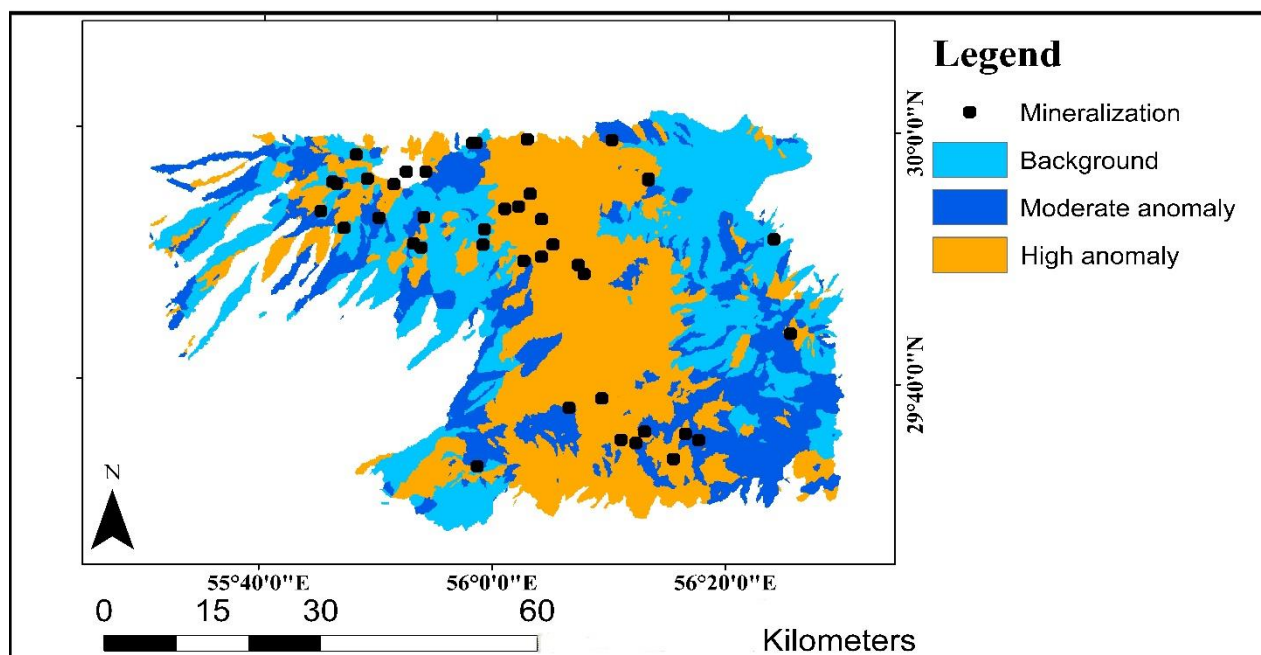
نقاط آنومال هستند، در این دسته قرار گرفته‌اند. در **شکل ۱۲**،

آرایش شبکه یا مدل خودرمن‌نگار واریانسی به کاربرد شده در این پژوهش نشان داده شده است.

### همبستگی نتایج با نقاط کانی‌زایی شناخته‌شده

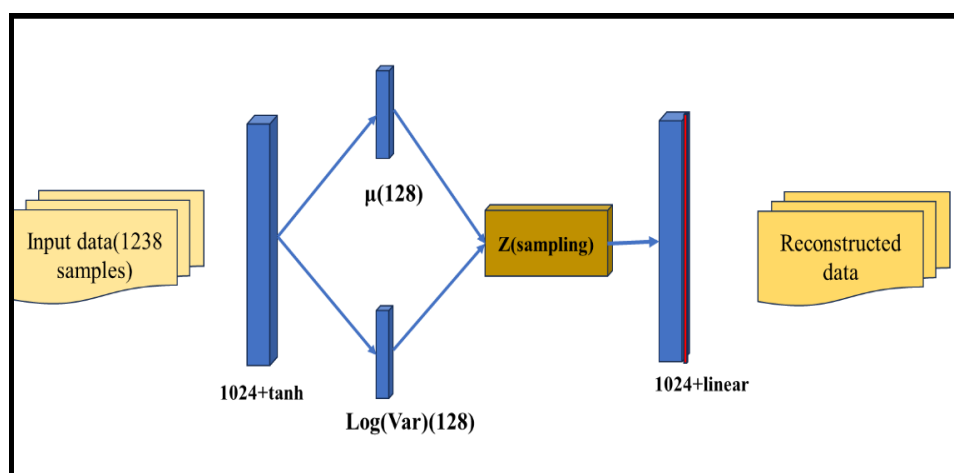
برای سنجش همبستگی فضایی خروجی مدل‌ها با شواهد کانی‌زایی شناخته‌شده، ابتدا امتیاز آنومالی هر نمونه بر اساس حوضه آبریز متصل به نمونه (SCB) منتشر شد و سپس نقشه‌ها به نقشه‌های چند دسته‌ای تبدیل شدند. در ادامه، این نقشه‌های چند دسته‌ای با ۳۹ رخداد کانی‌زایی موجود در محدوده بررسی هم‌پوشانی داده شد. ارزیابی با دو شاخص انجام شد: ۱- **نرخ اصابت** به معنای تعداد رخدادهایی که در طبقه آنومالی بالا قرار می‌گیرند و ۲- **سهم سطحی** همان طبقه یا دسته‌ای است که نشان‌دهنده گستره فضایی آنومالی و مبنایی برای داوری درباره توازن دقت و پوشش است.





شکل ۱۱. نقشه خروجی حاصل از مدل خودرمنگار واریانسی در منطقه پاریز و چهارگنبد با هایپر پارامترهای بهینه‌شده به همراه نقاط کانی‌زایی که در این نقشه ۴۲ درصد از منطقه مورد بررسی به دسته آنومالی بالا تعلق گرفته و ۲۴ نقطه کانی‌زایی در دسته آنومالی بالا قرار گرفته و بقیه ۱۵ نقطه کانی‌زایی در دسته‌های دیگر قرار گرفته‌اند.

**Fig. 11.** The output map resulting from the VAE model in Pariz and Chargonbad with optimized hyperparameters, along with mineralization points, shows that 42% of the study area falls into the high anomaly class. In this class, 24 mineralization points are located, while the remaining 15 points fall into other classes.



شکل ۱۲. تصویر ساختار شبکه خودرمنگار واریانسی استفاده شده در منطقه پاریز و چهارگنبد در جداسازی آنومالی از زمینه چند دسته‌ای در این پژوهش

**Fig. 12.** The image of the VAE network structure used in Pariz and Chargonbad area in this study for anomaly-background separation in a multi-class setting



نتایج **جدول ۵** نشان می‌دهد همه روش‌ها، هم‌مکانی معناداری با رخدادها دارند؛ اما توازن دقت و پوشش در آنها متفاوت است. در مدل خودرمن‌نگار (AE) تعداد ۲۴ رخداد از ۳۹ رخداد در طبقه آنومالی بالا قرار گرفته و سهم سطحی این دسته ۳۶ درصد است؛ بنابراین AE متعادل‌ترین تراز میان دقت و پوشش را ارائه می‌کند و پهنه‌های پیوسته‌ای را هم‌مکان با واحدهای آتشفشانی-نفوذی و زون‌های دگرسانی آشکار می‌سازد. روش دی‌بی اسکن نیز ۲۴ رخداد از ۳۹ رخداد را پوشش می‌دهد؛ اما با سهم سطحی ۴۷ درصد، پوشش گسترده‌تر باعث افزایش **بازخوانی** می‌شود. امکان نمایش گسترده‌تر از حد بهینه در برخی پهنه‌ها وجود دارد؛ پس در دی‌بی اسکن، پوشش وسیع‌تر معمولاً به افزایش نرخ پوشش رخدادها منجر می‌شود. در این داده، هر دو روش AE و دی‌بی اسکن، ۲۴ رخداد را پوشش می‌دهند؛ اما دی‌بی اسکن این پوشش برابر را با مساحت بیشتری (۴۷ درصد در برابر ۳۶ درصد) حاصل کرده است. بنابراین دقت مکانی آن نسبت به AE پایین‌تر است. در VAE نیز ۲۴ رخداد از ۳۹ رخداد با سهم سطحی ۴۲ درصد ثبت شده است که از نظر الگوی فضایی و توازن دقت-پوشش بین AE و دی‌بی اسکن قرار می‌گیرد. در جنگل ایزوله (IF)، ۱۰ رخداد از ۳۹ رخداد با سهم سطحی ۲۱ درصد دیده می‌شود. این روش نقشه‌هایی فشرده‌تر و محافظه‌کارانه‌تر تولید می‌کند و هاله‌های ضعیف‌تر کمتر در نظر گرفته می‌شوند. نقشه‌های طبقه‌بندی شده آنومالی که در سطح حوضه‌های آبریز (SCB) منتشر شدند، با رخدادهای پورفیری شناخته شده در کمربند ارومیه-دختر در منطقه مورد بررسی هم‌مکان هستند. در این مجموعه، خودرمن‌نگار (AE) کمربندهای پیوسته‌ای را آشکار می‌کند که با مراکز نفوذی میوسن و زون‌های دگرسانی فلدسپات کائولینیت-کلریتی همراستاست (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). همراستایی نقشه‌های آنومالی حاصل با مراکز نفوذی میوسن و زون‌های دگرسانی پورفیری یک یافته فقط توصیفی نیست؛ بلکه نشان‌دهنده اعتبار زمین‌شناختی نتایج مدل است. این هم‌پوشانی به این معنی است که الگوریتم‌های ما به طور دقیق همان نواحی را

برجسته کرده‌اند که زمین‌شناسان نیز به واسطه شواهد زمین‌شیمیایی و کانی‌سازی انتظار دارند، غنی باشند. از دید کاربردی، چنین تطابقی بسیار حائز اهمیت است. هرچا آنومالی‌های مدل با واحدهای زمین‌شناسی مساعد (مثلاً توده‌های نفوذی یا مناطق دگرسان‌شده) انطباق دارند، احتمالاً یک سامانه کانی‌سازی واقعی را منعکس می‌کنند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که نواحی آنومالی مشابه در امتداد همان کمربند پورفیری - حتی اگر تاکنون ذخیره‌ای در آنها کشف نشده باشد - اهداف مناسبی برای پی‌جویی‌های اکتشافی آینده خواهند بود. به بیان ساده‌تر، مدل ما نه تنها گذشته را تأیید می‌کند؛ بلکه راهنمایی برای آینده نیز به دست می‌دهد و این افزایش کارایی و دقت در هدف‌گذاری اکتشافی را ممکن می‌سازد. بر اساس **جدول ۵**، نقشه AE با بازیابی ۲۴ رخداد از ۳۹ رخداد؛ در حالی که ۳۶ درصد از مساحت را به دسته آنومالی بالا تخصیص می‌دهد، توازن دقت-پوشش مطلوب‌تری نسبت به سایر مدل‌ها نشان می‌دهد. از این رو، تلفیق این نقشه با شواهد زمین‌شناسی (نفوذی‌ها، زون‌های دگرسانی) می‌تواند سودمندی اکتشافی را به صورت مستقیم افزایش دهد. به طور کلی، نقشه حاصل از AE همخوانی بیشتری با مراکز پورفیری محتمل و زون‌های دگرسانی پتاسیک، فلیک و پروپیلیتیک نشان می‌دهد. چهار روش به کار گرفته شده در این پژوهش، هر یک بر مبنای اصول آماری متفاوتی عمل می‌کنند و در نتیجه به جنبه‌های مختلفی از الگوهای زمین‌شیمیایی حساس هستند. جنگل ایزوله (IF) با رویکرد درختی خود تمایل دارد فقط قوی‌ترین ناهنجاری‌ها را (که به سادگی از بقیه نمونه‌ها جدا می‌شوند) آشکار کند. بنابراین نقاطی با غلظت بسیار بالای یک یا چند عنصر (مثل Cu) را به عنوان آنومالی برمی‌گزیند و بخش‌هایی از هاله‌های وسیع‌تر و ضعیف‌تر را ممکن است نادیده بگیرد. بر عکس، خودرمن‌نگار عمیق (AE) به دلیل توانایی در یادگیری هم‌زمان روابط غیرخطی چندین عنصر، قادر است هاله‌های پراکنده و چندعنصری را نیز مدل‌سازی و شناسایی کند. برای مثال، اگر مجموعه‌ای از عناصر ردیاب به میزان کمی بالاتر از زمینه در محدوده‌ای گسترده

افزایش‌یابند (الگوی که معمولاً پیرامون کانسارهای پنهان مشاهده می‌شود)، AE این الگوی پنهان را از طریق خطای بازسازی بالا تشخیص خواهد داد؛ در حالی که IF ممکن است به دلیل توزیع نسبتاً پیوسته این داده‌ها، آنها را از زمینه تفکیک نکند. الگوریتم دی‌بی اسکن نیز به طور ذاتی به ساختار فضایی داده‌ها حساس است. در یک پس‌زمینه ناهمگن (متشکل از چند توزیع مختلف)، دی‌بی اسکن احتمال دارد برخی نقاط متعلق به یک جمعیت پس‌زمینه را به عنوان نویز جدا کند و در نتیجه محدوده دسته آنومالی را بیش از حد گسترش دهد. این همان دلیلی است که در نقشه ما، دسته آنومالی دی‌بی اسکن وسیع‌تر از AE شد (۴۷ درصد در برابر ۳۶ درصد مساحت). در مجموع، این تفاوت‌ها نشان می‌دهد AE به خوبی توانسته است هاله‌های ضعیف ناشی از پراکندگی زمین‌شیمیایی را تشخیص دهد؛ در حالی که IF بیشتر مناسب یافتن مناطق کانونی با آنومالی قوی (هسته‌های پرعیار) است و دی‌بی اسکن برای داده‌های با توزیع‌های چندگانه کمتر دقیق عمل می‌کند. این تحلیل علی کاملاً با ماهیت داده‌های ما - شامل هاله‌های پهن و مناطق کانونی - سازگار است و بر درستی انتخاب AE به عنوان مدل برتر صحنه می‌گذارد.

### نتیجه‌گیری

روش‌های یادگیری عمیق، به ویژه در سال‌های اخیر، به شکل گسترده‌ای در حوزه‌های مختلف صنعتی و علمی مورد استفاده قرار گرفته‌اند و کاربردهای آنها در زمینه اکتشاف مواد معدنی نیز رو به افزایش است. در اکتشافات معدنی، روش‌های زمین‌شیمیایی و ژئوفیزیکی با استفاده از فناوری‌های نوین مانند یادگیری عمیق و شبکه‌های عصبی، امکان تحلیل داده‌های پیچیده را به شکل موثرتری فراهم می‌آورند. با پیشرفت‌هایی که در فناوری‌های مربوط به جمع‌آوری و پردازش داده‌ها ایجاد شده است، از جمله استفاده از پهپادها و ماهواره‌ها برای جمع‌آوری گسترده و پردازش سریع اطلاعات پیچیده توسط الگوریتم‌های یادگیری عمیق، دقت و کارایی در شناسایی آنومالی‌ها افزایش چشمگیری داشته است.

در این پژوهش، ما برای هر کدام از مدل‌های جنگل ایزوله، دی‌بی اسکن، خودرمن‌نگار و خودرمن‌نگار واریانس‌ی یک فرایند مؤثر برای پیدا کردن مقادیر هاپرپارامترهای هر مدل معرفی کردیم و سپس نتایج به دست آمده برای مدل‌ها را با استفاده از نقاط کانی‌زایی شناخته‌شده در منطقه مورد بررسی مورد مقایسه قرار دادیم. چنان‌که در **شکل ۳** مشخص است، مجموعه داده انتخابی یک مجموعه داده پیچیده متشکل از دو محدوده زمین‌شناسی یکصد هزار است که همان‌طور که در **شکل ۳** نیز مشخص است، در این مجموعه داده رابطه‌های اکتشافی و زمین‌شیمیایی به خوبی مشخص نبوده و عناصر خاص ضریب همبستگی کمی را از خود نشان می‌دهند. در این فرایند از روش جست‌وجوی بایزی بهره بردیم که امکان بهینه‌سازی مؤلفه‌های مختلف و اجرای تعداد زیادی مدل با تنظیمات متفاوت را فراهم کرد. این فرایندها به ما کمک کرد تا بهترین مدل‌های ممکن را انتخاب کرده و به مقایسه عملکرد آنها بپردازیم.

به طور کلی ۳۹ نقطه کانی‌زایی شناخته‌شده در منطقه مورد بررسی قرار داشت که طبق **جدول ۵**، مدلی که بیشترین تعداد نقاط کانی‌زایی را در دسته آنومالی بالا تشخیص داده و کمترین درصد پوشش این دسته را در بین مدل‌های دیگر داشته، به عنوان مدل بهینه انتخاب شده است. مدل خودرمن‌نگار با تعداد ۲۴ نقطه کانی‌زایی و درصد پوشش دسته آنومالی بالای ۳۶ درصد به عنوان مدلی که بهترین عملکرد را داشت، انتخاب شد و بعد از آن مدل خودرمن‌نگار واریانس‌ی با ۴۲ درصد پوشش و تعداد ۲۴ نقطه کانی‌زایی به عنوان مدل دوم انتخاب شد. جنگل ایزوله به سبب ساختار درختی و تأکید بر طول مسیر، هسته‌های با سیگنال قوی را بازبایی می‌کند؛ اما بخش‌هایی از هاله‌های ضعیف می‌تواند از دست برود. دی‌بی اسکن در زمینه‌های ناهمگن، با وجود توانایی تفکیک خوشه-نویز، مستعد بارز کردن دسته‌ها با مساحت بالاست. AE/VAE به دلیل یادگیری روابط غیرخطی چندعنصری، هاله‌ها را بهتر مدل می‌کند.

به طور کلی، این نتایج نشان‌دهنده پتانسیل بالای روش‌های یادگیری عمیق در رفع محدودیت‌های روش‌های سنتی و افزایش دقت در شناسایی آنومالی‌های زمین‌شیمیایی است. این پیشرفت‌ها، همراه با بهبود در فن آوری‌های جمع‌آوری داده‌ها و پردازش اطلاعات، نشان می‌دهد که آینده اکتشافات معدنی در گرو استفاده از چنین روش‌های نوین و قدرتمندی است.

برای طراحی پیمایش میدانی، گام‌های زیر توصیه می‌شود: اولویت اولیه: حوضه‌هایی که در نقشه AE (شکل ۱۰) در دسته آنومالی بالا قرار دارند، بررسی شوند. این نقشه با ۳۹/۲۴ رخداد در

۳۶ درصد مساحت (جدول ۶) بهترین نقطه شروع را فراهم می‌کند. اولویت دوم: برای گسترش دامنه اهداف به پیرامون هسته‌ها، از دی‌بی اسکن (شکل ۸) و VAE (شکل ۱۱) به عنوان لایه‌های پشتیبان استفاده شود (به ترتیب ۴۷ و ۴۲ درصد پوشش با ۳۹/۲۴ رخداد).

هسته‌های پرعیار: نقشه IF (شکل ۷) به دلیل تمرکز بر سیگنال‌های قوی برای نشان‌دار کردن هسته‌های پرعیار مناسب است (۳۹/۱۰ رخداد در ۲۱ درصد مساحت).

**جدول ۶.** درصد مناطق تحت پوشش از دسته آنومالی بالا و تعداد نقاط کانی‌زایی شناخته شده در این دسته در منطقه پاریز و چهارگنبد

**Table 6.** Percentage of areas covered by the high anomaly class and the number of known mineralized points in this class in Pariz and Chargonbad area

| Model                   | Percentage of areas covered by high anomaly class | Number of known mineralized points in the high anomaly class |
|-------------------------|---------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|
| Isolation forest        | 21%                                               | 10                                                           |
| DBscan                  | 47%                                               | 24                                                           |
| Autoencoder             | 36%                                               | 24                                                           |
| Variational Autoencoder | 42%                                               | 24                                                           |

به طور کلی، یافته‌های کلیدی زمین‌شناسی و زمین‌شیمی را از رفتار مدل‌ها می‌توان به صورت زیر تقسیم‌بندی کرد:

- هاله‌های زمین‌شیمیایی چندعنصری به خوبی توسط مدل‌های یادگیری عمیق شناسایی شدند. در این بررسی، مشخص شد که آنومالی‌های گسترده مرتبط با کانی‌سازی پورفیری (که با افزایش هم‌زمان عناصر متعددی نظیر Cu، Mo، Pb در پیرامون توده‌های نفوذی همراه هستند) توسط خودرمنزنگار عمیق (AE) و مدل واریانسی (VAE) به صورت یک دسته آنومالی پیوسته نمایان می‌شوند. این نشان می‌دهد روش‌های یادگیری عمیق قادر به تشخیص سیگنال‌های مرکب حاصل از فرایندهای زمین‌شیمیایی

پیچیده (مانند دگرسانی‌های وسیع گرمابی) هستند؛ سیگنال‌هایی که در رویکردهای سنتی آستانه‌ای ممکن بود پنهان بمانند. - الگوی فضایی آنومالی‌ها منعکس‌کننده کنترل‌های زمین‌شناختی منطقه است. آنومالی‌های به دست آمده اغلب همراستا با ساختارهای زمین‌شناسی شناخته شده و واحدهای سنگی میزبان کانی‌سازی‌اند. برای مثال، نقشه‌های ما نشان‌داد که بالاترین تراکم آنومالی‌ها در مجاورت توده‌های نفوذی ائوسن-الیگوسن و در امتداد امتداد گسل‌های NE-SW منطقه دیده می‌شود. این تطابق به این معناست که مدل، اثر پراکندگی ثانویه کانی‌سازی را به درستی دنبال کرده و رد پای ساختاری-زمین‌شناختی کانه‌زایی را

گرفته است. در نتیجه آنومالی‌های شناسایی‌شده معنای زمین‌شناختی مشخصی دارند و فقط تصادفی نیستند.

- تفاوت نقشه‌های آنومالی مدل‌های مختلف، بیانگر مقیاس‌های مختلف پراکندگی زمین‌شیمیایی است. جنگل ایزوله یک سری آنومالی‌های نقطه‌ای کوچک و پراکنده ارائه‌داد که بیانگر زون‌های کانونی و بسیار پربار (احتمالاً نزدیک به مرکز کانسار یا رخنمون‌های سطحی) است. در مقابل، خودرمنزنگار عمیق و دی‌بی اسکن نواحی بسیار وسیع‌تری را به عنوان آنومالی مشخص کردند که نشان‌دهنده هاله‌های دورتری است که توسط فرایندهای رسوبی و آبراهه‌ای جابه‌جا شده‌اند. این به این معناست که در داده‌های منطقه ما هر دو نوع آنومالی حضور دارد: آنومالی‌های موضعی قوی و آنومالی‌های منطقه‌ای ضعیف‌تر. مدل AE توانست هر دوی این مقیاس‌ها را پوشش دهد (هاله‌های وسیع با حفظ تمرکز بر نواحی پربار درون آنها) و این یکی از دلایل عملکرد برتر آن از نظر توازن دقت و پوشش بود.

یافته‌های این پژوهش فقط به تکرار کشفیات پیشین محدود نمی‌شود؛ بلکه افق‌های تازه‌ای برای اکتشاف ترسیم می‌کند. نقشه‌های آنومالی ما تعدادی محدود را نمایان ساختند که با وجود نبود هرگونه رخداد معدنی شناخته‌شده در آنها، از دید مدل دارای پتانسیل بالایی برای کانی‌سازی هستند. به طور مشخص، چند حوضه آبریز در بخش‌هایی از منطقه که تاکنون اکتشاف

نظام‌مندی به خود ندیده‌اند، در نقشه AE به عنوان آنومالی‌های رده بالا ظاهر شده‌اند. این محدوده‌ها را می‌توان به عنوان اهداف اکتشافی جدید معرفی کرد تا در برنامه‌های آتی، بررسی‌های میدانی تفصیلی (نمونه‌برداری تکمیلی، نقشه‌برداری زمین‌شناسی و حتی حفاری اکتشافی) بر روی آنها صورت گیرد. مدل‌های ما بر روی داده‌های یک منطقه خاص (پاریز-چهارگنبد) آموزش و تنظیم شده‌اند. هر چند اقدامات اعتبارسنجی مکانی را انجام دادیم؛ اما هنوز ضمانتی نیست که به طور دقیق با همین کارایی در یک منطقه کاملاً جدید با زمین‌شناسی و توزیع‌های آماری متفاوت عمل کنند. برای مثال، اگر منطقه‌ای دارای آنومالی‌های بسیار موضعی‌تر یا برعکس آنومالی‌های بسیار پخش‌تر باشد، تنظیمات بهینه فعلی ممکن است نیاز به بازنگری داشته باشد. همچنین برخی فرضیه‌های مدل (مانند درصد کوچک آنومالی در داده) ممکن است در یک بررسی منطقه‌ای وسیع صدق نکند. بنابراین، نتیجه‌های ما باید در حوزه مورد بررسی فعلی تعبیر شوند و هنگام تعمیم به سایر کمرندها، احتمال نیاز به بازآموزی یا تنظیم مجدد مدل‌ها وجود دارد. این محدودیت را می‌توان با گردآوری داده‌های بیشتر از مناطق مختلف و ایجاد یک مدل کلی‌تر رفع کرد.

### تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. Optuna
2. Principal component analysis (PCA)
3. Support vector machine (SVM)
4. Contamination Factor
5. Grid search
6. Random search
7. contamination
8. Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise (DBSCAN)
9. Encoder
10. Decoder
11. Latent space
12. Mean Squared Error
13. Fe polymetallic
14. Bayesian optimization
15. Evolutionary Algorithms
16. number of estimators
17. contamination fraction
18. maximum samples
19. average decision function score
20. min\_samples
21. Average Adjusted Distance Score
22. Mean Reconstruction Error
23. Bottleneck Layer
24. Batch Size
25. Gradient Clipping
26. Overfitting
27. Kullback-Leibler Divergence - KL
28. scikit learn
29. DBSCAN Outlier Indicator
30. Adjusted Distance Score
31. Hit-rate
32. recall

## References

- Adankon, M.M., Dansereau, J. and Cheriet, F., 2012. Analysis of scoliosis trunk deformities using ica. 11th International Conference on Information Science, Signal Processing and Their Applications (ISSPA). <https://doi.org/10.1109/isspa.2012.6310543>
- Andriyani, F. and Puspitarani, Y., 2022. Performance comparison of k-means and dbscan algorithms for text clustering product reviews. *Sinkron*, 6(3): 944–949. <https://doi.org/10.33395/sinkron.v7i3.11569>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Bulut, O., Gorgun, G. and He, S., 2024. Unsupervised anomaly detection in sequential process data. *Zeitschrift Für Psychologie*, 232(2): 74–94. <https://doi.org/10.1027/2151-2604/a000558>
- Chen, L., Guan, Q., Feng, B., Yue, H., Wang, J. and Zhang, F., 2019a. A multi-convolutional autoencoder approach to multivariate geochemical anomaly recognition. *Minerals*, 9(5): 270. <https://doi.org/10.3390/min9050270>
- Chen, L., Guan, Q., Xiong, Y., Liang, J., Wang, Y. and Xu, Y., 2019b. A spatially constrained multi-autoencoder approach for multivariate geochemical anomaly recognition. *Computers & Geosciences*, 125: 43–54. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.01.016>
- Chen, J. and Okle, R.A.N., 2024. A study on the application of response surface methodology and bayesian optimization in parameter tuning of genetic algorithms. Fourth International Conference on Applied Mathematics, Modelling, and Intelligent Computing (CAMMIC 2024), Kaifeng, China. <https://doi.org/10.1117/12.3036921>
- Ester, M., Kriegel, H., Sander, J. and Xu, X., 1996. A Density-Based Algorithm for Discovering Clusters in Large Spatial Databases with Noise. 2nd International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining. Retrieved July 19, 2025 from <https://www.dbs.ifi.lmu.de/Publikationen/Papers/KDD-96.final.frame.pdf>
- Farhadi, S., Tatullo, S., Boveiri Konari, M. and Afzal, P., 2024. Evaluating StackingC and ensemble models for enhanced lithological classification in geological mapping. *Journal of Geochemical Exploration*, 260: 107441. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2024.107441>
- Feng, B., Chen, L. and Xu, Y., 2022. Comparative study on three autoencoder-based deep learning algorithms for geochemical anomaly identification. *Earth and Space Science*, 9(11). <https://doi.org/10.1029/2022ea002626>
- Ghawi, R. and Pfeffer, J., 2019. Efficient hyperparameter tuning with grid search for text categorization using knn approach with bm25 similarity. *Open Computer Science*, 9(1): 160–180. <https://doi.org/10.1515/comp-2019-0011>
- Hariri, S., Kind, M.C. and Brunner, R., 2021. Extended isolation forest. *IEEE Transactions on Knowledge and Data Engineering*, 33(4): 1479–1489. <https://doi.org/10.1109/tkde.2019.2947676>
- Hezarkhani, A., 2006. Petrology of the intrusive rocks within the Sungun Porphyry Copper Deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3): 326–340. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.04.005>
- Horrocks, T., 2019. Integrated analysis of geological, geophysical, and geochemical data of the kevitsa ni-cu-pge deposit: machine learning approaches. Ph.D. Thesis, The University of western Australia, Crawley, Western Australia, Australia, 180 pp. <https://doi.org/10.26182/5c5ba16237b57>
- Iwamori, H., Yoshida, K., Nakamura, H., Kuwatani, T., Hamada, M., Haraguchi, S., and Ueki, K., 2017. Classification of geochemical data based on multivariate statistical analyses: complementary roles of cluster, principal component, and independent component analyses. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(3): 994–1012. <https://doi.org/10.1002/2016gc006663>
- Jin, Z., Risk, B.B. and Matteson, D.S., 2019. Optimization and testing in linear non-gaussian component analysis. *Statistical Analysis and Data Mining: The ASA Data Science Journal*, 12(3): 141–156. <https://doi.org/10.1002/sam.11403>
- Kingma, D.P. and Welling, M., 2013. Auto-encoding variational bayes. arXiv preprint arXiv:1312.6114. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1312.6114>

- Li, H., Correa, N.M., Rodríguez, P. and Calhoun, V. D., 2011. Application of independent component analysis with adaptive density model to complex-valued fmri data. *IEEE Transactions on Biomedical Engineering*, 58(10): 2794–2803. <https://doi.org/10.1109/tbme.2011.2159841>
- Li, L., Jamieson, K.G., DeSalvo, G., Rostamizadeh, A. and Talwalkar, A., 2016. Hyperband: A Novel Bandit-Based Approach to Hyperparameter Optimization. *Journal of Machine Learning Research* 18(2018): 1–52. <https://doi.org/10.48550/arxiv.1603.06560>
- Li, H., Li, X., Yuan, F., Jowitt, S.M., Zhang, M., Zhou, J., Zhou, T., Li, X., Ge, C. and Wu, B., 2020. Convolutional neural network and transfer learning based mineral prospectivity modeling for geochemical exploration of au mineralization within the guandian–zhangbaling area, anhui province, china. *Applied Geochemistry*, 122: 104747. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104747>
- Luo, Z., Xiong, Y. and Zuo, R., 2020. Recognition of geochemical anomalies using a deep variational autoencoder network. *Applied Geochemistry*, 122: 104710. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104710>
- Luo, Z., Zuo, R., Xiong, Y. and Wang, X., 2021. Detection of geochemical anomalies related to mineralization using the ganomaly network. *Applied Geochemistry*, 131: 105043. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2021.105043>
- Pourgholam, M.M., Adib, A., Afzal, P., Rahbar, K. and Gholinejad, M., 2025. Deep learning and fractal-wavelet techniques for magnetite-apatite exploration in Tarom Iran. *Scientific Reports* 15 (1): 31907. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-16040-2>
- Praveena, S.M., Kwan, O.W. and Aris, A.Z., 2011. Effect of data pre-treatment procedures on principal component analysis: a case study for mangrove surface sediment datasets. *Environmental Monitoring and Assessment*, 184(11): 6855–6868. <https://doi.org/10.1007/s10661-011-2463-2>
- Rezende, D., Mohamed, S. and Wierstra, D., 2014. Stochastic Back-propagation and Variational Inference in Deep Latent Gaussian Models. *ArXiv, abs/1401.4082*. <https://doi.org/10.48550/arxiv.1401.4082>
- Richards, J.P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8): 1515–1533. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1515>
- Rijn, J.N.v. and Hutter, F., 2018. Hyperparameter importance across datasets. *Proceedings of the 24th ACM SIGKDD International Conference on Knowledge Discovery & Data Mining*, pp. 2367–2376. <https://doi.org/10.1145/3219819.3220058>
- Sarikhani, P., Ferleger, B.I., Mitchell, K.T., Ostrem, J.L., Herron, J.A., Mahmoudi, B. and Miocinovic, S., 2022. Automated deep brain stimulation programming with safety constraints for tremor suppression in patients with parkinson’s disease and essential tremor. *Journal of Neural Engineering*, 19(4): 046042. <https://doi.org/10.1088/1741-2552/ac86a2>
- Snoek, J., Larochelle, H. and Adams, R.P., 2012. Practical Bayesian Optimization of Machine Learning Algorithms. *Neural Information Processing Systems*. <https://doi.org/10.48550/arxiv.1206.2944>
- Taghipour, N., Aftabi, A. and Mathur, R., 2008. Geology and Re-Os geochronology of mineralization of the miduk porphyry copper deposit, Iran. *Resource Geology*, 58(2): 143–160. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00054.x>
- Thavasimani, K. and Srinath, N.K., 2022. Hyperparameter optimization using custom genetic algorithm for classification of benign and malicious traffic on internet of things–23 dataset. *International Journal of Electrical and Computer Engineering (IJECE)*, 12(4): 4031. <https://doi.org/10.11591/ijece.v12i4.pp4031-4041>
- Thu, T.N.T. and Armitage, G., 2008. A survey of techniques for internet traffic classification using machine learning. *IEEE Communications Surveys & Tutorials*, 10(4): 56–76. <https://doi.org/10.1109/surv.2008.080406>
- Ueki, K., Hino, H. and Kuwatani, T., 2018. Geochemical discrimination and characteristics of magmatic tectonic settings: a machine-learning-based approach. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(4): 1327–1347. <https://doi.org/10.1029/2017gc007401>



- Verma, S.P., 1997. Sixteen statistical tests for outlier detection and rejection in evaluation of international geochemical reference materials: example of microgabbro pm-s. *Geostandards Newsletter*, 21(1): 59–75.  
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.1997.tb00532.x>
- Wein, S., Tomé, A.M., Goldhacker, M., Greenlee, M.W. and Lang, E., 2020. A constrained ica-emd model for group level fmri analysis. *Frontiers in Neuroscience*, 14.  
<https://doi.org/10.3389/fnins.2020.00221>
- Xiong, Y. and Zuo, R., 2016. Recognition of geochemical anomalies using a deep autoencoder network. *Computers & Geosciences*, 86: 75–82.  
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.10.006>
- Xiong, Y. and Zuo, R., 2020. Recognizing multivariate geochemical anomalies for mineral exploration by combining deep learning and one-class support vector machine. *Computers & Geosciences*, 140: 104484.  
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2020.104484>
- Yang, N., Zhang, Z., Yang, J., Hong, Z. and Shi, J., 2021. A convolutional neural network of googlenet applied in mineral prospectivity prediction based on multi-source geoinformation. *Natural Resources Research*, 30(6): 3905–3923.  
<https://doi.org/10.1007/s11053-021-09934-1>
- Yasukawa, K., Nakamura, K., Fujinaga, K., Iwamori, H. and Kato, Y., 2016. Tracking the spatiotemporal variations of statistically independent components involving enrichment of rare-earth elements in deep-sea sediments. *Scientific Reports*, 6: 29603.  
<https://doi.org/10.1038/srep29603>
- Zhang, S., Carranza, E.J.M., Fu, C., Wen-zhi, Z. and Xiang, Q., 2024. Interpretable machine learning for geochemical anomaly delineation in the yuanbo nang district, gansu province, china. *Minerals*, 14(5): 500.  
<https://doi.org/10.3390/min14050500>
- Zhang, S., Xiao, K., Carranza, E.J.M., Yang, F. and Zhao, Z., 2019. Integration of auto-encoder network with density-based spatial clustering for geochemical anomaly detection for mineral exploration. *Computers & Geosciences*, 130: 43–56. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.05.011>
- Zhang, C. and Zuo, R., 2021. Recognition of multivariate geochemical anomalies associated with mineralization using an improved generative adversarial network. *Ore Geology Reviews*, 136: 104264.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104264>
- Zhang, C. and Zuo, R., 2024. Incorporating geological knowledge into deep learning to enhance geochemical anomaly identification related to mineralization and interpretability. *Mathematical Geosciences*, 56(6): 1233–1254.  
<https://doi.org/10.1007/s11004-023-10133-2>
- Zuo, R., 2011. Identifying geochemical anomalies associated with cu and pb–zn skarn mineralization using principal component analysis and spectrum–area fractal modeling in the gangdese belt, tibet (china). *Journal of Geochemical Exploration*, 111(1–2): 13–22.  
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.06.012>



## RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1163



## Ore Structures, geochemistry, O-isotopes and fluid inclusion of the Ediacaran Banded Iron Formation at the Koushk area, Northeast Bafq, Central Iran

Kiamars Hosseini<sup>1</sup> , Mohammad Yazdi<sup>2\*</sup> , Hossein Azizi<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. student in Economic Geology, Department of Minerals and Groundwater Resources, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Professor, Faculty member, Department of Minerals and Groundwater Resources, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

## ARTICLE INFO

## Article History

Received: 31 October 2025  
Revised: 15 November 2025  
Accepted: 04 December 2025

## Keywords

Banded Iron Ediacaran  
Geochemistry  
Stable isotope  
Micro-thermometry  
Koushk  
Central Iran

## \*Corresponding author

Mohammad Yazdi  
✉ [m-yazdi@sbu.ac.ir](mailto:m-yazdi@sbu.ac.ir)

## ABSTRACT

The Koushk iron deposit is situated northeast of Bafq in Yazd Province, within the Central Iran Structural Zone. Fe- mineralization in the Koushk area is hosted by a rhythmic sequence of dolomite, jaspilite, rhyolitic tuff, metasomatite, diorite sill and diabasic dyke with various ore structures. Three generations of hematite mineralization have been identified: 1- shining hematite flakes(oligiste) mineralization in a disseminated form associated with the feeder zone, 2- hematite flakes vein mineralization associated with carbonate cap, jaspilite, cherts and metasomatite, 3- patch-like mineralization such as massive jaspilitic hematite. Geochemical discrimination utilizing Fe/Ti-Al (Al+Fe+Mn), Fe-P, Co-Ni, V-Ti, V-Ni, and Ni/(Cr+Mn)-Ti+V diagrams indicates an affinity with Banded Iron Formations (BIFs). Specifically, in the Al/(Al+Fe+Mn) versus Fe/Ti diagram, the Koushk ores plot within the fields of hydrothermal deposits from the Red Sea and East Pacific Rise, as well as Neoproterozoic BIFs. Furthermore, the Ti/V vs. Al diagram suggests that the hematite, jasperite, and hematite flakes ores are analogous to unmetamorphosed to greenschist-facies metamorphosed BIFs. The REE+Y patterns are characterized by LREEs enrichment, low to moderate Y/Ho ratios, semi flat HREE profiles, a near-zero to weakly negative Ce anomaly, and a pronounced positive Eu anomaly.  $\delta^{18}\text{O}$  values in massive hematite and hematite flakes are in equilibrium with seawater and consistent with global BIFs, though they indicate a higher degree of isotopic fractionation compared to typical Algoma- and Superior-type BIFs. Microthermometric studies of fluid inclusion indicate the role of fluid mixing and temperature reduction in iron mineralization in the Koushk area and expressive the presence of hydrothermal fluids with temperatures of 200-300°C for the origin of Fe-oxy-hydroxides formed by seawater-basalt interaction and syn-glaciogenic meltwater influxes.

## How to cite this article

Hosseini, K., Yazdi, M. and Azizi, H., 2025. Ore Structures, geochemistry, O-isotopes and fluid inclusion of the Ediacaran Banded Iron Formation at the Koushk area, Northeast Bafq, Central Iran. *Journal of Economic Geology*, 17(4): 37–87. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1163>



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

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

BIFs are chemical sedimentary rocks, often described as exhalative in origin, which are typically thin-bedded or laminated and contain at least 15% iron, and belong to Archean, Early Proterozoic and Neoproterozoic time (Li et al., 2014a, Taner and Chemam, 2015). Although Algoma-, Superior-, and Rapitan-type BIFs have been extensively studied, the global distribution and characteristics of Ediacaran-aged BIFs remain comparatively poorly constrained (Lan et al., 2019; Aftabi et al., 2021). A consensus views BIFs as iron-rich chemical precipitates or exhalates (Peter, 2003; Ohmoto et al., 2006). Notably, Ohmoto et al. (2006) specifically proposed a genetic model involving the mixing of submarine hydrothermal fluids (at temperatures of 200–350 °C) with ambient seawater.

### Result

An comprehensive investigation of the ore structures, petrographic features, geochemical properties, and oxygen isotope compositions of iron ore at Koushk area indicates the following points: The mineralization is interpreted as an exhalative-hydrothermal system of Ediacaran age, genetically affiliated with BIFs. The ore is hosted within a rhythmic sequence of dolomite, jaspilite, rhyolite-rhyolitic tuff, and metasomatite, intruded by diorite sills and diabasic dykes. Despite subsequent chemical alteration, the primary banded, layered, and intercalated structures of the BIF are largely preserved. This interpretation is supported by REE+Y systematics, which are consistent with a primary depositional environment characteristic of BIFs.  $\delta^{18}\text{O}$  values of hematite fall within the range of global BIFs and are in equilibrium with seawater. Collectively, the evidence points to ore formation from low-temperature hydrothermal fluids (200–300 °C) in an oxidic oceanic setting, where iron was mobilized through seawater-basalt interaction and deposited as oxy-hydroxides, potentially influenced by freshwater influxes from syn-glaciogenic meltwater.

### Materials and methods

A comprehensive sampling campaign collected 142 specimens from various rock units and geological

sections to represent the full spectrum of mineralized and host rocks in the study area. To further characterize the ore mineralogy, five samples of hematite- and hematite flakes-bearing jaspilite were analyzed using a SEM at Aria Electron Optics Company, while the specific chemistry of hematite was performed by EPMA method on one sample at the Department of Earth Science, Shimane University, Japan. For bulk-rock geochemistry, 11 samples were analyzed by XRF at Tarbiat Modares University, Iran, and a separate suite of eleven samples was processed for trace elements by ICP-MS using a Perkin Elmer NexION 300 instrument at Zarazma Company Laboratory. Microthermometric studies of fluid inclusions were performed on quartz from one sample at Tarbiat Modares University, Iran, and the oxygen isotope composition ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of six hematite samples was measured at Arak University.

### Discussion

The syngenetic volcano-sedimentary origin of the Koushk hematite mineralization is evidenced by primary hematite banding interlayered with dolomite, rhyolitic tuff, and metasomatized units. The bulk ore geochemistry shares key affinities with Neoproterozoic glaciogenic BIFs. Fe/Ti versus Al/(Al+Fe+Mn) diagram, the compositions plot within the field defined by rift-related exhalative hydrothermal deposits, such as those from the Red Sea and East Pacific Rise, and fall within the 60–90% range for metalliferous sediments. This genetic model invokes the leaching of elements via seawater-basalt interaction under anoxic conditions beneath a global ice sheet, generating hydrothermal fluids enriched in  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  and  $\text{Fe}^{2+}$ , consistent with mechanisms proposed by Lechte et al. (2019). Hydrothermal activity generated proximal alteration halos within the submarine basaltic and rhyolitic rocks at temperatures of 350–450 °C (Galley, 2003). As these fluids evolved and migrated into distal zones, lower-temperature (100–250 °C) solutions, enriched in  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  and  $\text{Fe}^{2+}$  and associated with chlorite, carbonate, and clay mineral assemblages, were established (Galley, 2003). The low-T (<250 °C) exhalative hydrothermal fluids are more enriched in total  $\text{Fe}^{2+}$  ( $\text{FeCl}_2 + \text{FeCl} + \text{Fe}^{2+}$ ) (>1mM) than the  $\text{H}_2\text{S}$ , Cu, Zn, and Pb (<1mM), thus are of typical BIFs fluids (Ohmoto et al., 2006). This range of temperature has also been suggested for the conversion of Fe-oxy-hydroxides to magnetite-

hematite formed during post-diagenetic to greenschist facies metamorphism (Spry et al., 2000; Aftabi et al., 2021). Geochemical evidence, including elevated  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , Zr, Th, and high Co/Zn-Fe ratios ( $>1$ ), points to a significant detrital input from glaciogenic dropstones sourced from the upper continental crust. While such detrital influx can explain the lowered Y/Ho ratios in some BIFs (Wang et al., 2018), ambient seawater also influences these signatures, at times producing chondritic Y/Ho values. Although incorporation of glaciogenic or non-glaciogenic detrital materials can drive Y/Ho

ratios toward the average upper crustal value of  $\sim 28$  (Tamehe et al., 2022), samples with low ratios reflect the preferential scavenging of Ho over Y by co-precipitating Fe-Mn oxyhydroxides (Bau and Dulski, 1996).

### Acknowledgements

The authors appreciate Shahid beheshti University Research Council that supported this work. The Director General and personal of the Koushk Mine Company are acknowledged for their assistance in the field works.



## ساختار، زمین‌شیمی، شواهد ایزوتوپی اکسیژن و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال کانستگ سازند آهن نواری ادیاکاران (BIF) در محدوده کوشک، شمال شرق بافق، ایران مرکزی

کیامرث حسینی<sup>۱</sup>، محمد یزدی<sup>۲\*</sup>، حسین عزیزی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده منابع معدنی و آب‌های زیرزمینی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، عضو هیئت علمی، گروه منابع معدنی و آب‌های زیرزمینی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

### اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۸/۰۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۸/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۱۳

### چکیده

کانسار کوشک در شمال‌شرقی شهرستان بافق، استان یزد و در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. کانی‌سازی آهن در محدوده کانسار کوشک توسط توالی‌های تناوبی دولومیت، جاسپیلیت، توف ریولیتی، واحدهای دگرنهادی، سیل دیوریتی و دایک دیابازی میزبانی می‌شود. بر اساس بررسی‌های صحرایی، سه نسل کانی‌سازی آهن در محدوده کوشک شناسایی شده است، ۱- کانی‌سازی انتشاری **هماتیت ورقه‌ای** در زون تغذیه‌کننده، ۲- کانی‌سازی رگه‌ای هماتیت ورقه‌ای ± جاسپیلیت مرتبط با کلاهی‌های کربناته و **دگرنهادی‌های** میزبان، ۳- کانی‌سازی هماتیت توده‌ای به صورت **لکه‌مانند**. نمودارهای دوتایی (Fe/Ti-Al)(Al+Fe+Mn)، Ni/(Cr+Mn)-Ti+V و V-Ni، V-Ti، Co-Ni، Fe-P کانی‌زایی نشان می‌دهند. در نمودار Al/(Al+Fe+Mn)-Fe/Ti، کانستگ‌های آهن کوشک در نزدیکی حوزه رسوب‌های فلزدار گرمایی برون‌دمی دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام و همچنین BIFهای نئوپروتروزوئیک قرار گرفته‌اند. از طرفی بر اساس نمودار Ti/V در برابر Al بیشتر کانستگ‌های هماتیت توده‌ای و هماتیت ورقه‌ای به BIFهای دگرگون‌نشده تا دگرگونی در رخساره شایست سبز شباهت دارد. الگوهای REE+Y، غنی‌شدگی LREEها، نسبت‌های Y/Ho کم تا متوسط، الگوهای مسطح HREE، ناهنجاری منفی و بسیار ضعیف Ce تا شبیه آب دریا و ناهنجاری مثبت Eu را نشان می‌دهند. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در هماتیت توده‌ای و هماتیت ورقه‌ای در تعادل با آب دریا و BIFهای جهانی هستند؛ اما در مقایسه با BIFهای آلگوما و سوپریور تفریق ایزوتوپی بالاتری نشان می‌دهد. بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بیانگر نقش اختلاط سیالات و کاهش درجه حرارت در کانی‌زایی آهن در منطقه کوشک است و همچنین بیانگر وجود سیالات گرمایی با دمای ۲۰۰ تا درجه سانتی‌گراد برای منشأ اکسی-هیدروکسیدهای آهن تشکیل‌شده توسط برهم‌کنش آب دریا-بازالت و هجوم آب‌های مذاب هم‌زمان با یخبندان است.

### واژه‌های کلیدی

سازند آهن نواری ادیاکاران

زمین‌شیمی

ایزوتوپ پایدار

ریزدماسنجی

کوشک

ایران مرکزی

### نویسنده مسئول

محمد یزدی

m-yazdi@sbu.ac.ir ✉

### استناد به این مقاله

حسینی، کیامرث؛ یزدی، محمد و عزیزی، حسین، ۱۴۰۴. ساختار، زمین‌شیمی، شواهد ایزوتوپی اکسیژن و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال کانستگ سازند آهن نواری ادیاکاران (BIF) در محدوده کوشک، شمال شرق بافق، ایران مرکزی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۴): ۳۷-۸۷. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1163>

## مقدمه

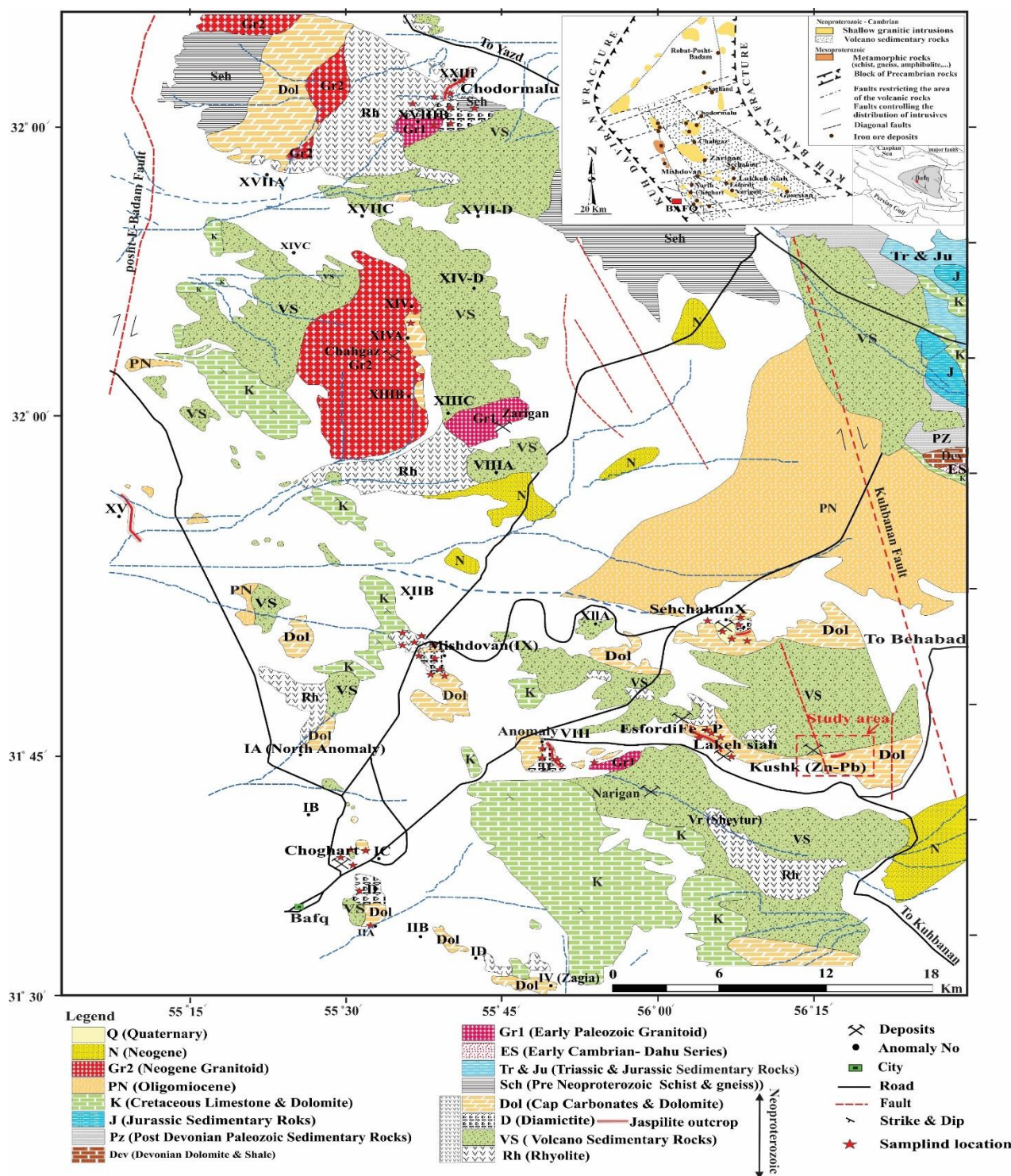
سازندهای آهن نواری رسوب‌های شیمیایی هستند که معمولاً به عنوان برون‌دم‌ها شناخته می‌شوند و معمولاً دارای لایه‌بندی نازک یا لامینه بوده و حاوی ۱۵ درصد یا بیشتر آهن هستند؛ اما لزوماً حاوی لایه‌های چرت نیستند و متعلق به زمان آرکئن، پروتروزوئیک پیشین و نوپروتروزوئیک هستند (Li et al., 2014a; Li et al., 2014b; Taner and Chemam, 2015). با وجود بررسی‌های جامع روی BIFهای آلگوما، سوپریور و راپیتان (کرایوژنین)، اطلاعات کمی در مورد وقوع جهانی BIFهای نوع ادیاکاران، در دسترس است (Lan et al., 2019; Aftabi et al., 2021; Usma et al., 2021; Wu et al., 2022). همه BIFها به عنوان سنگ‌های رسوبی شیمیایی غنی از آهن یا برون‌دمی در نظر گرفته می‌شوند (Peter, 2003; Ohmoto et al., 2006) و حتی اهموتو و همکاران (Ohmoto et al., 2006) اظهار داشتند که BIFها در اثر اختلاط سیالات گرمابی زیردریایی با آب دریای محلی در دمای ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. از نظر ساختاری کانسنگ و هم‌یافت کانی‌ها، تمام BIFها از ماکروباندها (۱ تا ۱۰۰ متر)، مزوباندها (۱ میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر)، میکروباندها (۰/۲ تا ۱ میلی‌متر) و کریتوباندها (۲۶ نانومتر تا ۰/۲ میلی‌متر) از رخساره‌های مگنتیت، هماتیت، سیلیکات‌ها، کربنات‌ها و سولفیدهای آهن تشکیل شده‌اند (Hagemann et al., 2016; Ganno et al., 2018; El-Shazly et al., 2019; Lechte et al., 2019; Aftabi et al., 2021; Usma et al., 2021; Wu et al., 2022). در میان BIFهای مختلف، BIFهای نوپروتروزوئیک یخچالی (Ali et al., 2010; Lechte et al., 2019; Usma et al., 2021; Yang et al., 2022) به عنوان BIFهای کرایوژنین یا راپیتان (۷۲۰-۶۳۵ میلیون سال پیش) و ادیاکاران (۶۳۵-۵۳۹ میلیون سال پیش) طبقه‌بندی می‌شوند؛ اگرچه همه BIFهای نوپروتروزوئیک در محیط یخچالی تشکیل نشده‌اند (Gaucher et al., 2015). BIFهای کرایوژنین یا راپیتان با رویدادهای زمین‌گلوله برفی استورتین، دیامیکتیت‌های یخچالی مرتبط هستند و

رخساره‌های کانسنگ هماتیت جاسپیلیتی (Klein and Beukes, 1993; Freitas et al., 2021) یا کوارتزیت مگنتیت نواری (Zhu et al., 2019) را نشان می‌دهند و الگوهای تهی‌شده LREE و هیچ ناهنجاری Eu و Ce مشخصی را نشان نمی‌دهند. مهم‌تر از آن، دوره ادیاکاران و BIFهای مرتبط، سئوالات علمی مهمی را در مورد وقوع اُفتان‌سنگ‌های یخچالی، تغییر ناگهانی در اکسایش-احیای سطحی اقیانوس‌ها و چندین تغییر عمده در تکامل بیوزمین‌شیمیایی اقیانوس‌ها مطرح می‌کنند (Usma et al., 2021; Aftabi et al., 2022; Yang et al., 2022). این شواهد ممکن است سرخ‌های روشنی در مورد ظهور مجدد جوان‌ترین BIFهای ادیاکاران پس از تقریباً ۱۰۰۰ میلیون سال وقفه در BIFهای جهانی ارائه‌داده و افق‌های جدیدی را در مورد مدل‌های ژنتیکی کانی‌سازی آهن ادیاکاران کشف کنند و ممکن است راهنماهای اکتشافی احتمالی برای BIFها ارائه‌دهند. اهداف این پژوهش عبارتند از: مطالعه ساختارهای کانسنگ و روابط بافتی، مقایسه شواهد زمین‌شیمیایی، ایزوتوپی با سایر BIFهای جهانی و ارائه یک مدل ژنتیکی احتمالی در مورد تکامل BIFهای ادیاکاران.

## زمین‌شناسی ناحیه‌ای

گستره معدنی بافق در بخش جنوبی پهنه زمین‌ساختی کرمان-کاشمر به شکل کمانی محصور بین سامانه‌های گسل‌های کوه بنان-کلمرد-ازبک‌کوه-مهدی‌آباد در شرق و داوران-پشت‌بادام-نایینی-گرو در غرب قرار گرفته است. این گستره معدنی دربردارنده کانسارهای آهن-آپاتیت-منگنز، سرب-روی و اورانیوم-توریوم-عناصر کمیاب خاکی متعددی است (شکل ۱). میانگین عیار آهن در این کانسارها ۵۰ درصد و فسفر ۰/۱ تا ۷/۸ درصد وزنی است (NISCO, 1980). سنگ میزبان این کانسارها را توالی رسوبی-آتشفشانی فلسیک نوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین سازند اسفوردی (ساغند) تشکیل می‌دهد و کانه‌زایی، مرتبط با بخش ۴ سازند ساغند است (Samani, 1998).





شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ای ذخایر آهن- فسفر- منگنز در منطقه معدنی بافق (اصلاح شده پس از هوکرید و همکاران (Huckreide et al., 1962; NISCO, 1980)

**Fig. 1.** Regional geological map of Fe-P-Mn deposits of Bafq Mining District (BMD) (modified after Huckreide et al., 1962; NISCO, 1980)



است که کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت هم‌زمان با ماگماتیسیم کمان قاره‌ای پروتوتیتس از ۵۴۷ تا ۵۲۵ میلیون سال قبل انجام شده است (Nayebi, et al., 2021).

### مواد و روش‌ها

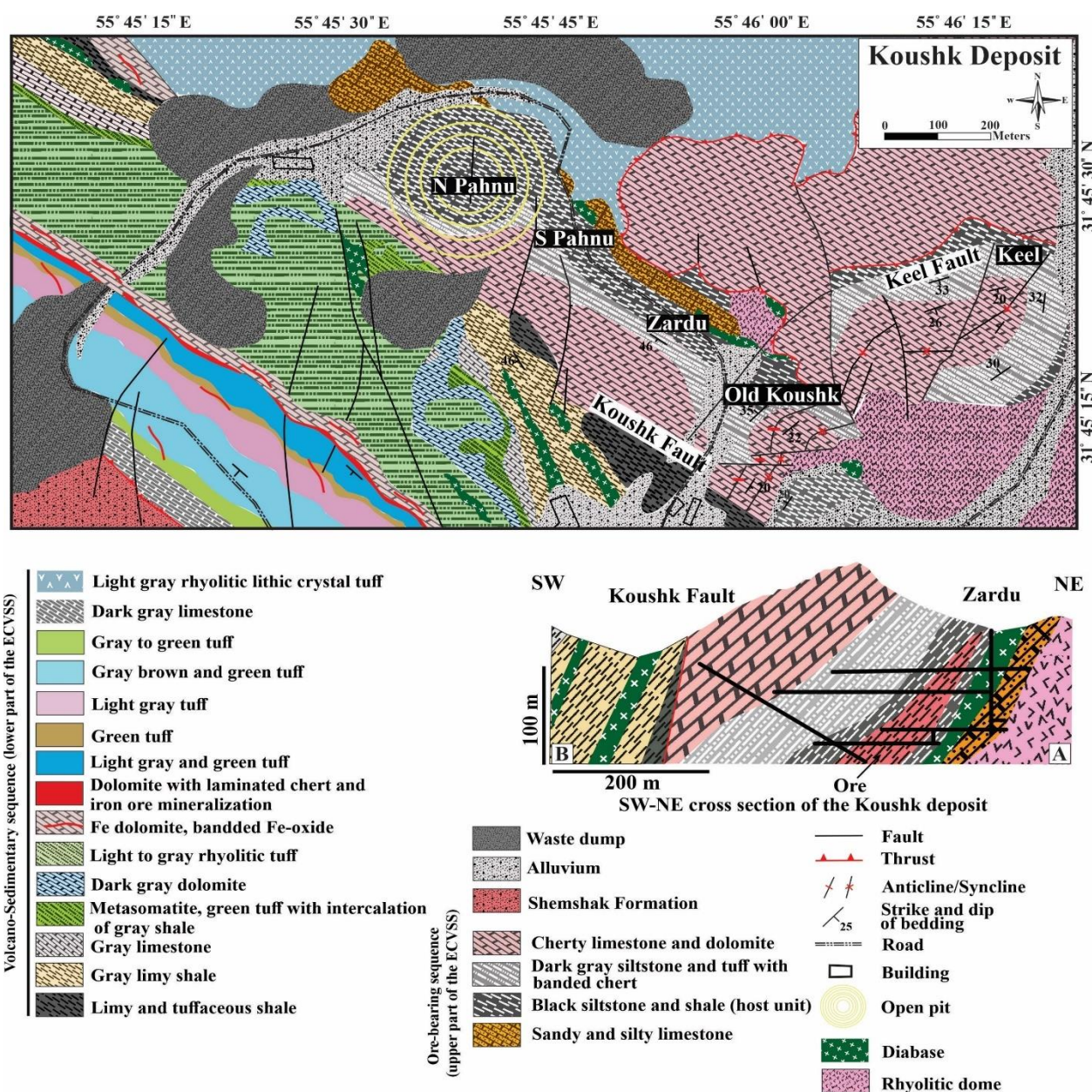
در راستای انجام این پژوهش، ۱۴۲ نمونه از واحدهای سنگی و مقاطع زمین‌شناسی مختلف برداشت شد تا تمام واحدهای سنگی میزبان ذخایر معدنی و کانسنگ را در برگیرد. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی با استفاده از میکروسکوپ نوری بر روی ۳۷ مقطع نازک و نازک-صیقلی در دانشگاه شهید بهشتی تهران انجام شد. علاوه بر این، ۵ نمونه هماتیت  $\pm$  مگنتیت و جاسپیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی در شرکت آریا الکترون اپتیک مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. ترکیب‌های شیمیایی هماتیت‌های توده‌ای با استفاده از دستگاه ریزپردازنده الکترونی (میکروپروپ) مدل JEOL JXA-8530F در دپارتمان علوم زمین، دانشگاه شیمانه، ژاپن تعیین شدند. شرایط عملیاتی برای تجزیه و تحلیل هماتیت، ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان پرتو ۱۲ نانوآمپر و قطر پرتو ۵ میکرومتر بود. علاوه بر این، ۱۱ نمونه با استفاده از دستگاه Perkin Elmer (NexION 300) در آزمایشگاه شرکت زرآزما با روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی و ۱۱ نمونه به روش XRF در دانشگاه تربیت مدرس تجزیه و تحلیل شدند. بررسی‌های سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی یک نمونه کوآرتز از زون‌های کانی‌سازی هماتیت-جاسپیت توسط دستگاه Linkam THMCG 600 در آزمایشگاه میکروترموتری دانشگاه تربیت مدرس ایران انجام شد. این دستگاه قادر به اندازه‌گیری محدوده دمایی ۱۹۶- درجه سانتی‌گراد تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. به منظور تعیین خاستگاه سیال کانسنگ‌ساز بررسی‌های ایزوتوپ‌های اکسیژن بر روی ۶ نمونه برداشت‌شده از هماتیت توده‌ای و رگه‌های هماتیت ورقه‌ای با استفاده از طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی (IRMS):

سازند اسفوردی با ضخامتی حدود ۸۰۰ متر از قاعده به طرف بالا از ماسه‌سنگ چرتی، سنگ آهک دولومیتی، گنبد‌های ریولیتی-ریوداسیتی نزدیک به منشأ با کانه‌زایی آهن-فسفر، توف‌های ریولیتی-ریوداسیتی و بازالت‌های اسپیلیتی با کانه‌زایی آهن-فسفر نواری، دولومیت چرت‌دار، جاسپیلیت، کلاهک‌های کربناته و شیل‌های سیاه رنگ به همراه دولومیت‌های چرتی میزبان کانسارهای سدکس سرب-روی دور از منشأ تشکیل شده است. توده‌های گرانیتویدی تا گابرو-دیوریتی کامبرین و دایک‌های دیابازی تا لامپروفیری تأخیری، توالی آتشفشانی-رسوبی اسفوردی را قطع کرده‌اند (Mohseni and Aftabi, 2015). ماده معدنی مگنتیت-آپاتیت در گستره معدنی بافق اغلب همراه گنبد‌های ریولیتی-ریوداسیتی و توالی آذرآواری زیردریایی سازند اسفوردی (معادل سری ریزو) یافت می‌شود. ریولیت‌های میزبان این کانسارها، دگرسانی‌های گرمابی زیردریایی را با تشکیل آل بیت، اکتینولیت، کلریت، سریسیت، تورمالین و کربنات‌ها تحمل کرده‌اند (Aftabi et al., 2021). برای توضیح تشکیل کانسارهای مگنتیت-هماتیت-آپاتیت گستره معدنی بافق، محیط کافت‌های ولکانوژنیک آلکان داخل قاره‌ای نئوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین (Aftabi and Mohseni, 2020)، ولکانیسم زیردریایی حوضه‌های کافی حاشیه‌ای زیبی (Mohseni and Aftabi, 2020; Atapour and Aftabi, 2015) یا کمان ماگمایی ناشی از فروانش اقیانوس پروتوتیتس به زیر ایران مرکزی با زایش ماگماتیسیم کالک‌آلکان پتاسیک-شوشونیتی تا ساب‌آلکان (Mehdipour Ghazi et al., 2020; Sepidbar et al., 2020; Vesali et al., 2021; Nayebi, et al., 2021) و الگوی BIF نوع یخچال‌زاد ادیاکاران (Mohseni and Aftabi, 2015; Aftabi et al., 2021) پیشنهاد شده است. بر اساس پژوهش محسنی و آفتابی (Mohseni and Aftabi, 2015) و آفتابی و همکاران (Aftabi et al., 2021) مگنتیت در حال تعادل با آب دریاها و کانسارهای جهانی BIFs بوده و در محدوده دمایی ۲۸۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است. همچنین گزارش شده

## زمین‌شناسی کانسار کوشک

کانسار روی-سرب کوشک در بخش بالایی توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین، در مرکز حوضه زیرگان-چاه‌میر (شکل ۱) قرار دارد. در این منطقه، دو توالی شناسایی شده‌اند (شکل ۲).

IS0Prime100 variant) که به یک سامانه تجزیه و تحلیل عنصری متصل است، در دانشگاه اراک انجام شدند. نمونه‌های پودر شده در دمای حدود ۱۴۵۰ درجه سانتی‌گراد در حضور کربن فعال در تجزیه و تحلیل عنصری آذرکافت شدند (Yousefi, 2025).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کانسار روی و سرب کوشک و برش عرضی جنوب‌غربی-شمال‌شرقی کانسار (Rajabi et al., 2012)

Fig. 2. Geological map of the Koushk Zn-Pb deposit and the SW-NE cross section of the deposit (Rajabi et al., 2012)

یک توالی دارای کانی‌زایی روی و سرب که شامل بخش بالایی LCVSS در قاعده است و یک توالی آتشفشانی-رسوبی بالایی که شامل شیل‌های پالئوزوئیک پایینی، سنگ آهک آرژیلیکی، واحدهای دولومیتی دارای کانی‌زایی آهن، ریولیت و توف است (Gibbs, 1976). بخش قاعده‌ای شامل توف‌های خاکستری، غنی از فلدسپات‌های قلیایی، کوارتز و قطعه‌های سنگی است که توسط سنگ آهک‌های ماسه‌ای تا سیلتی خاکستری تیره و به صورت محلی دولومیتی شده و به سمت بالا با سیلتستون‌ها پوشیده شده‌اند. سیلت‌سنگ‌های آهکی میزبان افق کانه‌دار روی و سرب هستند که غنی از مواد آلی است. بالای این واحد توسط توف‌ها و شیل‌ها با میان‌لایه‌های چرت پوشیده شده است (Rajabi et al., 2012). سنگ‌های آهکی و دولومیت‌های چرتی دارای کانی‌زایی آهن، بالاترین قسمت LCVSS را تشکیل می‌دهند (Rajabi et al., 2012). توالی کانه‌دار، از سنگ آهک‌های فرودیواره تا دولومیت‌های فرادیواره، در ناودیس زردو رخنمون دارد و توسط گسل کوشک قطع می‌شود (شکل ۲). این توالی آتشفشانی-رسوبی جوان‌تر از LCVSS و احتمالاً مربوط به سن پالئوزوئیک زیرین در نظر گرفته می‌شود (Gibbs, 1976). با این حال، با توجه به وجود توف‌های ریولیتی و افق‌های اکسید آهن، این توالی می‌تواند با بخش پایینی LCVSS در حوضه زیرگان-چاه‌میر نیز مرتبط باشد. یک گنبد ریولیتی در بخش جنوب‌شرقی کانسار، در مجاورت توالی کانه‌دار قرار دارد و چندین دایک دیابازی، کل توالی آتشفشانی-رسوبی را قطع کرده‌اند (شکل ۲).

### ساختارهای کانی‌سازی هماتیت $\pm$ مگنتیت در محدوده کوشک

شکل‌های ۳ و ۴، ساختارهای مختلف کانسنگ، از جمله ماکروبان‌دینگ‌ها (۱ تا ۱۰ متر) (شکل ۳-A تا I)، مزوبان‌دینگ‌ها (۱ میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر) (شکل ۳-J تا O)، میکروبان‌دینگ‌ها (۰/۲ میلی‌متر تا ۱ میلی‌متر) (شکل ۴-A تا F) و کریپتو-نانوبان‌دینگ‌ها (۲۶ نانومتر تا ۰/۲ میلی‌متر) (شکل ۴-G) را در

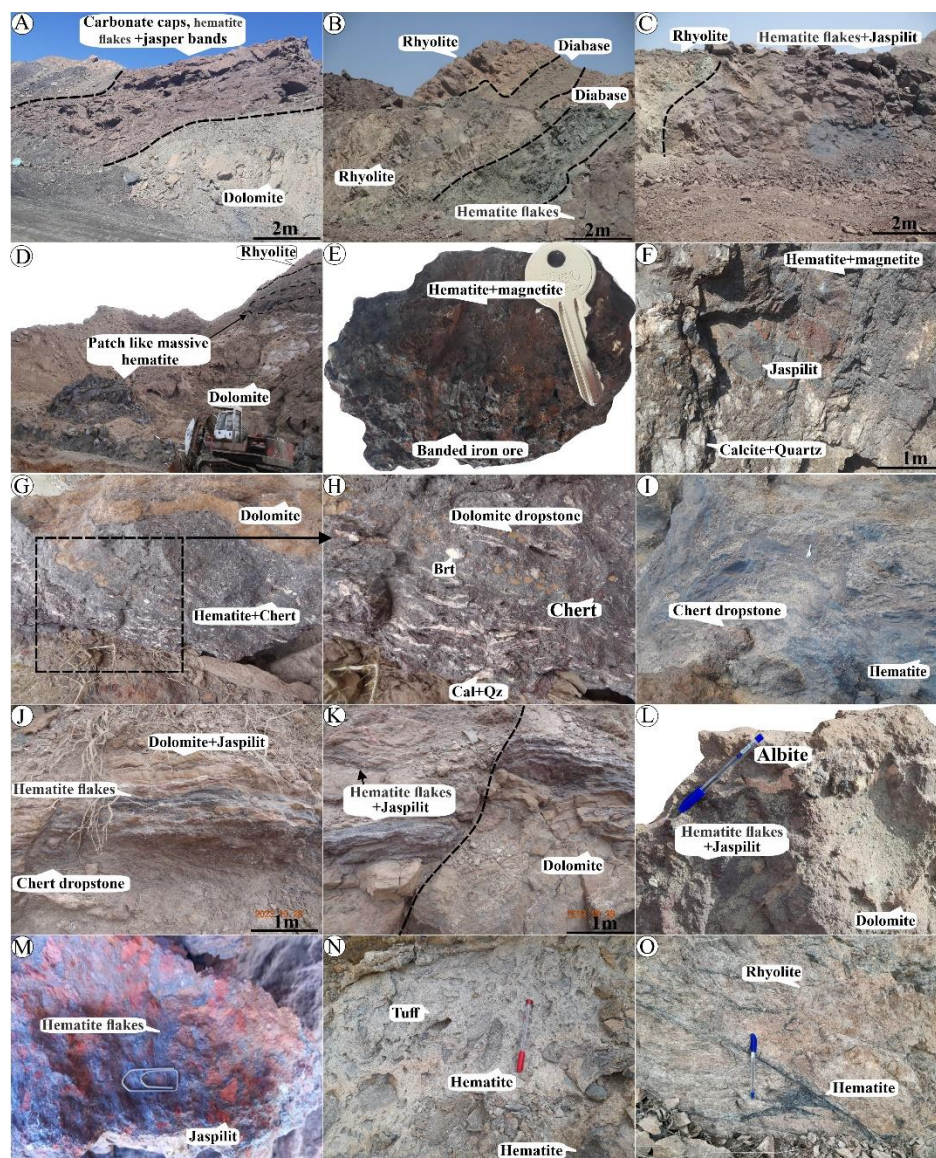
رخساره‌های اکسیدی (هماتیت  $\pm$  مگنتیت)، رخساره‌های سیلیکاتی (سیلیکات‌های Fe-Mg-Mn و چرت) و رخساره‌های کربناتی (دولومیت، کلسیت  $\pm$  سیدریت)، رخساره‌های سولفیدی (مقادیر ناچیز پیریت و باریت) نشان می‌دهند. کانی‌های هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای به صورت لایه‌ها و میان‌لایه‌هایی با دولومیت، جاسپیلیت، دیامیکتیت‌ها، واحدهای ریولیتی و دگرنهادی‌های میزبان مشاهده می‌شوند (شکل ۳-A تا O و شکل ۴-A تا K). شکل‌های ۳ و ۴، مهم‌ترین ساختارهای آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی را نشان می‌دهند:

**ساختارهای سین‌ژنتیک:** ساختارهای سین‌ژنتیک نشان‌دهنده کانی‌سازی سین‌ولکانیک هستند که در نتیجه جریان سیالات گرمایی زیردریایی به درون حوضه‌های رسوبی ایجاد می‌شوند (شکل ۴-D تا G).

