

# زمین شناسی ایران

سال ۱۶، شماره ۶۱، بهار ۱۴۰۱

## فهرست

- جدایش ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی طلا-مس به روش فرکتال عیار-تعداد (C-N) در گستره قلعه‌دار، جنوب شرق نایین  
بهنام قلی‌پور، علی کنعانیان، شجاع‌الدین نیرومند، امین طرهانی و مهرداد. فردوسی راشد..... ۱
- زمین‌شناسی، ساخت و بافت، میان‌بارهای سیال و الگوی تشکیل کانه‌زایی مس طبیعی تپ میشیگان در کانسار سه بندوق، شمال شرق ایران  
بهزاد حمامی‌پور بارانجی، حسینعلی تاج‌الدین و مهدی موحدنیا..... ۱۵
- زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های کرتاسه براساس نانوفسیل‌های آهکی در برش چینه‌شناسی خونیک (غرب قاین، شرق ایران)  
مرضیه نطقی مقدم، فرح جلیلی و سعیده سنماری..... ۳۳
- شیمی کانی کلینوپیکروکسن، رهیافتی بر پتروژنز کمپلکس آتشفشانی سارای-شمال غرب ایران  
مهدی قادری، نصیر عامل و محسن موید..... ۴۵
- رفتار هیدرودینامیکی سازند آهکی سورمه در جریان ورودی آب به تونل نوسود در گستره دره زیمکان، کرمانشاه  
حمیدرضا ناصری، نرگس بیات و جواد عزتی فیض..... ۶۳
- بررسی الگوی ساختاری و معرفی سطوح جدایشی رشته کوه البرز در شمال دامغان  
زینب تسلیمی، عبدالله سعیدی، منوچهر قرشی، مهران آرین و علی سلگی..... ۷۹

Quarterly

# Iranian Journal of Geology

Vol. 16, No. 61, Spring 2022

## Contents

- Separation of geochemical anomalies of gold-copper by concentration -Number Fractal (C-N) method in southeast of Nain  
Gholipour, B., Kananian, A., Niroomand, Sh., Tarhani, A. and Ferdowsi Rashed, M.....99
- Geology, structure, texture, fluid inclusion and formation model of Michigan type copper mineralization in the Sebandoon deposit, Northeast of Iran  
Hammamipour-Baranji, B., Tajeddin, H. A. and Movahednia, M.....100
- Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Cretaceous deposits in Khunik stratigraphic section (West Qaen, eastern Iran)  
Notghi Moghaddam, M., Jalili, F. and Senemari, S.....101
- Mineral chemistry of clinopyroxene, an approach to petrogenesis of Saray Volcanic Complex-Northwest of Iran  
Ghaderi, M., Amel, N. and Moayyed, M.....102
- Hydrodynamic behavior of Soremeh Carbonate Formation on groundwater inflow to Nowsud Tunnel in Zimkan valley region, Kermanshah  
Nassery, H.R., Bayat, N. and Ezzati Feyz, J.....103
- Investigation of structural pattern and introduction of detachment surface of Alborz Mountain Range in the north of Damghan  
Taslimi, Z., Saidi, A., Ghoreishi, M., Arian, M. and Solgi, A. ....104



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۶، شماره ۶۱، بهار ۱۴۰۱

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبد... سعیدی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قوبدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر داخلی: دکتر راحله هاتفی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و ناعمه فاضلی

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: بهار ۱۴۰۱

چاپ: طرح و نقش

نشانی: تهران، بلوار کشاورز، خیابان ۱۶ آذر، پلاک ۴۰

نشانی دفتر فصلنامه:

تهران، اوین، دانشگاه شهیدبهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۹۹۰۲۵۹۴، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: [zaminshenasiiran@yahoo.com](mailto:zaminshenasiiran@yahoo.com)

وب سایت فصلنامه: [Journal.rias.ac.ir](http://Journal.rias.ac.ir)

وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: [www.rias.ac.ir](http://www.rias.ac.ir)

این فصلنامه دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۳/۳۰۹ مورخ ۸۷/۱/۲۸ از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری می‌باشد.

این نشریه در پایه استنادی علوم جهان اسلام و نیز ایران ژورنال (نظام نمایه‌سازی مرکز منطقه‌ای اطلاع‌رسانی علوم و فناوری) نمایه شده است و دارای ضریب تاثیر می‌باشد. همچنین این نشریه در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر قابل دسترس است:

<http://www.isc.gov.ir>; <http://www.srlst.com>; <http://www.sid.ir>; <http://www.magiran.com>

## راهنمای نگارش مقالات

فصلنامه زمین‌شناسی ایران هر سه ماه یک بار منتشر می‌شود و در زمینه‌های تخصصی زمین‌شناسی مقاله می‌پذیرد. هر مقاله تحقیقی فارسی باید دارای عنوان، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی به فارسی، مقدمه، روش مطالعه، بحث و نتیجه‌گیری، منابع، چکیده انگلیسی و واژه‌های کلیدی به انگلیسی باشد و اصول زیر در آن رعایت شود.

- متن مقاله باید با فاصله سطر ۱ cm و با رعایت حاشیه ۳ سانتی‌متر از لبه‌ها و قلم فارسی B Nazanin ۱۳ و انگلیسی Times New Roman ۱۱، در نرم‌افزار Word تایپ و تصاویر در فولدر جداگانه با فرمت Jpeg یا Tiff به نشانی [zaminshenasiiran@yahoo.com](mailto:zaminshenasiiran@yahoo.com) به دفتر مجله ارسال شود (حداکثر تعداد صفحات مقاله ۱۵ صفحه می‌باشد).

- مقاله باید دارای یک برگ مشخصات مقاله به‌طور جداگانه شامل نام و نام خانوادگی نویسنده (گان)، مرتبه علمی و آدرس به هر دو زبان فارسی و انگلیسی، شماره تلفن و فاکس و پست الکترونیکی باشد.

- چکیده باید محتوای مقاله را با تأکید بر روش‌ها، نتایج و اهمیت و کاربرد نتایج بازگو نماید و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود. چکیده انگلیسی باید کاملاً منطبق با چکیده فارسی باشد.

- واژه‌های کلیدی تا پنج مورد به‌ترتیب حروف الفبا بلافاصله بعد از چکیده‌های فارسی و انگلیسی آورده شود.

- در صورت نیاز "سپاسگزاری" قبل از فهرست منابع آورده شود.

- منابع فارسی و به دنبال آن منابع خارجی به‌ترتیب حروف الفبا آورده شود. به‌عنوان مثال:

بابایی، م. و حسنی، ی.، ۱۳۸۳. الگوی سیستم زهکشی در معادن. فصلنامه تحقیقات منابع آب، ۱۲، ۲۷-۱۴.

Bellon, H., and Braud, J., 2003. Carbonate Sedimentary Environment, John Wiley, 360.

Cliff, R.A., Droop, G.T., and Rex, D., 1985. Alpine metamorphic in the south-east Tauern Window. Journal of Metamorphic Geology, 3, 403-415.

- در صورتی که از مقاله‌های اینترنتی استفاده شده است در فهرست منابع آورده شود. چنانچه مقاله‌ای دارای شماره doc. است در ادامه منابع آورده شود.

- برای ارجاع به منابع در متن از نام نویسندگان و سال انتشار منبع استفاده گردد.

- در متن مقاله از آوردن کلمات انگلیسی (به استثنای اسامی جنس و گونه فسیل‌ها و اسامی نویسندگان) خودداری شود و واژه‌ها (با ذکر شماره) در پاورقی آورده شود.

- عناوین جدول‌ها در بالا و عناوین شکل‌ها در زیر آنها نوشته شود. فقط از واژه شکل برای کلیه نمودارها و تصاویر استفاده شود. کلیه تصاویر میکروسکوپی همراه با مقیاس در زیر عکس باشد.

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

- برگ تعهد را امضا نموده و تا دریافت پاسخ نهایی نشریه، از ارسال آن به سایر نشریات خودداری فرمایید.

- مجله در ویراستاری، رد یا پذیرش مقالات مختار است.

## جدایش ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی طلا-مس به روش فرکتال عیار-تعداد (C-N) در گستره قلعه‌دار، جنوب شرق ناین

بهنام قلی‌پور<sup>۱</sup>، علی کنعانیان<sup>۲\*</sup>، شجاع‌الدین نیرومند<sup>۳</sup>، امین طرهانی<sup>۴</sup> و مهرداد فردوسی راشد<sup>۵</sup>

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۲. استاد گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۳. استادیار گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۴. کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
۵. کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۷/۲۷

### چکیده

در این مقاله به منظور مطالعات اکتشاف ناحیه‌ای و جدایش ناهنجاری ژئوشیمیایی از زمینه از روش فرکتالی عیار-تعداد استفاده شده است. ناهنجاری‌های عناصر شاخص شامل طلا، آرسنیک، نقره، مس، آنتیموان، سرب، روی و مولیبدن در گستره اکتشافی قلعه‌دار (استان اصفهان) بررسی شده است. بدین منظور ۳۳۶ نمونه از واحدهای سنگی گستره به روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. سپس داده‌های حاصل از آنالیز شیمیایی پس از جایگزینی داده‌های سنسورد برای پردازش دسته‌بندی و آماده‌سازی شدند. با استفاده از روش فرکتالی عیار-تعداد ناهنجاری‌های عناصر در این گستره شناسایی و نقشه‌های ناهنجاری‌ها رسم شد. نتایج مطالعات ژئوشیمی در گستره نشان داد، ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی مختلف از عناصر Au, Mo, Cu, As, Sb, Pb, Zn ارتباط نزدیک و تنگاتنگی با هاله‌های دگرسانی و توده‌های نیمه عمیق دارد. همچنین این مطالعات منجر به تشخیص یک سامانه ژئوشیمیایی شد. پس از رسم نقشه‌های ژئوشیمی و مشخص کردن مناطق ناهنجار، تلفیق و انطباق ناهنجاری عناصر مختلف با یکدیگر انجام شد و در نهایت، پهنه‌بندی از عناصر صورت پذیرفت. به ترتیب پهنه‌بندی از مرکز به سمت خارج سیستم شامل ناهنجاری‌های مولیبدن (Mo)، مس-مولیبدن (Cu+Mo)، سرب-روی (Pb+Zn) و در نهایت ناهنجاری طلا-آرسنیک (As+Au) نیز که در حاشیه سیستم قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: پهنه‌بندی عناصر، فرکتال عیار-تعداد، گستره معدنی قلعه‌دار، ناهنجاری ژئوشیمیایی.

### مقدمه

ژئوشیمی اکتشافی در یک محیط سنگی، یک روش اکتشافی برای کانسارهای پنهان بخصوص در مناطق کوهستانی است. استفاده از این روش برای شناسایی هاله‌های اولیه کانسارها حتی تا فاصله زیاد از محل کانسار

و تشخیص منطقه‌بندی عناصر در اطراف کانسار و تشخیص عمق فرسایش بسیار سودمند است. مطالعات ژئوشیمی در مراحل مختلف اکتشاف ذخایر معدنی، مورد استفاده کارشناسان بخش اکتشاف می‌باشد. در مرحله پی‌جوئی برای مشخص کردن ناهنجاری‌ها در رابطه با مناطق امیدبخش،

\* نویسنده مرتبط: kananian@ut.ac.ir

است و کاربرد گسترده‌ای در جداسازی جوامع زمین‌شناسی دارد (Mao et al., 2004). با توجه به اینکه توزیع فرکتالی عناصر در جهت گمانه‌ها برای جدایش هاله‌های کانه‌زایی در آنها در سال ۲۰۰۹ توسط Carranza در کانسار مس پورفیری گولونگ تبت مورد مطالعه قرار گرفت و نشان داد استفاده از روش‌های فرکتالی کمک زیادی به بررسی وضعیت کانه‌زایی در امتداد گمانه‌ها می‌کند، در این مقاله از این روش برای جدایش هاله‌های کانه‌زایی در گستره اکتشافی قلعه‌دار استفاده شده است.

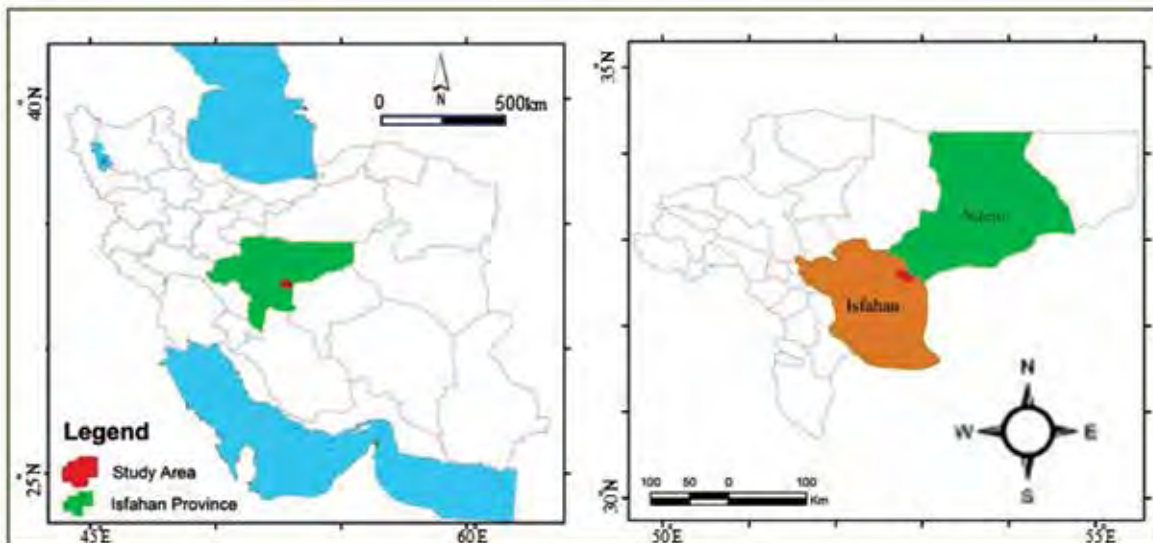
گستره قلعه‌دار در حدود ۴۰ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان نایین در استان اصفهان واقع شده است (شکل ۱). این گستره شامل سه گستره به نام‌های A, B و C است. به لحاظ جغرافیایی گستره مطالعاتی قلعه‌دار در استان اصفهان و در مرز بین شهرهای اصفهان و نایین واقع می‌شود. نزدیک‌ترین شهر به این گستره نایین است. گستره اکتشافی I4 (قلعه‌دار) یکی از گستره‌های به دست آمده از فاز شناسایی و پی‌جویی در پهنه وسیع نائین-نطنز می‌باشد (سامانی، ۱۳۹۶). فاز ژئوشیمی ناحیه‌ای و تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ در سال ۱۳۹۶ توسط شرکت مهندسی معدن شیب آزما در گستره‌ای به وسعت ۸۳ کیلومتر مربع (با نام قلعه‌دار) به انجام رسید و حاصل این مطالعات معرفی گستره امیدبخش عناصر طلا-مس I4 به وسعت ۲۲ کیلومتر مربع می‌باشد. در گستره مطالعاتی ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی مختلف از عناصر Au, Mo, Cu, As, Sb, Pb, Zn که ارتباط نزدیک و تنگاتنگی با پهنه‌های دگرسانی و توده‌های نیمه عمیق دارد، مشاهده می‌شود.

هدف نهایی از انجام مطالعات حاضر انجام مطالعات اکتشاف ناحیه‌ای، جدایش ناهنجاری ژئوشیمیایی از زمینه با استفاده از روش فرکتالی عیار-تعداد، ناهنجاری‌های عناصر شاخص شامل طلا، آرسنیک، نقره، مس، آنتیموان، سرب، روی و مولیبدن، مشخص کردن هاله‌های غنی‌شدگی و تهی‌شدگی در سطح گستره، مشخص کردن پدیده‌های کانه‌زایی و کنترل‌کننده‌های آن صورت پذیرفت.

نمونه‌برداری از محیط‌های سنگی و خاکی صورت پذیرفت و سپس مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفت. در مراحل اکتشافات مقدماتی و تفصیلی، نحوه توزیع عناصر و ترکیب‌های مختلف در کانسار مورد مطالعه مشخص می‌شود. در گستره پیشنهادی مطالعات ژئوشیمی که از نتایج مطالعات زمین‌شناسی حاصل می‌شود، با هدف بیان تغییرات سنگ‌شناسی در گستره مورد مطالعه، نمونه‌برداری‌های لازم انجام می‌شود و با روش‌های مورد نظر، ناهنجاری‌های مربوطه تعیین می‌شود. انتخاب روش مورد استفاده در مرحله تفسیر از مهم‌ترین عوامل در موفقیت مطالعات اکتشافی است (حسنی پاک، ۱۳۸۴).