**ساختارهای آواری:** ساختارهای آواری مربوط به سنگ‌های ریزشی آگرو کلاستیک گرد تا نیمه گرد با اندازه بزرگ از جنس شپست، دولومیت (شکل ۳-G تا K، و شکل ۴-A تا C)، کوارتز و آواری‌های چرت (شکل ۳-G تا K؛ شکل ۴-E و G تا I) در ماتریس هماتیت لایه‌ای است. این ساختارها نشان‌دهنده افق‌های کانسنگ عدسی‌شکل با سنگ‌ریزه‌های گرد تا نیمه گرد هستند که در اثر بازسازی مکانیکی و ریزش کانسنگ‌های پروکسیمال در ماتریسی از جاسپیلیت، هماتیت و کربنات‌ها تشکیل شده‌اند.

**ساختارهای یخچالی:** شکل ۴-H، I و K ساختارهای اُفتان‌سنگ و دیامیکتیت‌های پلی‌میکتیک را نشان می‌دهند. قطعه‌های چند منشأیی درشت با اندازه‌های میلی‌متری تا سانتی‌متر، به صورت سین‌ژنتیکی در اکسیدهای آهن، جاسپیلیت‌ها و کربنات‌ها تشکیل شده‌اند. اُفتان‌سنگ‌ها از آواری‌های مختلفی از سنگ‌های متاکربنات، چرت، کوارتز، سنگ‌های آتشفشانی و دگرنهادی‌ها تشکیل شده‌اند که در طول ذوب یخ‌های بین‌یخچالی و کانی‌سازی آهن ریزش کرده‌اند. دیدگاه‌های متفاوتی در مورد منشأ یخچالی و غیر یخچالی دیامیکتیت‌ها و اُفتان‌سنگ‌ها وجود دارد (Pettijohn, 1975; Goudie, 2004).

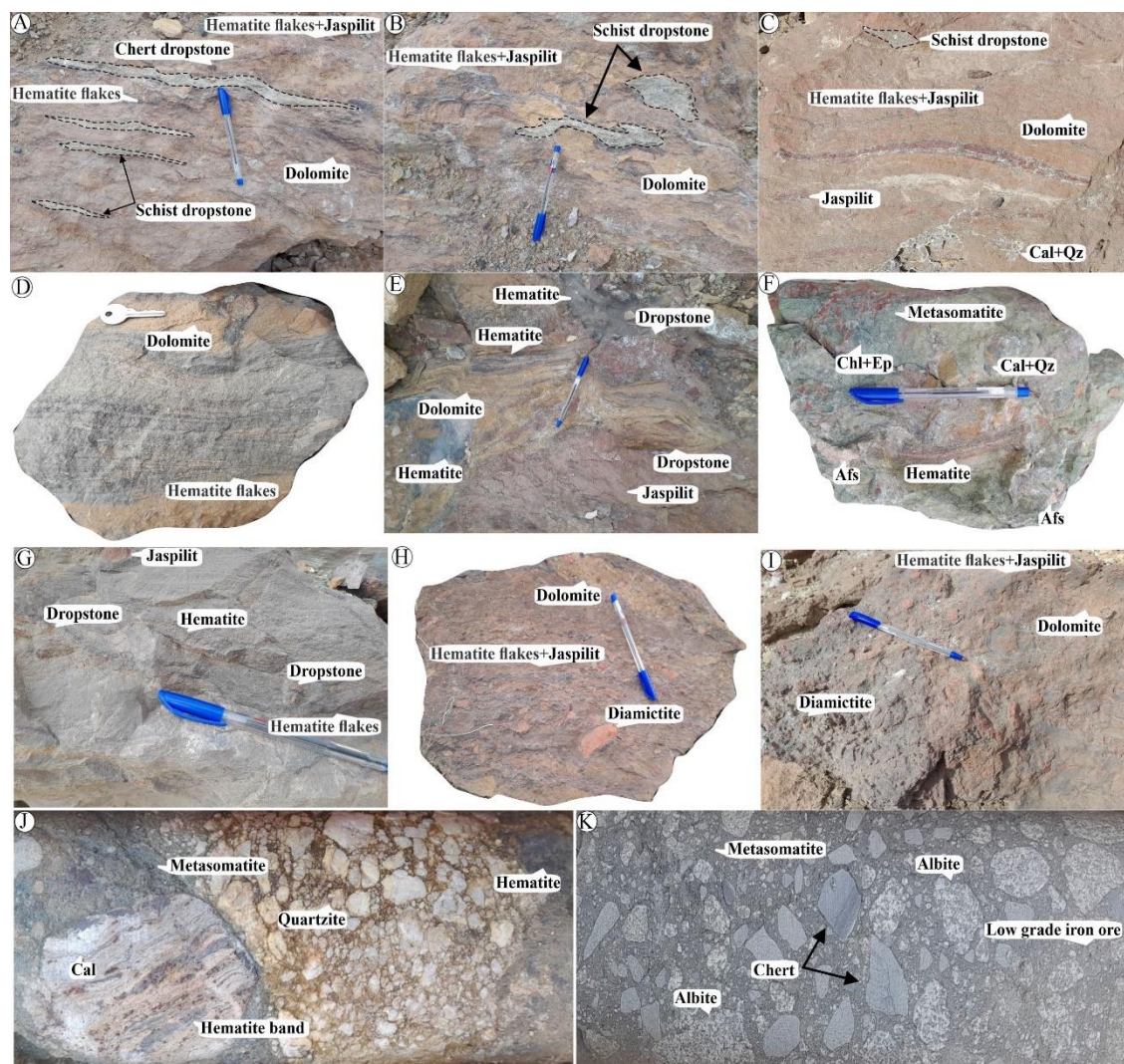




**شکل ۳.** ساختارهای کانسنگ آهن نواری در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. A تا I: ساختار ماکروبانده مرتبط با واحدهای کربناته، (قسمت A تا C، دید به سمت شمال غرب و قسمت D، دید به سمت شمال شرق)، J تا O: ساختار مزوبانده مرتبط با واحدهای کربناته و ریولیتی، دید به سمت شمال، G و H: ساختارهای رگه-رگچه‌ای کوارتز-کربنات به همراه مقادیر ناچیز باریت به صورت فاز تأخیری بر روی ساختار مزوبانده هماتیته تأثیر گذاشته است، M: نوارهای جاسپیلیتی تحت تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی برشی شده و فرایندهای پروندمی سبب کانی‌زایی هماتیت ورقه‌ای در امتداد شکستگی ساختاری شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Cal: کلسیت، Qz: کوارتز).

**Fig. 3.** Banded iron ore structures in the Koushk Zn-Pb deposit area. A to I: Macroband structure associated with carbonate units, (Figures A to C View to the northwest and Figure D View to the northeast), J to O: Mesoband structure associated with carbonate and rhyolite units, View to the north, G and H, quartz-carbonate vein-veinlet structures with trace amounts of barite as a late phase have affected the hematite mesoband structure, M: Jaspilit bands have been sheared under the influence of tectonic processes and Exhalative processes have caused hematite flakes mineralization along the structural fracture. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: baryte, Cal: Calcite, Qz: Quartz).





**شکل ۴.** ساختارهای کانسنگ آهن نواری در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. A تا E: ساختارهای میکروبانده آهن نواری مرتبط با واحدهای کربناته، دید به سمت شمال غرب، F: ساختارهای میکروبانده آهن نواری مرتبط با واحدهای دگرنهادی، دید به سمت شمال غرب، G: ساختارهای کریپتو-نانوبانده آهن نواری مرتبط با واحدهای کربناته، دید به سمت شمال غرب، H تا K: دیامیکتایت و افان سنگ‌های آمفیبول شیست مرتبط با واحدهای کربناته و دگرنهادی‌ها، دید به سمت شمال غرب، در قسمت‌های A تا C افان سنگ‌های آمفیبول شیست مرتبط با واحدهای کربناته، در قسمت‌های E و G یک شیار سینوسی یا هلالی با توسعه ضعیف نشان می‌دهد، در قسمت K واحدهای چرتی در قسمت رو به جریان یا سطح برخوردی شکل تیزتری را نشان می‌دهد. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، کلسیت، Chl: کلریت، اپیدوت، Epi: اپیدوت، Qz: کوارتز).

**Fig. 4.** Banded iron ore structures in area of the Koushk Zn-Pb deposit. A to E: Banded iron microband structures associated with carbonate units, View to the northwest, F: Banded iron microband structures associated with metasomatite units, View to the northwest, G: Banded iron crypto-nanobanding structures associated with carbonate units, View to the northwest, H to K: Diamictite and dropstones of the Koushak deposit area associated with carbonate units and metasomatites, View to the northwest, in Figures A to C Amphibole schist dropstones associated with carbonate units. In Figures E and G: A poorly developed sigmoid groove is shown, In Figure K, sharper stoss chert units are shown, Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Cal: Calcite, Chl: Chlorite, Ep: epidote, Qz: Quartz).

هستند. رگه‌ها حاوی هماتیت، کربنات، کوارتز، کلسدون و مقادیر جزئی باریت هستند (شکل ۳-G و H).

### سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری

سه نسل کانی‌سازی هماتیت  $\pm$  مگنتیت در کانسار روی-سرب کوشک و نواحی مجاور کانسار شناسایی شد: ۱- کانی‌سازی هماتیت ورقه‌ای مرتبط با زون تغذیه‌کننده که غنی‌شدگی بالایی در مقادیر اسفالریت و پیریت نشان می‌دهد. این کانی‌سازی اغلب به صورت انتشاری است (شکل ۵-A تا D)، ۲- کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای هماتیت ورقه‌ای  $\pm$  باریت مرتبط با کلاهی‌های کربناتی و نوارهای جاسپیت (شکل ۳-A تا C و J تا K، شکل ۴-A تا I). هماتیت ورقه‌ای در دو نسل مشاهده می‌شود: نسل اول به صورت دو هرم شش‌گوش و/یا منشورهای شش‌گوش، و نسل دوم به صورت پولک‌های نازک شش‌گوش با سطوح رمبوندی ظاهر می‌شود و ۳- کانی‌سازی هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت به صورت لکه‌مانند مرتبط با واحدهای کربناته و توف‌های ریولیتی میزبان (شکل ۳-D تا I)، که دارای ادخال‌های جزئی فسفات و موناژیت در ساختار هماتیت است (شکل ۸-A و B).

در کلاهی‌های کربناته، توالی از سنگ‌های رسوبی توریدیتی (گریوک)، ماسه‌سنگ، سیلت سنگ و کانسنگ هماتیت-جاسپیت  $\pm$  مگنتیت به صورت آهن نواری مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، این توالی رسوبی تحت تأثیر زمین‌ساخت منطقه‌ای، چین‌خورده، گسل‌خورده و برش‌خورده است (شکل ۳-G تا M و شکل ۴-E) و فازهای گرمایی بعدی باعث کانی‌سازی هماتیت  $\pm$  باریت در امتداد سطوح شکستگی شده‌اند (شکل ۳-M، شکل ۷-۱). D تا F و شکل ۸-A تا N). کانی‌سازی توده‌ای، رگه‌ای و انتشاری هماتیت  $\pm$  مگنتیت نشان‌دهنده رسوب آهن به صورت زل‌های هیدرومگنتیت و فری‌هیدرات است (شکل ۶-A تا F و شکل ۷-A تا I). لایه‌بندی متناوب اکسید-سیلیکات در جاسپیت نشان‌دهنده غلظت بالای محلول‌های گرمایی است که گاهی غنی از آهن و گاهی غنی از سیلیس و دارای مقادیر ناچیز تیتانومگنتیت

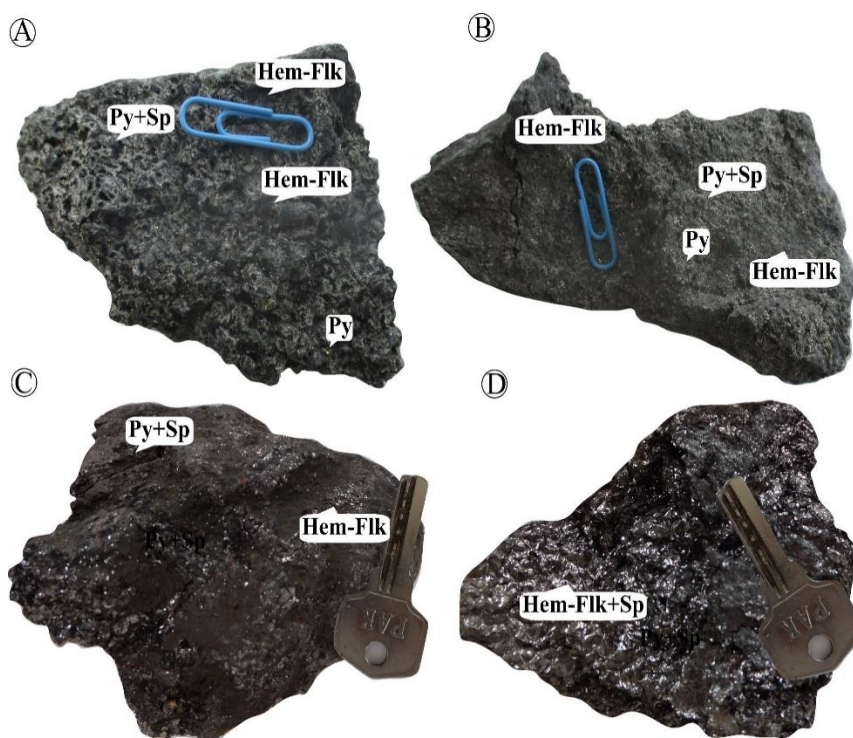
پتی‌جان (Pettijohn, 1975) معتقد است که سنگ‌ریزه‌ها ۱۰ درصد یا کمتر، سنگ‌های دیامیکتیت‌های یخچالی را تشکیل می‌دهند؛ در حالی که لاهار و مواد مذاب آتشفشانی بیش از نیمی از قلوه‌سنگ‌ها و تخته‌سنگ‌های همگن با منشأ آتشفشانی را تشکیل می‌دهند (Waitt, 2013). وجود قطعه‌های گرد شده از سنگ‌های دگرگونی مزوپروتروزوئیک (گنیس، آمفیولیت، شیست و غیره) احتمالاً نشان‌دهنده منشأ غیر آتشفشانی؛ اما بدون تردید منشأ یخچالی قاره‌ای دگرگونی در دیامیکتیت‌های منطقه کوشک و نواحی هم‌جوار (شکل ۴-A تا C) است. وجود قطعه سنگ‌های نیمه‌گرد از جنس کلریت آمفیولیت شیست (شکل ۴-A تا C) در یک ماتریس کربناته را نمی‌توان با پرتابه‌ها و لاهارهای آتشفشان‌زا توجیه کرد. در واقع، تاکنون هیچ دیامیکتیتی از تخته‌سنگ‌های ریولیتی در سازند اسفوردی مشاهده نشده است. تعیین دقیق دیامیکتیت‌ها و سنگ‌های ریزشی یخچالی نیازمند شواهدی از چینه‌بندی‌های آواری است؛ اما چنین ویژگی‌هایی ممکن است به دلیل تغییر شکل ساختاری که بر برخی از BIFها در سراسر جهان تأثیر گذاشته است، حفظ نشده باشند (Ali et al., 2010; Mazumder and Van Loon, 2012). علاوه بر این، از آنجایی که نمی‌توان افتان‌سنگ‌ها را به سادگی از ماتریس خود جدا کرد، تأیید وجود نقاط تیزتر، شیارها و قطعه‌های چندوجهی دشوار است. با این حال، (شکل ۴-E، G و K) نمونه‌ای از یک شیارهای سینوسی یا هلالی با توسعه ضعیف را نشان می‌دهد. این فتان‌سنگ‌ها از ترکیب‌های چرت برخوردار است و احتمالاً قسمت رو به جریان یخچال یا سطح برخوردی شکل تیزتری را نشان می‌دهد (شکل ۴-K) و شبیه یک کلاست یخچالی شبه پنج ضلعی است، مشابه آنچه پتی‌جان (Pettijohn, 1975) گزارش کرده است.

ساختارهای رگه-رگچه‌ای: این رگه‌های اغلب اپی‌ژنتیک، کربنات‌های کمپلکس دهانه گنبدی‌شکل، ریولیت‌های دگرسان‌شده، هماتیت و جاسپیت توده‌ای و نواری را قطع می‌کنند. آنها نشان‌دهنده آخرین فاز کانی‌سازی در منطقه کوشک



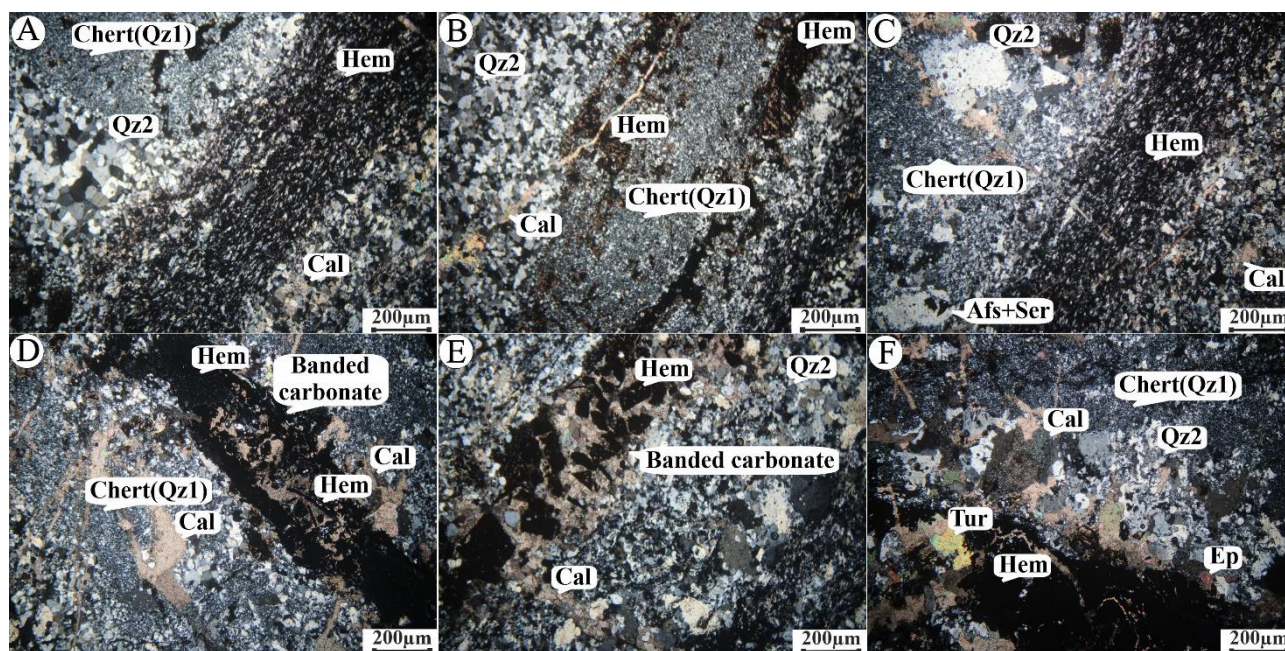
نسبت داده شود. نواربندی‌های متناوب ممکن است ناشی از تغییرات در ترکیب شیمیایی آب دریا و/یا ورود مواد خشکی‌زاد همراه با چرخه‌های پیش‌روی و پس‌روی آب دریا باشد (Klein, 2005). این کانسنگ آهن نواری تحت تأثیر فشردگی، دیاژنز دیررس و دگرگونی درجه ضعیف تشکیل شده‌اند که با حضور هماتیت ورقه‌ای ریز و جهت‌دار که با کوارتز آمورف و مقادیر ناچیز باریت درهم‌رویده‌اند، مشخص می‌شوند. وجود دانه‌های ریز هماتیت در نوارها نشان‌دهنده تبدیل دیاژنتیکی اولیه ذرات اولیه اکسی-هیدروکسید آهن است (Gaucher et al., 2015). وجود کوارتز ریزبلورین به صورت چرت و/یا جاسپیت در نوارها نشان می‌دهد که سیلیس آمورف در طی فرایند دفن به چرت تبدیل شده است.

هستند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، سه نسل کانی‌سازی سیلیس در ارتباط با دولومیت، هماتیت و گوتیت شامل پیش از کانی‌سازی، هم‌زمان با کانی‌سازی و پس از کانی‌سازی مشاهده می‌شود (شکل ۶-A تا F). وجود لایه‌بندی‌های نازک و منظم هماتیت و سیلیس نشان می‌دهد که سنگ‌های آهن در حوضه‌هایی با عمق بیش از ۲۰۰ متر رسوب‌گذاری شده‌اند (Trendall, 2002). با این حال، وجود هماتیت ورقه‌ای با بافت الیافی به عنوان اکسید آهن غالب در سنگ‌های آهن نشان می‌دهد که فشار اکسیژن ( $fO_2$ ) بالاتر از بافر هماتیت/مگنتیت بوده و این موضوع نشان‌دهنده درجه بالای اکسایش است (Bau and Dulski, 1996). علاوه بر این، بافت رسوبی الیافی در سنگ‌های آهن نواری ممکن است به کانسارهای آهن نواری از نوع راپتان



شکل ۵. A تا D: کانی‌سازی هماتیت ورقه‌ای مرتبط با زون تغذیه‌کننده در کانسار روی و سرب کوشک، این کانی‌زایی به صورت انتشاری است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hem-Flk: هماتیت ورقه‌ای، Py: پیریت، Sp: اسفالریت).

**Fig. 5.** A to D: Hematite flakes mineralization associated with the feeder zone in the Koushk Zn-Pb deposit. This mineralization of iron is disseminated. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hem-Flk: hematite flakes, Py: Pyrite, Sp: Sphalerite).



**شکل ۶.** A تا F: تصاویرهای میکروسکوپی از اکسید آهن نواری، کربنات و چرت در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت، Hem: هماتیت، Qz1: کوارتز نسل اول، Qz2: کوارتز نسل دوم، Qz3: کوارتز نسل سوم، Ser: سریسیت، Tur: تورمالین).

**Fig. 6.** A to F: Microscopic images of banded iron oxide, carbonate and chert in the Koushk Zn-Pb deposit area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Cal: calcite, Ep: Epidote, Hem: hematite, Qz1: first generation quartz, Qz2: second generation quartz, Qz3: third generation quartz, Ser: Sericite, Tur: Tourmaline).

بافت‌های رگه‌ای و رگچه‌ای وجود دارد که در آنها مگنتیت، مگهمیت و هماتیت به صورت هم‌زمان یافت می‌شوند. مگهمیت به عنوان محصول معدنی گذار بین مگنتیت و هماتیت در نظر گرفته می‌شود (Hassanlouei and Rajabzadeh, 2019).

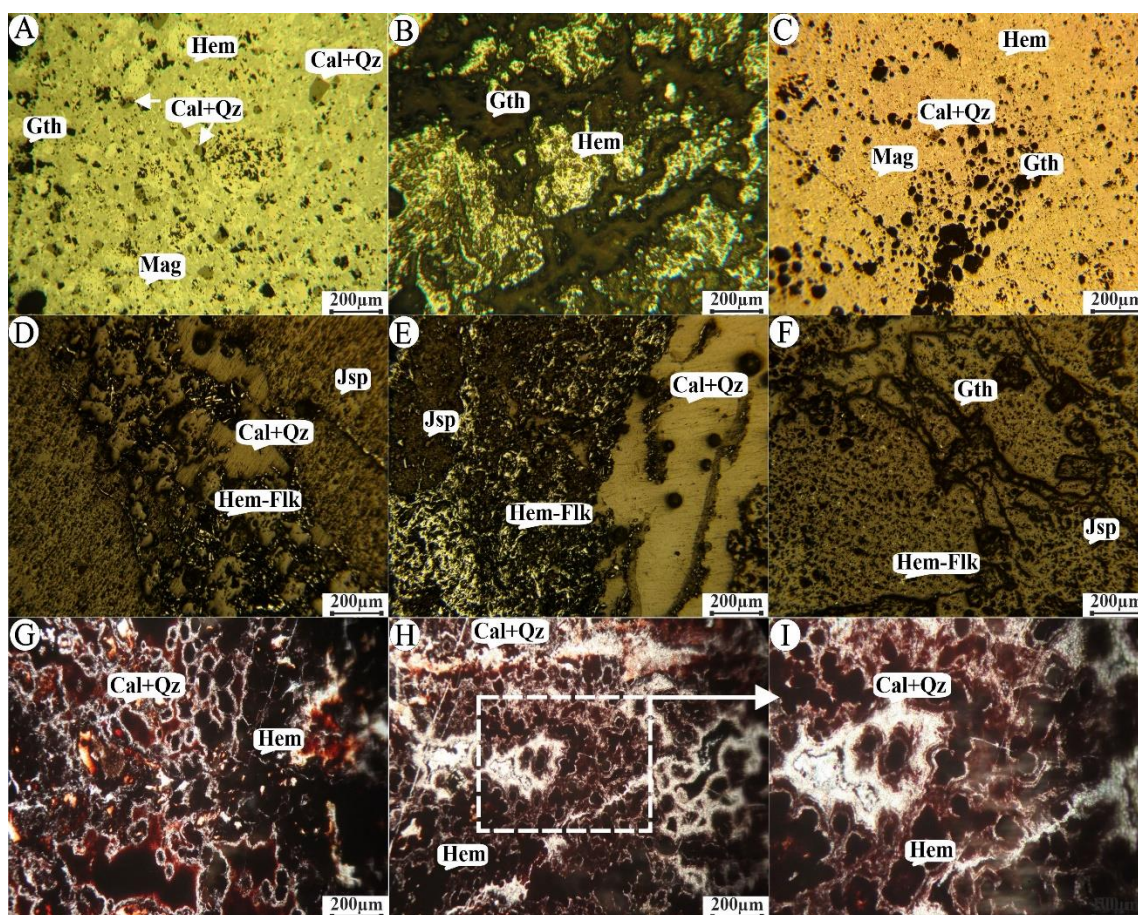
بافت‌های یخچالی به عنوان یکی از جنبه‌های کانی‌سازی، BIF‌های راپتان و ادیاکاران را از کانسنگ نوع آلگوما، سوپریور، IOCG و IOA متمایز می‌کند. این امر با قطعه‌های کوارتز، چرت، کربنات‌ها، سنگ‌های آتشفشانی در سیمان یا ماتریسی از چرت، گلسنگ و کربنات‌های تناوبی نشان‌دهنده شده است (شکل ۶-A تا F و شکل ۹-A تا I). وجود دانه‌های نیمه‌گرد مگنتیت و هماتیت در کربنات‌ها و کانسنگ نواری احتمالاً ناشی از ریزش و حمل مجدد از کانسنگ پروکسیمال است (شکل ۶-A تا F و شکل ۹-).

روابط بافتی و کانی‌شناسی BIF‌ها ساده است. بافت‌های لایه‌ای از هماتیت  $\pm$  مگنتیت کربنات و چرت (شکل ۶-A تا F) با ضخامت حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر تشکیل شده‌اند. اینها نشان‌دهنده مناطق بینابینی در اطراف گنبد‌های ریولیتی هستند. در برخی موارد، دانه‌های هماتیت و مگنتیت با کربنات، گلسنگ، جاسپیلیت و آفتان‌سنگ‌ها به صورت لایه‌لایه قرار گرفته‌اند (شکل ۶-A تا F و شکل ۹-A تا I). بافت کلوئیدی احتمالاً نشان‌دهنده هسته‌های تبلور زودرس باقی‌مانده از ژل‌های هیدرومگنتیت یا فری‌هیدریت در مرحله اولیه دیاژنتیکی است (شکل ۷-G تا I). بافت‌های جان‌نشینی در زون‌های دگرته‌ای رایج هستند و به صورت‌های لایه‌های تیز و برجسته، شبکه‌ای، جعبه‌ای و پولکی و جزیره‌ای باقی‌مانده، دیده می‌شوند. پراش‌دگی فضاهای باز نیز به صورت



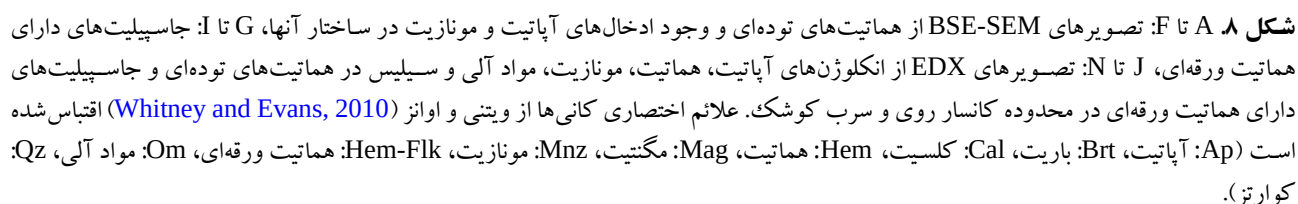
گل‌سنگ، سیلت‌سنگ یا کانی‌های مشخصی مانند کوارتز، کلسیت و هماتیت هستند (Bennett et al., 1996). دیامیکتیت‌های یخچالی معمولاً با کلاست‌های بیگانه نیمه‌گرد تا گرد و قطعه‌های چند منشأیی نامنظم یا با درجه جدایش پایین که به آنها اُفتان‌سنگ گفته می‌شود، مشخص می‌شوند (Bennett et al., 1996; Hoffman et al., 1998; Gaucher et al., 2015; Le Heron et al., 2017).

C تا E). برخی اُفتان‌سنگ‌ها به حالت کمانی شکل هستند، بنابراین به صورت هم‌زمان با رسوب‌گذاری و هم‌زمان با یخبندان-دریایی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-I). وجود مقادیر فراوانی از کوارتز دانه‌ریز در دیامیکتیت‌ها، بدون جهت‌گیری خاص درون نوارها، نشان‌دهنده محیط یخچالی در دوران پروتروزیوئیک پسین است (شکل ۹-A تا I). دیامیکتیت‌های منشأ یخچالی اغلب دارای ماتریس آواری (مواد سیلیسی کلاستیک) مانند ماسه‌سنگ،



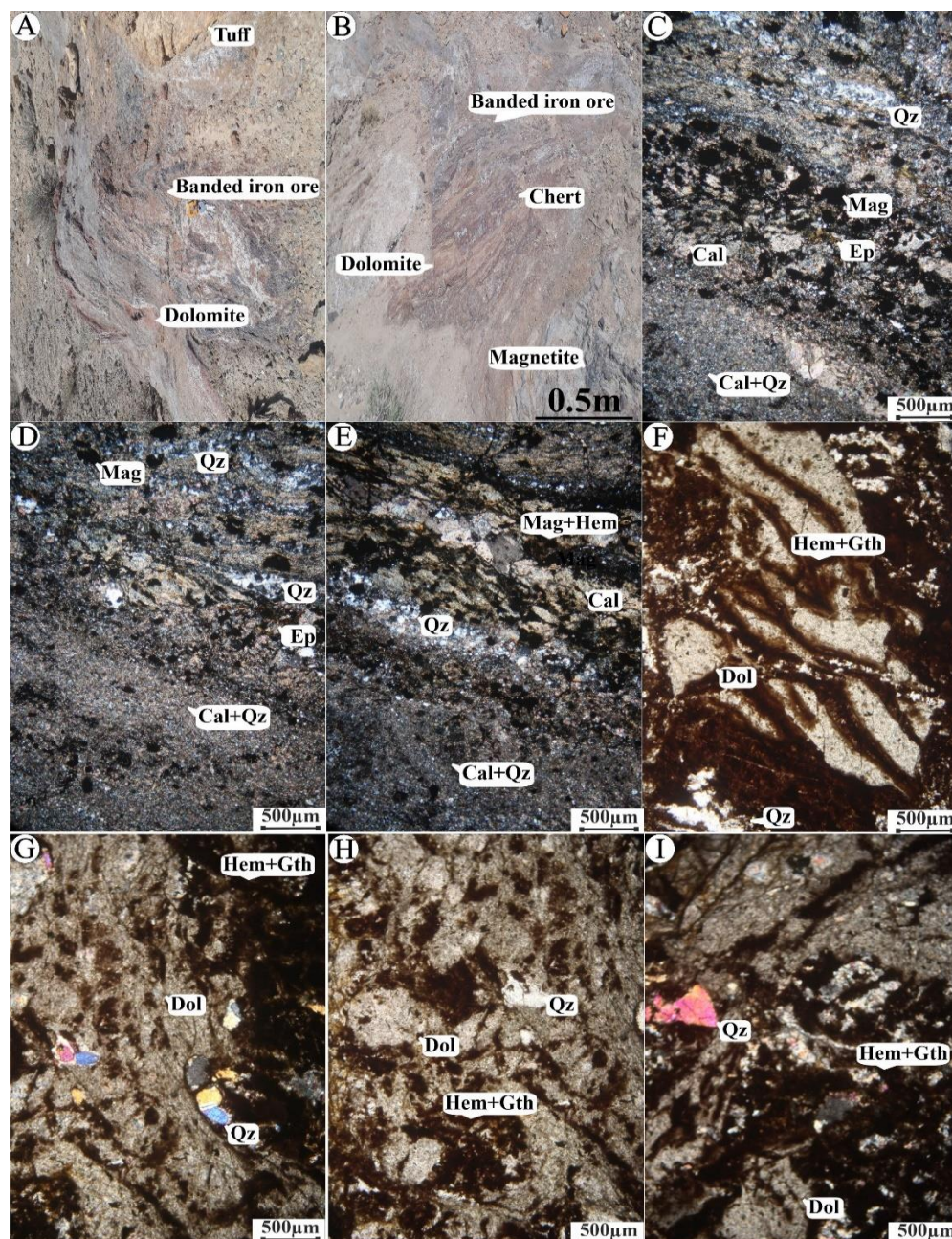
**شکل ۷.** A تا C: تصویرهای میکروسکوپی از کانی‌زایی هماتیت توده‌ای، D تا F: اکسید آهن نواری و چرت، G تا I: بافت زل‌مانند و کلونیدی هیدرومگنتیت و هماتیت در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Gth: گوئیت، Hem: هماتیت، Jsp: جاسپر، Mag: مگنتیت، Hem-Flk: هماتیت ورقه‌ای، Qz: کوارتز).

**Fig. 7.** A to C: Microscopic images of massive hematite mineralization, D to F: Banded iron oxide and chert, G to I: Gel-like and Colloidal texture of hydromagnetite and hematite in the Koushk Zn-Pb deposit area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Gth: Goethite, Hem: hematite, Jsp: jasper, Mag: magnetite, Hem-Flk: hematite flakes, Qz: quartz).



DOI: [10.22067/econg.2025.1163](https://doi.org/10.22067/econg.2025.1163)





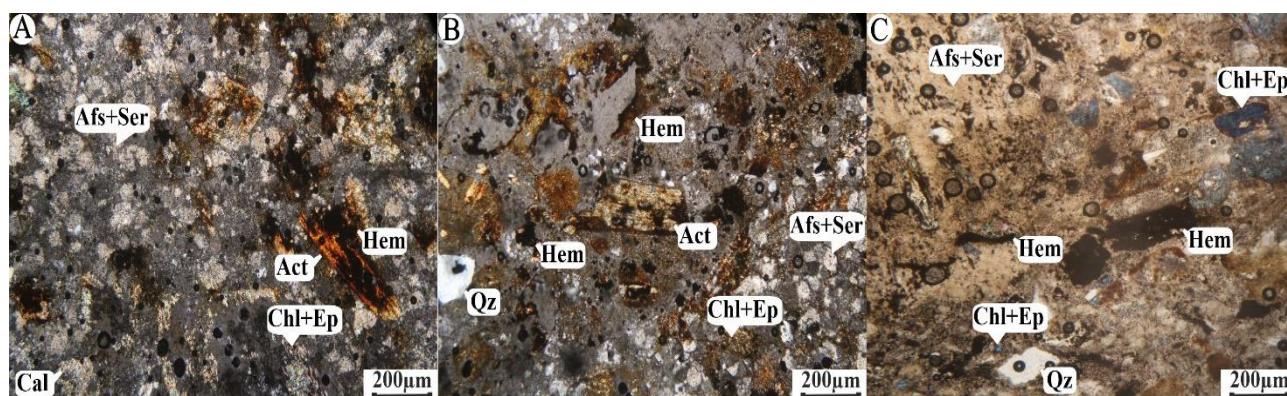
**شکل ۹.** A و B: تصاویرهای ماکروسکوپی از کانسنگ هماتیت±مگنتیت، کربنات و چرت سین‌ژنتیک نواری، دید به سمت شمال شرق، C تا E: تصاویرهای میکروسکوپی از نوارهای هماتیت، مگنتیت، کربنات، گل‌سنگ و جاسپیلیت و F تا I: قطعه‌های کوارتز، چرت، کربنات‌ها و سنگ‌های آتشفشانی در کربنات‌های تناوبی محدوده کانسار روی و سرب کوشک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Ep: اپیدوت، Gth: گوئیت، Hem: هماتیت، Mag: مگنتیت، Qz: کوارتز).

**Fig. 9.** A and B: Macroscopic images of banded syngenetic hematite±magnetite, carbonate and chert ore, View to the northeast, C to E: Microscopic images of bands of hematite, magnetite, carbonate, mudstone and jaspilite, and F to I: Fragments of quartz, chert, carbonates, volcanic rocks in rhythmic carbonates of the Koushk Zn-Pb deposit area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Dol: Dolomite, Ep: Epidote, Gth: Goethite, Hem: hematite, Mag: magnetite, Qz: quartz).



کوشک رخ می‌دهند و با سیالات گرمابی برون‌دمی آزاد شده توسط ماگماتیسم گرانیتوئیدی کامبرین مرتبط هستند. گوتیت آخرین و پایدارترین کانی هیدرواکسید آهن است که در طی اکسایش مگنتیت، هماتیت اولیه، کومگنتیت و مگمیت تشکیل می‌شود. کانی‌های کربناته شامل دولومیت، کلسیت و آنکرایت هستند که به صورت لایه‌ای، رگچه‌ای با کانسنگ اکسیدی نواری قرار گرفته‌اند (شکل ۹-C تا E). کوارتز مهم‌ترین کانی باطله در سنگ‌های میزبان و کانسنگ‌های آهن است. جوان‌ترین شکل کوارتز به صورت رگه‌هایی است که واحدهای زمین‌شناسی را قطع می‌کنند. چرت نوارهای متناوبی را با کانسنگ نواری هماتیت و مگنتیت، جاسپیلیت و همچنین به عنوان اُفتان‌سنگ در ماتریس کربنات و اکسید آهن تشکیل می‌دهد. اکتینولیت در ریولیت‌های دگرسان‌شده، بلورهای بزرگ و گاهی کشیده‌ای را به همراه هماتیت و مگنتیت تشکیل می‌دهد (شکل ۱۰-A تا C).

هماتیت و سیلیس به صورت کلوئیدی (شکل ۷-G تا I)، توده‌ای و بی‌شکل (شکل ۳-D تا H؛ شکل ۷-A تا C)، نواری (شکل ۶-E) و دانه‌های آواری نیمه‌گرد شده (شکل ۳-N و شکل ۴-E) یافت می‌شود. کومگنتیت به صورت لکه‌های خاکستری مایل به قهوه‌ای و دانه‌های تیغه‌ای شکل‌دار تشکیل می‌شود و نخستین کانی پس از اکسایش مگنتیت است و با پیشرفت اکسایش، به مگمیت، هماتیت، ماریت و در نهایت به گوتیت تبدیل می‌شود. هماتیت یکی از فراوان‌ترین کانی‌های اکسیدی در محدوده کانسار کوشک است و اغلب با اکسایش حاشیه‌ای  $Fe^{2+}$  در شکستگی‌های مگنتیت جایگزین می‌شود. برخی از دانه‌های هماتیت، اولیه هستند و در طی دیاژنز از ژل فری‌هیدریت تحت فوگاسیته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند. صفحه‌های سوزنی‌شکل و ریز هماتیت ورقه‌ای به صورت رگچه‌های پراکنده اپی‌ژنتیکی همراه با جاسپیلیت‌ها و دولومیت‌ها و به صورت لندک در واحدهای ریولیتی در کانسار



شکل ۱۰. A تا C: تصاویرهای میکروسکوپی از همراهی بلورهای کشیده اکتینولیت با کانسنگ هماتیت در ریولیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Afs: آلکالی فلدسپار، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Hem: هماتیت، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت).

**Fig. 10.** A to C: Microscopic images of association of elongated actinolite crystals with hematite ore in the rhyolites hosting the Koushk Zn-Pb deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: Actinolite, Afs: alkali feldspar, Cal: calcite, Chl: Chlorite, Ep: Epidote, Hem: hematite, Qz: quartz, Ser: Sericite).

دماهای ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد در کانسارهای برون‌دمی تشکیل می‌شوند (Galley, 2003). روابط بافتی نشان می‌دهد که

رنگ سبز اکتینولیت، بازتابی از محتوای بالای آهن در این کانی و احتمالاً از گروه فرواکتینولیت است. اکتینولیت‌های مشابه در

کلریت‌ها در ساختار پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومینزین جایگزین شده‌اند. بلورهای تورمالین به صورت سین‌ژنتیکی در کانسنگ‌های آهن نواری تشکیل شده‌اند (شکل ۶-F).

شایع‌ترین گونه تورمالین در BIF‌ها، کانی شورل  $(\text{NaFe}^{2+}3\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{OH})$  گزارش شده است (Beaty et al., 1988). این کانی با سریسیت همراه است و احتمالاً در اثر واکنش سیالات غنی از آهن، منیزیم و بور با پلاژیوکلازها، فلدسپارهای قلیایی و کلریت تشکیل می‌شود. تجمعات سریسیت-تورمالین در کانسنگ برون‌دمی در دمای ۲۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند (Beaty et al., 1988).

### زمین‌شیمی عناصر اصلی در کانسنگ

جدول ۱ و شکل ۱۱، اکسیدهای عناصر اصلی و نمودارهای تغییرات آنها را در کانسنگ‌های هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت نشان می‌دهند. جدول ۱ نشان می‌دهد که مقادیر  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  در کانسنگ هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای بین ۳۴/۲۴ تا ۸۶/۵۷ درصد وزنی و مقادیر  $\text{SiO}_2$  در کانسنگ هماتیت از ۱/۱۱ تا ۴۱/۵۲ درصد وزنی متغیر است. مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{CaO}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  در کانسنگ هماتیت به ترتیب از ۰/۶۶ تا ۷/۹۵، ۰/۱۴ تا ۲/۷۱، ۰/۴۱ تا ۱۷/۳۶ و ۰/۲۲ تا ۰/۸۲ درصد وزنی متغیر است. تنها یکی از نمونه کانسنگ هماتیت توده‌ای، غنی‌شدگی بالایی از فسفر (۱۳/۶۴ درصد وزنی) نشان می‌دهد. مقادیر اکسید  $\text{TiO}_2$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  دارای همبستگی مثبت و قوی و اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{LOI}$  (شکل ۱۱-A تا G) همبستگی مثبت و ضعیف با مقادیر  $\text{SiO}_2$  نشان می‌دهند؛ در حالی که مقادیر  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  دارای همبستگی منفی و قوی و  $\text{CaO}$  همبستگی منفی در مقابل  $\text{SiO}_2$  را نشان می‌دهند (شکل ۱۱-H تا J).

### نمودارهای تفکیک کانسنگ

جدول‌های ۱، ۲ و ۳ و شکل‌های ۱۱ و ۱۲، تغییرات عمده اکسیدها

در BIF‌های محدوده کوشک را در مقایسه با انواع مختلف BIF‌های جهانی نشان می‌دهد. به این ترتیب  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{LOI}$  شباهت زیادی به همه BIF‌ها نشان می‌دهند؛ اگرچه  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{LOI}$  میل ترکیبی بهتری با BIF‌های یخچال‌زا نشان می‌دهند. در نمودار دووجهی  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ - $\text{Fe}/\text{Ti}$  (شکل ۱۲-A)، کانسنگ‌ها در نزدیکی حوزه رسوب‌های فلزدار گرمابی برون‌دمی دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام و همچنین BIF‌های نئوپروتروزوئیک قرار گرفته‌اند. نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$  (شکل ۱۲-B) نشان می‌دهد که کانسنگ هماتیت  $\pm$  مگنتیت و هماتیت‌های ورقه‌ای به حوزه‌های راپتان یخچالی و BIF‌های ادیاکاران تمایل نشان می‌دهند. در نمودارهای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{TiO}_2$  (شکل ۱۲-C)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{TiO}_2$  (شکل ۱۲-D) و  $\text{Zr}-\text{Th}$  (شکل ۱۲-F)، داده‌ها شباهت نسبتاً زیادی به BIF‌های راپتان یخچالی و ادیاکاران نشان می‌دهند. غلظت عناصر  $\text{As}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{Cu}$ ،  $\text{Ga}$ ،  $\text{Ni}$ ،  $\text{Se}$  و  $\text{Sn}$  در تمامی کانسنگ هماتیتی مورد بررسی بیشتر از UCC و برخی از BIF‌ها (جدول ۳)، (شکل ۱۳-D) است. مقادیر میانگین  $\text{Zr}$  و  $\text{Th}$  در کانسنگ هماتیتی به ترتیب ۹/۴ ppm و ۲۶ ppm است (جدول ۳) و از BIF‌های نوع آلگوما و سوپریور بیشتر است. شکل ۱۲-E (نمودار  $\text{Fe}-\text{P}$ ) و شکل ۱۲-G، H و I، J تا O نمودارهای  $[\text{Fe}-\text{Co}/\text{Zn}]$ ،  $\text{Co}-\text{Ni}$ ،  $\text{V}-\text{Ti}$ ،  $\text{V}/\text{Fe}-\text{Ti}/\text{Fe}$ ،  $\text{V}-\text{Ni}$ ،  $\text{V}/\text{Ti}-\text{Ni}/\text{Ti}$  و  $[\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})]-\text{Ti}+\text{V}$  نشان می‌دهد کانسنگ هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای به BIF‌های گرمابی برون‌دمی و برخی ورودی‌های رسوبی مکانیکی و آواری تمایل نشان می‌دهند. شکل ۱۲-M تا O نشان می‌دهند که دمای تبلور کانسنگ هماتیت توده‌ای و هماتیت ورقه‌ای احتمالاً بین ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد است. مقادیر  $\sum \text{REE}+\text{Y}$  (جدول ۳) در کانسنگ هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای و از ۳۷/۹۱ ppm تا ۱۹۱۴/۹۹ (میانگین ۴۲۷/۱۹ ppm) متغیر است و تنها در یک نمونه کانسنگ هماتیت توده‌ای غنی از فسفر مقادیر عناصر نادر خاکی برابر با ۴۵۴۸/۹۳ ppm است.

جدول ۱. اکسیدهای اصلی (درصد وزنی) در کانسنگ هماتیت ورقه‌ای، در محدوده کانسار روی سرب کوشک

Table 1. Major oxides (wt. %) in hematite flakes ores, in the Koushk Zn-Pb deposit area

| NO                             | Hematite flakes |           |           |           |           |           |           |           |           |
|--------------------------------|-----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|                                | KH-1            | KH-2      | KH-3      | KH-4      | KH-5      | KH-6      | KH-7      | KH-8      | KH-9      |
| Long.                          | 55°45'43"       | 55°45'39" | 55°45'41" | 55°45'38" | 55°45'35" | 55°45'37" | 55°45'28" | 55°45'30" | 55°45'36" |
| Lat.                           | 31°45'21"       | 31°45'20" | 31°45'23" | 31°45'21" | 31°45'37" | 31°45'22" | 31°45'30" | 31°45'35" | 31°45'32" |
| SiO <sub>2</sub>               | 9.46            | 1.11      | 2.71      | 15.82     | 10.36     | 8.36      | 41.52     | 22.94     | 18.27     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.06            | 0.66      | 0.82      | 1.73      | 1.13      | 3.22      | 7.95      | 5.27      | 1.82      |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.15            | 0.05      | 0.05      | 0.13      | 0.1       | 0.15      | 0.19      | 0.14      | 0.01      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 78.28           | 81.94     | 86.57     | 71.54     | 86.56     | 77.41     | 43.35     | 67.74     | 70.24     |
| MnO                            | 0.12            | 0.15      | 0.05      | 0.13      | 0.14      | 0.26      | 0.05      | 0.03      | 0.05      |
| MgO                            | 0.85            | 0.14      | 0.58      | 2.71      | 0.31      | 0.79      | 1.11      | 0.75      | 1.24      |
| CaO                            | 2.48            | 0.49      | 0.92      | 3.24      | 0.41      | 4.15      | 1.42      | 0.78      | 3.1       |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.28            | 0.27      | 0.11      | 0.23      | 0.17      | 0.27      | 0.11      | 0.25      | 0.2       |
| K <sub>2</sub> O               | 0.4             | 0.05      | 0.12      | 0.29      | 0.12      | 0.4       | 1.82      | 0.94      | 0.05      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.82            | 0.59      | 0.37      | 0.42      | 0.3       | 0.53      | 0.69      | 0.22      | 0.41      |
| SO <sub>3</sub>                | 0.62            | 5.66      | 2.57      | 0.16      | 0.21      | 0.69      | 0.11      | 0.04      | 0.54      |
| Ba                             | 0.72            | 8.95      | 4.21      | 0.11      | 0.23      | 0.92      | 0.05      | 0.25      | 1.63      |
| L.O.I                          | 1.76            | 0.85      | 0.75      | 3.39      | 0.95      | 2.77      | 1.45      | 0.88      | 1.86      |
| total                          | 100             | 100.92    | 99.84     | 99.89     | 100.99    | 99.91     | 99.82     | 100.21    | 99.42     |
| Cl                             | 0.021           | 0.035     | 0.02      | 0.072     | 0.019     | 0.024     | 0.032     | 0.023     | 0.032     |
| V                              | 0.006           | 0.008     | 0.009     | 0.007     | 0.005     | 0.013     | 0.007     | 0.004     | 0.006     |
| Cu                             | 0.022           | nd        | nd        | 0.015     | nd        | nd        | nd        | nd        | nd        |
| Zn                             | 0.016           | 0.013     | 0.012     | 0.014     | 0.015     | 0.024     | 0.04      | 0.054     | 0.07      |
| Sr                             | 0.013           | 0.241     | 0.105     | 0.004     | 0.007     | 0.017     | 0.004     | 0.08      | 0.06      |
| Mo                             | 0.008           | 0.01      | 0.007     | 0.003     | 0.003     | 0.008     | 0.001     | nd        | nd        |
| Sn                             | 0.012           | 0.005     | nd        | nd        | nd        | 0.007     | 0.004     | nd        | nd        |
| Pb                             | 0.005           | nd        | 0.009     | nd        | nd        | nd        | 0.008     | 0.012     | 0.02      |
| Zr                             | 0.004           | 0.007     | 0.006     | 0.003     | 0.005     | 0.005     | 0.009     | 0.004     | 0.005     |
| La                             | 0.031           | 0.089     | 0.015     | 0.02      | 0.042     | 0.062     | 0.03      | 0.45      | 0.013     |
| Rb                             | nd              | nd        | 0.045     | nd        | nd        | 0.002     | 0.004     | nd        | nd        |
| Ce                             | 0.027           | 0.012     | 0.023     | 0.077     | 0.01      | 0.325     | 0.052     | 0.019     | 0.035     |
| Ni                             | 0.003           | 0.005     | 0.006     | 0.002     | 0.005     | 0.002     | 0.006     | 0.001     | 0.017     |
| Co                             | 0.006           | 0.009     | 0.005     | 0.005     | 0.012     | 0.008     | 0.006     | 0.001     | 0.006     |
| Y                              | 0.008           | 0.009     | 0.012     | 0.007     | 0.011     | 0.01      | 0.009     | 0.013     | 0.006     |
| Cr                             | 0.002           | 0.002     | 0.004     | 0.002     | 0.002     | 0.002     | 0.001     | 0.004     | 0.003     |

ادامه جدول ۱. اکسیدهای اصلی (درصد وزنی) در کانسنگ هماتیت ورقه‌ای، در محدوده کانسار روی سرب کوشک

**Table 1 (Continued).** Major oxides (wt. %) in hematite flakes ores, in the Koushk Zn-Pb deposit area

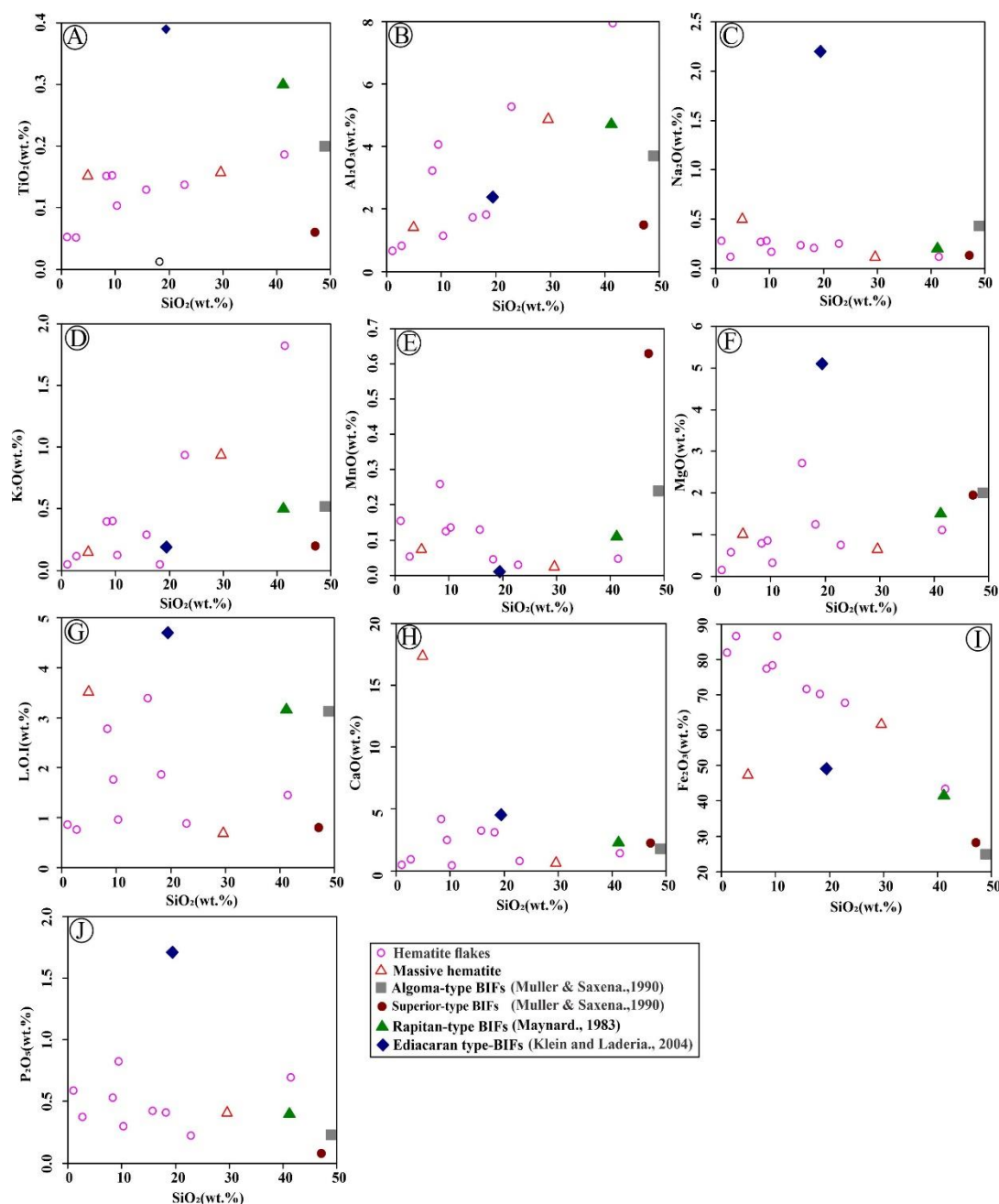
| NO                                 | Massive hematite |                  | Global BIF |          |          |          |
|------------------------------------|------------------|------------------|------------|----------|----------|----------|
|                                    | KH-10            | KH-11            | 1          | 2        | 3        | 4        |
| <b>Long.</b>                       | <b>55°45'29"</b> | <b>55°45'49"</b> |            |          |          |          |
| <b>Lat.</b>                        | <b>31°45'31"</b> | <b>31°45'36"</b> |            |          |          |          |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 4.9              | 29.6             | 48.9       | 47.1     | 41.2     | 19.4     |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 1.41             | 4.87             | 3.7        | 1.5      | 4.72     | 2.38     |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 0.15             | 0.16             | 0.2        | 0.06     | 0.3      | 0.39     |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 47.39            | 61.66            | 24.9       | 28.2     | 41.5     | 49.12    |
| <b>FeO</b>                         | -                | -                | 13.3       | 10.9     | 4.2      | 11.96    |
| <b>MnO</b>                         | 0.07             | 0.02             | 0.24       | 0.63     | 0.11     | 0.01     |
| <b>MgO</b>                         | 1.01             | 0.65             | 2          | 1.95     | 1.5      | 5.11     |
| <b>CaO</b>                         | 17.36            | 0.63             | 1.78       | 2.24     | 2.3      | 4.55     |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 0.5              | 0.11             | 0.43       | 0.13     | 0.2      | 2.2      |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 0.15             | 0.94             | 0.52       | 0.2      | 0.5      | 0.19     |
| <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>  | 13.64            | 0.41             | 0.23       | 0.08     | 0.4      | 1.71     |
| <b>SO<sub>3</sub></b>              | 9.06             | 0.19             | 1.57       | 0.2      | 0.45     | 0.19     |
| <b>Ba</b>                          | 0.52             | 0.74             | 0          | 0        | 0        | 0        |
| <b>L.O.I</b>                       | 3.52             | 0.68             | 3.13       | 0.8      | 3.16     | 4.7      |
| <b>total</b>                       | 99.68            | 100.65           | 100.9      | 93.99    | 100.54   | 101.91   |
| <b>Cl</b>                          | 0.146            | 0.018            | -          | -        | -        | -        |
| <b>V</b>                           | 0.008            | 0.007            | 0.0109     | 0.0042   | 0.003401 | 0.0059   |
| <b>Cu</b>                          | nd               | nd               | 0.001      | 0.004    | 0.005    | 0.01     |
| <b>Zn</b>                          | 0.335            | 0.015            | 0.002506   | 0.002653 | 0.003494 | 0.002213 |
| <b>Sr</b>                          | 0.064            | 0.003            | 0.00378    | 0.02863  | 0.04741  | 0.29994  |
| <b>Mo</b>                          | nd               | 0.002            | 0.0001     | 0.0001   | 0.0001   | 0.0017   |
| <b>Pb</b>                          | 0.028            | 0.01             | 0.000116   | 0.001441 | 0.000214 | 0.000882 |
| <b>Zr</b>                          | 0.005            | 0.004            | 0.0003     | 0.0002   | 0.0054   | 0.0088   |
| <b>La</b>                          | 0.067            | 0.022            | -          | -        | -        | 0.04     |
| <b>Rb</b>                          | nd               | 0.003            | -          | -        | -        | -        |
| <b>Ce</b>                          | 0.162            | 0.033            | 0.000352   | 0.000181 | 0.000907 | 0.080194 |
| <b>Ni</b>                          | 0.013            | 0.009            | 0.01       | -        | -        | 0.01     |
| <b>Co</b>                          | 0.008            | 0.006            | 0.0041     | 0.0028   | 0.00125  | 0.004425 |
| <b>Y</b>                           | 0.021            | 0.009            | 0.000669   | 0.000918 | 0.001333 | 0.043364 |
| <b>Cr</b>                          | 0.001            | 0.002            | 0.012      | 0.011    | 0.006    | 0.003    |

1= Algoma type BIFs: (Maynard, 1983)

2= Superior-type BIFs: (Maynard, 1983)

3= Rapitan-type BIFs: (Breitkopf, 1988); (Klein and Beukes, 1993); (Klein and Ladeira, 2004)

4= Ediacaran type-BIFs: (Babaki, 2004)



شکل ۱۱. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در کانسنگ آهن، در محدوده کانسار روی سرب کوشک

Fig. 11. Major element variation diagrams in iron ore, in the Koushk Zn-Pb deposit area

شده‌اند. نمودار  $Ce/Ce^*(PAAS)$  در مقابل  $Pr/Pr^*(PAAS)$  (شکل ۱۳- C) ناهنجاری‌های مثبت La و منفی ضعیف Ce را نشان می‌دهد. نمودار  $REEs+Y$  بهنجار شده نسبت به کندریت

شکل ۱۳- A و B همبستگی مثبت  $P_2O_5$  را در برابر  $\sum REE+Y$  و کوواریانس ناهنجاری  $Eu/Eu^*$  را در برابر  $Al_2O_3$  نشان می‌دهند که در آن ناهنجاری‌های منفی Eu به خوبی تعریف



(شکل ۱۳- D و E) غنی‌شدگی ناچیز عناصر نادر خاکی سبک با آنومالی منفی ضعیف Ce، ناهنجاری مثبت Y، Eu و Yb در بیشتر نمونه‌ها نشان می‌دهد. همچنین، الگوهای REE+Y اغلب روند دمای پایین سیالات گرمایی و BIFها را پوشش می‌دهند.

#### اثر متاسوماتیسم بر عناصر اصلی و کمیاب در BIFها

نمودار Ti/V در برابر Al (شکل ۱۳- F) نشان می‌دهد که بیشتر کانسنگ‌های هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای به BIFهای دگرگون‌نشده تا دگرگونی در رخساره شایست سبز شباهت دارد. این تفسیر با مجموعه کانی‌های شایست سبز (اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، تالک، پلاژیوکلاز، سیریسیت، کوارتز و مسکویت) همراه با کانسنگ مطابقت دارد. مجموعه این کانی‌ها با دمای تبلور مگنتیت (۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) در شکل ۱۲- M تا O و با دگرگونی درجه پایین سین‌دیاژنتیکی برخی از BIFها (Maynard, 1983; Aftabi et al., 2021)

سازگار هستند. در مقایسه با دمای تبلور (۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) که برای کانسنگ آهن کوشک به دست آمده است، BIFهای ادیاکاران دگرگون‌نشده در سایر نقاط معدنی آهن باقی در ایران مرکزی در دمای ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و یا در محدوده ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده اند (Jami et al., 2007; Aftabi et al., 2021; Hosseini and Rajabzadeh, 2021; Hosseini et al., 2022). این تغییرات دمایی نشان می‌دهد که در BIFهای ادیاکاران دگرگون‌نشده، مگنتیت و هماتیت می‌توانند در دمایی تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد نیز متبلور شوند.

شکل ۱۳- G  $[(MgO+CaO+MnO)/Fe_2O_3t-SiO_2/Fe_2O_3t]$  نشان می‌دهد که کانسنگ هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت‌های ورقه‌ای در محدوده رخساره‌های کربناتی با عیار متوسط قرار دارند؛ اما با دور شدن از حوزه‌های BIF آرکن و پروتروژئیک، عیار کانسنگ آهن در حد متوسط تا بالاست.