مطالعات انجام شده توسط چنگ و همکاران (Cheng et al., 1994) همبستگی فرکتال بین عیار و تمرکز عناصر و خصوصیات هندسی، پراکندگی ژئوشیمیایی آنها را نشان دادند. میان میزان ذخیره تجمعی در یک کانسار با عیارهای متوسط بخش‌های مختلف آن، رابطه فرکتالی وجود دارد (Turcotte, 1986). روش‌های فرکتال متعددی برای اکتشاف ژئوشیمیایی و تشخیص ناهنجاری‌ها به کار صورت می‌پذیرد و شامل روش‌های عیار-مساحت (Cheng et al., 1994)، روش طیف توان-مساحت (Cheng, 1999)، و روش عیار-تعداد (Hassanpour and Afzal, 2013) می‌باشد. توزیع فضایی اغلب عناصر در محیط ژئوشیمیایی-زمین‌شناسی نتیجه فرآیندهای زمین‌شناسی از قبیل فعالیت‌های آتشفشانی یا توده‌های نفوذی، فرآیندهای رسوبی، تکتونیک، فرآیندهای دگرگونی و کانه‌زایی می‌باشند. این فرآیندها دارای مشخصات مشابهی هستند، از این رو می‌توانند فرکتال یا مولتی فرکتال تلقی شوند (Afzal et al., 2016). از تلفیق نتایج حاصل از مدل فرکتال با شواهد زمین‌شناسی دید بهتری از مراحل کانی‌زایی و نیز پراکندگی ثانویه عناصر به دست می‌آید (محمدی اصل و همکاران، ۱۳۹۹).

یکی از کاربردهای مهم هندسه فرکتال در اکتشاف، تعیین آستانه داده‌های ژئوشیمیایی برای تعیین نواحی ناهنجاری است (Afzal et al., 2012; Deng et al., 2010). یکی از روش‌های مهم در این میان روش فرکتالی عیار-تعداد



شکل ۱. موقعیت قرارگیری گستره مطالعاتی در کشور و استان اصفهان

### زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

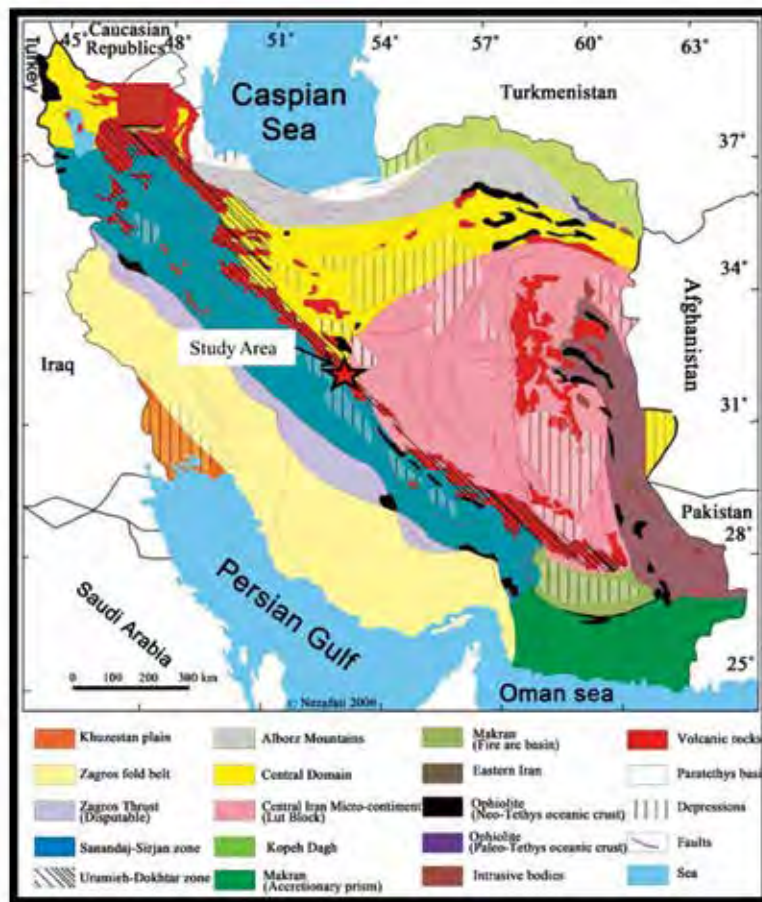
واحدهای سنگ‌شناسی در گستره قلعه‌دار شامل سنگ‌های آتشفشانی، آذرآوری و واحدهای ساب و لکانیک و نفوذی با ترکیب‌های مختلف است. با توجه به قرارگیری این گستره در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان، سن واحدهای خروجی و آذرآوری ائوسن تا پلیوسن تعیین شده، ولی توده‌های نفوذی و دایک‌ها به زمان بعد از ائوسن نسبت داده می‌شوند. ساب و لکانیک‌های با ترکیب حدواسط واحدهای ائوسن را قطع کردند و به علت نبود سن مطلق این واحدها، تنها براساس شواهد چینه‌شناسی می‌توان آن‌ها را به بعد از ائوسن نسبت داد. کهن‌ترین واحدهای سنگی پهنه از نوع سنگ‌های دگرگونی شیست سبز و مرمر است و سن آنها پالئوزوئیک است.

بر اساس مطالعات انجام شده، دگرسانی پروپلیتیک به عنوان دگرسانی غالب در گستره است و بعد از آن دگرسانی کوارتز-سریسیت (همراه با کوارتز-سریسیت-ترکیبات آهن) و آرژیلیک (همراه با آرژیلیک پیشرفته) در رده‌های بعدی می‌باشد. بر این اساس مشخص می‌شود، فرآیند دگرسانی در گستره قلعه‌دار کم و بیش در بیشتر واحدهای سنگ‌شناسی دیده می‌شود (شکل ۳).

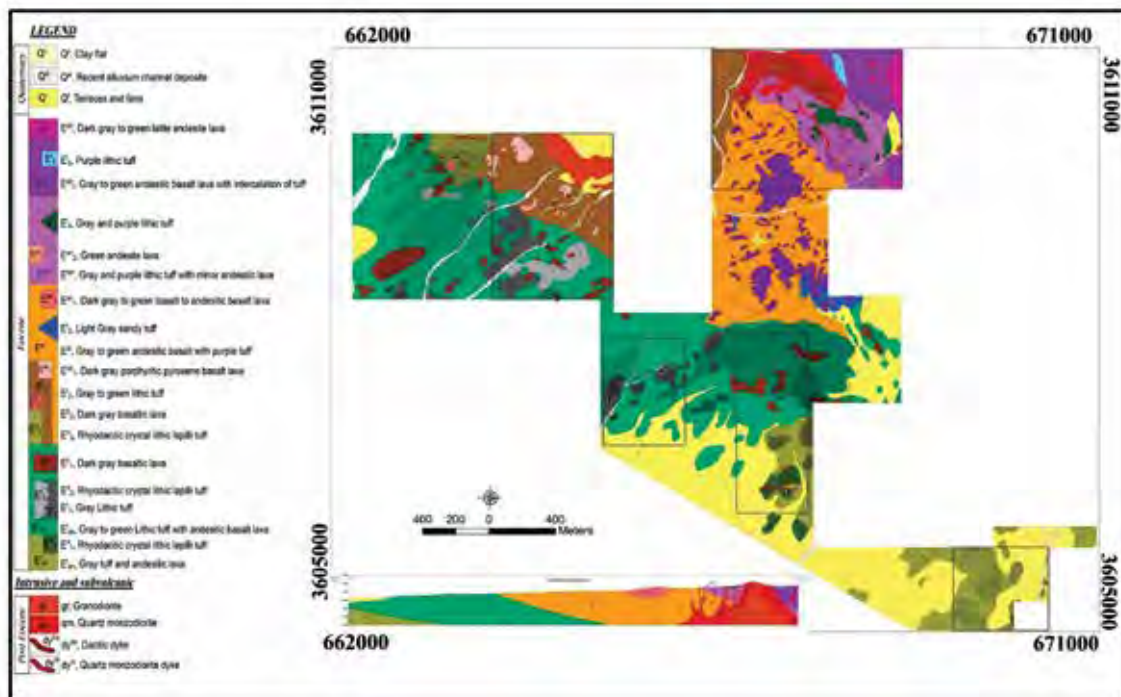
نحوه پراکندگی و گسترگی دگرسانی‌های گستره اکتشافی مشابه با سیستم‌های اپی‌ترمالی است و می‌تواند نشان از

گستره قلعه‌دار در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی-ساختاری بخشی از کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر است (شکل ۲) و از شمال غربی ایران تا جنوب شرقی گسترش دارد (Nabavi, 1976; Stocklin, 1968).

به لحاظ جایگاه ساختاری، این گستره در حد فاصل پایانه شمال باختری گسل دهشیر و پایانه جنوبی گسل زفره قرار دارد. عملکرد این کمربند ترفشاری به گونه‌ای است که با ایجاد یک تنش فشاری در پهنه با راستای شمال شرقی-جنوب غربی، باعث چرخش واحدهای سنگی در پهنه شده است و توده‌های نفوذی راستای شمال غربی-جنوب شرقی به خود گرفته‌اند (Berberian, 1976). گسل دهشیر حدود ۵۰ کیلومتر واحدهای سنگی پهنه به سن ائوسن و الیگوسن را به صورت امتداد لغز راست‌گرد جابجا کرده است، بنابراین آخرین فعالیت این گسل را می‌توان به نئوژن ارتباط داد (Berberian, 1976). این میزان جابجایی روی گسل اصلی و همچنین حرکات جزئی‌تر بر روی شاخه‌های فرعی این گسل، باعث جابجایی و چرخش توده‌های نفوذی شده‌اند. بنابراین این‌گونه بیان می‌شود، حضور و عملکرد گسل‌های دهشیر و زفره و همچنین گسل‌های فرعی به وجود آمده در نتیجه حرکت آنها، نقش بسیار مهمی در جایگیری و کشیدگی توده‌های نفوذی و دایک‌ها در پهنه ایفا کرده‌اند.



شکل ۲. کمربندهای ساختاری ایران، گستره مورد مطالعه در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر نشان داده شده است (Stocklin, 1968) اصلاح شده توسط (Nezafati, 2015)



شکل ۳. نقشه زمین شناسی ۱:۵۰۰۰ گستره I4

آورده می‌شود و سپس نقاط عطف<sup>۲</sup> به عنوان حدود ناهنجاری بیان می‌شود. پس از تعیین حدود ناهنجاری، وارپوگرافی بر روی داده‌ها انجام گرفت تا از چگونگی روند تغییرات عیاری در کل گستره و همچنین جهت (های) اصلی گسترش کانه‌زایی اطلاعات کاملی به دست آید. در نهایت پس از مشخص شدن راستای همسانگردی اقدام به درون‌یابی به روش کریجینگ و تهیه نقشه ژئوشیمیایی برای عناصر مختلف شد. این نقشه‌ها برای عناصر مهم و اصلی از قبیل طلا، آرسنیک، نقره، مس، آنتیموان، سرب، روی و مولیبدن رسم شد. برای اینکار ابتدا نمودارهای تمام لگاریتمی عیار-تعداد برای هر یک از عناصر رسم و نقاط شکستگی در آنها شناسایی و جوامع ژئوشیمیایی مختلف، مشخص شدند.

پس از جداسازی گستره ناهنجاری از زمینه به کمک روش فرکتال عیار-تعداد نقشه مربوط به هر یک از عناصر به کمک نرم‌افزار ArcGIS رسم شدند.

### روش فرکتال عیار-تعداد

اساس این روش بر مبنای رابطه معکوس بین عیار و فراوانی تجمعی هر عیار با عیارهای بالاتر از آن است (Mao et al., 2004). در اکتشافات ژئوشیمیایی تمرکزهای بالا همراه با فرایندهای کانه‌زایی، می‌تواند جوامع مختلفی را نسبت به مقدار زمینه منعکس کند. به عبارت دیگر بعد فرکتالی کانه‌زایی با مقدار بعد زمینه متفاوت خواهد بود (حسنی پاک و شرف‌الدین ۱۳۸۰). مقدار شکستگی بین خطوط به عنوان عیار حد برای جدایش مقادیر ژئوشیمیایی استفاده می‌شود (Ford and Blenkinsop, 2008). خوبی این روش در این است که قبل از تخمین، با داده‌های خام اکتشافی محاسبات را انجام می‌دهد (Sadeghi et al., 2012). این روش براساس رابطه زیر به دست می‌آید:

$$N(\geq C) \propto \rho - \beta$$

در این رابطه  $N(\geq C)$  برابر تعداد نمونه‌هایی که دارای عیار مساوی و بالاتر از  $C$  هستند، می‌باشد.  $\rho$  برابر عیار و  $\beta$  برابر بعد فرکتالی است (Sadeghi et al., 2012; Ford and Blenkinsop, 2008; Mao et al., 2004).

بخش بالایی سیستم پورفیری باشد. در واقع این سطح رخنمون یافته از دگرسانی‌های پهنه را می‌توان به عنوان لیتوکاپ<sup>۱</sup> در نظر گرفت که به عنوان فوقانی‌ترین بخش از سیستم‌های پورفیری بیان می‌شود (Richards, 2014).

## روش مطالعه

### آماده‌سازی داده‌های اکتشافی

نمونه‌برداری لیتوژئوشیمی در منطقه قلعه‌دار به صورت سیستماتیک به مساحت ۲۲/۳۶ کیلومتر مربع، انجام گرفت. نمونه لیتوژئوشیمی سیستماتیک ۲۵۰×۲۵۰ متر طراحی شد. همچنین از بخش‌های با احتمال کانه‌زایی نیز نمونه‌های غیر سیستماتیک برداشت شد. در مجموع تعداد ۳۳۶ نمونه از این محدوده جمع‌آوری شد. از این تعداد، ۳۲۶ نمونه سیستماتیک و ۱۰ نمونه غیرسیستماتیک است. در شکل ۴ جانمایی نمونه‌های جمع‌آوری شده ارائه شده است.

نمونه‌های جمع‌آوری شده در این مرحله برای انجام آنالیز به آزمایشگاه شرکت زرآرما ارسال شد. بر روی نمونه‌ها آنالیز ICP MASS با پکیج ۳۴ عنصری و طلا به روش Fire Assay صورت پذیرفت.

داده‌های حاصل از آنالیز شیمیایی پس از جایگزینی داده‌های سنسورد برای پردازش دسته‌بندی و آماده‌سازی شد. این پردازش‌ها بر روی داده‌های خام (پس از جایگزینی داده‌های سنسورد) صورت پذیرفت. نمونه‌هایی که مقادیر آن کمتر از حد تشخیص دستگاه است، با ۳/۴ حد تشخیص و نمونه‌هایی که مقادیر آن بیشتر از حد تشخیص دستگاه است با ۴/۳ حد تشخیص جایگزین می‌شود (حسنی پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۴).