**جدول ۲.** نتایج تجزیه نقطه‌ای کانسنگ هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی و سرب کوشک با ریزپردازنده الکترونی بر حسب درصد وزنی

**Table 2.** EPMA point analyses results massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area in wt. %

| NO.<br>KH-11                   | 1         | 2       | 3       | 4       | 5       | 6       | 7       | 8       | 9       | 10      |
|--------------------------------|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Long.                          | 55°45'43" |         |         |         |         |         |         |         |         |         |
| Lat.                           | 31°45'36" |         |         |         |         |         |         |         |         |         |
| SiO <sub>2</sub>               | 0.065     | 0.0423  | 0.02    | 0.0551  | 0.0529  | 0.0577  | 0.0671  | 0.0458  | 0.0404  | 0.052   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.0912    | 0.1205  | 0.174   | 0.1721  | 0.1298  | 0.191   | 0.0931  | 0.1009  | 0.1157  | 0.1233  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 89.7821   | 89.9891 | 89.7292 | 89.1301 | 89.7405 | 89.6942 | 89.5354 | 89.8533 | 89.4746 | 89.9193 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.0113    | 0.0114  | 0.0015  | 0.0022  | 0.0155  | 0.0121  | 0.0115  | 0.0156  | 0.0133  | 0.0105  |
| MgO                            | 0.0302    | 0.0412  | 0.0439  | 0.0426  | 0.0414  | 0.0456  | 0.0409  | 0.0533  | 0.0468  | 0.0311  |
| MnO                            | 0.0854    | 0.0155  | 0.0842  | 0.1069  | 0.1073  | 0.088   | 0.089   | 0.0931  | 0.051   | 0.0911  |
| CaO                            | 0.0125    | 0.0049  | 0.0415  | 0.0218  | 0.0042  | 0.0051  | 0.0598  | 0.0312  | 0.0456  | 0.0567  |
| V                              | 0.0098    | 0.0108  | 0.0183  | 0.0105  | 0.0231  | 0.0285  | 0.0151  | 0.0095  | 0.0154  | 0.0167  |
| Zn                             | 0.2369    | 0.126   | 0.1325  | 0.2501  | 0.2324  | 0.223   | 0.1354  | 0.3265  | 0.4324  | 0.3321  |
| Ni                             | 0.002     | 0.0113  | 0.0041  | 0.031   | 0.0521  | 0.0457  | 0.0201  | 0.0151  | 0.0431  | 0.0534  |
| Cr                             | 0.0054    | 0.0097  | 0.0131  | 0.0032  | 0.0213  | 0.0117  | 0.008   | 0.0054  | 0.0037  | 0.0041  |

**جدول ۳.** نتایج ICP-MS برای تعیین محتوای عناصر اصلی و کمیاب کانسنگ هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی سرب کوشک

**Table 3.** ICP-MS results of major and trace element contents of hematite flakes and massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area

| No                                 | Hematite flakes |           |           | Massive hematite |           |           |
|------------------------------------|-----------------|-----------|-----------|------------------|-----------|-----------|
|                                    | KH-12           | KH-13     | KH-14     | KH-15            | KH-16     | KH-17     |
| <b>Long.</b>                       | 55°45'34"       | 55°45'28" | 55°45'25" | 55°45'30"        | 55°45'38" | 55°45'30" |
| <b>Lat.</b>                        | 31°45'27"       | 31°45'25" | 31°45'26" | 31°45'30"        | 31°45'33" | 31°45'34" |
| <b>Al</b>                          | 1519            | 10297     | 16397     | 2179             | 4478      | 1900      |
| <b>Ba</b>                          | 4105            | 79        | 78        | 108              | 2559      | 191       |
| <b>Ca</b>                          | 3023            | 5357      | 2977      | >10%             | 21764     | 47048     |
| <b>Co</b>                          | 6.6             | 9.6       | 9.3       | 45.9             | 22.3      | 56.6      |
| <b>Cr</b>                          | 18              | 23        | 36        | 13               | 19        | 14        |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 35%             | 42%       | 37%       | 32%              | 43%       | 46%       |
| <b>Hf</b>                          | 1.1             | 1.3       | 1.8       | 1                | 0.9       | 0.9       |
| <b>K</b>                           | <100            | 3655      | 8422      | <100             | <100      | <100      |
| <b>Mg</b>                          | 481             | 1566      | 2602      | 4990             | 1954      | 1148      |
| <b>Mn</b>                          | 75              | 158       | 176       | 2050             | 303       | 2968      |
| <b>Na</b>                          | <100            | 117       | 194       | 783              | 1067      | 213       |
| <b>Nb</b>                          | 19.8            | 5.7       | 12.2      | 10               | 8.4       | 6.2       |
| <b>Ni</b>                          | 7               | 13        | 12        | 102              | 123       | 132       |
| <b>P</b>                           | 674             | 391       | 588       | >3%              | 3787      | 18631     |
| <b>Pb</b>                          | 46              | 44        | 46        | 70               | 214       | 193       |
| <b>Rb</b>                          | 3               | 27        | 48        | 3                | 5         | 1         |
| <b>S</b>                           | 911             | <50       | 50        | 1472             | 5235      | 1700      |
| <b>Sb</b>                          | 1.7             | 3.4       | 3         | 1                | 1.1       | 1.1       |
| <b>Sn</b>                          | 10.8            | 8.4       | 8         | 1.7              | 1.7       | 3.3       |
| <b>Sr</b>                          | 55.8            | 20        | 23.3      | 241.2            | 338.4     | 108.1     |

**ادامه جدول ۳.** نتایج ICP-MS برای تعیین محتوای عناصر اصلی و کمیاب کانسنگ هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی سرب کوشک

**Table 3 (Continued).** ICP-MS results of major and trace element contents of hematite flakes and massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area

| No            | Hematite flakes |           |           | Massive hematite |           |           |
|---------------|-----------------|-----------|-----------|------------------|-----------|-----------|
|               | KH-12           | KH-13     | KH-14     | KH-15            | KH-16     | KH-17     |
| <b>Long.</b>  | 55°45'34"       | 55°45'28" | 55°45'25" | 55°45'30"        | 55°45'38" | 55°45'30" |
| <b>Lat.</b>   | 31°45'27"       | 31°45'25" | 31°45'26" | 31°45'30"        | 31°45'33" | 31°45'34" |
| <b>Ta</b>     | 0.8             | 0.2       | 0.5       | 0.5              | 0.5       | 0.5       |
| <b>Te</b>     | <0.5            | <0.5      | <0.5      | <0.5             | <0.5      | <0.5      |
| <b>Th</b>     | 1.6             | 2         | 3.2       | 27.1             | 6.9       | 15.6      |
| <b>Ti</b>     | 472             | 692       | 1008      | 321              | 294       | 627       |
| <b>U</b>      | 3.7             | 6.7       | 8.4       | 1.6              | 1.3       | 1.5       |
| <b>V</b>      | 37              | 44        | 41        | 625              | 990       | 819       |
| <b>Zn</b>     | 32              | 41        | 53        | 6879             | 1808      | >3%       |
| <b>Zr</b>     | 23              | 32        | 52        | 13               | 20        | 16        |
| <b>La</b>     | 268             | 114       | 220       | 864              | 92        | 375       |
| <b>Ce</b>     | 302             | 133       | 241       | 2018             | 202       | 849       |
| <b>Pr</b>     | 22.31           | 11.75     | 18.34     | 222.56           | 22.12     | 93.94     |
| <b>Nd</b>     | 57.2            | 33.7      | 49.3      | 771.8            | 78.7      | 330.4     |
| <b>Sm</b>     | 6.1             | 4.8       | 6.6       | 111.4            | 11.6      | 46.4      |
| <b>Eu</b>     | 3.75            | 1.71      | 2.62      | 12.38            | 1.66      | 4.85      |
| <b>Gd</b>     | 5.47            | 4.3       | 5.64      | 100.72           | 9.5       | 40.5      |
| <b>Tb</b>     | 0.5             | 0.6       | 0.6       | 12.2             | 1.2       | 5         |
| <b>Dy</b>     | 1.9             | 2.3       | 3         | 59.4             | 6.4       | 24.2      |
| <b>Ho</b>     | 0.23            | 0.27      | 0.33      | 3.85             | 1.07      | 2.97      |
| <b>Er</b>     | 0.7             | 0.8       | 1.3       | 30.4             | 3.2       | 11.8      |
| <b>Tm</b>     | 0.2             | 0.2       | 0.3       | 3                | 0.5       | 1.3       |
| <b>Yb</b>     | 0.29            | 0.53      | 1.05      | 21.72            | 2.48      | 8.33      |
| <b>Lu</b>     | 0.1             | 0.2       | 0.2       | 2.8              | 0.4       | 1.1       |
| <b>Y</b>      | 4.9             | 6.8       | 10.3      | 314.7            | 30        | 120.2     |
| <b>REE+Y</b>  | 673.65          | 314.96    | 560.58    | 4548.93          | 462.83    | 1914.99   |
| <b>Y/Ho</b>   | 21.3            | 25.19     | 31.21     | 81.74            | 28.04     | 40.47     |
| <b>Ce/Ce*</b> | 0.71            | 0.71      | 0.69      | 1.08             | 1.05      | 1.06      |
| <b>Eu/Eu*</b> | 1.98            | 1.15      | 1.31      | 0.36             | 0.48      | 0.34      |
| <b>Pr/Pr*</b> | 0.9             | 1.02      | 0.91      | 1.19             | 1.17      | 1.2       |

**ادامه جدول ۳.** نتایج ICP-MS برای تعیین محتوای عناصر اصلی و کمیاب کانسنگ هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی سرب کوشک

**Table 3 (Continued).** ICP-MS results of major and trace element contents of hematite flakes and massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area

| No                                 | Hematite flakes-bearing jaspilit |           |           |           |           | Global BIF |       |       |       |
|------------------------------------|----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|-------|-------|-------|
|                                    | KH-18                            | KH-19     | KH-20     | KH-21     | KH-22     | 1          | 2     | 3     | 4     |
| <b>Long.</b>                       | 55°45'35"                        | 55°45'13" | 55°45'43" | 55°46'01" | 55°42'52" |            |       |       |       |
| <b>Lat.</b>                        | 31°45'46"                        | 31°45'40" | 31°45'13" | 31°45'14" | 31°45'19" |            |       |       |       |
| <b>Al</b>                          | 0.24                             | 0.19      | 0.49      | 0.21      | 0.14      | 3700       | 15000 | 47200 | 23800 |
| <b>Ba</b>                          | 210                              | 451       | 371       | 149       | 254       | -          | -     | -     | -     |
| <b>Ca</b>                          | 13.54                            | 17.61     | 3.52      | 8.36      | 9.76      | -          | -     | -     | -     |
| <b>Co</b>                          | 8                                | 4.5       | 7         | 9         | 8         | 41         | 28    | 12.5  | 44.25 |
| <b>Cr</b>                          | 23.2                             | 20.15     | 31.5      | 36.2      | 21.8      | 118        | 112   | 60.8  | 33.4  |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 11.37%                           | 10.52%    | 18.36%    | 21.40%    | 20.80%    | -          | -     | -     | -     |
| <b>Hf</b>                          | 0.21                             | 0.14      | 0.26      | 0.13      | 0.1       | -          | -     | -     | -     |
| <b>K</b>                           | 0.17                             | 0.1       | 0.15      | 0.09      | 0.08      | -          | -     | -     | -     |
| <b>Mg</b>                          | 5.36                             | 0.75      | 0.74      | 0.56      | 3.25      | -          | -     | -     | -     |
| <b>Mn</b>                          | 3624                             | 1836      | 2136      | 2554      | 4482      | -          | -     | -     | -     |
| <b>Na</b>                          | 0.08                             | 0.1       | 0.08      | 0.14      | 0.09      | -          | -     | -     | -     |
| <b>Nb</b>                          | 0.71                             | 1.35      | 0.97      | 1.05      | 0.54      | 1.9        | 3.05  | 4.35  | 3.56  |
| <b>Ni</b>                          | 31                               | 27        | 34        | 33        | 18        | 103        | 37    | 16.59 | 52.41 |
| <b>P</b>                           | 0.03                             | 0.03      | 0.02      | 0.01      | 0.02      | 2300       | 800   | 400   | 17100 |
| <b>Pb</b>                          | 35                               | 105       | 125       | 88        | 55        | 1.16       | 14.41 | 2.14  | 8.82  |
| <b>Rb</b>                          | 2.21                             | 1.54      | 2.17      | 1.19      | 0.98      | 1.75       | 9.77  | 7.13  | 5.48  |
| <b>S</b>                           | 0.12                             | 0.18      | 0.19      | 0.12      | 0.26      | -          | -     | -     | -     |
| <b>Sb</b>                          | 3.1                              | 2.84      | 3.86      | 3.4       | 3.9       | 1.36       | nd    | 0.13  | 1     |
| <b>Sn</b>                          | 15.2                             | 8.56      | 14.21     | 9.35      | 13.87     | -          | -     | -     | -     |
| <b>Th</b>                          | 0.67                             | 0.36      | 0.44      | 0.37      | 0.23      | 0.04       | 0.06  | 1.65  | 19.25 |
| <b>Ti</b>                          | 0.001                            | 0.01      | 0.001     | 0.01      | 0.01      | -          | -     | -     | -     |

1= Algoma type BIFs: (McClung, 2006); (Gutzmer et al., 2008); (Pecoits et al., 2009); (Wang et al., 2016), 2= Superior-type BIFs: (Breitkopf, 1988); (Klein and Beukes, 1993); (Klein and Ladeira, 2004); (Baldwin, 2014), 3= Rapitan-type BIFs: (Babaki, 2004); (Klein and Ladeira, 2004); (Jami et al., 2007); (Mohseni and Afatbi, 2015); (Atapour and Aftabi, 2017), 4= Ediacaran type-BIFs: (Mücke and Farshad, 2005)

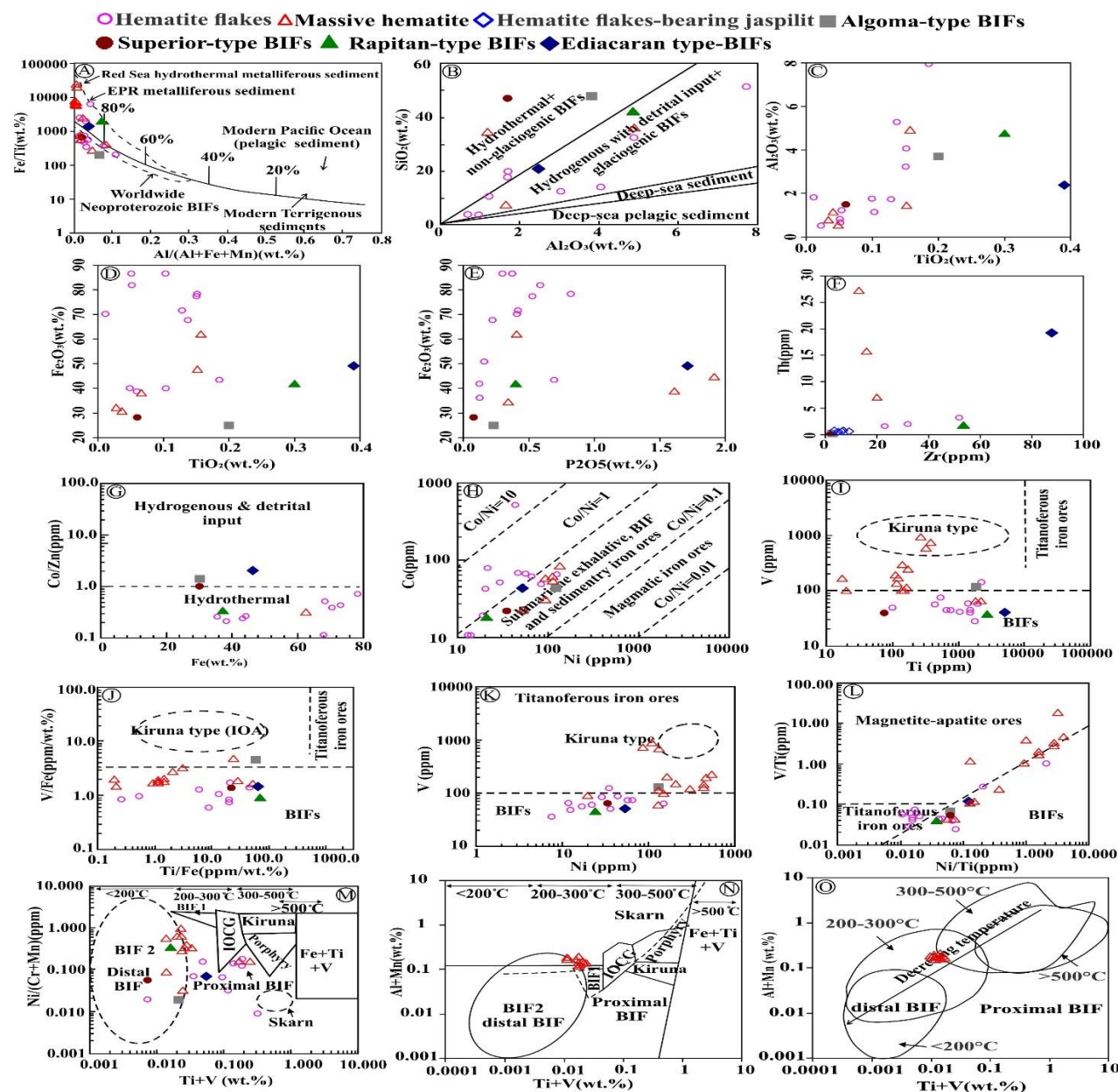
**ادامه جدول ۳.** نتایج ICP-MS برای تعیین محتوای عناصر اصلی و کمیاب کانسنگ هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی سرب کوشک

**Table 3 (Continued).** ICP-MS results of major and trace element contents of hematite flakes and massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area

| No            | Hematite flakes-bearing jaspilit |           |           |           |           | Global BIF |       |         |        |
|---------------|----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|-------|---------|--------|
|               | KH-18                            | KH-19     | KH-20     | KH-21     | KH-22     | 1          | 2     | 3       | 4      |
| <b>Long.</b>  | 55°45'35"                        | 55°45'13" | 55°45'43" | 55°46'01" | 55°42'52" |            |       |         |        |
| <b>Lat.</b>   | 31°45'46"                        | 31°45'40" | 31°45'13" | 31°45'14" | 31°45'19" |            |       |         |        |
| <b>U</b>      | 2.15                             | 1.09      | 2.53      | 2.17      | 2.36      | -          | -     | -       | -      |
| <b>V</b>      | 11                               | 13        | 27        | 18        | 21        | 109        | 42    | 34.01   | 59     |
| <b>Zn</b>     | 120.2                            | 278.5     | 475.3     | 136       | 554       | 25.06      | 26.53 | 34.94   | 22.13  |
| <b>Zr</b>     | 6.3                              | 3.5       | 9.6       | 6.8       | 3.5       | 2.69       | 1.98  | 53.5    | 87.75  |
| <b>La</b>     | 38.5                             | 15.4      | 21.2      | 19.33     | 35.25     | 2.7        | 1.15  | 4.19    | 390.08 |
| <b>Ce</b>     | 47.26                            | 8.36      | 16.7      | 13.05     | 45.27     | 3.52       | 1.81  | 9.07    | 801.94 |
| <b>Pr</b>     | 2.55                             | 0.53      | 1.33      | 0.99      | 2.44      | 0.64       | 0.22  | 0.37    | 97.83  |
| <b>Nd</b>     | 3.11                             | 4.55      | 7.09      | 4.88      | 9.05      | 2.03       | 1.06  | 4.88    | 349.95 |
| <b>Sm</b>     | 1.67                             | 0.47      | 1.86      | 1.23      | 1.14      | 0.5        | 0.22  | 1.11    | 67.94  |
| <b>Eu</b>     | 0.74                             | 0.22      | 1.07      | 0.96      | 0.71      | 0.37       | 0.11  | 0.12    | 7.64   |
| <b>Gd</b>     | 0.75                             | 0.24      | 0.88      | 1.14      | 0.55      | 0.58       | 0.31  | 0.46    | 67.22  |
| <b>Tb</b>     | 0.12                             | 0.07      | 0.13      | 0.12      | 0.12      | 0.29       | 0.06  | 0.41    | 11.38  |
| <b>Dy</b>     | 0.51                             | 0.53      | 0.58      | 0.58      | 0.41      | 0.64       | 0.36  | 0.72    | 49.23  |
| <b>Ho</b>     | 0                                | 0         | 0         | 0         | 0         | 0.26       | 0.12  | 0.22    | 10.18  |
| <b>Er</b>     | 0.31                             | 0.18      | 0.31      | 0.26      | 0.21      | 0.44       | 0.27  | 0.68    | 26.01  |
| <b>Tm</b>     | 0.06                             | 0.05      | 0         | 0.07      | 0.04      | 0.3        | 0.05  | 0.38    | 4      |
| <b>Yb</b>     | 0.45                             | 0.28      | 0.36      | 0.27      | 0.26      | 0.43       | 0.5   | 1.14    | 17.97  |
| <b>Lu</b>     | 0.04                             | 0.03      | 0.03      | 0.04      | 0.02      | 1.14       | 0.06  | 0.48    | 2.44   |
| <b>Y</b>      | 5                                | 7         | 3         | 7         | 6         | 6.69       | 9.18  | 13.33   | 433.64 |
| <b>REE+Y</b>  | 101.07                           | 37.91     | 54.54     | 49.92     | 101.47    | 15.46      | 37.56 | 2337.46 | 345.3  |
| <b>Y/Ho</b>   | -                                | -         | -         | -         | -         | 25.32      | 76.15 | 60.32   | 42.58  |
| <b>Ce/Ce*</b> | 1.14                             | 0.7       | 0.75      | 0.71      | 1.17      | 2.11       | 2.64  | 3.98    | 3.29   |
| <b>Eu/Eu*</b> | 2.02                             | 2         | 2.56      | 2.48      | 2.74      | 0.69       | 0.42  | 0.15    | 0.11   |
| <b>Pr/Pr*</b> | 0.62                             | 0.68      | 0.72      | 0.72      | 0.64      | 1.52       | 1.07  | 0.36    | 1.2    |

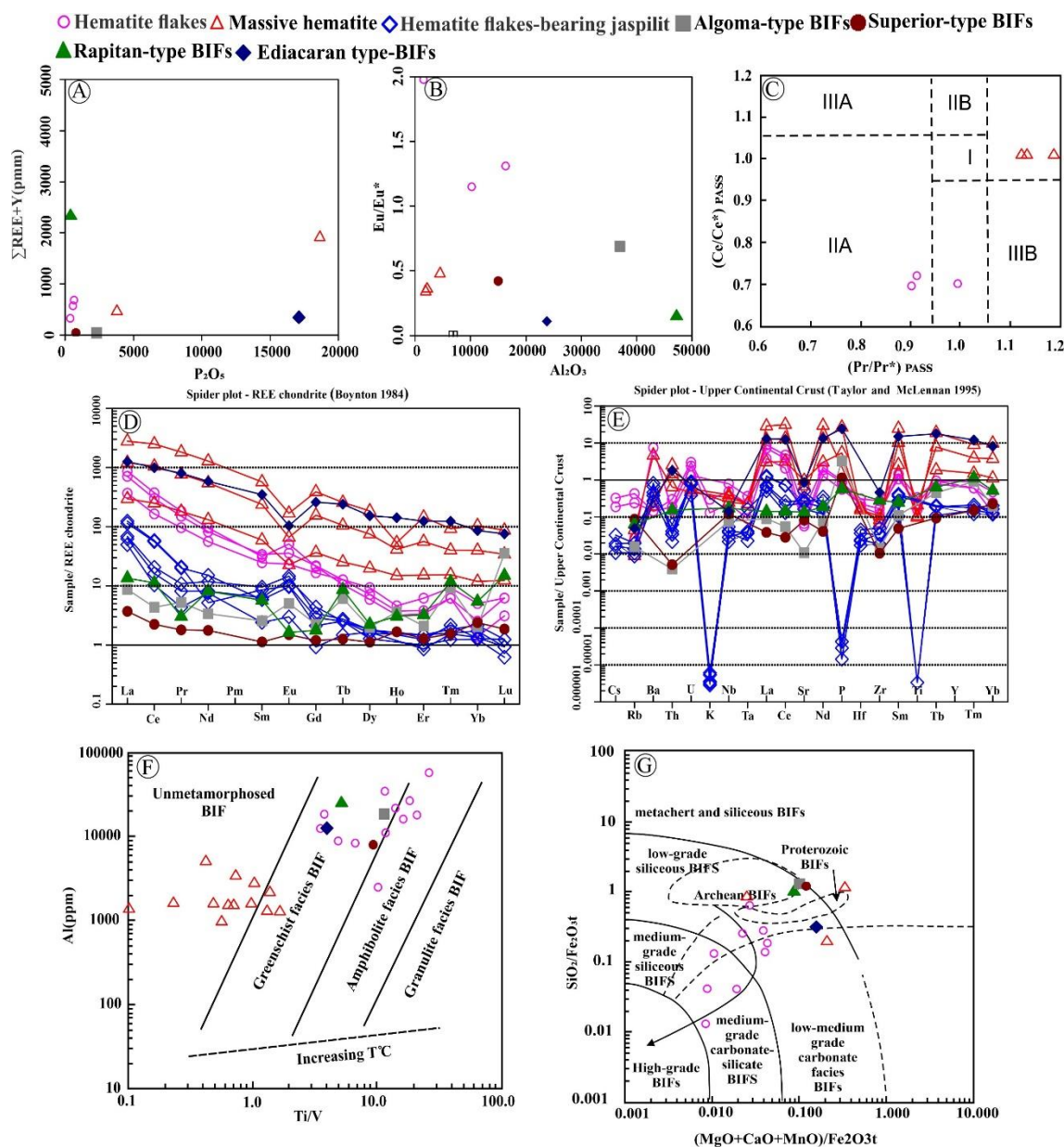
1= Algoma type BIFs: (McClung, 2006); (Gutzmer et al., 2008); (Pecoits et al., 2009); (Wang et al., 2016), 2= Superior-type BIFs: (Breitkopf, 1988); (Klein and Beukes, 1993); (Klein and Ladeira, 2004); (Baldwin, 2014), 3= Rapitan-type BIFs: (Babaki, 2004); (Klein and Ladeira, 2004); (Jami et al., 2007); (Mohseni and Afatbi, 2015); (Atapour and Aftabi, 2017), 4= Ediacaran type-BIFs: (Mücke and Farshad, 2005)





**شکل ۱۲.** نمودارهای تفکیک کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی سرب کوشک. A: نمودار  $\text{Fe/Ti}$  در مقابل  $\text{Al/(Al+Fe+Mn)}$ . خط‌های عمودی نشان‌دهنده درصد رسوب‌های فلزدار هستند (Bostrom, 1973; Peter, 2003). B: نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  (Wonder et al., 1988). برای BIFهای مختلف، C:  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$  (El-Shazly et al., 2019). D:  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ . E:  $\text{P-Fe}$ . F:  $\text{Zr-Th}$ . G:  $\text{Fe-Co/Zn}$  (Toth, 1980). H:  $\text{Ni-Co}$  (Bajwah et al., 1987). I:  $\text{Ti-V}$ . J:  $\text{Ti/Fe-V/Fe}$ . K:  $\text{Ni/V}$ . L:  $\text{Ni/(Cr+Mn)-Ti+V}$  (Loberg and Horndahl, 1983; Dupuis and Beaudoin, 2011; Huang and Beaudoin, 2019). M:  $\text{Ni/(Cr+Mn)-Ti+V}$  (wt.%) نمودار دوجهی (Horndahl, 1983; Dupuis and Beaudoin, 2011; Huang and Beaudoin, 2019). N:  $\text{Al+Mn}$  (wt.%) نمودار دوجهی (Dupuis and Beaudoin, 2011). O: نمودارهای تمایز  $\text{(Al+Mn)}$  در مقابل  $\text{(Ti+V)}$  برگرفته از نادول و همکاران (Nadoll et al., 2014).

**Fig. 12.** Discrimination diagrams iron ore at Koushk Zn-Pb deposit area. A:  $\text{Fe/Ti}$  versus  $\text{Al/(Al+Fe+Mn)}$  diagram. Vertical lines stand for the percentage of metalliferous sediments (Bostrom, 1973; Peter, 2003). B:  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  diagram (Wonder et al., 1988), for different BIFs, C:  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$  (El-Shazly et al., 2019), D:  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ , E:  $\text{P-Fe}$ , F:  $\text{Zr-Th}$ , G:  $\text{Fe-Co/Zn}$  (Toth, 1980), H:  $\text{Ni-Co}$  (Bajwah et al., 1987), I:  $\text{Ti-V}$ , J:  $\text{Ti/Fe-V/Fe}$ , K:  $\text{Ni/V}$ , L:  $\text{Ni/(Cr+Mn)-Ti+V}$  (wt.%) (Loberg and Horndahl, 1983; Dupuis and Beaudoin, 2011; Huang and Beaudoin, 2019), N:  $\text{Al+Mn}$  (wt.%)  $\text{-Ti+V}$  (wt.%) biplot (Dupuis and Beaudoin, 2011), and O:  $\text{(Al+Mn)}$  vs.  $\text{(Ti+V)}$  Discrimination diagrams (Nadoll et al., 2014).



شکل ۱۳. نمودارهای تغییرات در کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. A:  $\text{P}_2\text{O}_5$ -REE+Y (Al-bassam and Magna, 2018; Marchig et al., 1982), B:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Eu/Eu\*chondrite (Lawrence et al., 2006), C:  $\text{Pr}/\text{Pr}^*$ PAAS-Ce/Ce\*PAAS (Bau and Dulski, 1996), D: الگوهای REE+Y نرمال شده با کندریت (Boynton, 1985), E: الگوهای عناصر کمیاب نرمال شده با کندریت، پوسته قاره‌ای بالایی (1996), F:  $\text{Ti}/\text{V}$ -Al (Lan et al., 2019), و G: نمودار دوقطبی  $[(\text{MgO}+\text{CaO}+\text{MnO})/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}]$ -  $[\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}]$  در کانسنگ آهن (Hagemann et al., 2016)

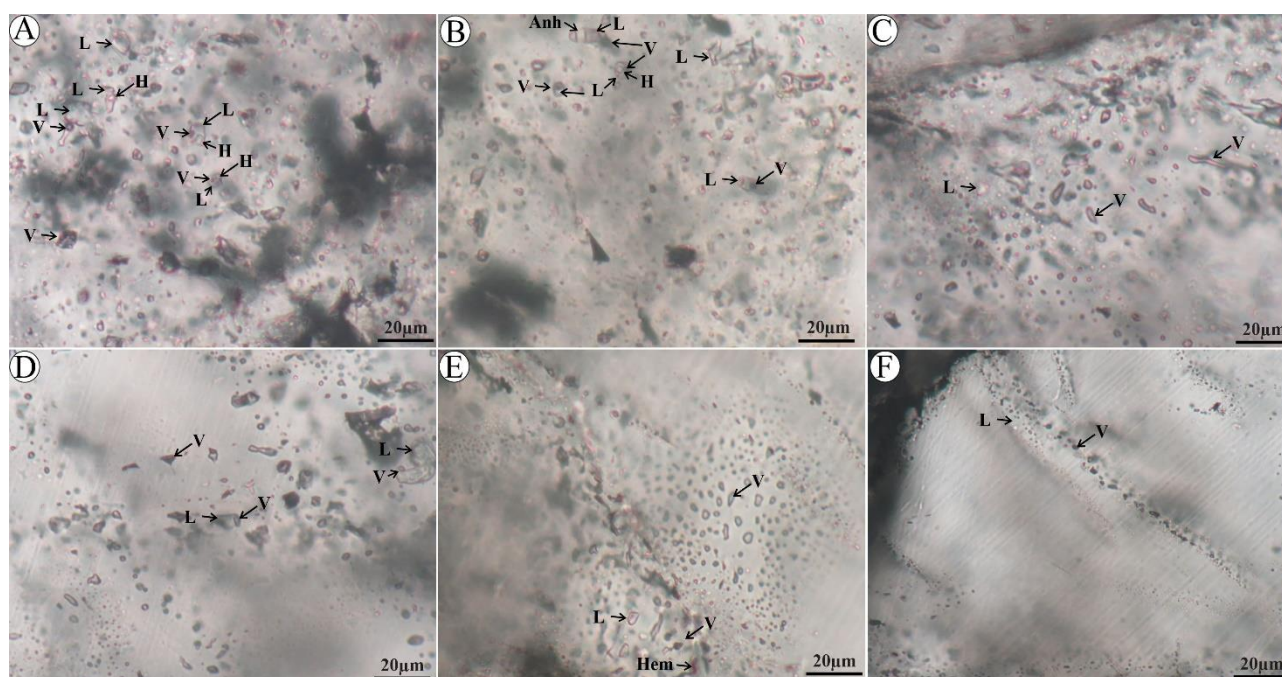
**Fig. 13.** Variation diagrams in iron ores at Koushk Zn-Pb deposit area. A:  $\text{P}_2\text{O}_5$ -REE+Y (Al-bassam and Magna, 2018; Marchig et al., 1982), B:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Eu/Eu\*chondrite (Lawrence et al., 2006), C:  $\text{Pr}/\text{Pr}^*$ PAAS-Ce/Ce\*PAAS (Bau and Dulski, 1996), D: chondrite normalized REE+Y patterns (Boynton, 1985), E: chondrite normalized Trace elements patterns upper continental crust (Taylor and McLennan, 1985), F:  $\text{Ti}/\text{V}$ -Al (Lan et al., 2019), and G: biplot diagram of  $[(\text{MgO}+\text{CaO}+\text{MnO})/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}]$ -  $[\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}]$  in iron ores (Hagemann et al., 2016)

## میان‌بارهای سیال

### بررسی‌های سنگ‌نگاری

بررسی‌های سنگ‌نگاری و میکروترمومتری سیالات درگیر بر روی یک کانی کوارتز انجام‌شد (شکل ۱۴ و جدول ۴). بیشتر سیالات درگیر اولیه در کوارتز مرتبط با کانسنگ هماتی، گرد تا بی‌شکل و گاهی اوقات میله‌ای شکل هستند و در برخی از آنها آثار نازک‌شدگی دیده می‌شود. اندازه اغلب سیالات درگیر از ۵ تا ۱۵ میکرون متغیر است. مجموعه‌های سیالات درگیر شامل میان‌بارهای سیال که از چند فاز تشکیل شده‌اند، از این پس به عنوان میان‌بارهای چندبلوری نامیده می‌شوند (شکل ۱۴-A تا F). میان‌بارهای سیال حاوی مایع، بخار و یک کانی دختر هالیت

(بلورهای مات یا شفاف) هستند که به دیواره‌های میان‌بار سیال چسبیده و از آنجا به سمت داخل امتداد می‌یابند (شکل ۱۴-A و B). میان‌بارهای چندبلوری در کوارتز همیشه در کنار میان‌بارهای مایع در مجموعه‌های هم‌سن رخ می‌دهند و اغلب از جامدات بلوری دانه‌ای و میله‌ای شکل تشکیل شده‌اند (شکل ۱۴-A تا F). وجود سه میان‌بار مجزا، مایع، بخار و فازهای چندبلوری در همان مجموعه‌ها، گواهِ روشنی بر به دام‌افتادن هم‌زمان آنهاست. نمک‌های کلریدی شامل هالیت و سیلویت به عنوان نمک‌های غالب هستند (شکل ۱۴-A و B)؛ در حالی که اندریت به عنوان فاز سولفات نیز دیده می‌شود (شکل ۱۴-B).



**شکل ۱۴.** میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز مرتبط با افق‌های کانی‌زایی آهن نواری در کانسار روی و سرب کوشک. A و B: میان‌بارهای سه‌فازی (LVS)، دو‌فازی غنی از مایع (LV)، دو‌فازی غنی از گاز (VL) و دو‌فازی مایع و جامد غنی از مایع (LS)، C تا D: میان‌بارهای تک‌فازی مایع (L) و میان‌بارهای تک‌فازی گازی (V) به صورت منفرد، E و F: یک دنباله جوشش متشکل از میان‌بارهای تک‌فازی مایع و تک‌فازی گازی

**Fig. 14.** Fluid inclusions of the Quartz mineral associated with BIF mineralization horizons in the Koushk Zn-Pb deposit. A and B: three-phase inclusions (LVS), Liquid-rich two-phase inclusions (LV), vapor-rich two-phase liquid inclusions (VL) and Liquid-rich liquid-solid two-phase inclusions (LS); C to D: One-phase liquid inclusions (L) and One-phase vapor inclusions (V) individually, and E to F: A boiling sequence consisting of one-phase liquid inclusions and one-phase vapor inclusions shortcuts



**جدول ۴.** داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال کانی کوارتز مرتبط با افق‌های کانی‌زایی آهن نواری در محدوده کانسار روی و سرب کوشک

**Table 4.** Microthermometric data of fluid inclusions of Quartz mineral associated with BIF mineralization horizons in the Koushk Zn-Pb deposit area

| Sample          | Fluid inclusion type | Phase | Tutec | Tice           | salinity | Th V-L | THH | Density |
|-----------------|----------------------|-------|-------|----------------|----------|--------|-----|---------|
| Long. 55°45'35" |                      |       |       | Lat. 31°45'24" |          |        |     |         |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -12            | 15.96    | 183    |     | 0.97    |
| H 01            | P                    | L-V-H |       |                | 42.30    | 188    | 349 | 1.02    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -17            | 20.22    | 185    |     | 1.02    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -12.6          | 16.53    | 170    |     | 0.99    |
| H 01            | P                    | L-V-H |       |                | 37.00    | 119    | 285 | 1.1     |
| H 01            | P                    | L-V   | -38   | -17            | 20.22    | 165    |     | 1.05    |
| H 01            | P                    | L-V-H |       |                | 39.10    | 195    | 312 | 1.05    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -12.6          | 16.53    | 175    |     | 1.01    |
| H 01            | P                    | L-V-H |       |                | 35.60    | 123    | 265 | 1.1     |
| H 01            | P                    | L-V-H |       |                | 39.30    | 169    | 314 | 1.03    |
| H 01            | P                    | L-V   | -31.4 | -12.5          | 16.43    | 120    |     | 1.04    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -13.6          | 17.43    | 132    |     | 1       |
| H 01            | P                    | L-V-H |       |                | 34.10    | 149    | 241 | 1.09    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -17            | 20.22    | 181    |     | 1.02    |
| H 01            | P                    | L-V   | -30.5 | -10.3          | 14.25    | 105    |     | 1.03    |
| H 01            | P                    | L-V-H |       |                | 33.80    | 136    | 235 | 1.1     |
| H 01            | P                    | L-V-H |       |                | 41.50    | 180    | 340 | 1.03    |
| H 01            | P                    | L-V-H |       |                | 38.00    | 152    | 298 | 1.06    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -14.3          | 18.04    | 174.00 |     | 1.01    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -10            | 13.94    | 282    |     | 0.9     |
| H 01            | P                    | L-V   | -32.5 | -9.3           | 13.18    | 225    |     | 0.95    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -8.5           | 12.28    | 180    |     | 0.98    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -8.9           | 12.73    | 215    |     | 0.93    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -10.6          | 14.57    | 265    |     | 0.91    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -6             | 9.21     | 210    |     | 0.9     |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -8.4           | 12.16    | 245    |     | 0.91    |
| H 01            | P                    | L-V   | -34.1 | -9.5           | 13.40    | 186    |     | 0.98    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -5             | 7.86     | 150    |     | 0.98    |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -11.2          | 15.17    | 193    |     | 1       |
| H 01            | P                    | L-V   |       | -9.7           | 13.62    | 213    |     | 0.93    |
| H 01            | p                    | L-V   |       | -8.3           | 12.05    | 236.00 |     | 0.9     |

مرحله، کلاتریت در میان‌بارهای (L+V) تشکیل نشد و بنابراین میزان  $\text{CO}_2$  کمتر از ۲/۷ درصد وزنی تخمین زده می‌شود (Fan et al., 2000). بر اساس آخرین دمای ثبت شده طی ذوب یخ ( $T_m$ )، می‌توان میزان شوری و نوع نمک حل شده در یک سیال را تعیین کرد (Shepherd et al., 1985) دماهای اندازه‌گیری شده در میان‌بارهای مورد بررسی به ترتیب با بیشترین شوری (معادل ۴۲/۳ درصد وزنی نمک طعام) و کمترین میزان شوری (معادل ۷/۸۶ درصد وزنی نمک طعام) همخوانی دارند (شکل ۱۵-C). اغلب میان‌بارهای سیال نوع B و C دارای شوری بین ۷/۸۶ تا ۲۰/۲۲ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند و تنها تعداد بسیار محدودی از میان‌بارهای نوع A دارای شوری ۳۳/۸ تا بیش از ۴۲/۳ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (شکل ۱۵-D).

### بررسی‌های گرمایشی

همگن شدن میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع با تبدیل بخار به مایع و در نمونه‌های غنی از فاز بخار با تبدیل مایع به بخار صورت گرفته است (بیشینه دمای اندازه‌گیری توسط دستگاه  $600^\circ\text{C}$  درجه سانتی‌گراد است). وجود میان‌بارهای تک‌فازی گازی و همگن شدن فاز بخار به فاز مایع و نیز حضور میان‌بارهای غنی از بخار، شواهدی از پدیده جوشش در سامانه کانی‌زایی آهن در محدوده کانسار کوشک در هنگام به دام افتادن میان‌بارها را به نمایش می‌گذارند. در هیستوگرام دمای همگن‌شدگی ( $T_h$ )، گروه‌های دمایی مختلفی از ۱۰۵ تا ۳۴۹ درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌شوند. بیشترین فراوانی Th در محدوده دمایی ۱۰۵ تا ۲۸۲ درجه سانتی‌گراد برای میان‌بارهای نوع B و C یافت شد و تعداد محدودی از آنها محدوده دمایی ۲۳۵ تا ۳۴۹ درجه سانتی‌گراد را برای میان‌بارهای نوع A نشان می‌دهند (شکل ۱۶-A). چنان‌که در نمودار شوری سیال در مقابل دمای همگن‌سازی نشان داده شده است، چگالی سیال برای میان‌بارهای با شوری کم (۷/۸۶ تا ۲۰/۲۲ درصد وزنی معادل NaCl) بین ۰/۹ تا ۱/۰۵  $\text{gr/cm}^3$  و برای میان‌بارهای با شوری بالا (۴۲/۳ تا ۳۳/۸ درصد وزنی معادل

این میان‌بارها تک‌فاز، دوفاز و سه‌فاز هستند و می‌توان آنها را به ۶ گروه تقسیم کرد که عبارتند از:

نوع A: سه‌فاز مایع-بخار-جامد (L+V+S) (فاز جامد: هالیت  $\pm$  کانی مات) (شکل ۱۴-A و B).

نوع B: دوفاز مایع-بخار غنی از مایع L+V (شکل ۱۴-A و B).

نوع C: دوفاز بخار-مایع غنی از بخار V+L (شکل ۱۴-A و B).

نوع D: دوفاز مایع-جامد غنی از مایع L+S (غنی از مایع) (شکل ۱۴-A).

نوع E: تک‌فاز مایع (L) (شکل ۱۴-C تا F)

نوع F: تک‌فاز بخار (V) (شکل ۱۴-C تا F)

ادخال‌های سیال انواع B و C، بیشترین فراوانی را در کوارتز مورد بررسی دارند. در این بررسی، سیالات درگیر نوع A، B و C تحت بررسی‌های میکروترمومتری قرار گرفتند.

### ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال

#### بررسی‌های سرمایشی

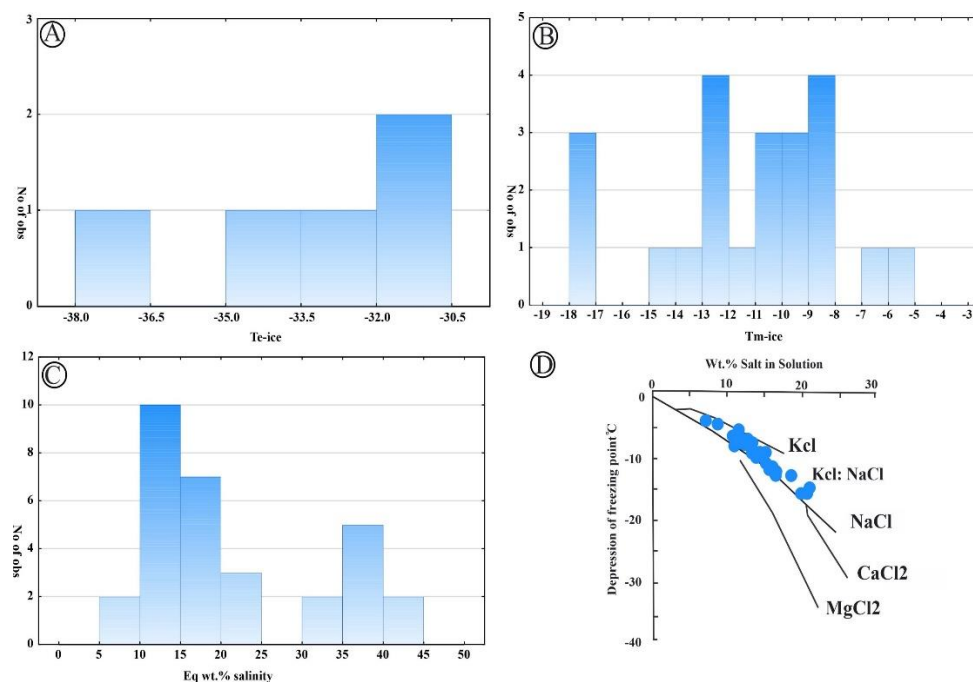
در این مرحله دمای میان‌بارها تا انجماد کامل فازها به حالت جامد کاهش داده شد (کمینه دمای اندازه‌گیری  $190^\circ\text{C}$  - درجه سانتی‌گراد است) و سپس با گرم کردن مجدد، تغییرات در مرحله ذوب ثبت شد. دمای یوتکتیک ( $T_e$ ) دمای مربوط به زمانی است که نخستین قطره مایع پدید می‌آید و مقدار آن به میزان کاتیون‌های حل شده در سیال وابسته است.

نقطه یوتکتیک برای سامانه خالص متشکل از  $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$  معادل  $20/8^\circ\text{C}$  -  $\text{Te} < 20/8^\circ\text{C}$  است (Williams-Jones et al., 1992). با توجه به اینکه  $T_e$  میان‌بارهای نوع B و C پایین‌تر از  $20/8^\circ\text{C}$  - درجه سانتی‌گراد (۳۸- تا  $30/5^\circ\text{C}$  - درجه سلیسیوس) است (شکل ۱۵-A)؛ بنابراین NaCl و سایر نمک‌ها مانند KCl و  $\text{NaSO}_4$  ممکن است در سیال کانه‌زا حضور داشته باشند (Williams-Jones et al., 1992). با افزایش دما، آخرین بلورهای یخ ناپدید می‌شوند. در میان‌بارهای نوع B و C، دامنه تغییرات ذوب آخرین قطعه یخ ( $T_m$ ) از ۱۷- تا ۵- درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۵-B). در این



سیالات ماگمایی-جوی با دما و شوری کم تا متوسط در کانی‌زایی آهن محدوده کانسار کوشک است.

(NaCl) بین  $1/01$  تا  $1/1$  gr/cm<sup>3</sup> به دست می‌آید (شکل ۱۶-B و C). این امر نشان‌دهنده نقش شورابه‌های حوضه‌ای و اختلاط



شکل ۱۵. A: نمودار اولین دمای ذوب یخ در میان‌بارهای سیال همراه کانی کوآرتز در محدوده کانسار کوشک، B: نمودار دمای ذوب آخرین قطعه یخ، C: نمودار میزان شوری سیال کانه‌ساز و D: رابطه بین نقطه ذوب یخ با مقدار و نوع نمک حل‌شده در سیال کانه‌ساز (Shepherd et al., 1985)

**Fig. 15.** A: Melting temperature for the first ice melting of fluid inclusions associated with quartz mineral in the Koushk ore deposit area, B: Melting temperature for the last ice melting, C: Salinity values of the mineralizing fluid, and D: The relationship between the ice melting point and the salt type and content in the mineralizing fluid (standard diagrams after Shepherd et al., 1985)

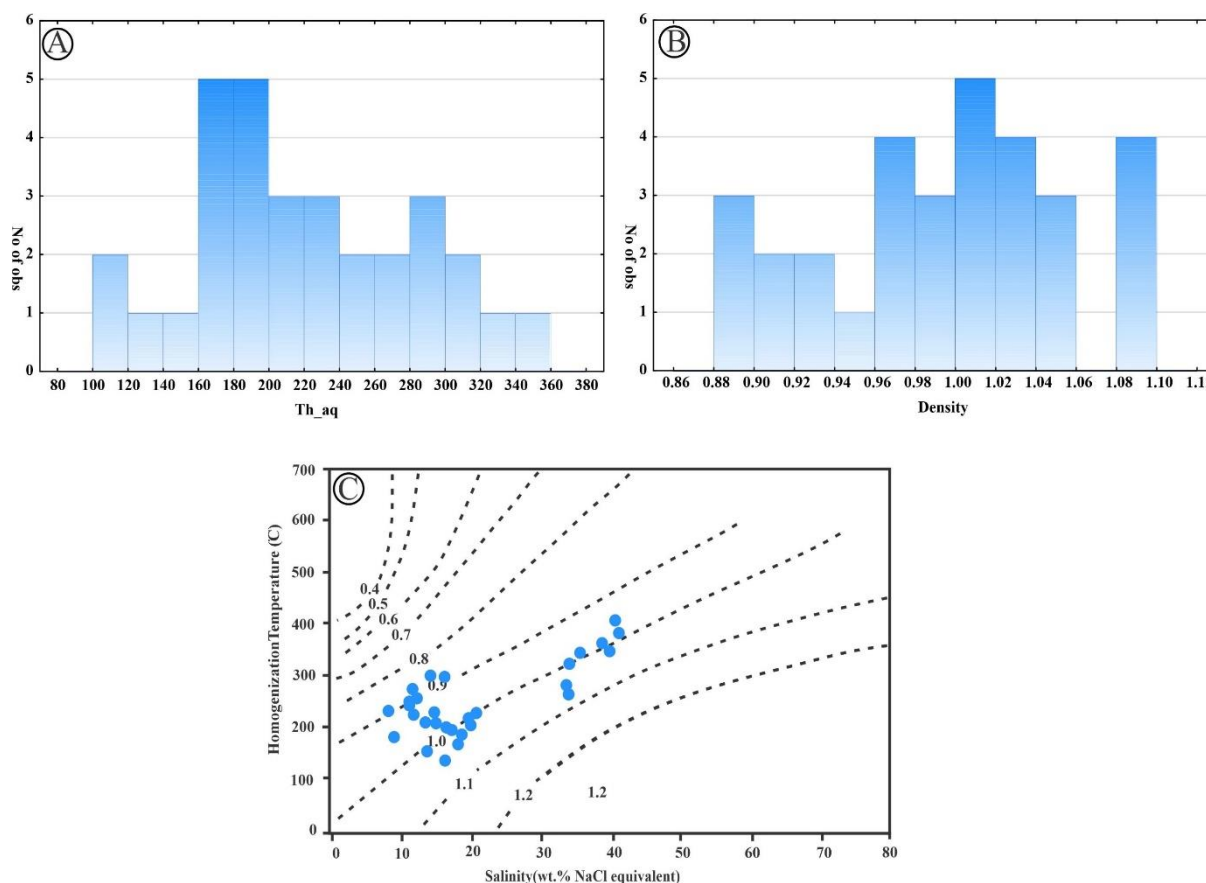
همکاران (Kesler et al., 2007) اشاره کرده‌اند، می‌توان منشأ سیال کانه‌زا را ردیابی کرد. با توجه به اینکه اغلب سیالات در گیر در طیف رسوب‌های سیدکس و MVT قرار می‌گیرند و تعداد کمی در محدوده مبهم بین سیالات ماگمایی و گرمابی قرار دارند، در نظر گرفتن نقش‌های دوگانه سیالات ماگمایی و گرمابی در کانی‌سازی هماتیت  $\pm$  مگنتیت در محدوده کانسار کوشک ضروری است (شکل ۱۷-B). تغییرات در شوری سیالات در گیر، پتانسیل اختلاط سیالات را نشان می‌دهد. گستره تغییرات میزان شوری میان‌بارهای سیال نیز احتمال اختلاط این سیالات با یکدیگر را نشان می‌دهد. در فرایند اختلاط سیالات، درجه شوری و دمای

### تعیین عمق و نوع محیط تشکیل کانسنگ آهن در کانسار کوشک

برای تعیین عمق و فشار ایستایی تحمیل‌شده بر میان‌بارهای سیال، از نرم‌افزار مدلینگ استفاده شد. با توجه به منحنی خط‌چین فشار-عمق، بیشترین دمای همگن‌شدگی با بیشترین عمق ( $700$  متر و معادل  $180$  بار فشار) و کمترین دمای همگن‌شدگی با کمترین عمق ( $100$  متر و معادل  $20$  بار فشار) تعیین شد. بنابراین، کانی‌زایی آهن در محدوده کوشک در اعماق بین  $100$  تا  $1700$  متری از سطح زمین صورت گرفته است (شکل ۱۷-A). با استفاده از نمودار دوتایی شوری در مقابل دمای همگن‌شدن، همان‌طور که کسler و

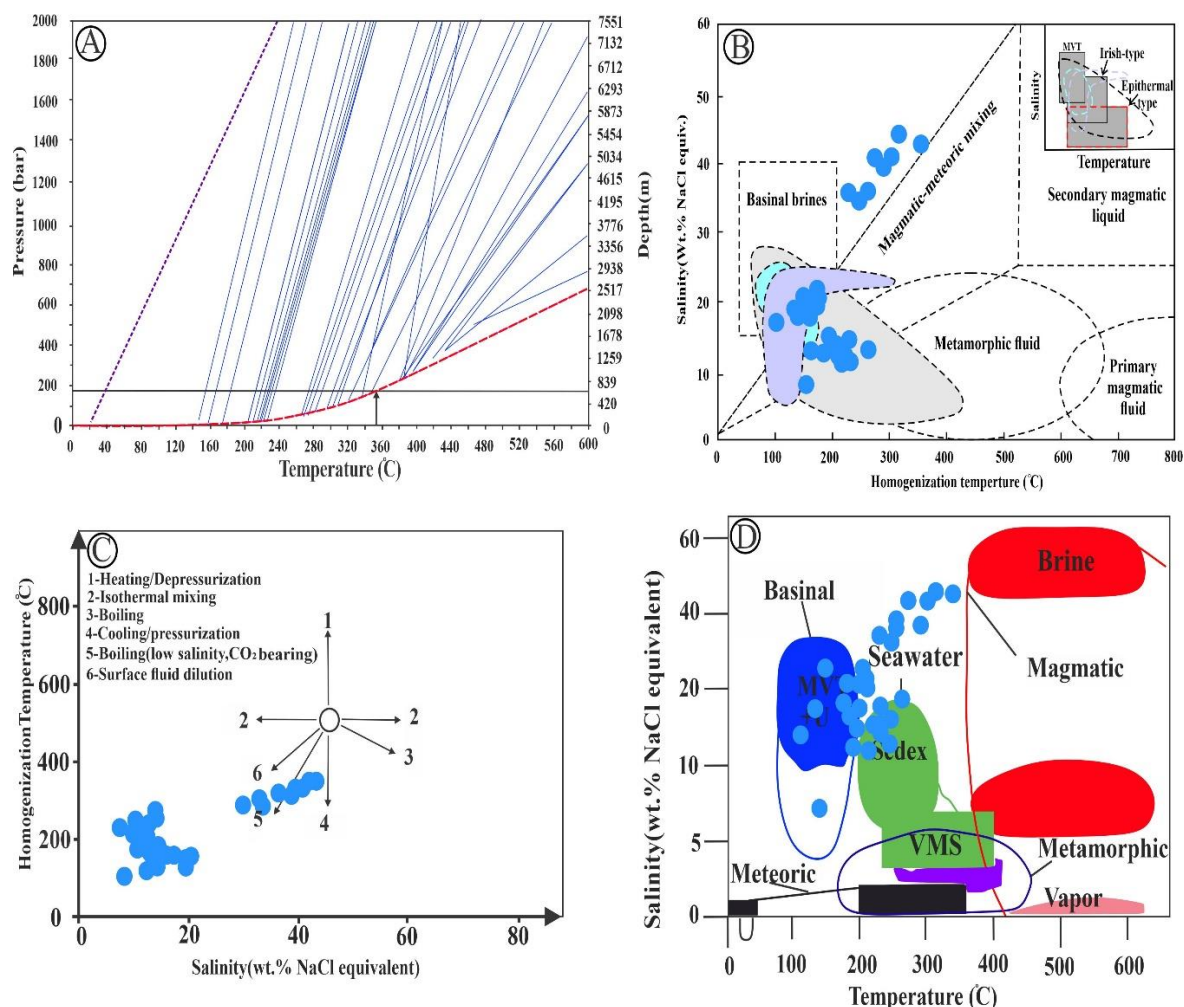
داده‌های رودر (Roedder, 1984) و ویلکینسون (Wilkinson, 2001) ارائه شده است. با توجه به ویژگی‌هایی نظیر عمق کانه‌زایی بین ۱۰۰ تا ۷۰۰ متر و روندهای معمول میان‌بارهای سیال در میدان شوری-دما که ناشی از فرایندهای مختلف تحول سیال هستند (شکل ۱۷-۱۷C)، نشان می‌دهد که کانی‌زایی آهن در محدوده کوشک در دمای بین ۱۰۵ تا ۳۴۹ درجه سانتی‌گراد، تحت تأثیر جوشش سیال و اختلاط آب‌های ماگمایی، گرمابی و جوی تشکیل شده است.

میان‌بارهای سیال کاهش می‌یابد (کمتر از ۲۰ درصد وزنی NaCl%) که خود عاملی در ته‌نشست آهن است. باید در نظر داشت که حضور ترکیب اغلب میان‌بارها در محدوده سیالات سازنده کانسارهای نوع سدکس و نوع دره می‌سی‌سی‌پی فرضیه بالابودن نقش سیال گرمابی را در تشکیل کانی‌زایی محتمل‌تر می‌کند. برای مشخص کردن این موضوع که کانی‌زایی آهن در محدوده کوشک در کدام گروه از کانسارهای دنیا رده‌بندی می‌شود، نمودار شوری میان‌بارهای سیال در مقابل دمای همگن شدن آنها رسم شد (شکل ۱۷-۱۷D). این نمودار با استفاده از



شکل ۱۶. A: نمودار دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال مورد بررسی مرتبط به کانی‌زایی آهن در محدوده کانسار کوشک، B: نمودار فراوانی چگالی در میان‌بارهای سیال و C: نمودار شماتیک دمای همگن شدن-شوری برای تعیین چگالی (Wilkinson, 2001)

**Fig. 16.** A: Histogram of homogenization temperatures of the studied fluid inclusions associated with iron mineralization in the Kushk Ore Deposit Area, B: Histogram of density frequency of the fluid inclusions, and C: Schematic diagram of homogenization temperature- salinity for density determination (Wilkinson, 2001)



**شکل ۱۷.** A: نمودار فشار و عمق در مقابل دمای همگن شدن در تعیین محیط کانی‌سازی آهن در محدوده کوشک، B: موقعیت داده‌های سیال کانه‌زا در نمودار میزان شوری در مقابل دمای همگن شدن (Yermacov, 1965)، C: نمودار دمای همگن شدن-شوری ضمن فرایندهای مختلف تکامل سیالات در گیر (Wilkinson, 2001) و D: موقعیت داده‌های میان‌بار سیال بر روی نمودار شوری در مقابل دمای همگن شدن. نمودار اقتباس شده از ویلکینسون (Wilkinson, 2001)

**Fig. 17.** A: Pressure and depth versus homogenization temperature in determining the environment of iron mineralization in the Koushk area, B: Location of the ore-forming fluid data on the diagram of salinity versus homogenization temperature (after Yermacov, 1965), C: Location of the plotted data on the homogeneity temperature-salinity diagram during the evolution of the involved fluid inclusions (after Wilkinson, 2001), and D: Location of fluid inclusions data on the diagram of salinity versus homogenization temperature. the diagram adopted from Wilkinson (2001)

در هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت از  $۲/۰\% \pm ۴/۹\%$  تا  $۰/۲\% \pm ۱/۸\%$  و در هماتیت ورقه‌ای از  $۳/۰\% \pm ۲/۰\%$  تا  $۱/۱\% \pm ۵/۵\%$  متغیر است. تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  در کانسنگ هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای کوشک، با محدوده‌های بالاتر  $\delta^{18}\text{O}$ ، در

## زمین‌شیمی ایزوتوپی هماتیت

### نشانه‌های ایزوتوپی O در هماتیت $\pm$ مگنتیت

ترکیب‌های ایزوتوپی O در هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای در جدول ۵ و شکل ۱۸ نشان داده شده است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$

BIFهای آلگوما و سوپریور مرتبط است (شکل ۱۸) و مشابه تغییرات ایزوتوپی BIFهای ادیاکاران در سایر معادن آهن منطقه بافق و گل‌گهر (شکل ۱۸) است (Hyslop et al., 2008). با این وجود، مقادیر داده‌های ایزوتوپی  $\delta^{18}\text{O}$  در کانسنگ‌های هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت نسبت به کانسنگ‌های هماتیت ورقه‌ای

متغیر است (جدول ۵). مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در کانسنگ هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای کوشک (شکل ۱۸) در محدوده BIFهای جهانی و مگنتیت در تعادل با آب دریا قرار دارند؛ اما در مقایسه با BIFهای آلگوما و سوپریور، تفکیک ایزوتوپی بالاتری را نشان می‌دهند (Hyslop et al., 2008).

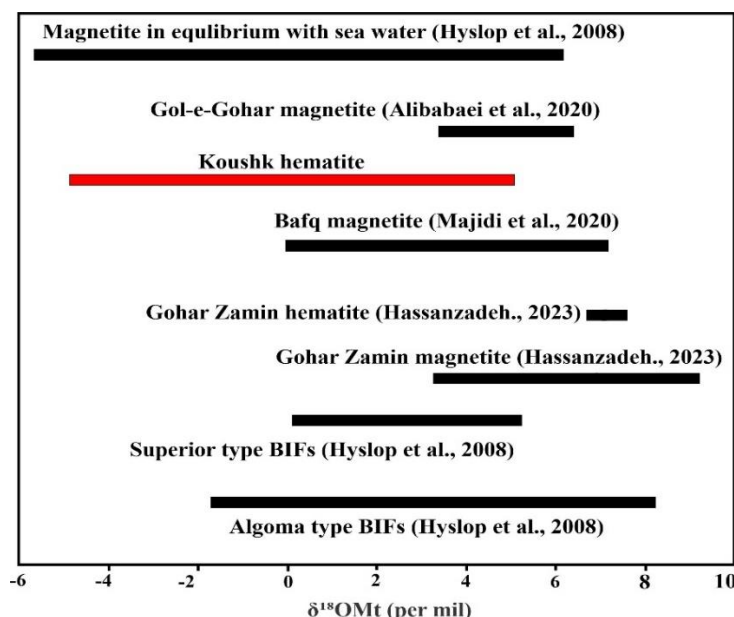
جدول ۵. ترکیب‌های ایزوتوپی  $\delta^{18}\text{O}$  هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی - سرب کوشک

Table 5.  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic compositions of hematite flakes and massive hematite in the Koushk Zn-Pb deposit area

| Code  | Long.     | Lat.      | Rock type                        | $\delta^{18}\text{O}(\%)$ vs VSMOW $\pm 1\sigma$ |
|-------|-----------|-----------|----------------------------------|--------------------------------------------------|
| KH-12 | 55°45'34" | 31°45'27" | hematite flakes                  | -0.2 $\pm$ 0.3                                   |
| KH-13 | 55°45'28" | 31°45'25" | hematite flakes                  | +3.0 $\pm$ 0.3                                   |
| KH-14 | 55°45'25" | 31°45'26" | hematite flakes                  | +5.5 $\pm$ 0.1                                   |
| KH-15 | 55°45'30" | 31°45'30" | Massive hematite $\pm$ magnetite | -1.8 $\pm$ 0.2                                   |
| KH-16 | 55°45'38" | 31°45'33" | Massive hematite $\pm$ magnetite | -4.9 $\pm$ 0.3                                   |
| KH-17 | 55°45'30" | 31°45'34" | Massive hematite $\pm$ magnetite | -3.1 $\pm$ 0.00                                  |

در مقایسه با سایر کانسنگ آهن ادیاکاران، مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2020) مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  مشابهی را برای مگنتیت جاسپیتی و مگنتیت توده‌ای ( $+1.7\%$ ) گزارش کردند؛ اگرچه آنها کانسنگ‌های مگنتیت جاسپیتی را به عنوان IOA طبقه‌بندی کردند. نکته مهم این است که برخی از مقادیر مثبت  $\delta^{18}\text{O}$  ( $> 8\%$ ) در کانسنگ‌های IOA ممکن است با BIFها هم‌پوشانی داشته باشند که ممکن است مربوط به بازیافت از آب دریا در طول فرورانش باشد (Knipping et al., 2015). در این حالت، ویژگی‌های متمایزکننده BIFها، وجود ساختارهای نواری کانسنگ و رخساره‌های جاسپیت خواهد بود. علی‌بابایی و همکاران (Alibabaie et al., 2020) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2020) مدل ژنتیکی مشابهی از IOCG-IOA

را با مدل هیتزمن (Hitzman, 2000) فرض کردند و اظهار داشتند که کانسنگ‌های مگنتیت منطقه بافق و گل‌گهر در دمای بیش از ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. برای بررسی این پیچیدگی، داده‌های ایزوتوپی علی‌بابایی و همکاران (Alibabaie et al., 2020) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2020) بر روی نمودار  $\delta^{18}\text{O}$  در مقابل  $\delta^{56}\text{Fe}$  مگنتیت (Hyslop et al., 2008) ساخته شدند. نتایج نشان داد که کانسنگ‌های مگنتیت در محدوده معدنی آهن بافق و گل‌گهر احتمالاً در محدوده دمایی ۲۸۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و یا تا ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند که به ترتیب تقریباً پنج درجه کمتر از تغییرات دمایی ارائه‌شده توسط ترول و همکاران (Troll et al., 2019) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2020) است.



**شکل ۱۸.** ترکیب‌های ایزوتوپی O در هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار کوشک. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$ ‰ کانسنگ‌های هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای قابل مقایسه با کانسنگ‌های BIF مختلف جهانی است.

**Fig. 18.** O isotopic compositions in hematite flakes and massive hematite in the Kushk ore deposit area. The  $\delta^{18}\text{O}$ ‰ values of oligiste and massive hematite ores are comparable to those of various global BIF ores.

هماتیت نئوپروتروزوئیک احتمالاً مربوط به سطح بالای  $\text{O}_2$  آب دریا در طول تجزیه یا فروپاشی رودینیا و به دنبال آن آتشفشانی زیر دریایی و دگرسانی گرمایی است. همچنین گائو و همکاران (Gao et al., 2019) اظهار داشتند که شواهد ایزوتوپی اکسیژن کانسنگ آهن نئوپروتروزوئیک اغلب مربوط به اکسایش سیالات غنی از آهن فرو زیریخچالی است. به این ترتیب، مقادیر مثبت  $\delta^{18}\text{O}$  هماتیت ورقه‌ای در کانسنگ آهن کوشک احتمالاً توسط سطوح بالای اکسیژن ناشی از هجوم آب‌های حاصل از ذوب یخچال‌ها در طول اثر گلخانه‌ای پس از یخبندان و اکسیژن‌رسانی مجدد به آب دریا کنترل شده است.

### بحث

**اثر سیالات گرمایی برون‌دمی در مقابل ورودی‌های آواری در طول رسوب‌گذاری BIF**  
غلظت منیزیم، آلومینیم، تیتانیوم، وانادیم، کبالت، نیکل، کروم،

نکته قابل توجه این است که داده‌های  $\delta^{18}\text{O}$  کانسنگ هماتیت در BIFهای کوشک بسیار بالاتر از BIFهای سوپریور و راپتان (Li et al., 2013) و BIFهایی است که در دمای ۱۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (Rosiere and Rios, 2004). این محدوده دما با تغییرات دمایی مشابه نشان داده شده در شکل ۱۲- M تا O سازگار است. بررسی‌های ریز دماسنجی میان‌بارهای سیال در این پژوهش نیز تأیید کننده این مطلب است. وایت و همکاران (White et al., 2021) نیز دمای تبلور حدود ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد را برای  $\delta^{18}\text{O}$  هماتیت (۵/۴‰+) پیشنهاد کردند. مقادیر منفی  $\delta^{18}\text{O}$  هماتیت  $\pm$  مگنتیت (۴/۹±۰/۳ تا ۱/۸±۰/۲-) در کانسنگ آهن کوشک، شباهت زیادی به  $\delta^{18}\text{O}$  (۲/۹- تا ۹-) کانسنگ هماتیت سوپرژن که توسط مخلوطی از شورابه‌های حوضه‌ای و آب‌های جوی تشکیل شده‌اند، نشان می‌دهد (Thorne et al., 2009). گالیلی و همکاران (Galili et al., 2019) تفسیر کردند که افزایش  $\delta^{18}\text{O}$  هماتیت در کانسنگ‌های



مگنز، گالیم و قلع در کانسنگ مگنتیت با منشأهای مختلف از ۱۰ تا بیش از ۱۰۰۰ ppm متغیر است (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Huang and Beaudoin, 2019). کانسنگ‌های هماتیت در محدوده کوشک مشابه BIFهای یخچالی نوپروتروئیک هستند (شکل ۱۲). علاوه بر این، نمودار  $Fe/Ti-(Al/Al+Fe+Mn)$  (شکل ۱۲-A) نشان می‌دهد که داده‌ها به رسوب‌های فلزدار گرمابی برون‌دمی مرتبط با کافت دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام نزدیک هستند و بین ۶۰ تا تقریباً ۹۰ درصد رسوب‌های فلزدار را نشان می‌دهند. کاملاً مشخص است که برخی از BIFهای یخچالی از نوع دریای سرخ (Young, 2002) در جایی رخ داده‌اند که شورابه‌های گرمابی غنی از آهن در نتیجه واژگونی حرارتی ناشی از یخچال‌ها با آب دریا مخلوط شده‌اند. غلظت  $SiO_2$  و  $Fe_2O_3$  در کانسنگ هماتیت در محدوده کانسار روی و سرب کوشک به ترتیب  $41/52-1/1$  و  $86/43-57/35$  درصد وزنی است. عیار آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک احتمالاً با برخی از BIFهای جهانی قابل مقایسه است. در این راستا، گانو و همکاران (Ganno et al., 2018) میزان بالای آهن در BIFها از  $48/71$  تا  $65/32$  درصد آهن با میانگین عیار  $53/29$  درصد آهن گزارش کردند که بسیار نزدیک به عیار کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک است. سایر BIFها با عیار بالا شامل بیش از ۵۰ درصد آهن (Li et al., 2014a)، ۵۵ درصد آهن (Angerer et al., 2016) و تا ۶۱ درصد آهن (Khalil et al., 2015) هستند. به این ترتیب، از نظر عیار آهن، کانسنگ رگه‌ای و لکه‌مانند هماتیت توده‌ای و ورقه‌ای کوشک به BIFهای جهانی، به ویژه به کانسار BIF ادیاکاران یخچالی جاکادیگو شباهت دارد (Angerer et al., 2016). دلیل محتوای بالای آهن در محدوده کوشک ممکن است مربوط به نسبت بالای  $Fe^{+2}/H_4SiO_4$  در سیالات گرمابی خروجی باشد و یا به این دلیل باشد که طبق گزارش‌ها، BIFهای نوپروتروئیک چرتی کمتری دارند (Simonson, 2003). غلظت‌های متغیر  $SiO_2$  ممکن است با حضور کوارتز، تالک و سایر کانی‌های سیلیکاتی مرتبط باشد. مقادیر بالای  $Al_2O_3$  (تا  $6/21$  درصد وزنی)،  $TiO_2$  (تا  $0/12$  درصد وزنی)، Zr (تا  $80$  ppm)، Th (تا  $10$  ppm) و نسبت‌های بالای  $Co/Zn-Fe$  ( $<1$ ) برای BIFهای کوشک احتمالاً نشان‌دهنده منشأ گرمابی-برون‌دمی و سنگ‌های ریزشی یخچالی (اُفتان‌سنگ‌ها) مشتق‌شده از پوسته قاره‌ای بالایی است. این تفاسیر با وقوع اُفتان‌سنگ-دیامیکتیت‌های دگرگونی گزارش‌شده در بخش عربی-نوییان از ابرقاره گندوانا (Ali et al., 2010) سازگار است. اگرچه نسبت‌های پایین‌تر  $Y/Ho$  در برخی از BIFها می‌تواند به هجوم بیشتر اجزای آواری مربوط باشد (Xiong et al., 2012; Wang et al., 2016; Wang et al., 2018)، آب دریا نیز در نسبت‌های فوق-کندریتی  $Y/Ho$  نقش دارد. در برخی از نمونه‌های آهن در محدوده کوشک، نسبت‌های پایین  $Y/Ho$  می‌توانند به جذب ترجیحی Ho نسبت به Y توسط هیدروکسیدهای Fe-Mn مربوط باشند (Bau and Dulski, 1996)، اگرچه ورود مواد آواری یخچال‌زا یا غیر یخچال‌زا می‌تواند نسبت‌های  $Y/Ho$  را به سمت مقادیر پوسته‌ای تا حدود ۲۸ کاهش دهد (Angerer et al., 2016; Frei et al., 2017; Tamehe et al., 2022). دلیل دیگر برای نسبت‌های  $Y/Ho$  شبه-فوق-کندریتی (حدود ۳۵ تا ۳۶) در کانسنگ ممکن است مربوط به سیالات گرمابی برون‌دمی باشد که نمی‌توانند Y را به طور قابل توجهی از REE جدا کنند (Ebotehouana et al., 2021). مقادیر فسفر (میانگین  $0/48$ ) در BIFهای کوشک احتمالاً مربوط به دوره فسفوژنیک در طول دوره ادیاکاران است (Cook and Shergold, 1984). در شکل ۱۲-M تا O، بیشتر داده‌های هماتیت روی میدان BIF1 (Dupuis and Beaudoin, 2011) و BIF2 (Nadoll et al., 2014; Aftabi et al., 2021) رسم شده‌اند و ظاهراً تغییرات دمای تبلور ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. این محدوده دمایی با داده‌های EPMA هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت توده‌ای سازگار است (شکل ۱۲-N). ای‌سیلوا و همکاران (E Silva et al., 2013) گزارش دادند که

مگنز، گالیم و قلع در کانسنگ مگنتیت با منشأهای مختلف از ۱۰ تا بیش از ۱۰۰۰ ppm متغیر است (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Huang and Beaudoin, 2019). کانسنگ‌های هماتیت در محدوده کوشک مشابه BIFهای یخچالی نوپروتروئیک هستند (شکل ۱۲). علاوه بر این، نمودار  $Fe/Ti-(Al/Al+Fe+Mn)$  (شکل ۱۲-A) نشان می‌دهد که داده‌ها به رسوب‌های فلزدار گرمابی برون‌دمی مرتبط با کافت دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام نزدیک هستند و بین ۶۰ تا تقریباً ۹۰ درصد رسوب‌های فلزدار را نشان می‌دهند. کاملاً مشخص است که برخی از BIFهای یخچالی از نوع دریای سرخ (Young, 2002) در جایی رخ داده‌اند که شورابه‌های گرمابی غنی از آهن در نتیجه واژگونی حرارتی ناشی از یخچال‌ها با آب دریا مخلوط شده‌اند. غلظت  $SiO_2$  و  $Fe_2O_3$  در کانسنگ هماتیت در محدوده کانسار روی و سرب کوشک به ترتیب  $41/52-1/1$  و  $86/43-57/35$  درصد وزنی است. عیار آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک احتمالاً با برخی از BIFهای جهانی قابل مقایسه است. در این راستا، گانو و همکاران (Ganno et al., 2018) میزان بالای آهن در BIFها از  $48/71$  تا  $65/32$  درصد آهن با میانگین عیار  $53/29$  درصد آهن گزارش کردند که بسیار نزدیک به عیار کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک است. سایر BIFها با عیار بالا شامل بیش از ۵۰ درصد آهن (Li et al., 2014a)، ۵۵ درصد آهن (Angerer et al., 2016) و تا ۶۱ درصد آهن (Khalil et al., 2015) هستند. به این ترتیب، از نظر عیار آهن، کانسنگ رگه‌ای و لکه‌مانند هماتیت توده‌ای و ورقه‌ای کوشک به BIFهای جهانی، به ویژه به کانسار BIF ادیاکاران یخچالی جاکادیگو شباهت دارد (Angerer et al., 2016). دلیل محتوای بالای آهن در محدوده کوشک ممکن است مربوط به نسبت بالای  $Fe^{+2}/H_4SiO_4$  در سیالات گرمابی خروجی باشد و یا به این دلیل باشد که طبق گزارش‌ها، BIFهای نوپروتروئیک چرتی کمتری دارند (Simonson, 2003). غلظت‌های متغیر  $SiO_2$  ممکن است با

BIFهای جاسپلیتی بازه دمایی ۳۱۰ تا ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند، اگرچه، آفتابی و همکاران (Aftabi et al., 2021) تغییرات دمایی ۳۷۵ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای BIFهای غنی از مگنتیت و دمای پایین‌تر (۲۵۰ درجه سانتی‌گراد) را برای هماتیت جاسپلیتی گزارش کردند.

### روند نظام‌مند عناصر نادر خاکی در BIFها

مقادیر  $\Sigma\text{REE}+\text{Y}$  (جدول ۳) در کانسنگ هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت، هماتیت ورقه‌ای و جاسپلیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای از ۳۸ ppm تا ۱۹۱۴ (متوسط عیار ۴۲۷/۱۹ ppm) متغیر است که بالاتر از BIFهای نوع سوپریور و نزدیک به BIFهای یخچالی راپیتان و ادیاکاران است. غلظت‌های بالای  $\Sigma\text{REE}+\text{Y}$  ممکن است مربوط به اجزای آواری خاک‌زاد غنی از  $\text{REE}+\text{Y}$  باشد (Tamehe et al., 2021)، بنابراین وجود آفتان‌سنگ‌ها در BIF کوشک ممکن است نشان‌دهنده منشأ یخچالی برای مقادیر بالای  $\text{REE}+\text{Y}$  باشد. مقادیر  $\text{REE}+\text{Y}$  در برابر  $\text{P}_2\text{O}_5$  (شکل ۱۳-A) در کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک روند غنی‌شدگی فزاینده‌ای را مشابه BIFهای راپیتان یخچالی و ادیاکاران نشان می‌دهد و در عین حال ممکن است با فرایندهای فسفوژنیک ادیاکاران یخچالی مرتبط باشد (Cook and Shergold, 1984; Aftabi et al., 2021). الگوهای مختلف نرمال‌شده  $\text{REE}$  و عناصر کمیاب معمولی (شکل ۱۳-D و E) غنی‌شدگی LREE به HREE را نشان می‌دهند و همچنین ناهنجاری مثبت Eu را در بیشتر نمونه‌ها نشان می‌دهند. الگوهای HREE تقریباً مسطح هستند و احتمالاً شبیه به BIFهای نئوپروتروزوئیک (Cox et al., 2013)، BIFهای ادیاکاران (Usma et al., 2021) و تا حدودی نزدیک به BIFهای ادیاکاران یخچالی جاکادیگو (Angerer et al., 2016) هستند. الگوهای مسطح به عنوان نتیجه ورود آوارهای یخچالی یا غیر یخچالی تفسیر می‌شوند (Teutsong et al., 2017; Usma et al., 2021; Tamehe et al., 2022). گزارش شده است که

اجزای آواری در طول رسوب‌گذاری BIF می‌توانند ماهیت بکر عناصر خاکی کمیاب را به طور قابل توجهی تغییر دهند و یک پروفیل مسطح ایجاد کنند و در نتیجه ناهنجاری‌های آب دریا را کاهش دهند (Gourcerol et al., 2022). از این نظر، الگوهای شبه‌سطح HREE در کانسنگ آهن محدوده کوشک احتمالاً مربوط به آفتان‌سنگ‌های یخچالی است (شکل ۱۳-D). در ضمن، وجود ناهنجاری‌های منفی ضعیف Ce و منفی Eu در کانسنگ هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت، ممکن است منعکس‌کننده شرایط اقیانوسی اکسیدکننده مرتبط با برهم‌کنش هم‌زمان سیالات گرمایی با دمای پایین (۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و بازالت در اثر فعالیت‌های برون‌دمی آب دریا باشد و به دنبال آن تولید سیالات غنی از  $\text{Fe}^{+2}$  و اختلاط با آب شیرین تخلیه‌شده که این آب‌ها احتمالاً از ذوب یخچال‌های طبیعی ناشی شده است (Angerer et al., 2016; Frei et al., 2017; Hassanlouei and Rajabzadeh, 2019; Aftabi et al., 2022). یک تفسیر احتمالی برای ناهنجاری منفی Eu می‌تواند به نسبت‌های آپاتیت، مونازیت، زینوتایم و آلپیت تشکیل‌شده در طول رسوب‌گذاری اکسی‌هیدرواکسید آهن مربوط باشد (شکل ۳-L و شکل ۸-A و Mohseni and Aftabi, 2015; Gourcerol et al., 2016; Atapour and Aftabi, 2017; Anani and Olomukoro, 2017; Teutsong et al., 2017; Yu et al., 2017; Aftabi et al., 2021). یکی دیگر از دلایل احتمالی ناهنجاری منفی Eu در برخی از BIFها می‌تواند مربوط به شرایط اکسایش در طول رسوب‌گذاری BIFها باشد (Bonda et al., 2017). این نوع از BIFهای یخچالی احتمالاً در طول اثر گلخانه‌ای در یک اقیانوس اکسیژن‌دار رسوب کرده‌اند (Cox et al., 2013; Aftabi et al., 2021; Aftabi et al., 2022)؛ در حالی که ناهنجاری مثبت Eu در هماتیت‌های ورقه‌ای و جاسپلیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای ناشی از جانشینی این عنصر به جای کلسیم در سنگ‌های کربناته است که شاخصی از محیط رسوبی است (Mohseni and Aftabi, 2015; Aftabi et al., 2021).

ناهنجاری منفی Ce نزدیک به صفر تا شبیه به آب دریا در کانسنگ آهن کوشک نیز ممکن است از وجود اُفتان‌سنگ‌های کوارتز یخچالی پشتیبانی کند؛ در عوض، ناهنجاری مثبت Eu (شکل ۱۳-D)، احتمالاً منعکس‌کننده سهم سیالات گرمابی با دمای بالا در آب‌های عمیق دریاست که توسط فوران‌های زیردریایی در مناطق کافی فعال عمیق‌تر تولید می‌شوند. این تفسیر ممکن است با آلیتی شدن پلاژیوکلازهای کلسیک آذرین یا احتمالاً فوران‌های بازالتی زیردریایی که با آزادسازی مقادیر قابل توجهی از  $Eu^{+2}$  به درون سیالات گرمابی باعث ناهنجاری مثبت Eu شده‌اند، پشتیبانی شود (Cox et al., 2013; Hou et al., 2019).

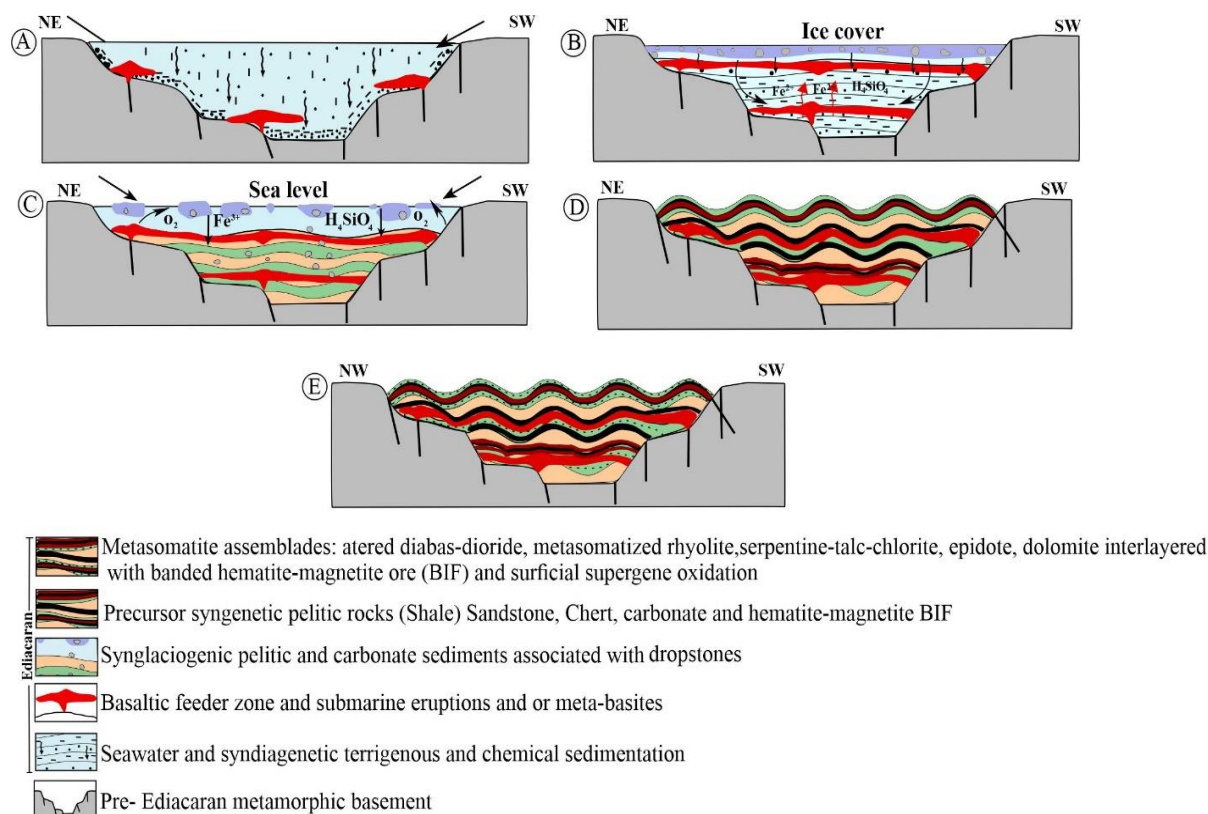
### مدل ژنتیکی و تکامل کانی‌سازی آهن در محدوده کانسار روی-سرب کوشک

مدل آتشفشانی-رسوبی سین‌ژنتیک کانی‌سازی هماتیت توسط توالی‌های تناوبی هماتیت، دولومیت، جاسپیلیت، توف ریولیتی، واحدهای دگرنهادی، سیل دیوریتی و دایک دیابازی میزبان است. بر اساس داده‌های زمین‌شیمی، کانسنگ هماتیت در محدوده کوشک از بدون دگرگونی تا دگرگونی رخساره شایست سبز تشکیل شده‌اند. مدل BIF ادیاکاران یخچال‌زا بر اساس وجود متاجاسپیلیت، متا-جاسپیلیت کلریت شایست، مگنتیت-شایست نواری و شایست حاوی اُفتان‌سنگ که با کانی‌های مگنتیت به صورت میان‌لایه قرار گرفته‌اند، بنا شده است (Babaki, 2004; Babaki and Aftabi, 2006; Badavi et al., 2019; Atapour and Aftabi, 2020). بر اساس چینه‌شناسی منطقه‌ای، ساختارهای کانسنگ، زمین‌شیمی کانسنگ، شواهد ایزوتوپی O، یک مدل ژنتیکی ساده‌شده احتمالی برای کانی‌زایی آهن در منطقه کوشک در شکل ۱۹ نشان داده شده است. مرحله اول (شکل ۱۹-A و B) آغاز حوضه‌های کم‌عمق کششی مرتبط با کافت درون‌قاره‌ای، فوران‌های هم‌زمان اولترامافیک-مافیک زیردریایی و رسوب‌گذاری رسوبات شیمیایی-آواری در حوضه‌های کافی

حاشیه‌ای زیبی در پهنه ایران مرکزی را توصیف می‌کند. برهم‌کنش آب دریا با ماگمای بازالتی داغ، سیالات گرمابی برون‌دمی غنی از  $H_4SiO_4$  و  $Fe^{2+}$  را در شرایط بی‌هوازی زیر پوشش یخی گلوله برفی ایجاد کرد (Shields, 2005; Lechte et al., 2019). سیالات گرمابی همچنین کانی‌های دگرسانی (اکتینولیت، آلپیت، کلریت، تالک، اپیدوت و تورمالین) را در ناحیه پروکسیمال سنگ‌های بازالتی زیردریایی در دمای ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد تولید کرده‌اند (Hajash and Chandler, 1982; Galley, 2003). با دور شدن سیالات گرمابی از منطقه پروکسیمال، محلول‌های گرمابی غنی از  $(Fe^{2+} \text{ و } H_4SiO_4)$  با دمای پایین (۱۰۰ تا ۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) همراه با کلریت، کربنات‌ها و کانی‌های رسی نیز در منطقه دیستال تشکیل شدند (Galley, 2003; Maynard, 1983). سیالات گرمابی برون‌دمی با دمای پایین (کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد) در مقادیر  $(Fe^{2+} \text{ (FeCl}_2 + FeCl + Fe^{2+}) > 1 \text{ mM})$  غنی‌تر از  $Cu$ ،  $H_2S$ ،  $Zn$  و  $Pb$  ( $< 1 \text{ mM}$ ) هستند؛ بنابراین از سیالات BIF معمولی محسوب می‌شوند (Ohmoto et al., 2006). این محدوده دمایی همچنین برای تبدیل هیدروکسیدهای آهن به مگنتیت-هماتیت تشکیل شده پس از فرایندهای دیاژنتیکی تا رخساره شایست سبز پیشنهاد شده است (Spry et al., 2000; Aftabi et al., 2021). مرحله دوم (شکل ۱۹-C) با اثر گلخانه‌ای دنبال می‌شود؛ زمانی که ذوب یخ در طول دوره بین یخبندان آغاز شد و به اکسیژن‌رسانی مجدد به آب دریا، رسوب  $Fe^{3+}$  به صورت فری‌هیدریت، هیدرومگنتیت، تشکیل ژل سیلیکا و احیای حرارتی سولفات‌های آب دریا به ژل‌های سولفید آهن با آوارهای حاوی اُفتان‌سنگ منجر شد (Young, 2002; Mohseni and Aftabi, 2015). در طول مرحله سوم (شکل ۱۹-D)، سنگ‌شدگی رسوبات نواری و اکسیدهای آهن، سولفیدها و ژل سیلیسی در برگیرنده آنها به تشکیل چرت نواری، مگنتیت، هماتیت و در میان لایه‌های سنگ‌های دیابازی، ماسه‌سنگ، شیل و کربنات‌ها منجر شد. دگرسانی تأخیری به تشکیل رگه‌های گرمابی تأخیری هماتیت-

نواری تحت اکسایش سوپرژن و هیدراتاسیون سولفیدها قرار گرفتند تا پوشش‌های گوسانیزه و آرژیلیزه کوشک تشکیل شوند.

کلسیت-کوارتز-کلریت-اپیدوت و مقادیر ناچیز پیریت منجر شده است. در مرحله نهایی (شکل ۱۹-E)، کانسنگ آهن



**شکل ۱۹.** یک مدل بازسازی ساده شده احتمالی از BIF ادیاکاران. A: آب دریا، فوران‌های مافیک زیردریایی و رسوب‌گذاری شیمیایی-آواری همزاد در ایران مرکزی، B: برهم‌کنش آب دریا با ماگمای داغ و تولید سامانه گرمایی برون‌دمی زیر پوشش یخی گلوله برفی که باعث کاهش اکسیژن آزاد و افزایش غلظت  $\text{Fe}^{+2}$  و  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  در حوضه‌های کافی دریایی کم‌عمق می‌شود، C: ذوب یخ در طول دوره بین‌یخچالی، اکسیژن‌رسانی مجدد به آب دریا، اکسایش آهن دوظرفیتی به اکسی-هیدروکسید آهن و به دنبال آن رسوب‌گذاری سین‌دیاژنتیکی فری‌هیدریت  $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$ ، هیدرومگنتیت  $[\text{Fe}_3(\text{OH})_8]$ ، چرت و سایر رسوب‌ها با آفتان‌سنگ‌ها در طول دوره ادیاکاران، D: سنگ‌شدگی پس از فرایندهای دیاژنتیکی سنگ‌های ریولیتی زیردریایی، واحدهای دیابازی و رسوب‌ها به سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نواری (ریولیت‌های زیردریایی دگرسان‌شده، دیاباز، ماسه‌سنگ‌ها، کربنات‌ها، چرت‌های میان‌لایه‌ای با BIF) و به دنبال آن چین‌خوردگی و گسلش و E: تأثیر فرایندهای متاسوماتیسم بر روی BIFها و اکسایش سوپرژن و تشکیل گوسان در کلاهک‌های کربناته

**Fig. 19.** A possible simplified reconstruction model of the Ediacaran BIF. A: Seawater, submarine mafic eruptions and syngenetic terrigenous-chemical sedimentation in central Iran, B: Interaction between seawater and hot magma results in generation of exhalative hydrothermal system under Snowball ice cover, causing depletion of free oxygen and increasing the concentration of  $\text{Fe}^{+2}$  and  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  in the precursor shallow marine rift basin, C: Ice melting during interglacial period, reoxygenation of the seawater, oxidation of ferrous iron to Fe-oxy-hydroxides, followed by syn-diagenetic deposition of ferrihydrite  $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$ , hydro-magnetite  $[\text{Fe}_3(\text{OH})_8]$ , chert and other sediments with drop stones during Ediacaran time, D: post-diagenetic lithification of the submarine rhyolite rocks, diabase units and sediments to banded volcano-sedimentary rocks (altered submarine rhyolite, diabase, sandstones, carbonates, cherts interlayered with BIF), followed by folding and faulting, and E: The influence of metasomatism processes on BIFs and supergene oxidation and gossan formation in carbonate caps

## نتیجه‌گیری

بررسی جامع ساختارهای کانسنگ، زمین‌شیمی و ترکیب‌های ایزوتوپی O کانسنگ آهن در منطقه کوشک نکته‌های زیر را نشان می‌دهد: کانسار آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک یک کانسار گرمابی- برون‌دمی از سازندهای آتشفشانی ادیاکاران است که توسط توالی‌های تناوبی دولومیت، جاسپیلیت، سنگ‌های دگرنهادی، دایک دبابازی، سیل‌های دیوریتی و توف ریولیتی- ریولیت میزبانی می‌شود. با وجود اثر تغییرات شیمیایی، ساختارهای اولیه نواری- لایه‌ای- میان‌لایه‌ای BIFها تقریباً حفظ شده‌اند و روند نظام‌مند REE+Y در کانسنگ، منعکس‌کننده محیط رسوبی اولیه BIFهای معمولی است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در کانسنگ هماتیت کوشک در محدوده BIFهای جهانی و مگنتیت در تعادل با آب دریا قرار دارد؛ با این حال، در مقایسه با BIFهای آلگوما و سوپریور، تفریق ایزوتوپی کمی بالاتر را نشان می‌دهد. در نمودار  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})-\text{Fe}/\text{Ti}$ ، کانسنگ‌ها آهن کوشک در نزدیکی حوزه رسوب‌های فلزدار گرمابی برون‌دمی دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام و همچنین BIFهای نوپروتروزوئیک قرار گرفته‌اند. از طرفی، بر اساس نمودار  $\text{Ti}/\text{V}$  در برابر Al، بیشتر کانسنگ‌های هماتیت توده‌ای  $\pm$  مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای به BIFهای دگرگون نشده تا دگرگونی در رخساره شیست سبز شباهت دارد. در منطقه کوشک، آمفیبول شیست‌ها، سنگ‌های دگرنهادی و BIFها احتمالاً به صورت سنگ‌های رسوبی شیمیایی-آواری نهشته شده‌اند که احتمالاً با فوران‌های ریولیتی زیردریایی مرتبط است. الگوهای REE+Y، غنی‌شدگی LREE، نسبت‌های Y/Ho کم تا متوسط، الگوهای

مسطح HREE، ناهنجاری منفی؛ اما بسیار ضعیف Ce تا شبیه آب دریا و ناهنجاری مثبت Eu نشان می‌دهند. چنین نشانه‌هایی ممکن است بیانگر سیالات گرمابی با دمای پایین (۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و شرایط اقیانوسی اکسیدی برای منشأ اکسی- هیدروکسیدهای آهن در منطقه کوشک باشد که توسط برهم‌کنش آب دریا- بازالت و شارهای آب شیرین مشتق‌شده از ذوب یخچال‌ها تشکیل شده است. بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌یارهای سیال تأیید‌کننده بازه دمایی یادشده است. شوری کم تا متوسط اغلب میان‌بارهای سیال، بازه دمای ۱۰۵ تا ۳۴۹ درجه سانتی‌گراد و نیز حضور میان‌بارهای غنی از فاز مایع و عمق به دام‌افتادگی سیال در ۱۰۰ تا ۷۰۰ متری زمین بیانگر نقش فرایند اختلاط سیالات و کاهش درجه حرارت در کانی‌زایی است. همچنین، ناهنجاری منفی Eu می‌تواند به نسبت‌های آپاتیت، مونازیت، زینوئیم و آلپیت تشکیل‌شده در طول رسوب‌گذاری اکسی- هیدرواکسیدهای مربوط باشد. ناهنجاری مثبت Eu در هماتیت ورقه‌ای و جاسپیلیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای ناشی از جانمایی این عنصر به جای کلسیم در سنگ‌های کربناته است که شاخصی از محیط رسوبی است. این تفسیر ممکن است با آلپیتی‌شدن پلاژیوکلازهای کلسیک آذرین یا احتمالاً فوران‌های بازالتی زیردریایی که با آزادسازی مقادیر قابل توجهی از  $\text{Eu}^{+2}$  به درون سیالات گرمابی باعث ناهنجاری مثبت Eu شده‌اند، پشتیبانی شود.

## تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.



1. Hematite flakes (Oligist)
2. Metasomatite
3. Patch like
4. Banded Iron Formation (BIFs)
5. Cryogenian
6. Snowball Earth Events
7. Dropstones
8. Bafq Mining District (BMD)
9. Proximal
10. Distal
11. Zipper basinal rift zones
12. Scanning Electron Microscopy (SEM)
13. Electron probe micro-analyzer (EPMA)
14. Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS)
15. Pyrolysis
16. Lower Cambrian volcano sedimentary sequence (LCVSS)
17. Mechanical reworking
18. Pebbles
19. Sigmoidal striation
20. Stoss
21. Dome-shaped vent complex carbonates
22. hexagonal bipyramid and/or hexagonal prisms
23. Cuspate
24. Syn Glacio-marine
25. kenomagnetite
26. LREEs
27. Low grade metamorphism
28. Neking down
29. Fluid inclusion assemblages (FIA)
30. Polycrystalline inclusions
31. SEDEX type
32. MVT type
33. Break up of Rodinia
34. Red Sea-type and East Pacific Rise rift
35. Super-chondritic
36. Quasi-super-chondriti
37. Terrigenous clastic
38. Jcadigo
39. REEs
40. Fe-oxyhydroxide

## References

- Aftabi, A., Atapour, H. and Mohseni, S., 2022. The Ediacaran record of glaciogenic dropstones, diamictites and cap carbonates associated with non-metamorphosed banded iron formations (BIFs) in Iran. *Precambrian Research*, 378: 106740.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106740>
- Aftabi, A., Atapour, H., Mohseni, S. and Babaki, A., 2021. Geochemical discrimination among different types of banded iron formations (BIFs): A comparative review. *Ore Geology Review*, 136: 104244.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104244>
- Aftabi, A. and Mohseni, S., 2020. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposits in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite by Mehdipour Ghazi et al (2019), (*Ore Geology Reviews* 105, 590-604). *Ore Geology Reviews*, 125: 103113.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103113>
- Al-bassam, K. and Magna, T., 2018. Distribution and significance of rare earth elements in Cenomanian-Turonian phosphate components and mudstone from the Bohemian Cretaceous basin, Czech Republic. *Bulletin of Geosciences*, 93(3): 347–368.  
<https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1687>
- Ali, K.A., Stern, R.J., Manton, W.I., Johnson, P.R. and Mukherjee, S.K., 2010. Neoproterozoic diamictites in the Eastern Desert of Egypt and Northern Saudi Arabia: Evidence of 750 Ma glaciations in the Arabian-Nubian Shield. *International Journal of Earth Sciences*, 99: 705–726. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0427-3>
- Alibabaie, N., Esmaily, D., Peters, S.T.M., Horn, I., Gerdes, A., Nirooamand, S., Jian, W., Mansouri, T., Tudeschi, H. and Lehmann, B., 2020. Evolution of the Gol-e-Gohar iron ore district, Sanandaj-Sirjan zone Iran. *Ore Geology Review*, 127: 103787.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103787>
- Anani, O.A. and Olomukoro, J.O., 2017. The evaluation of heavy metal load in benthic sediment using some pollution indices in Ossiomo River, Benin City, Nigeria. *FUNAI Journal of Science and Technology*, 3(2): 103–119.  
<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.22200.85764>
- Angerer, T., Hagemann, S.G., Walde, D., Halverson, G.P. and Boyce, A.J., 2016. Multiple metal sources in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the Santa Cruz deposit, Brazil. *Precambrian Research*, 275: 369–393.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.002>
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2017. The possible synglaciogenic Ediacaran banded iron salt formation at Hormuz Island, Southern Iran. Implications for a new style of exhalative hydrothermal iron-salt system. *Ore geology Reviews*, 89: 70–95.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.033>
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2020. Comment on “Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-e-Gohar iron ore deposit of SE Iran: In situ LA-ICP-MS analyses” by Mirzaei et al. (2018): (*Ore geology Reviews*, 102, 639–653). *Ore geology Reviews* 127, 102942.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102942>
- Babaki, A., 2004. Investigation on the model of iron mineralization at Gol-e-Gohar iron mine, Sirjan, Kerman. Unpublished M.Sc Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, 382 pp.
- Babaki, A. and Aftabi, A., 2006. Investigation on the model of iron mineralization at Gol-e-Gohar deposit, Sirjan, Kerman. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 16(61): 40–59. (in Persian with English abstract) Retrieved September 26, 2025 from  
[https://www.gsjournal.ir/article\\_207694\\_en.html](https://www.gsjournal.ir/article_207694_en.html)
- Badavi, M., Atapour, H. and Mohammadi, M., 2019. Mineralogy, petrography and geochemistry of magnetite ore and sulfide minerals and the possible model of iron mineralization at Anomaly#3, Gol-e-Gohar iron mine, Sirjan, Kerman Iran. *Petrological Journal*, 10(2): 49–78. (in Persian with English abstract)  
<https://doi.org/10.22108/ijp.2019.115960.1124>
- Bajwah, Z.U., Seccombe, P.K. and Offler, R., 1987. Trace element distribution Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 22(4): 292–300.  
<https://doi.org/10.1007/BF00204522>
- Baldwin, G.J., 2014. The stratigraphy and geochemistry of the Rapitan iron formation,

- Northwest Territories and Yukon, Canada. Unpublished Ph.D. Thesis, Laurentian University, Canada, 248 pp.
- Bau, M. and Dulski., 1996. Distribution of yttrium and rare earth-elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(1–2): 37–55. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9)
- Beatty, D.W., Hahn, G.A. and Threlkeld, W.E., 1988. Field, isotopic and chemical studies of tourmaline-bearing rocks in the Belt-Purcell Supergroups: Genetic constraints and exploration significance for Sullivan type ore deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(3): 392–402. <https://doi.org/10.1139/e88-041>
- Bennett, M.R., Doyle, P. and Mather, A.E., 1996. Dropstones: Their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121(3–4): 331–339. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00071-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00071-2)
- Bonda, B.M.M., Etame, J., Kouske, A.P., Bayiga, E.C., Ngon, G.F., Mbaï, S.J. and Gérard, M., 2017. Ore texture, mineralogy and whole rock geochemistry of the iron mineralization from Edea North Area, Nyong Complex, Southern Cameroon: Implication for Origin and Enrichment Process. *International Journal of Geosciences*, 8(5): 659–677. <https://doi.org/10.4236/ijg.2017.85036>
- Bostrom, K., 1973. Origin and Fate of Ferromanganoan Active Ridge Sediments. In: K.J. Hsü and H.C. Jenkyns (Editors), *Pelagic Sediments: On Land and under the Sea*, pp. 147–243. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 147–243. <https://doi.org/10.1002/9781444304855.ch18>
- Boynton, W.V., 1985. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam. pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Breitkopf, J.H., 1988. Iron formations related to mafic volcanism and ensialic rifting in the southern margin zone of the Damara Orogen, Namibia. *Precambrian Research*, 38(2): 111–130. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90087-3](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90087-3)
- Cook, P.J. and Shergold, J.H., 1984. Phosphorus, phosphorites and skeletal evolution at the Precambrian-Cambrian boundary. *Nature*, 308: 231–237. <https://doi.org/10.1038/308231a0>
- Cox, G.M., Halverson, G.M., Minarik, W.G., Heron, D.P., Macdonald, F.A., Bellefroid, E.J. and Strauss, J.V., 2013. Neoproterozoic iron formations: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance. *Chemical Geology*, 362: 232–249. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.08.002>
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46: 319–335. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y>
- E Silva, R.C.F., Hagemann, S., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Banks, D.A., Davidson, G.J., Vennemann, T.W. and Hergt, J.M., 2013. Hydrothermal fluid processes and evolution of the giant Serra Notre jaspilite-hosted iron ore deposits, Carajas mineral province, Brazil. *Economic Geology*, 108(4): 739–779. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.739>
- Ebotohoua, C.G., Xie, Y., Adomako-Ansah, K., Blandine G. and Yunwei, Qu., 2021. Depositional environment and genesis of the Nabeba banded iron formation (BIF) in the Ivindo basement complex, Republic of the Congo: Perspective from whole-rock and magnetite geochemistry. *Minerals*, 11(6): 579. <https://doi.org/10.3390/min11060579>
- El-Shazly, A.K., Khalil, K.I. and Helba, H.A., 2019. Geochemistry of banded iron formations and their host rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: a working genetic model and tectonic implications. *Precambrian Research*, 325: 192–216. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.02.011>
- Fan, H.R., Groves, D.I., Mikucki, E.J. and McNaughton, N.J., 2000. Contrasting fluid types at the Nevea gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, western Australia: Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron formation. *Economic Geology*, 95(7): 1527–1536. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.7.1527>
- Frei, R., Dossing, L.N., Gaucher, C., Boggiani, P.C., Frei, K.M., Bech Ártng, T., Crowe, S.A. and Freitas, B.T., 2017. Extensive oxidative weathering in the aftermath of a Late Neoproterozoic glaciation- Evidence from trace

- element and chromium isotope records in the Urucum district (Jacadigo Group) and Puga iron formations (Mato Grosso do Sul, Brazil). *Gondwana Research*, 49: 1–20.  
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.003>
- Freitas, B.T., Rudnitzki, I.D., Morais, L., Campos, M.D.R., Almeida, R.P., Warren, L.V., Boggiani, P.C., Caetano-Filho, S., Bedoya-Rueda, C., Babinski, M., Fairchild, T.R. and Trindade, R.I.F., 2021. Cryogenian glaciostatic and eustatic fluctuations and massive Marinoan-related deposition of Fe and Mn in the Urucum District, Brazil. *Geology*, 49(12): 1478–1483.  
<https://doi.org/10.1130/G49134.1>
- Galili, N., Shemesh, A., Yam, R., Galili, N., Shemesh, A., Yam, R., Brailovsky, I., Sela-Adler, M., Schuster, E. M., Collom, C., Bekker, A., Planavsky, N., Macdonald, F.A., Pr  at, A., Rudmin, M., Aurell, M. and Ramajo, J., 2019. The geologic history of seawater oxygen isotopes from marine iron oxides. *Science*, 365(6452): 469–473.  
<https://doi.org/10.1126/science.aaw9247>
- Galley, A.G., 2003. Composite synvolcanic intrusion associated with Precambrian VMS hydrothermal systems. *Minerallium Deposita*, 38: 443–473.  
<https://doi.org/10.1007/s00126-002-0300-9>
- Ganno, S., Toszue, D., Kouankap, G.D., Tchouatcha, M.S., Ngnotu  , T., Gamgne Takam, R. and Nzenti, J.P., 2018. Geochemical constraints on the origin of banded iron formation-hosted iron ores from the Archean Ntem Complex (Congo Craton) in the Meyomessi area, southern Cameroon. *Resource Geology*, 68(3): 287–302.  
<https://doi.org/10.1111/rge.12172>
- Gao, B.F., Wu, C.Z., Yang, T., Santosh, M., Dong, L.H., Zhao, T.Y., Ye, H., Lei, R.X. and Li, W., 2019. The Neoproterozoic “blood falls” in Tarim Craton and their possible connection with snowball earth. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(1): 229–244.  
<https://doi.org/10.1029/2018JF004862>
- Gaucher, C., Sial, A.N. and Frei, R., 2015. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Banded Iron Formation (BIF): Types, Age and Origin. In: M. Ramkumar (Editor), *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications*, Elsevier, Amsterdam, pp. 433–449.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-419968-2.00017-0>
- Gibbs, A., 1976. *Geology and genesis of the Bafq lead-zinc deposit, Iran*. Institution of Mining and Metallurgy Transactions, section B, London, Report 85, 15 pp
- Goudie, A.S., 2004. *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, 1202 pp.
- Gourcerol, B., Blein, O. and Chevillard, M., 2022. Depositional setting of Archean BIFs from Congo: New insight into under-investigated occurrences. *Minerals*, 12(2): 22–114.  
<https://doi.org/10.3390/min12020114>
- Gourcerol, B., Kontak, D.J. and Thurston, P.C., 2016. Do magnetite layers in Algoma-type banded iron formations preserve their primary geochemical signatures? A case study of samples from three Archean BIF-hosted gold deposits. *The Canadian Mineralogist*, 54(3): 605–624.  
<https://doi.org/10.3749/canmin.1500090>
- Gutzmer, J., Chisonga, B.C., Beukes, N.J. and Mukhopadhyay, J., 2008. The geochemistry of banded iron formation-hosted high-grade hematite-martite iron ores. In: S. Hagemann, C.A. Rosière, J. Gutzmer and N.J. Beukes (Editors), *Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore*, V. 15, Society of Economic Geologists. Littleton, USA, pp. 157–183.  
<https://doi.org/10.5382/REV.15.06>
- Hagemann, S.G., Angerer, T., Duuring, P., Rosière, C.A., E Silva, R.C.F., Lobato, L., Hensler, A.S. and Walde, D.H.G., 2016. BIF-hosted iron mineral system: A review. *Ore Geology Reviews*, 76: 317–359.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.004>
- Hajash, A. and Chandler, G.W., 1982. An experimental investigation of high temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(3): 240–254.  
<https://doi.org/10.1007/BF00398919>
- Hassanlouei, B.T. and Rajabzadeh, M.A. 2019. Iron ore deposits associated with Hormuz evaporitic series in Hormuz and Pohl salt diapirs, Hormuzgan province, southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 172: 30–55.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.08.024>
- Hitzman, M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, why. In: T.M. Porter (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits*. PGC Publishing, Adelaide, pp. 99–25. Retrieved September 15, 2025 from

- <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-03iocg-deposits-what-where-whan-and-whymvhitzman.pdf>
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. and Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281(5381): 1342–1346. <https://doi.org/10.1126/science.281.5381.1342>
- Hosseini, K. and Rajabzadeh, M.A., 2021. Mineralogy, geochemistry, and fluid inclusion microthermometry of apatite and rare earth element minerals in the Esfordi deposit, NE of Bafq, Yazd Province. *Journal of Economic Geology*, 13(1): 57–84. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v13i1.84702>
- Hosseini, K., Shahpasandzadeh, M. and Moradian Bafghi, M.H. 2022. Origin of Mineralizing Fluids in the Choghart Magnetite-Apatite Deposit, NE of Bafq: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Stable (OH and OC) and Unstable Isotopes (U-Pb and Nd-Sm). *Journal of Economic Geology*, 14(1): 109–155. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2021.67972.1004>
- Hou, K., Ma, X., Li, Y., Liu, F. and Han, D., 2019. Genesis of banded iron formation (BIF), southeastern North China Craton, constraints from geochemical and H-O-S isotopic characteristics. *Journal of Geochemical Exploration*, 197: 60–69. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.11.005>
- Huang, X.W. and Beaudoin, G., 2019. Textures and chemical compositions of magnetite from iron oxide copper-gold (IOCG) and Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) deposits and their implications for ore genesis and magnetite classification schemes. *Economic Geology*, 114(5): 953–979. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4651>
- Huckreide, R., Kursten, M. and Venzlaff, I.T., 1962. Zur Geology des Gebietes Zwischen Kerman Un Sagand (Iran), Hannover Bundesanstalt für Bodenforschung, Germany, Report 51, 197 pp.
- Hyslop, E.V., Valley, J.W., Johnson, C.M. and Beard, B.L., 2008. The effects of metamorphism on O and Fe isotope compositions in the Biwabik iron formation, northern Minnesota. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(3): 313–328. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0244-2>
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology*, 102(6): 1111–1128. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1111>
- Kesler, S.E., Reich, M. and Jean, M., 2007. Geochemistry of fluid inclusion brines from earths oldest Mississippi Valley-type (MVT) deposits. *Chemical Geology*, 237(3–4): 234–248. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.001>
- Khalil, K.H., El-Shazly, A.E. and Lehmann, B., 2015. Late Neoproterozoic banded iron formation (BIF) in the central Eastern Desert of Egypt: Mineralogical and geochemical implications for the origin of the Gebel El Hadid iron ore deposit. *Ore Geology reviews*, 69: 380–399. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.02.017>
- Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 90(10): 1473–1499. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1871>
- Klein, C. and Beukes, N.J., 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron-formation in Canada. *Economic Geology*, 88(3): 542–565. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.3.542>
- Klein, C. and Ladeira, E.A., 2004. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, 99(6): 1233–1244. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1233>
- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P. Lundstrom, C., Bindeman, I. and Munizaga, R., 2015. Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Geology*, 43(7): 591–594. <https://doi.org/10.1130/G36650.1>
- Lan, C., Yang, A.Y. and Wang, C., 2019. Geochemistry, U-Pb zircon geochronology and Sm-Nd isotopes of the Xincai banded iron formation in the southern margin of the North China Craton: implications on Neoarchean seawater compositions and solute sources. *Precambrian Research*, 326: 240–257.



- <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.024>
- Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D. and Kamber, B.S., 2006. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, 12: 39–72. <https://doi.org/10.1007/s10498-005-4471-8>
- Le Heron, D.P., Tofait, S., Vandyk, T. and Ali, D.O., 2017. A diamictite dichotomy: Glacial conveyor belts and olistostromes in the Neoproterozoic of Death Valley, California, USA. *Geology*, 45(1): 31–34. <https://doi.org/10.1130/G38460.1>
- Lechte, M.A., Wallace, M.W. and Hoffmann, K.H., 2019. Glacio-marine iron formation deposition in a c. 700 Ma glaciated margin: insights from the Chuos Formation, Namibia. *Geological Society London Special Publications*, 475(1): 9–34. <https://doi.org/10.1144/SP475.2>
- Li, H., Zhang, Z., Li, L., Zhang, Z., Chen, J. and Yao, T., 2014a. Types and general characteristics of the BIF related iron deposits in China. *Ore Geology Reviews*, 57: 264–267. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.09.014>
- Li, W., Huberty, J.M., Bear, B.L. and Kita, N.T., 2013. Contrasting behavior of oxygen and iron isotopes in banded iron formations revealed by insitu isotope analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 384: 132–143. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.014>
- Li, Y., Hou, K., Wan, D., Zhang, Z. and Yue, G., 2014b. Precambrian banded iron formations in the North China Craton: Silicon and oxygen isotopes and genetic implications, *Ore Geology Reviews*, 57: 299–307. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.09.011>
- Loberg, B.E.H. and Horndahl, A.K., 1983. Ferried geochemistry of Swedish Precambrian iron ores: *Mineralium Deposita*, 18: 487–504. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00204493>
- Majidi, S.A., Omrani, J., Troll, V.R., 2020. Employing geochemistry and geochronology to unravel genesis and tectonic setting of iron oxide-apatite deposits of the Bafq-Saghand metallogenic belt, Central Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 110(1): 127–164. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01942-5>
- Marchig, V., Gundlach, H., Moller, P. and Schley, F., 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 50(3): 241–256. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90141-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90141-4)
- Maynard, J.B., 1983. *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Springer-Verlag, New York, 306 pp.
- Mazumder, R. and Van Loon, A.J., 2012. Depositional history of diamictites from the Late Palaeoproterozoic Dalma Formation (E India). *Sedimentary Geology*, 251–252: 49–57. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.01.010>
- McClung, C.R., 2006. Basin analysis of the Mesoproterozoic Bushmanland Group of the Namaqua metamorphic province, South Africa. Unpublished Ph.D. Thesis. Auckland Park, University of Johannesburg, South Africa, 320 pp.
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Wilde, S.A., 2020. Zircon U–Pb–Hf isotopes and whole rock geochemistry of magmatic rocks from the Posht-e-Badam Block: A key to tectonomagmatic evolution of Central Iran. *Gondwana Research*, 87: 162–187. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.010>
- Mohseni, S. and Aftabi, A., 2015. Structural, textural, geochemical and isotopic signatures of synglaciogenic Neoproterozoic banded iron formations (BIFs) at Bafq mining district (BMD), Central Iran: the possible Ediacaran missing link of BIFs in Tethyan metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 71: 215–236. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.018>
- Mücke, A. and Farshad, F., 2005. Whole-rock and mineralogical composition of Phanerozoic ooidal ironstones: Comparison and differentiation of types and subtypes. *Ore Geology Reviews*, 26(3–4): 227–262. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.08.001>
- Nadoll, P., Angerer, T. and French, D., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. *Ore Geology Reviews*, 61: 1–32. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.013>
- Nayebi, N., Esmaily, D., Chew, D.M., Lehmann, B. and Modabberi, S., 2021. Geochronological and geochemical evidence for multi-stage apatite in the Bafq iron metallogenic belt (central Iran), with implications for the Chadormalu iron-apatite deposit. *Ore Geology Reviews*, 132: 104054. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104054>
- NISCO (National Iranian Steel Company), 1980. Report on the results of research and evaluation of studies at magnetic anomalies in the Bafq iron ore district during 1976–1979, Unpublished

- Report, 260 pp.
- Ohmoto, H., Watanabe, Y., Yamaguchi, K.E., Naraoka, H., Haruna, M., Kakegawa, T., Hayashi, K. and Kato, Y., 2006. Chemical and biological evolution of early Earth: Constraints from banded iron formations. In: S.E. Kesler and H. Ohmoto (Editors), *Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere - Constraints from Ore Deposits*, Geological Society of America, Colorado, pp. 291–331. Retrieved September 20, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/books/edited-volume/2667/chapter-abstract/145107349/Chemical-and-biological-evolution-of-early-Earth?redirectedFrom=fulltext>
- Pecoits, E., Gingras, M.K., Kappler, A., Posth, N.R. and Konhauser, K.O., 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: Paragenetic sequence, source and implications for pala-eocean chemistry. *Precambrian Research*, 172(1–2): 163–187. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2009.03.014>
- Peter, J.M., 2003. Ancient iron formations: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits with examples from the Bathurst Mining Camp. In: D.R. Lentz (Editor), *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*, V. 4, Geological Association of Canada, Canada, pp. 145–176. Retrieved September 20, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/books/edited-volume/2836/chapter-abstract/153853762/Ancient-iron-formations-their-genesis-and-use-in?redirectedFrom=fulltext>
- Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks*. 3rd Edition, Harper and Row Publication, New York, 628 pp.
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P. and Canet, C., 2012. Geology, ore facies and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. *International Geology Review*, 54(14): 1635–1648. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.659106>
- Roedder, E., 1984. Inclusion sample selection, preparation, petrography and photography. In: P.H. Ribbe (Editor), *Fluid Inclusions*. Mineralogical Society America., Washington, D.C, pp. 149–180. Retrieved September 20, 2025 from [https://api.pageplace.de/preview/DT0400.9781501508271\\_A35506584/preview-9781501508271\\_A35506584.pdf](https://api.pageplace.de/preview/DT0400.9781501508271_A35506584/preview-9781501508271_A35506584.pdf)
- Rosiere, C.A. and Rios, F.J., 2004. The origin of hematite in high-grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, 9(3): 611–624. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.3.611>
- Samani, A.B., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran, *Precambrian Research*, 39(1–2): 85–106. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90053-8)
- Sepidbar, F., Shafaii Moghadam, H., Li, C., Stern, R.J. Jiantang, P. and Vesali, Y., 2020. Cadomian Magmatic Rocks from Zarand (SE Iran) Formed in a Retro-Arc Basin. *Lithos*, 366–367: 105569. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105569>
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie Press, London, 239 pp.
- Shields, G.A., 2005. Neoproterozoic cap carbonates: A critical appraisal of existing models and the plume world hypothesis. *Terra Nova*, 17(4): 299–310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00638.x>
- Simonson, B.M., 2003. Origin and evolution of large Precambrian iron formations. In: M.A. Chan and A.W. Archer (Editors), *Extreme depositional environments: mega end members in geologic time*, Geological Society of America, Colorado, pp. 231–244. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.231>
- Spry, P.G., Marshall, B. and Vokes, F.M., 2000. Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. *Reviews in Economic Geology*, 11: 163–201. Retrieved September 15, 2025 from [https://www.researchgate.net/publication/257437135\\_Meta-exhalites\\_as\\_keys\\_in\\_the\\_search\\_for\\_metamorphosed\\_ores\\_in\\_Metamorphosed\\_and\\_Metamorphogenic\\_Ore\\_Deposits](https://www.researchgate.net/publication/257437135_Meta-exhalites_as_keys_in_the_search_for_metamorphosed_ores_in_Metamorphosed_and_Metamorphogenic_Ore_Deposits)
- Tamehe, L.S., Wei, C. and Ganno, S., Rosière, C.A., Nzenti, J.P. Ebotehoua, C.G. and G. Lu., 2021. Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong Group, SW Cameroon: insights from isotopic,

- geochemical and geochronological studies of drillcore samples. *Geoscience Frontiers*, 12(2): 549–572.  
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.07.009>
- Tamehe, L.S., Wei, C., Ganno, S., Rosière, C.A., Li, H., Soares, M.B., Nzenti, J.P., Santos, J.O.S. and Bekker, A., 2022. Provenance of meta-siliciclastic rocks at the northwestern margin of the East Gabonian Block: Implications for deposition of BIFs and crustal evolution in southwestern Cameroon. *Precambrian Research*, 376: 106677.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106677>
- Taner, M. and Chemam, M., 2015. Algoma-type banded iron formation (BIF), Abitibi Greenstone belt, Quebec, Canada. *Ore Geology Reviews*, 70: 31–46.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.016>
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Publishing, Oxford, London, 312 pp.
- Teutsong, T., Bontognali, T.R.R., Ndjigui, P.D., Vrijmoed, J.C., Teagle, D., Cooper, M. and Vance, D., 2017. Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: Implications for its origin. *Ore Geology Reviews*, 80: 267–288.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.003>
- Thorne, W., Hagemann, S., Vennemann, T. and Oliver, N., 2009. Oxygen isotope compositions of iron oxides from high-grade BIF-hosted iron ore deposits of the central Hamersley Province, Western Australia: Constraints on the evolution of hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 104 (7): 1019–1035.  
<https://doi.org/10.2113/econgeo.104.7.1019>
- Toth, R.J., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin*, 91(1): 44–54.  
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1980\)91<44:DOSCRI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1980)91<44:DOSCRI>2.0.CO;2)
- Trendall, A.F., 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record, In: W. Altermann and P.L. Corcoran (Editors), *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Depositional Systems*. International Association of Sedimentologist Special Publication, John Wiley & Sons, Inc, New York, pp. 33–66.  
<https://doi.org/10.1002/9781444304312.ch3>
- Troll, V.R., Weis, F.A., Jonsson, E., Bertil, A.U., Madjidi, S.A., Karin, H., Chris, H. and Katarina, N., 2019. Global Fe-O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores. *Nature Communications*, 10: 1712.  
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-09244-4>
- Usma, C.D., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Gaucher, C. and Frei, R., 2021. Ediacaran banded iron formations and carbonates of the Cachoeirinha Group of NE Brazil: Paleoenvironment and paleoredox conditions. *Journal of South American Earth Sciences*, 109: 103282.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103282>
- Vesali, Y., Sepidbar, F., Palin, R.M. and Chiaradia, M., 2021. Crustal architecture studies in the Iranian Cadomian arc: Insights into source, timing and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 136: 104280.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104280>
- Waite, R.B., 2013. Lahar. In: P.T. Bobrowsky (Editor), *Encyclopedia of natural hazards*, Springer Nature, New York, pp. 579–580. Retrieved September 15, 2025 from [https://link.springer.com/rwe/10.1007/978-1-4020-4399-4\\_206](https://link.springer.com/rwe/10.1007/978-1-4020-4399-4_206)
- Wang, C., Shao, Y., Zhang, X., Dick, J. and Liu, Z., 2018. Trace element geochemistry of magnetite: Implications for ore genesis of the Huanggangliang Sn-Fe deposit, Inner Mongolia, northern China. *Minerals*, 8(5): 9–17.  
<https://doi.org/10.3390/min8050195>
- Wang, X., Lv, X., Cao, X., Yuan, Q., Wang, Y., Liu, W. and Ruan, B., 2016. Petrology and geochemistry of the banded iron formation of the kuluketage Block, Xinjiang, NW China: Implication for BIF depositional setting. *Resource Geology*, 66(4): 313–334.  
<https://doi.org/10.1111/rge.12107>
- White, L., Vasconcelos, P.M., Avila, J.N., Ubide, T. and Ireland, T.R., 2021. Crystallographic and crystallo-chemical controls on oxygen isotope analysis of hematite by SIMS. *Chemical Geology*, 583: 120461.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120461>
- 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 inclusion 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-Jones, A.E., Schrijver, K., Doig, R. and Sangster, D.F., 1992. A model for epigenetic Ba-Pb-Zn mineralization in the Appalachian Thrust Belt Quebec: Evidence from fluid inclusions and isotopes. *Economic Geology*, 87(1): 154–174.  
<https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.87.1.154>
- Wonder, J.D., Spry, P.G. and Windom, K.E., 1988. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia. *Economic Geology*, 83(5): 1070–1081.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.5.1070>
- Wu, C.Z., Zhao, F.F., Yang, T., Lei, R.X., Gao, B.F. and Li, W., 2022. Genesis of the Fulu Cryogenian iron formation in South China: Syn-glacial or interglacial? *Precambrian Research*, 376: 106689.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106689>
- Xiong, Z., Li, T., Algeo, T., Chang, F., Yin, X. and Xu, Z., 2012. Rare earth element geochemistry of laminated diatom mats from tropical West Pacific: Evidence for more reducing bottom waters and higher primary productivity during the Last Glacial Maximum. *Chemical Geology*, 296–397: 103–118.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.12.012>
- Yang, X., Mao, J. and Santosh, M., Li, R., Wu, C., Gao, J., Zhang, X. and Wang, Z., 2022. Ediacaran iron formations from the North Qilian Orogenic Belt, China: Age, geochemistry, Sm–Nd isotopes and link with submarine volcanism. *Precambrian Research*, 368: 106498.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106498>
- Yermacov, N.P. (translated by Sokoloff, V.P.), 1965. Research on the nature of mineral forming solutions with special reference to data from fluid inclusions. Pergamon Press, Oxford, 743 pp.
- Young, G.M., 2002. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded ironformations relevance to Snowball Earth debate. *Journal of African Earth Sciences*, 35(4): 451–466. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00158-6](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00158-6)
- Yousefi, A., 2025. A summary on analytical techniques. Stable Isotopes Research Laboratory, Arak University, Iran, 5 pp.
- Yu, W., Algeo, T.J., Du, Y., Zhou, Q., Wang, P., Xu, Y., Yuan, L. and Pan, W., 2017. Newly discovered Sturtian cap carbonate in the Nanhua Basin, South China. *Precambrian Research*, 293: 112–130.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.011>
- Zhu, X.K., Sun, J. and Li, Z.H., 2019. Iron isotopic variations of the Cryogenian banded iron formations: A new model. *Precambrian Research*, 331: 105359.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105359>







## RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2025.1155



# The source of ore fluids in the Bafq district iron oxide-apatite deposits, Central Iran: a fluid inclusion approach

Mobina Esmaeili Zeini <sup>1\*</sup> , Saeed Alirezaei <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Department of Mineral and Water Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Mineral and Water Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University of Tehran, Tehran, Iran

## ARTICLE INFO

## Article History

Received: 19 July 2025  
Revised: 25 December 2025  
Accepted: 25 December 2025

## Keywords

fluid inclusion  
Iron oxide-apatite  
Chadormalu-Gazestan-Esfordi  
Bafq mineralized zone  
Central Iran

## \*Corresponding author

Mobina Esmaeili Zeini  
✉ [m\\_emaili@sbu.ac.ir](mailto:m_emaili@sbu.ac.ir)

## ABSTRACT

The Bafq metallogenic district in the Kashmar-Kerman zone, or Posht-Badam block, in the Central Iran structural zone, hosts large iron oxide-apatite deposits hosted in Early Cambrian volcanic, subvolcanic, and sedimentary rocks, as well as in Precambrian metamorphic rocks. The proposed models vary from orthomagmatic to hydrothermal and sedimentary. Different generations of apatite have been identified based on their size, morphology, and paragenetic relationships with magnetite and the host rock. Microthermometric studies were carried out on two main generations of apatite (referred to as Ap-I and Ap-II) from the main stage of mineralization, and on the late calcite, quartz and chlorite in the samples from Chadormalu, Esfordi, and Gazestan deposits. For Chadormalu, the homogenization temperature (Th) and fluid salinity for the liquid-vapor (LV) fluid inclusions in Ap-I and Ap-II were determined to be 266-580 °C and 138-460 °C, and 0.5-10.7 and 12.8-19.6 wt.% NaCl eq., respectively. For Ap-I and Ap-II from Esfordi, the Th and salinity were between 167 to >500 °C and 2.5-6.7 wt.% NaCl eq., and 165-464 °C and 9.8-23.5 wt.% NaCl eq., respectively. The halite-bearing inclusions in Ap-II from Esfordi yielded Th and salinity >500 °C and 36-37 wt.% NaCl eq. For Ap-II in Gazestan, the Th and salinity were measured at 416 to over 500°C, and 19.8 to 25.8 wt.% NaCl eq., respectively. The late calcite coexisting with pyrite from Gazestan yielded Th and salinity at 183-310 °C and 40-41 wt.% NaCl eq. The eutectic temperatures (Te) for various inclusions were measured at -21 to -53°C, implying the presence of complex ternary salts in the ore fluids. The results suggest the involvement of two different fluids in the evolution of the iron ore systems: a magmatic fluid, with relatively high temperature (150 to >500 °C) and low-moderate salinity (0.5-25.8 wt.% NaCl eq.), and a fluid with lower temperature (183-310 °C) but higher salinity. The role of the two fluids is supported by the oxygen isotopic composition of magnetite for the former and the sulfur isotopic composition of pyrite for the latter.

## How to cite this article

Esmaeili Zeini, M. and Alirezaei, S., 2025. The source of ore fluids in the Bafq district iron oxide-apatite deposits, Central Iran: a fluid inclusion approach. *Journal of Economic Geology*, 17(4): 89–121. (in Persian with English abstract)  
<https://doi.org/10.22067/econg.2025.1155>



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

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

The Bafq metallogenic district in the Kashmar-Kerman Zone (Ramezani and Tucker, 2003) or Posht-Badam Block (Haghipour, 1977b) in the Central Iran Structural Zone embraces several Kiruna-type magnetite-apatite deposits, including Chadormalu, Choghart, Gazestan, and Esfordi (e.g., Samani, 1988; Daliran, 2002; Moore and Modabberi, 2003; Jami, 2005; Torab and Lehman, 2007; Stosch et al., 2011; Heidarian et al., 2016; Heidarian et al., 2017). The origin of the deposits is debated, with models ranging from orthomagmatic (e.g., Foerster and Jafarzadeh, 1994; Mücke and Younessi, 1994; Mokhtari et al., 2013) to hydrothermal (Daliran, 2002; Moore and Modabberi, 2003; Jami et al., 2007; Heidarian et al., 2017) and sedimentary, related to the late Precambrian glacial event (Aftabi et al., 2009; Mohseni and Aftabi, 2015). This study investigates the physicochemical properties of ore-forming fluids by fluid inclusion microthermometry on apatite and several other nonmetallic minerals in selected samples from Chadormalu, Esfordi, and Gazestan deposits. The results are compared with published fluid inclusion data and discussed, in an attempt to tackle the source and evolution of the ore fluids.

### Materials and methods

Mineralogical and paragenetic studies were conducted on samples from ore and host rocks in outcrops and drill cores from Esfordi, Chadormalu, and Gazestan deposits. Some 20 samples were selected for doubly-polished sections and fluid inclusion petrography and microthermometry. The experiments were performed at the Iranian Mineral Processing Research Center (IMIDRO), utilizing a Linkam TMHS 600 heating-freezing stage on a Zeiss Axioplan-2 microscope. The stage was calibrated with cesium nitrate (melting point 414°C, accuracy  $\pm 0.6^\circ\text{C}$ ) and n-hexane (melting point  $-94.3^\circ\text{C}$ , accuracy  $\pm 0.2^\circ\text{C}$ ). The fluid inclusion studies were focused on two main generations of apatite; limited measurements were performed on actinolite, and late chlorite, calcite, and quartz.

### Results

Magnetite is the main ore mineral in the Bafq district, partially replaced by hematite at surface and shallow

depths. Associated minerals include apatite, actinolite, tremolite, diopside, albite, quartz, dolomite, calcite, chlorite, talc, and minor sulfides dominated by pyrite. Ore textures vary from massive to breccia in central parts of the main ore bodies to pegmatoid comb textures in the peripheral veins. A banded, cumulate-looking ore texture with alternating magnetite and actinolite-rich bands was identified in Chadormalu (Fig. 8A). Two generations of apatite, here referred to as Ap-I and Ap-II, were identified in the selected deposits based on the textures and paragenetic relations. The Ap-I occurs mostly as euhedral to subhedral crystals of varying sizes in the massive ore (Fig. 5A, C and G). The Apatite-II occurs as coarse to pegmatoid crystals commonly associated with magnetite in vein-type ores with comb textures at the margins of the massive ores and/or within the altered host rocks (Fig. 5B, D and F).

Fluid inclusions were classified based on the phases present at room temperature as: single-phase liquid (L) (Fig. 6A and B), single-phase vapor (V) (Fig. 6C and D), two-phase liquid-rich (LV) (Fig. 6E and F), two-phase vapor-rich (VL) (Fig. 6H), three-phase liquid-vapor-halite (LVH) (Fig. 6J and I), and multi-phase inclusions (LVHS) (Fig. 6K) where S stands for unknown solid. The heating-freezing measurements were performed mostly on the LV and LVH inclusions in apatite, with limited experiments on actinolite, dolomite, and late chlorite, calcite, and quartz.

The Th values for the LV inclusions ranged from 138 °C to  $>500^\circ\text{C}$  (Table 2). For Chadormalu, the Th values for the primary and secondary fluid inclusions in Ap-II from the vein-type ore ranged between 268–454 °C and 138–217 °C, respectively. For the banded ore, fluid inclusions in actinolite and in the late dolomite and chlorite yielded Th values exceeding 500 °C, 280–330 °C, and 147–157 °C, respectively. For Esfordi, the LV inclusions in Ap-I and Ap-II homogenized between 167–350 °C and 165–464 °C, respectively. For Gazestan, the Th values for the vein-type Ap-II, and for the late calcite and quartz in breccia ore ranged between 416 °C to  $>500^\circ\text{C}$ , 190–270 °C, and 250–390 °C, respectively. For the LVH fluid inclusions in the calcite, homogenization occurred with halite dissolution between 290–330 °C; vapor disappearance occurred between 183–320 °C ( $T_{\text{hd}} > T_{\text{vd}}$ ). In contrast, for the LVH inclusions in the Esfordi Ap-II, halite dissolution occurred

between 274 to 291 °C, with vapor disappearance at >500 °C ( $T_{vd} > T_{hd}$ ) (Fig. 11). In apatite from the Choghart massive magnetite-apatite ore, halite-bearing inclusions in Ap-I homogenized to the liquid phase ( $T_{vd} \leq T_{hd}$ ), with halite dissolution occurring between 418 and 430 °C. (Fig. 11) (Hosseini et al., 2022).

A wide range of salinities, ranging from <1 wt.% to ~41 wt.% NaCl eq. was observed for fluid inclusions in various minerals (Table 2). For Chadormalu banded ore, salinities were measured for the LV inclusions at 1.7–14 wt.% NaCl eq. in dolomite, and <1 to 2.4 wt.% NaCl eq. in chlorite. Higher salinities at 12.8–19.6 wt.% NaCl eq. were found in Ap-II from the vein-type ore. For Esfordi, the LVH inclusions in Ap-II yielded salinities at 36.1–37.1 wt.% NaCl eq., whereas LV inclusions displayed lower values at 9.8–23.5 wt.% NaCl eq. In contrast, lower salinities (1–6.7 wt.% NaCl eq.) were measured for LV inclusions in Ap-I. For Gazestan, the LVH inclusions in calcite from breccia ore yielded the highest salinities recorded (40–41 wt.% NaCl eq.). Significantly lower values (3.3–5.1 wt.% NaCl eq.), however, were observed for the LV inclusions in quartz from the breccia ore. Hosseini et al. (2022) for the LVH and LV inclusions in apatite-I reported 42.9–~45 wt.% NaCl eq. and 11.5–13.8 wt.% NaCl eq., respectively, from the Choghart deposit.

## Discussion

The fluid inclusion data suggest the involvement of at least two distinct fluids in the evolution of the iron oxide-apatite ore systems and associated wall rock alteration/metasomatism in the Esfordi, Chadormalu, Gazestan, and possibly other magnetite-apatite deposits in the Bafq metallogenic district. An evolving fluid source is reflected in the fluid inclusion data from the two main generations of apatite in Chadormalu, where a moderate- to high-temperature fluid (266 to 580°C) with low salinity (0.5 to 10.7 wt.% NaCl eq.) responsible for Ap-I in the massive ore (Heidarian et al., 2017) evolved into a lower temperature (268–454°C) but higher salinity (~13–20 wt.% NaCl eq.) fluid involved in the development of the pegmatoid Ap-II crystals in the vein-type magnetite-apatite ore (this study). The secondary LV fluid inclusions in the Ap-II crystals yielded lower homogenization temperatures (138–217°C) but the same salinities as in the primary fluid inclusions, consistent with a cooling evolution trend.

Fluid evolution and multiple fluid sources is also supported by the banded ore in Chadormalu where actinolite developed in the presence of a high-temperature fluid (>500°C), whereas dolomite and chlorite in the same ore evolved through interaction with fluids at lower temperatures, 280–330°C and 147–157°C, and variable salinities, 1.74–14 and 1–2.4 wt.% NaCl eq., respectively. The comparison between massive and vein ore data reveals fluid mixing and evolution from high-temperature, low-salinity to low-temperature, moderate-salinity fluids in the Chadormalu deposit.

At Esfordi, a low to high-temperature (167–>500°C) but low salinity (2.5–6.7 wt.% NaCl) fluid contributed to the development of magnetite-rich ore, while apatite-rich ore formed from lower temperature (165 to 464°C) but higher salinity (36–37 wt.% NaCl eq.) fluids. Ore formation in Gazestan occurred from high-temperature and relatively saline fluids, as  $T_h$  and salinity data from the LV (416–>500°C and ~20–26 wt.% NaCl eq.) and LVHS inclusions (485–>500°C, and ~22–25 wt.% NaCl eq.) in apatite from the breccia ore suggest. The lower  $T_h$  but higher salinity values at 183–310°C and 40–41 wt.% NaCl eq. recorded for the LVH inclusions in the late calcite in textural equilibrium with sulfides in the same ore sample suggests involvement of a second fluid source in the evolution of the ore system in Gazestan. Based on the lowest dissolution temperature of halite (235°C) in calcite fluid inclusions from the Gazestan breccia ore, and apatite-I (418°C) from the Choghart massive magnetite-apatite ore (Hosseini et al., 2022), the minimum trapping pressure is estimated at 90 MPa and 75 MPa, respectively. Considering a density of 2.7 g/cm<sup>3</sup>, the minimum depth for ore formation in Gazestan was 3.3 km; the apatite-I from Choghart developed at depths of ~2.7 km (Fig. 14).

Results from this study suggest that a high-temperature and low-moderate salinity fluid of possible magmatic origin played a key role in mineralization in the Chadormalu, Esfordi, and Gazestan, and possibly other magnetite-apatite deposits in the Bafq district. With time, the iron ore system interacted with an evolved fluid of low-moderate temperature and relatively high salinity, leading to the development of sulfides and other late-paragenetic minerals. The published sulfur isotopic data for pyrite, ranging between +8.9 to ~25 ‰, suggest a basinal brine origin for the evolved fluid.

**Acknowledgements**

The authors are grateful to the Chadormalu mining complex for providing facilities during field studies in the Bafq district. We sincerely thank Ms. Aghajani

from the Iran Mineral Processing Research Center (IMPRC) for providing the microthermometry data for this research.



## منبع سیال کانسنگ‌ساز در ذخایر اکسید آهن - آپاتیت ناحیه بافق، ایران مرکزی؛ رهیافتی بر پایه میان‌بارهای سیال

مبینا اسماعیلی زینی<sup>۱\*</sup>، سعید علیرضایی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

### چکیده

ناحیه فلززایی بافق در زون کاشمر- کرمان و بلوک پشت‌بادام در زون ساختاری ایران مرکزی، میزبان کانسارهای بزرگ اکسید آهن- آپاتیت در سنگ‌های آتشفشانی، رسوبی و توده‌های نفوذی کامبرین پیشین و سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین است. مدل‌های زایشی متفاوتی مانند ارتوماگمایی، گرمایی و رسوبی برای این ذخایر پیشنهاد شده است. نسل‌های مختلف آپاتیت بر اساس اندازه، شکل و ارتباط پاراژنتیکی با کانسنگ مگنتیت و سنگ میزبان شناسایی شده و برای شناخت ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال، بررسی‌های میان‌بار سیال روی دو نسل آپاتیت (I و II) از مرحله اصلی کانی‌سازی و کلسیت، کوارتز، کلریت و دولومیت دیر هنگام در نمونه‌هایی از ذخایر چادرملو، اسفوردی و گزستان انجام شد. دمای همگن‌شدگی و شوری سیال برای میان‌بارهای مایع- بخار در آپاتیت I و آپاتیت II از چادرملو به ترتیب ۲۶۶ تا بیش از ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد و ۱۳۸ تا ۴۶۰ درجه سانتی‌گراد و ۰/۵ تا ۱۰/۷ و ۱۲/۸ تا ۱۹/۶ درصد وزنی معادل نمک طعام بود. برای میان‌بارهای مایع- بخار در آپاتیت I از اسفوردی، دمای همگنی و شوری، ۱۶۷ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۲/۵ تا ۶/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام و برای آپاتیت II، بین ۱۶۵ تا ۴۶۴ درجه سانتی‌گراد و ۹/۸ تا ۲۳/۵ درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد. برای میان‌بارهای حاوی هالیت در آپاتیت II از اسفوردی، دمای همگنی بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۳۶ تا ۳۷ درصد وزنی معادل نمک طعام ثبت شد. برای آپاتیت II در گزستان، دمای همگنی، ۴۱۶ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۹/۸ تا ۲۵/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام و برای کلسیت همزاد با پیریت دمای همگنی ۱۸۰ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۴۰ تا ۴۱ درصد وزنی معادل نمک طعام اندازه‌گیری شد. دمای یوتکتیک در میان‌بارهای سیال مختلف، ۲۱- تا ۵۳- درجه سانتی‌گراد به دست آمد که نشان‌دهنده حضور سامانه‌های سه جزئی و پیچیده نمک‌هاست. این داده‌ها نقش دو سیال متفاوت را در تحول سامانه کانی‌سازی نشان می‌دهند: یک سیال ماگمایی- گرمایی، با دمای بالا (کمتر از ۱۵۰ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری کم تا متوسط (۰/۵ تا ۲۵/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام) و دیگری، سیالی با دمای کمتر (۱۸۳ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد)؛ اما شوری بیشتر بالاتر. نقش این دو سیال، با داده‌های ایزوتوپی اکسیژن مگنتیت برای سیال اول و داده‌های ایزوتوپی گوگرد پیریت برای سیال دوم تأیید می‌شود.

### اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۴/۲۸

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۱۰/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۰/۰۴

### واژه‌های کلیدی

میان‌بار سیال  
اکسید آهن- آپاتیت  
چادرملو- گزستان- اسفوردی  
ناحیه فلززایی بافق  
ایران مرکزی

### نویسنده مسئول

مبینا اسماعیلی زینی  
m\_esmaili@sbu.ac.ir

### استناد به این مقاله

اسماعیلی زینی، مبینا و علیرضایی، سعید، ۱۴۰۴. منبع سیال کانسنگ‌ساز در ذخایر اکسید آهن- آپاتیت ناحیه بافق، ایران مرکزی؛ رهیافتی بر پایه میان‌بارهای سیال. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۴): ۸۹-۱۲۱. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1155>



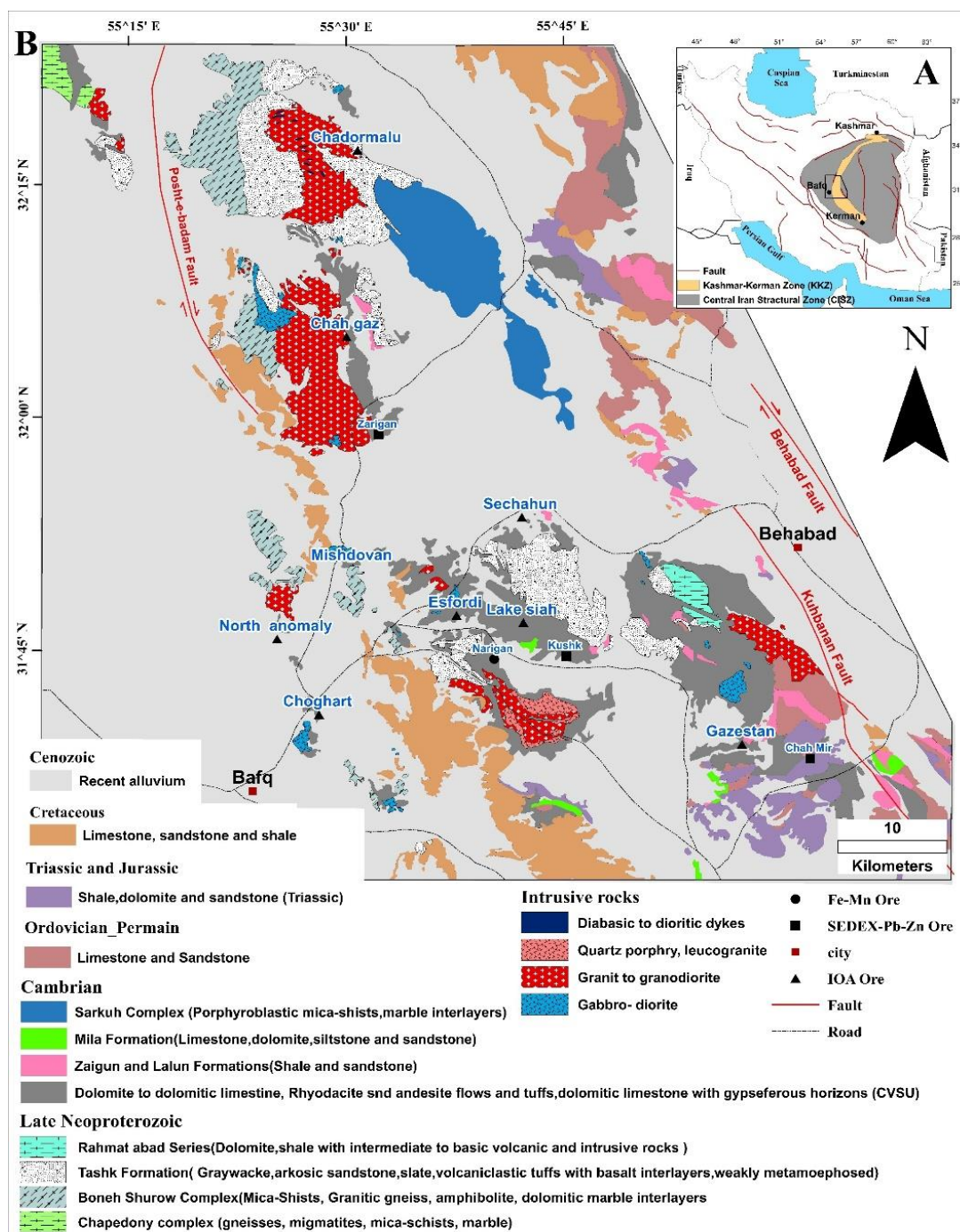
## مقدمه

کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت یا نوع کایرونا (Geijer, 1931) به گروهی از کانسارهای آهن کم تیتان ( $\text{TiO}_2 < 1 \text{ wt.}\%$ ) و حاوی فلوئورآپاتیت، سیلیکات‌های کلسیم-منیزیم- (آهن) (ترمولیت-اکتینولیت و دیوپسید) و فقیر از کانی‌های سولفیدی گفته می‌شود (Hildebrand, 1986; Williams et al. 2005; Tornos et al., 2024) که از منابع مهم آهن، عناصر کمیاب خاکی، اورانیوم، کبالت و فسفات هستند و از نظر زمانی از آرکئن تا پلیوسن تشکیل شده‌اند (Barton, 2014). برخی پژوهشگران کانسارهای آهن کایرونا را به عنوان عضو انتهایی فقیر از مس و طلای گروه کانسارهای نوع اکسید آهن-مس-طلا معرفی کرده‌اند (Williams et al. 2005; Barton, 2014; Skirrow, 2022). مدل زایشی و منشأ سیال کانه‌ساز در هر دو گروه بسیار بحث‌انگیز است؛ اگرچه برای کانسارهای گروه اکسید آهن-مس-طلا یک منشأ گرمابی-ماگمایی کم‌ویش پذیرفته شده است (Barton and Johnson, 2000; Perring et al., 2000; Williams et al. 2005; Barton, 2014). در مورد چگونگی زایش و خاستگاه سیال کانه‌ساز در کانسارهای نوع کایرونا، دو نظریه ماگمایی و گرمابی بیشتر مورد توجه است. در نظریه ماگمایی، سیال کانه‌ساز می‌تواند حاصل جدایش و تبلور مستقیم یک مذاب اکسیدی غنی از Fe-P از مذاب سیلیکاتی یا یک سیال ماگمایی دما بالا (تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد) و غنی از مواد فرار باشد که از مذاب سیلیکاتی جدا شده و در ترازهای بالاتر در سنگ‌های محل کانی‌سازی کرده است (Hildebrand, 1986; Nystroem and Henriquez, 1994). در نظریه گرمابی، سیالات گرمابی دمای متوسط (۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) تا کم (کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) با چیرگی شوریاب حوضه‌ای، با چرخش در سنگ‌های میزبان غنی از آهن، این فلز را از این سنگ‌ها شسته و در فاصله‌ای از منبع، ذخایر اکسید آهن-آپاتیت را پدید آورده‌اند (Parak, 1975; Hitzman et al., 1992; Barton and Johnson, 1996; Sillitoe, 2003; Williams

et al. 2005; Pollard, 2006; Knipping et al., 2015). در

این نظریه، فسفر می‌تواند از سنگ‌های رسوبی شسته‌شده باشد (Tornos et al., 2024).

ناحیه فلززایی بافق در زون کاشمر-کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) یا بلوک پشت‌بادام (Haghipour, 1977b) در زون ساختاری ایران مرکزی، میزبان چندین کانسار بزرگ مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا مانند چادرملو، جفارت، اسفوردی و گزستان (Samani, 1988; Daliran, 2002, Moore and Modabberi, 2003, Jami, 2005; Torab and Lehman, 2007; Stosch et al., 2011; Mokhtari et al., 2013; Heidarian et al., 2016; Heidarian et al., 2017) کانسارهای فلزهای پایه نوع سدکس مانند کوشک و چاه‌میر و رخدادهای کانی‌زایی اورانیوم، توریوم و عناصر کمیاب خاکی است (Samani, 1988; Yaghubpour and Mehrabi, 2012; Rajabi, 1997). این ذخایر به طور عمده در سنگ‌های میزبان پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین شامل طیفی از سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، سنگ‌های رسوبی با چیرگی ماسه‌سنگ، شیل، سنگ آهک و دولومیت و به مقدار کمتر در مجموعه‌های دگرگونی نوپروتروزوئیک شامل انواع شیست، گنیس و آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. در مورد زایش کانسارهای آهن ناحیه بافق نظریه‌های مختلفی از ارتوماگمایی (Foerster and Jafarzadeh, 1994; Mokhtari et al., 2013; Mücke and Younessi, 1994) تا گرمابی (Daliran, 2002; Moore and Modabberi, 2003; Jami et al., 2007; Heidarian et al., 2017; Heidarian et al., 2018) و رسوبی مرتبط با دوره یخبندان جهانی پرکامبرین پسین (Aftabi et al., 2009; Mohseni and Aftabi, 2015) ارائه شده است. بررسی میان‌بارهای سیال اطلاعات مفیدی در مورد ویژگی‌های فیزیکی-شیمیایی سیال‌های کانسنگ‌ساز از جمله دما، فشار، چگالی و ترکیب شیمیایی آنها در اختیار می‌گذارد (Roedder, 1984; Bodnar, 2003).



شکل ۱. A: یک طرح ساده از ایران با نمایش جایگاه ناحیه فلززایی بافق در زون کاشمر- کرمان در ایران مرکزی و B: نقشه زمین شناسی ساده شده ناحیه بافق با نمایش محل کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت، سرب- روی نوع سدکس و آهن- منگنز. برگرفته از هوشمندزاده (Hushmandzadeh, 1969) و حق پور (Haghipour, 1977a) با تغییرات

**Fig. 1.** A: A sketch map of Iran showing the location of the Bafq metallogenic district in the Kashmar-Kerman Zone (KKZ) in Central Iran, and B: Simplified geological map of the Bafq district showing distribution of the Iron Oxide-Apatite, Fe-Mn, and SEDEX-Pb-Zn deposits (modified after Haghipour, 1977a; Hushmandzadeh, 1969)

هگزان با نقطه ذوب  $94/3^{\circ}\text{C}$  - درجه سانتی گراد و دقت  $\pm 0/2$  درجه انجام شد. بررسی های میان بار سیال بر روی نسل های مختلف آپاتیت همزاد با کانسنگ آهن و بر روی اکتینولیت از زون دگرسانی کلسیک، کلریت، کلسیت و کوارتز انجام شد.

### پیشینه زمین شناسی

ناحیه فلزایی بافق با رخنمون های گسترده از مجموعه های پی سنگی نئوپروتروزوئیک شامل هم تافت های چاپدون، بنه شور و پشت بادام و سازند آتشفشانی- رسوبی تاشک شناخته می شود (Hushmandzadeh, 1969; Haghipour, 1974; Ramezani and Tucker, 2003). این مجموعه ها توسط واحد آتشفشانی- رسوبی کامبرین (Ramezani and Tucker, 2003) پوشیده شده اند که با نام های سری ریزو و دزو (Huckriede et al., 1962)، سازند اسفوردی (Borumandi, 1973) و سازند ساغند (Samani, 1993) نیز شناخته می شوند. واحد آتشفشانی- رسوبی کامبرین شامل سنگ های آتشفشانی (گدازه و مواد آذر آواری) و نیمه آتشفشانی فلسیک تا مافیک کالک آلکالن همراه با دولومیت، سنگ آهک، شیل، ماسه سنگ و میان لایه های ژئوس / انیدریت است (Ramezani and Tucker, 2003). این واحد، به ویژه سنگ های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی آن، میزبان اصلی کانسنگ های مگنتیت- آپاتیت در ناحیه فلزایی بافق است (Ramezani and Tucker, 2003) (شکل ۱). واحد آتشفشانی- رسوبی کامبرین در منطقه زیرگان و جنوب ناحیه بافق با مرز ناپیوسته، توسط توالی های رسوبی قرمز رنگ کامبرین زیرین، معادل سازندهای زایگون و لالون در ایران مرکزی و البرز پوشیده شده است (Haghipour, 1974; Soheili and Mahdavi, 1991). توالی کامبرین پسین با کمپلکس سرکوه (Haghipour, 1977a; Ramezani and Tucker, 2003) معرفی شده است. در ادامه به ویژگی های زمین شناسی سه ذخیره چادرملو، گزستان و اسفوردی پرداخته شده است.

بررسی های پیشین میان بار سیال که به طور عمده روی آپاتیت انجام شده است، دمای همگن شدن و شوری سیال کانسنگ ساز را به ترتیب بین  $145^{\circ}\text{C}$  تا بیش از  $580^{\circ}\text{C}$  درجه سانتی گراد و  $9$  تا  $45\%$  درصد وزنی معادل نمک طعام گزارش کرده و این دامنه وسیع را به فرایندهای مختلفی چون تکامل سامانه گرمابی و آمیختگی سیال نسبت داده است (Jami et al., 2007; Heidarian et al., 2017; Mehrabi et al., 2019; Talefazel and Rostami, 2022; Hosseini et al., 2020). در این مقاله، هم یافت های کانی دقیق بررسی شد و بر اساس آزمایش های ریزدماسنجی میان بار سیال، در نمونه های معرف از کانسارهای چادرملو، اسفوردی و گزستان، دو نسل اصلی آپاتیت معرفی و ویژگی های فیزیکی- شیمیایی سیال کانسنگ ساز بررسی شده است. داده های به دست آمده از این بررسی ها با داده های منتشر شده مقایسه و نتایج با هدف شناخت هرچه بهتر از سیال کانسنگ ساز مورد بحث قرار گرفته است.

### روش مطالعه

این پژوهش بر پایه مشاهده های میدانی و نمونه برداری از کانسنگ و سنگ میزبان در رخنمون های سطحی و کارگاه های استخراج به منظور بررسی های کانی شناسی و پاراژنتیکی است. نمونه های معرف از آپاتیت در ذخایر اسفوردی، چادرملو و گزستان انتخاب و بیش از  $20$  مقطع دوبر- صیقلی برای بررسی های سنگ نگاری و میکروترمومتری میان بارهای سیال تهیه شد. مشخصات نمونه ها در جدول ۱ معرفی شده است. بررسی های ریزدماسنجی در آزمایشگاه کانی شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به کمک صفحه گرم و سردشونده مدل THMS600 ساخت شرکت لینکام تعبیه شده بر میکروسکوپ زایس آکسوپلن-۲ زایس انجام شد. دامنه حرارتی دستگاه  $196^{\circ}\text{C}$  - تا  $600^{\circ}\text{C}$  + درجه سانتی گراد است. واسنجی صفحه در آزمایش های گرمایش با استاندارد نیترات سزیم با نقطه ذوب  $414^{\circ}\text{C}$  درجه و تکرارپذیری با دقت  $\pm 0/6$  درجه سانتی گراد و در آزمایش های سرمایش با استاندارد ان-

**جدول ۱.** ویژگی های اصلی نمونه های کانسنگ های مختلف از کانسارهای چادرملو، اسفوردی و گزستان ناحیه بافق که بررسی های سنگ نگاری میان بار سیال بر روی آنها انجام شد. فونت ایتالیک، نشان دهنده نمونه هایی است که بررسی/ریزدماسنجی بر روی آنها انجام شده است.