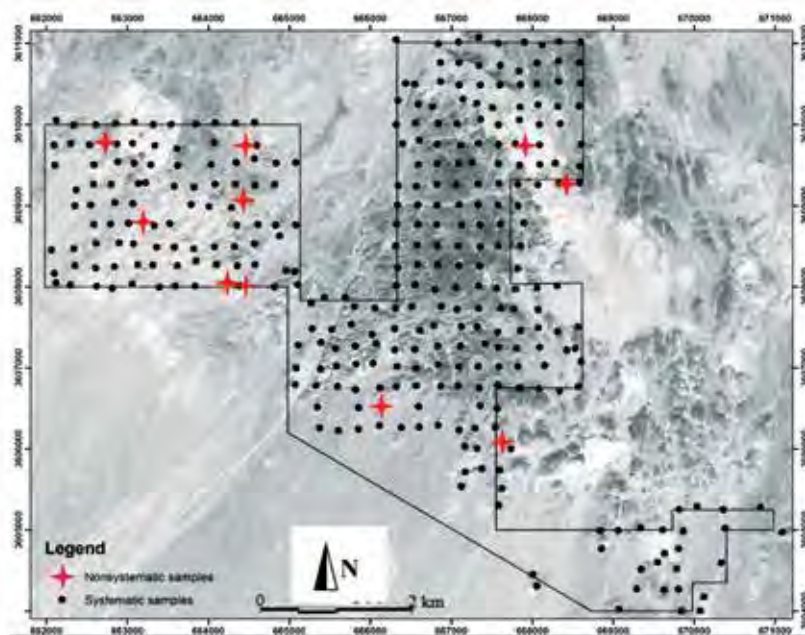
## بحث

### رسم نقشه ژئوشیمی عناصر

برای رسم نقشه‌های ژئوشیمیایی ابتدا نیاز است، حدود ناهنجاری برای هر عنصر مشخص شود. با توجه به اینکه در این پروژه از داده‌های خام استفاده شد، بنابراین روش فرکتالی عیار-تعداد انتخاب شد. در این روش در یک نمودار ابتدا مقدار لگاریتمی هر نمونه (محور  $X$ ) به همراه مقدار لگاریتمی فراوانی تجمعی متناظر با همان نمونه (محور  $Y$ )

1. Lithocap  
2. Breakdown





شکل ۴. جانمایی نمونه‌های برداشت شده شبکه لیتوژنوشیمی بر روی تصویر ماهواره‌ای

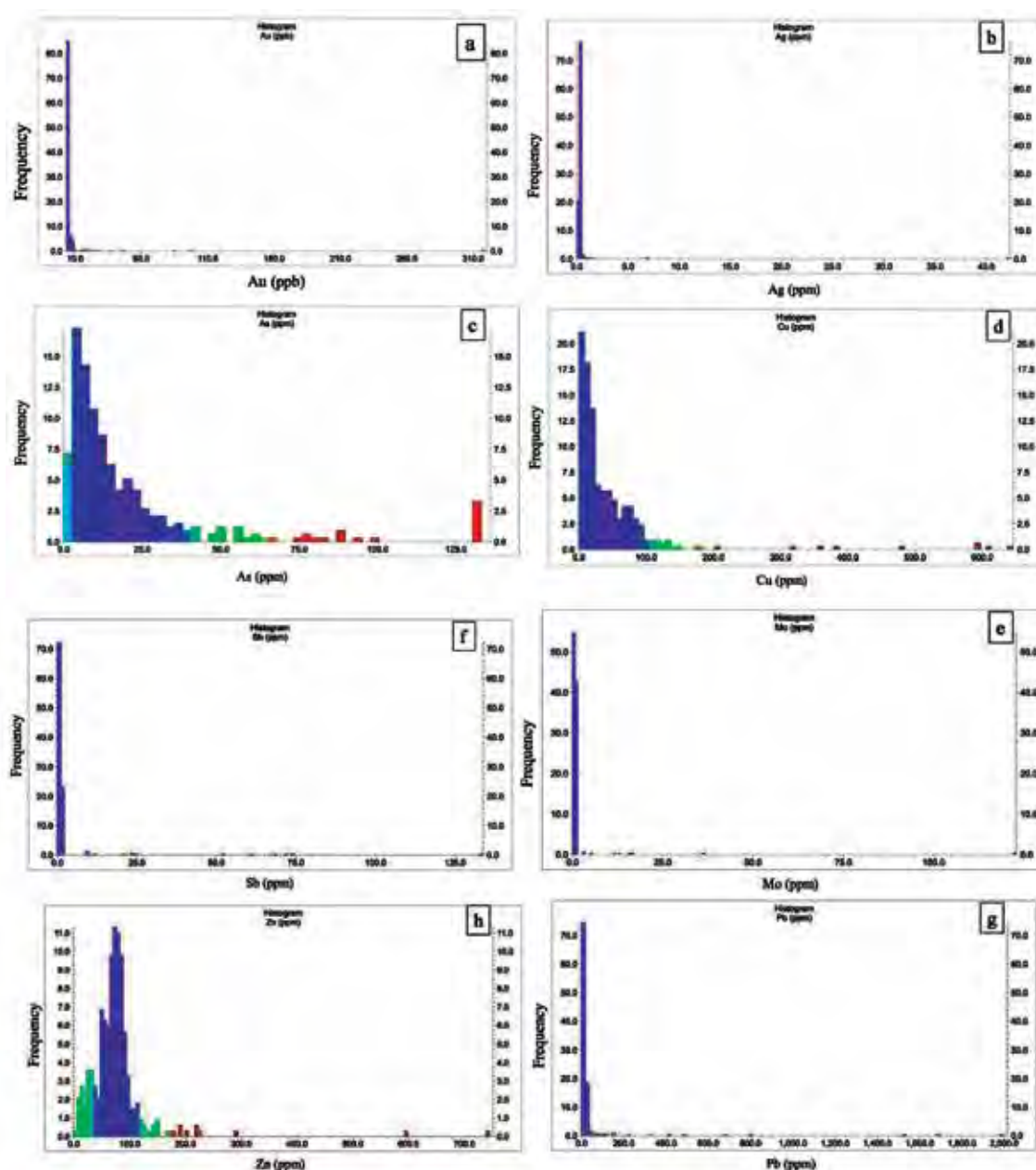
واریوگرافی بر روی داده‌های خام عناصر طلا، نقره، آرسنیک، مس، مولیبدن، آنتیموان، سرب و روی صورت گرفت و جهت‌های اصلی بیضوی ناهمسانگردی تعیین شد. واریوگرافی بر روی هشت عنصر یاد شده نتیجه مناسبی را ارائه می‌دهد و میزان انطباق مدل تجربی و استاندارد، بسیار قابل قبول و مناسب است (شکل ۶). بیشترین همسانگردی در جهت آزیموت به ترتیب برای عناصر طلا (۱۵۰/۸)، آنتیموان (۱۴۴/۸)، سرب (۱۴۱/۸)، روی (۱۳۲/۷)، آرسنیک (۱۲۷/۷)، مس (۱۲۷/۷)، نقره (۱۲۳/۷) و مولیبدن (۱۲۳/۷) می‌باشد (شکل ۶).

نمودارهای فرکتال عیار-تعداد عناصر طلا، نقره، آرسنیک، مس، مولیبدن، آنتیموان، سرب و روی در شکل ۷ مشاهده می‌شود. مطابق با این نمودارها و جدول ۲ مقادیر به عنوان حد زمینه، ناهنجاری‌های ضعیف، متوسط و ناهنجاری‌های قوی برای عناصر طلا، نقره، آرسنیک، مس، مولیبدن، آنتیموان، سرب و روی مشخص شده است. همچنین حدود زمینه و ناهنجاری عناصر طلا، نقره، آرسنیک، مس، مولیبدن، آنتیموان، سرب و روی به روش فرکتال عیار-تعداد در جدول ۲ گزارش شده است. نقشه توزیع عیار عناصر طلا، نقره، آرسنیک، مس، مولیبدن، آنتیموان، سرب و روی در گستره I4، در شکل ۸ مشاهده می‌شود.

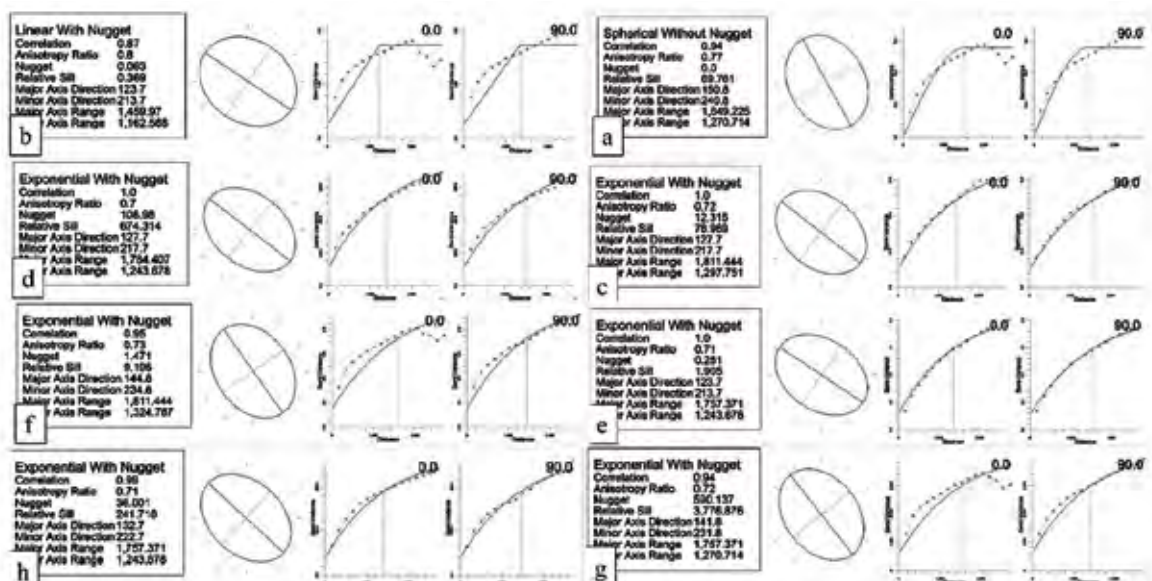
حداقل مقدار طلا، در نمونه‌های به حد تشخیص رسیده، پنج ppb و بالاترین مقدار آن ۳۱۸ppb است. این حد مقدار برای عنصر نقره ۰/۱۹ ppm و حداکثر آن ۴۲/۱ ppm و برای عنصر آرسنیک که از آن به عنوان ردیاب طلا استفاده می‌شود، کمترین مقدار آن ۱/۵ ppm و بالاترین مقدار در نمونه‌ها، ۹۹/۳ ppm می‌باشد. عنصر مس که به عنوان یکی از عناصر اصلی در ذخایر پورفیری و ایپی‌ترمال شناخته می‌شود و بالاترین تمرکز آنها در مرکز سیستم‌های پورفیری می‌باشد، پراکندگی این عنصر بین دو تا ۶۳۹ گرم در تن می‌باشد. برای عنصر مولیبدن پراکندگی بین ۰/۵ تا ۱۲۲/۳ گرم در تن، برای آنتیموان که از جمله عناصری است که با طلا به صورت پارائنز است و همانند آرسنیک ردیاب به نسبت خوبی برای طلا می‌باشد، کمترین مقدار این عنصر ۰/۸ ppm و حداکثر آن ۷۳/۹ ppm می‌باشد. مقادیر عنصر سرب پنج ppm تا ۱۹۸۸ ppm و مقادیر عنصر روی از پنج ppm تا ۷۴۵ ppm در تغییر است. همچنین پارامترهای آماری و نمونه‌های دارای مقادیر انومال عناصر به ترتیب در جدول ۱ گزارش شده است. نمودار ستونی توزیع عناصر طلا، نقره، آرسنیک، مس، مولیبدن، آنتیموان، سرب و روی در نمونه‌های لیتوژنوشیمی سیستماتیک در شکل ۵ نشان داده شده است.

جدول ۱. نمونه‌های دارای مقادیر آنومال عناصر در گستره 14

Statistics	Mean	Median	Mode	Std. Dev	CV	Skewness	Kurtosis	Min	Max
Au (ppb)	۶/۲۳	۳/۷۵	۳/۷۵	۱۸/۷۲	۳/۰۱	۱۴/۴۸۸	۲۳۳	۵	۳۱۸/۰۰
Ag (ppm)	۰/۴۳	۰/۲۷	.۲۷	۲/۳۱	۵/۳۹	۱۸	۳۱۹	.۱۹	۴۲/۱۰
As (ppm)	۲۰/۶۰	۱۱/۰۵	>۱۰۰	۲۷/۱۵	۱/۳۲	۲/۷۸۷	۸/۰۵۱	۱/۵	> ۱۰۰
Cu (ppm)	۴۶/۷۵	۲۳/۰۰	۴/۰	۸۰/۶۹	۱/۷۳	۵/۱۴۳	۳۰/۸۷۰	۲/۰	۶۳۹/۰
Mo (ppm)	۱/۳۸	۰/۶۹	.۶۲۰	۷/۰۶	۵/۰۱	۱۵/۵۳۲	۲۶۰/۵۷۰	.۵	۱۲۲/۳
Sb (ppm)	۲/۸۳	۱/۰۳	۱/۰۰	۱۰/۹۶	۳/۸۷	۸۰/۸۴	۷۵/۵۶۲	.۸۰	>۱۰۰
Pb (ppm)	۴۲	۱۴	۱۳	۱۷۷	۴/۲۴	۸/۷۰۲	۸۱/۴۹۷	۵/۰	۱۹۸۸/۰
Zn (ppm)	۷۵/۵۱	۷۲/۰۰	۷۵/۰	۵۸/۶۸	۰/۷۸	۶/۸۳۶	۶۸/۱۱۱	۵/۰	۷۴۵/۰



شکل ۵. نمودار ستونی توزیع عناصر (a طلا (Au)، b نقره (Ag)، c آرسنیک (As)، d مس (Cu)، e مولیبدن (Mo)، f آنتیموان (Sb)، g سرب (Pb)، h روی (Zn))، در نمونه‌های لیتوژئوشیمی سیستماتیک



شکل ۶. واریوگرام تجربی برای عناصر (a طلا (Au)، (b نقره (Ag)، (c آرسنیک (As)، (d مس (Cu)، (e مولیبدن (Mo)، (f آنتیموان (Sb)، (g سرب (Pb)، (h روی (Zn) در شبکه لیتوژئوشیمی سیستماتیک ۲۵۰ در ۲۵۰ متر

جدول ۲. حدود زمینه و ناهنجاری عناصر به روش فرکتال عیار-تعداد

Elements	Low Background	Background	Low Anomaly	Medium Anomaly	High Anomaly
Au (ppb)	۹	۱۶	۲۷	۹۵	> ۹۵
Ag (ppm)	۰.۲۷	۰.۳۸	> ۰.۳۸	-	-
As (ppm)	۲	۷	۳۳	۷۵	> ۷۵
Cu (ppm)	۸	۲۵	۱۰۷	۱۵۱	> ۱۵۱
Mo (ppm)	۰.۷۲	۰.۹۹	۵/۵	> ۵/۵	-
Sb (ppm)	۰.۹۸	۱/۱۵	۲۴/۲	> ۲۴/۲	-
Pb (ppm)	۱۲	۱۷	۶۲	۱۵۸	> ۱۵۸
Zn (ppm)	۱۶	۴۷	۹۴	۱۵۲	> ۱۵۲

NW-SE است و نشان دهنده تاثیر و کنترل عوامل ساختاری در کانه‌زایی است. این روند از راستای پهنه‌بندی ژئوشیمیایی عناصر نیز تبعیت می‌کند.

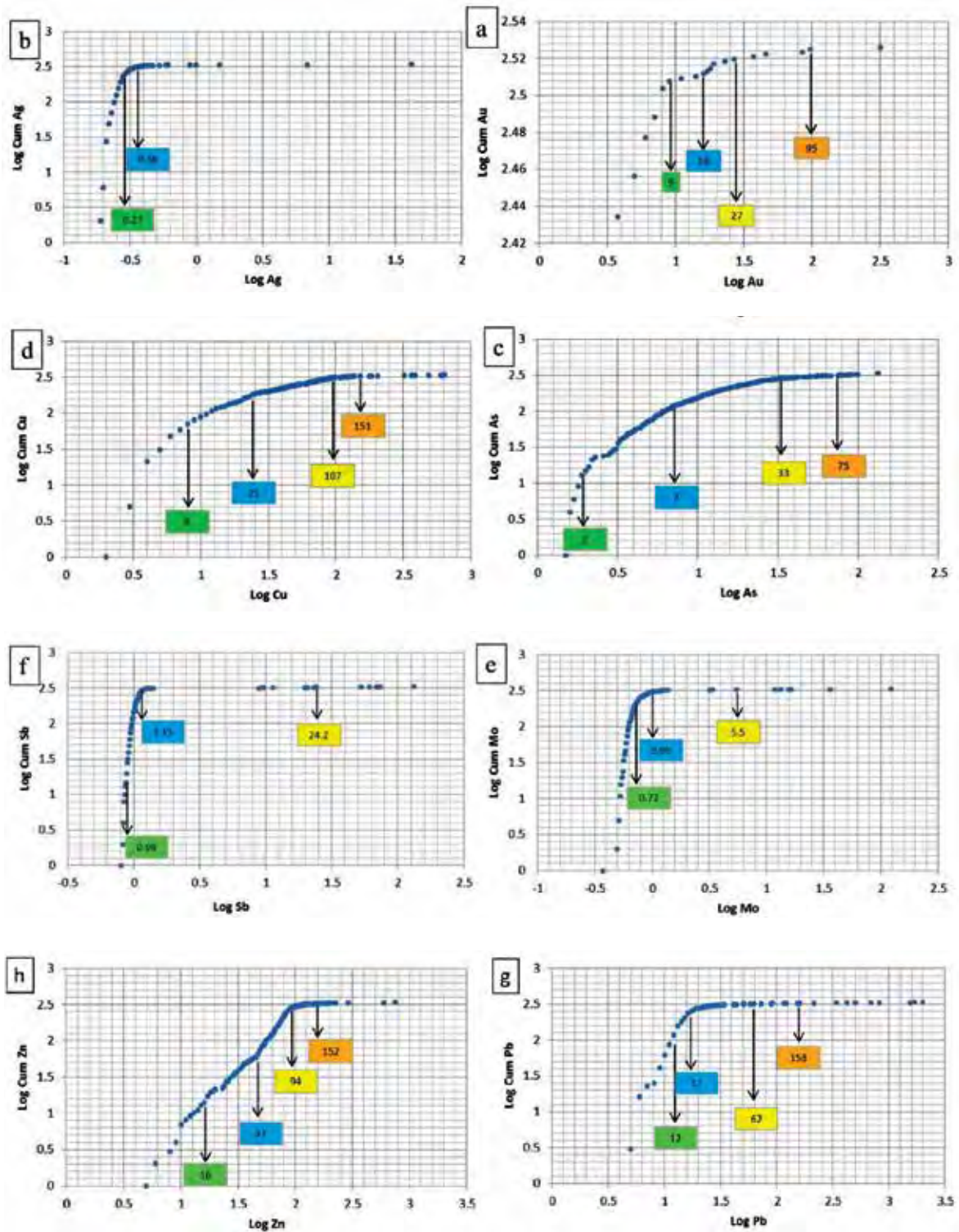
جدول ۳. مقایسه جهت همسانگردی برای عناصر مختلف در گستره اکتشافی I4