**Table 1.** Major characteristics of the various ore samples from the Chadormalu, Esfordi, and Gazestan deposits Bafq district, used for fluid inclusion petrography. Samples selected for microthermometric studies are shown in italic.

| Ore deposit/<br>sample code   | Major minerals    | Minor<br>minerals                   | Trace<br>minerals | Ore type                                  | Texture/<br>structure     |
|-------------------------------|-------------------|-------------------------------------|-------------------|-------------------------------------------|---------------------------|
| <b>Chadormalu</b>             |                   |                                     |                   |                                           |                           |
| <b>CHM</b>                    | Mag, Act          | Ab, Tr, Cal, Chl                    | Py, Hem           | Magnetite-Actinolite ore                  | Massive                   |
| <b>CHM-05-3</b>               | Mag, Ap           | —                                   | Hem               | Magnetite-Apatite ore                     | Massive                   |
| <b>CHM-07</b>                 | Mag, Ap           | —                                   | Hem               | Magnetite-Apatite ore                     | Massive                   |
| <b>CHM-016</b>                | Mag,              | Dol, Act, Chl, Ab, Qtz,<br>Cal, Tlc | Py, Bt, Ttn       | Magnetite ore                             | Banded                    |
| <b>CHM0-017A</b>              | Mag, Ap           | Py, Cal                             | Hem               | Magnetite-Apatite ore                     | Vein                      |
| <b>CHM-018</b>                | Mag, Ap           | Py, Cal, Ep                         | Hem               | Magnetite-Apatite ore                     | Vein                      |
| <b>Esfordi</b>                |                   |                                     |                   |                                           |                           |
| <b>Coarse apatite crystal</b> | Ap                | —                                   | Mnz               | Pegmatoid-disseminated<br>texture Apatite | Pegmatoid-<br>disseminate |
| <b>ESF-02</b>                 | Ap, Hem, Mag      | Cal, Qtz                            | Ep                | Apatite-Hematite ore                      | Massive                   |
| <b>ESF-07</b>                 | Ap, Hem, Mag      | Cal, Qtz                            | Ep                | Apatite-Hematite ore                      | Massive                   |
| <b>ESF-019</b>                | Ap, Act           | Hem, Mag, Tr, Cal                   |                   | Apatite ore                               | Massive                   |
| <b>Gazestan</b>               |                   |                                     |                   |                                           |                           |
| <b>GA</b>                     | Ap, Mag           | Cal                                 | —                 | Magnetite-Apatite ore                     | Vein                      |
| <b>RS-44-140</b>              | Mag, Ap           | Chl, Ab                             | Hem, Srp, Py      | Magnetite-Apatite ore                     | Breccia                   |
| <b>RS-46-35.5</b>             | Mag, Ap, Cal, Py  | Chl, Ab                             | Hem, Ccp          | Magnetite-Apatite ore                     | Massive                   |
| <b>RS-46-60</b>               | Ap, Cal, Py, Mag  | Chl, Srp                            | Hem, Ccp          | Magnetite-Apatite ore                     | Massive                   |
| <b>RS-47-175</b>              | Mag, Ap, Cal      | Chl, Ab,                            | Hem, Srp, Py      | Magnetite-Apatite ore                     | Breccia                   |
| <b>RS-47-189</b>              | Mag, Ap, Cal      | Chl, Ab,                            | Hem, Srp, Py      | Magnetite-Apatite ore                     | Breccia                   |
| <b>RS-47-228</b>              | Mag, Ap           | Chl, Srp,                           | Fe-Oxide, Cal     | Magnetite-Apatite ore                     | Breccia                   |
| <b>RS-51-67</b>               | Mag, Cal, Chl     | Ap, Py, Ccp                         | Fe-Oxide, Srp,    | Magnetite ore                             | Massive                   |
| <b>RS-51-160</b>              | Mag, Cal, Ap, Chl | Ab, Py                              | Srp, Fe-Oxide     | Magnetite ore                             | Vein                      |
| <b>RS-52-236</b>              | Mag, Ap,          | Cal, Chl, Ab, Fe-<br>Oxide          | Py, Ccp           | Magnetite-Apatite ore                     | Vein                      |

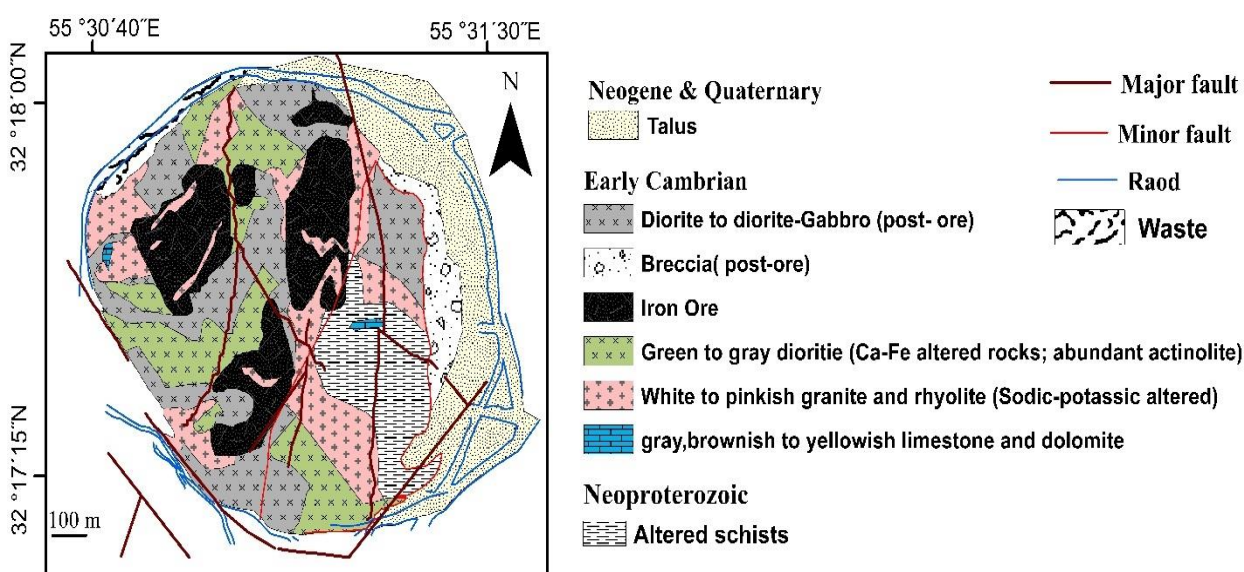
Abbreviation for minerals from [Whitney and Evans \(2010\)](#): Ab: Albite, Act: Actinolite, Ap: Apatite, Bt: Biotite, Cal: Calcite, Chl: Chlorite, Ccp: Chalcopyrite, Dol: Dolomite, Ep: Epidote, Hem: Hematite, Mag: Magnetite, Mnz: Monazite, Py: Pyrite, Qtz: Quartz, Srp: Serpentine, Tlc: Talc, Ttn: Titanite, Tr: Tremolite



## چادرملو

در کانسار چادرملو، سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی فلسیک تا حد واسط کامبرین پیشین که دستخوش دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و سدیک-پتاسیک شده‌اند، میزبان اصلی کانسنگ اکسید آهن هستند (شکل ۲). واحدهای میزبان اصلی شامل گدازه‌ها و مواد آذرآواری ریولیتی و داسیتی، گرانیت و

دیوریت است (شکل ۲). بخشی از کانی‌سازی در سنگ‌های رسوبی همراه با سنگ‌های آتشفشانی و در شیست‌های پرمکبرین رخ داده است (Torab, 2008; Heidarian et al., 2017). یک توده نفوذی دیوریتی تا گابرویی و دایک‌های وابسته به آن، کانسنگ و سنگ‌های میزبان را قطع می‌کنند.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده کانسار چادرملو. برگرفته از حیدریان و همکاران (Heidarian et al., 2017) با تغییرات

Fig. 2. Simplified geological map of the Chadormalu deposit (modified after Heidarian et al., 2017)

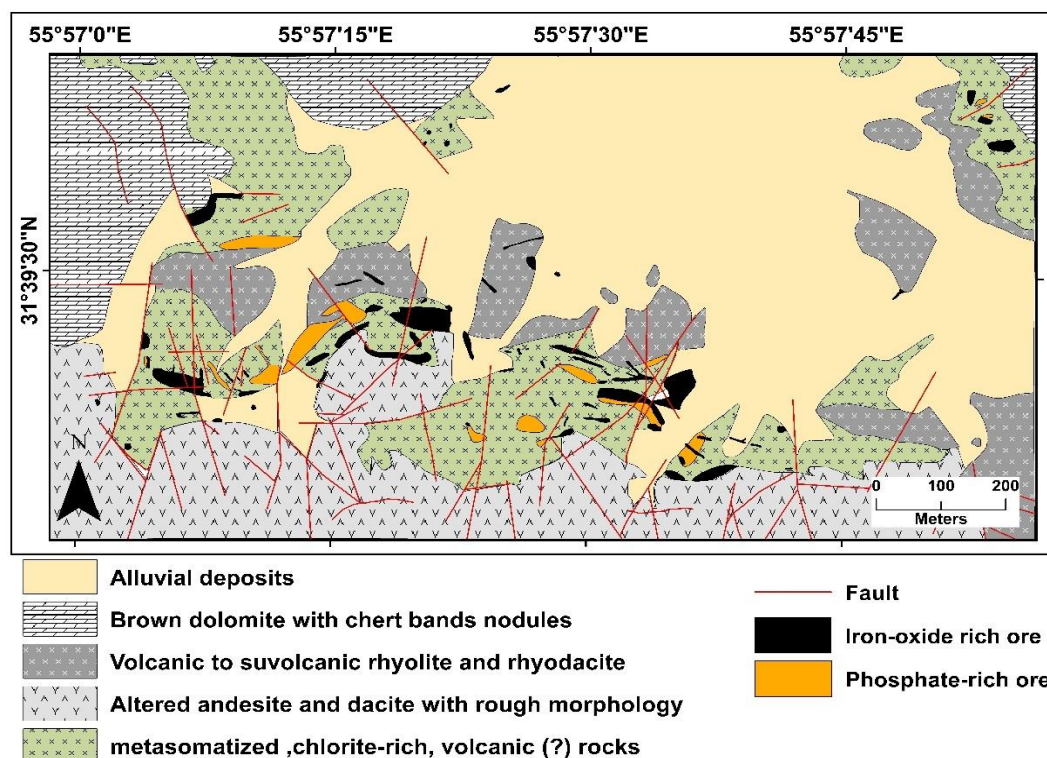
## گزستان

سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کامبرین و توده‌های نفوذی نیمه آتشفشانی با ترکیب ریولیت تا ریوداسیت، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده کانسار گزستان هستند. سنگ‌های آتشفشانی ترکیب آندزیت، داسیت و ریولیت دارند که به صورت گدازه، ایگنمبریت و توف دیده می‌شوند. واحدهای رسوبی شامل سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی ضخیم‌لایه و شیل است. سنگ‌های آذرین میزبان دستخوش دگرسانی‌های کلریتی و

## اسفوردی

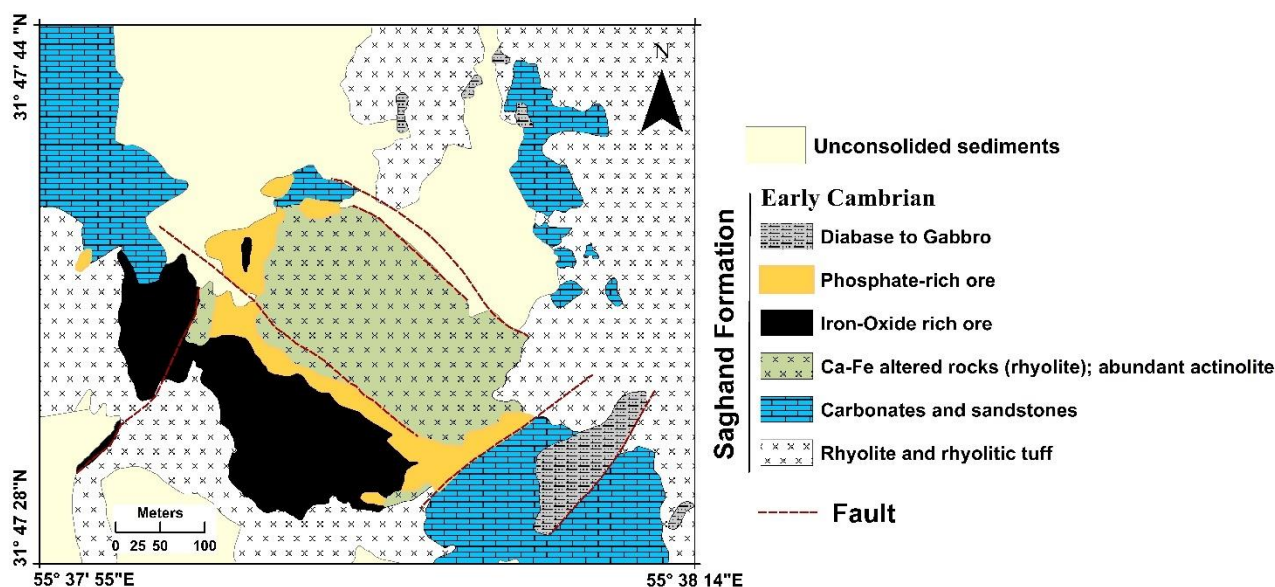
سنگ‌های آتشفشانی فلسیک کامبرین، با دگرسانی غالب اکتینولیت-ترمولیت، میزبان اصلی کانسنگ اکسید آهن-آپاتیت در اسفوردی هستند (شکل ۴) (Jami, 2005). بخشی از کانسنگ در بخش شمال‌غربی کانسار، در ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ رسی و سنگ‌های کربناتی دیده می‌شود (Jami, 2005).





شکل ۳. نقشه زمین شناسی ساده شده کانسار گزستان برگرفته از سپهری راد و همکاران (Sepehrirad et al., 2018) با تغییرات

Fig. 3. Geological map of the Gazestan deposit (modified after Sepehrirad et al., 2018)



شکل ۴. نقشه ساده شده کانسار اسفوردی برگرفته از جمی و همکاران (Jami et al., 2007) با تغییرات

Fig. 4. Geological map of the Esfordi deposit (modified after Jami et al., 2007)

## دگرسانی

پلاژیوکلاز غنی از سدیم (آلبیت) با بافت شطرنجی همراه با مقادیر کمتر اسکاپولیت شاخص دگرسانی سدیک در ناحیه بافق است. این دگرسانی که گسترش زیادی دارد، در بیشتر جاها پیش از کانی سازی اکسید آهن رخ داده است (Haghipour, 1974; Daliran et al., 2010; Bonyadi et al., 2011; Heidarian et al., 2017). بلورهای آلبیت ثانوی به رنگ سفید- صورتی تا مایل به قرمز از کانسارهای چادرملو (Heidarian et al., 2017)، چغارت (Hosseini et al., 2022)، گزستان (Sepehrirad and Alirezaei, 2020)، آنومالی ۵ ساغند (Deymar et al., 2018)، اسفوردی (Jami et al., 2007) و آنومالی شمالی (Sepehrirad et al., 2018) گزارش شده است. رنگ صورتی تا قرمز آلبیت در دگرسانی آلبیتی به حضور رگچه ها و میان بارهای بسیار ریز هماتیت نسبت داده می شود که نشان می دهد سیال های غنی از آهن در تشکیل آلبیت نقش داشته اند (Putnis et al., 2007; Wilde, 2013).

دگرسانی کلسیمی یا کلسیمی- آهنی در ناحیه بافق با بلورهای اکتینولیت  $\pm$  ترمولیت، به همراه مقادیر متغیر پیروکسن، مگنتیت، آپاتیت، کلسیت و کلریت شناخته می شود. این دگرسانی همراهی نزدیکی با زون های کانی سازی دارد و با فاصله گرفتن از آنها، شدت و گسترش آن به تدریج کاهش می یابد (Jami, 2005; Torab, 2008; Bonyadi et al., 2011; Ziapour et al., 2021). دگرسانی پتاسیک، به عنوان یک دگرسانی دیر هنگام نسبت به دگرسانی های سدیک و کلسیک، از برخی کانسارهای ناحیه بافق گزارش شده است (Bonyadi et al., 2011; Heidarian et al., 2017; Ziapour et al., 2021). این دگرسانی به صورت جانشینی کانی های سیلیکاتی اولیه سنگ توسط فلدسپار پتاسیمی، بیوتیت، کوارتز و گاه آلبیت تشخیص داده می شود. دگرسانی پتاسیک به طور محلی کم و بیش جانشین دگرسانی سدیک شده که در این حالت با نام دگرسانی سدیک- پتاسیک یا آلکالی معرفی شده است (Daliran, 2002; Jami, 2005).

(2005; Bonyadi et al., 2011).

دگرسانی های کلریتی، سیلیسی، سریسیتی و کربناتی نیز با شدت و گسترش متفاوت، کانسنگ و سنگ میزبان را در ذخایر مختلف ناحیه بافق تحت تأثیر قرار داده اند (Jami et al., 2007; Torab, 2008; Bonyadi et al., 2011; Heidarian et al., 2017; Mehrabi et al., 2019; Bonyadi and Sadeghi, 2020; Ziapour et al., 2021). این دگرسانی ها، دیر هنگام بوده و دگرسانی های پیشین (سدیک، کلسیک)، دگرسانی پتاسیک و مرحله اصلی کانی سازی اکسید آهن را تحت تأثیر قرار داده اند. کانسار گزستان یک استثنا محسوب می شود که در آن دگرسانی کلریتی و سریسیتی همبستگی مکانی نزدیکی با توده های کانسنگ مگنتیت- آپاتیت دارند (Sepehrirad et al., 2018).

## کانی سازی مگنتیت- آپاتیت

بافت کانسنگ از توده ای در مرکز (شکل ۵- A، C، D و G) تا برشی (شکل ۵- H) در مرکز تا پگماتوئیدی و شانه ای در رگه های حاشیه ای (شکل ۵- E، B، I) کانسنگ تغییر می کند. یک بافت نواری کومولیت مانند متشکل از لایه های متناوب مگنتیت تیره و لایه های اکتینولیتی سبز رنگ (شکل ۸- A) نیز در کانسار چادرملو شناسایی شد. مگنتیت، کانی اصلی در ذخایر آهن ناحیه فلز زایی بافق است که با مقداری هماتیت در سطح و اعماق کم همراهی می شود. بر اساس نوع کانسنگ و عیار آن، کانی های غیر فلزی گوناگونی شامل آپاتیت، اکتینولیت، ترمولیت، دیوپسید، آلبیت، کوارتز، دولومیت، کلسیت، کلریت و تالک، همراه با اکسید آهن تشکیل شده است. در مقاطع میکروسکوپی، آنکریت، سیدریت، روتیل و تیتانیت نیز شناسایی شد. پیریت و اندکی کالکوپیریت به شکل افشان یا دانه پراکنده و رگچه های نامنظم از بیشتر کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت ناحیه بافق گزارش شده است (Torab, 2008; Sadeghi Davati et al., 2008; Bonyadi et al., 2011; Heidarian et al., 2017; Deymar et al., 2018). اکتینولیت مهم ترین کانی غیر فلزی همراه با دگرسانی کلسیک است. همچنین، این کانی در زون های کانی سازی رگه ای، برشی و

بزرگ (تا ۱۰ سانتی متر و گاه بزرگ تر) در سنگ میزبان متاسوماتیکی (شکل ۵-۵) و بلورهای کوچک بنفش رنگ با اندازه کمتر از ۱ تا ۲ میلی متر به صورت انبان ها و عدسی های نامنظم و نیز رگه مانند در میزبان ریولیت برشی و اکتینولیتی سبزرنگ (شکل ۵-۵) که این حالت دوم، فراوان ترین رخداد آپاتیت در کانسار اسفوردی است.

جمی و همکاران (Jami et al., 2007) به نسل دیگری از آپاتیت در اسفوردی اشاره کرده اند که یک فاز فرعی در مرحله دگرسانی دیر هنگام است و همراه با کربنات و کوارتز، در هر دو کانسنگ پرعیار اکسید آهن و پرعیار آپاتیت تشکیل شده است. در کانسار گزستان، آپاتیت نسل I، شامل بلورهای ریز و پراکنده آپاتیت در کانسنگ توده ای مگنتیت است (شکل ۵-۵) و در تعادل بافتی با مگنتیت دیده می شود. آپاتیت نسل II با بلورهای وجه دار تا نیمه وجه دار صورتی با اندازه کمتر از ۱ تا ۷ سانتی متر و گاه بزرگ تر، فراوان ترین رخداد آپاتیت در این کانسار است. این آپاتیت به شکل کانسنگ رگه ای مگنتیت-آپاتیت در حاشیه توده ها و عدسی های مگنتیت (شکل ۵-۵) و زون های برشی رگه مانند و استوک ورکی متشکل از رگه و رگچه های مگنتیت-آپاتیت-کلسیت  $\pm$  پیریت  $\pm$  کالکوپیریت که قطعه های برشی سنگ میزبان آندزیتی را سیمانی کرده اند، تشکیل شده است (شکل ۵-۵).

### میان بارهای سیال

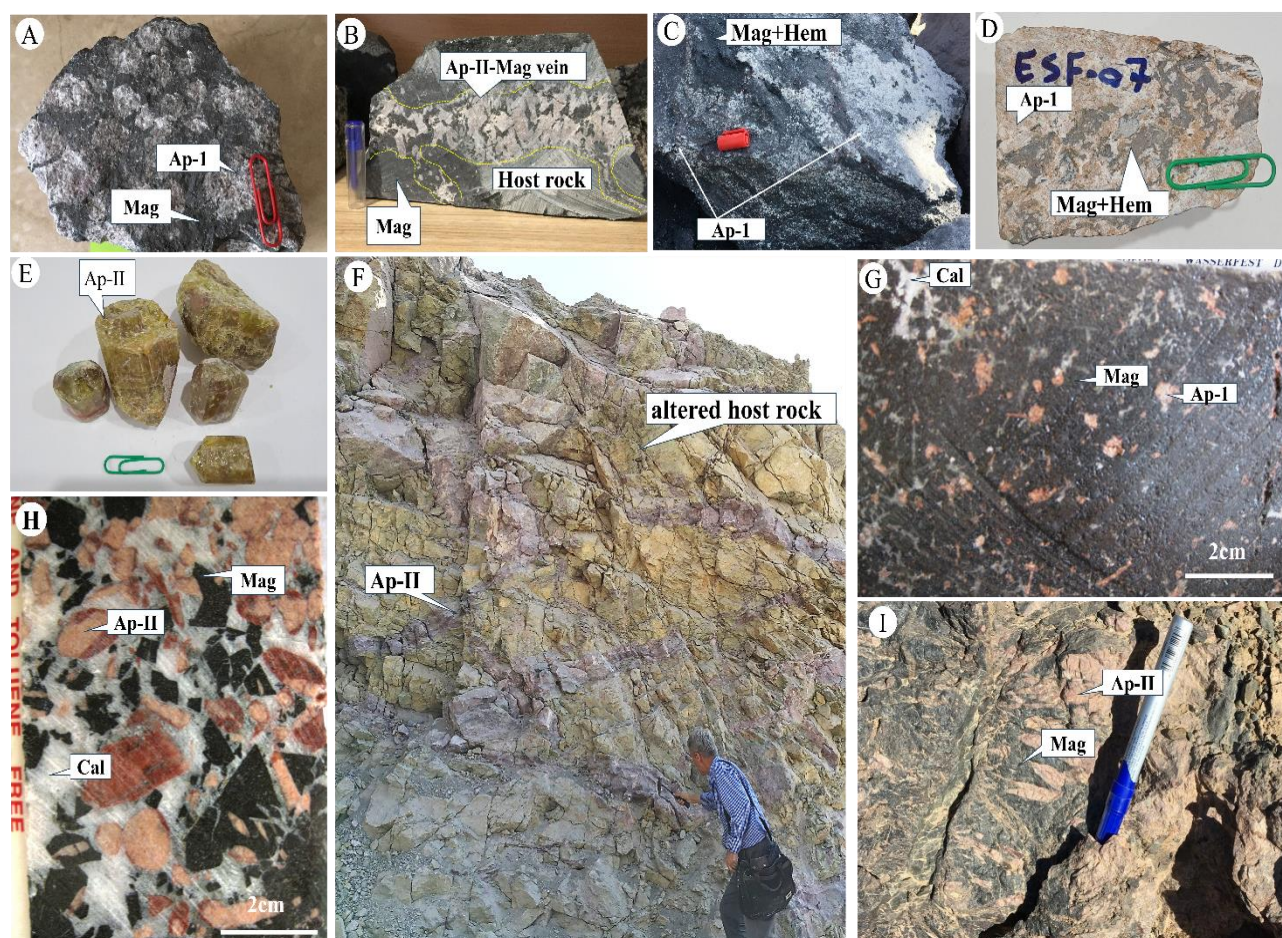
بررسی میان بارهای سیال بر روی شش نمونه کانسنگ از کانسارهای مورد بررسی در این پژوهش انجام شد. نمونه های اسفوردی شامل کانسنگ آپاتیت-هماتیت (ESF-07؛ شکل ۵-۵) و آپاتیت وجه دار بزرگ (AP-a؛ شکل ۵-۵) به ترتیب معرف آپاتیت نسل I و نسل II و نمونه های چادرملو از آپاتیت نسل II در کانسنگ رگه ای مگنتیت-آپاتیت در سنگ میزبان (CHM-017A؛ شکل ۵-۵) و آپاتیت نسل II، اکتینولیت و کلریت دیر هنگام از کانسنگ نواری (CHM-016؛ شکل ۵-۸) در حاشیه کانسنگ توده ای مگنتیت است.

در حاشیه کانسنگ های توده ای، همراه با اکسید آهن رخ داده است. کوارتز به صورت رگه های کوارتز  $\pm$  کلریت  $\pm$  کربنات  $\pm$  سولفید، سیمان کانسنگ برشی و جانشینی پراکنده در زون های کانی زایی و دگرسانی دیده می شود. دو نسل کربنات در کانسارهای ناحیه فلز زایی بافق شناسایی شده است. نسل اول شامل کلسیت و دولومیت همراه با کانی سازی اولیه اکسید آهن است و نسل دوم، کلسیت دیر هنگام که به صورت رگه-رگچه های نامنظم، مجموعه های دگرسانی اولیه و کانسنگ را قطع کرده یا جایگزین شده است. کلریت نیز به صورت دگرسانی دیر هنگام، کانی سازی و دگرسانی های اولیه را برنقش کرده است (Jami et al., 2007; Bonyadi et al., 2011; Sepehrirad et al., 2018; Heidarian et al., 2018; Deymar et al., 2018; Hosseini et al., 2022).

### آپاتیت

آپاتیت، رایج ترین کانی غیرفلزی همراه با کانسنگ اکسید آهن، با فراوانی متغیر از کمتر از ۱ درصد در سه چاهون و جلال آباد تا ۱ و ۲/۵ درصد به ترتیب در چادرملو و گزستان وجود دارد (Torab and Lehman, 2007; Heidarian et al., 2017; Sepehrirad, 2019). کانسار اسفوردی با عیار  $P_2O_5$  بیش از ۱۰ درصد (Jami et al., 2007) یک استثنا محسوب می شود. در اینجا، آپاتیت نیز افزون بر اکسید آهن بهره برداری می شود. آپاتیت در ذخایر آهن ناحیه بافق به شکل های مختلف و در مرحله های متفاوتی تشکیل شده است. در چادرملو، دو نسل آپاتیت قابل شناسایی است: آپاتیت نسل I با بلورهای وجه دار تا نیمه وجه دار بزرگ در مرکز و حاشیه توده های اصلی کانسنگ مگنتیت (شکل ۵-۵) و آپاتیت نسل II شامل رگه-رگچه های نامنظم آپاتیت در سنگ میزبان و کانسنگ توده ای (شکل ۵-۵). در اسفوردی نیز دست کم دو نسل آپاتیت در رخنمون ها قابل شناسایی است: آپاتیت نسل I با بافت برشی و موزائیکی در ابعاد ۲ تا ۳ میلی متر و به رنگ صورتی-نخودی تا سفید در کانسنگ پرعیار اکسید آهن (شکل ۵-۵) و آپاتیت نسل II با بلورهای وجه دار پراکنده و





**شکل ۵.** تصویرهایی از آپاتیت در مقیاس‌های مختلف در ذخایر مورد بررسی از ناحیه بافق. A: کانسنگ مگنتیت-آپاتیت حاوی آپاتیت نسل I، در حاشیه کانسنگ توده‌ای مگنتیت، کانسار چادرملو، B: کانسنگ رگه‌ای مگنتیت-آپاتیت و رخداد آپاتیت نسل II، کانسار چادرملو، C: کانسنگ غنی از اکسید آهن حاوی آپاتیت نسل I به صورت بلورهای کوچک کشیده و سفیدرنگ، کانسار اسفوردی، D: کانسنگ آپاتیت-مگنتیت، کانسار اسفوردی. آپاتیت برشی نسل I توسط مگنتیت، هماتیت و کوارتز سیمانی شده است، E: بلورهای وجه‌دار و بزرگ آپاتیت نسل II، کانسار اسفوردی، F: رخمونی از انباشت‌های رگه‌مانند آپاتیت بنفش رنگ نسل II در سنگ میزبان دگرسان‌شده، کانسار اسفوردی، G: آپاتیت ریزبلور نسل I، با بافت دانه‌پراکنده در کانسنگ مگنتیت توده‌ای، کانسار گزستان، H: آپاتیت نسل II همراه با مگنتیت در رگه‌های مگنتیت-آپاتیت در حاشیه کانسنگ توده‌ای مگنتیت، کانسار گزستان و I: کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت-کلسیت در سنگ میزبان آندزیتی، کانسار گزستان. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap: آپاتیت، Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Cal: کلسیت).

**Fig. 5.** Images of apatite at various scales in the studied deposits from Bafq district. A: Magnetite-apatite ore containing apatite-I, from the margin of the massive magnetite ore, Chadormalu deposit, B: The occurrence of apatite-II in the vein-type magnetite-apatite ore, Chadormalu deposit, C: Iron oxide-rich ore containing apatite-I as small, needle-shaped and white crystals, Esfordi deposit, D: Apatite-magnetite ore, Esfordi deposit. Brecciated apatite-I is cemented by magnetite, hematite, and quartz, E: Large, euhedral crystals of apatite-II, Esfordi deposit, F: Vein-like accumulations of purple-apatite-II in the host rhyolitic rock, Esfordi deposit, G: Fine-grained apatite-I, disseminated in the massive magnetite ore, Gazestan deposit, H: Apatite-II and magnetite in magnetite-apatite veins along the margin of the massive magnetite ore, Gazestan deposit, and I: Brecciated magnetite-apatite-calcite ore in andesitic host rock, Gazestan deposit. Abbreviation after Whitney and Evans (2010) (Ap: Apatite, Mag: Magnetite, Hem: Hematite, Cal: Calcite).

### ریزدماسنجی میان بار سیال

ریزدماسنجی میان بارهای سیال، داده های مناسبی در ارتباط با دما، فشار و ترکیب سیالات کانی ساز در کانسارهای گرمابی فراهم می کند (Roedder, 1984; Wilkinson, 2001; Bodnar et al., 2014). بررسی های ریزدماسنجی به طور عمده روی میان بارهای دوفازی مایع-بخار (LV) و سه فازی مایع-بخار-هالیت (LVHa) در آپاتیت های نسل II انجام شد. تعداد محدودی اندازه گیری روی کلسیت پرکننده فضای خالی در کانسنگ برشی گزستان، اکتینولیت مرتبط با دگرسانی کلسیک، دولومیت و کلریت دیرنگام در کانسنگ نواری چادرملو و همچنین کلسیت و کوارتز همراه با دگرسانی های دیرنگام از کانسنگ های مختلف صورت گرفت. داده های ریزدماسنجی در جدول ۲ و شکل های ۹ و ۱۰ ارائه شده است.

### آزمایش های گرمایش

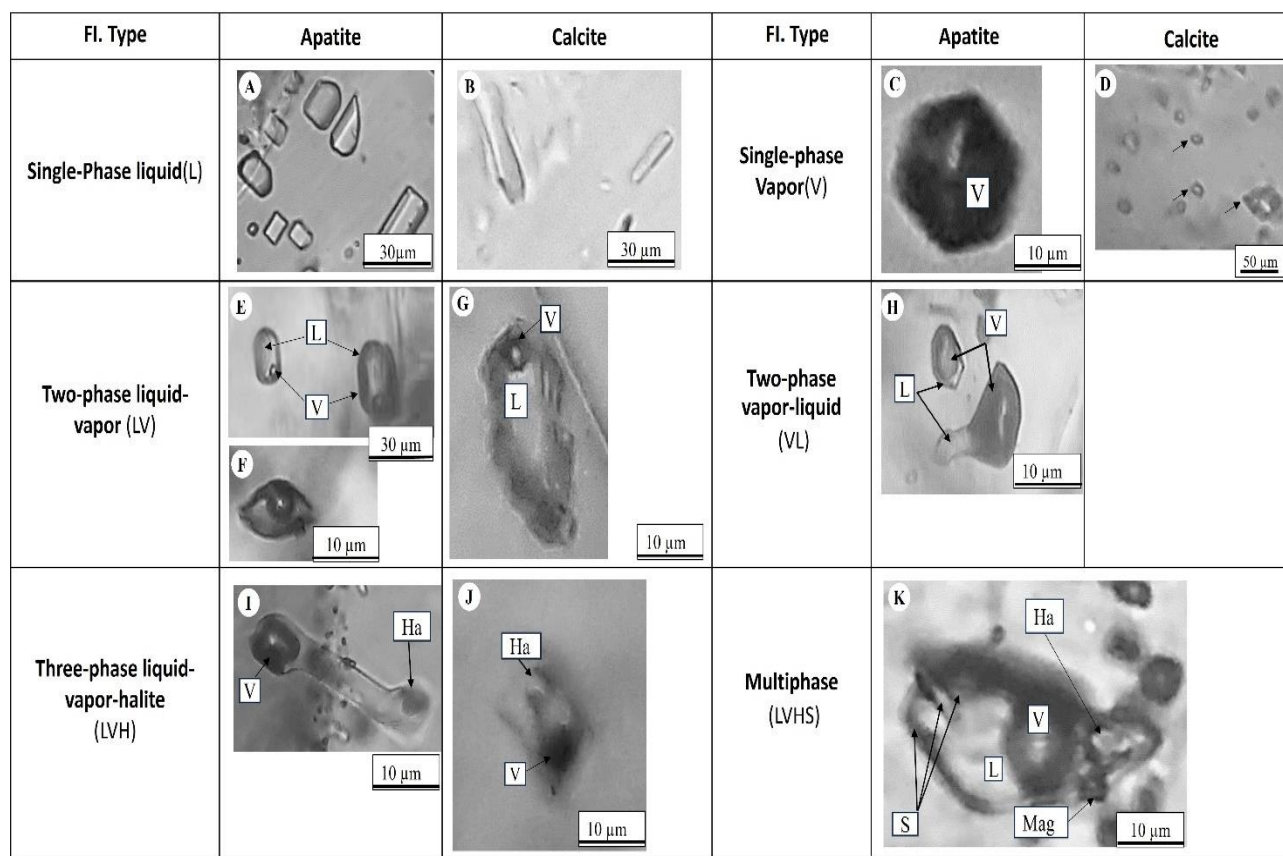
دماهای یوتکتیک میان بارهای سیال دوفازی مایع-بخار (LV) در دامنه ای بین ۵۴- تا ۲۰- درجه سانتی گراد متغیر است (شکل ۹). همچنین، دماهای همگنی (همگن شدگی) این گروه از میان بارها (LV) در نمونه های مختلف، گستره وسیعی از ۱۳۸ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی گراد را نشان می دهد (جدول ۲). در کانسنگ نواری چادرملو، میان بارهای سیال در اکتینولیت مرتبط با دگرسانی کلسیک که ارتباط نزدیکی با کانی زایی اکسید آهن در این کانسنگ دارد، در دمای بیش از ۵۰۰، در دولومیت در بازه ۲۸۰ تا ۳۳۰ و در کلریت دیرنگام در بازه ۱۴۷ تا ۱۵۷ درجه سانتی گراد همگن شدند. در کانسنگ رگه ای چادرملو، دماهای همگنی میان بار سیال اولیه و ثانویه در آپاتیت نسل II، به ترتیب ۴۵۴ تا ۲۶۸ و ۱۳۸ تا ۲۱۷ درجه سانتی گراد به دست آمد (شکل ۱۰-A). در اسفوردی، دمای همگنی میان بارهای دوفازی غنی از مایع در آپاتیت نسل I و نسل II به ترتیب در بازه ۱۶۷ تا ۳۵۰ و ۱۶۵ تا ۴۶۴ درجه سانتی گراد رخ داد؛ در حالی که برای میان بار سیال دوفازی غنی از بخار، دامنه دمای بالاتری ثبت شد (۴۰۰ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی گراد) (شکل ۱۰-C).

این کانسنگ از لایه های متناوب تیره (حاوی مگنتیت+دولومیت+آپاتیت+ب یوتیت+تالک+تیناتیت+پیریت) و لایه های سبز روشن (متشکل از اکتینولیت+ترمولیت+کلریت+کلسیت+تالک+آپاتیت) تشکیل شده است. دو نمونه از گزستان شامل کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت-کلسیت است (نمونه های RS-51-67 و RS-46-35.5، حاوی آپاتیت نسل II، به ترتیب شکل B-۸ و C). مشخصات نمونه ها در جدول ۱ ارائه شده است.

### سنگ نگاری

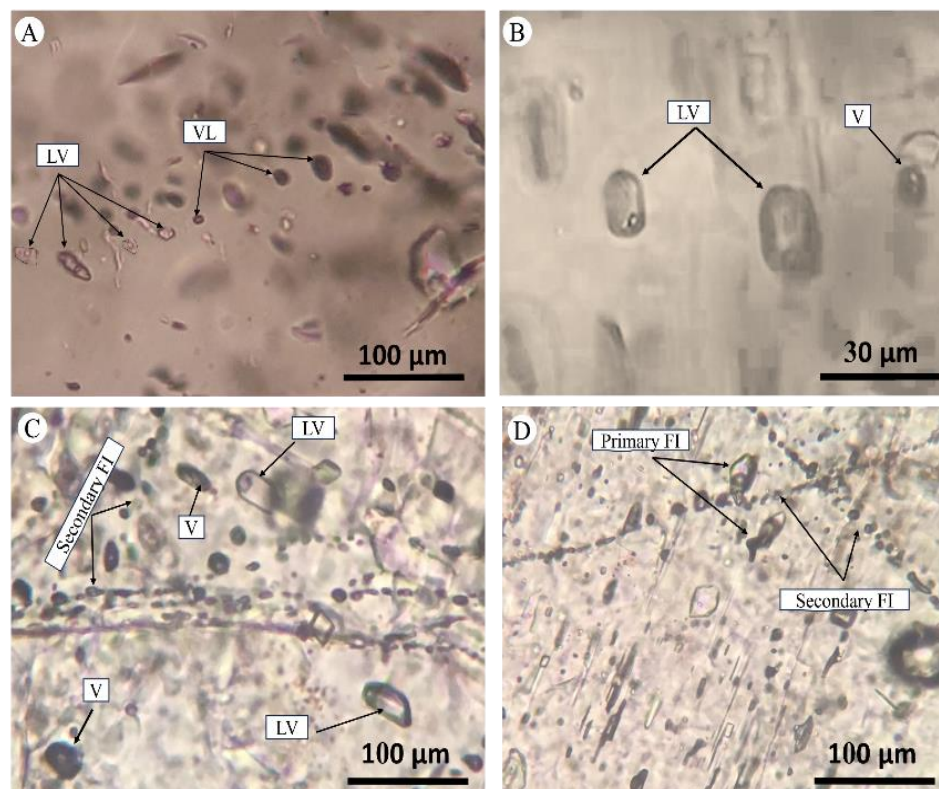
بیش از ۲۰ مقطع دوبرصیقلی از کانسنگ های اسفوردی، گزستان و چادرملو تهیه و بررسی های سنگ نگاری برای شناخت فازهای موجود و مشاهده اندازه، شکل، فراوانی و نحوه توزیع میان بارهای سیال انجام شد. بر اساس تعداد و نوع فازهای موجود در دمای اتاق، میان بارهای سیال در شش گروه تقسیم بندی شدند (شکل ۶): میان بارهای تک فازی مایع (L) (شکل ۶-A و B)؛ میان بارهای تک فازی بخار (V) (شکل ۶-C و D)؛ میان بارهای دوفازی مایع-بخار غنی از مایع (LV) (شکل ۶-E، F و G)؛ میان بارهای دوفازی بخار-مایع غنی از بخار (VL) (شکل ۶-H)؛ میان بارهای سه فازی مایع-بخار-هالیت (LVH) (شکل ۶-I و J) و میان بارهای چندفازی حاوی فاز جامد ناشناخته (LVHS) (شکل ۶-K). همراهی و فراوانی میان بارهای دوفازی مایع-بخار (LV) با میان بارهای غنی از بخار (VL) می تواند نشان دهنده جوشش سیال باشد (Kamilli and Ohmoto, 1977). در سنگ نگاری میان بارها از معیارهای پاراژنتیکی رودر (Roedder, 1984) و گلدشتین (Goldstein, 2003) استفاده شد که بر اساس آن میان بارهای اولیه به صورت منفرد و پراکنده و همبود (اجتماع) میان بار سیال در امتداد سطوح رشد بلور و میان بارهای شبه ثانوی و ثانوی به شکل دنباله در داخل بلور یا قطع کننده مرز بلورها شناسایی شد (شکل ۷-A تا D) که بیشترین فراوانی مربوط به میان بارهای اولیه و شبه ثانویه بود. ابعاد میان بارها از کمتر از ۵  $\mu\text{m}$  تا حدود ۳۰  $\mu\text{m}$  و شکل آنها از چندوجهی تا دوکی، میله ای، شکل بلوری منفی، نامنظم و آمیبی متغیر بود (شکل ۶).





**شکل ۶.** انواع میان‌بارهای سیال در آپاتیت و کلسیت در کانسارهای چادرملو، گزستان و اسفوردی، ناحیه بافق. L: مایع، V: بخار، Ha: هالیت، S: جامد. A و B: میان‌بارهای سیال تک فاز مایع (L) در آپاتیت بنفش رنگ و ریز بلور نسل II در سنگ میزبان دگرسان شده سبز رنگ، کانسار اسفوردی (A) و کلسیت پرکننده فضای خالی در کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت-کلسیت، کانسار گزستان (B)، C و D: میان‌بارهای سیال تک فاز بخار (V) در آپاتیت نسل II بنفش رنگ و ریز بلور در سنگ میزبان دگرسان شده سبز رنگ، کانسار اسفوردی (C) و کلسیت از کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت، کانسار گزستان (D)، E، F و G: میان‌بارهای سیال دوفازی مایع-بخار (LV) در آپاتیت نسل I از کانسنگ آپاتیت-مگنتیت، کانسار اسفوردی (E) و کلسیت پرکننده فضای خالی از کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت-کلسیت، کانسار گزستان (G)، H: میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از بخار (VL) در آپاتیت نسل I از کانسنگ آپاتیت-مگنتیت، کانسار اسفوردی، I و J: میان‌بارهای سیال سه فاز مایع-بخار-هالیت (LVH) به ترتیب در آپاتیت نسل II بنفش رنگ و ریز بلور در سنگ میزبان دگرسان شده سبز رنگ، کانسار اسفوردی، و کلسیت پرکننده فضای خالی در کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت-کلسیت، کانسار گزستان و K: میان‌بارهای سیال چندفازی (LVHS) در آپاتیت بنفش رنگ و ریز بلور نسل II در سنگ میزبان دگرسان شده سبز رنگ، کانسار اسفوردی

**Fig. 6.** Microphotographs of fluid inclusions in apatite and calcite from Chadormalu, Gazestan, and Esfordi, Bafq district. L: liquid, V: vapor, Ha: halite, S: solid. A and B: Single-phase liquid (L) fluid inclusions in: Purple, fine-grained apatite-II in the altered green-looking host rock, Esfordi deposit (A). Space-filling Calcite in brecciated magnetite-apatite-calcite ore, Gazestan deposit (B), C and D: Single-phase vapor (V) fluid inclusions in: Purple, fine-grained apatite-II in the altered green-looking host rock, Esfordi deposit (C). Calcite in brecciated magnetite-apatite ore, Gazestan deposit (D). E, F and G: Two-phase liquid-vapor (LV) fluid inclusions in. Apatite-I from magnetite-apatite ore, Esfordi deposit (E and F). Space-filling Calcite in brecciated magnetite-apatite-calcite ore, Gazestan deposit (G), H: Vapor-rich two-phase fluid inclusions (VL) in apatite-I from magnetite-apatite ore, Esfordi deposit, I and J: Three-phase fluid inclusions (LVH) consisting of liquid, vapor, and halite, respectively, in purple, fine-grained apatite-II in the altered green-looking host rock, Esfordi deposit, and Space-filling Calcite in brecciated magnetite-apatite-calcite ore, Gazestan deposit, and K: Multi-phase fluid inclusions (LVHS), in fine-grained, purple apatite-II in the altered green-looking host rock, Esfordi deposit



**شکل ۷.** تصویرهای میکروسکوپ (PPL) از همبود میان‌بارهای سیال در آپاتیت از کانسنگ‌های ناحیه بافق A: همراهی میان‌بارهای دو فاز بخار-مایع (VL) با میان‌بارهای دو فاز مایع-بخار (LV) در آپاتیت نسل I؛ کانسنگ رگه‌ای مگنتیت-آپاتیت، کانسار چادرملو، B: همراهی میان‌بارهای دو فاز مایع-بخار (LV) با میان‌بارهای تک فاز بخار (V) در آپاتیت نسل I؛ کانسنگ آپاتیت-هماتیت، کانسار اسفوردی، C: همراهی میان‌بارهای اولیه و پراکنده LV و V و ردیفی از میان‌بارهای سیال ثانویه در آپاتیت ریزبلور و بنفش رنگ نسل II در سنگ میزبان دگرسان‌شده، کانسار اسفوردی و D: میان‌بارهای سیال اولیه در امتداد سطوح رشد و به صورت پراکنده، و میان‌بارهای ثانویه در امتداد شکستگی‌های ترمیم‌یافته در آپاتیت ریزبلور بنفش رنگ نسل II در سنگ میزبان دگرسان‌شده، کانسار اسفوردی

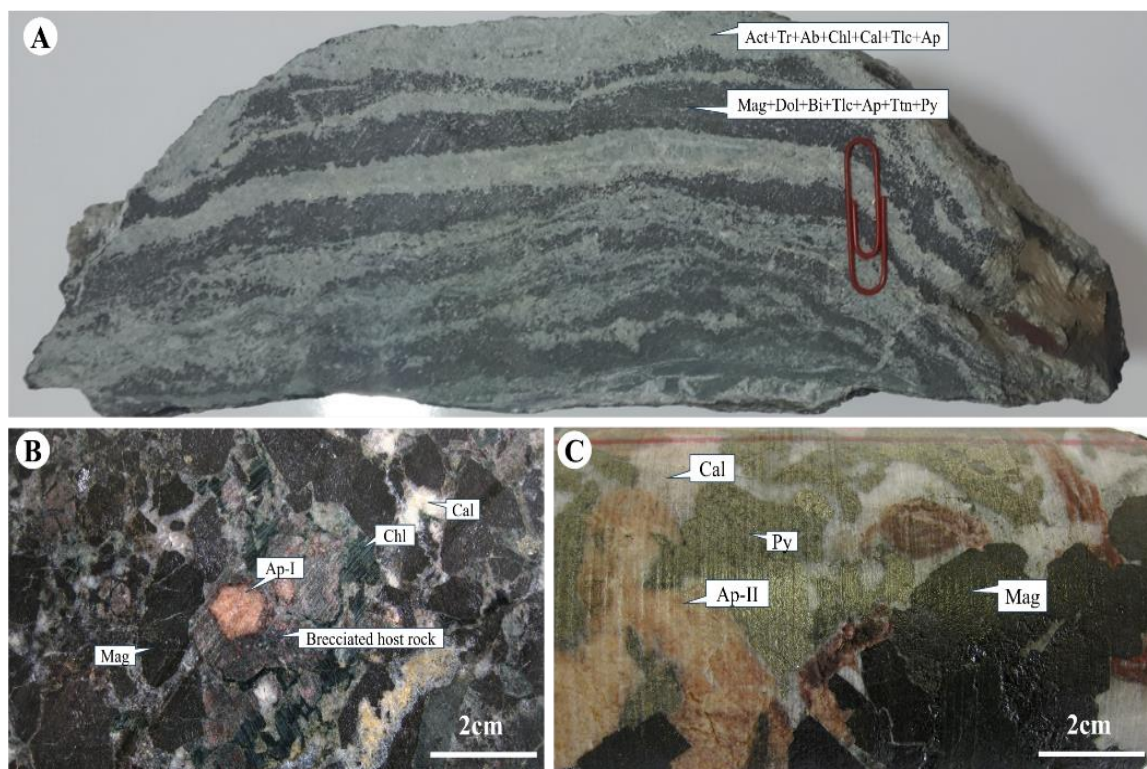
**Fig. 7.** Microphotographs (PPL) of fluid inclusions assemblage in apatite from Bafq district ores A: Primary fluid inclusions in apatite-II, showing coexistence of two-phase vapor-liquid inclusions (VL) with two-phase liquid-vapor inclusions (LV); magnetite-apatite vein-type ore, Chadormalu deposit, B: Coexistence of two-phase liquid-vapor inclusions (LV) with vapor inclusions (V) in apatite-I; apatite-hematite ore, Esfordi deposit, C: Coexistence of primary and scattered LV and V inclusions, as well as trails of secondary fluid inclusions in the fine-grained, purple apatite-II in altered green-looking host rock, Esfordi deposit, and D: Primary fluid inclusions across growth zones and as scattered bodies, as well as secondary fluid inclusions across healed fractures in the fine-grained, purple apatite-II in altered green-looking host rock, Esfordi deposit

کانسنگ برشی: ۲۵۰ تا ۳۹۰ درجه سانتی گراد (شکل ۱۰-E). در میان‌بارهای سیال سه فاز مایع-بخار-هالیت (LVH) الگوهای متفاوتی از همگن‌شدگی مشاهده شد. برای میان‌بارهای سیال در کلسیت کانسنگ برشی گزستان،

در گزستان، این گروه از میان‌بارهای سیال در دامنه دمایی بین ۱۸۳ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد همگن شدند (در آپاتیت نسل II: ۴۱۶ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد، در کلسیت همراه با کانسنگ برشی: ۱۹۰ تا ۲۱۷ درجه سانتی‌گراد، در کوارتز

اسفوردی، میان بارهای سیال با ناپدید شدن حباب بخار در دمایی بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتی گراد همگن شدند ( $T_{vd} > T_{hd}$ ) (شکل ۱۱). برای این گروه از میان بارها دمای انحلال هالیت بین ۲۷۴ تا ۲۹۱ درجه سانتی گراد تعیین شد. در آپاتیت از کانسنگ توده ای مگنتیت-آپاتیت چفارت، میان بار سیال سه فازی مایع-بخار-هالیت با انحلال هالیت در دامنه دمایی بین ۴۱۸ تا ۴۳۰ درجه سانتی گراد برای آپاتیت نسل I در فاز مایع همگن شدند (Hosseini et al., 2022) (شکل ۱۱).

همگنی با انحلال هالیت در فاز مایع در محدوده دمای ۲۹۰ تا ۳۳۰ درجه سانتی گراد و دمای ناپدید شدن فاز بخار بین ۱۸۳ تا ۳۲۰ درجه سانتی گراد تعیین شد. همگنی سیال در حالت ناپدید شدن بخار پیش از ناپدید شدن نمک ( $T_{vd} < T_{hd}$ )، در امتداد منحنی غیراشباع از بخار لیکیدوس هالیت در سیال NaCl-H<sub>2</sub>O رخ می دهد (شکل ۱۱). تنها در یک مورد دمای ناپدید شدن فاز بخار (۳۲۰ درجه سانتی گراد) تقریباً با دمای ناپدید شدن هالیت (۳۳۰ درجه سانتی گراد) برابر بود. در مقابل، در آپاتیت نسل II از کانسار



**شکل ۸.** تصاویرهای نمونه دستی از کانسنگ های انتخاب شده ناحیه بافق برای بررسی های ریزدماسنجی A: کانسنگ نواری متشکل از نوارهای متناوب تیره غنی از مگنتیت و نوارهای روشن غنی از اکتینولیت که بیانگر دگرسانی کلسیک است، کانسار چادرملو، B: نمونه کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت-کلسیت، در سنگ میزبان آندزیتی، کانسار گزستان و C: نمونه کانسنگ مگنتیت-آپاتیت-پیریت-کلسیت، کانسنگ گزستان. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Tr: ترمولیت، Ab: آلپیت، Chl: کلریت، Tlc: تالک، Ap: آپاتیت، Mag: مگنتیت، Dol: دولومیت، Bt: بیوتیت، Ttn: تیتانیت، Py: پیریت، Cal: کلسیت).

**Fig. 8.** Images of specimens of selected ore from Bafq district for microthermometric studies. A: Banded ore consists of alternating magnetite-rich and actinolite-rich bands, Chadormalu deposit, B: Brecciated magnetite-apatite-calcite ore in the andesitic host rock, Gazestan deposit, and C: Magnetite-apatite-pyrite-calcite ore sample, Gazestan deposit. Abbreviation after Whitney and Evans (2010) (Act: Actinolite, Tr: Tremolite, Ab: Albite, Chl: Chlorite, Tlc: Talc, Ap: Apatite, Mag: Magnetite, Dol: Dolomite, Bt: Biotite, Ttn: Titanite, Py: Pyrite, Cal: Calcite).



جدول ۲. داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال در کانی‌های مختلف از کانسنگ‌های چادرملو، اسفوردی و گزستان ناحیه بافق

**Table 2.** Microthermometric data for fluid inclusions in various minerals from Chadormalu, Esfordi and Gazestan deposits Bafq district

| Sample     | FI.Type | Host.<br>Min | T <sub>mice</sub> (°C).....T <sub>e</sub> (°C) |            | T <sub>m</sub> <sup>halite</sup><br>(°C) | Th (°C)  | Salinity<br>(wt.%<br>NaCl) | Salinity<br>(wt.%<br>CaCl <sub>2</sub> ) |
|------------|---------|--------------|------------------------------------------------|------------|------------------------------------------|----------|----------------------------|------------------------------------------|
| Chadormalu |         |              |                                                |            |                                          |          |                            |                                          |
| CHM-016    | LV(P)   | Dol          | -9 to-1                                        | -30 to-21  |                                          | 280–330  | 1.7–13.9                   |                                          |
|            | LV(P)   | Chl          | -0.4 to-0.5                                    | -30 to-21  |                                          | 147–157  | 0.7–2.4                    |                                          |
|            | LV(P)   | Act          |                                                |            |                                          | >500     |                            |                                          |
| CHM-017    | LV(P)   | Ap-II        |                                                |            |                                          | 268–454  | 12.8–19.6                  |                                          |
|            | LV(S)   | Ap-II        | -16.2 to-6.7                                   | -35 to-40  |                                          | 138–217  | 13.4–18.9                  |                                          |
|            | VL(P)   | Ap-II        |                                                | -12 to-7.8 |                                          | 460      |                            |                                          |
| Esfordi    |         |              |                                                |            |                                          |          |                            |                                          |
| ESF-07     | LV(P)   | AP-I         | -4.2 to-0.5                                    | ~-30       |                                          | 167–350  | 2.5–6.7                    |                                          |
|            | VL(P)   | AP-I         |                                                | -2         |                                          | 418–530  | 3.3–4                      |                                          |
| Ap.a       | LV(P)   | Ap-II        | -24.9 to-6.6                                   | ~-45       |                                          | 165–464  | 9.8–23.5                   | 2.21–9.9                                 |
|            | LVH(P)  | AP-II        |                                                |            | 274-291                                  | 510–520  | 36.1–37.1                  |                                          |
| Gazestan   |         |              |                                                |            |                                          |          |                            |                                          |
| RS-51-67   | LV(P)   | Cal          |                                                |            |                                          | 190–270  |                            |                                          |
|            | LV(P)   | Ap-II        |                                                |            |                                          | >500     |                            |                                          |
|            | LVH(P)  | Cal          |                                                |            |                                          | 183–320  | 39.9–40.9                  |                                          |
| RS-46-35-d | LV(P)   | AP-II        |                                                |            | 290-330                                  | 416–>500 | 19.8–25.8                  |                                          |
|            | LV(P)   | Qtz          | -2                                             | ~-30       |                                          | 250–390  | 3.9–5.1                    |                                          |
|            | LVHS(P) | AP-II        | -20                                            | ~-40       |                                          | 485–>500 | 22.3–24.8                  |                                          |

\*Abbreviations after [Whitney and Evans \(2010\)](#) (FI: Fluid Inclusion; Min: Mineral; P: Primary; S: Secondary; Dol: dolomite; Chl: chlorite; Act: actinolite; Ap: Apatite; Di: Diopside; Cal: Calcite; Qtz: quartz).

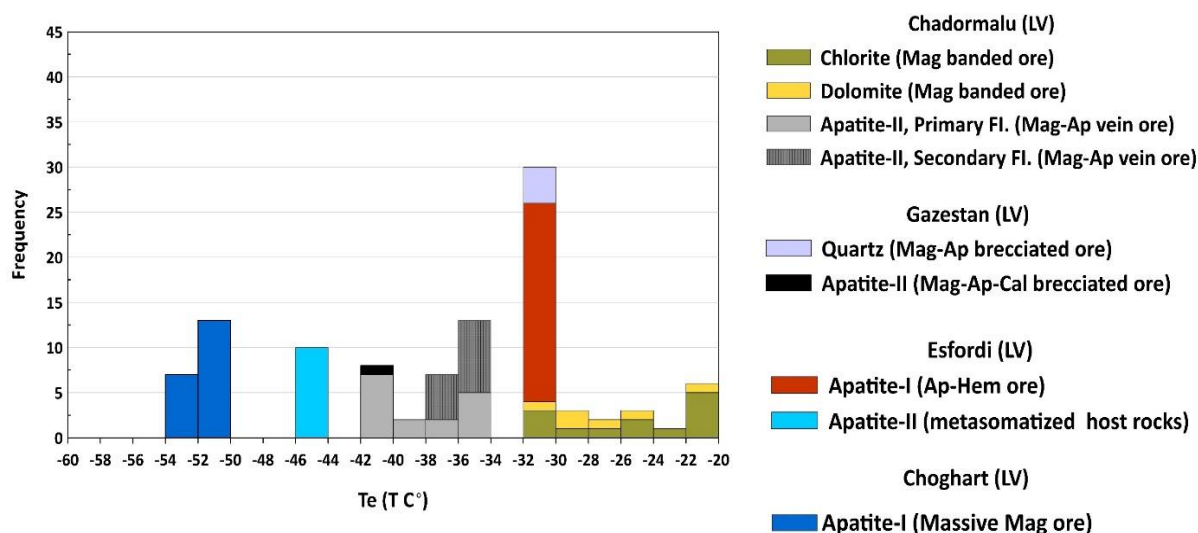
## شوری سیال

درصد وزنی معادل کلسیم کلراید + ۱۵/۸ تا ۲۳/۵ درصد وزنی معادل نمک طعام در دامنه‌ای بین ۲۴/۶ تا ۲۵/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام + کلسیم کلراید اندازه‌گیری شد (جدول ۲). شوری میان‌بار سیال سه فاز مایع-بخار-هالیت (LVH) بر اساس دمای ناپدیدشدن هالیت ( $T_{hd}$ ) نسبت به ناپدیدشدن حباب بخار ( $T_{vd}$ ) با استفاده از معادلات استرنر و همکاران ([Sterner et al., 1988](#)) برای  $T_{hd} \leq T_{vd}$  لاکومبری-سانچز و همکاران ([Lecumberri-Sanchez et al., 2012](#)) برای  $T_{hd} \geq T_{vd}$  محاسبه‌شد. برای

داده‌های شوری سیال که بر اساس دمای ذوب آخرین یخ و دمای ذوب نمک تعیین شده است، نشان‌دهنده دامنه‌ای وسیع بین کمتر از ۱ تا ۴۱ درصد وزنی معادل نمک طعام است (شکل ۱۰-B، D و F). در چهار میان‌بار سیال به دام افتاده در آپاتیت نسل II از کانسار اسفوردی، به دلیل تشکیل کلسیم هیدروکلراید ( $CaCl_2 \cdot 6H_2O$ ) با دمای انحلال (۶/۷- تا ۱۵/۹- درجه سانتی‌گراد) در کنار تشکیل یخ و هیدروهالیت شوری سیال به صورت مجموع ۲/۲ تا ۹/۹

نمک طعام) نشان دادند. در مقابل، برای میان بارهای دوفازی مایع-بخار (LV) در آپاتیت نسل I از کانسنگ آپاتیت-هماتیت اسفوردی، شوری پایین (کمتر از ۱ تا ۶/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام) محاسبه شد. برای کانسنگ برشی گزستان، بالاترین مقادیر شوری (۴۰ تا ۴۱~ درصد وزنی معادل نمک طعام) برای میان بار سیال سه فازی مایع-بخار-هالیت در کلسیت به دست آمد؛ در حالی که برای میان بارهای دوفازی مایع-بخار (LV) در کوارتز دیر هنگام مقادیر شوری پایین (۳/۹ تا ۵/۱ درصد وزنی معادل نمک طعام) ثبت شد. حسینی و همکاران (Hosseini et al., 2022) برای میان بارهای دوفازی مایع-بخار و سه فازی مایع-بخار-هالیت در آپاتیت I از کانسنگ توده ای مگنتیت-آپاتیت چغارت، به ترتیب دامنه شوری ۱۱/۴ تا ۱۳/۸ و ۴۲/۵ تا ۴۵~ درصد وزنی معادل نمک طعام گزارش کرده اند. تمام میان بارهای حاوی هالیت با ناپدید شدن هالیت ( $T_{hd} \geq T_{vd}$ ) در فاز مایع همگن شدند (شکل ۱۱).

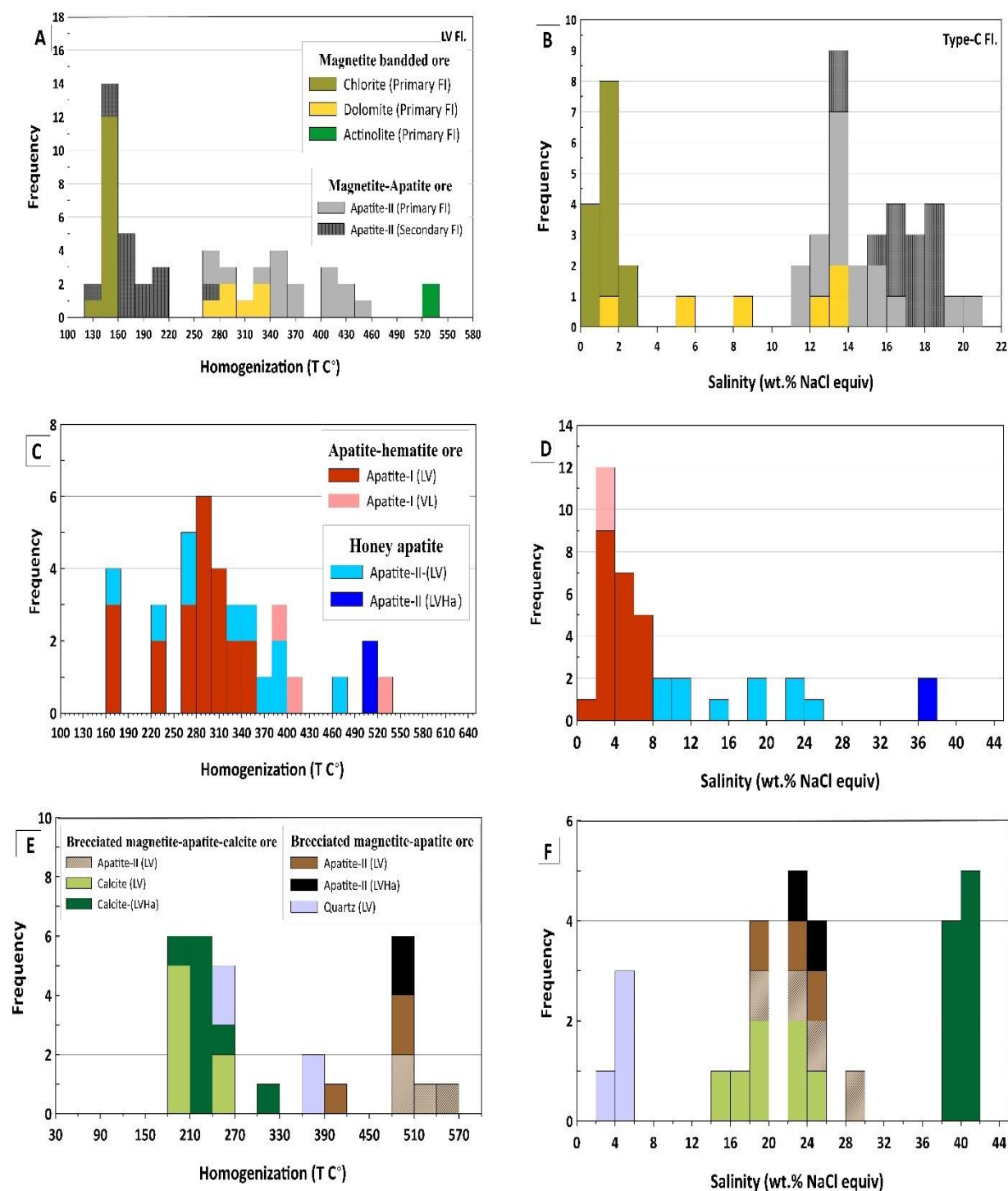
میان بارهای دوفازی مایع-بخار (LV)، شوری سیال از دمای ذوب آخرین بلور یخ ( $T_{mice}$ ) با استفاده از معادله بودنار (Bodnar, 1994) به دست آمد. برای کانسنگ نواری چادرملو، دامنه ای گسترده از شوری (۱/۷ تا ۱۴ درصد وزنی معادل نمک طعام) برای میان بارهای سیال دو فازی مایع-بخار (LV) در دولومیت محاسبه شد. در مقابل، میان بار سیال دوفازی در کلریت، شوری کمتر از ۱ تا ۲/۴ وزنی معادل نمک طعام را نشان داد. به دلیل کوچک بودن میان بارها و عدم اندازه گیری دمای ذوب آخرین بلور یخ ( $T_{mice}$ ) در اکتینولیت، شوری سیال در این حالت محاسبه نشد. برای کانسنگ رگه ای چادرملو، شوری بالاتر (۱۲/۸ تا ۱۹/۶ درصد وزنی معادل نمک طعام) برای میان بارهای سیال LV در آپاتیت نسل II محاسبه شد. در کانسار اسفوردی، میان بارهای سیال سه فازی مایع-بخار-هالیت (LVH) در آپاتیت نسل II، شوری نسبتاً بالا (۳۶/۱ تا ۳۷/۱ درصد وزنی معادل نمک طعام) و میان بارهای سیال دوفازی مایع-بخار (LV) شوری کم-متوسط (۹/۸ تا ۲۳/۵ درصد وزنی معادل



شکل ۹. هیستوگرام فراوانی دمای یوتکتیک برای میان بارهای دوفازی غنی از مایع (LV) در کانی های غیرفلزی همراه با اکسید آهن در کانسنگ های اکسید آهن-آپاتیت ناحیه ساغند- بافق. داده های چغارت از حسینی و همکاران (Hosseini et al., 2022)

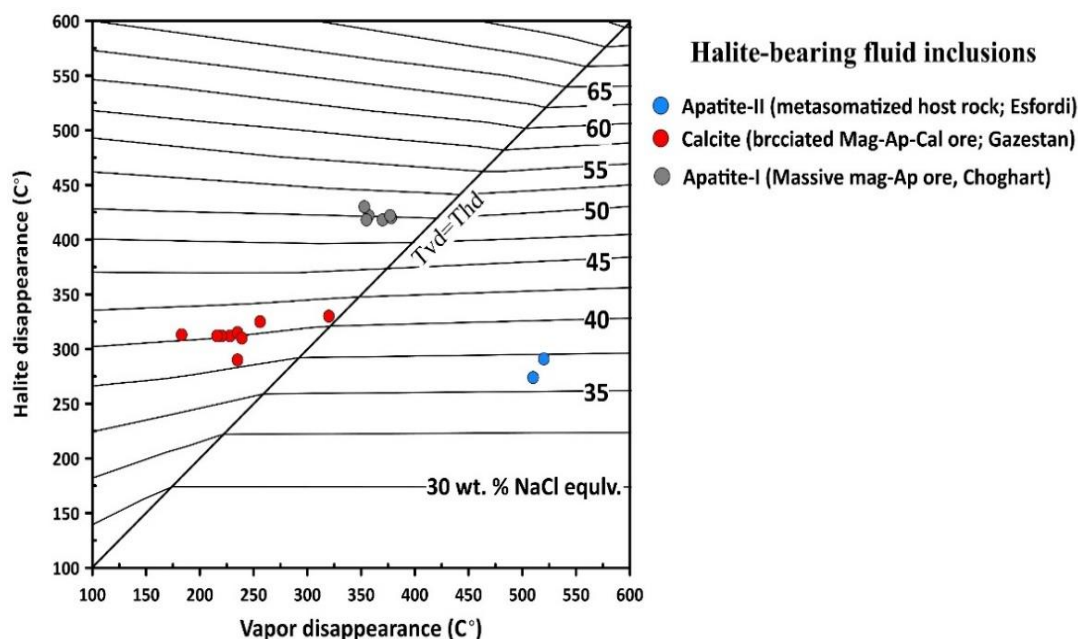
**Fig. 9.** Frequency histograms of eutectic temperatures for two-phase liquid-rich fluid inclusions (LV) in non-metallic minerals in iron oxide-apatite ores from the Bafq district, Choghart data from Hosseini et al., 2022





شکل ۱۰. هیستوگرام‌های فراوانی دمای همگن شدن و شوری از کانسنگ‌های ناحیه بافق، A و B: کانسار چادرمالو، C و D: کانسار اسفوردی، E و F: کانسار گزستان

**Fig. 10.** Frequency histograms of total homogenization temperatures, and salinities form Bafg-Saghand district, A and B: Chadormalu, C and D: Esfordi, E and F: Gazestan deposits



شکل ۱۱. نمودار  $T_{hd}$  در برابر  $T_{vd}$  (با تغییر از لاکومبری-سانچز و همکاران (Lecumberri-Sanchez et al., 2012):  $T_{vd}$ : دمای ناپدید شدن فاز بخار؛  $T_{hd}$ : دمای انحلال هالیت. برای میان بار سیال حاوی هالیت در کانی‌های همراه با کانسنگ اکسید آهن در کانسارهای اسفوردی، گزستان و چغارت. داده‌های چغارت از حسینی و همکاران (Hosseini et al., 2022). خط‌های سیاه و اعداد روی آن، همگشت‌های شوری سیال را نشان می‌دهند.

**Fig. 11.**  $T_{hd}$ - $T_{vd}$  diagram (after Lecumberri-Sanchez et al., 2012)  $T_{vd}$ : vapor disappearance temperature;  $T_{hd}$ : halite dissolution temperature. For halite-bearing fluid inclusions in various minerals associated with iron-oxide ore in the Esfordi, Gazestan, and Choghart deposits. Data for Choghart from Hosseini et al., 2022. The black lines with numbers show the Salinity contour.

## بحث

متوسط (۲۸۰ تا ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری کم تا متوسط (۱/۷ تا ۱۴ درصد وزنی معادل نمک طعام) و برای کلریت دیر هنگام، یک سیال دما پایین (۱۴۷ تا ۱۵۷ درجه سانتی‌گراد) و شوری کم (کمتر از ۱ تا ۲/۴ درصد وزنی معادل نمک طعام) ثبت شد (شکل ۱۲). داده‌های میان بار سیال از این سه کانی نشان می‌دهد که سیال‌هایی با ویژگی متفاوت در تحول کانسنگ نواری نقش داشته‌اند. اکتینولیت که بیشترین همبستگی را با کانسنگ آهن دارد از واکنش سیالی دما بالا پدید آمده است. در مراحل بعدی و دماهای پایین‌تر، واکنش سیال-سنگ با تشکیل دولومیت و سپس کلریت همراه بوده است.