عنصر	آزموت جهت اصلی همسانگردی
Au (ppb)	۱۵۰/۸
Ag (ppm)	۱۲۳/۷
As (ppm)	۱۲۷/۷
Cu (ppm)	۱۲۷/۷
Mo (ppm)	۱۲۳/۷
Sb (ppm)	۱۴۴/۸
Pb (ppm)	۱۴۱/۸
Zn (ppm)	۱۳۲/۷

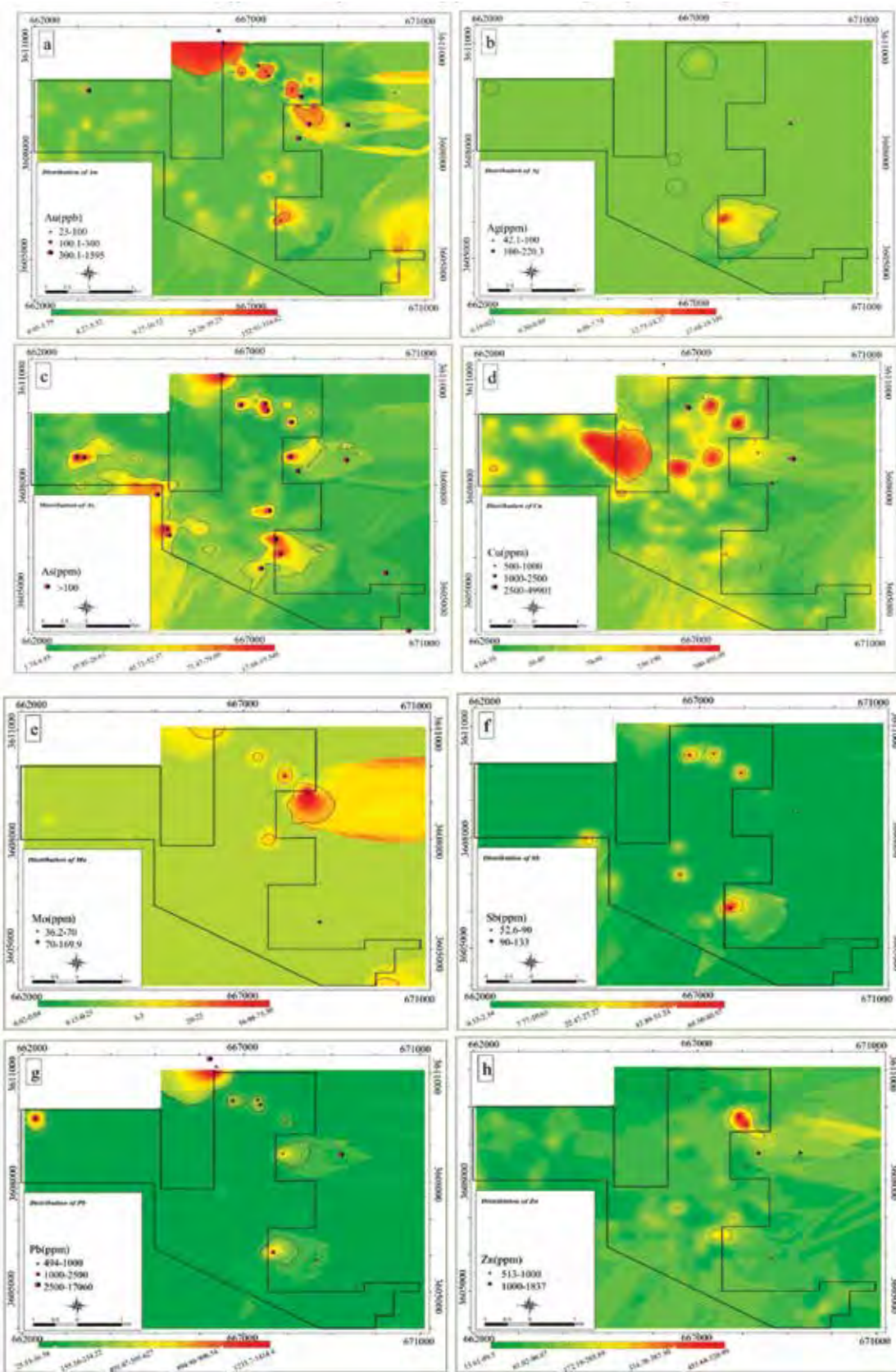
### مقایسه جهت همسانگردی برای عناصر مختلف در گستره اکتشافی

واریوگرافی یکی از پارامترهای ارزشمند است، چرا که با در دست داشتن راستای اصلی همسانگردی ناهنجاری‌های عناصر و نیز تلفیق آن با وضعیت زمین‌شناسی پهنه می‌توان وضعیت گسترش کانه‌زایی احتمالی را مشخص کرد.

همان‌طور که در جدول ۳ مشخص است جهت اصلی همسانگردی برای عناصر نقره، آرسنیک، مس، مولیبدن و تا حدودی روی بهم نزدیک است و در آزموت ۱۲۳/۷ تا ۱۳۲/۷ قرار دارند. ولی راستای همسانگردی عناصر طلا، سرب و آنتیموان در آزموت بین ۱۴۱/۸ تا ۱۵۰/۸ قرار دارد و اختلاف به نسبت کمی با عناصر دیگر دارد. این موضوع نشان‌دهنده گسترش کانه‌زایی احتمالی با روند تقریبی



شکل ۷. نمودار فرکتال-عیار-تعداد و تعیین حدود ناهنجاری برای عناصر (a) طلا (Au)، (b) نقره (Ag)، (c) آرسنیک (As)، (d) مس (Cu)، (e) مولیبدن (Mo)، (f) آنتیموان (Sb)، (g) سرب (Pb)، (h) روی (Zn)



شکل ۸. نقشه توزیع عیار عناصر (a) طلا (Au)، (b) نقره (Ag)، (c) آرسنیک (As)، (d) مس (Cu)، (e) مولیبدن (Mo)، (f) آنتیموان (Sb)، (g) سرب (Pb)، (h) روی (Zn)، در گستره 14

## پهنه‌بندی شیمیایی

دگرسانی‌ها نقش دارند، گستره قابل توجهی از محیط‌های زمین‌شناسی تحت تاثیر قرار می‌گیرند. در این مدل کانسارها، پهنه‌بندی‌های مشخص از عناصر مهم رخ می‌دهد و توسط افراد مختلفی در سراسر دنیا این مسئله مورد مطالعه قرار دارد (Martin et al., 2005). در شکل ۹، پهنه‌بندی عناصر  $As+Au$ ,  $Pb+Zn$ ,  $Cu+Mo$ ,  $Mo$  بر روی تصویر ماهواره‌ای و در شکل ۱۰ تلفیق ناهنجاری‌های طلا، مس و مولیبدن و پهنه‌بندی ژئوشیمیایی عناصر در این گستره نشان داده شده است.

مطالعات لیتوژئوشیمیایی با تکیه بر قوانین حاکم بر تمرکز فلزات در سنگ‌ها انجام می‌شود. عناصر معرف نقش کلیدی در تشخیص سیستم کانه‌زایی دارند. تفاوت در میزان تحرک عناصر، علت ایجاد اختلاف در توانایی مهاجرت عنصرها است. همین مسئله موجب شکل‌گیری پهنه‌بندی ژئوشیمیایی می‌شود و در شناسایی مناطق کانساری بسیار موثر است. در برخی از سامانه‌های کانساری مانند پورفیری‌ها که حجم وسیعی از سیالات ماگمایی و جوی در کانه‌زایی و



شکل ۹. پهنه‌بندی عناصر  $As+Au$ ,  $Pb+Zn$ ,  $Cu+Mo$ ,  $Mo$  در گستره I4 بر روی تصویر ماهواره‌ای



شکل ۱۰. تلفیق ناهنجاری‌های طلا، مس و مولیبدن و پهنه‌بندی ژئوشیمیایی عناصر در گستره I4

## نتیجه گیری

با توجه به مطالعات لیتوژئوشیمیایی سیستماتیک انجام شده در گستره، پهنه بندی و توالی ژئوشیمیایی با نظم خاصی دیده می شود. هرچند که این پهنه بندی ها به شکل ناهنجاری های ژئوشیمیایی است ولی قابل مقایسه با توالی های شیمیایی موجود در ذخایر شناخته شده است.

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات لیتوژئوشیمی و تفسیرهای زمین شناسی در گستره مطالعاتی، به نظر می رسد این گستره منطبق بر دگرسانی های آرژلیک تا آرژلیک پیشرفته همراه با اکسید آهن و کلاهدک سیلیسی است. رگه های گرمایی سیلیسی-سولفیدی که در اثر اکسایش حاصل از هوازی به اکسیدهای آهن تبدیل شده اند، آن را همراهی می کنند. در همین بخش از گستره ناهنجاری های به نسبت قوی مس، مولیبدن و طلا به همراه سرب و روی نیز مشاهده می شود. همچنین توده های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت تا کوارتز دیوریت در این بخش از گستره نفوذ و سبب دگرسان شدن واحدهای آتشفشانی و آذرآوری شده است. پس از رسم نقشه های ژئوشیمی و مشخص نمودن مناطق ناهنجار، تلفیق و انطباق ناهنجاری عناصر مختلف با هم دیگر صورت گرفت و در نهایت پهنه بندی عناصر با توالی های پاراژنزی از بخش خارجی سیستم به سمت داخل متشکل از  $As+Au$ ,  $Pb+Zn$ ,  $Cu+Mo$ ,  $Mo$  می باشد و مرکز سیستم کم و بیش منطبق بر ناهنجاری مولیبدن می باشد. مرکز این سیستم که ناهنجاری مولیبدن (MO) را نشان می دهد، منطبق بر دگرسانی های سیلیسی (کلاهدک سیلیسی) و آرژلیک پیشرفته است و آثاری از رگه-رگچه های اکسید آهن (خارج از گستره) در آن دیده می شود. بخش بیرونی مرکز سیستم، منطبق بر ناهنجاری مس-مولیبدن ( $Cu+Mo$ ) است و این ناهنجاری هم بر روی دگرسانی آرژلیک قرار می گیرد. هاله سرب-روی منطبق بر دگرسانی های آرژلیک به همراه رگه های سیلیسی می باشد. در نهایت هاله طلا-آرسنیک ( $Au+As$ ) نیز که در حاشیه سیستم قرار می گیرد، بر دگرسانی های پروپلیتیک و آرژلیک ضعیف منطبق می شود.

## منابع

- سامانی، ب.، ۱۳۹۶. گزارش پایانی اکتشاف طرح ارزیابی استعداد منابع معدنی پهنه نطنز-نائین (استان اصفهان)، ۷۳.
- حسنی پاک، ع.الف. و شرفالدین، م.، ۱۳۸۴. تحلیل داده های اکتشافی. موسسه انتشارات دانشگاه تهران، چاپ دوم، ۹۸۷.
- شرکت مهندسی معدن شیب آزما، ۱۳۹۶. تهیه نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ قلعهدار (۱۴).
- محمدی اصل، ز.، سعیدی، ع.، آری، م.، سلگی، ع.، فرهادی نژاد، ط.، ۱۳۹۹. جداسازی آنومالی های ژئوشیمیایی از زمینه با استفاده از روش فرکتالی عیار-تعداد در محدوده و شنوه (جنوب قم). فصلنامه زمین شناسی ایران، ۵۳، ۶۱-۷۳.
- Afzal, P., Eskandarnejad Tehrani, M., Ghaderi, M. and Hosseini, M.R., 2016. Delineation of supergene enrichment, hypogene and oxidation zones utilizing staged factor analysis and fractal modeling in Takht-e-Gonbad porphyry deposit, SE Iran". *Geoscience*, 161, 119-127.
- Afzal, P., Fadakar Alghalandis, Y., Moarelvand, P., Rashidnejad Omran, N. and Asadi Haroni, H., 2012. Application of power-spectrum fractal method for detecting hypogene, supergene enrichment, leached and barren zone in Kahang Cu porphyry deposit, central Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 131-138.
- Berberian M., 1976. Contribution to the seismotectonics of Iran, part II. Tehran: Geological Survey of Iran, 39.
- Carranza, E.J.M., 2009. Controls on mineral deposit occurrence inferred from analysis of their spatial pattern and spatial association with geological features. *Ore Geology Reviews*, 35(3-4), 383-40
- Cheng, Q., 1999. Spatial and scaling modelling for geochemical anomaly separation. *Journal of Geochemical exploration*, 65, 175-194.
- Cheng, Q., Agterberg, F.P. and Ballantyne, S.B., 1994. The separation of geochemical

- anomalies from background by fractal methods. *Journal of Geochemical Exploration*, 51(2), 109-130.
- Deng, J., Wang, Q., Yang, L., Wang, Y., Gong, Q. and Liu, H., 2010. Delineation and exploration of geochemical anomalies using fractal models in the Heging area, Yunnan Province, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 105, 95-105.
  - Ford, A. and Blenkinsop, T.G., 2008. Combining fractal analysis of mineral deposit clustering with weights of evidence to evaluate patterns of mineralization: Application to copper deposits of the Mount Isa Inlier, NW Queensland, Australia. *Ore Geology Review*, 33, 435-450.
  - Hassanpour, S. and Afzal, P., 2013. Application of concentration-number (C-N) multifractal modeling for geochemical anomaly separation in Haftcheshmeh porphyry system, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(3), 957-970.
  - Mao, Z., Peng, S., Lai, J., Shao, Y. and Yang, B., 2004. Fractal study of geochemical prospecting data in south area of Fenghuanshan copper deposit, Tongling Anhui. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 26 (4), 11-14.
  - Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
  - Nabavi, M.H., 1976. A preface to Iran's geology. *Geology survey and mineral exploration of Iran*, 109.
  - Nezafati, N., 2015. Mineral resources of Iran; an overview. 66 of Conference of Berg-und Hüttenmännischer Tag (BHT), At Freiberg, Germany, 66, 1-33.
  - Richards, J., 2014. Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Tethyan orogeny: from subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70, 323-345.
  - Sadeghi, B., Moarefvand, P., Afzal, P., Yasrebi, A.B. and Daneshvar Saein, L., 2012. Application of fractal models to outline mineralized zones in the Zaghia iron ore deposit, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration, Special Issue Fractal Analysis*, 122, 9-19.
  - Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.
  - Turcotte, D.L., 1986. A fractal approach to the relationship between ore grade and tonnage. *Economic Geology*, 81(6), 1528-153.





# زمین‌شناسی، ساخت و بافت، میان‌بارهای سیال و الگوی تشکیل کانه‌زایی مس طبیعی تپ میشیگان در کانسار سه‌بندون، شمال شرق ایران

بهزاد حمامی‌پور بارنجی<sup>۱</sup>، حسین‌علی تاج‌الدین<sup>(۲)</sup> و مهدی موحدنیا<sup>۳</sup>

۱. کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
۳. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۰۲

## چکیده

کانه‌زایی مس سه‌بندون در بخش شمال شرقی زیرپهنه سبزواری واقع شده است. سنگ‌های دارای رخنمون در پهنه سه‌بندون، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی بخش فوقانی سری افیولیتی با سن کرتاسه بالایی شامل تراکیت، تراکی‌اندزیت، بازالت، اسپلیت، شیل، داسیت و ماسه‌سنگ هستند. کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار سه‌بندون به شکل چینه‌کران و محدود به واحد سنگی بازالت اسپلیتی رخ داده و به صورت دانه پراکنده، رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و جانشینی قابل مشاهده می‌باشد. کانی‌شناسی ماده معدنی شامل مس طبیعی، کوپریت و ملاکیت بوده و کانی‌های باطله بیشتر شامل زئولیت، کلسیت، کوارتز، کلریت و اپیدوت است. مطالعات میان‌بارهای سیال بر روی زئولیت‌های کانسنگ مس‌دار، نشانگر آن است که میان‌بارهای اولیه بیش‌تر از نوع دو فازی غنی از مایع هستند. دمای همگن‌شدگی سیالات کانه‌ساز در بازه ۲۲۸ تا ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد و شوری آنها از ۰/۶ تا ۵/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام اندازه‌گیری شده است. با توجه به ویژگی‌های اساسی کانه‌زایی مس در منطقه سه‌بندون، از جمله سنگ میزبان، کانی‌شناسی، دگرسانی، سیالات درگیر و محیط ژئودینامیکی، این کانسار را می‌توان در رده کانسارهای مس تپ میشیگان طبقه‌بندی کرد که در طی دگرگونی تدفینی مس از سنگ‌های بازالتی شسته و با صعود به بخش‌های فوقانی، در اثر کاهش فشار و اختلاط با سیالات جوی، به دلیل کمبود گوگرد در محیط، مس به صورت طبیعی ته‌نشست یافته است.

واژه‌های کلیدی: تپ میشیگان، سه‌بندون، زیرپهنه سبزواری، مس طبیعی، میان‌بارهای سیال.