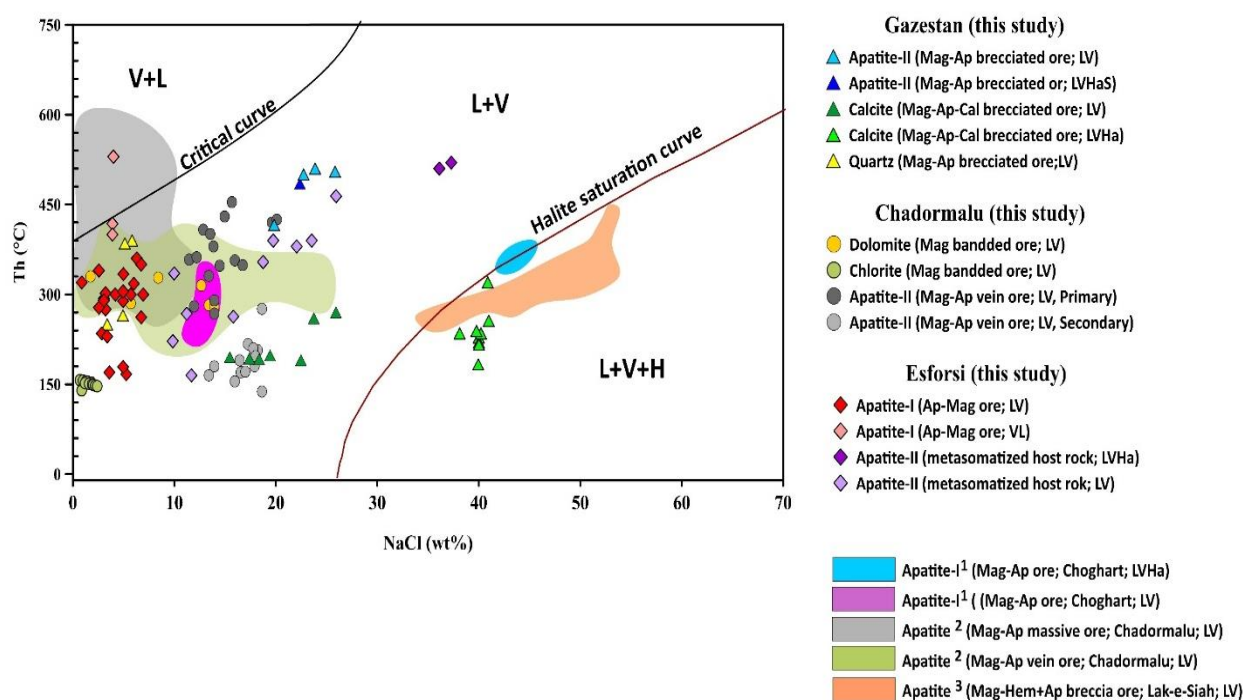
برای شناخت بیشتر از ویژگی‌های سیال کانسنگ ساز در ذخایر اکسید آهن-آپاتیت ایران مرکزی، بررسی‌های میان بارهای سیال روی کانی‌های غیرفلزی همراه با اکسید آهن در نمونه‌های معرف از ذخایر چادرملو، گزستان و اسفوردی انجام شده است.

## تکامل سیال کانه‌زا

داده‌های میان بار سیال از کانسنگ نواری چادرملو در حاشیه کانسنگ توده‌ای مگنتیت، مشخص کرد که سیالی دما بالا (بالای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) در تشکیل اکتینولیت و دگرسانی کلسیک نقش داشته است. برای دولومیت در همین کانسنگ، سیالی با دمای

میان بارهای ثانویه مایع-بخار در آپاتیت های این کانسنگ، با دماهای همگنی پایین تر (۱۳۸ تا ۲۱۷ درجه سانتی گراد) و شوری مشابه، نشان دهنده منبع مشترک سیال است که با پیشرفت کانی سازی و تحول سیال دمای آن کاهش یافته است (شکل ۱۲). مقایسه داده های کانسنگ توده ای و کانسنگ رگه ای که در حاشیه کانسنگ توده ای تشکیل شده است، رخداد هم آمیختگی سیال و تکامل یک سیال دمابالا با شوری به نسبت پایین به یک سیال دمابالین و شوری متوسط است.

حیدریان و همکاران (Heidarian et al., 2017) دامنه دمایی ۲۶۶ تا ۵۸۰ درجه سانتی گراد و شوری ۰/۵ تا ۱۰/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام برای میان بارهای سیال از کانی آپاتیت در کانسنگ توده ای چادرملو گزارش کرده اند. داده های میان بار سیال از آپاتیت در کانسنگ رگه ای مگنتیت-آپاتیت نشان می دهد، احتمالاً یک سیال با دمای متوسط تا بالا (۲۶۸ تا ۴۵۴ درجه سانتی گراد) و شوری متوسط (۱۳~ تا ۲۰~ درصد وزنی معادل نمک طعام) در تشکیل کانسنگ رگه ای نقش داشته است.



شکل ۱۲. شوری در برابر دمای همگنی میان بارهای سیال برای نمونه هایی از کانسارهای گزستان، چادرملو و اسفوردی. داده های میان بار سیال از چغارت (Hosseini et al., 2022)، چادرملو (Heidarian et al., 2017) و لکه سیاه (TaleFazel and Rostami, 2020) برای مقایسه افزوده شده است. منحنی اشباعی هالیت، منحنی دمای بحرانی و محدوده های L+V+H, L+V و V+L بر اساس بودنار و همکاران (Bodnar et al., 1985) و ویلکینسون (Wilkinson, 2001)

**Fig. 12.** Salinity versus homogenization temperature of fluid inclusions for samples from the Gazestan, Chadormalu, and Esfordi. Data from Choghart (Hosseini et al., 2022) Chadormalu (Heidarian et al., 2017) and Lak-e-Siah (TaleFazel and Rostami, 2020) deposits are shown for comparison. Halite saturation curve, critical temperature curve, and the L+V+H, L+V, and V+L domains are after Bodnar et al. (1985) and Wilkinson (2001)

طعام و میان بارهای غنی از مایع با دمای همگنی ۱۶۷ تا ۳۵۰ درجه سانتی گراد و شوری ۲/۵ تا ۷~ درصد وزنی معادل نمک طعام از

میان بارهای دوفازی غنی از بخار با دمای همگنی ۴۱۸ تا ۵۳۰ درجه سانتی گراد و شوری معادل ۳/۳ تا ۴~ درصد وزنی معادل نمک

آپاتیت نسل I در اسفوردی، شواهدی از نقش یک سیال دمابالا با شوری کم در تشکیل کانسنگ غنی از مگنتیت را پیشنهاد می کنند. در حالی که، در تشکیل آپاتیت نسل II و کانسنگ غنی از آپاتیت در اسفوردی، سیالی نسبتاً شور نقش داشته است که با حضور میان بارهای سه فازی مایع-بخار-هالیت و دوفازی مایع-بخار به ترتیب با دماهای همگنی بیش از ۵۰۰ و ۱۶۵ تا ۴۶۴ درجه سانتی گراد و شوری های معادل ۳۶ تا ۳۷ و ۱۰ تا ۱۲/۳ درصد وزنی معادل نمک طعام مشخص می شود (شکل ۱۲). جمی و همکاران (Jami et al., 2007)، دامنه دما و شوری کم و بیش مشابهی را برای میان بارهای دوفازی مایع-بخار در آپاتیت II (دمای همگنی ۱۴۵ تا ۴۹۵ درجه سانتی گراد و شوری معادل ۱۲/۸ تا ۱۸/۶ درصد وزنی معادل نمک طعام گزارش کردند. این نویسندگان برای میان بارهای دوفازی مایع-بخار موجود در کوارتز دیر هنگام دمای همگنی و شوری را ۱۱۵ تا ۱۹۵ درجه سانتی گراد و ۹ درصد وزنی معادل نمک طعام گزارش کردند.

در کانسار گزستان، یک سیال دمابالا و نسبتاً شور مسئول کانی زایی آپاتیت و مگنتیت در کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت-کلریت-کلسیت-کوارتز-پیریت  $\pm$  کالکوپیریت بوده است. این سیال با میان بارهای دوفازی مایع-بخار و چند فازی حاوی فاز جامد به ترتیب با دماهای همگن شدگی ۴۱۶ تا بیش از ۵۰۰ و ۴۸۵ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی گراد و شوری های معادل ۲۰ تا ۲۶ و ۲۲ تا ۲۵ درصد وزنی معادل نمک طعام شناسایی شد (شکل ۱۲). میان بارهای دوفازی مایع-بخار در کوارتز با دمای همگنی ۲۵۰ تا ۳۹۰ درجه سانتی گراد و شوری معادل ۴ تا ۵ درصد وزنی نمک طعام شاخص سیالی است که در مراحل پایانی کانی سازی حضور داشته است (شکل ۱۲). در کلسیت دیر هنگام همراه با سولفیدها (پیریت و کالکوپیریت) در این کانسنگ، میان بارهای سیال سه-فازی مایع-بخار-هالیت، با دمای همگنی ۱۸۳ تا ۳۱۰ درجه سانتی گراد و شوری زیاد (۴۰ تا ۴۱ درصد وزنی معادل نمک طعام) منبع سیال متفاوتی را پیشنهاد می کند (شکل ۱۲). بر اساس داده های میان بار سیال از آپاتیت، کوارتز و کلسیت کانسنگ

گزستان (شکل ۱۲)، حضور هم زمان میان بارهای دوفازی غنی از مایع (LV) و غنی از بخار (VL) در یک نمونه و یک اجتماع میان بار سیال، همراه با میان بارهای چند فازی حاوی فاز جامد (LVHS)، نشان دهنده رخداد فرایند جوشش در سامانه کانه زایی این کانسار است. مشاهده میان بارهای سه فازی حاوی هالیت (LVH) در کلسیت های دیر هنگام همراه با پیریت و کالکوپیریت، با دماهای ۱۸۳ تا ۳۱۰ درجه سانتی گراد و شوری زیاد (حدود ۴۰ تا ۴۱ درصد وزنی معادل نمک طعام)، می تواند نشان دهنده تفکیک فاز ناشی از جوشش در مرحله پایانی کانه زایی باشد. میان بارهای دوفازی در کوارتز با دمای همگنی ۲۵۰ تا ۳۹۰ درجه سانتی گراد و شوری پایین (۴ تا ۵ درصد وزنی نمک طعام) نیز می تواند مرتبط با این فرایند باشد. با توجه به داده های ریزدما سنجی (شکل ۱۲)، دمای تقریبی جوشش در کانسار گزستان حدود ۱۸۰ تا ۳۲۰ درجه سانتی گراد برآورد می شود. این دماها بیانگر مرحله گذار از سامانه دمابالا (۴۱۶ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی گراد) و نسبتاً شور مرتبط با کانه زایی آپاتیت-مگنتیت، به سامانه دما پایین تر و شور تر مرتبط با کلسیت و سولفیدهاست. چنین ویژگی هایی با شواهد جوشش در سامانه های ماگمایی-گرمایی مشابه، مطابقت دارد (Kamilli and Ohmoto, 1977; Bodnar, 1994; Lecumberri-Sanchez et al., 2012). ترکیب ایزوتوپی گوگرد برای کانی های سولفیدی همراه با کلسیت دیر هنگام در کانسنگ های ناحیه، منبع سولفات دریایی را نشان می دهد که با منشأ شوارب های حوضه ای برای سیال دیر هنگام مسئول مرحله سولفیدی سازگار است (Heidarian et al., 2017; Mehrabi et al., 2019; Ziapour et al., 2021).

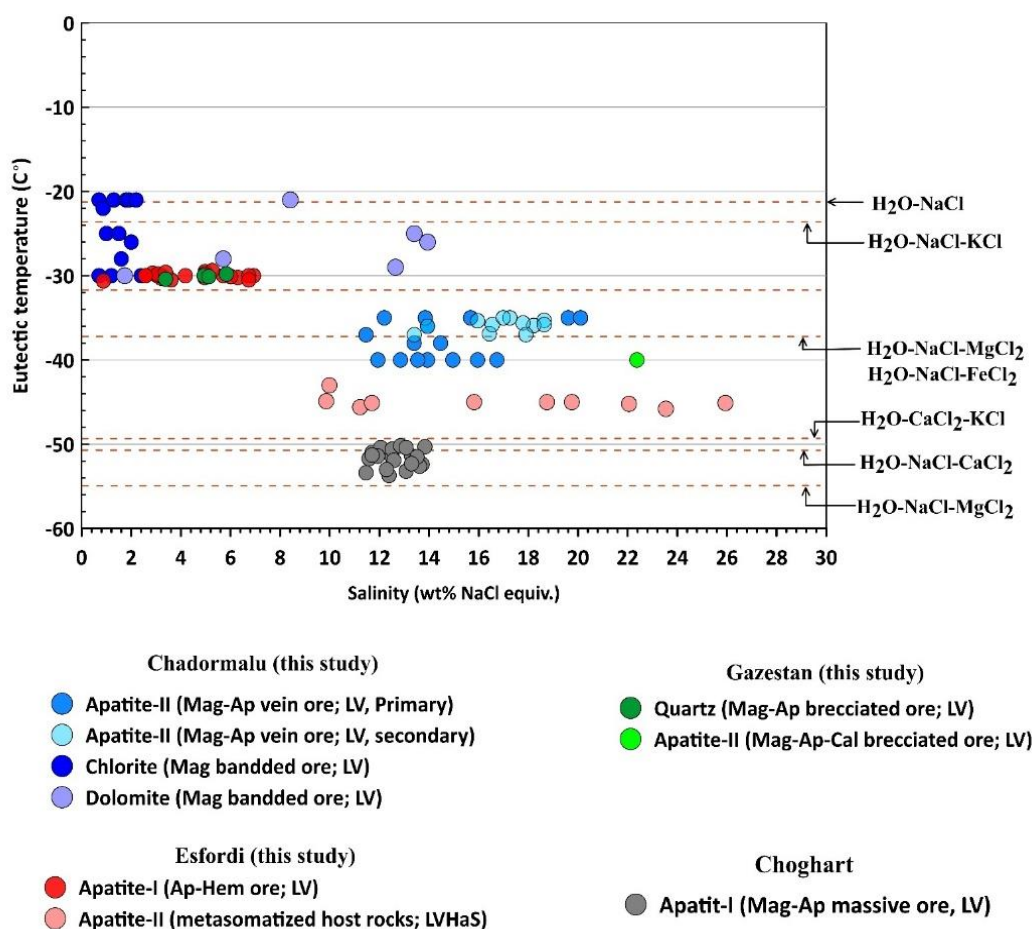
مقایسه ی ویژگی های میان بارهای سیال در سه کانسار مورد بررسی نشان می دهد که فرایند جوشش به صورت مشخص تنها در کانسار گزستان قابل تشخیص است (شکل ۱۲). در مقابل، در کانسار چادرملو میان بارهای سه فازی به ندرت دیده می شوند و گستره دمایی بالا (۴۲۰ تا ۵۴۰ درجه سانتی گراد) همراه با شوری متوسط، بیشتر بیانگر تفکیک جزئی یا سرد شدن تدریجی سیال ماگمایی

حوضه‌ای در هر سامانه باشد.

### ترکیب سیال کاننه‌زا

دمای یوتکتیک ( $T_e$ ) برای میان‌بارهای سیال گوناگون در دامنه‌ای بین ۲۱- تا ۵۳- درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند (جدول ۲ و شکل ۱۳).

است تا جوشش واقعی. در کانسار اسفوردی نیز میان‌بارهای سیال اغلب از نوع دوفازی با دمای نسبتاً پایین‌تر (۲۵۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری کم هستند و هیچ شواهد قطعی از جوشش در آنها مشاهده نشده است. این تفاوت رفتاری می‌تواند ناشی از تغییرات فشار، عمق تشکیل و نسبت اختلاط سیالات ماگمایی و



شکل ۱۳. نمودار شوری در برابر دمای یوتکتیک ( $T_e$  °C) برای میان‌بارهای دوفازی مایع-بخار و سه‌فازی مایع-بخار-هالیت در نمونه‌هایی از کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت در ناحیه بافق که حضور سیال‌هایی با ترکیب و شوری مختلف را نشان می‌دهد. خط‌های قرمز (برگرفته از کراویرو و همکاران (Craveiro et al., 2020)) نشان‌دهنده ترکیب سیال در دمای یوتکتیک است. داده‌های چغارت از حسینی و همکاران (Hosseini et al., 2022)

**Fig. 13.** Salinity versus eutectic temperature ( $T_e$  °C) plot for two-phase liquid-vapor and three-phase liquid-vapor-halite inclusions from iron oxide-apatite deposits in the Bafq district, showing the presence of fluids with different compositions and salinities. Red lines (from Craveiro et al., 2020) indicate fluid composition at the eutectic temperature. Choghart data from Hosseini et al. (2022)



می شوند، در برخی از کانسارهای گرمابی شامل ذخایر مس و مولیبدن پورفیری، اسکارن و IOCG و همچنین محیط های دگرگونی درجه متوسط تا شدید متداول هستند (Becker et al., 2012; Lecumberri-Sanchez et al., 2008). میان بارهای سه فاز مایع-بخار-هالیت در کلسیت از کانسنگ برشی گزستان با انحلال هالیت در بازه دمایی بین ۲۹۰ تا ۳۳۰ درجه سانتی گراد در فاز مایع همگن شدند که نشان دهنده شوری بین ۴۰~ تا ۴۱ درصد وزنی معادل نمک طعام، بر اساس دمای ذوب هالیت است. دمای ناپدیدشدن فاز بخار برای این میان بارها بین ۱۸۳ تا ۳۲۰ درجه سانتی گراد اندازه گیری شد. فشار و چگالی کل این میان بارها بر اساس لاکومبری-سانچز و همکاران (Lecumberri-Sanchez et al., 2012) و با استفاده از دمای ذوب یا انحلال هالیت و دمای همگنی فاز بخار تعیین شد (شکل ۱۴).

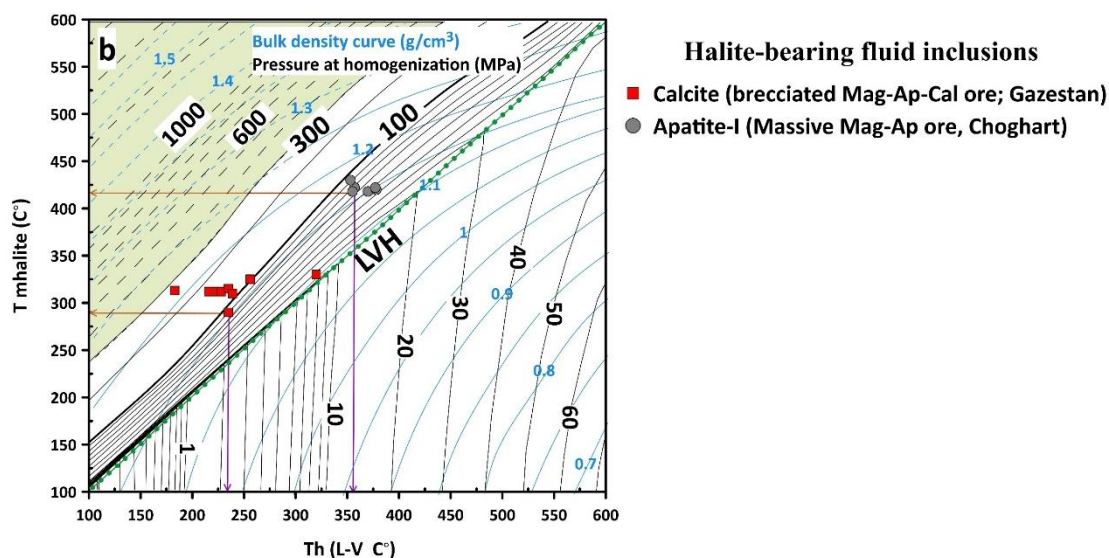
اختلاف در دماهای ناپدیدشدن فاز بخار و هالیت در یک مجموعه از میان بارهای شور نشانه ای از به دام افتادن ناهمگن سیال بوده و یا احتمالاً برخی بلورهای هالیت به صورت فاز جامد تصادفی از یک سیال اشباع از هالیت به دام افتاده اند (Lecumberri-Sanchez et al., 2012). در چنین شرایطی پایین ترین دمای انحلال هالیت برای تعیین شرایط کمینه فشار به دام افتادن آن مجموعه استفاده می شود (Lecumberri-Sanchez et al., 2012). بر اساس پایین ترین دمای انحلال هالیت (۲۳۵ درجه سانتی گراد) در میان بارهای کلسیت در کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت-کلسیت گزستان، و آپاتیت I از کانسنگ توده ای مگنتیت-آپاتیت چغارت (۴۱۸ درجه سانتی گراد)، کمینه فشار به دام افتادن این میان بارها به ترتیب ۹۰ MPa و ۷۵ MPa تخمین زده می شود (شکل ۱۴). با در نظر گرفتن چگالی  $2.7 \text{ g/cm}^3$ ، کمینه عمق به دام افتادن میان بارها در آپاتیت II از کانسنگ برشی گزستان، ۳/۳ کیلومتر و در آپاتیت I از کانسنگ مگنتیت-آپاتیت چغارت، ۲/۷ کیلومتر است (شکل ۱۴).

مقادیر منفی بزرگ تر از ۵۷- مشخصه سامانه های چندجزئی  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{CaCl}_2$  است (Crawford, 1981)؛ درحالی که دامنه وسیع بین ۲۱- تا ۵۲- درجه سانتی گراد نشان دهنده حضور سامانه های سه تایی  $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2-\text{NaCl}$ ،  $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2-\text{NaCl}$  و  $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2-\text{NaCl}$  به ترتیب با دمای یوتکتیک ۵۲-، ۳۷-، ۳۵- و ۲۳- درجه سانتی گراد است (Crawford, 1981; Bodnar, 2003). نتایج به دست آمده حضور دست کم دو گروه سیال با ترکیب و شوری مختلف را در سامانه کانی زایی بافق نشان می دهد (شکل ۱۳).

دمای یوتکتیک ۳۰- تا ۲۱- درجه سانتی گراد و شوری کمتر از ۹ درصد وزنی معادل نمک طعام برای میان بارهای دوفازی مایع-بخار می تواند بیانگر نسبت های متفاوتی از سیال  $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2$  باشد. این سیال در آپاتیت نسل I از کانسنگ غنی از مگنتیت کانسار اسفوردی و کلریت و کوارتز دیر هنگام به ترتیب از کانسنگ نواری چادرملو و کانسنگ برشی گزستان شناسایی شد. میان بارهای دوفازی مایع-بخار با دمای یوتکتیک ۵۳- تا ۳۵- درجه سانتی گراد و شوری متوسط (۱۰~ تا ۲۶ درصد وزنی معادل نمک طعام) می تواند نشان دهنده حضور سیال های  $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ ،  $\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$  و  $\text{CaCl}_2-\text{KCl}$  باشد (Craveiro et al., 2020). شواهد حضور این سیال در دولومیت و آپاتیت نسل II به ترتیب در کانسنگ نواری و رگه ای چادرملو، آپاتیت نسل II هم رشد با مگنتیت در کانسنگ غنی از آپاتیت اسفوردی و آپاتیت نسل II در کانسنگ برشی مگنتیت-آپاتیت-کلسیت-پیریت ثبت شد. همچنین، نتایج مشابهی از میان بارهای دوفازی مایع-بخار از کانسار چغارت با دمای یوتکتیک ۵۱- تا ۵۴- درجه سانتی گراد و شوری ۱۱/۴ تا ۱۴~ درصد وزنی معادل نمک طعام گزارش شد (Hosseini et al., 2022) (شکل ۱۳).

### تفسیر داده های میان بارهای شور حاوی هالیت

میان بارهای بسیار شور حاوی هالیت که با انحلال هالیت همگن



**شکل ۱۴.** نمودار دمای انحلال هالیت ( $T_{mHalite}$ ) در برابر دمای همگنی فاز بخار-مایع ( $Th_{L-V}$ ) که روابط فشار و چگالی کل را برای میان‌بارهای سیال حاوی هالیت (Type-E) در نمونه‌های انتخابی از کانسارهای گزستان و چغارت نشان می‌دهد. چگالی کل (خط‌های آبی) و فشار سیال (خط‌های سیاه) برگرفته از لاکومبری-سانچز و همکاران (Lecumberri-Sanchez et al., 2012). خط نقطه‌های سبز، منحنی تعادل بخار-مایع-هالیت را نشان می‌دهد. داده‌های چغارت از حسینی و همکاران (Hosseini et al., 2022)

**Fig. 14.**  $T_m$ -halite vs  $Th$  L-V plots showing pressure and bulk density relationships of halite-bearing fluid inclusions in selective samples from Gazestan and Choghart deposits from the Bafq district. The bulk density of fluid (blue lines), and the fluid pressure (black lines) adapted from Lecumberri-Sanchez et al. (2012). The green dotted line indicates the liquid-vapor-halite (LVH) equilibrium curve. Data of Choghart from Hosseini et al. (2022)

## نتیجه‌گیری

دامنه وسیع دمای همگن‌شدگی و شوری میان‌بارها حتی در یک نوع خاص کانسنگ (شکل ۱۰)، در کنار ردیابی سامانه‌های پیچیده و چندجزئی سیال حاوی نمک‌های کاتیونی دوظرفیتی در آپاتیت هم‌رشد با مگنتیت در کانسنگ‌های مختلف (شکل ۱۳)، احتمال سازوکار هم‌آمیختگی در روند تکامل سیال کانه‌دار ماگمایی در کانسنگ‌های مورد بررسی را تقویت می‌کند.

ردیابی یک سیال دم‌پایین‌تر با شوری متوسط تا بالا (جدول ۲ و شکل ۱۲)، ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال در تعادل با مگنتیت در اسفوردی (Jami et al., 2007) و مقادیر مثبت و بالای ایزوتوپ گوگرد (+۸/۹ تا حدود +۲۵‰) در سولفیدهای دیر هنگام از کانسارهای چادرملو و گزستان، جلال‌آباد و چاه‌گز (Heidarian et al., 2017; Sepehrirad et al., 2018; Mehrabi et al.,

نتایج این پژوهش، نقش دست‌کم دو سیال با ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی متفاوت را در تشکیل کانسارهای مورد بررسی آشکار می‌کند. شواهدی مانند شدت و گستردگی دگرسانی‌ها (Jami et al., 2007; Torab, 2008; Heidarian et al., 2017)، دماهای همگن‌شدگی بالای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد برای اکتینولیت مرتبط با دگرسانی کلسیک و آپاتیت هم‌رشد با مگنتیت در کنار داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن مگنتیت (Jami et al., 2007; Torab, 2008; Heidarian et al., 2017; Mehrabi et al., 2019; Mehdipour Ghazi et al., 2019)، نقش یک سیال ماگمایی دم‌بالا را در تشکیل کانسنگ مگنتیت-آپاتیت در کانسارهای چادرملو، گزستان و اسفوردی و احتمالاً سایر کانسارهای ناحیه بافق را برجسته می‌کند. از طرفی،

2008؛ در حالی که تشکیل سولفیدها  $\pm$  مس  $\pm$  طلا به هم آمیختگی سیال ماگمایی با سیال غیرماگمایی نسبت داده شده است (Chen, 2015; Williams et al., 2013). در مقابل، برخی نقش شوره‌های حوضه‌ای را در کانی‌زایی اکسید آهن برجسته‌تر دانسته و بیان می‌کنند که سیال ماگمایی اغلب دگرسانی‌ها و فراوانی عناصر را کنترل می‌کند (Barton and Johnson, 1996).

### تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

### قدردانی

نویسندگان از مدیریت و کارکنان مجتمع معدنی چادرملو برای فراهم‌سازی امکانات در طول انجام بررسی‌های میدانی در منطقه بافق قدردانی می‌کنند. همچنین از خانم آقاجانی از مرکز تحقیقات فراآوری مواد معدنی ایران بابت فراهم کردن داده‌های ریزدماسنجی مورد استفاده در این پژوهش، قدردانی می‌شود.

(2019; Ziapour et al., 2021) ماهیت غیرماگمایی و پوسته‌ای (احتمالاً شوره‌های حوضه‌ای) را برای سیال دوم در سامانه‌های کانی‌زایی مورد بررسی و احتمالاً منطقه بافق روشن می‌کند (Chen, 2013). وجود توالی‌های تبخیری در واحد CVSU که میزبان اصلی کانسنگ‌های اکسید آهن- آپاتیت در ناحیه بافق هستند (Ramezani and Tucker, 2003) و عمق کم کانی‌سازی، بر اساس میان‌بارهای شور حاوی هالیت (حدود ۳ کیلومتر) احتمال حضور یک سیال غیرماگمایی و پوسته‌ای (احتمالاً شوره‌های حوضه‌ای) را در سامانه کانه‌زایی منطقه بافق تقویت می‌کند (شکل ۱۳).

در تشکیل کانسارهای گروه IOCG و زیر گروه اکسید آهن- آپاتیت (IOA)، دست کم دو سیال، با ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی متفاوت ردیابی شده‌اند. ماهیت این دو سیال بسته به محیط‌های زمین‌شناسی، توده‌های نفوذی هم‌زمان و زمین‌ساخت می‌تواند شامل یک سیال داغ ماگمایی و سیال سرد غیرماگمایی (شوره‌های حوضه‌ای، آب جوی، آب سازندی و آب دگرگونی) باشد (Song et al., 2024). سیال ماگمایی مسئول دگرسانی‌های اولیه و کانی‌سازی آهن- آپاتیت معرفی شده است (Monteiro et al.).

1. Iron Oxide-Apatite (IOA)
2. Kiruna
3. REE
4. Iron- Oxide-Copper-Gold (IOCG)
5. Linkam
6. Zeiss Axioplan-2 microscope
7. Cambrian volcanic-sedimentary unit (CVSU)
8. Fluid Inclusion Assemblage (FIA)
9. IMPRC

## References

- Aftabi, A., Mohseni, S., Babeki, A. and Azaraieen, H., 2009. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, central Iran: a discussion. *Economic Geology* 104(1): 137–139.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.1.137>
- Barton, M., 2014. Iron oxide (–Cu–Au–REE–P–Ag–U–Co) systems. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry* (Second Edition), 13: 515–541.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01123-2>
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide–(REE–Cu–Au–U) mineralization. *Geology* 24(3): 259–262.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C0259:ESMFIR%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C0259:ESMFIR%3E2.3.CO;2)
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 2000. Alternative brine sources for Fe-oxide (–Cu–Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. In: T. M. Porter (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp. 43–60. Retrieved December 8, 2025 from [https://www.geo.arizona.edu/~mdbarton/MDB\\_papers\\_pdf/Barton\[00\\_BrineSourcesIOCGdeps\\_AMF.pdf](https://www.geo.arizona.edu/~mdbarton/MDB_papers_pdf/Barton[00_BrineSourcesIOCGdeps_AMF.pdf)
- Becker, S., Fall, A. and Bodnar, R., 2008. Synthetic fluid inclusions. XVII. 1 PVTX properties of high salinity H<sub>2</sub>O–NaCl solutions (> 30 wt.% NaCl): Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* 103(3): 539–554.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.3.539>
- Bodnar, R., 1994. Synthetic fluid inclusions: XII. The system H<sub>2</sub>O–NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt.% NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(3): 1053–1063.  
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90571-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90571-1)
- Bodnar, R.J., 2003. Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Editors), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Canada, 32: 81–99.  
<https://doi.org/10.3749/9780921294672.ch04>
- Bodnar, R., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D. and Steele-MacInnis, M., 2014. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Treatise on geochemistry* (Second Edition), 13: 119–142.  
<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01105-0>
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J. and Kuehn, C.A., 1985. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems, In: B.R. Berger; P.M. Bethke and J.M. Robertson (Editors), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, Society of Economic Geologists, USA, pp. 73–97.  
<https://doi.org/10.5382/Rev.02.05>
- Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se–Chahun iron oxide–apatite deposit, Bafq district, Iran: insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology*, 281(3–4): 253–269.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.013>
- Bonyadi, Z. and Sadeghi, R., 2020. Hydrothermal alteration associated with magnetite mineralization in the Bafq iron deposits, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 189: 104152.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104152>
- Borumandi, H., 1973. Petrographische und Lagerstättenkundliche untersuchungen der Esfordi-formation zwischen Mishdovan und Kushk bei Yazd/Zentral Iran. Ph.D. Thesis, University of Aachen, Germany, 174 pp.
- Chen, H., 2013. External sulphur in IOCG mineralization: Implications on definition and classification of the IOCG clan. *Ore Geology Reviews*, 51: 74–78.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.12.002>
- Craveiro, G.S., Villas, R.N.N. and Xavier, R.P., 2020. A fluid inclusion and stable isotope (O, H, S, and C) study of the Archean IOCG Cristalino deposit, Carajás mineral Province, Brazil: Implications to ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 127: 103–822.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103822>
- Crawford, M.L., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: L.S. Hollister, and M.L. Crawford (Editors), *Fluid inclusions: applications to petrology*. Mineralogical Association of Canada, Toronto, Canada, pp. 75–100.
- Daliran, F., 2002. Kiruna-Type Iron Oxide-Apatite Ores and "Apatites" of the Bafq District, Iran,

- with an Emphasis on the REE Geochemistry of their Apatites. In: T. Porter (Editor), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective. PGC Publishing, Adelaide, 2: pp. 303–320. Retrieved July 13, 2025 from <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-19bafq-district-irandaliran.pdf>
- Daliran, F., Stosch, H., Williams, P., Jamali, H., Dorri, M., Corriveau, L. and Mumin, A., 2010. Early Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-central Iran In: L. Corriveau and H. Mumin (Editors), Exploring for iron oxide copper-gold deposits. Canada and Global Analogues, Geological Association of Canada, 147-160. Retrieved December 8, 2025, from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1942458>
- Deymar, S., Yazdi, M., Rezvanianzadeh, M.R. and Behzadi, M., 2018. Alkali metasomatism as a process for Ti-REE-Y-U-Th mineralization in the Saghand Anomaly 5, Central Iran: Insights from geochemical, mineralogical, and stable isotope data. *Ore Geology Reviews*, 93: 308–336. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.008>
- Foerster, H. and Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in central Iran; a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology*, 89(8): 1697–1721. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1697>
- Geijer, P., 1931. The iron ores of the Kiruna type: geographical distribution, geological characters, and origin. Sveriges Geologiska Undersökning, Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm, Series C, No. 367. 39 pp.
- Goldstein, R.H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Editors), Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, 32: pp. 9–52. <https://doi.org/10.3749/9780921294672.ch02>
- Haghipour, A., 1974. Etude géologique de la région de Biabanak-Bafq (Iran Central); pétrologie et tectonique du socle Précambrien et de sa couverture. Ph.D. Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France, 403 pp. <https://hal.science/tel-00740361/>
- Haghipour, A., 1977a. Geological Map of the Biabanak-Bafq Area, scale 1:500,000. Geological Survey of Iran.
- Haghipour, A., 1977b. Geological Map of the Posht-e-Badam Area, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Heidarian, H., Alirezaei, S. and Lentz, D.R., 2017. Chadormalu Kiruna-type magnetite-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights into hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope data. *Ore Geology Reviews*, 83: 43–62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.031>
- Heidarian, H., Lentz, D.R., Alirezaei, S., McFarlane, C.R. and Peighambari, S., 2018. Multiple stage ore formation in the Chadormalu iron deposit, Bafq Metallogenic Province, Central Iran: evidence from BSE imaging and apatite EPMA and LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Minerals*, 8(3): 87. <https://doi.org/10.3390/min8030087>
- Heidarian, H., Lentz, D., Alirezaei, S., Peighambari, S. and Hall, D., 2016. Using the chemical analysis of magnetite to constrain various stages in the formation and genesis of the Kiruna-type chadormalu magnetite-apatite deposit, Bafq district, Central Iran. *Mineralogy and Petrology*, 110(6): 927–942. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0440-8>
- Hildebrand, R.S., 1986. Kiruna-type deposits; their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada. *Economic Geology*, 81(3): 640–659. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.81.3.640>
- 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)
- Hosseini, K., Shahpasandzadeh, M. and Moradian Bafghi, M.H., 2022. Origin of Mineralizing Fluids in the Choghart Magnetite-Apatite Deposit, NE of Bafq: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Stable (O-H and O-C) and Unstable Isotopes (U-Pb and Nd-Sm). *Journal of Economic Geology*, 14(1): 109–155. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.67972.1004>
- Huckriede, R., Kürsten, M. and Venzlaff, H., 1962.



- On the geology of the area between Kerman and Sagand, Iran (in German), Supplements to the Geological Yearbook, Hannover, Germany, 197 pp.
- Hushmandzadeh, A., 1969. Metamorphism and granitization of the Chapedony massive (central Iran). Ph.D. Thesis, Faculty of Sciences of the University of Grenoble, France. 242 pp.
- Jami, M. 2005. Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate-iron deposit, Bafq area, Central Iran, Ph.D. Thesis, UNSW Sydney, Wales, 396 pp.  
<https://doi.org/10.26190/unsworks/17736>
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R. 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology*, 102(6): 1111–1128.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1111>
- Kamilli, R.J. and Ohmoto, H., 1977. Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic studies of the Finlandia vein, Colqui district, central Peru. *Economic Geology*, 72(6): 950–982.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.6.950>
- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P., Lundstrom, C., Bindeman, I. and Munizaga, R., 2015. Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Geology*, 43(7): 591–594.  
<https://doi.org/10.1130/G36650.1>
- Lecumberri-Sanchez, P., Steele-MacInnis, M. and Bodnar, R.J., 2012. A numerical model to estimate trapping conditions of fluid inclusions that homogenize by halite disappearance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 92: 14–22.  
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.044>
- Mehdipour Ghazi, J., Harris, C., Rahgoshay, M. and Moazzen, M., 2019. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposit in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite. *Ore Geology Reviews*, 105: 590–604.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.006>
- Mehrabi, B., Karimishahraki, B., Banks, D., Boyce, A. and Yardley, B.W., 2019. Hydrothermal iron oxide-Cu-Au (IOCG) mineralization at the Jalal-Abad deposit, northwestern Zarand, Iran. *Ore Geology Reviews*, 106: 300–317.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.019>
- Mohseni, S. and Aftabi, A., 2015. Structural, textural, geochemical and isotopic signatures of synglaciogenic neoproterozoic banded iron formations (BIFs) at Bafq mining district (BMD), Central Iran: the possible Ediacaran missing link of BIFs in tethyan metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 71: 215–236.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.018>
- Mokhtari, M.A.A., Zadeh, G.H. and Emami, M.H., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Science*, 122: 795–807. <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0313-z>
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Hitzman, M.W., Juliani, C., de Souza Filho, C.R. and Carvalho, E.d.R., 2008. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 34(3): 317–336.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.01.003>
- Moore, F. and Modabberi, S., 2003. Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq District, Central Iran: new isotopic and geochemical evidence. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 14(3): 259–269. Retrieved July 13, 2025, from [https://jscienc.es.ut.ac.ir/article\\_31711.html](https://jscienc.es.ut.ac.ir/article_31711.html)
- Mücke, A. and Younessi, R., 1994. Magnetit-Apatitlagerstätten (Kiruna-Typ) entlang der Sanandaj-Sirjan Zone und im Bafq Gebiet, Iran und ihre Beziehung zu ultramafischen, alkalischen und karbonatitischen Gesteinen. *Mineralogy and Petrology*, 50(4): 219–244.  
<https://doi.org/10.1007/BF01164607>
- Nystroem, J.O. and Henriquez, F., 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, 89(4): 820–839. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.4.820>
- Parak, T., 1975. Kiruna iron ores are not intrusive-magmatic ores of the Kiruna type. *Economic Geology*, 70(7): 1242–1258.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.7.1242>
- Perring, C., Pollard, P., Dong, G., Nunn, A. and Blake, K., 2000. The Lightning Creek sill complex, Cloncurry district, northwest Queensland: A source of fluids for Fe oxide Cu-Au mineralization and sodic-calcic alteration. *Economic Geology*, 95(5): 1067–1089.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.5.1067>

- 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>
- Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C.V., Golla-Schindler, U. and Collins, L.G., 2007. Hematite in porous red-clouded feldspars: evidence of large-scale crustal fluid–rock interaction. *Lithos*, 95(1–2): 10–18. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.004>
- Rajabi, A., 2012. Ore controlling parameters and genesis of sedimentary exhalative Zn–Pb (SEDEX type) deposits, Zarigan-Chahmir Area, East of Bafq, Central Iran. Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 420 pp.
- Ramezani, J. and Tucker, R.D. 2003. The Saghand region, central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>
- Roedder, E., 1984. Volume 12: fluid inclusions. Mineralogical Society of America, United States, 644 pp.
- Sadeghi Davati, V., Hassanzadeh, J. and Alirezaei, S., 2008. Iron Oxide-apatite mineralization of Bafq district: Spatial, temporal and geochemical relationship with granitoid magmatism and early Cambrian sedimentary provinces. 26th Earth Sciences Meeting, Geological Survey of Iran. Abstracts.
- Samani, B.A., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*, 39(1–2): 85–106. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90053-8)
- Samani, B.A., 1993. Sagand formation, a riftogenic unit of Upper Precambrian in Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 2(6): 32–45. (in Persian with English abstract) Retrieved December 8, 2025 from [https://www.researchgate.net/publication/292811521\\_Saghand\\_formation\\_a\\_riftogenic\\_unit\\_of\\_upper\\_Precambrian\\_in\\_central\\_Iran](https://www.researchgate.net/publication/292811521_Saghand_formation_a_riftogenic_unit_of_upper_Precambrian_in_central_Iran)
- Sepehrirad, R. 2019. Processes Controlling Iron oxide - Apatite - REE Mineralization in Gazestan Deposit, Central Iran, Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran., 188 pp.
- Sepehrirad, R. and Alirezaei, S., 2020. Apatite geochemistry and development of REE minerals related to coupled dissolution-reprecipitation process in the Gazestan deposit, Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 29(115): 247–258. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2019.155886.1568>
- Sepehrirad, R., Alirezaei, S. and Azimzadeh, A.M., 2018. Hydrothermal alteration in the Gazestan magnetite-apatite deposit and comparison with other Kiruna-type iron deposits in the Bafq district, Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 27(108): 257–268. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.91765.1189>
- Sillitoe, R.H., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38(7): 787–812. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0379-7>
- Skirrow, R.G., 2022. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits: A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. *Ore Geology Reviews*, 140: 104569. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104569>
- Soheili, M. and Mahdavi, M., 1991. Geological Map of Esfordi, scale:100.000. Geological Survey of Iran.
- Song, M., Peng, Y., Chen, Y., Zhang, Y., Yang, H. and Xu, S., 2024. Research progress of fluid inclusions and its application in iron oxide copper-gold (IOCG) deposits. *Ore and Energy Resource Geology*, 17: 100066. <https://doi.org/10.1016/j.oreoa.2024.100066>
- Sterner, S.M., Hall, D.L. and Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl–KCl–H<sub>2</sub>O under vapor-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(5): 989–1006. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90254-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90254-2)
- Stosch, H.-G., Romer, R.L., Daliran, F. and Rhede, D., 2011. Uranium–lead ages of apatite from iron oxide ores of the Bafq District, East-Central Iran. *Mineralium Deposita*, 46: 9–21. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0309-4>
- TaleFazel, E. and Rostami, M., 2020. Geology, geochemistry, fluid inclusions and O–H stable isotope constraints on genesis of the Lake Siah Fe-oxide±apatite deposit, NE Bafq, Central Iran. *Acta Geochimica*, 39(6): 920–946. <https://doi.org/10.1007/s11631-020-00405-7>
- Torab, F., 2008. Geochemistry and Metallogeny of Magnetite-Apatite Deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Ph.D. Thesis, Clausthal

- University of Technology, Lower Saxony. 144 pp.
- Torab, F. and Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71(3): 347–363. <https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.3.347>
- Tornos, F., Hanchar, J.M., Steele-MacInnis, M., Crespo, E., Kamenetsky, V.S. and Casquet, C., 2024. Formation of magnetite-(apatite) systems by crystallizing ultrabasic iron-rich melts and slag separation. *Mineralium Deposita*, 59(1): 189–225. <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01203-w>
- Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilde, A., 2013. Towards a model for albitite-type uranium. *Minerals*, 3(1): 36–48. <https://doi.org/10.3390/min3010036>
- Wilkinson, J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D. A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H. 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), One hundredth anniversary volume, Society of Economic Geologists, pp. 371–405. <https://doi.org/10.5382/AV100.13>
- Williams, M.R., Holwell, D.A., Lilly, R.M., Case, G.N. and McDonald, I., 2015. Mineralogical and fluid characteristics of the fluorite-rich Monakoff and El Cu–Au deposits, Cloncurry region, Queensland, Australia: Implications for regional F–Ba-rich IOCG mineralisation. *Ore Geology Reviews*, 64: 103–127. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.021>
- Yaghubpour, A. and Mehrabi, B., 1997. Kushk Zinc-Lead deposit, a typical black-shale-hosted deposit in Yazd state, Iran. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 8: 117–125. Retrieved December 8, 2025 from [https://jsciences.ut.ac.ir/article\\_31425.html](https://jsciences.ut.ac.ir/article_31425.html)
- Ziapour, S., Esmaeily, D., Khoshnoodi, K. and Simon, A. C., 2021. Mineralogy, geochemistry, and genesis of the Chahgaz (XIVA Anomaly) Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) deposit, Bafq district, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 128: 103924. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103924>





## RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1152



## Determination of physicochemical indicators of magma, tectonic setting and mineralization potential of the Cheshmeh Ghasaban gabbro massif, Hamedan

Adel Saki<sup>1\*</sup>, Milad Jahani<sup>2</sup>, Maryam Dorani<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

<sup>2</sup> Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

<sup>3</sup> Ph.D., Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 11 May 2025  
Revised: 17 November 2025  
Accepted: 22 November 2025

#### Keywords

Mineral Chemistry  
Geothermobarometry  
Tectonic settings  
Mineralization  
Cheshmeh Ghasaban

#### \*Corresponding author

Adel Saki  
✉ [adel\\_saki@scu.ac.ir](mailto:adel_saki@scu.ac.ir)

### ABSTRACT

The formation and mineralization conditions of the Cheshmeh Gasaban gabbroic massif in Hamedan have been studied using the chemistry of biotite and clinopyroxene minerals. In terms of petrography, biotite, plagioclase, and clinopyroxene minerals are the most important rock-forming minerals, and amphibole, chlorite, muscovite, zircon, and sericite are visible as minor minerals in microscopic sections. The chemical composition of most of the biotites studied is in the range of coexistence with muscovite in calc-alkaline igneous rocks and is within the range of magnesian and primary biotites. The tectonic origin of the rocks in the studied area is related to the magmatic arc. The clinopyroxenes studied are also of the diopside type and are located in the Quad range. Based on geothermobarometric surveys, it can be said that the gabbro in question was formed at a temperature of over (691°C) and a pressure of about 0.7 MPa. Due to the low  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio, these rocks are subalkaline, and due to the low  $\text{TiO}_2$  content, the magma forming the rock is in the calc-alkaline range. The mass in question is located in the orogenic zone and the nature of the magma is calc-alkaline. Considering the importance of halogens and their fundamental role in the transport of minerals and metals, the study of their chemistry in biotite shows that mineralization has not occurred in these masses due to the lack of chlorine and fluorine and the high  $\text{Al}^{\text{T}}$  content. These factors are among the most important reasons for the lack of fertility in the gabbros of Cheshmeh Gasaban in Hamedan.

### How to cite this article

Saki, A., Jahani, M. and Dorani, M., 2025. Determination of physicochemical indicators of magma, tectonic setting and mineralization potential of the Cheshmeh Ghasaban gabbro massif, Hamedan. *Journal of Economic Geology*, 17(4): 123–143. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1152>



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



## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

Iran is a paradise for geology, with numerous metallic and non-metallic mineral resources. The country has multiple structural-sedimentary zones, one of which is the Sanandaj-Sirjan zone. In terms of dimensions, this zone has a length of approximately 1,500 kilometers and a width ranging from 150 to 200 kilometers. The orientation of this zone follows a northwest-southeast trend. In the Sanandaj-Sirjan zone, metamorphic phenomena, magmatism, and tectonic activities occur continuously and in harmony with globally recognized tectonic phases at their highest intensity. For this reason, this zone is considered the most unstable as the petrology of gabbroic rocks in Cheshmeh Qasaban, Hamadan, has been studied, but the ore mineralization of zinc has not been investigated. In other words, the most dynamic tectonic region in Iran. The Sanandaj-Sirjan zone can generally be divided into three sections: northern, central, and southern. The study area is located in the central part of this zone. In an earlier study gabbroic rocks of the Cheshmeh Ghasaban in north SSZ yield late-Jurassic U -Pb zircon SHRIMP ages of  $166.5 \pm 1.8$  Ma. The aim of this paper is determined of mineralization using the minerals chemistry for the cheshmeh ghasaban rocks from hamedan, Iran. By analyzing the chemistry of these rocks, the physicochemical properties of the magma and its ore-forming potential have been examined.

### Materials and Method

Major Element compositions of biotite, clinopyroxene and plagioclase in selected gabbroic were determined by EMPA (Jeol – JXA 8200) at Potsdam University, Germany, the operational conditions 20 Kv, accelerating voltage and 20 nA specimen current. The analytical spot diameter was set 1  $\mu\text{m}$ . keeping the same current conditions. Natural and synthetic standard were used for calibration. Ferric iron contents in ferromagnesian minerals are calculated using stoichiometric criteria.

### Results

The mineral chemistry of biotite and clinopyroxene from the Cheshmeh Ghasaban gabbro (Hamadan) was investigated to constrain geochemical evolution, tectonomagmatic setting, geothermobarometry, and

ore-forming potential. Biotites are predominantly magnesium-rich, low in Ti, and commonly coexist with muscovite within calc-alkaline igneous assemblages, consistent with a primary magmatic origin. Clinopyroxene compositions support an arc-related, calc-alkaline magmatic affinity. Halogen chemistry shows a clear deficiency of Cl; combined with high tetrahedral Al ( $\text{Al}^{\text{T}}$ ) in biotite and low inferred fluid activity from biotite–hornblende chemistry, this precluded effective metal transport and hydrothermal mineralization. Overall, despite a tectonic setting favorable for arc magmatism, the Cheshmeh Ghasaban gabbro is geochemically infertile due to low halogen contents and limited fluid flux.

### Discussion

The mafic rocks of Cheshmeh Ghasaban, Hamadan, are classified into two groups: olivine and gabbro. The absence of olivine crystals in the gabbros and the ratio of clinopyroxene and plagioclase minerals, from the perspective of their modal composition, represent the major differences between these two groups. The crystallization sequence of minerals in the gabbros of this region follows this order: olivine, clinopyroxene, plagioclase, phlogopite, brown amphibole, and biotite, which reflects their textural characteristics. Various methods have been proposed for examining the geomorphology of an intrusive body. One approach for assessing pressure-temperature (P-T) conditions in biotites is the method introduced by Henry et al. (2005), which has been employed to study the formation and crystallization conditions of the gabbroic intrusion. Factors such as the composition of the parent magma, the available foci, and the total amount of biotite present affect mineralization. To determine the type of mineralization, the relationships between  $\text{Al}^{\text{T}}$  and the molar ratio of  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  in biotite of various granitoids in Japan have been used, along with determining the phase type and comparing it with gabbroic rocks from Cheshmeh Ghasaban, Hamedan. Since the total aluminum content in biotite is more than 2.3, it is in the sterile range. Magmatic mixing and the amount of water in magma are also factors affecting mineralization. In general, the halogen content (F, Cl) of biotite can be used to investigate magmatic indicators and associated hydrothermal fluids.

Halogenes, especially volatile elements F and Cl, play an important role in magmatic and hydrothermal mineralization systems. Therefore, it is of great importance to study and evaluate the fugacity of halogenes in igneous and hydrothermal mineralization systems. In general, the halogen content (F,Cl) of biotite can be used to investigate magmatic

indicators and associated hydrothermal fluids. Halogenes, especially volatile elements F and Cl, play an important role in magmatic and hydrothermal mineralization systems. Therefore, it is of great importance to study and evaluate the fugacity of halogenes in igneous and hydrothermal mineralization systems.



## تعیین شاخصه‌های فیزیکوشیمیایی ماگما، جایگاه زمین‌ساختی و توان کانه‌زایی توده گابرویی چشمه قصابان همدان

عادل ساکی<sup>۱\*</sup>، میلاد جهانی<sup>۲</sup>، مریم درانی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

<sup>۲</sup> دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

<sup>۳</sup> دکتری، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

### چکیده

### اطلاعات مقاله

شرایط تشکیل و کانه‌زایی توده گابرویی چشمه قصابان همدان با استفاده از مطالعه شیمی کانی‌های بیوتیت و کلینوپیروکسن مورد بررسی قرار گرفته است. از نظر سنگ‌نگاری، کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ هستند و آمفیبول، کلریت، مسکویت، زیرکن و سریسیت به صورت فرعی در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. ترکیب شیمیایی بیشتر بیوتیت‌های مورد بررسی در محدوده همزیست با مسکویت در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن واقع شده است و در محدوده بیوتیت‌های منیزیم‌دار و اولیه قرار می‌گیرند. خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ناحیه بررسی شده مرتبط با کمان ماگمایی است. کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی نیز از نوع دیوپسید بوده و در محدود Quad قرار می‌گیرند. بر اساس بررسی‌های زمین‌دما- فشارسنجی می‌توان گفت که گابروی مد نظر در دامای بالغ بر ۶۹۱ درجه سانتی‌گراد و فشاری حدود ۰/۷ مگا پاسکال تشکیل شده است. به علت پایین بودن نسبت  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ، این سنگ‌ها ساب‌آلکالن بوده و به دلیل کم بودن میزان  $\text{TiO}_2$ ، ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ در محدوده سری کالک‌آلکالن است. توده مد نظر در محدوده کوه‌زایی قرار گرفته و ماهیت ماگما از نوع کالک‌آلکالن است. با توجه به اهمیت هالوژن‌ها و نقش اساسی آنها در انتقال مواد معدنی و فلزها، بررسی شیمی آنها در بیوتیت نشان می‌دهد که به علت کمبود میزان کلر و فلوئور و بالا بودن میزان  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در این توده‌ها کانه‌زایی رخ نداده است. این عوامل از مهم‌ترین دلایل عدم باروری در گابروهای چشمه قصابان همدان است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۲/۲۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۸/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۰۱

### واژه‌های کلیدی

شیمی کانی  
زمین‌دما- فشارسنجی  
جایگاه زمین‌ساختی  
کانه‌زایی  
چشمه قصابان

### نویسنده مسئول

عادل ساکی

adel\_saki@scu.ac.ir ✉

### استناد به این مقاله

ساکی، عادل؛ جهانی، میلاد و درانی، مریم، ۱۴۰۴. تعیین شاخصه‌های فیزیکوشیمیایی ماگما، جایگاه زمین‌ساختی و توان کانه‌زایی توده گابرویی چشمه قصابان همدان.

زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۴): ۱۲۳-۱۴۳. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1152>

## مقدمه

از شیمی کانی‌های سیلیکاته می‌توان برای تکامل سیالات ماگمایی - گرمایی، تعیین موقعیت زمین‌ساختی و نحوه تشکیل توده‌های آذرین استفاده کرد. شیمی بیوتیت برای مشخص کردن ویژگی‌ها و شرایط ماگمایی سنگ میزبان با گستردگی مورد بررسی قرار گرفته است (Wones and Eugster, 1965; Nachiti et al., 2005). پژوهش‌های متعدد نشان می‌دهد که زمین‌شیمی بیوتیت اطلاعات خوبی پیرامون فرایند ذوب و شرایط ترمودینامیکی تبلور ماده مذاب آشکار می‌کند. ترکیب بیوتیت اغلب وابسته به ماهیت ماگمایی است که از آنها متبلور می‌شود و پتانسیل این کانی برای انعکاس ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما بالاست (Abdel-Rahman, 1994).

پژوهشگران نشان دادند که تغییرات ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان شاخصی برای پتروژنز در نظر گرفته شود (Ghorbani and Middlemost, 2000; Nazzareni et al., 2001; Avanzinelli et al., 2004; Zhu and Ogasowara, 2004). کلینوپیروکسن‌ها در بیشتر موارد در تعادل شیمیایی با ماگمای میزبان بوده و ترکیب‌های آنها اطلاعات مختلفی در مورد شرایط اتاقک ماگمایی و تحولات ماگما ارائه می‌کنند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های افیولیتی حتی در صورت تحمل دگرگونی خفیف نیز تغییر نمی‌کند (Hebert and Laurent, 1987). به عبارتی دیگر فگابروها اغلب حاوی کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز بوده و در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف نظیر پشته‌های میان اقیانوسی، حوضه‌های اقیانوسی اصلی و کوچک، سامانه‌های حوضه‌های زون فرورانش جزایر کمائی و داخل صفحه‌های قاره‌ای یافت می‌شوند. (Miyashiro, 1975; Sun and Nesbitt, 1978, Saunders et al., 1980; Serri, 1984; Pearce et al., 1981). مقادیر اندکی از الیوین و اورتوپیروکسن نیز ممکن است در آن وجود داشته باشد. از سوی دیگر، گابرو معمولاً مقدار بسیار اندکی کوارتز در ترکیب خود دارد. میکاها و آمفیبول‌ها نیز دیگر کانی‌هایی هستند که اغلب در

گابروها وجود دارند. از روش‌های زمین‌دماسنجی می‌توان برای تعیین و شرایط تشکیل توده آذرین استفاده کرد. افراد مختلف روش‌های متفاوتی برای دماسنجی و فشارسنجی توده‌های آذرین بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت ارائه کرده‌اند که از بین آنها می‌توان به هنری و همکاران (Henry et al., 2005) و وو و چن (Wu and Chen, 2015) اشاره کرد که بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت، دما و فشار لازم را محاسبه می‌کنند. هدف از این پژوهش، بررسی شرایط تشکیل و نحوه کانه‌زایی سنگ‌های گابروی چشمه قصابان همدان بر اساس شیمی کانی‌های بیوتیت و کلینوپیروکسن است.

## زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه مورد نظر از نظر جغرافیایی در ۳۴ درجه و ۵۱ دقیقه و ۴۰ ثانیه عرض شمالی و ۴۸ درجه و ۲۵ دقیقه و ۰۴ ثانیه طول شرقی واقع شده است. توده گابروی مورد بررسی در حوالی روستای چشمه قصابان واقع شده است که در ۱۵ کیلومتری شمال غربی همدان قرار دارد. منطقه مورد بررسی از نظر زمین‌شناسی در پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان قرار می‌گیرد (شکل ۱- A) که دارای یک روند گسسته شمال غربی - جنوب شرقی در حدود ۱۰۰۰ کیلومتر طول و تا ۱۰۰ کیلومتر عرض دارد. این پهنه از نظر زمین‌ساختی در ناحیه شمال شرقی توسط کمان ماگمایی دختر ارومیه کمان و در جنوب غربی توسط زاگرس محدود می‌شود (Berberian and King, 1981).

این منطقه توسط سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی ژوراسیک مرتبط با دگرگونی منطقه‌ای، سنگ‌های رخساره شست سبز تا آمفیبولیت پوشیده شده است (Hassanzadeh and Wernicke, 2016).

به نظر می‌رسد از نظر اقتصادی قسمت شمالی پهنه سنندج - سیرجان پتانسیل ضعیف‌تری نسبت به بخش‌های میانی و جنوبی داشته باشد و به طور کلی ماگماتیسیم مافیک به ویژه در بخش شمالی پهنه سنندج - سیرجان چندان پدیده رایجی نیست. محدوده همدان به طور عمده متشکل از سنگ‌های دگرگونی و پلوتونیک

**شکل ۱- C** نمای سراسری جنوب غربی - شمال شرقی مجموعه پلوتونیک الوند را نشان می‌دهد.

### روش مطالعه

برای انجام بررسی شیمی کانی‌ها، تعداد ۹ مقطع نازک به آزمایشگاه زمین‌شیمی پژوهشکده علوم زمین و محیط زیست دانشگاه پتسدام آلمان ارسال شد و به روش ریزپردازنده الکترونی توسط دستگاه JXA - 8200 JEOL با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ Kv، باریکه جریان ۲۰ nA، با قطر باریکه‌ای برابر ۱ μm و زمان شمارش بیشینه بیست ثانیه به صورت نقطه‌ای مورد تجزیه قرار گرفت و نتایج آن توسط نرم‌افزار MinDroop تحلیل شد. از شیمی هالوژن‌ها (F و Cl) نیز برای بررسی باروری و کانه‌زایی در بیوتیت‌های مورد بررسی استفاده شده است.

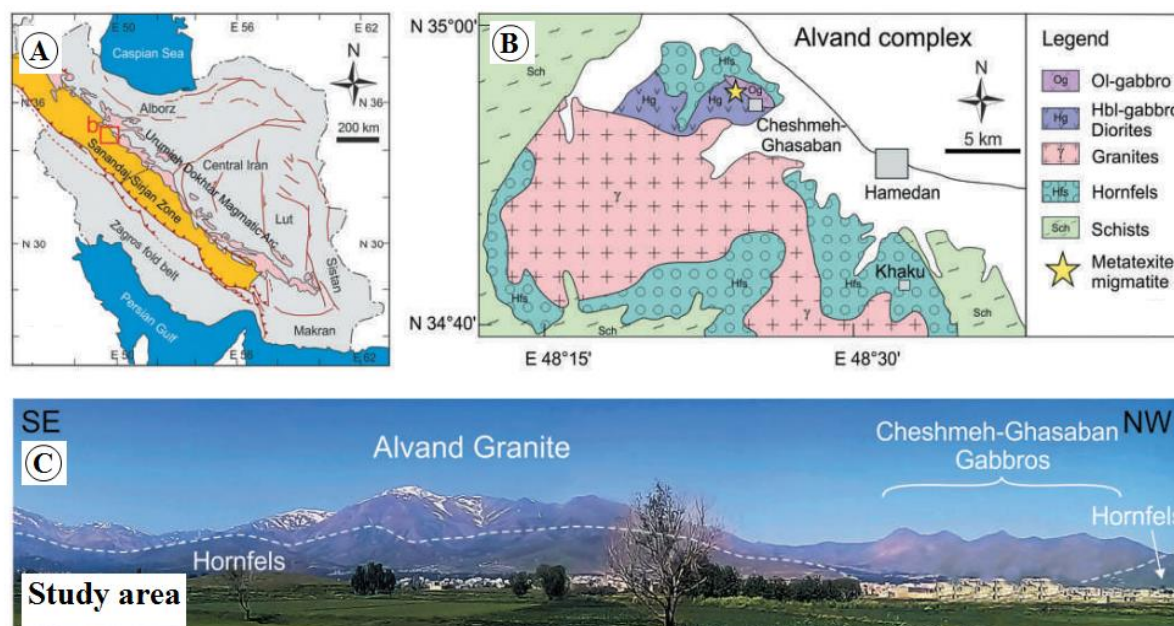
### بحث و بررسی

#### سنگ‌نگاری

در نمونه دستی، کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز در متن سنگ دیده می‌شوند. علاوه بر این، دو کانی پیروکسن هم به عنوان یکی از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها به شمار می‌رود. آمفیبول، کلریت، مسکویت، هماتیت، مگنیت و زیرکن کانی‌های فرعی هستند. چنان‌که در **شکل ۲- A** مشخص است، نمایی کلی از گابروهای منطقه مورد بررسی به نمایش در آمده است. **شکل ۲- B** نیز دورنمایی از رخنمون توده گابرویی را نشان می‌دهد. در **شکل ۲- C** کانی‌های کدر، کلینوپیروکسن و بیوتیت را مشاهده می‌کنید. این کانی دارای بیرفرنژانس‌های متفاوتی است که به علت تفاوت در میزان آنورتیت آن است. در **شکل ۲- D** بیوتیت و کلینوپیروکسن دیده می‌شود. در این شکل بیوتیت به صورت تمام شکل تشکیل شده است (**شکل ۲- F**). کلینوپیروکسن اغلب به صورت نیمه شکل دار دیده می‌شود. این کانی دارای خاموشی مایل است. در مجاورت گابروها پلاژیوگرانیت‌ها دیده می‌شوند که دارای بافت میرمیکت هستند (**شکل ۲- E**).

موزوئیک است. یکی از انواع توده‌های مافیک در این پهنه، گابروهای قلیایی هستند. گابروهای قلیایی و معادل بیرونی آنها می‌توانند به یکی از دو حالت زمین‌ساختی کششی ایجاد شوند؛ به نحوی که یا در نتیجه ذوب‌شدگی بی‌فشار شدن آدیاباتیک سست کره گوشته‌ای در حال بالا آمدن (پلوم گوشته‌ای) و یا در نتیجه ذوب‌شدگی سنگ کره گوشته‌ای به واسطه اختلال حرارتی به وجود می‌آید. مجموعه پلوتونیک الوند شامل سه نوع ماگمای مافیک تا حد واسط سازنده انواع گابرو تا دیوریت، ماگمای فلسیک سازنده انواع گرانودیوریت تا مونزوگرانیت و ماگمای فلسیک سازنده لوکوگرانیت‌هاست که طی چندین مرحله به درون سنگ‌های اطراف تزریق شده و سن این توده بر اساس بررسی‌های سن‌سنجی به روش اورانیوم-سرب در کانی زیرکن ژوراسیک تشخیص داده شده است (Saki et al., 2020). کانی‌های اصلی در گابروهای چشمه قصابان همدان شامل الیون، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی نیز آمفیبول، بیوتیت و ارتوپیروکسن و کانی‌های کدر هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار است. سنگ مادر غالب سنگ‌های منطقه همدان توالی به نسبت ستبری از شیل و سیلتستون است و بخش‌های ماسه سنگی اعم از کوارتز آرنایت، آركوز، گریوک و نیز بخش‌های مارنی به صورت میان‌لایه درون توالی اصلی وجود دارند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل: گارنت شیست، استارولیت آندالوزیت گارنت شیست و استارولیت سیلیمانیت گارنت شیست و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی اطراف توده نفوذی الوند شامل: کوردیوریت شیست لکه‌دار، کوردیوریت هورنفلس و کوردیوریت آندالوزیت ± سیلیمانیت هورنفلس است. در این منطقه نفوذی‌ها شامل انواع متفاوتی از سنگ‌ها در سری‌های گابرویی درشت‌دانه تا متوسط دانه، گرانیت‌های پورفیرییک و گرانیتوئید لوکوکرات است (**شکل ۱- B** و **شکل ۱- C**). در واقع توده پلوتونیک الوند شامل سه مجموعه سنگی گابرو، گرانیت و لوکوگرانیت است (Saki et al., 2020). **شکل ۱- A**، نقشه زمین‌شناسی منطقه، **شکل ۱- B**، نقشه مجموعه پلوتونیک الوند و





**شکل ۱.** زمینه زمین‌شناسی A: نقشه ساده شده زمین‌شناسی ایران (بعد از اشراقی و محمودی قرایی (Eshraghi and Mahmoudi Gharai, 2003)). زون سندج-سیرجان با رنگ زرد نشان داده شده است. دایره سرخ مجموعه پلتونیک الوند است. B: نقشه زمین‌شناسی مجموعه پلتونیک الوند (بعد از اشراقی و محمودی قرایی (Eshraghi and Mahmoudi Gharai, 2003)، ساکی و همکاران (Saki et al., 2020)). ستاره زرد نشان‌دهنده میگماتیت متاتکسیت است و منطقه چشمه قصابان همدان را نشان می‌دهد و C: نمای سراسری جنوب غربی-شمال شرقی از مجموعه پلتونیک الوند، گرانیت الوند، گابروهای چشمه قصابان و هورنفلس‌های الوند هاله حرارتی نیز نشان داده شده است.

**Fig. 1.** Geological Context. A: Simplified geological map of Iran (after Eshraghi and Mahmoudi Gharai, 2003). The Sanandaj-Sirjan zone is indicated in yellow. The red square is the Alvand plutonic complex, B: Geological map of the Alvand plutonic complex (after Eshraghi and Mahmoudi Gharai, 2003; Saki et al., 2020). The yellow star indicates the studied metatexite migmatite and the sampling locality, and C: SE-NW panoramic view of the Alvand plutonic complex. Alvand granite, Cheshmeh Ghasaban gabbros and hornfels of the Alvand thermal aureole are also indicated.

## شیمی کانی‌ها

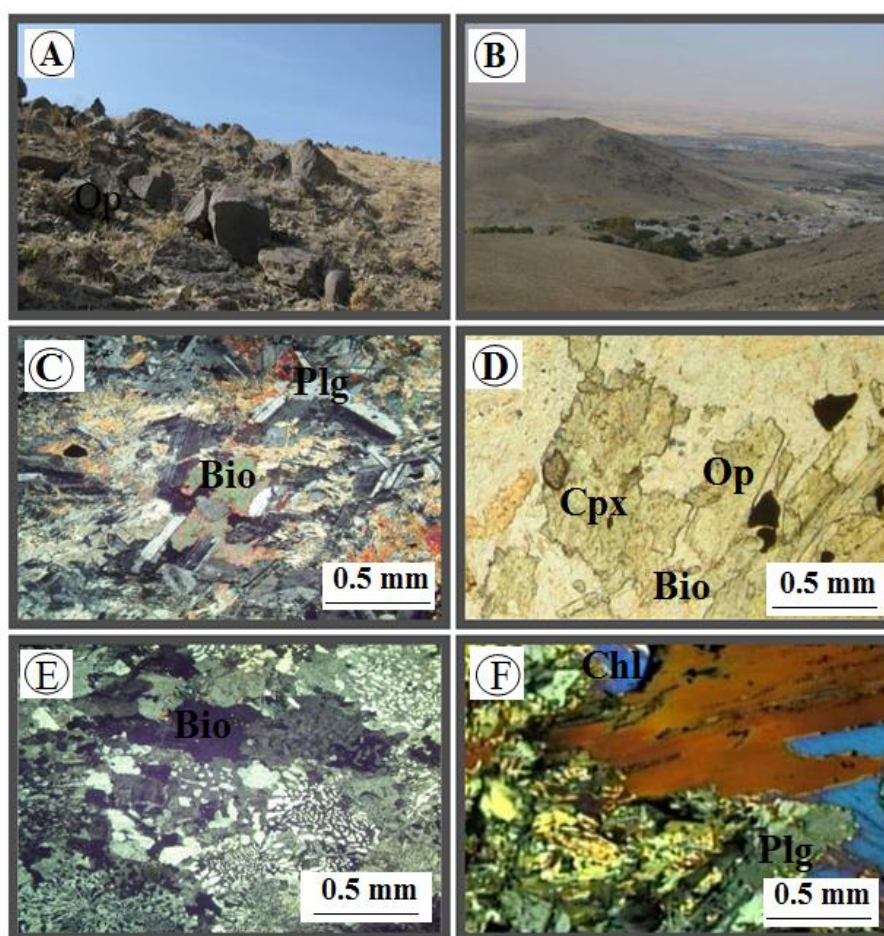
### بیوتیت

(1960) که ترکیب بیوتیت‌ها را مورد بررسی قرار می‌دهد، بیوتیت‌های منطقه مورد بررسی در محدوده بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴-B). در شرایط اکسیدان بیوتیت، غنی از منیزیم خواهد بود و در نتیجه مگنتیت فراوانی حضور خواهد داشت؛ در صورتی که، اگر تبلور در شرایط احیا و با فوگاسیته پایین اکسیژن صورت گیرد، بیوتیت غنی از آهن تشکیل شده و مگنتیت کمیاب است. بنابراین با توجه به اینکه بیوتیت‌های منطقه مورد بررسی از نوع منیزیم‌دار هستند، پس متعلق به شرایط با فوگاسیته بالای اکسیژن است. به منظور ارتباط بین هم‌یافت بیوتیت‌ها و ترکیب آنها از نمودار  $Al_2O_3$ -FeOtot-MgO (شکل

ترکیب بیوتیت‌های گابروهای چشمه قصابان (جدول ۱)، چنان که از ریدر و همکاران (Rieder et al., 1998) (شکل ۳-A) نمایان است، در محدوده بیوتیت قرار گرفته است. در شکل ۳-B که تمایز بین بیوتیت و فلوگوپیت را نشان می‌دهد، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرند (Deer et al., 1992). بررسی بیوتیت‌ها در شکل ۴-A، ویژگی اولیه بودن آنها را تأیید می‌کند. به طور کلی، مقدار Ti در بیوتیت‌های مورد بررسی قابل ملاحظه نیست. بر اساس پژوهش فوستر (Foster،

به سمت میدان سه، یعنی بیوتیت‌های همزیست با مسکویت متمایل شده است، ضمن آنکه باید اذعان داشت، غنی بودن بیوتیت از آهن یا منیزم به فوگاسیته اکسیژن در طول سرد شدن ماده مذاب بستگی دارد.

استفاده شده است (Albuquerque, 1973). بر این اساس، بیشتر بیوتیت‌ها در محدوده همزیست با مسکویت در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۵-۸). البته تعداد اندکی از بیوتیت‌ها نیز توسط کانی‌های آهن و منیزیم‌دار احاطه شده‌اند. بیوتیت‌ها احتمالاً به علت سیرسیستی شدن و افزایش میزان  $Al_2O_3$



**شکل ۲.** A: رخنمون سنگ‌های گابرویی منطقه چشمه قصابان همدان، B: نمایی کلی از سنگ‌های گابرویی منطقه چشمه قصابان همدان با در نظر گرفتن توپوگرافی منطقه، C: کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، D: کانی بیوتیت و پلاژیوکلاز در زیر نور پلاریزان، کانی‌های کدر به رنگ سیاه و کلینوپیروکسن نیز دیده می‌شوند. E: بافت میرمیکیت در پلاژیوگرانیت‌های مجاور گابروها و F: بیوتیت و پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. علائم اختصاری از کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Plg: پلاژیوکلاز، Bio: بیوتیت، Chl: کلریت، Op: کانی فلزی).

**Fig. 2.** A: Outcrops of the gabbroic rocks of Cheshmeh Ghasaban Hamadan, B: Topographical of gabbroic rocks of Cheshmeh Ghasaban Hamadan, C: Minerals of biotite and plagioclase, D: Biotite mineral and plagioclase in polarized light also can be seen, minerals of opaque and clinopyroxene, E: Mirmicite texture in the plagiogranite next to gabbro, and F: Biotite and Plagioclase. Abbreviation after Kretz (1983) (Cpx: Clinopyroxene, Plg: Plagioclase, Bio: Biotite, Chl: Chlorite, Op: opaque).