## مقدمه

کانسار مس سه‌بندون در ۴۰ کیلومتری شمال شهر است بردسکن و در بخش شمال شرقی زیرپهنه سبزواری قرار دارد (شکل ۱). این زیرپهنه، بخشی از خرد قاره ایران مرکزی می‌باشد. زیرپهنه سبزواری به‌عنوان بخشی از کمربند نئوتتیس (Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Shafaii Moghadam and Stern., 2014; Shafaii Moghadam et al., 2014; Shojaat et al., 2003)، از لحاظ توان معدنی و رخداد تپ‌های مختلف کانساری بسیار قابل توجه است؛ به‌گونه‌ای که انواع کانسارهای: سولفید

\* نویسنده مرتبط: h.tajeddin@modares.ac.ir

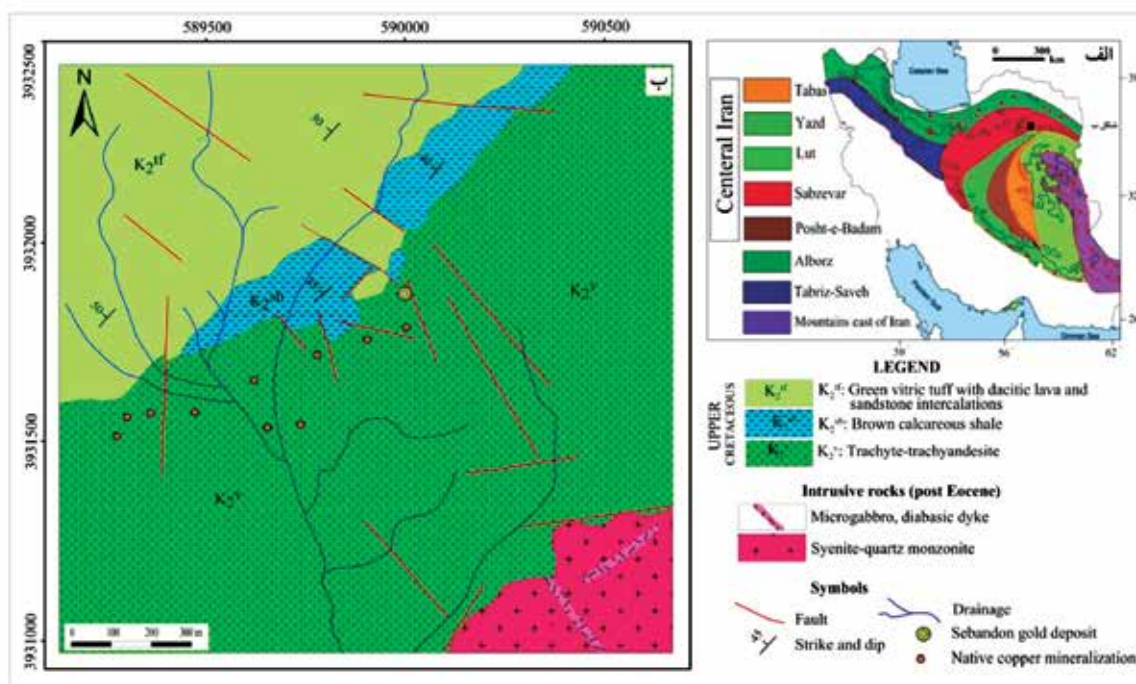
## روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰، مطالعات سنگ‌شناسی و پتروگرافی، ساخت و بافت کانسنگ‌ها می‌باشد. در این مرحله بالغ بر ۴۰ نمونه سنگی از رخنمون‌ها برداشت و به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال شد. در مرحله مطالعات آزمایشگاهی، پس از بررسی‌های مقدماتی، از میان نمونه‌های برداشت شده تعداد ۲۰ مقطع نازک، هشت مقطع نازک-صیقلی و دو مقطع دو بر صیقل تهیه و به‌منظور مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت، بافت و ترسیم توالی پاراژنزی کانه‌ها و میان‌بارهای سیال بررسی شدند. مطالعات میان‌بارهای سیال بر روی چهار نمونه کانسنگ مس (کانی‌های کلسیت و زئولیت) انجام شده است. اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه میان‌بار سیال مدل Linkam THMSG600 متصل به میکروسکوپ ZEISS و مجهز به کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شده است. دامنه حرارتی دستگاه، ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. کالیبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت  $\pm 0.6$  درجه است که با نیتراک سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت  $\pm 0.2$  درجه سانتی‌گراد و با ماده استاندارد آن هگزان (n-Hexane) با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام شد. میزان شوری به‌صورت معادل درصد وزنی نمک طعام (wt. % NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm-ice) با استفاده از فرمول ارائه‌شده توسط هال و همکاران (Hall et al., 1988) و مقایسه با روش Sterner et al., (1988) محاسبه شده است.

## زمین‌شناسی

کانسار مس سه‌بندون، در بخش شمالی زون ایران مرکزی و زیر پهنه سبزواری (Alavi, 1994) قرار دارد (شکل ۱-الف). بر اساس نقشه زمین‌شناسی یکصد هزارم ورقه شامکان (نادری‌میقان، ۱۳۷۷)، این گستره، بخشی از

توده‌ای آتشفشان‌زاد تیپ بشی (کانسارهای نوده، چون و لالا (مغفوری، ۱۳۹۱))، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد تیپ قبرسی (کانسارهای گود ایثاق، سوزنده و اولنگ (روزبه‌کارگر و قمیان، ۱۳۷۷؛ عشق‌آبادی، ۱۳۷۷))، تیپ پورفیری (کانسارهای هلاک‌آباد (پناهی شهری و همکاران، ۱۳۸۹) و دهن‌قلعه (روحبخش و همکاران، ۱۳۸۹))، طلای اپی‌ترمال (کانسار سه‌بندون (حمامی‌پور بارنجی و همکاران، ۱۳۹۷))، مس رسوبی (کانسارهای رودخانه، کدکن، اسفیز (سپهری‌راد، ۱۳۸۸))، کانسارهای منگنز تیپ کوبا (کانسارهای نوده، گف و بنسبرد (مغفوری، ۱۳۹۱)) و کرومیت تیپ پادیفرم (کانسارهای گودایثاق، تندک و اولنگ (روزبه‌کارگر و قمیان، ۱۳۷۷؛ عشق‌آبادی، ۱۳۷۷))، در این گستره گزارش شده‌اند. مطالعات صورت گرفته در زیرپهنه سبزواری، توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و شرکت چینی جیانگزی (Jiangxi Exploration Co., 1994) منجر به شناسایی و معرفی تعدادی گستره ناهنجاری برای عناصر مختلف شد. گستره معدنی سه‌بندون به‌عنوان یکی از مناطق ناهنجاری طلا معرفی و در پی آن به لحاظ کانه‌زایی احتمالی طلا مورد توجه قرار گرفت. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانه‌زایی طلا توسط حمامی‌پور بارنجی و همکاران (۱۳۹۷) و حمامی‌پور بارنجی (۱۳۹۴) مورد بررسی قرار گرفت و این محدوده به‌عنوان یک کانسار طلای اپی‌ترمال تیپ سولفیداسیون متوسط مورد توجه می‌باشد و تاکنون مطالعه‌ای در ارتباط با کانه‌زایی مس در آن انجام نشده است. در مطالعات اخیر مشخص شد که در بخش جنوبی گستره معدنی سه‌بندون، کانه‌زایی مس طبیعی در بازالت‌های اسپلیتی کرتاسه فوقانی رخ داده که در این پژوهش ضمن بیان ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی، ساخت، بافت و پاراژنزی کانی‌ها، میان‌بارهای سیال نیز مطالعه شده و با توجه به ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌زا، چگونگی نهشت کانسنگ و تیپ کانه‌زایی مس طبیعی انجام شده است.



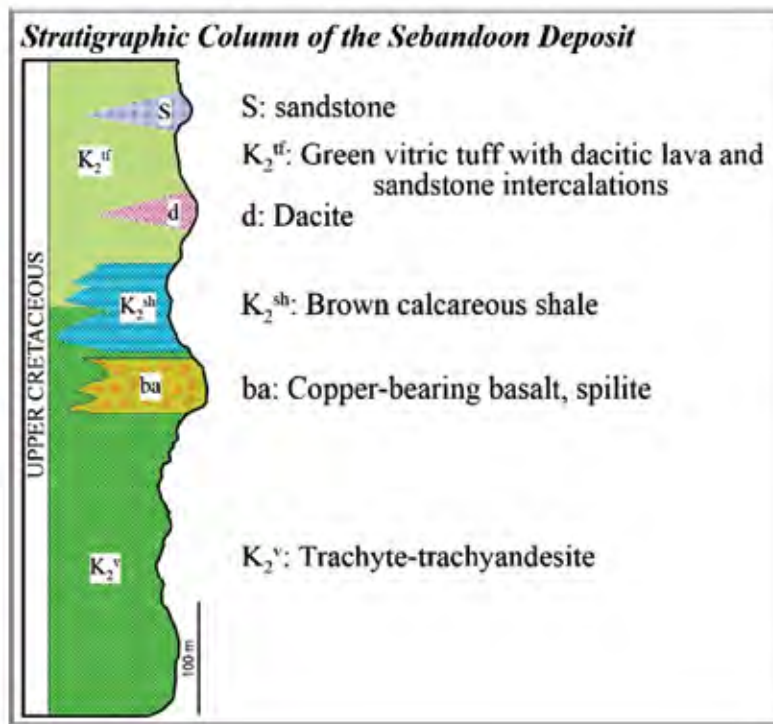
شکل ۱. الف) نقشه پهنه‌های رسوبی-ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳ و Alavi, 1994) و موقعیت گستره مورد مطالعه در زیرپهنه سبزوار، که با چهارگوش سیاه رنگ نشان داده شده است، ب) نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ گستره معدنی سه‌بندون (حمامی پور بارنجی، ۱۳۹۴)

می‌شوند و بر اساس مطالعات صحرایی، از قدیم به جدید شامل مجموعه‌ای از گدازه‌های با ترکیب غالب تراکیت تا تراکی‌آندزیت، شیل‌های کربناتی و نهشته‌های آذرآوری از جنس ویتریک کریستال توف همراه با میان لایه‌هایی از گدازه‌های ریولیتی تا داسیتی هستند (شکل ۲ و شکل ۳-الف). فعالیت‌های ماگمایی پس از ائوسن با نفوذ توده‌های نیمه عمیق با ترکیب سینیت تا کوارتز مونزونیت در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه بالایی مشخص می‌شود. به‌طور خلاصه زمین‌شناسی واحدهای سنگی در گستره کانسار مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد:

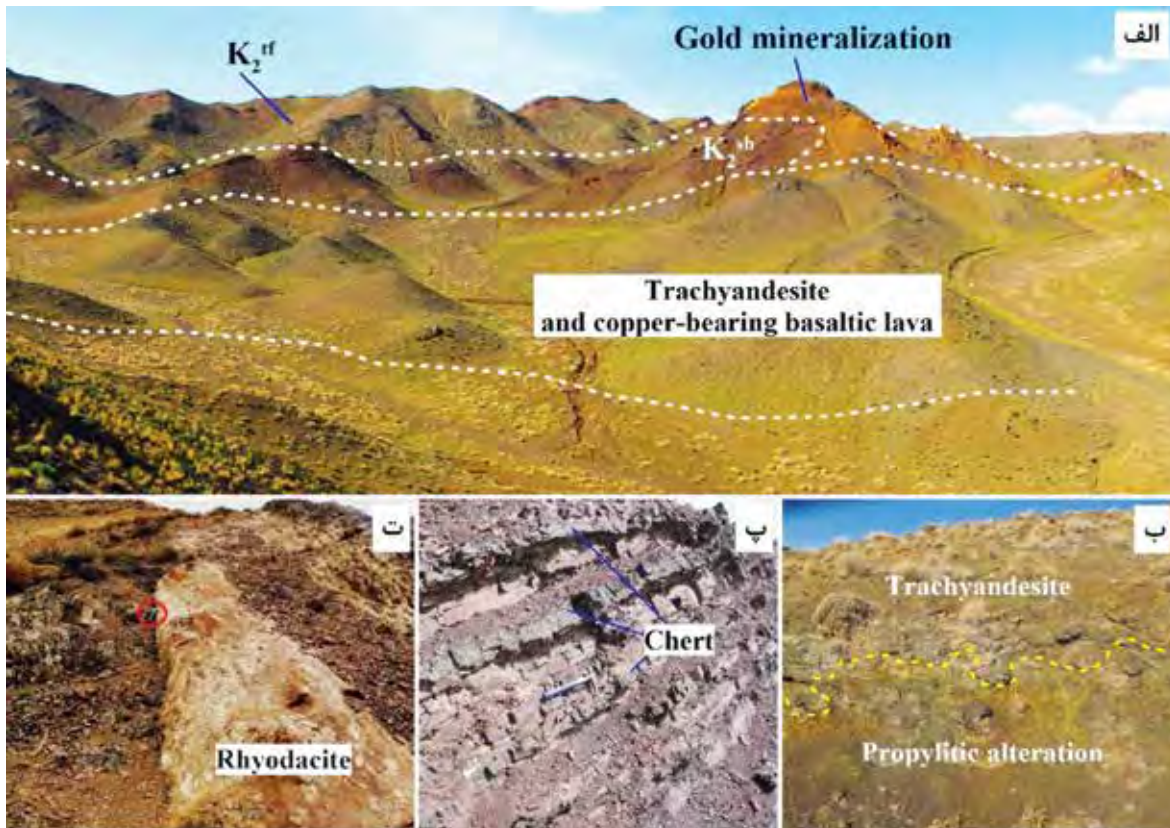
واحد K<sub>2</sub><sup>v</sup>: این واحد بیشتر از گدازه‌های با ترکیب تراکیت، تراکی‌آندزیت و آندزی‌بازالت با رنگ رخنمون سبز تا سیاه تشکیل شده است (شکل ۳-ب). بافت گدازه‌ها پیلوتاکسیتیک (تراکیتی)، میکروولیت-پورفیری و گلوپورفیری می‌باشد (شکل ۴-الف، ب). پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپارها کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها بوده و همراه با آن‌ها مقادیر فرعی آمفیبول و پیروکسن نیز دیده می‌شود (شکل ۴-الف، ب).

افیولیت‌های سبزوار می‌باشد. افیولیت‌های سبزوار، مجموعه افیولیتی به شدت هوازده شده و سرپانتینیزه شده‌ای هستند که در امتداد حاشیه شمالی خرد قاره ایران مرکزی گسترش داشته و جزء افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین کمر بند داخلی به حساب می‌آید. سنگ‌های آذرین این مجموعه شامل پریدوتیت، سرپانتینیت، مقدار کمی پیروکسنیت و گابرو می‌باشند (Shafaii Moghadam et al., 2014). همچنین این مجموعه شامل یک توالی آتشفشانی-رسوبی است و سنگ‌های آتشفشانی آن دارای ترکیبات متنوعی از بازالت، آندزی‌بازالت تا ریوداسیت-داسیت، ریولیت و بازالت هستند سنگ‌های رسوبی موجود در این توالی نیز گستره‌ای از سنگ‌های دریایی کم عمق تا عمیق را شامل می‌شوند و با توجه به سنگواره‌های موجود در آهک‌های گلوبوترونکانادار سن آن‌ها کرتاسه بالایی تعیین شده است (شکل ۲).

سنگ‌های رخنمون یافته در گستره معدنی سه‌بندون، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی بخش فوقانی سری افیولیتی با سن کرتاسه بالایی (واحد K<sub>2</sub><sup>v</sup>) و با ماهیت آلکالن تا کالک‌آلکالن (Baronz and Macaudiere, 1984) را شامل



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی مجموعه آتش‌فشانی-رسوبی کرتاسه بالایی در محدوده کانسار سه‌بندون



شکل ۳. الف) نمایی از واحدهای سنگی و موقعیت کان‌زایی مس و طلا در محدوده معدنی سه‌بندون؛ دید به سوی شمال شرق، ب) نمایی نزدیک از رخنمون گدازه تراکی‌آندزیتی ( $K_2^v$  واحد)، که تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتی شده است، پ) نمایی از واحد شیل کربناتی ( $K_2^{sh}$  واحد)، که با نوارهای چرتی همراه است، ت) رخنمونی از میان لایه‌های گدازه‌ای ریوداسیتی در داخل توفیت‌ها ( $K_2^{tf}$  واحد)

عمیق و دایک‌ها در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه مشخص می‌شود. در جنوب گستره مورد مطالعه، توده‌ای با ترکیب سینیت و کوارتز مونزونیت برونزد دارد و به لحاظ سنگ‌شناسی، بافت پورفیروئیدی تا گرانولار داشته و فلدسپات (آرتوکلاز)، کوارتز و پلازیوکلاز کانی‌های اصلی آن را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-۳). توده ذکر شده توسط دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند. در مقاطع میکروسکوپی بلورهای پلازیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن با بافت اینترستال کانی‌های اصلی می‌باشند و در زمینه‌ای فانریتیک پراکنده‌اند (شکل ۴-۳).