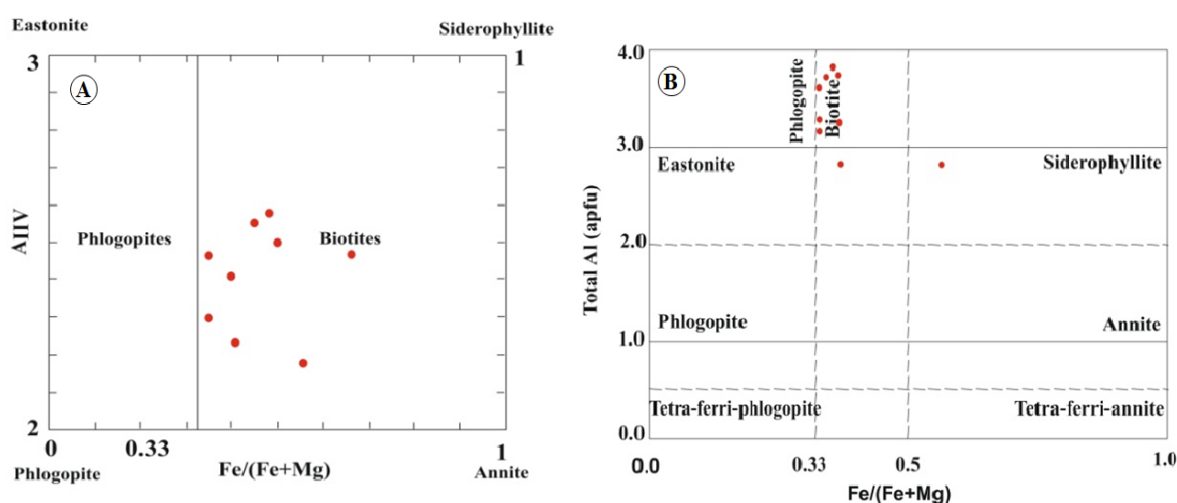
**جدول ۱.** تجزیه‌های معرف کانی بیوتیت چشمه قصابان، تعداد کاتیون‌ها بر اساس یازده اتم اکسیژن محاسبه شده است.

**Table 1.** Analysis of Cheshmeh Ghassaban biotite mineral, calculated number of cations based on 11 oxygen atom.

| Mineral                                                 | Gs-1  | Gs-2  | Gs-3  | Gs-4  | Gs-5  | Gs-6  | Gs-7  | Gs-8  | Gs-9  |
|---------------------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sample                                                  | Bt    | Bt    | Bt    | Bt    | Bt    | Bt    | Bt    | Bt    | Bt    |
| SiO <sub>2</sub>                                        | 34.9  | 37.4  | 37.1  | 36.7  | 37.3  | 37.2  | 36.5  | 32.2  | 39.00 |
| TiO <sub>2</sub>                                        | 2.43  | 3.08  | 0.11  | 0.08  | 0.01  | 0.04  | 3.25  | 2.08  | 1.30  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                          | 14.37 | 16.59 | 18.95 | 19.46 | 18.66 | 20.11 | 20.20 | 20.09 | 21.99 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                          | 0.08  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| FeO                                                     | 21.20 | 16.05 | 14.88 | 14.72 | 15.17 | 23.33 | 17.43 | 20.78 | 12.49 |
| MnO                                                     | 0.04  | 0.03  | 0.06  | 0.03  | 0.04  | 0.14  | 0.06  | 0.07  | 0.01  |
| MgO                                                     | 10.1  | 14.76 | 16.88 | 16.47 | 16.46 | 17.95 | 13.40 | 15.65 | 18.49 |
| CaO                                                     | 0.02  | 0.00  | 0.00  | 0.04  | 0.33  | 0.04  | 0.17  | 0.07  | 0.00  |
| Na <sub>2</sub> O                                       | 0.22  | 0.18  | 0.31  | 0.33  | 0.28  | 0.00  | 0.20  | 0.09  | 0.38  |
| K <sub>2</sub> O                                        | 9.53  | 9.47  | 9.62  | 9.46  | 9.57  | 9.03  | 9.36  | 4.12  | 9.00  |
| Totals                                                  | 96.92 | 99.08 | 97.26 | 97.21 | 97.69 | 98.99 | 96.73 | 92.93 | 96.72 |
| <b>Cations per 11 oxygen atoms</b>                      |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Si                                                      | 1.025 | 2.738 | 2.686 | 2.670 | 2.821 | 2.197 | 3.546 | 3.263 | 1.600 |
| Ti                                                      | 0.054 | 0.169 | 0.006 | 0.004 | 0.001 | 0.002 | 0.238 | 0.158 | 0.174 |
| Al                                                      | 3.228 | 3.428 | 3.616 | 3.668 | 3.662 | 3.908 | 3.223 | 3.211 | 3.417 |
| Cr                                                      | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe(3+)                                                  | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe(2+)                                                  | 0.520 | 0.980 | 0.901 | 0.895 | 0.959 | 1.571 | 0.416 | 1.759 | 1.857 |
| Mn                                                      | 0.001 | 0.002 | 0.004 | 0.002 | 0.003 | 0.010 | 0.005 | 0.006 | 0.002 |
| Mg                                                      | 1.442 | 1.607 | 1.821 | 1.786 | 1.854 | 2.154 | 1.941 | 2.361 | 4.901 |
| Ca                                                      | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.027 | 0.003 | 0.018 | 0.008 | 0.000 |
| Na                                                      | 0.013 | 0.025 | 0.043 | 0.047 | 0.041 | 0.000 | 0.038 | 0.018 | 0.131 |
| K                                                       | 0.357 | 0.882 | 0.888 | 0.878 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Totals                                                  | 11.44 | 9.83  | 9.56  | 9.95  | 9.36  | 9.84  | 9.42  | 9.78  | 11.08 |
| Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> ) | 1.000 | 1.00  | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| Al/(Al+Fe <sup>3+</sup> +Cr)                            | 1.000 | 1.00  | 1.000 | 1.000 | 0.999 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| Na/(Na+K)                                               | 0.035 | 0.28  | 0.035 | 0.046 | 1.000 | 0.000 | 0.031 | 0.032 | 0.060 |
| Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )                               | 0.45  | 0.62  | 0.45  | 0.66  | 0.66  | 0.57  | 0.57  | 0.57  | 0.72  |

مطالعه شده بیوتیت با آمفیبول منیزم دار، پلاژیوکلاز و کانی‌های فلزی که مشخصه سنگ‌های کالک آلکالن مرتبط با پهمه فرورانش است دیده می‌شود. از سوی دیگر خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ناحیه بررسی شده مرتبط با قوس ماگمایی (مکانهای کوهزایی کالک آلکالن) است (شکل ۶).

به عبارتی دیگر در این ماگما تجزیه آب و آزاد شدن هیدروژن باعث غنی شدگی سیستم در اکسیژن در مرحله اولیه می‌شود لذا فراهم بودن اکسیژن سبب تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن (مگنتیت) می‌شود که به نوبه خود مانع تجمع آهن در مذاب کالک آلکالن شده و بیوتیت تقریباً غنی از منیزیم متبلور می‌گردد (شکل ۵-B) (Abdel-Rahman, 1994). از طرفی در مجموعه



شکل ۳. رده‌بندی بیوتیت‌های چشمه قصابان بر اساس A: ریدر و همکاران (Rieder et al., 1998) و B: دیر و همکاران (Deer et al., 1992)

Fig. 3. Cheshmeh Ghassaban Biotite classification based on A: Rieder et al. (1998), and B: Deer et al. (1992)

و همکاران (Morimoto et al., 1988)، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در قلمرو Quad قرا می‌گیرند (شکل ۶-B).

### زمین‌دما - فشارسنجی

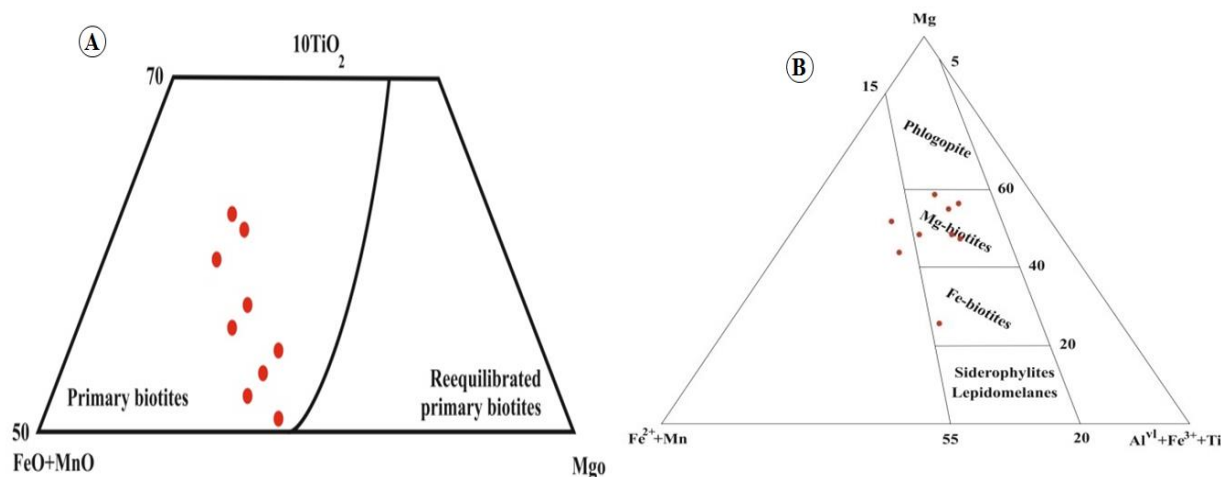
یکی از روش‌های مهم در زمین‌دماسنجی، استفاده از میزان Ti موجود در کانی بیوتیت است. بر این اساس، هنری و همکاران (Henry et al., 2005) و وو و چن (Wu and Chen, 2015)، دو روش برای تعیین دما و فشار معرفی کردند. بر اساس هنری و همکاران (Henry et al., 2005)، توده مد نظر به طور میانگین در ۷۱۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است (جدول ۳). ضمن آنکه با توجه به وو و چن (Wu and Chen, 2015) می‌توان اذعان

### شیمی کلینوپیروکسن

پیروکسن از جمله کانی‌های شاخصی است که اطلاعات ارزشمندی در اختیار پژوهشگران قرار می‌دهد؛ بنابراین با اتکای به داده‌های آن می‌توان به موقعیت زمین‌ساختی، دما و فشاربخشی اکسیژن و ماهیت ماگما پی برد. پیروکسن‌ها بر اساس نمودار J-Q به چهار دسته پیروکسن‌های سدیک، پیروکسن‌های سدیک-کلسیک، پیروکسن‌های آهن-منیزیم و پیروکسن‌های دیگر تقسیم می‌شوند (Morimoto et al., 1988). نتایج ریزپردازنده الکترونی و تحلیل داده‌های حاصل از آن (جدول ۲) نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید بوده (شکل ۶-A) (Morimoto et al., 1988) و با توجه به نمودار موریموتو

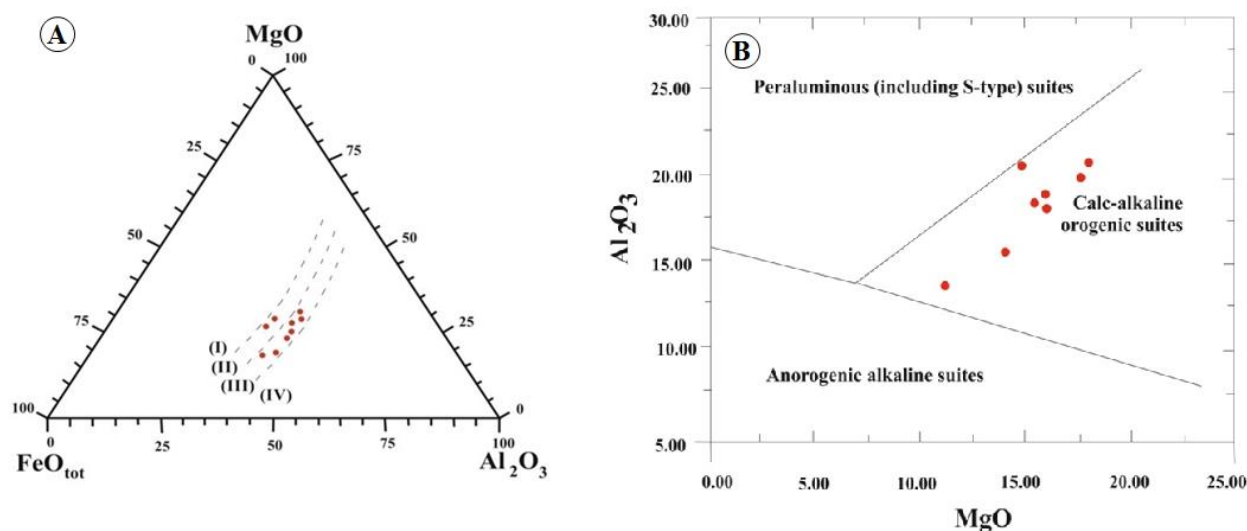


داشت که دمای مورد نظر ۶۹۱ درجه سانتی گراد و فشاری بالغ بر ۰/۷ مگا پاسکال بوده که نتایج آن در جدول‌های ۳ و ۴ آمده است.



شکل ۴. A: ترکیب بیوتیت‌های چشمه قصابان در نمودار نیچت و همکاران (Nachit et al., 2005) و B: توزیع ترکیب میکاهای چشمه قصابان روی نمودار سه تایی آلپوکیورکو (Albuquerque, 1973) ( $Al_2O_3$ - $FeO^{tot}$ - $MgO$ )

Fig. 4. A: Composition of Cheshmeh Ghassaban biotites in graph (Nachit et al., 2005), and B: Composition of Cheshmeh Ghassaban micas on the triple graphs (Albuquerque, 1973) ( $Al_2O_3$ - $FeO^{tot}$ - $MgO$ )



شکل ۵. A: ترکیب بیوتیت‌های چشمه قصابان در نمودار فوستر (Foster., 1960) و B: موقعیت قرارگیری بیوتیت‌های چشمه قصابان در نمودار تکتونوماگمایی

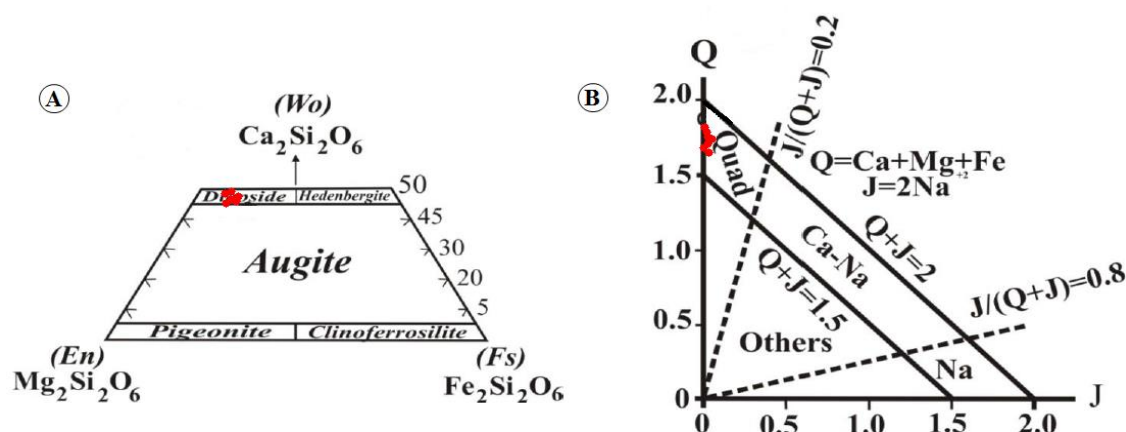
Fig. 5. A: Composition of Cheshmeh Ghassaban biotites in graph from Foster (1960), and B: plot of studied Cheshmeh Ghassaban biotites in tectono-magmatic graph



**جدول ۲.** تجزیه‌های معرف کانی پیروکسن چشمه قصابان، تعداد کاتیون‌ها برای فلدسپار بر اساس ۱۶ اکسیژن محاسبه شده است.

**Table 2.** Analysis of pyroxene mineral Cheshmeh Ghassaban area, calculated number of cations based on 6 atoms.

| Mineral                                | Gs-1  | Gs9-2 | Gs-3  | Gs4   | Gs-5  | Gs-6  | Gs-7 |
|----------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| Sample                                 | Px    | Px    | Px    | Px    | Px    | Px    | Px   |
| SiO <sub>2</sub>                       | 52.7  | 50.0  | 51.5  | 55.04 | 53.4  | 52.6  | 53.6 |
| TiO <sub>2</sub>                       | 0.03  | 0.03  | 0.05  | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.03 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 0.33  | 0.47  | 1.58  | 0.76  | 0.14  | 0.15  | 0.42 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>         | 0.03  | 23.0  | 0.17  | 0.90  | 0.01  | 0.00  | 0.03 |
| FeO                                    | 7.56  | 6.48  | 7.29  | 22.28 | 8.58  | 9.22  | 17.9 |
| MnO                                    | 0.25  | 0.15  | 0.19  | 0.69  | 0.33  | 0.32  | 0.49 |
| MgO                                    | 14.5  | 14.5  | 14.6  | 19.53 | 14.3  | 13.7  | 20.3 |
| CaO                                    | 24.9  | 23.0  | 24.8  | 0.90  | 24.6  | 24.7  | 3.24 |
| Na <sub>2</sub> O                      | 0.07  | 0.58  | 0.09  | 0.08  | 0.07  | 0.12  | 0.47 |
| K <sub>2</sub> O                       | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.04 |
| Totals                                 | 100   | 100   | 100   | 99.34 | 100   | 100   | 99   |
| Cations per 8 oxygen atoms             |       |       |       |       |       |       |      |
| Si                                     | 1.97  | 1.60  | 1.57  | 2.040 | 1.97  | 1.97  | 1.65 |
| Ti                                     | 0.00  | 0.02  | 0.06  | 0.000 | 0.00  | 0.00  | 0.03 |
| Al                                     | 0.01  | 0.16  | 0.05  | 0.033 | 0.00  | 0.00  | 0.42 |
| Cr                                     | 0.01  | 0.52  | 0.04  | 0.026 | 0.00  | 0.00  | 0.03 |
| Fe <sup>(3+)</sup>                     | 0.23  | 0.17  | 0.18  | 0.69  | 0.26  | 0.28  | 0.32 |
| Fe <sup>(2+)</sup>                     | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.022 | 0.01  | 0.01  | 0.09 |
| Mn                                     | 0.79  | 0.68  | 0.65  | 1.07  | 0.79  | 0.758 | 0.70 |
| Mg                                     | 0.98  | 0.77  | 0.79  | 0.36  | 0.97  | 0.97  | 0.95 |
| Ca                                     | 0.53  | 0.57  | 0.50  | 0.60  | 0.50  | 0.90  | 0.50 |
| Na                                     | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00 |
| K                                      | 1.976 | 1.600 | 1.574 | 2.040 | 1.973 | 1.978 | 1.04 |
| Totals                                 | 4.01  | 4.02  | 3.83  | 3.93  | 4.02  | 4.02  | 5.12 |
| Mg/(Mg+Fe <sub>2</sub> )               | 0.81  | 0.87  | 0.49  | 0.54  | 0.81  | 0.77  | 0.63 |
| Fe <sub>2</sub> /(Fe <sub>2</sub> +Mg) | 0.76  | 0.55  | 3.6   | 1.29  | 0.703 | 0.765 | 0.76 |
| Al/(Al+Fe <sub>3</sub> +Cr)            | 0.204 | 0.203 | 0.132 | 0.234 | 0.072 | 0.089 | 0.58 |



شکل ۶. A و B: موقعیت کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان در نمودارهای طبقه‌بندی (Q - J) و مثلثی (Wo - En - Fs) پیروکسن‌ها (Morimoto et al., 1988)

**Fig. 6.** A and B: Composition of gabbroic rocks clinopyroxenes of Cheshmeh Ghasabene Hamadan in classification diagram (Q - J) and triangular (Wo - En - Fs) pyroxenes (Morimoto et al., 1988)

**جدول ۳.** زمین‌دما- فشارسنجی بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت وو چن (Wu and Chen, 2015) منطقه چشمه قصابان

**Table 3.** Geothermobarometry based on Ti available in biotite (Wu and Chen, 2015) Cheshmeh Ghassaban area

| Sample | P Gp | T (C) |
|--------|------|-------|
| Gs29-1 | 0.7  | 672   |
| Gs29-2 | 0.7  | 568   |
| Gs29-3 | 0.7  | 756   |
| Gs29-4 | 0.7  | 578   |
| Gs29-5 | 0.7  | 678   |
| Gs29-7 | 0.7  | 774   |
| Gs29-7 | 0.7  | 690   |
| Gs29-8 | 0.7  | 724   |
| Gs29-9 | 0.7  | 740   |

**جدول ۴.** زمین‌دما سنجی بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت (Henry et al., 2005) منطقه چشمه قصابان

**Table 4.** Geothermobarometry based on Ti available in biotite (Henry et al., 2005) Cheshmeh Ghassaban area

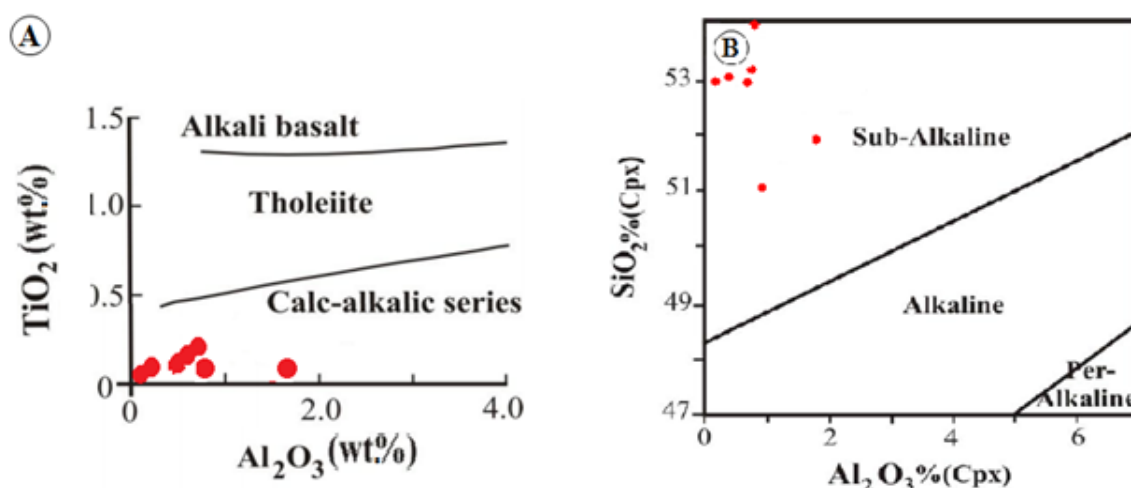
| Simple | T (C),<br>XAl(M1) | T (C) XAl(M2) |
|--------|-------------------|---------------|
| Gs29-1 | 705               | 767           |
| Gs29-2 | 688               | 674           |
| Gs29-3 | 657               | 655           |
| Gs29-4 | 657               | 689           |
| Gs29-5 | 736               | 786           |
| Gs29-6 | 626               | 690           |
| Gs29-7 | 696               | 715           |

سنگ‌های منطقه در قلمرو ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۷-۷). (A) و ماهیت ماگمای مورد نظر جزو سری کالک‌آلکالن محسوب می‌شود (شکل ۷-۷B).

### تعیین موقعیت زمین‌ساختی با استفاده از شیمی کلینوپروکسن

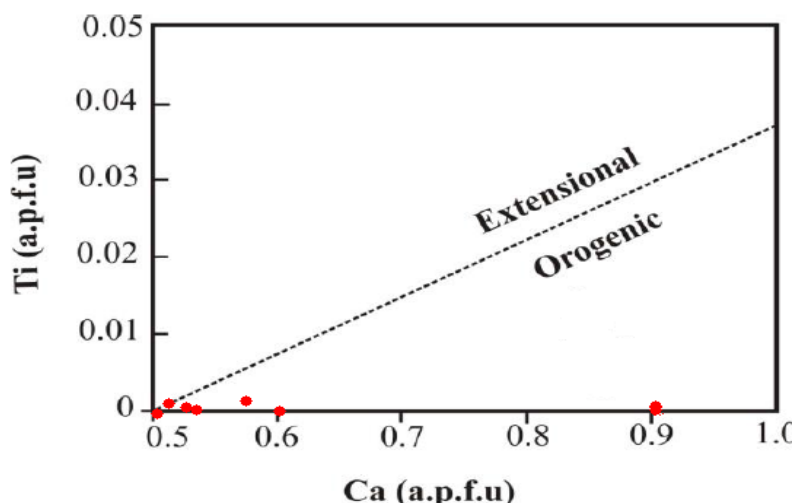
یکی از مزایای استفاده از شیمی کلینوپروکسن، به کارگیری داده‌های به دست آمده از آن برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی توده نفوذی است. پژوهشگران مختلف از این روش با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن استفاده کردند. سان و بیرتراند (Sun and Bertrund, 1991) نموداری را ارائه کردند که بر اساس مقدار Ca و Ti در محدوده غیر کوه‌زایی و در صورتی که نمونه‌ها دارای مقادیر بالای Ca باشند، در محدوده کوه‌زایی قرار می‌گیرند. بنابراین با توجه به نمودار سان و بیرتراند (Sun and Bertrund, 1991) و مقادیر مناسب Ca و اندک بودن Ti نمونه‌ها در محدوده کوه‌زایی قرار می‌گیرند (شکل ۸).

تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی کلینوپروکسن پژوهشگرانی مانند لی‌باس (Le Bas., 1962) و نیسبت و پیرس (Nisbet and Pearce., 1977) معتقدند که ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌ها تابع ترکیب شیمیایی سری ماگمایی سنگ میزبان آنهاست؛ بنابراین، این امر بر اهمیت کاربرد کانی کلینوپروکسن در تعبیر و تفسیر سنگ‌نگاری اضافه می‌کند. بر اساس لی‌باس (Le Bas., 1962) عناصری مانند  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{TiO}_2$  نقش تعیین‌کننده‌ای در سرنوشت و ماهیت ماگماها دارند؛ چون مقادیر Si، Al و Ti درون شبکه ساختاری پروکسن به درجه الکالیتیه بستگی دارد. بر همین اساس با توجه به مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{SiO}_2$  موجود در کلینوپروکسن‌ها می‌توان سه دسته ماگمایی پرآلکالن، آلکالن و ساب‌آلکالن را از یکدیگر تفکیک کرد و بر اساس نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{TiO}_2$  موجود در این کانی سه دسته ماگمایی آلکالن، تولیتی و کالک‌آلکالن از یکدیگر قابل تفکیک هستند. بر این اساس، با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های پروکسن در نمودارهای یادشده ترکیب ماگمای سازنده



شکل ۷. A: نمودار موقعیت زمین‌ساختی کلینوپروکسن‌های سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان (Sun and Bertrund, 1991) و B: نمودار موقعیت زمین‌ساختی کلینوپروکسن‌های سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان (Sun and Bertrund, 1991)

**Fig. 7.** A: Tectonically setting of gabbroic rocks base of clinopyroxenes composition (Sun and Bertrund, 1991), and B: Tectonically setting of gabbroic rocks base of clinopyroxenes composition (Sun and Bertrund, 1991)



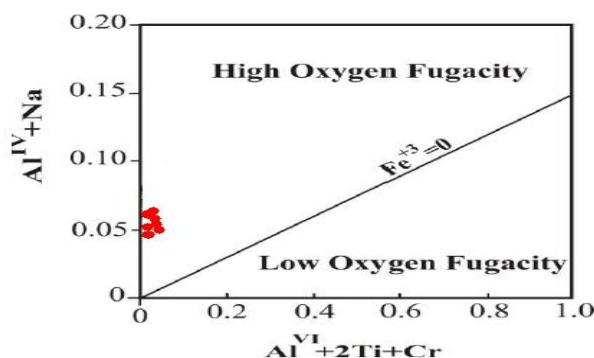
شکل ۸. نمودار موقعیت زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان (Sun and Bertrund, 1991)

Fig. 8. Tectonically setting of gabbroic rocks base of clinopyroxenes composition (Sun and Bertrund, 1991)

### تعیین فوگاسیته اکسیژن

پژوهشگران بسیاری معتقدند که فوگاسیته اکسیژن عاملی مؤثر در کنترل فرایندهای ماگمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته است؛ چرا که فوگاسیته اکسیژن در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب و بلور تأثیر بسیاری دارد. فوگاسیته اکسیژن ( $fO_2$ ) مؤلفه زمین‌شناسی مهمی است که روی پایداری کانی‌ها، تکامل ماگماها و فرایندهای کانه‌ساز تأثیر می‌گذارد. روش‌های گوناگونی برای تخمین فوگاسیته اکسیژن ماگما توسط پژوهشگران ارائه شده است که عبارتند از: الف-نسبت  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  سنگ کل (Blevin, 2004)، ب-تعادل کانی‌ها که معمول‌ترین آنها جفت کانی مگنتیت-ایلمنیت، تعادل در پیروکسن‌ها (Lepage, 2003) و علاوه بر آن از ترکیب آمفیبول به عنوان یک اکسی بارومتر بر اساس ارتباط تجربی بین فوگاسیته اکسیژن و شاخص منیزیم است. عناصر نادر خاکی در سنگ‌ها و کانی‌ها، ترکیب شیمیایی نسبی سنگ کل که در این روش از عناصر کمیاب غیر وابسته به توانایی اکسایش-احیا مثل Yb و Sc استفاده می‌شود (Laubier et al., 2014). به اعتقاد پژوهشگران، مقدار  $Fe^{+3}$  محیط تشکیل سنگ‌ها به فشاربخشی اکسیژن وابسته است و میزان آن توسط نمودار تغییرات

$Al^{IV}+Na$  در مقابل  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  تعیین می‌شود (Ottonello et al., 2001; Botcharnikov et al., 2005, Moretti, 2005). بنابراین برای تعیین مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های حاوی کلینوپیروکسن، از نمودار  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  در برابر  $Na+Al^{IV}$  استفاده می‌شود (Schweitzer et al., 1979). این نمودار بر اساس موازنه Al تراهدردی و Al و Cl اکتاهدردی تنظیم شده است. آهن در ترکیب پیروکسن‌ها می‌تواند جایگزین عناصری نظیر Cr، Ti و Al در موقعیت اکتاهدردی شود؛ لذا فراوانی آهن در پیروکسن‌ها به میزان Al بستگی دارد و تابع موازنه Al در دو موقعیت تراهدردی و اکتاهدردی است. بنابراین هر اندازه که تراهدردی افزایش یابد، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به موقعیت اکتاهدردی بیشتر می‌شود؛ ولی پیروکسن‌هایی که در نمودار مربوطه بالای خط  $Fe^{+3}=0$  گرفته‌اند، در شرایط فشاربخشی بالای اکسیژن متبلور شده‌اند و هر اندازه فاصله قرارگیری نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد، بیانگر تبلور نمونه‌ها در فوگاسیته بالاتری از اکسیژن است (Cameron and Papike, 1981). بر اساس شکل ۹، فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور بالا بوده است.



شکل ۹. تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن های سنگ‌های گابرویی با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن (Schweitzer et al., 1979) چشمه قصابان

**Fig. 9.** Estimation of Oxygen fugacity for clinopyroxenes formation in the Cheshmeh Ghassaban gabbroic rocks, by chemical Composition of pyroxene (Schweitzer et al., 1979)

هورنبلند به قدر کافی نبوده و به طور اساسی، ماگما از آب کافی برخوردار نیست (Saki et al., 2020) که این مورد نیز می‌تواند به نبود کانه‌زایی کمک کند. در این پژوهش نبود کانه‌زایی در سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان بر اساس شیمی هالوژن‌ها و میزان  $Al^T$  موجود در بیوتیت بررسی می‌شود.

### کانه‌زایی بر اساس ترکیب بیوتیت و شیمی هالوژن‌ها

بررسی شیمی هالوژن‌ها اطلاعات با ارزشی درباره ترکیب و تحرک سیالات گرمایی در حین و پس از جای‌گیری توده‌های آذرین مرتبط با کانه‌زایی گرمایی می‌دهد. برای بیوتیت‌های گرانیتوئیدی و مطالعه کانه‌زایی آن، روشی متکی بر بررسی شیمی هالوژن‌ها ارائه شده است که با توجه به آن می‌توان باروری آن توده را تخمین زد. بنابراین، بر اساس آن، با توجه به علت میزان اندک کلر در ساختار بیوتیت کانه‌زایی اتفاق نیفتاده است؛ زیرا بررسی هالوژن‌هایی مانند کلر و فلور می‌تواند کانه‌زایی را تأیید کند (شکل ۱۰-A). این دو عنصر به عنوان کمپلکس در انتقال فلزها نقش بسیار مهمی را ایفا کرده و حضور اندک آنها در ساختار شیمیایی بیوتیت یکی از مهم‌ترین دلایل عدم باروری و کانه‌زایی در گابروهای چشمه قصابان همدان است.

### توان کانه‌زایی

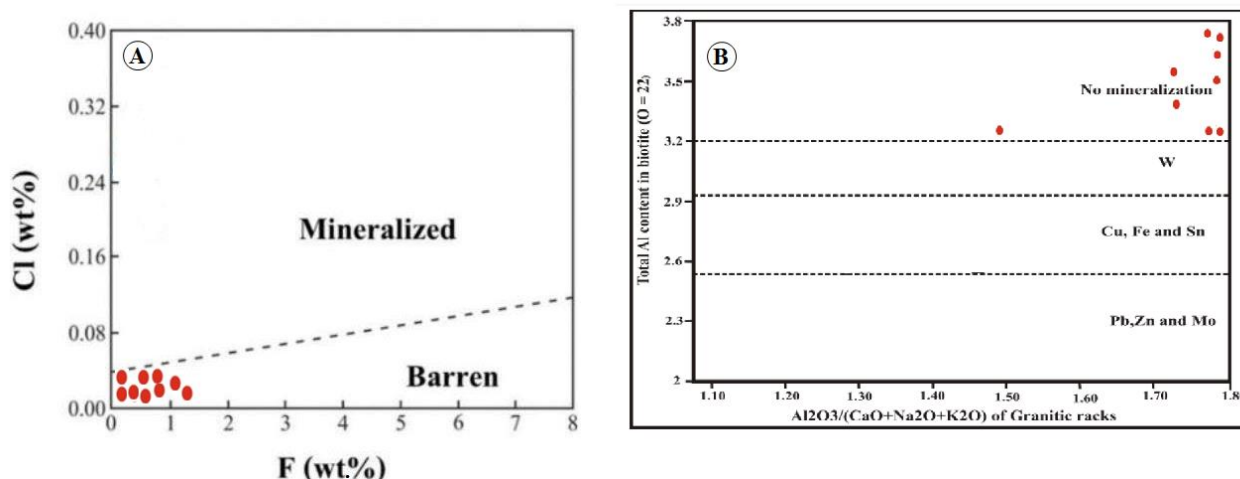
عواملی مانند ترکیب ماگمای مادر و فرایند تبلور تفریقی آن، فوگاسیته اکسیژن و حضور ترکیب‌های فرار از جمله عوامل مهم در توان کانه‌زایی توده‌های مافیک هستند (Pang et al., 2008). ماگمای غنی از Fe و Ti با فرایند تبلور، نهشته‌های اکسیدی آهن و تیتانیوم را تشکیل می‌دهد؛ بنابراین میزان پایین Ti موجود در ماگمای سازنده سنگ، یکی از دلایل نبود کانه‌زایی است که با توجه به جدول ۱ این ادعا مورد تأیید است. بررسی روند تغییرات غلظت Fe و Ti در ترکیب پلاژیوکلازهای توده گابرویی چشمه قصابان نشان می‌دهد که روند تفریق ماگمای مولد این سنگ‌ها در راستای غنی‌شدگی مذاب از این عناصر معدنی نبوده است (Saki et al., 2020). بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و نیز روند کند سرد شدن ماگما، به تهی‌شدن ماگما از آهن طی تبلور پلاژیوکلاز منجر شده است. گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان بالاست (شکل ۹) که همین امر یکی از دلایل نبود کانه‌زایی در منطقه مورد بررسی است. علاوه بر این، مشتق‌شدن از یک منشأ تهی از آهن، می‌تواند از دیگر عوامل دخیل در نبود کانه‌زایی آهن ماگمایی در الوین گابرونوریت‌های چشمه قصابان باشد (Saki et al., 2020). به علاوه میزان آب مذاب برای تبلور



## نقش آلومینیم کل برای تعیین نوع کانه‌زایی

برای تعیین نوع کانه‌زایی از روابط بین  $Al^T$  و نسبت مولی  $Mg/(Mg+Fe)$  در بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای متعدد ژاپن همراه با مشخص کردن نوع فلز (شکل ۱۰) و مقایسه آن با گابروی چشمه قصابان همدان استفاده شده است. با افزایش عمق تشکیل سنگ، مقدار  $Al^T$  نیز افزایش می‌یابد که از آن به عنوان یک راهنما برای برآورد فشار سنگ‌شدگی استفاده می‌شود. با توجه نسبت  $Al^T$  به  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O)$  می‌توان باروری و نوع کانه-

زایی یک توده گرانیتوئیدی را مشخص کرد. بر اساس شکل ۱۰- B، میزان  $Al^T$  در کانسارهای سرب، روی و مولیبدن پایین‌تر از مقدار آن در کانسارهای مس، آهن، قلع و تنگستن است و هرگاه میزان  $Al^T$  در بیوتیت‌ها به بالای ۳/۲ برسد، می‌توان انتظار عدم کانه‌زایی را داشت؛ بنابراین با توجه به شکل ۱۰-B و مقدار بالای  $Al^T$  در سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان کانه‌زایی رخ‌نداده است و به دلیل عدم توان باروری در محدوده سنگ‌های عقیم قرار می‌گیرد (شکل ۱۰-B).



شکل ۱۰. A: تفکیک بیوتیت‌های عقیم از بارور با استفاده از نمودار تغییرات درصد وزنی فلوئور در برابر کلر در بیوتیت‌های سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان همدان و B: رابطه ضریب اشباع آلومینیم  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O)$  و مقدار  $Al^T$  بیوتیت برای تعیین چگونگی کانی‌سازی احتمالی (Uchida et al., 2007)

**Fig. 10.** A: Separation of mineralized biotite using weighing percent changes F against Cl in biotites of gabbroic rocks, and Relationship between the aluminum saturation coefficient  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O)$  and the  $Al^T$  value of biotite to determine the possible mineralization (Uchida et al., 2007)

## نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی انجام‌شده، بیوتیت‌ها از نوع اولیه و منیزیم‌دار هستند و موقعیت قرارگیری بیوتیت‌ها از نظر جایگاه تکتونوماگمایی از نوع کالک‌آلکان است. از نظر تمایز بین بیوتیت و فلوگوپیت، تمام نمونه‌ها در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرند. بیشتر بیوتیت‌ها در قلمرو همزیست با مسکویت‌ها هستند.

ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌ها از نوع دیوپسید بوده و در محدوده Quad قرار دارند. کلینوپروکسن‌ها دارای موقعیت ساب‌آلکان بوده و از نظر سری‌های ماگمایی در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرند. با توجه به بررسی انجام‌شده روی کلینوپروکسن‌ها و کمبود میزان Ca در برابر Ti می‌توان گفت که موقعیت زمین‌ساختی توده گابرویی در محدوده کوه‌زایی

و فوگاسیته بالای اکسیژن نیز از عوامل اثرگذار بر عدم باروری توده گابرویی مد نظر بوده است. این عوامل از مهم‌ترین دلایل عدم باروری در گابروهای چشمه قصابان همدان است.

### تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

است. با توجه به بررسی زمین‌دما - فشارسنجی بر حسب میزان Ti موجود در بیوتیت، می‌توان گفت که توده مد نظر در محدوده دمایی ۶۹۱ درجه سانتی‌گراد و فشاری بالغ بر ۰/۷ مگاپاسکال تشکیل شده است. با توجه به اهمیت هالوژن‌ها و نقش اساسی آنها در انتقال مواد معدنی و فلزها، بررسی شیمی‌ها در بیوتیت نشان می‌دهد که به علت کمبود میزان کلر و فلوئور و بالا بودن میزان  $Al^T$  در این توده‌ها کانه‌زایی رخ نداده است. عدم اختلاط ماگمایی

## References

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525–541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Albuquerque, C.A.R. 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7): 1779–1802. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90163-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90163-4)
- Avanzinelli, R., Bindi, L., Menchetti, S., Conticelli, S. and Conticelli, S., 2004. Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study. *Lithos*, 73(1–2): 41–69. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.10.007>
- Berberian, M. and King, G., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Blevin, P.L., 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of Eastern Australia: Implications for gold- rich ore system. *Resource Geology*, 54(3): 241–252. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00205.x>
- Botcharnikov, R.E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. and Wilke, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro- basaltic melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(21): 5071–5085. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.04.023>
- Cameron, M. and Papike, J.J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist*, 66(1–2): 1–50. Retrieved July 19, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/66/1-2/1/41210/Structural-and-chemical-variations-in-pyroxenes?redirectedFrom=fulltext>
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An Introduction to the rock-forming minerals. Longman, 528 pp.
- Eshraghi, S.A. and Mahmoudi Gharai, M., 2003. Geological map of Iran 1:100.000 Sheet 5659 “Tuyserkan”. Geological Survey of Iran, Teheran, 1 sheet.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas, United States Geological Survey Professional Paper 354-B, pp. 11–49. Retrieved July 19, 2025 from <https://pubs.usgs.gov/pp/0354b/report.pdf>
- Ghorbani, M.R. and Middlemost, E.A.K., 2000. Geochemistry of pyroxene inclusions from the Warrumbungle Volcano, New South Wales, Australia. *American Mineralogist*, 85 (10): 1349–1367. <https://doi.org/10.2138/am-2000-1003>
- Hassanzadeh, J. and Wernicke, B., 2016, The neotethyan sanadaj– Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin–arc transitions. *Tectonics*, 35(3): 586–621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>
- Hebert, R. and Laurent, R., 1987. Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: G.J. Malpas and E.M. Moores (Editors), *Troodos 1987 ophiolites and oceanic lithosphere*, pp. 149–163. Retrieved July 19, 2025 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1582543024110115456>
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A. 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(1): 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1–2): 277–279.
- Laubier, M., Grove, T.L. and Langmuir, C.H., 2014. Trace element mineral/melt partitioning for basaltic and basaltic andesitic melts: An experimental and laser ICP-MS study with application to the oxidation state of mantle source regions. *Earth and Planetary Science Letters*, 392: 265–278. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.053>
- 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>
- Lepage, L.D., 2003. ILMAT: An excel worksheet for ilmenite- magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences*, 29(5): 673–678. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00042-6)
- Miyashiro, A., 1975. Classification characteristics and origin of ophiolites. *The Journal of Geology*, 83(2): 249–281. <https://doi.org/10.1086/628085>
- Moretti, R., 2005. Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modeling of

- silicate melts. *Annals of Geophysics*, 48(4–5): 583–608. <https://doi.org/10.4401/ag-3221>
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxene. *Mineralogical Magazine*, 52(367): 535–555. Retrieved July 19, 2025 from [https://www.persee.fr/doc/bulmi\\_0180-9210\\_1988\\_num\\_111\\_5\\_8099](https://www.persee.fr/doc/bulmi_0180-9210_1988_num_111_5_8099)
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, *Geomaterials (Mineralogy)*, *Copmtes Rendus, Geoscience* 337(16): 1415–1420. Retrieved July 19, 2025 from <https://comptes-rendus.academie-sciences.fr/geoscience/articles/en/10.1016/j.crte.2005.09.002/>
- Nazzareni, S., Molin, G., Peccerillo, A. and Zanazzi, P.F., 2001. Volcanological implications of crystal-chemical variations in clinopyroxenes from the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea (Italy). *Bulletin of Volcanology*, 63: 73–82. <https://doi.org/10.1007/s004450100125>
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 149–160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>
- Ottonello, G., Moretti, R., Marini, L. and Zuccolini, M.V., 2001. Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: A thermochemical model. *Chemical Geology*, 174(1–3): 157–179. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00314-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00314-4)
- Pang, K.N., Zhou, M.F., Lindsley, D., Zhao, D. and Malpas, J., 2008. Origin of Fe–Ti oxide ores in mafic intrusions: evidence from the Panzhihua intrusion, SW China ", *Journal of Petrology*, 49(2): 295–313. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm082>
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells, (Editors), *Marginal Basin Geology*. *Geology Society Special Public* London, 16: 77–94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *Mineralogical Magazine*, 36(2): 267–279. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.2.13>
- Saki, A., Pourkaseb, H., Zarasvandi, A., Jahani, M. and Dorani, M., 2020. Study of mineral chemistry, geothermobarometry and tectonic setting of gabbroic rocks from north-west Hamedan, Iran. *Quarterly Iranian Journal of Geology*, 14(53): 109–121. (in Persian with English abstract) Retrieved July 19, 2025 from <http://geology.saminattech.ir/en/Article/9787>
- Saunders, A.D., Tarney, J., Marsh, N.G. and Wood, D.A., 1980. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. In: A. Panayiotou, (Editor). *Ophiolite*, *Geology Survey Department Cyprus*, pp. 193–204. Retrieved July 19, 2025 from <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM8120264487>
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64(5–6): 501–513. Retrieved July 19, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/64/5-6/501/41015/Statistical-analysis-of-clinopyroxenes-from-deep>
- Serri, G., 1981. The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(1): 203–212. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90221-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90221-1)
- Sun, C.M. and Bertrand, J., 1991. Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan province, China): Petrogenetic and geotectonic implications. *Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, 71(2): 243–259. <https://doi.org/10.5169/seals-54360>
- Sun, S.S. and Nesbitt, R.W., 1978. Geochemical characteristics of midocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letter*, 44(1): 119–138. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90013-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90013-X)
- Uchida, E., Endo, S. and Makino, M., 2007. Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits. *Resource Geology*, 57(1) 47–56.

<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>

Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50(9): 1228–1272. Retrieved July 19, 2025 from

<https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/50/9/1228/540155/Stability-of-biotite-experiment-theory-and>

Wu, C.M. and Chen, H.X., 2015. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-

bearing crustal metapelites. *Science Bulletin*, 60(1): 116–121. <https://doi.org/10.1007/s11434-014-0674-y>

Zhu, Y.F. and Ogasawara, Y., 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokche NAPV UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5): 517–527.

[https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00091-9](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00091-9)







## RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1160



## Rezvan ore deposit, northeast of Rafsanjan: a volcano-sedimentary iron mineralization in the Rizou series, Poshte Badam block

Mohammad Reza Ardyani<sup>1</sup>, Fardin Mousivand<sup>2\*</sup> , Mahmoud Sadeghian<sup>3</sup>

<sup>1</sup> M.Sc. graduate in Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor of Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor of Petrology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 04 November 2025  
Revised: 31 December 2025  
Accepted: 31 December 2025

#### Keywords

Iron  
volcanic-sedimentary  
Rizou  
Poshte Badam Block  
Rafsanjan  
Rezvan

#### \*Corresponding author

Fardin Mousivand  
✉ [mousivand@shahroodut.ac.ir](mailto:mousivand@shahroodut.ac.ir)

### ABSTRACT

The Rezvan iron deposit is located in Kerman province, 28 km northeast of Rafsanjan. This deposit is located in the Central Iran Zone and in the Poshte Badam block. Stratigraphically, the host rock units belong to the Late Proterozoic Rizou series. The rock units from bottom to top include shale, sandstone, limestone, basaltic tuff and lava, stromatolite limestone, white quartzite, and massive dolomite. Iron mineralization has occurred in a specific stratigraphic horizon as stratiform and stratabound. Considering the structure, texture, and mineralogy, the orebodies have a layered facies at the top and a vein-veinlet facies at the bottom. The main minerals of the ore include magnetite, oligist/specularite, pyrite and chalcopyrite. Based on field observations, hand sampling and microscopic studies, the important structures and textures identified in the deposit include massive, banded, brecciated, vein-veinlet, disseminated and replacement. Chloritization and epidotization in the host and footwall tuff units are the most widespread alteration and other minor alterations are silicic and sericitic. Based on studies of structure, texture, mineralogy, alteration and precedence and delay of mineral veins in the footwall, three main phases of mineralization can be recognized in the Rezvan deposit. The first phase, in the form of first-generation veinlets, are mainly composed of quartz (with minor amounts of pyrite) and is siliceous in nature, which probably indicates lower temperature and higher pH conditions of the fluid. The second phase, which is the main phase, consists mainly of magnetite with pyrite, epidote, chlorite and phlogopite and sometimes vermiculite, hornblende and actinolite, and indicates higher temperature and lower pH. The third phase, in the form of third-generation carbonate ore-bearing veinlets, contains some magnetite, pyrite and sometimes oligist/specularite and silica, which seems to have lower temperature than the previous phase and higher pH and Eh. Based on lithogeochemical studies, according to the normalized diagram to chondrite, the europium anomaly is negative, indicating formation of the ores in a shallow and oxidizing environment. Based on geochemical studies on stringer, massive and banded ore facies, the amount of Zn, V, Ni, Co, Mn and As elements increases from the stringer section towards the massive and banded facies, while the amount of Sr and Ti elements decreases. The ore samples of the Rezvan iron deposit are geochemically within the range of volcanic-sedimentary deposits.

### How to cite this article

Ardyani, M.R., Mousivand, F. and Sadeghian, M., 2025. Rezvan ore deposit, northeast of Rafsanjan: a volcano-sedimentary iron mineralization in the Rizou series, Poshte Badam block. *Journal of Economic Geology*, 17(4): 145–169. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1160>



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

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

Access to the area is via the Rafsanjan asphalt road towards Zarand. This area is located 2 km north of the Odarj village. The Rezvan mine is located in the northern part of the 1:100,000 Davaran map (Vahdati Daneshmand et al., 1995). This exploration area is located in the Central Iran Zone and in the Poshte Badam block in the Central Iran zone (Alavi, 1991). A detailed scientific study of the iron mineralization of this area has not been conducted, which is major aims of this research.

### Materials and methods

For geological, mineralogy, and alteration studies in the study area, in addition to field studies, 8 thin sections for petrographic studies of host and associated rocks, 4 polished sections, and 34 thin-polished sections were prepared and examined. In addition to microscopic studies, 3 samples from alteration zones were also selected and studied by X-ray diffraction (XRD) to detect some altered minerals. Also, to conduct geochemical studies of the host rock units of mineralization, 24 samples were sent to Zarazma Company for Inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), and the results were examined.

### Result and discussion

Iron mineralization in the Rezvan region of Rafsanjan occurred in the Rizou series with a Late Proterozoic age range, which mainly involves felsic tuffs and basaltic lava units with carbonate interlayers at the top of the sequence. Iron mineralization occurred in specific stratigraphic horizons, mainly in tuffaceous units and to a very small extent in the granitoid intrusion. The orebodies are layered in nature and have a vein-veinlet facies in the lower part, and massive and bedded ore facies at top. In the vein-veinlet/stringer facies, the ore-bearing veins-veinlets are accompanied by chlorite-epidotic and siliceous alterations. The massive ore

facies forms the high-grade part of the deposit, and the banded facies involves alternations of iron oxide-rich and iron oxide-poor layers within tuff units. The main ore structures and textures include massive, banded, brecciated, vein-veinlets, disseminated and replacement. The main minerals of the ore include the primary minerals of magnetite, pyrite and some chalcopyrite and oligist/specularite, and the secondary minerals such as hematite and goethite. Based on lithogeochemical studies on the stringer, massive and banded facies, the amount of Zn, V, Ni, Co, Mn and As elements increases from the stringer section towards the massive and banded facies, and, however, the amount of Sr and Ti elements decreases from the stringer facies towards the banded facies. Based on lithogeochemical studies, according to the normalized diagram to chondrite, the europium anomaly is negative, indicating formation of the ores in a shallow and oxidizing environment. Various evidences, including the type of host and associated rocks, the morphology of ore bodies, the structure, texture, and mineralogy of ore and alteration, indicate that iron mineralization in the Rezvan deposit in the Rizou series was similar to the volcanic-sedimentary iron deposits that were deposited during the Late Proterozoic period due to the activity of submarine hydrothermal systems. The volcano-sedimentary iron deposits and banded iron formations, which are the largest sources of iron, are widespread throughout the world (e.g. Hou et al., 2014; Wu et al., 2015; Wu et al., 2016). In addition to other types of iron deposits, Iran is also prone to volcanic-sedimentary iron deposits (Nabatian et al., 2015). Similar deposits involve the iron mineralization in the Hormuz series on Larak Island (Alizadeh Fard and Mousivand, 2023) and the iron-celestite-manganese mineralization of Kuhe Rig (Mahdevari et al., 2021).

### Acknowledgements

The authors would like to thank and appreciate the Shahrood University of Technology and the manager of the Rezvan Iron Mine Company, Mr. Mohammadi, for supporting this research.



## کانسار آهن رضوان، شمال شرق رفسنجان: کانه‌زایی آهن آتشفشانی - رسوبی در سری ریزو، بلوک پشت‌بادام

محمدرضا اردیانی<sup>۱</sup>، فردین موسیوند<sup>۲\*</sup> , محمود صادقیان<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار پتروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

| چکیده                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | اطلاعات مقاله                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| کانسار آهن رضوان در استان کرمان و در ۲۸ کیلومتری شمال شرق رفسنجان، در پهنه ایران مرکزی و در بلوک پشت‌بادام واقع شده است. کانه‌زایی آهن در افق چینه‌شناسی خاص در سری ریزو به سن نئوپروتروزوئیک به صورت چینه‌سان و چینه کران رخ داده است. پیکره‌های ماده معدنی دارای رخساره لایه‌ای در بالا و رخساره رگه-رگچه‌ای زیرین هستند. کانی‌های اصلی ماده معدنی شامل کانی‌های اولیه مگنتیت، اولیژیست، پیریت و کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه هماتیت و گوتیت بوده و کانی‌های باطله شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و ورمیکولیت هستند. ساخت و بافت‌های ماده معدنی شامل توده‌ای، نواری، برشی، رگه-رگچه‌ای، دانه پراکنده و جانیشینی است. کلریتی و اپیدوتی شدن گسترده‌ترین نوع دگرسانی است. بر اساس بررسی‌های ساخت، بافت، کانی‌شناسی، دگرسانی و تقدم و تأخیر رگچه‌های معدنی، سه فاز اصلی کانه‌زایی در کانسار رضوان قابل تشخیص است. بر اساس بررسی‌های لیتوژئوشیمیایی، طبق نمودار بهنجار شده به کندریت، کانسنگ‌ها دارای آنومالی منفی یوروپیوم هستند که نشان‌دهنده تشکیل کانسنگ در محیط کم‌عمق و اکسیدان است. بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی بر روی رخساره‌های کانه‌دار، مقدار عناصر V، Zn، Ni، Co، Mn و As از رخساره استرینگر، آهن به سمت رخساره توده‌ای و نواری افزایش و مقدار عناصر Sr و Ti از رخساره استرینگر به سمت رخساره نواری کاهش می‌یابد. نمونه‌های کانسنگ کانسار آهن رضوان از نظر زمین‌شیمیایی در محدوده کانسارهای آتشفشانی - رسوبی قرار می‌گیرند. | <p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۸/۱۳</p> <p>تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۱۰/۱۰</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۰/۱۰</p> <p><b>واژه‌های کلیدی</b></p> <p>آهن</p> <p>آتشفشانی - رسوبی</p> <p>ریزو</p> <p>بلوک پشت‌بادام</p> <p>رفسنجان</p> <p>رضوان</p> <p><b>نویسنده مسئول</b></p> <p>فردین موسیوند</p> <p><a href="mailto:mousivand@shahroodut.ac.ir">mousivand@shahroodut.ac.ir</a> </p> |

### استناد به این مقاله

اردیانی، محمدرضا؛ موسیوند، فردین و صادقیان، محمود، ۱۴۰۴. کانسار آهن رضوان، شمال شرق رفسنجان: کانه‌زایی آهن آتشفشانی - رسوبی در سری ریزو، بلوک پشت‌بادام. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۴): ۱۴۵-۱۶۹. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1160>

## مقدمه

کانسار آهن رضوان در استان کرمان، در ۲۸ کیلومتری شمال شرق رفسنجان قرار دارد. دسترسی به محدوده از طریق جاده آسفالت رفسنجان به سمت زرنده است. این محدوده در ۲ کیلومتری شمال روستای اودرج قرار دارد. کانسار رضوان در مختصات  $28^{\circ} 28' 88''$  طول شرقی و  $29^{\circ} 96' 33''$  عرض شمالی، در بخش شمالی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ داوران (Vahdati Daneshmand et al., 1995) واقع شده است. این کانسار در بلوک پشت‌بادام از پهنه ایران مرکزی قرار دارد که از رخدادها و کانسارهای معدنی مهم در این بلوک می‌توان به مس نه‌کوهی (Pakizeh Sanajerdi et al., 2020)، آهن سیریز (Moghaddasi et al., 2018)، آهن-آپاتیت لکه‌سیاه (Rostami and Tale Fazel, 2019)، مگنتیت-آپاتیت همیجان (Amirkhani et al., 2017)، روی-سرب (مولیدن) احمدآباد (Javanshir et al., 2009) اشاره کرد. تا کنون بررسی علمی جامعی بر روی کانه‌زایی آهن در این کانسار انجام نشده است. بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی و ساخت و بافت این کانسار و تعیین نوع کانه‌زایی و الگوی تشکیل آن از اهداف این پژوهش است. بررسی دقیق این نوع کانه‌زایی‌ها می‌تواند در اکتشاف کانه‌زایی‌های مشابه در بلوک پشت‌بادام مورد استفاده قرار گیرد.

## روش مطالعه

برای بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی در محدوده مورد بررسی، علاوه بر انجام بررسی‌های صحرایی، تعداد ۸ عدد مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های میزبان و همراه، تعداد ۴ عدد مقطع صیقلی و ۳۴ عدد مقطع نازک- صیقلی برای بررسی کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی، دگرسانی و نحوه توزیع و ارتباط کانی‌های سنگ‌ساز در سنگ درون‌گیر ماده معدنی و کانسنگ تهیه شد و در آزمایشگاه دانشگاه صنعتی شاهرود مورد بررسی قرار گرفت. علاوه بر

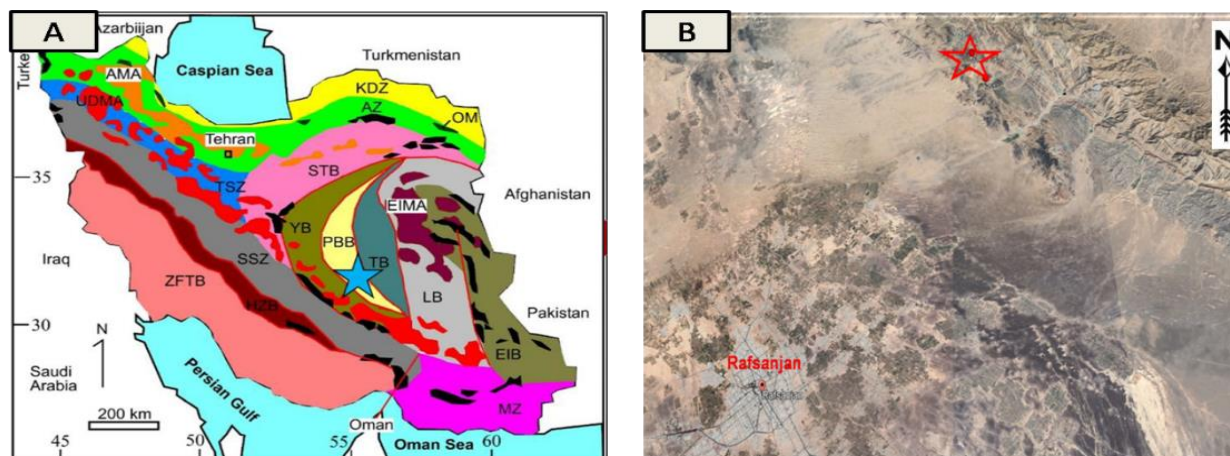
بررسی‌های میکروسکوپی، برای تشخیص برخی کانی‌های دگرسان‌شده، تعداد ۳ نمونه از پهنه‌های دگرسانی نیز انتخاب و به روش پراش پرتو ایکس با دستگاه ADVANCE D8 بررسی شد. همچنین برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی از واحدهای سنگی میزبان کانه‌زایی تعداد ۲۴ نمونه برای انجام تجزیه طیف‌سنجی جرمی توسط پلاسمای جفت‌شده القایی با استفاده از دستگاه ICP-MS که در مقیاس ppb و دقت بالا است، به شرکت زراژما تهران ارسال و نتایج آن بررسی شد.

## زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه

بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران (Alavi, 1991)، محدوده معدنی رضوان در پهنه ایران مرکزی و در بلوک پشت‌بادام قرار می‌گیرد (شکل ۱- A و B). این محدوده معدنی بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ داوران (Vahdati Daneshmand et al., 1995) را شامل می‌شود (شکل ۲). عمده واحدهای سنگی منطقه شامل توالی‌های تئوپروتروزوئیک است (شکل ۳). واحدهای سنگی با توجه به تغییرات ترکیب سنگ‌شناسی از قدیم به جدید عبارتند از (شکل ۴):

واحد ۱- تناوب شیل، ماسه‌سنگ و آهک که این واحد قدیمی‌ترین واحد در منطقه است (شکل ۵- A، B و C)، واحد ۲- توف و گدازه به همراه سیل و دایک که کانه‌زایی آهن رضوان این واحد رخ داده و این واحد دارای ریخت‌شناسی نرم و تپه‌ای است و در صحرا به رنگ سبز دیده می‌شود (شکل ۵- D، E و F). این واحد به عنوان سنگ میزبان توده نفوذی در منطقه رضوان محسوب می‌شود که متحمل تغییرات فیزیکی و شیمیایی و در نتیجه کانه‌زایی آهن شده است و واحد ۳- آهک استروماتولیتی، کوارتزیت سفید، دولومیت توده‌ای، گاهی حاوی بین لایه‌های آتشفشانی که بر روی سنگ‌های قدیمی تر جای گرفته‌اند (شکل ۵- G، H و I).





شکل ۱. A: موقعیت کانسار رضوان (ستاره) در نقشه پهنه‌های زمین‌شناسی - ساختاری ایران (Alavi, 1991) و B: تصویر ماهواره‌ای از موقعیت کانسار رضوان (ستاره) در شمال شرق رفسنجان (برگرفته از تصویر لندست ۸ گوگل ارث). AZ: کمربند البرز، FZTB: زون زاگرس چین خورده، EIB: کمربند شرق ایران، KDZ: زون کپه‌داغ، LB: بلوک لوت، MZ: زون مکران، PBB: بلوک پشت‌بادام، SSZ: زون سندج- سیرجان، SZ: زون سبزوار، YB: بلوک یزد، AMA: مجموعه ماگمایی البرز، EIMA: مجموعه ماگمایی شرق ایران، UDMA: مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر

**Fig. 1.** A: Location of the Rezvan (Star) deposit on the map of geological-structural zones of Iran (Alavi, 1991), and B: Location of the Rezvan (Star) deposit, northeast of Rafsanjan in the Satellite image (from Google Earth, Landsat 8). AZ: Alborz belt, FZTB: Folded Zagros zone, EIB: East Iran belt, KDZ: Kopeh Dagh zone, LB: Lut block, MZ: Makran zone, PBB: Poshte Badam block, SSZ: Sanandaj-Sirjan zone, SZ: Sabzevar block, YB: Yazd block, AMA: Alborz magmatic assemblage, EIMA: Eastern Iran magmatic assemblage, UDMA: Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage



شکل ۲. دورنمایی از کانسار آهن رضوان (دید به سمت شمال)

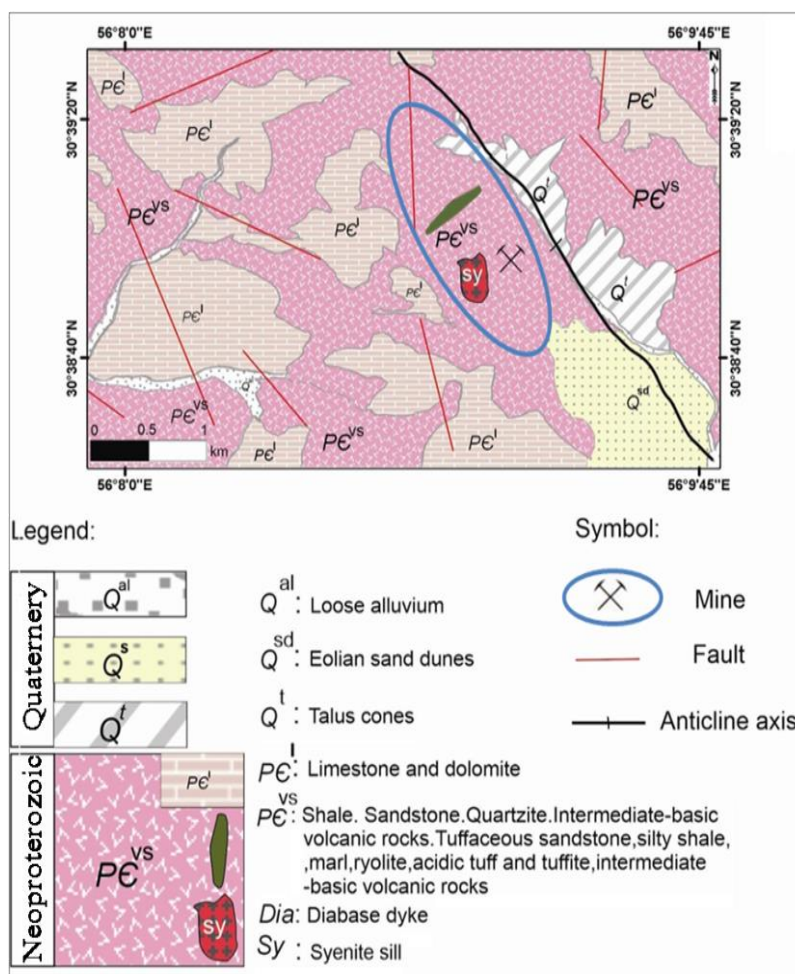
**Fig. 2.** View of the Rezvan iron deposit (view to the north)

دانه‌بندی متوسط تا درشت دیده می‌شود (شکل ۶-B) و از آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و هورنبلند در یک بافت همسان‌دانه تشکیل شده است (شکل ۶-C).

دو نوع واحد آذرین نفوذی در کانسار رضوان وجود دارد که عبارتند از: ۱- سیل سینیتی و ۲- دایک دیابازی. سیل سینیتی به لحاظ شکل ظاهری به رنگ کرم تا صورتی و با

ترکیب کانی‌شناسی بوده و نوع بافت اغلب از پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول تشکیل شده است (شکل ۶- E و F). این توده بافت اینترگرانولار و اینترسرتال دارد و دارای کمی دگرسانی سریستی است (شکل ۶- E).

این توده همخوان با لایه‌بندی بوده و دارای دگرسانی اپیدوتی شدید (شکل ۶- A) و همچنین دارای دگرسانی سریستی ناچیز است (شکل ۶- C). دایک دیابازی در منطقه واحدها را قطع کرده و در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره است (شکل ۶- D) و رنگ تیره آن به دلیل



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی محدوده معدنی آهن رضوان

Fig. 3. Geological map of the Rezvan iron district

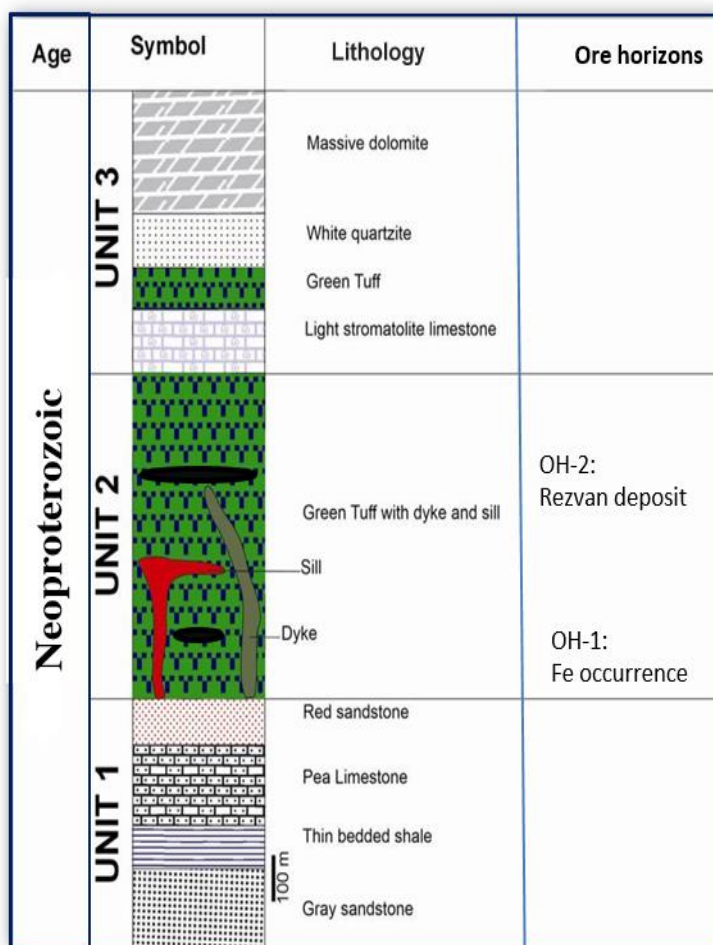
رخ داده است (شکل ۴). افق اول شامل یک اندیس آهن در شمال غرب روستای اودرج و قسمتهایی از بخش جنوبی کانسار رضوان است. افق اصلی کانه‌زایی که استخراج ماده معدنی در آن

### رخساره‌های کانه‌دار و فازهای کانه‌زایی

توالی میزبان کانه‌زایی آهن رضوان ماهیت آتشفشانی-رسوبی دارد و کانه‌زایی شامل دو افق کانه‌دار در واحد دوم توالی میزبان

مجموع به صورت قطع کننده و چینه کران هستند، نیز دیده می‌شود. حالت لایه‌ای در بخش‌های شمالی (شکل ۷-۱، A و B و C) و میانی (شکل ۷-۲، D) کانسار بیشتر دیده می‌شود؛ درحالی که شکل ماده معدنی در قسمت جنوبی بیشتر رگه - رگچه‌ای و توده‌ای است.

فعال است، افق دوم بوده که در یال غربی طاق‌دیس رخمون دارد. بر اساس مشاهدات صحرایی و بافتی، شکل هندسی پیکره‌های معدنی در کانسار مورد بررسی به صورت چینه‌سان (بافت توده‌ای و نواری) و همخوان و همروند با لایه‌بندی سنگ‌های درون‌گیر بوده (شکل ۷) که در زیر آنها پهنه کانه‌دار رگه - رگچه‌ای که در



شکل ۴. ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی کانسار آهن رضوان

Fig. 4. Stratigraphic column of the Rezvan iron district

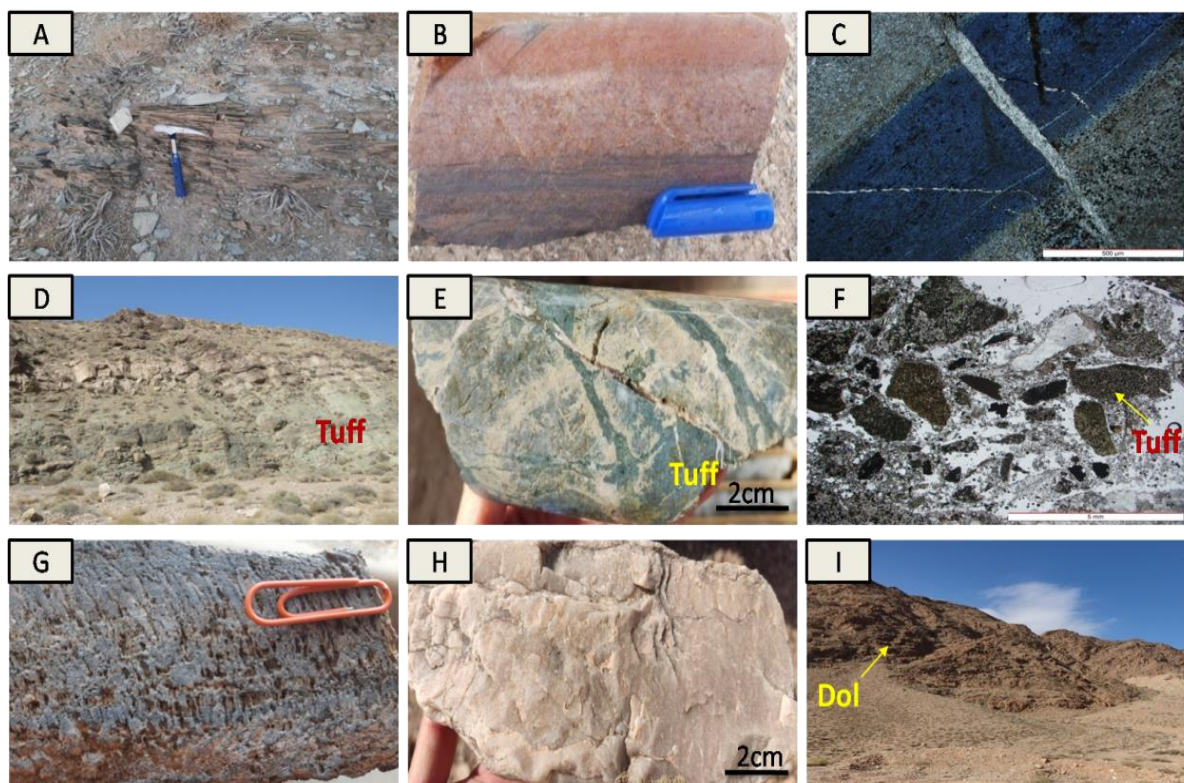
(۱) رخساره رگه - رگچه‌ای این رخساره کانه‌دار شامل انواع رگه - رگچه‌های مگنتیت (شکل ۸-۱ و ۸-۲)، پیریت (شکل ۸-۳)، کالکوپیریت (شکل ۸-۴) و

بر اساس بررسی‌های ساخت، بافت، کانی‌شناسی و نوع ارتباط ماده معدنی با سنگ میزبان، می‌توان سه رخساره کانه‌دار در کانسار آهن رضوان تشخیص داد که از پایین به بالا عبارتند از:



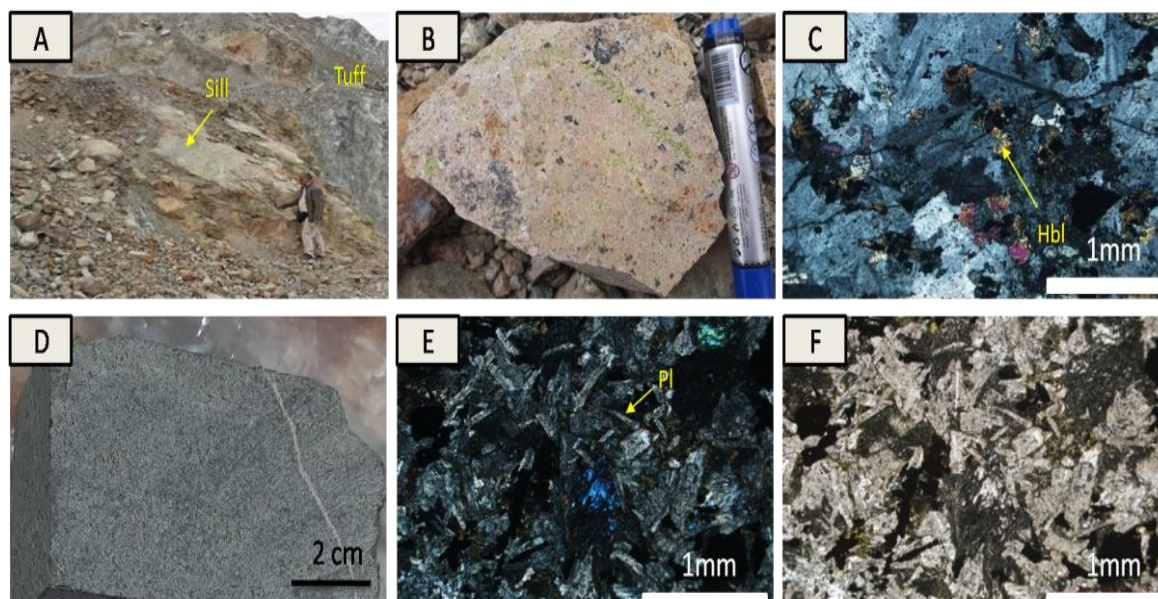
رگچه‌ای در کانسار رضوان قابل تشخیص است (شکل ۹). ۱- نسل اول به صورت رگچه‌های نسل اول متشکل از کوارتز و مقادیر ناچیز پیریت است (شکل ۹-A)، ۲- نسل دوم که اصلی‌ترین فاز کانه‌زایی است، شامل مگنتیت همراه پیریت، اپیدوت، کلریت و فلوگوپیت و گاهی ورمیکولیت، هورنبلند و اکتینولیت است (شکل ۹-B، C و D) و ۳- نسل سوم به صورت رگچه‌های نسل سوم حاوی کمی مگنتیت، پیریت و گاهی اولیژیست یا اسپیکولاریت و کوارتز است (شکل ۹-E، F، G، H و I).