## بحث

### کانه‌زایی، ساخت و بافت و توالی پاراژنتیکی

کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار سه‌بندون به شکل چینه‌کران و محدود به واحد سنگی بازالت اسپلیتی رخ داده و مس طبیعی، در اندازه‌های چند ده میکرون تا سه میلی‌متر، به صورت دانه پراکنده، رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و جاننشینی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۵). ضخامت کمربندهای کانهدار در بخش‌های مختلف متفاوت و بین ۲۰ سانتی‌متر تا ۱/۵ متر می‌باشد و عیار مس در آنها از ۰/۱ تا دو درصد در تغییر است. ماده معدنی مس دانه‌پراکنده به صورت تقریباً یکنواخت در تمام بخش‌های واحد بازالت اسپلیتی رخ داده است (شکل ۵-الف). چنان که گفته شد توده‌های نفوذی در جنوب شرق پهنه مورد مطالعه وجود دارند (حمامی پور بارنجی و همکاران، ۱۳۹۷) که با توجه به بررسی‌های انجام شده، می‌توان اظهار داشت، این توده‌ها در کانه‌زایی مس پهنه سه‌بندون نقشی نداشته‌اند.

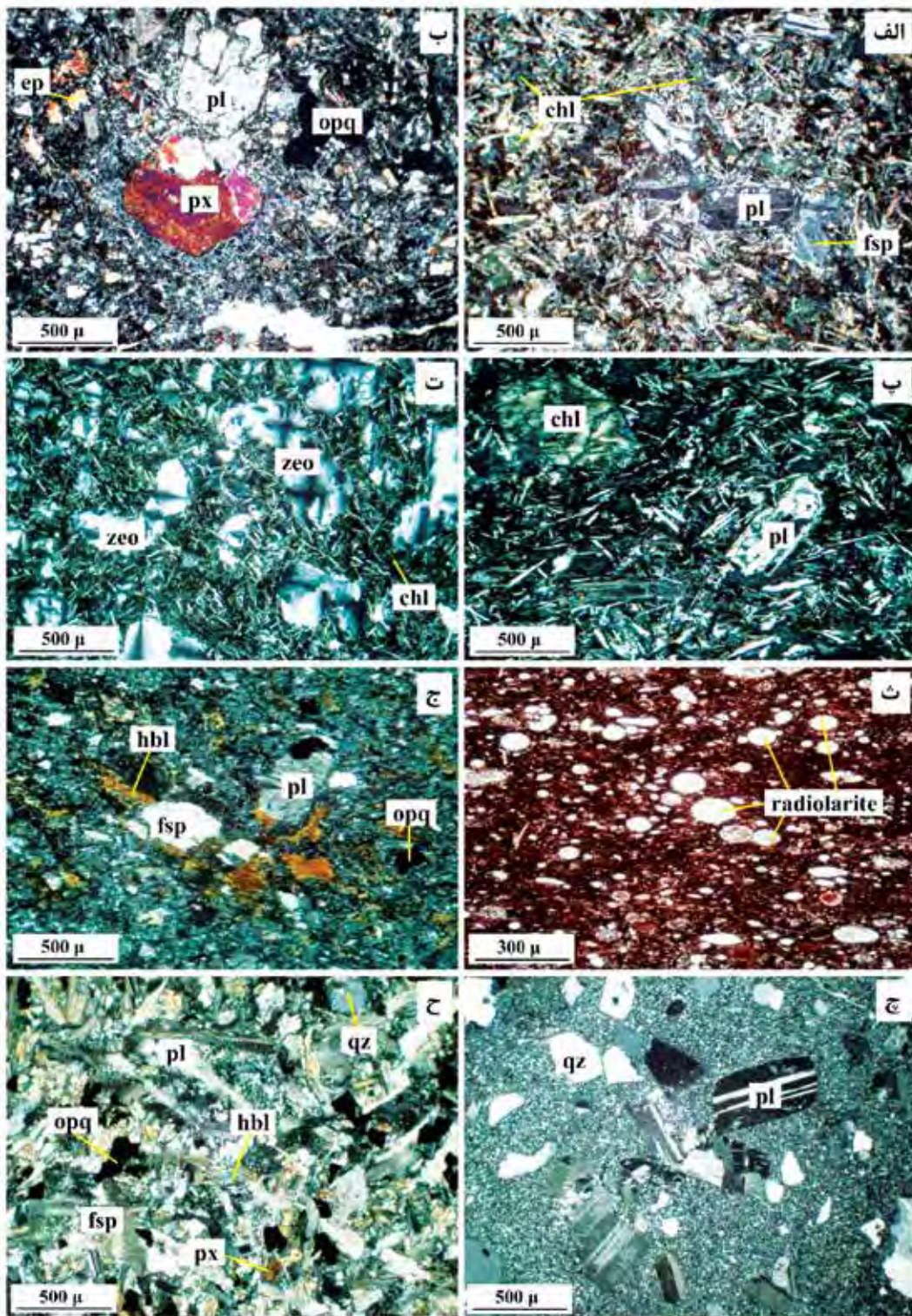
کانی‌شناسی ماده معدنی در رخداد مس سه‌بندون بسیار ساده است و شامل مس طبیعی، کوپریت و مالاکیت می‌باشد. کانی‌های باطله بیشتر شامل زئولیت، کلسیت، کوارتز، کلریت و اپیدوت است. بافت رایج ماده معدنی در کانسار مس طبیعی سه‌بندون، پرکننده حفرات می‌باشد و ماده معدنی مس طبیعی به صورت اولیه همراه با زئولیت و کلسیت (شکل ۶-الف، ب، پ، ت) تشکیل شده است؛ بافت رگه-رگچه‌ای شامل رگچه‌هایی با ضخامت کمتر از یک

بخش فوقانی واحد  $K_2^V$ ، که میزبان اصلی کانه‌زایی مس در کانسار سه‌بندون است، از سنگ‌های بازالت اسپلیت تا آندزیت بازالتی برونزد دارند که به صورت ناپیوسته و در راستای شمال شرقی-جنوب غربی گسترش دارند (شکل ۳-الف). ضخامت این میان لایه، در بخش‌های مختلف متفاوت می‌باشد و از ۰/۵ تا شش متر در تغییر است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک مطالعه شده از این میان لایه، زمینه‌ی سنگ شیشه‌ای تا بسیار دانه‌ریز با بافت ویتروفریک بوده و فنوکریست‌ها و میکروولیت‌ها در زمینه‌ای از شیشه قرار دارند، در بخش‌هایی بافت هیالوپلیتیک از خود نشان می‌دهد. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شامل فلدسپات و پیروکسن می‌باشند و با اندازه‌های ۸۰ تا ۵۰۰ میکرون حدود ۱۰ درصد از سطح مقطع را تشکیل داده‌اند (شکل ۴-الف، ب). فنوکریست‌های ذکر شده تحت تأثیر سیالات دگرسان کننده به کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، زئولیت و کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۴-پ، ت).

**واحد  $K_2^{sh}$** : این واحد که از لایه‌های شیل کربناتی قرمز رنگ با میان لایه‌های چرتی تشکیل شده است. واحد  $K_2^{sh}$  گسترش محدودی داشته و به صورت هم‌شیب بر روی واحد  $K_2^V$  قرار دارد (شکل ۳-پ). شیل‌های مذکور از بلورهای کوچک و شکسته کوارتز و فلدسپات تشکیل شده‌اند و در زمینه بسیار ریز از رس آهن‌دار قرار دارند. علاوه بر کانی‌های ذکر شده آثار فسیل‌های کروی شکل رادیولاریت در زمینه سنگ قابل مشاهده است (شکل ۴-ث).

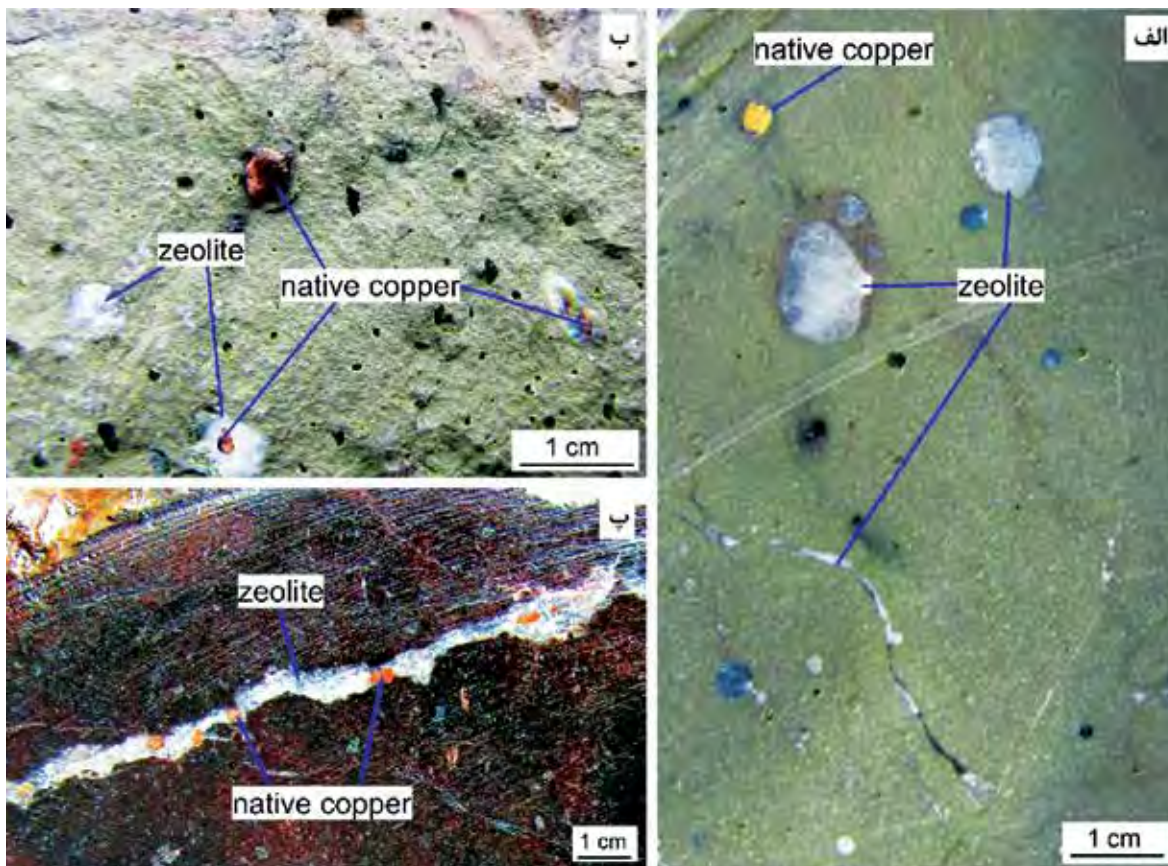
**واحد  $K_2^{tf}$** : این واحد سبز رنگ که از ویتریک کریستال توف همراه با میان لایه‌هایی از گدازه اسیدی (ریولیت تا داسیت) و سیلت تشکیل یافته، به صورت هم‌شیب بر روی شیل‌های کربناتی قرار گرفته و گسترش قابل توجهی در بخش شمالی گستره معدنی سه‌بندون دارد (شکل ۳-ت). بخش غالب ویتریک کریستال توف‌های مورد مطالعه را زمینه بسیار دانه ریز و شیشه‌ای تشکیل داده است، بلورهای شکسته و ریز کوارتز و فلدسپار به صورت دانه پراکنده در آن قرار دارند (شکل ۴-ج).

**توده‌های نفوذی**: فعالیت‌های ماگمایی پس از ائوسن در گستره معدنی سه‌بندون، با نفوذ توده‌های نیمه



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از واحدهای سنگی محدوده سه‌بندون. الف) تراکیت، ب) آندزیت بازالت مربوط به واحد  $K_2^V$ . فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند، پ) هورنبلند به‌طور کامل و زمینه سنگ تا حد زیادی به کلریت دگرسان شده‌اند، ت) گدازه تراکیتی زئولیتی و کلریتی شده، ث) شیل کربناتی (واحد  $K_2^{sh}$ )، حاوی فسیل‌های رادیولاریت و خُرده‌سنگ در زمینه‌ای از رس غنی از اکسیدهای آهن، ج) ویتریک کریستال توف (واحد  $K_2^V$ )، خُرده‌کانی‌های کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه‌ای از خاکستر، چ) کوارتز مونزونیت شامل پورفیرهای کوارتز و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای میکروگرانولار، ح) دایک‌های دیابازی حاوی پورفیرهای پیروکسن و پلاژیوکلاز. حروف اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Chl: کلریت، ep: اپیدوت، fsp: فلدسپار، hbl: هورنبلند، opq: کانی کدر، pl: پلاژیوکلاز، px: پیروکسن و qz: کوارتز، zeo: زئولیت

سانتی متر بوده و دربرگیرنده مس طبیعی، زئولیت و کلسیت می باشد (شکل ۵-پ و شکل ۶-ث، ح). کانی های ثانویه مس دار شامل کوپریت و مالاکیت هستند که کوپریت بیشتر در اطراف ماده معدنی اولیه (شکل ۶-پ، ت) و مالاکیت به صورت مجتمع در شکستگی ها، قطع کننده زئولیت و مس طبیعی (شکل ۸-پ، ت) شکل می گیرد.



شکل ۵. الف، ب و پ) تصاویر نمونه دستی از گدازه تراکی آندزیت، که فضاهای حفرات و شکستگی های موجود در آن با زئولیت، کلسیت و مس طبیعی پر شده است. در شکل پ موقعیت کانه های مس طبیعی با نقطه چین سفید رنگ مشخص شده است

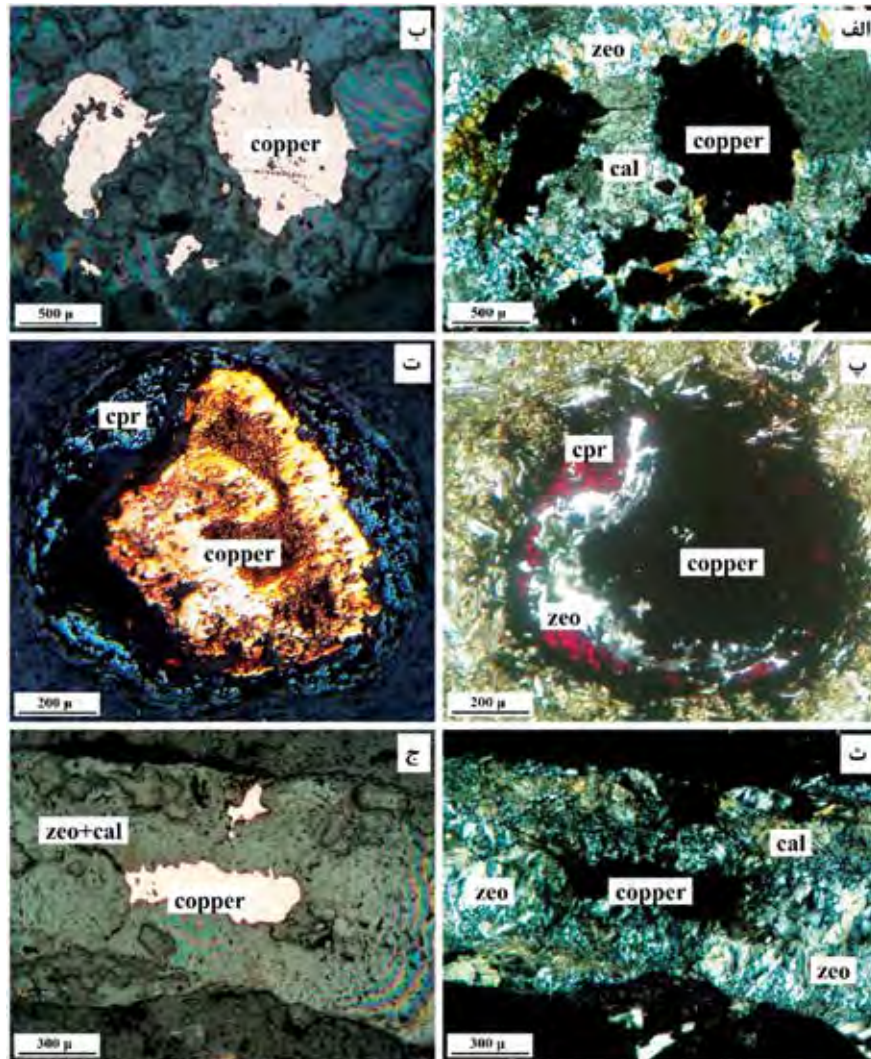
که کانی های ثانویه از جمله کوپریت و مالاکیت با بافت های جاننشینی و رگچه ای در این مرحله تشکیل شده اند.

### دگرسانی

دگرسانی در پهنه سه بندون به دو گروه قابل تقسیم می باشد؛ گروه اول در ارتباط با کانه زایی طلای تپ ایتریال سولفیداسیون متوسط است (حمامی پور بارنجی و همکاران، ۱۳۹۷) و دگرسانی هیدروترمال در پهنه طلا دار با وسعت قابل توجهی رخ داده است. دگرسانی های گرمایی در این کانسار در گستره ای با وسعت حدود دو کیلومتر مربع گسترش داشته و به واسطه رنگ ظاهری قهوه ای روشن تا آجری، به راحتی از سنگ های آتشفشانی میزبان قابل تمایزند

توالی پاراژنتیکی پهنه مورد مطالعه در شکل ۷ نشان داده شده است؛ بر اساس بررسی های صحرایی، نمونه های دستی و میکروسکوپی، توالی پاراژنتیکی کانی های موجود در گستره معدنی سه بندون را می توان به دو مرحله دگرگونی دفنی و سوپرژن تقسیم کرد (شکل ۷). در اواخر مرحله دیاژنز تأخیری، دگرگونی تدفینی در پهنه آغاز شده است. مشخصه اصلی این مرحله، تشکیل کانی زئولیت در سنگ های بازالتی پهنه می باشد. کانه زایی مس در این مرحله رخ داده و مس به صورت رگه-رگچه ای و دانه پراکنده در متن سنگ میزبان دیده می شود. در ضمن زئولیت، کلسیت و به مقدار کمتر کلریت و اپیدوت نیز در این مرحله تشکیل شده اند. مرحله دوم کانه زایی مربوط به فرایندهای سوپرژن و هوازدگی است





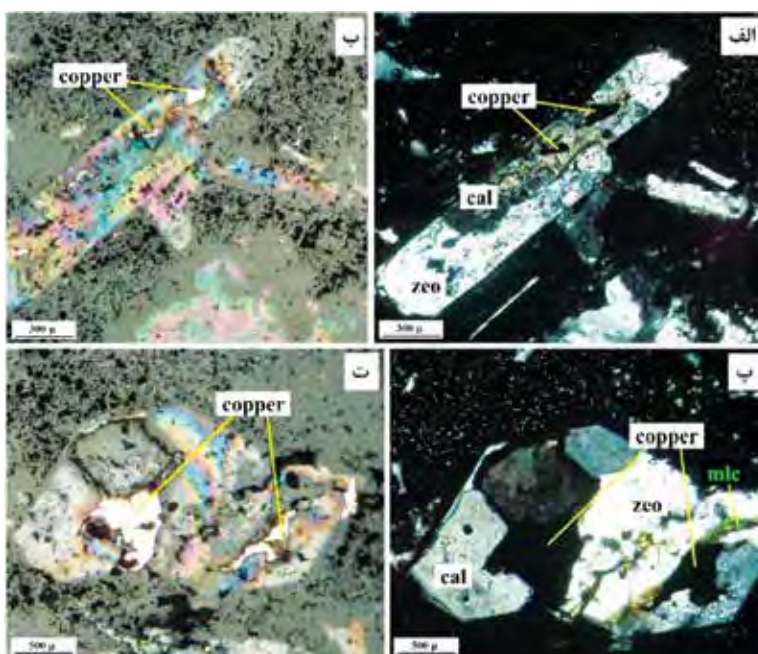
شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌شناسی و روابط بافتی کانه‌های مس در کانسنگ‌های مس‌دار سه‌بندون. الف) هم‌رشدی کانه‌های مس طبیعی با زئولیت و کلسیت؛ نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL)، ب) تصویر «الف» در نور انعکاسی، پ) هم‌رشدی مس طبیعی و زئولیت در فضای خالی (حفره)، ت) تصویر «پ» در نور انعکاسی، ث) تصویر دیگری از هم‌رشدی مس طبیعی با زئولیت و کلسیت در فضای رگچه، ج) تصویر «ث» در نور انعکاسی. حروف اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. cal: کلسیت، cpr: کوپریت و zeo: زئولیت

Stages Minerals	Metamorphism	Supergen (weathering)
Quartz	██████████	
Zeolite	██████████	
Calcite	██████████	██████████
Chlorite	██████████	
Epidote	██████████	
Copper (Native)	██████████	
Cuprite		██████████
Malachite		██████████

شکل ۷. نمودار توالی پاراژنزی در کانسنگ‌های مس‌دار محدوده سه‌بندون

در دما و فشار پایین می‌باشد؛ ظهور رخساره دگرگونی ژئولیتی معرف پایان دیاژنز و آغاز دگرگونی است و حاکی از دمای ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار هیدرواستاتیک ۲/۵ تا هشت کیلو بار می‌باشد (Coombs et al., 1959). جانیشینی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند توسط کلسیت، ژئولیت و مس طبیعی در برخی از مقاطع نازک-صیقلی مشهود است (شکل ۸). روابط ساخت و بافتی ماده معدنی مس طبیعی با ژئولیت و کلسیت، حاکی از ارتباط مستقیم و هم‌زمانی تشکیل آن‌ها است.

(شکل ۳-الف). دگرسانی‌ها بیشتر در واحد گدازه تراکیت-تراکی آندزیت (واحد  $K_2^V$ ) و به‌طور محدود در واحد شیل کربناتی ( $K_2^{sh}$ ) رخ داده‌اند. شدت و نوع دگرسانی‌ها، با توجه به جنس سنگ میزبان و فاصله از مرکز دگرسانی متفاوت بوده و شامل انواع سیلیسی، سولفیدی و پروپیلیتیک است. اما گروه دیگر دگرسانی شامل دگرسانی‌های ژئولیتی، کلریتی و تشکیل کلسیت می‌باشد و با توجه به محدود بودن آن به واحد چینه‌ای خاص و روابط بافتی، به‌نظر می‌رسد در ارتباط با فعالیت‌های آتش‌فشانی زیردریایی در زمان کرتاسه بالایی می‌باشد و همچنین مراحل تدفین و دگرگونی خفیف



شکل ۸. الف) جانیشینی مس طبیعی، ژئولیت و کلسیت به‌جای پلاژیوکلاز؛ نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL)، ب) تصویر «الف» در نور انعکاسی، پ) مس طبیعی با ژئولیت و کلسیت هم‌رشد بوده و جانشین کانی هورنبلند شده‌اند، ت) تصویر «پ» در نور انعکاسی. حروف اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. cal: کلسیت، mlc: مالاکیت و zeo: ژئولیت

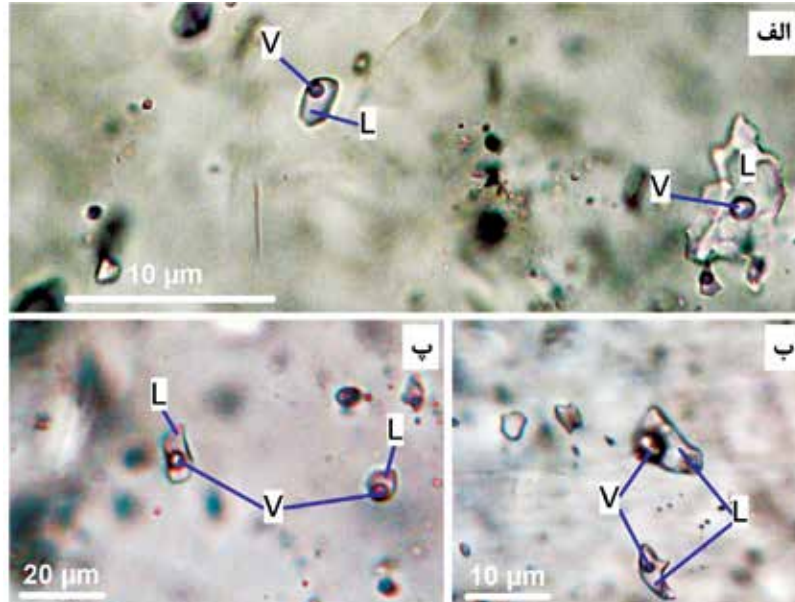
## مطالعات میان‌بارهای سیال

به شکل‌های نامنظم، کروی و کشیده تقسیم‌بندی کرد. میان‌بارهای سیال مطالعه شده، از نوع اولیه و دو فازی غنی از مایع (L+V) هستند. هیچ‌گونه شاهدهی از حضور فاز نوزاد (S) یا  $CO_2$  مایع در میان‌بارها مشاهده نشده است. میان‌بارهای سیال دو فازی مورد مطالعه، ریز تا بسیار ریز بوده و اندازه آن‌ها از پنج تا ۱۲ میکرون متغیر است. در این نوع از میان‌بارها، فاز مایع ۶۰ تا ۸۰ درصد و فاز بخار ۲۰ تا ۴۰ درصد حجم کل سیال را تشکیل داده است. این نوع از

در این مطالعه، خصوصیات ۴۰ سیال درگیر اولیه موجود در کانی‌های کلسیت و ژئولیت که به‌صورت هم‌زمان با مس طبیعی تشکیل شده، مورد بررسی قرار گرفت. خلاصه‌ای از خصوصیات سیالات درگیر مورد مطالعه در جدول ۱ ذکر شده است. از لحاظ شکل ظاهری و با توجه به پارامترهای (1984) Roedder و (1985) Shepherd et al.، میان‌بارهای سیال در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به‌ترتیب فراوانی

میان‌بارها اغلب با شکل‌های نامنظم و کم‌تر کروی در زئولیت میزبان پراکنده‌اند (شکل ۹). محدوده دمای همگن شدن برای میان‌بارهای سیال اولیه دو فازي مورد مطالعه از ۲۲۸ تا ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۷۲/۹) اندازه‌گیری شده است (جدول ۱ و شکل ۱۰). در تمامی نمونه‌ها همگن شدن به فاز مایع صورت گرفته است. محدوده اولین نقطه ذوب

یخ (Te) در نمونه‌های زئولیتی، ۲۱- تا ۳۰- درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد. محدوده آخرین نقطه ذوب یخ (Tmice) در نمونه‌های ذکر شده، از ۰/۵- تا ۳/۴- درجه سانتی‌گراد ثبت شد که به ترتیب معادل شوری‌های ۰/۶ تا ۵/۷ معادل درصد وزنی NaCl (با میانگین ۳/۲۸ معادل درصد وزنی نمک طعام) می‌باشند (جدول ۱ و شکل ۱۰).

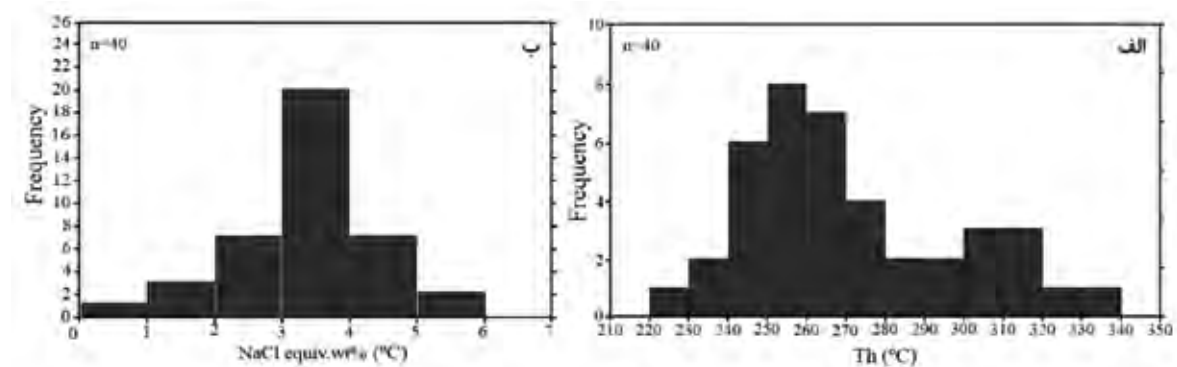


شکل ۹. تصاویر میکروسکوپی (دمای اتاق و نور عبوری صفحه‌ای) از میان‌بارهای سیال اولیه دو فازي غنی از مایع (LV) موجود در زئولیت‌های همراه با کانسنگ‌های مس در محدوده سه‌بندون، V=Vapor، L=Liquid

جدول ۱. خلاصه داده‌های مطالعات ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال اولیه دو فازي (L+V) در کانی زئولیت موجود در کانسنگ مس

Incl. type	Size (μm)	T <sub>e</sub> (°C)	T <sub>m-ice</sub> (°C)	T <sub>h</sub> (°C)	Salinity (wt. % NaCl equiv.)	ρ (g/cm <sup>3</sup> )
LV (n=۴۰)	۵-۱۲	-۲۱ تا -۳۰	-۳/۴ تا -۰/۵	۲۲۸ تا ۳۴۰ (۲۷۲/۹۳)	۵/۷-۱/۶ (۳/۲۸)	۰/۸۴-۰/۹۵

اعداد داخل پرانتز نشان‌دهنده میانگین داده‌ها است. (Te) = دمای اولین نقطه ذوب یخ، T<sub>m-ice</sub> = دمای ذوب آخرین قطعه یخ، T<sub>h</sub> = دمای همگن شدن



شکل ۱۰. الف) نمودار ستونی دماهای همگن شدن به فراوانی میان‌بارهای سیال، ب) نمودار درجه شوری به فراوانی میان‌بارهای سیال در کانی زئولیت همراه با کانسنگ مس طبیعی

## تیپ کان‌زایی

محمدی و همکاران، ۱۳۹۸) گزارش شده‌اند. طی کرتاسه پایانی، فرورانش درون اقیانوسی در داخل نئوتتیس توسعه پیدا نموده و باعث تشکیل حوضه‌های کششی پشت قوسی سبزوار-نائین در صفحه بالای فرورانش شده (Agard et al., 2005; Ghasemi and Talbot, 2009; Shafaii Moghadam, 2006) و سنگ میزبان بازالتی کان‌زایی مس طبیعی در کانسار سه‌بندون در این حوضه کششی پشت قوسی تشکیل شده است.

کان‌زایی مس در کانسارهای میشیگان در سنگ‌هایی با ترکیب بازالت تولیتی حفره‌دار و کنگلومرا رخ داده است (Guilbert and Park, 1986, 2007). در کانسار مس سه‌بندون نیز میزبان کان‌زایی شامل بازالت و اسپلیت بازالت می‌باشد. ماده معدنی مس طبیعی در کانسارهای تیپ میشیگان، به صورت چینه‌کران و محدود به واحد بازالتی و با بافت‌های دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای تشکیل شده و کانی‌شناسی ماده معدنی بیشتر ساده و شامل مس طبیعی، کوپریت، مالاکیت، کریزوکولا، نقره طبیعی و به مقدار کمتر، کالکوسیت است؛ کانی‌شناسی ماده معدنی کانسار سه‌بندون نیز مشابه کانسارهای تیپ میشیگان می‌باشد. کانسارهای مس تیپ میشیگان دارای تجمعات کانیایی رخساره دگرگونی پره‌نیت-پومپیلیت (Phillipotts, 1986) شامل کوارتز، آلبیت، پره‌نیت، پومپیلیت، اپیدوت، کلریت و رخساره زئولیت (کوارتز، آنالیم و لومونتیت) هستند؛ در

با توجه به ویژگی‌های بیان شده از کان‌زایی مس در پهنه سه‌بندون، ویژگی‌های اصلی کان‌زایی در پهنه سه‌بندون با انواع کانسارهای مس با سنگ میزبان سنگ‌های آتش‌فشانی در جهان مورد مقایسه قرار گرفت. خصوصیات این کانسار با کانسارهای مس نوع مانتو و میشیگان در جدول ۲ مقایسه شده است. کانسار سه‌بندون، از لحاظ موقعیت ژئودینامیکی، سنگ میزبان، کانی‌شناسی ماده معدنی، ساخت و بافت ماده معدنی و دگرسانی، دارای اختلافات زیادی با کانسارهای مس تیپ مانتو می‌باشد (Campus, 1980; Wilson and Zentilli, 1999; Kojima et al., 2009). شواهد موجود در کانسار مس طبیعی سه‌بندون، همانند سنگ میزبان، ساخت و بافت ماده معدنی، کانی‌شناسی ماده معدنی و باطله‌ها، دگرسانی، محیط زمین‌ساختی و ژئومتری چینه‌کران ماده معدنی، نشانگر شباهت این کانسار با ذخائر مس تیپ میشیگان است. معروف‌ترین کان‌زایی‌های مس طبیعی در سنگ‌های بازالتی، در منطقه مس‌دار میشیگان (کویناوی) در بازالت‌های پروتروزیوئیک میانی واقع شده و در ارتباط با سیستم شکاف میان قاره‌ای آمریکای شمالی رخ داده‌اند (Sims, 1976; Grant et al., 1988). ذخائر مس طبیعی مشابهی نیز در کانادا و ایالات متحده آمریکا (Kirkham, 1996)، شیلی (Ruiz et al., 1971)، چین (Zhu and Zhang, 2003)، روسیه (D'ujykov et al., 1977) و ایران (نظافتی، ۱۳۷۹؛ مرادی، ۱۳۹۰؛ طاشی و همکاران، ۱۳۹۵؛