کمی اولیژیست (اسپیکولاریت) است که گاهی حاوی کلسیت و کوارتز بوده و در اطراف با دگرسانی گسترده همراهی می‌شوند. این کانه‌زایی به طور گسترده در رگه‌ها و شکستگی‌های بین قطعه‌های یک سنگ را پر می‌کند. ضخامت رگه‌ها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است. دگرسانی‌های عمده در اطراف رگچه‌های کانه‌دار شامل دگرسانی‌های سیلیسی و کلریتی-اپیدوتی هستند (شکل ۸). بر اساس بررسی‌های ساخت، بافت، کانی‌شناسی، دگرسانی و تقدم و تأخیر رگچه‌های معدنی، سه نسل رگه در پهنه رگه-



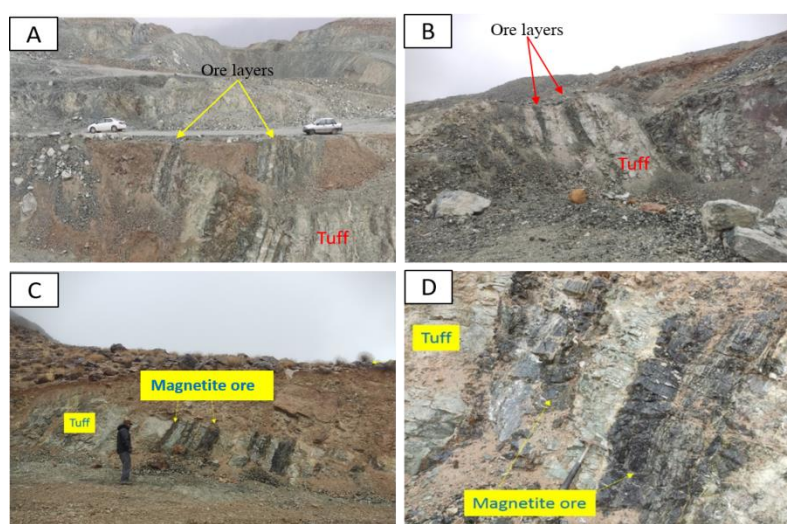
**شکل ۵.** تصویرهایی از واحدهای سنگی کانسار آهن رضوان، A: نمایی از شیل، B: ماسه سنگ قرمز در نمونه دستی، C: تناوب آهک و شیل که بخش شیلی کاملاً کلریتی شده در XPL، D: نمایی از توف در منطقه، E: توف به صورت رگه- رگچه‌ای در مغزه حفاری، F: تصویری از توف سنگی کربناتی در مقطع میکروسکوپی در PPL، G: آهک استروماتولیتی دندان‌های، H: تصویر نمونه دستی از کوارتزیت سفید و I: نمایی از دولومیت توده‌ای

**Fig. 5.** Images of the rock units of the Rezvan iron deposit, A: View of shale, B: Red sandstone in hand sample, C: Limestone and shale alternation with the shale part completely chloritized in XPL, D: View of tuff in the area, E: Tuff in the form of veinlets in the drill core, F: Image of lithic carbonate tuff in microscopic section in PPL, G: Dentate stromatolite limestone, H: Hand sample image of white quartzite, and I: View of massive dolomite



**شکل ۶.** تصویرهایی از توده‌های نفوذی در کانسار رضوان، A: سیل سینیتی در داخل واحد توفی، B: سیل سینیتی با دگرسانی اپیدوتی در نمونه دستی، C: سیل سینیتی حاوی پلاژیوکلاز و هورنبلند در مقطع میکروسکوپی در نور XPL، D: دایک دیابازی در نمونه دستی، E: دایک دیابازی به همراه پلاژیوکلاز دگرسان‌شده در نور XPL و F: دایک دیابازی در نور PPL. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hlb: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز).

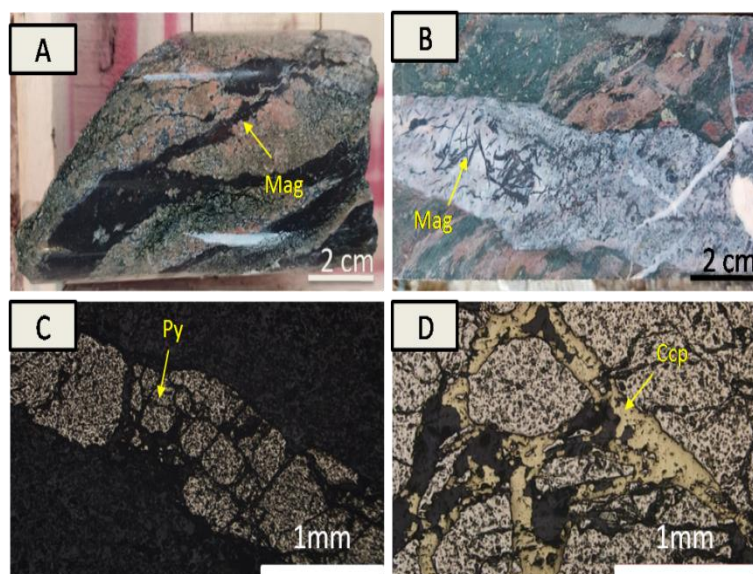
**Fig. 6.** Images of intrusive rocks in the Rezvan deposit, A: Syenite sill within the tuff units, B: Syenite sill with epidote alteration in hand specimen, C: Syenite sill containing plagioclase, apatite and hornblende in microscopic section under XPL light, D: Diabase dyke in hand sample, E: Diabase dyke with altered plagioclase and pyroxene under XPL light, and F: Diabase dyke under PPL light. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hlb: hornblende, Pl: plagioclase).



**شکل ۷.** نمایی از ساخت لایه‌ای پیکره‌های معدنی داخل توف، A، B، C: بخش شمالی کانسار و D: بخش میانی کانسار

**Fig. 7.** View of layered orebodies within tuff: A, B, C: northern part of the deposit, and D: middle part of the deposit





**شکل ۸.** نمایی از رخساره رگه- رگچه‌ای، A: نمایی از رگه مگنتیتی (Mag) در مغزه حفاری حاوی دگرسانی سیلیسی- کلریتی، B: نمایی از رگچه غنی از مگنتیت تیغه‌ای (Mag) در مغزه حفاری، C: نمایی از رگه پیریت (Py) در مقطع میکروسکوپی و D: نمایی از رگه- رگچه کالکوپریت (Ccp) در پیریت این رخساره. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag: مگنتیت، Py: پیریت، Ccp: کالکوپریت).

**Fig. 8.** View of the vein-vein facies, A: View of a magnetite vein (Mag) in a drill core containing silicic-chlorite alteration, B: View of a lamellar magnetite-rich vein (Mag) in drill core, C: View of a pyrite vein (Py) in microscopic section, D: View of a chalcopyrite vein (Ccp) in pyrite in this facies. Symbols from Whitney and Evans (2010) (Mag: magnetite, Py: pyrite, Ccp: chalcopyrite).

## ۲) رخساره توده‌ای

رخساره کانسنگ توده‌ای بخش ستبر، پرعیار و توده‌ای کانسار را

تشکیل می‌دهد. در دید صحرایی و نمونه دستی، بخش عمده ماده معدنی به صورت مگنتیت توده‌ای حاوی کمی پیریت دیده می‌شود (شکل ۱۰- A، B، C و D).

## ۳) رخساره نواری

این رخساره به صورت نوارها و لامینه‌هایی از کانی‌های اکسید آهن مشاهده می‌شود. لایه‌های غنی از اکسیدهای آهن (مگنتیت) و فقیر از آن (اکسید آهن) در واحد توفی باعث ایجاد ساخت نواری شده است (شکل ۱۱- A و C). رخساره نواری در کانسار مورد بررسی وسعت زیادی دارد و کانه اصلی آن مگنتیت (همراه کمی پیریت) است (شکل ۱۱- B و D). ضخامت لایه‌ها، نوارها و

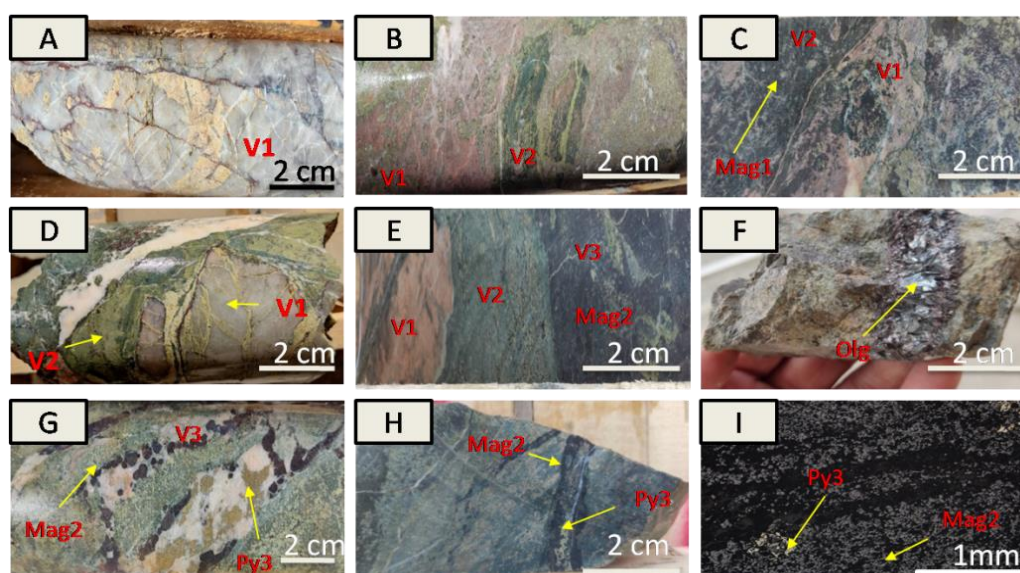
لامینه‌ها متغیر بوده و از میلی‌متر تا ۵۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۱۱).

## دگرسانی

بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی‌های موجود در منطقه شامل کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی و به ندرت سریسیتی است. دگرسانی کلریتی در کانسار رضوان به طور گسترده‌ای قابل مشاهده است. این دگرسانی علاوه بر توده‌های نفوذی، در سنگ‌های توفی و همراه با ماده معدنی نیز دیده می‌شود. دگرسانی کلریتی در واحد توفی گسترش زیادی دارد و به رنگ سبز قابل مشاهده است (شکل ۱۲- A). کانی مشخصه این دگرسانی کلریت است که در مقطع میکروسکوپی به رنگ‌های

سیلیسی به صورت رگچه‌های سیلیسی نهان بلور همراه با کانی‌های کربناتی (از جمله کلسیت) در داخل سنگ میزبان مشاهده می‌شود. سیلیس در مقطع میکروسکوپی، حفره‌ها و شکستگی‌ها را پر کرده است (شکل ۱۲-G و H). در طی دگرسانی سریسیتی، فلدسپات‌های اولیه موجود در سنگ به کانی سریسیت تبدیل شده‌اند و باعث تشکیل بلورهای ریزدانه و پراکنده سریسیت بر روی بلورهای درشت فلدسپات می‌شوند (Lagat, 2009). در طی سریسیتی شدن فلدسپات، کوارتز آزاد شده باعث سیلیسی شدن سنگ می‌شود. درواقع پلاژیو کلازها مهم‌ترین کانی‌هایی هستند که تحت تأثیر این دگرسانی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲-I).

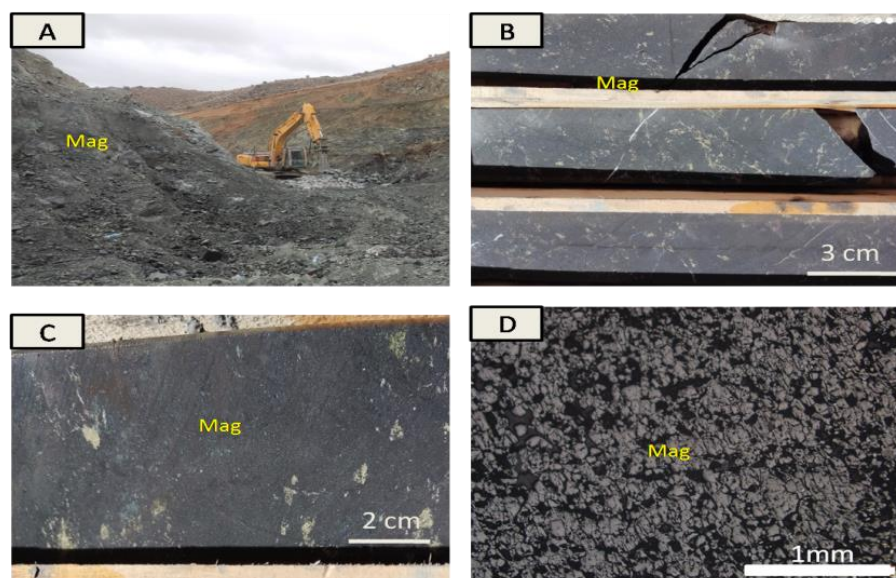
سبز و آبی مشاهده می‌شود (شکل ۱۲-B و C). دگرسانی اپیدوتی همراه با دگرسانی کلریتی دیده می‌شود. کانی اپیدوت گاه در رگه‌ها و حفره‌ها همراه با کلسیت و به شکل بلورهای سبز تا متمایل به زرد رنگ مغز پسته‌ای به صورت بلورهای کشیده یافت می‌شود که در صحرا با چشم غیر مسلح نیز دیده می‌شود (شکل ۱۲-D). در مقاطع میکروسکوپی بلورهای اپیدوت اغلب منشوری، تا بی‌شکل هستند (شکل ۱۲-E و F). اپیدوتی شدن را می‌توان نتیجه دگرسانی گرمابی پلاژیو کلاز و کانی‌های مافیک دانست. دگرسانی سیلیسی، نتیجه تشکیل و افزایش کوارتز یا سیلیس ریزبلور در سنگ‌های دگرسان شده است (Evans, 1993). در کانسار رضوان، دگرسانی



**شکل ۹.** تصویرهایی از انواع نسل‌های رگچه‌ها، A: رگچه‌های نسل اول که کوارتزی است، B: تصویری از رگچه نسل اول سیلیسی که توسط رگچه نسل دوم کلریتی-اپیدوتی قطع شده است، C: تصویری از رگه اول و دوم، D: رگچه نسل اول که توسط رگچه نسل دوم قطع شده است، E: هر سه رگه موجود در کانسار، F: رگه نسل سوم حاوی اولیژیست، G: رگه نسل سوم حاوی مگنتیت نسل ۲ و پیریت نسل ۳، H: رگه نسل سوم حاوی مگنتیت نسل ۲ و پیریت نسل ۳، I: تصویر میکروسکوپی از رگه نسل سوم. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag: مگنتیت، Py: پیریت، Olg: اولیژیست).

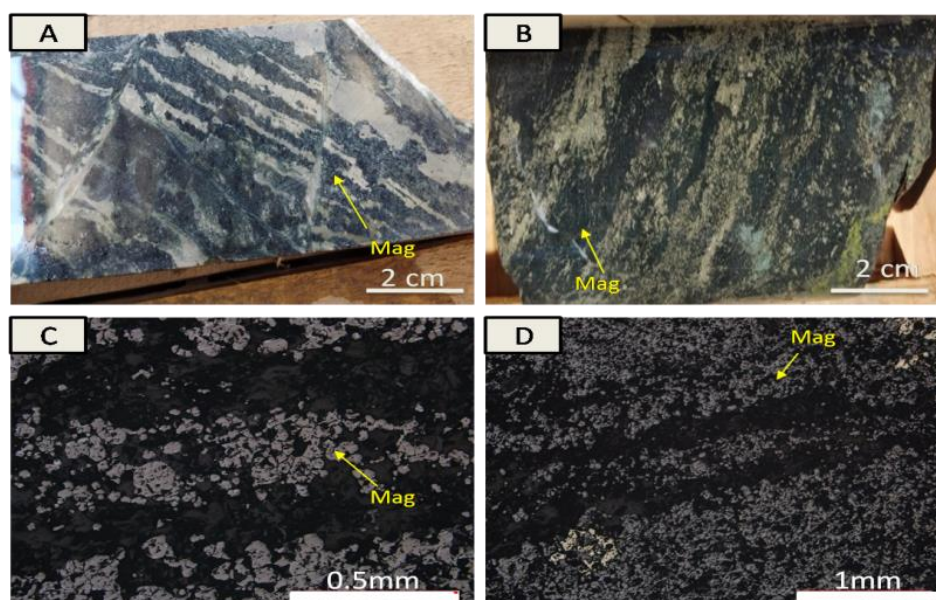
**Fig. 9.** Images of different generations of veinlets, A: First generation veinlets which are quartz, B: Image of first generation siliceous veinlet cut by second generation chlorite-epidote veinlet, C: Image of first and second veins, D: First generation veinlet cut by second generation veinlet, E: All three veins in the deposit, F: Third generation veinlet containing oligist, G: Third generation veinlet containing second generation magnetite and third generation pyrite, H: Third generation veinlet containing second generation magnetite and third generation pyrite, and I: Microscopic image of third generation veinlet. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Mag: magnetite, Py: pyrite, Olg: oligist).





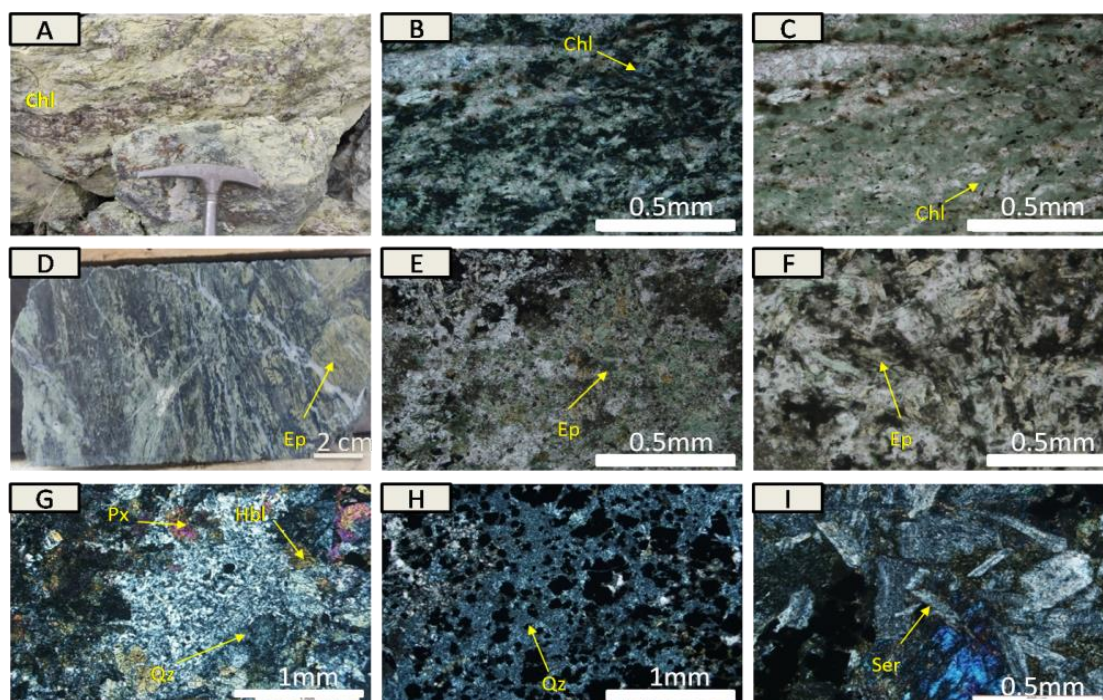
**شکل ۱۰.** نمایی از رخساره توده‌ای، A: نمایی از مگنتیت توده‌ای، B، C: مگنتیت توده‌ای در مغزه حفاری و D: مگنتیت توده‌ای در مقطع میکروسکوپی. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag: مگنتیت).

**Fig. 10.** View of the massive facies, A: View of the massive magnetite, B, C: massive magnetite in the drill core, and D: massive magnetite in microscopic section. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Mag: magnetite).



**شکل ۱۱.** نمایی از رخساره نواری، A: نمایی از نوارهای مگنتیت در نمونه دستی، B: مگنتیت نواری در مغزه حفاری، C و D: نوارهای مگنتیت در مقطع میکروسکوپی. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag: مگنتیت).

**Fig. 11.** View of banded facies, A: View of magnetite bands in hand sample, B: banded magnetite in drill core, C and D: magnetite bands in microscopic section. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Mag: magnetite).



**شکل ۱۲.** تصویرهایی از دگرسانی کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی و سریسیتی، A: دگرسانی کلریتی در صحرا، B: دگرسانی کلریتی در نور XPL، C: دگرسانی کلریتی در نور PPL، D: دگرسانی اپیدوتی با رگه‌های کلسیتی در مغزه حفاری، E و F: دگرسانی اپیدوتی در مقطع میکروسکوپی، G: سیلیسی شدن، H: دگرسانی سیلیسی در مقطع میکروسکوپی و I: دگرسانی سریسیتی در پلاژیوکلازها. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Ser: سریسیت، Qz: کوآرتز، Px: پیروکسن، Hbl: هورنبلند).

**Fig. 12.** Images of chloritic, epidote, silicic and sericite alteration, A: chloritic alteration in the desert, B: chloritic alteration in XPL light, C: chloritic alteration in PPL light, D: epidote alteration with calcite veins in the drill core, E and F: epidote alteration in microscopic section, G: silicification, H: silicic alteration in microscopic section, and I: sericite alteration in plagioclases. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Chl: chlorite, Ep: epidote, Ser: sericite, Qz: quartz, Px: pyroxene, Hbl: hornblende).

### کانی‌شناسی و توالی هم‌یافتی

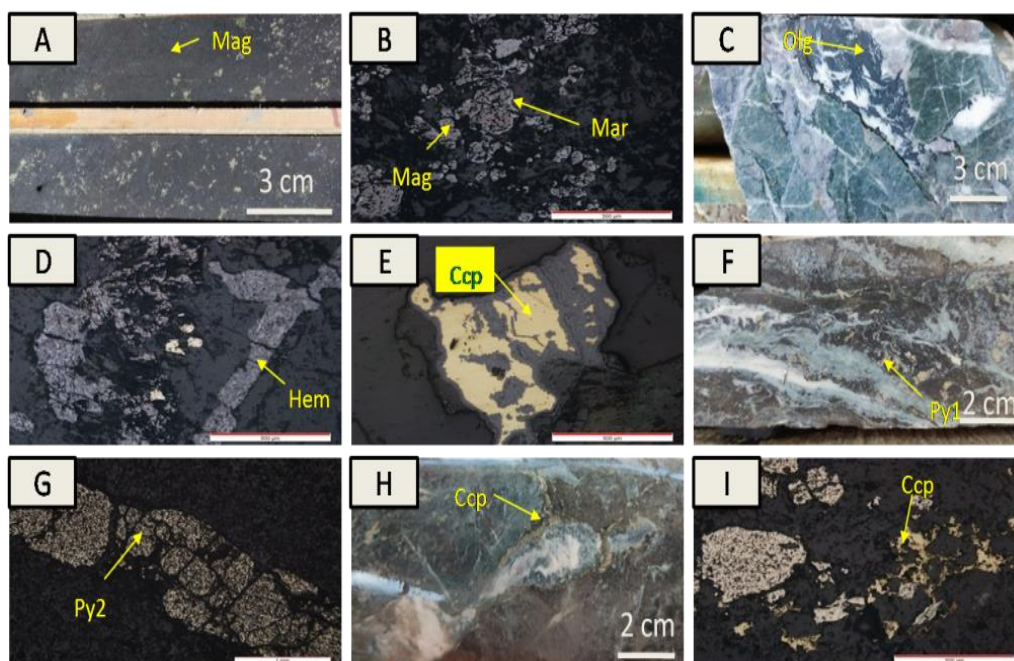
بررسی، این پدیده به صورت تبدیل مگنتیت از حاشیه و در محل شکستگی‌ها به هماتیت ثانویه و تغییر رنگ مگنتیت از کرم به سفید مشخص می‌شود (شکل ۱۳-B)؛ اما وجود رگه‌های اولیژیستی و تشکیل آن در حفره‌ها و شکستگی‌های کانسنگ مگنتیتی، نشان‌دهنده تشکیل مستقیم و اولیه آهن سه ظرفیتی با ساختار اولیژیست بعد از کانه‌زایی مگنتیت و توسط سیالات گرمابی با فوگاسیته اکسیژن بالا است (شکل ۱۳-C و D). گویت توسط هوازدگی و یا دگرسانی کانی‌های حاوی آهن ایجاد شده است (شکل ۱۳-E)؛ به طوری که بر اثر پدیده انحلال و اکسایش،

کانسار آهن رضوان شامل کانی‌های اولیه مگنتیت، اولیژیست (اسپیکولاریت)، پیریت و کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه هماتیت و گویت بوده و کانی‌های باطله شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوآرتز و ورمیکولیت هستند. مگنتیت بیشترین حجم کانسنگ را در کانسار رضوان به خود اختصاص داده است (شکل ۱۳-A). ماریتی شدن نوع خاصی از پدیده جانشینی است که در طی آن، مگنتیت در امتداد سطوح شکاف‌ها یا لبه‌ها توسط هماتیت ثانویه جانشین می‌شود. در مطالعه مقاطع میکروسکوپی کانسار مورد



(شکل ۱۳-G). با توجه به بررسی‌ها، بافت کالکوپیریت در رگه‌ها و حفره‌ها به صورت هم‌رشدی با مگنتیت و پیریت است (شکل ۱۳-H و I). از بررسی مقاطع مشخص می‌شود که همراهی کالکوپیریت با کانی‌های هماتیت سوزنی یا اسپیکولاریت و کلسیت در رگه‌ها می‌تواند نشانه اکسیدان‌تر شدن سیال گرمایی باشد. بر اساس بررسی‌های کانسار شامل ساخت و بافت در مقیاس صحرایی، نمونه دستی و میکروسکوپی و همچنین با توجه به دگرسانی‌ها و کانی‌شناسی، می‌توان مراحل تکوین کانه‌زایی در کانسار رضوان را به صورت توالی هم‌پافت نشان‌داد (شکل ۱۴).

کانی‌های سولفیدی در قسمت سطحی دچار انحلال می‌شوند و در نتیجه یون گوگرد آنها از محیط خارج و هیدروکسید آهن بر جای می‌ماند (Ramdohr, 1980). پیریت نسل اول به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در همراهی با کانی مگنتیت است (شکل ۱۳-F). اندازه این پیریت‌ها گاهی به بیش از یک سانتی‌متر نیز می‌رسد. پیریت نسل اول هم‌زمان با مگنتیت و حتی کمی قبل از مگنتیت تشکیل شده است که احاطه‌شدن پیریت توسط مگنتیت دلیلی بر این امر است. پیریت نسل دوم، طی فاز تأخیری سولفیدی تشکیل شده و بیشتر به صورت شکل‌دار در رگه‌ها دیده می‌شود



**شکل ۱۳.** تصاویری از کانی‌های اصلی در کانسار آهن رضوان، A: مگنتیت در مغزه حفاری، B: مارتیتی شدن مگنتیت، C: اسپیکولاریت در مغزه حفاری، D: هماتیت در مقطع میکروسکوپی، E: جانشینی گوتیت به جای کالکوپیریت در مقطع میکروسکوپی، F: پیریت دانه‌پراکنده نسل اول در مغزه حفاری، G: پیریت رگه‌ای نسل دوم در مقطع میکروسکوپی، H: کالکوپیریت در مغزه حفاری و I: کالکوپیریت در مقطع میکروسکوپی. علائم اختصاری از ویتنی و اوایز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag: مگنتیت، Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Olg: اولیژیست، Hem: هماتیت، Mar: مارتیت).

**Fig. 13.** Images of the major minerals of the Rezvan mine, A: Magnetite in the drill core, B: Martitization of magnetite, C: Specularite in the drill core, D: Hematite in microscopic section, E: Replacement of chalcopyrite by goethite in microscopic section, F: Generation 1 disseminated pyrite in the drill core, G: Generation 2 veined pyrite in microscopic section, H: Chalcopyrite in the drill core, and I: Chalcopyrite under microscope. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Mag: magnetite, Py: pyrite, Ccp: chalcopyrite, Olg: oligist, Hem: hematite, Mar: martite).



| Stage<br><br>Mineral    |              | Volcanic-exhalative |        |        |                | Uplift and<br>weathering |               |
|-------------------------|--------------|---------------------|--------|--------|----------------|--------------------------|---------------|
|                         |              | Stringer ore        |        |        | Massive<br>ore |                          | Bedded<br>ore |
|                         |              | Vein1               | Vein2  | Vein3  |                |                          |               |
| Magnetite               |              |                     | ██████ | _____  | ██████         | ██████                   |               |
| Pyrite                  |              | _____               | ██████ | _____  | _____          |                          |               |
| Chalcopyrite            |              |                     | ██████ |        |                |                          |               |
| Specularite             |              |                     |        | ██████ |                |                          |               |
| Hematite                |              |                     |        |        |                |                          | ██████        |
| Goethite                |              |                     |        |        |                |                          | ██████        |
| Chlorite                |              |                     | ██████ | ██████ | _____          |                          |               |
| Epidote                 |              |                     | ██████ | ██████ |                |                          |               |
| Quartz                  |              | ██████              |        | _____  |                |                          |               |
| Calcite                 |              |                     |        | ██████ |                |                          | _____         |
| Vermiculite             |              |                     | ██████ |        |                |                          |               |
| Actinolite              |              |                     | _____  |        |                |                          |               |
| Hornblende              |              |                     | _____  |        |                |                          |               |
| Textures and Structures | Massive      |                     |        |        | ██████         |                          |               |
|                         | Banded       |                     |        |        |                | ██████                   |               |
|                         | Brecciated   |                     | ██████ | _____  |                |                          |               |
|                         | Vein-Veinlet | _____               | ██████ | ██████ |                |                          |               |
|                         | Disseminated |                     | ██████ | _____  |                | ██████                   |               |
|                         | Replacement  |                     | ██████ | _____  | _____          |                          | ██████        |

شکل ۱۴. توالی هم‌یافتی کانی‌ها در کانسار آهن رضوان

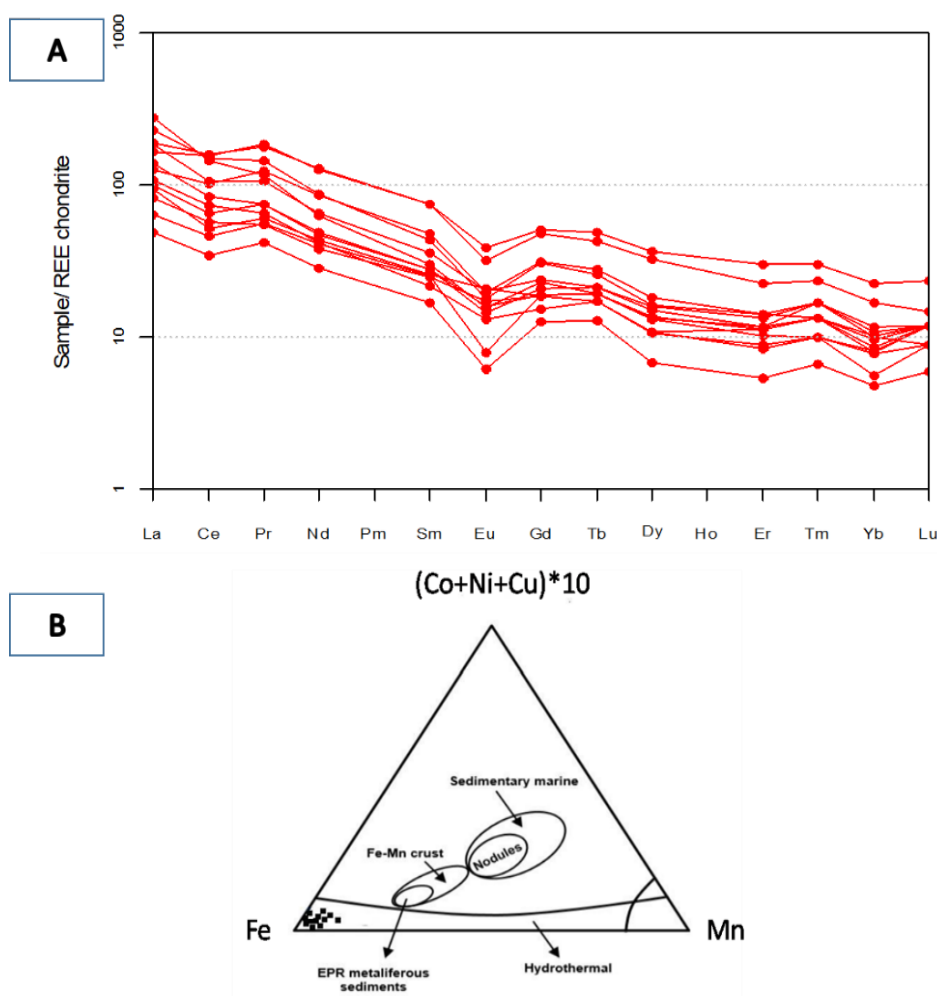
Fig. 14. Paragenetic sequence of minerals in the Rezvan iron deposit

## زمین‌شیمی کانسنگ

کندريت (Nakamura, 1974)، مقدار آنومالی یوروپیوم و سیریم پایین است (شکل ۱۵-A). در نمودار سه تایی Fe-Mn- $10(Co+Ni+Cu)$  (Bonatti, 1975) نمونه‌های کانسنگ آهن رضوان در موقعیت گرمایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-B). علاوه بر این، نسبت‌های U/Th، Ni/Co و Cu/Zn که به عنوان شاخص اکسایش- احیا گذشته استفاده می‌شود (Hallberg, 1976; Jones and Manning, 1994; Nath et al., 1997; Nagarajan et al., 2007; Ngueutchoua et al., 2017) در کانسنگ‌های آهن رضوان به ترتیب برابر ۱/۱۴، ۰/۳۹ و ۰/۳۲ است.

پس از بررسی‌های صحرایی و انجام بررسی‌های میکروسکوپی بر روی واحدهای سنگی به ویژه سنگ‌های توالی میزبان و رخساره‌های کانه‌دار، برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی کانسار آهن رضوان ۱۴ نمونه از کانسنگ و سنگ میزبان برای بررسی میزان عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و عناصر نادر خاکی تجزیه و تحلیل شدند. داده‌های حاصل از تجزیه و تحلیل زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و عناصر نادر خاکی مورد بررسی قرار گرفت.

با توجه به عناصر نادر خاکی کانسنگ، طبق نمودار بهنجار شده به



شکل ۱۵. A: نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای کانسنگ در کانسار آهن رضوان (Nakamura, 1974) و B: نمودار سه تایی  $\text{Fe-Mn-(Co+Ni+Cu)*10}$  (Bonatti, 1975) و موقعیت نمونه‌های کانسار رضوان

**Fig. 15.** A: Chondrite-normalized rare earth element diagram for ores of the Rezvan ore deposit (Nakamura, 1974), and B: Fe-Mn-(Co+Ni+Cu)\*10 ternary diagram (Bonatti, 1975) for the Rezvan ores

واضحی را نشان می‌دهد که از تحرک بالای این عناصر حکایت دارد (شکل ۱۶).

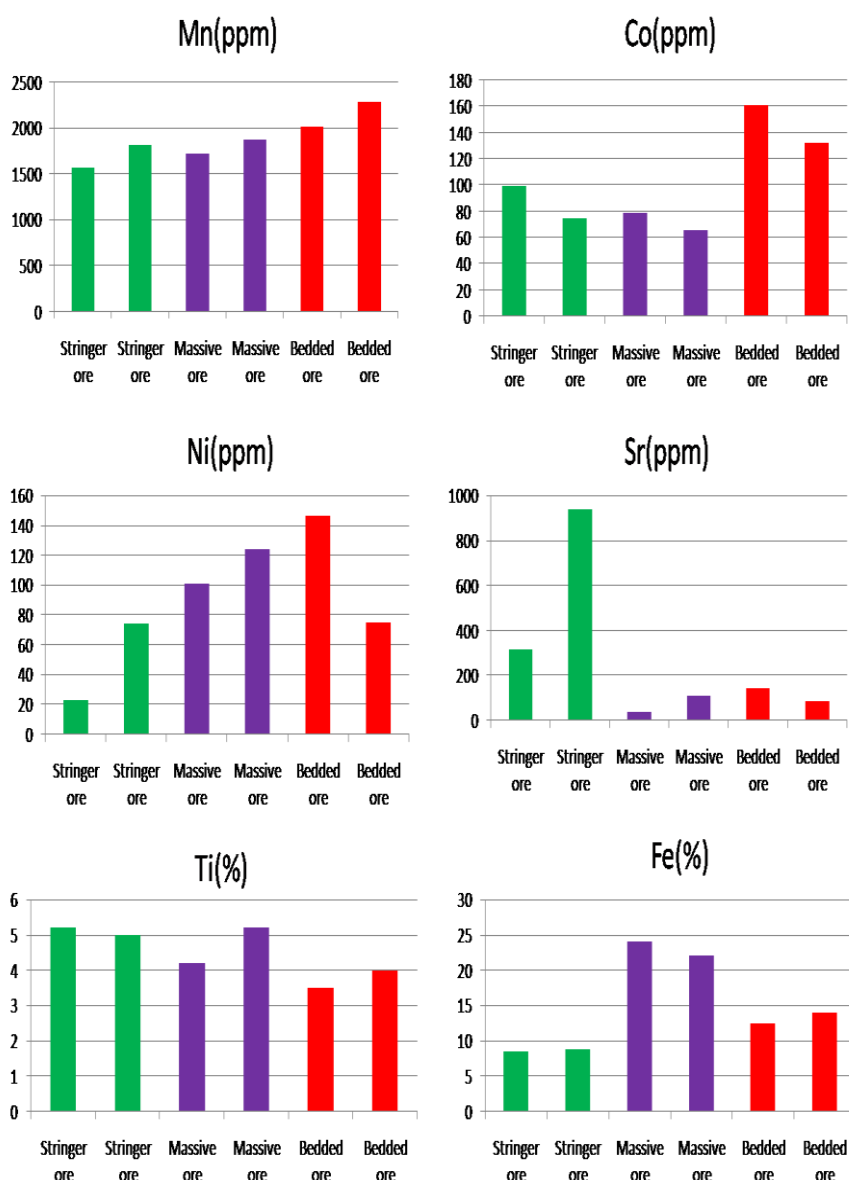
### الگوی تشکیل

کانه‌زایی آهن در توالی آتشفشانی- رسوبی ریزو به صورت بین لایه‌ای با لایه‌های توفی در توالی میزبان از ماهیت تشکیل در یک حوضه دریایی دارای فعالیت‌های آتشفشانی هم‌زمان با

بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمی بر روی رخساره‌های استرینگر، توده‌ای و نواری مقدار عناصر  $\text{Zn}$ ،  $\text{V}$ ،  $\text{Ni}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{Mn}$  و  $\text{As}$  از بخش استرینگر به سمت رخساره توده‌ای و نواری افزایش می‌یابد. مقدار عناصر  $\text{Sr}$  و  $\text{Ti}$  از رخساره استرینگر به سمت رخساره نواری کاهش می‌یابد. میزان عنصر  $\text{Fe}$  در رخساره استرینگر کمترین و در رخساره توده‌ای بیشترین مقدار را دارد. میزان عناصر  $\text{As}$  و  $\text{Mn}$  از رخساره توده‌ای به سمت رخساره نواری افزایش

دگرسانی‌های شدید سیلیسی، کلریتی و اپیدوتی همراه است. در زیر افق‌های کانه‌دار، توده‌های نفوذی وجود دارد که خود دارای دگرسانی کلریتی، اپیدوتی و سیلیسی بوده و میزبان کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای هستند. مواد معدنی دارای بافت و ساخت‌های رگه- رگچه‌ای، برشی، توده‌ای، دانه‌پراکنده و نواری هستند.

رسوب‌گذاری حکایت دارد. پیکره‌های معدنی به صورت لایه‌ای و چینه‌سان، همخوان و همروند با لایه‌بندی توف‌ها بوده که می‌تواند دلیلی بر تشکیل آنها به صورت سین‌ژنتیک و هم‌زمان با فعالیت‌های آتشفشانی و رسوب‌گذاری باشد. بخش زیرین پیکره‌های معدنی لایه‌ای به صورت رگه- رگچه‌ای بوده که با

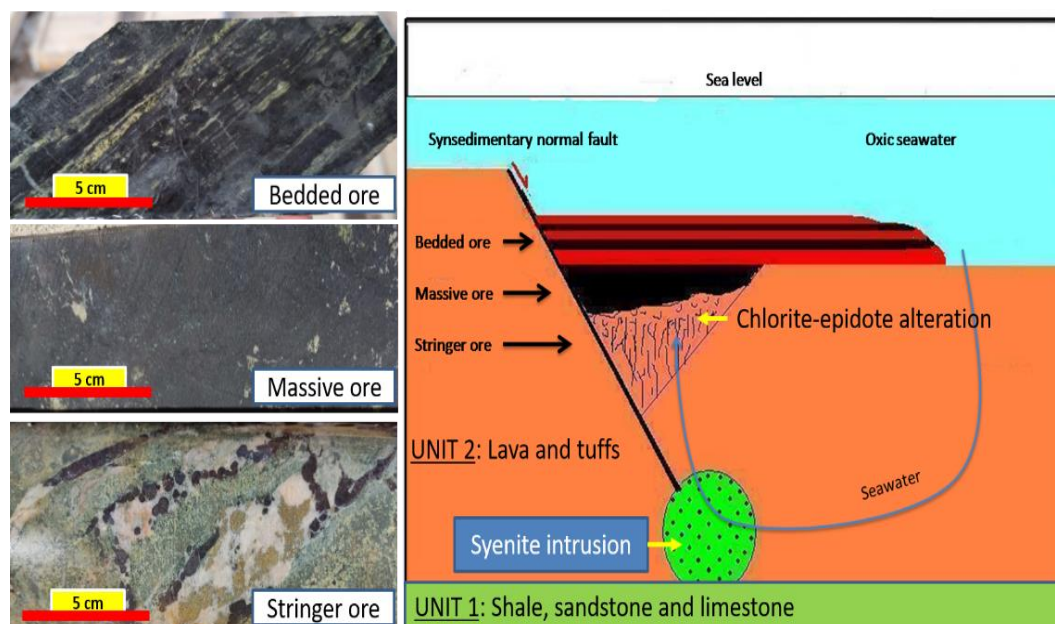


شکل ۱۶. نمودار هیستوگرام فراوانی برخی از عناصر در رخساره‌های کانه‌دار کانسار آهن رضوان

Fig. 16. Histogram diagram of some elements abundance for the ore facies of the Rezvan iron deposit

رضوان هم می‌توان گفت که سیالات گرمابی-برون‌دمی داغ، اسیدی و احیایی، پس از عبور از شکستگی‌های نرمال عمیق کف دریا، عناصر کانه‌ساز را از سنگ‌های کم‌پایین شسته، با خود به طرف بالا آورده و وارد حوضه دریایی اکسیدان کرده و در شرایط مناسب ته‌نشست داده‌اند. ته‌نشینی آهن در زیر کف دریا در محل گسل‌های هم‌زمان با آتشفشان و رسوب‌گذاری یا **زون تغذیه‌کننده** به صورت رگه-رگچه‌ای همراه با دگرسانی شدید سیلیسی، کلریتی و اپیدوتی بوده و در اثر ورود سیال به کف دریا (احتمالاً به صورت پلوم‌های شناور) به صورت کانسنگ لایه‌ای و نواری و همخوان و هم‌روند با نهشته‌های توفی میزبان در ابتدا به صورت ژل‌های هیدروکسید آهن نهشته‌شده و در نهایت در اثر دیاژنز به کانی‌های آهن از جمله مگنتیت و هماتیت تبدیل می‌شوند (شکل ۱۷).

از مهم‌ترین مدل‌های نهشت آهن در محیط‌های آتشفشانی-رسوبی، مدلی است که در آن از طریق گسل‌های هم‌زمان با فعالیت‌های آتشفشانی-رسوبی، ورود سیالات همرفتی گرمابی-برون‌دمی غنی از آهن به کف دریا رخ داده است و تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی (مثل دما، pH، Eh،  $f\text{CO}_2$ ،  $f\text{O}_2$ ،  $\text{H}_2\text{S}$ ) باعث ته‌نشینی آهن می‌شود. بکر و همکاران (Bekker et al., 2010) مدلی را برای تشکیل و ته‌نشست آهن در دریا ارائه می‌دهد. در ادامه باقی‌مانده آهن محلول نیز با رسیدن جریان‌های بالارو به محیط‌های اکسیدان و کم عمق‌تر در حضور اکسیژن، هیدروکسیدهای آمورف آهن سه ظرفیتی تولید می‌کند. چنان‌که بیان شد، ویژگی‌های زمین‌شناسی، شکل هندسی رخداد کانه‌زایی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانسنگ و دگرسانی در کانسار آهن رضوان نشان می‌دهد که این کانسار را می‌توان در دسته کانسارهای آهن آتشفشانی-رسوبی قرار داد. بنابراین در مورد کانسار آهن



شکل ۱۷. مدل نمادین تشکیل کانسار آهن رضوان به صورت یک سامانه گرمابی زیردریایی

Fig. 17. Schematic formation model of the Rezvan iron ore deposit as a submarine hydrothermal system

توده‌های نفوذی هم‌زمان با آتشفشان و رسوب گذاری نقش موتور حرارتی برای فعال‌سازی سامانه گرمایی زیردریایی و جریان همرفتی آب دریا داشته‌اند. در ادامه در طی دیاژنز، تبلور کانی‌های مگنتیت، هماتیت (اولیژیست یا اسپیکولاریت) و پیریت رخ داده است. البته هماتیت ثانویه و گوئیت طی فرایند هوازدگی و سوپرژن در طی بالاآمدگی منطقه ایجاد شده‌اند که در بخش‌های سطحی دیده می‌شوند.

بر اساس بررسی‌های ساخت، بافت، کانی‌شناسی، دگرسانی و تقدم و تأخیر رگچه‌های معدنی، سه فاز اصلی کانه‌زایی در کانسار رضوان قابل تشخیص است. فاز اول به صورت رگچه‌های نسل اول به طور عمده متشکل از کوارتز (حاوی مقادیر ناچیزی پیریت) است و دارای ماهیت سیلیسی بوده که احتمالاً از شرایط دمایی پایین‌تر و pH بالاتر سیال حکایت دارد. فاز دوم که اصلی‌ترین فاز است، اغلب شامل مگنتیت همراه پیریت، اپیدوت، کلریت و فلوگوپیت و گاهی ورمیکولیت، هورنبلند و اکتینولیت است و نشان‌دهنده دمایی بالاتر و pH پایین‌تر است. فاز سوم به صورت رگچه‌های نسل سوم کربناتی کانه‌دار حاوی کمی مگنتیت، پیریت و گاهی اولیژیست یا اسپیکولاریت و سیلیس بوده که به نظر می‌رسد دارای دمایی پایین‌تر از فاز قبل و pH و Eh بالاتر است. با توجه به عناصر نادر خاکی کانسنگ، طبق نمودار بهنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974)، پایین‌بودن مقدار آنومالی یوروپیوم نشان می‌دهد که محیط تشکیل کانسنگ کم‌عمق و اکسیدان است و  $Eu^{+3}$  نمی‌تواند جانشین عنصر در سنگ شود و لذا کانسنگ نهشته شده فقیر از Eu می‌شود. همچنین، پایین‌بودن مقدار آنومالی سریم (Ce) نیز تأیید کننده محیط اکسیدان است (De Baar et al., 1988; Zhang et al., 2022).

علاوه بر این، از نسبت  $Ni/Co$  به عنوان شاخص اکسایش-احیای گذشته استفاده می‌شود؛ به طوری که اگر مقادیر این نسبت در کانسنگ کمتر از ۵ باشد، نشان‌دهنده شرایط اکسیدان محیط است (Jones and Manning, 1994). میزان این نسبت در کانسنگ‌های آهن رضوان برابر ۱/۱۴ بوده که از حاکم‌بودن

شرایط اکسیدان در محیط تشکیل حکایت دارد. همچنین میزان نسبت  $U/Th$  میانگین در کانسنگ آهن رضوان برابر ۰/۳۹ است که بر اساس ناث و همکاران (Nath et al., 1997) بر محیط اکسیدان منطبق است. به علاوه، میزان نسبت  $Cu/Zn$  در کانسنگ برابر ۰/۳۲ بوده که از ویژگی‌های محیط اکسیدان ته‌نشست است (Hallberg, 1976; Nagarajan et al., 2007; Ngueutchoua et al., 2017).

ژانگ و همکاران (Zhang et al., 2022) معتقدند این شرایط در پرکامبرین پسین- کامبرین زیرین حاکم بوده است. بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمی بر روی رخساره‌های استرینگر، توده‌ای و نواری مقدار عناصر  $V, Zn, Co, Ni, Mn$  و  $As$  از بخش استرینگر به سمت رخساره توده‌ای و نواری افزایش و مقدار عناصر  $Sr$  و  $Ti$  از رخساره استرینگر به سمت رخساره نواری کاهش می‌یابد. افزایش بسیاری از عناصر به ویژه  $Zn, Mn$  و  $As$  به سمت رخساره نواری از تحرک بالای این عناصر حکایت دارد که می‌تواند نشان‌دهنده ورود سیال به محیط دریایی باشد.

در مجموع، با توجه به شکل هندسی ماده معدنی و رخساره‌های کانه‌دار، ساخت، بافت و کانی‌شناسی ماده معدنی، دگرسانی و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، این گونه استنباط می‌شود که کانسار آهن رضوان به صورت آتشفشانی- رسوبی در زمان نئوپروتروزوئیک تشکیل شده است. علاوه بر سایر انواع کانسارهای آهن، ایران مستعد کانسارهای آهن آتشفشانی- رسوبی است (Nabatian et al., 2015). از جمله این کانسارها در ایران (جدول ۱) می‌توان به کانه‌زایی آهن در سری هرمز در جزیره لارک (Alizadeh Fard and Mousivand, 2023) و کانه‌زایی آهن- سلسیت- منگنز کوه ریگ (Mahdevari et al., 2021) اشاره کرد. البته کانسارهای آهن آتشفشانی- رسوبی و سازند آهن نواری که بزرگ‌ترین منبع آهن هستند، در سراسر کره زمین (جدول ۲) به ویژه در کراتون‌ها گسترش دارند (Hou et al., 2014; Wu et al., 2015; Wu et al., 2016).



جدول ۱. مقایسه کانسار آهن رضوان با برخی از کانسارهای آهن آتشفشانی- رسوبی ایران

**Table 1.** Comparison of Rezvan iron deposit with some of the volcano-sedimentary Fe deposits in Iran

| Deposit                       | Lark Island                                                   | Dash Aghol                                               | Heneshak                                                                 | Gol Gohar                                                           | Zidar                                                                 | Rezvan                                                                       |
|-------------------------------|---------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|
| Feature                       |                                                               |                                                          |                                                                          |                                                                     |                                                                       |                                                                              |
| <b>Structural area</b>        | Zagros                                                        | Sanandaj-Sirjan                                          | Sanandaj-Sirjan                                                          | Sanandaj-Sirjan                                                     | Central Iran                                                          | Central Iran                                                                 |
| <b>Age</b>                    | Late Proterozoic                                              | Jurassic                                                 | Middle Triassic                                                          | Paleozoic                                                           | Eocene                                                                | Late Proterozoic                                                             |
| <b>Host and country rocks</b> | Lava and rhyolitic tuff, shale and evaporite deposits         | Sandstone and carbonate tuffs                            | Dolomite, shale, sandstone and crystalline limestone                     | Shale, sandstone, basaltic siltstone, gabbro and diabase, carbonate | Conglomerate, dolomite, shale, sandstone, tuff, marl, and shale       | Tuff, shale, sandstone, limestone, stromatolite limestone, dolomite          |
| <b>Mineralogy</b>             | Magnetite, oligist/specularite, hematite, pyrite and limonite | Hematite, magnetite, limonite, goethite and pyrite       | Hematite, magnetite, goethite, ramsdellite, psilocybin, and cryptomelane | Magnetite, goethite, limonite, pyrite and chalcoppyrite             | Magnetite, hematite, pyrite, goethite, limonite                       | Magnetite, hematite, oligist/specularite, goethite, pyrite and chalcoppyrite |
| <b>Structures and texture</b> | Vein-veinlet, brecciated, massive and banded                  | Massive, laminar, granular, brecciated, and vein-veinlet | Massive, laminated, disseminated, open-space fillings                    | Banded, granular, massive and replacement                           | Layered, massive, disseminated, replacement, colloform, and stockwork | Vein-veinlet, layered, massive, brecciated, disseminated, and replacement    |
| <b>References</b>             | Alizadeh Fard and Mousivand, 2023                             | Maghfouri et al., 2019                                   | Kazemi Rad et al., 2013                                                  | Babaki and Aftabi, 2006                                             | Rajai Ghahramanloo and Fardoust, 2015                                 | Present research                                                             |

جدول ۲. مقایسه کانسار آهن رضوان با برخی از کانسارهای آهن آتشفشانی- رسوبی جهان

Table 2. Comparison of the Rezvan iron deposit with some of the volcano-sedimentary Fe deposits in the world

| Deposit Feature        | Tianhu                                                     | Machang                                                                                    | Jinteshan                                                                                     | Yuanjiacun                                                          | Rezvan                                                               |
|------------------------|------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|
| Age                    | Ordovician                                                 | Neoarchaeon                                                                                | Precambrian                                                                                   | Paleoproterozoic                                                    | Late Proterozoic                                                     |
| Host and country rocks | Schist, quartzite, marble, amphibolite and granitic gneiss | Trachyte volcanic rocks, basalt and andesite, basalt-gneiss, schist, migmatite and granite | Clastic and carbonate sediments along with basaltic rocks                                     | Clastic sediments, carbonate units and volcanic units (greenschist) | Tuff, shale, sandstone, limestone, stromatolite limestone, dolomite  |
| Structures and texture | Layered, banded, and vein-veinlet                          | Layered, banded, massive, vein, and stockwork                                              | Layered and banded                                                                            | Layered and banded                                                  | Vein-veinlet, layered, massive, shear, disseminated, and replacement |
| Mineralogy             | Magnetite, hematite, pyrite, chalcopyrite                  | Magnetite, pyrite and hematite                                                             | Magnetite, hematite, barite, specularite, pyrite, chalcopyrite, jasper, chlorite and siderite | Magnetite, hematite, siderite, specularite and pyrite               | Magnetite, hematite, specularite, pyrite and chalcopyrite            |
| References             | Wu et al., 2016                                            | Wu et al., 2015                                                                            | Sun et al., 1998                                                                              | Hou et al., 2014                                                    | Present research                                                     |

## نتیجه‌گیری

در واحدهای توفی و به مقدار خیلی ناچیز در توده نفوذی گرانیتوئیدی سینه‌یتی کم‌پایین رخ داده است. پیکره‌های معدنی ماهیت لایه‌ای داشته که در بخش زیرین حالت رگه- رگچه‌ای دارند. در این کانسار سه رخساره کانسنگ از پایین به بالا مشاهده می‌شود: الف- رخساره رگه- رگچه‌ای که در آن رگه- رگچه‌های

کانه‌زایی آهن در منطقه رضوان رفسنجان در سری ریزو با محدوده سنی نوپروتروزوئیک رخ داده که اغلب شامل واحدهای توفی فلسیک تا گدازه‌ای مافیک با بین لایه‌های کربناته در بالای توالی است. کانه‌زایی آهن در افق‌های چینه‌شناسی خاص و به طور عمده

می‌یابد. مقادیر آنومالی منفی یوروپیوم نیز نشانه اکسیدان بودن محیط تشکیل کانسار است. شواهد مختلف از جمله نوع سنگ‌های میزبان و همراه، شکل هندسی پیکره‌های معدنی، ساخت، بافت و کانی‌شناسی ماده معدنی و دگرسانی نشان می‌دهد که کانه‌زایی آهن در کانسار رضوان در سری ریزو مشابه کانسارهای آهن آتشفشانی- رسوبی بوده که در زمان نئوپروتروزوئیک در اثر فعالیت سامانه‌های گرمایی زیر دریایی نهشته شده است.

### تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

### قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های دانشگاه صنعتی شاهرود و مدیر عامل محترم شرکت معدن آهن رضوان جناب آقای محمدی، برای انجام این پژوهش تشکر و قدردانی می‌نمایند.

حاوی ماده معدنی در واحدهای سنگی کمرباین به صورت سه نسل دیده می‌شوند که همراه دگرسانی‌های کلریتی- اپیدوتی و سیلیسی هستند، ب- رخساره توده‌ای که بخش پرعیار کانسار را تشکیل می‌دهد و ج- رخساره نواری که تناوب لایه‌های غنی از اکسید آهن و فقیر از آن در واحدهای توفی باعث ایجاد ساخت نواری شده است. ساخت و بافت‌های عمده ماده معدنی در کانسار شامل توده‌ای، نواری، برشی، رگه- رگچه‌ای، دانه‌پراکنده و جانشینی هستند. کانی‌های اصلی ماده معدنی شامل کانی‌های اولیه مگنتیت، پیریت و کمی کالکوپیریت و اولیژیست و کانی‌های ثانویه هماتیت و گوتیت بوده و کانی‌های باطله شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و ورمیکولیت هستند. بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمی بر روی رخساره‌های استرینگر، توده‌ای و نواری مقدار عناصر  $As$ ،  $Mn$ ،  $Co$ ،  $Ni$ ،  $V$ ،  $Zn$  از بخش استرینگر به سمت رخساره توده‌ای و نواری افزایش و مقدار عناصر  $Ti$  و  $Sr$  از رخساره استرینگر به سمت رخساره نواری کاهش

1. X-ray diffraction (XRD)
2. Inductivity coupled plasma- mass spectrometry (ICP-MS)
3. feeder/stringer zone

## References

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *GSA Bulletin*, 103(8): 983–992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103%3C0983:SASCOT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103%3C0983:SASCOT%3E2.3.CO;2)
- Alizadeh Fard, Y. and Mousivand, F., 2023. Ore Zoning, Geochemistry and Genesis of Iron Mineralization in Hormuz Volcano-Sedimentary Sequence, Larak Island, South of Bandar Abbas. *Journal of Economic Geology*, 15(2): 163–188. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.78626.1074>
- Amirkhani, R., Ebrahimi, M., Mokhtari, M. and Azimzadeh, A., 2017. Mineralogy, geochemistry, fluid inclusion study and genesis of Homeijan magnetite-apatite mineralization, SW Behabad, Yazd province. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 26(103): 83–100. <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.46732>
- Babaki, A. and Aftabhi, A., 2006. Investigation on the Model of Iron Mineralization at Gol Gohar Iron Deposit, Sirjan-Kerman. *Quarterly Journal of Earth Sciences*, 16(61): 40–59. Retrieved December 13, 2025 from [https://www.gsjournal.ir/article\\_207694.html?lang=en](https://www.gsjournal.ir/article_207694.html?lang=en)
- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O. and Rouxel, O.J., 2010. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes. *Economic Geology*, 105(3): 467–508. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.467>
- Bonatti, E., 1975. Metllogenesis at oceanic spreading centers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 3: 401–431. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.03.050175.002153>
- De Baar, H.J.W., German, C.R., Elderfield, H. and Van Gaans, P., 1988. Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(5): 1203–1219. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90275-x](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90275-x)
- Evans, A.M., 1993. *An Introduction to Economic Geology and Its Environmental Impacts*. Black well Science, 390 pp. Retrieved December 13, 2025 from [https://books.google.de/books?id=V7DIV1dgBHAC&printsec=frontcover&redir\\_esc=y#v=onepage&q&f=false](https://books.google.de/books?id=V7DIV1dgBHAC&printsec=frontcover&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false)
- Hallberg, R., 1976. A geochemical method for investigation of palaeoredox conditions in sediments. *Ambio Special Report*, 4: 139–147. Retrieved December 13, 2025 from <https://www.jstor.org/stable/25099586>
- Hou, T., Zhang, Z., Pirajno, F., Santosh, M., Encarnacion, J., Liu, J., Zhao, Z. and Zhang, L., 2014. Geology, tectonic settings and iron ore metallogenesis associated with submarine volcanism in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 57: 498–517. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.007>
- Javanshir, A., Rastad, A. and Rabbani, A., 2009. Ore-bearing Facies of Ahmad-Abad Zn- Pb (Mo) Deposit, Northeast of Bafq and Comparison with Bleiberg at Alps. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 18(71): 69–80. <https://doi.org/10.22071/gsj.2010.56989>
- Jones, B. and Manning, D.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1–4): 111–129. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90085-x](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90085-x)
- Kazemi Rad, M., Rastad, A. and Mohajal, M., 2009. Mineralogy, alteration, structure and texture of the Heneshak, Goli and Cheshmeh Esi iron-manganese deposits in the northeast of Safashahr, Fars Province. 27th Earth Sciences Conference and 13th Conference of the Geological Society of Iran. Geological and Mineral Exploration Organization of Iran, Tehran, Iran.
- Lagat, J., 2009. Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria Domes geothermal field, Kenya. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, Organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya.
- Maghfouri, S., Movahednia, M. and Hosseinzadeh, M., 2019. Geology, geochemistry and genesis of the iron mineralization in Jurassic volcanic-sedimentary sequence of the Dash Aghol deposit, northeast of Bukan, Sanandaj-Sirjan zone. *Quarterly Iranian Journal of Geology*, 13(50): 75–88. Retrieved December 13, 2025 from <https://dorl.net/dor/20.1001.1.17357128.1398.13.50.6.0>
- Mahdevvari, M., Mousivand, F., Sadeghian, M. and Movahednia, M., 2021. Ore facies, geochemistry

- and genesis of Kuhe Rig Fe-Sr-(Mn) deposit, South of Shahroud. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 31(2): 79–90.  
<https://doi.org/10.22071/gsj.2020.189496.1666>
- Moghaddasi, J., Yazdi, J. and Namdar Mohammadi, T., 2018. Mineralogy and geochemistry of Siriz iron deposit, northwest of Zarand, Kerman province. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 27(106): 99–116.  
<https://doi.org/10.22071/gsj.2018.58233>
- Nabatian, Gh., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. and Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe–Mn mineralization in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62(2): 211–241.  
<https://doi.org/10.1080/08120099.2015.1002001>
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S. and Moutte, J., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli formation, Bhima basin, northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2): 150–160. Retrieved December 13, 2025 from  
<https://rmcg.geociencias.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/726>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757–775. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nath, N.B., Bau, M., Ramalingeswara Rao, B. and Rao, C.M., 1997. Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(12): 2375–2388. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(97\)00094-x](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(97)00094-x)
- Ngueutchoua, G., Ngantchu, L.D., Youbi, M., Ngos Iii, S., Beyala, V.K.K., Yifomju, K.P. and Tchamgoué J.C., 2017. Geochemistry of cretaceous mudrocks and sandstones from Douala sub-basin, Kumba area, south west Cameroon: constraints on provenance, source rock weathering, paleo-oxidation conditions and tectonic environment. *International Journal of Geosciences*, 8(4): 393–424.  
<https://doi.org/10.4236/ijg.2017.84021>
- Pakizeh Sanajerdi, S.A., Mousivand, F., Rajabi, A. and Maghfouri, S., 2020. Nohkuhi volcanogenic massive sulfide deposit: a sample of Bathurst-type mineralization in northwest of Kerman. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 29 (115): 111–122.  
<https://doi.org/10.22071/gsj.2019.117154.1397>
- Rajai Ghahramanloo, A. and Fardoust, F., 2015. Mineralogy, geochemistry and genesis model of the Zeidar iron deposit, East Miami. Master's thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 158 pp. Retrieved December 13, 2025 from  
<https://shahroodut.ac.ir/fa/thesis/thesis.php?thid=QE253>
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths (English translation of the 4th. Edition). Pergamon press, 1205 pp.
- Rostami, M. and Tale Fazel, A., 2019. Geochemistry, mineralization and alkali-Fe oxide alteration of the Lake Siah iron±apatite deposit (northeastern Bafq), Bafq-Saghand metallogenic province. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 587–616. (in Persian with English abstract)  
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V10I2.63377>
- Sun, H., Wu, J., Yu, P. and Li, J., 1998. Geology, geochemistry and sulfur isotope composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superior-type) hematite-jasper-barite iron ore deposits associated with stratabound Cu mineralization in the Gansu Province, China. *Mineralium Deposita*, 34(1): 102–112. Retrieved December 13, 2025 from  
<https://link.springer.com/article/10.1007/s001260050188>
- Vahdati Daneshmand, F., Sheikh-ul-Islami, M. and Rafia, R., 1995. Geological Map 1:100,000, Reviewers. Geological and Mineral Exploration Organization of the Country.
- 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>
- Wu, C.Z., Lei, R.X., Santosh, M., Chi, G.X., Gu, L. X. and Xie, S.W., 2016. Ordovician volcano–sedimentary iron deposits of the Eastern Tianshan area, Northwest China: the Tianhu example. *International Geology Review*, 58(11): 1398–1416.  
<https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1163516>
- Wu, H., Niu, X., Zhang, L., Pirajno, F., Luo, H., Qin, F. and Qi, M., 2015. Geology and geochemistry of the Macheng Algoma-type banded iron-formation, North China Craton: Constraints on



mineralization events and genesis of high-grade iron ores. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113(part 3): 1179–1196.

<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.05.024>

Zhang, J., Shields, L., Ma, B., Yin, Y., Wang, J., Zhang, R. and Hui, X., 2022. The clinical learning

environment, supervision and future intention to work as a nurse in nursing students: a cross-sectional and descriptive study. *BMC Medical Education*, 22: 548.

<https://doi.org/10.1186/s12909-022-03609-y>



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

### سیاست دسترسی آزاد

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

### انواع مقاله قابل پذیرش

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

### بخش‌های مقاله

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

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

### تدوین مقاله

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

- مقاله با نرم‌افزار WORD تایپ شود.
- متن مقاله به زبان فارسی باشد.
- مقاله دارای چکیده فارسی و چکیده مبسوط انگلیسی (طبق ساختار مشخص شده در [راهنمای نگارش](#)) باشد.
- نسخه اولیه به صورت تک ستونی تهیه شود.
- تعداد صفحه‌های مقاله از ۲۵ صفحه (شامل متن، شکل، جدول و منابع) تجاوز نکند.
- حاشیه صفحه‌ها از بالا ۳/۵، از پایین ۲/۵، از راست و چپ ۲ سانتی‌متر باشد. ساین 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 اندازه‌گیری 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 چپ‌چین شود.
- شماره‌گذاری فرمول، یک سطر بالاتر از فرمول قرار گیرد.

### منابع

- منابع استفاده شده در مقاله، از منابعی باشند که به صورت کتاب، نشریه علمی، پایان‌نامه و ... بوده و قابل دسترسی توسط خواننده باشد. از منابع غیرقابل دسترسی و منابع غیرعلمی 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 موردنیاز) 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. 5<sup>th</sup> Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. Retrieved September 26, 2018 from [https://www.researchgate.net/publication/273575902\\_Geology\\_mineralization\\_and\\_geochemistry\\_of\\_Koli\\_prospect\\_area\\_northeast\\_of\\_Ghaen\\_South\\_Khorasan\\_province](https://www.researchgate.net/publication/273575902_Geology_mineralization_and_geochemistry_of_Koli_prospect_area_northeast_of_Ghaen_South_Khorasan_province)

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

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

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

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

برگزارکننده (برگزارکنندگان)، سال برگزاری، عنوان، نام کارگاه، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری،  
تاریخ برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

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

### نقشه (Map)

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

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

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

### گزارش (Report)

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

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

### منابع اینترنتی (Internet Resources)

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



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

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

### انتشار و تألیف

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

### نویسندگان

- گواهی اصالت مقاله توسط نویسندگان در هنگام ارسال مقاله به صورت الکترونیکی تسلیم می‌شود، همچنین باید گواهی شود که مقاله ارسال‌شده در نشریه دیگری چاپ‌نشده 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 ارجاع‌داده شود.
- تقدیر و تشکر و وابستگی سازمانی نویسندگان در مقاله آورده شود و هرگونه مغایرت منافع بین نویسندگان و یا سازمان‌ها ذکر شود.
- از گزارش خطا و اشتباه در آثار منتشرشده که به بهبود کیفیت مقالات کمک می‌کند، استقبال می‌شود.
- نویسندگان بعد از تکمیل فرایند ارزیابی مقاله، حق انصراف از چاپ را ندارند.

### داوران

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

- و یا پذیرش مقاله، به سردبیر فرستاده شود.
- پیشنهادهاى داوران در خصوص مقالات منتشرشده 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 به‌منظور 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 ارائه‌شده 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 چاپ‌شده یا چاپ‌نشده آنها، پیدا کنند.
- رد مقالات بر اساس سوءظن امکان‌پذیر نیست.
- تضاد منافع میان اعضای هیئت تحریریه، نویسندگان و داوران باید به‌درستی 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 پذیرفته‌شده با ارائه ادله قابل انجام است.
- همه اعضای هیئت تحریریه و نویسندگان، باید هر نوع اصلاحی را صادقانه و به‌طور کامل انجام دهند.
- اخلاق نشر باید در مقاله رعایت شود. سرقت علمی و یا ارائه داده‌های تقلبی موجب می‌شود که نویسندگان به‌عنوان 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

---

|                                                                                                                                                                   |            |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>Application of Deep Learning-Based Multi-Class Anomaly Detection in Geochemical Exploration with Bayesian Hyperparameter Tuning .....</b>                      | <b>1</b>   |
| Puyan Javandel, Nader Fathianpour, Seyed Hassan Tabatabaei                                                                                                        |            |
| <b>Ore Structures, geochemistry, O-isotopes and fluid inclusion of the Ediacaran Banded Iron Formation at the Koushk area, Northeast Bafq, Central Iran .....</b> | <b>37</b>  |
| Kiamars Hosseini, Mohammad Yazdi, Hossein Azizi                                                                                                                   |            |
| <b>The source of ore fluids in the Bafq district iron oxide-apatite deposits, Central Iran: a fluid inclusion approach .....</b>                                  | <b>89</b>  |
| Mobina Esmaeili Zeini, Saeed Alirezaei                                                                                                                            |            |
| <b>Determination of physicochemical indicators of magma, tectonic setting and mineralization potential of the Cheshmeh Ghasaban gabbro massif, Hamedan .....</b>  | <b>123</b> |
| Adel Saki, Milad Jahani, Maryam Dorani                                                                                                                            |            |
| <b>Rezvan ore deposit, northeast of Rafsanjan: a volcano-sedimentary iron mineralization in the Rizou series, Poshte Badam block .....</b>                        | <b>145</b> |
| Mohammad Reza Ardyani, Fardin Mousivand, Mahmoud Sadeghian                                                                                                        |            |





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](mailto: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](mailto:karimpur@um.ac.ir)

## Editorial Board

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## Executive Director

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

## Consultant

Dr. Azadeh Malekzadeh Shafaroudi (Ferdowsi  
University of Mashhad)

## Persian Editor

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

## Page Designer

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

# JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 17, No. 4, 2025, Serial No. 47

## CONTENTS

**Application of Deep Learning-Based Multi-Class Anomaly Detection in Geochemical Exploration with Bayesian Hyperparameter Tuning** \_\_\_\_\_ 1

Puyan Javandel, Nader Fathianpour, Seyed Hassan Tabatabaei

**Ore Structures, geochemistry, O-isotopes and fluid inclusion of the Ediacaran Banded Iron Formation at the Koushk area, Northeast Bafq, Central Iran** \_\_\_\_\_ 37

Kiamars Hosseini, Mohammad Yazdi, Hossein Azizi

**The source of ore fluids in the Bafq district iron oxide-apatite deposits, Central Iran: a fluid inclusion approach** \_\_\_\_\_ 89

Mobina Esmaili Zeini, Saeed Alirezai

**Determination of physicochemical indicators of magma, tectonic setting and mineralization potential of the Cheshmeh Ghasaban gabbro massif, Hamedan** \_\_\_\_\_ 123

Adel Saki, Milad Jahani, Maryam Dorani

**Rezvan ore deposit, northeast of Rafsanjan: a volcano-sedimentary iron mineralization in the Rizou series, Poshte Badam block** \_\_\_\_\_ 145

Mohammad Reza Ardyani, Fardin Mousivand, Mahmoud Sadeghian