جدول ۲. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار مس سه‌بندون با کانسارهای تیپ مانتو و تیپ میشیگان

کانسار سه‌بندون	تیپ میشیگان	تیپ مانتو	موقعیت ژئودینامیکی
حوضه ریفتی پشت قوس بازالت	ریفت‌های قاره‌ای	کمان ماگمایی	سنگ میزبان
مس طبیعی، کوپریت، مالاکیت	مس طبیعی، کوپریت، مالاکیت، کریزوکولا، نقره طبیعی، کالکوسیت	گدازه‌های آندزیتی و بازالتی	کانی‌شناسی
دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای	دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای	رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی	ساخت و بافت
کلسیت، زئولیت	کلسیت، زئولیت، کلریت، اپیدوت، پومپیلیت، کوارتز	کلریت، آلبیت، کوارتز، زئولیت، کلسیت، اپیدوت	کانی‌های دگرسانی
کرتاسه فوقانی	پالئوزوئیک	ژوراسیک-کرتاسه	سن کان‌زایی
پژوهش حاضر	White, 1968; Bornhorst et al., 1988; Bornhorst and Mathur, 2017	Campus, 1980; Wilson and Zentilli, 1999; Kojima et al., 2009	منبع

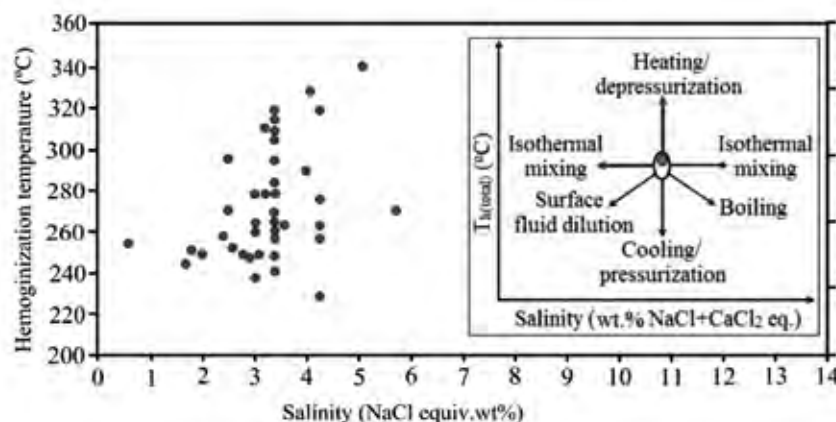
کنسارهای تپ می‌شیگان بوده‌اند؛ داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی سنگ‌های ماگمایی و کانه‌زایی مس، حاکی از اختلاف زمانی بیش از ۱۰ میلیون ساله بین کانه‌زایی و پایان ماگماتیسم می‌باشد (Bornhorst et al., 1988). مدل‌های بازسازی شده دمایی برای کنسارهای تپ می‌شیگان، نشان می‌دهند که اوج دگرگونی در عمق واحدهای آتش‌فشانی-رسوبی پرکننده ریفت، میلیون‌ها سال پس از پایان فعالیت ماگمایی مرتبط با ریفت‌زایی صورت گرفته است؛ همچنین بررسی فراوانی مس در بازالت‌ها و پارامترهای شستشوی مس از آن‌ها، نشان می‌دهد که بازالت یک سنگ مناسب می‌باشد (White, 1968; Jolly, 1974). Brown (2008) نوع دیگری از مدل ژنتیکی دگرگون‌زاد، که در آن کانه‌زایی مس طبیعی تحت تأثیر ترکیبی از سیالات جوی و دگرگونی شکل گرفته است، را پیشنهاد کرد.

پس از ته‌نشست سنگ‌های آتش‌فشانی-رسوبی کوتاه‌ساز فوقانی در منطقه سه‌بندون (شکل ۱۲-الف)، با افزایش ضخامت رسوبات، رخداد دیاژنز تأخیری و دگرگونی تدفینی رخ داده است. بر اساس مدل‌سازی حرارتی وردروف و همکاران (Woodruff et al., 1995) برای کنسارهای مس می‌شیگان، دمای شکل‌گیری سیالات کانه‌زا در ناحیه منشاء، بیش از ۳۰۰ و کمتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده و مس در سیالات گرمایی با pH اندکی قلیایی به‌صورت کمپلکس کلریدی ( $\text{Cu}^{1+}$ ) ( $\text{CuCl}_2^-$ ) حمل شده است. سیالات هیدروترمال دگرگون‌زاد از سنگ‌های منشاء در

منطقه مورد مطالعه، همانند کنسارهای تپ می‌شیگان، دگرسانی‌های ژئولیتی دارای بیشترین گسترش است و دگرسانی کربناتی (کلسیت) نیز به‌همراه کانه‌زایی مس در این منطقه مشاهده می‌شود.

## الگوی تشکیل

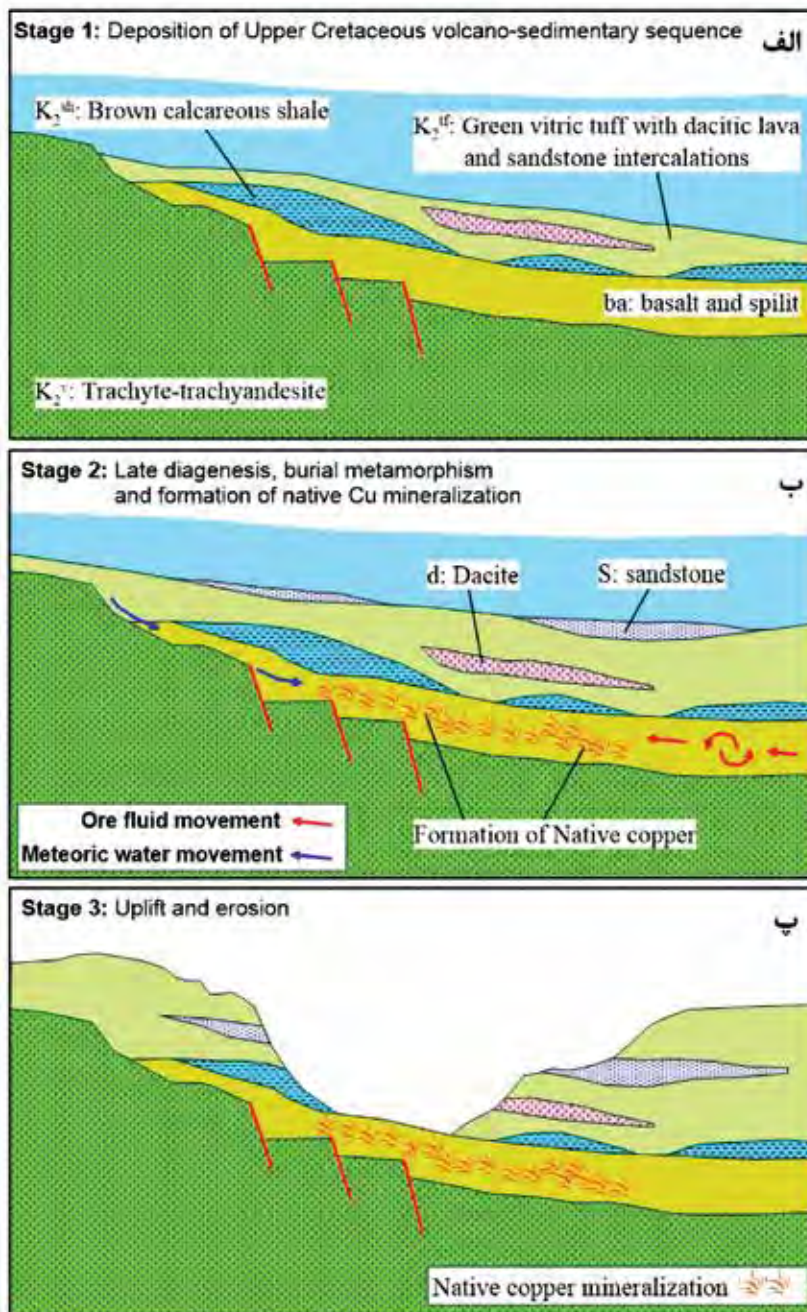
بر اساس مطالعات صورت گرفته در این تحقیق و مقایسه آن با سایر کنسارهای تپ می‌شیگان در جهان، مدل شماتیک تشکیل کنسار مس سه‌بندون در شکل ۱۲ نشان داده شده است. مدل‌ها و فرضیه‌های مختلفی برای تشکیل کنسارهای مس طبیعی تپ می‌شیگان توسط پژوهشگران ارائه شده است (Butler and Burbank, 1929; Weege and Pollock, 1971; Cornwall, 1956; White, 1968; Cannon, 1992; Davis and Paces, 1990; Heaman et al., 2007; Bornhorst et al., 1988; Bornhorst and Mathur, 2017). White (1968) دو منبع احتمالی مس از سنگ‌های کم‌ریز ماده معدنی، در این تپ کنسارها را مورد بحث قرار داده که شامل شستشوی مس از سنگ‌های بازالتی پرکننده ریفت به‌وسیله سیالات هیدروترمال دگرگون‌زاد یا توسط سیالات هیدروترمال مشتق شده از ماگما (توده‌های نفوذی پنهان) است. طبق چندین استدلال، وایت (White, 1968) نتیجه گرفت که سیالات هیدروترمال منشاء گرفته از ماگما، به احتمال کمتر عامل کانه‌زایی در



شکل ۱۱. نمودار دوتایی دمایی همگن شدن نهایی در مقابل شوری برای داده‌های میان‌بارهای سیال در کنسارهای مس سه‌بندون. نمودار شماتیک داخلی بیانگر روندهای معمول میان‌بارهای سیال در فضای شوری-دمایی همگن شدن ناشی از فرآیندهای مختلف تحول سیال می‌باشد (Wilkinson, 2001)

سیالات کانه‌زا و شورابه‌های داغ (۳۴۰-۲۲۸ درجه سانتی‌گراد) شکل گرفته و طی چرخش آن‌ها، مس از ساختمان کانی‌های سیلیکاته سنگ میزبان شسته شده و به بخش‌های فوقانی صعود کرده است (شکل ۱۲-ب).

امتداد لایه‌بندی به سمت بالا صعود کرده و این بار سنگ‌های بازالتی، به‌عنوان سنگ میزبان عمل کرده و مس در آن‌ها ته‌نشست می‌یابد. بر اساس مطالعه پهنه‌های دگرسانی و کانی‌های باطله (زئولیت و کلسیت) در کانسار سه‌بندون، به‌نظر می‌رسد طی مراحل پایانی دیاژنز و دگرگونی تدفینی،



شکل ۱۲. مدل شماتیک مراحل تشکیل کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار سه‌بندون. الف) ته‌نشست واحدهای سنگی آتش‌فشانی-رسوبی کرتاسه فوقانی، ب) افزایش ضخامت رسوبات، دیاژنز تأخیری و رخداد دگرگونی تدفینی که موجب آزاد شدن شورابه‌ها و شستشوی مس از ساختمان سیلیکات‌ها شده و سیال غنی از مس با حرکت به بخش‌های کم فشار در اثر افت فشار و اختلاط با سیالات جوی، عنصر مس به‌صورت طبیعی در فضا‌های خالی و شکستگی‌ها، ته‌نشست می‌یابد، پ) پس از تشکیل کانسنگ مس طبیعی، در اثر عوامل تکتونیکی و بالآمدگی و فرسایش، کانی‌های ثانویه همانند مالاکیت و کوپریت تشکیل شده‌اند

Jolly, 1974; Bornhorst et al., 1988; Bornhorst and Woodruff, 1997; Püeschner, 2001; Brown, 2006).

باتوجه به مطالب بیان شده، کانی‌های ثانویه مس همچون کوپریت و مالاکیت نیز در کانسار سه‌بندون مشاهده می‌شود که تشکیل آن‌ها در ارتباط با مراحل ثانویه و بالآمَدگی و نفوذ سیالات جوی می‌باشد (شکل ۱۲-پ).

### نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات و بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده و بررسی ویژگی‌های کانسار مس سه‌بندون از جمله کانی‌شناسی، ساخت و بافت، دگرسانی، سنگ میزبان، محیط زمین‌ساختی و مقایسه این کانسار با کانسارهای مس مانتو و میشیگان در جهان، می‌توان اظهار داشت که این کانسار بیشترین شباهت را با کانسارهای مس میشیگان دارد؛ البته بررسی‌های بیشتر ژئوشیمی سنگ میزبان و ژئوشیمی ایزوتوبی کانی‌های باطله (کلسیت و زئولیت) در تعیین دقیق‌تر تیپ کانه‌زایی می‌تواند مثمر‌تر باشد. کانه‌زایی در پهنه سه‌بندون به صورت چینه‌کران و محدود به واحد سنگی بازالت اسپلیتی است و اغلب به صورت دانه‌پراکنده، پراکنده حفرات و رگه-رگچه‌ای در داخل سنگ میزبان رخ داده است. کانی‌شناسی ماده معدنی در کانسار مورد مطالعه ساده است و شامل مس طبیعی، کوپریت و مالاکیت می‌باشد. عمده‌ترین دگرسانی‌های رخ داده شامل کلسیتی، زئولیتی، کلریتی و به مقدار کمتر اپیدوتی است که به صورت هم‌زمان با کانه‌زایی مس رخ داده است. بر اساس مطالعه سیالات درگیر کانی زئولیت، که هم‌زمان با کانسنگ مس تشکیل شده، گستره دمای همگن شدن برای میان‌بارهای سیال اولیه، به‌طور میانگین ۲۷۲/۹ درجه سانتی‌گراد است و شوری آن‌ها به‌طور میانگین ۳/۲۸ درصد وزنی نمک طعام می‌باشد. بر اساس بررسی‌های صورت یافته، در طی مراحل دیاژنز تأخیری و دگرگونی تدفینی، سیالات کانه‌زایی و شورابه‌های داغ حاصل از دگرگونی، مس را از ساختمان کانی‌های سیلیکاته شسته و با صعود به بخش‌های کم‌عمق و اختلاط با سیالات جوی، مس طبیعی و کانی‌های باطله

فرآیندهای احتمالی برای تنش‌ست کانسنگ در کانسارهای تیپ میشیگان شامل سه فرآیند: الف) اختلاط سیالات کانه دار با سیالات ساکن سرد، اکسیدی و بسیار رقیق؛ ب) واکنش سیالات کانه‌دار با سنگ‌های دربرگیرنده و پ) کاهش فشار و دما (سرد شدن سیالات کانه‌دار) است (Brown, 2006; Bornhorst and woodruff, 1997; Jolly, 1974; White, 1968). مطالعات سیالات درگیر کانسار سه‌بندون و بررسی نمودار شوری-دمای همگن شدن و روند تحول سیال کانه‌ساز در کانسار مس سه‌بندون (شکل ۱۱)، حاکی از رقیق‌شدگی سیال کانه‌دار، کاهش فشار و اختلاط یک سیال با شوری و دمای بالاتر با سیالی با دما و شوری پایین‌تر، است (Hedenquist et al., 1996; Wilkinson., 2001). سیال رقیق‌کننده می‌تواند آب‌های با منشأ جوی بوده باشد؛ بر اساس این نتایج، سیالات دگرگونی با دما و شوری بالا و حاوی مس در امتداد لایه‌بندی به سمت بالا حرکت کرده و در اثر کاهش فشار و اختلاط با سیالات جوی، مس در سنگ میزبان بازالتی تنش‌ست یافته است (شکل ۱۲-ب).

مس طبیعی به‌عنوان تنها ماده معدنی مس در کانسار سه‌بندون، نشانگری بسیار واضح بر کمبود گوگرد بوده است. در نتیجه کمبود گوگرد در سنگ‌های منشأ، مسیر صعود سیال و در سنگ میزبان بازالتی وجود دارد. فقدان گوگرد در این مجموعه‌های بازالتی را می‌توان با کمبود گوگرد در ماگمای مادر قبل از فوران و یا جدایش گوگرد به فاز گازی در حین تشکیل گدازه‌های زیردریایی توجیه کرد (White, 1968; Jolly, 1974; Brown, 2006). کاهش یون  $Cu^{+}$  از سیالات دگرگون‌زاد کانه‌زا، منجر به رسوب مس طبیعی به صورت  $Cu_0$  می‌شود. مطالعه ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن در کانی‌های مرتبط با تنش‌ست مس طبیعی در کانسارهای تیپ میشیگان (Püeschner, 2001)، نشان‌دهنده اختلاط سیالات هیدروترمال دگرگون‌زاد با سیالات جوی حین تنش‌ست مس بوده و آب دریا در شکل‌گیری کانه‌زایی نقشی ندارد. در این کانسارها شاید واکنش‌های مابین سنگ و سیال و اختلاط سیالات، تنش‌ست مس طبیعی را تسهیل می‌کند

کانی‌سازی و ژئوشیمی در گستره پی‌جویی دهن قلعه، شمال غربی بردسکن؛ مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۴، ۵۸۱-۶۰۰.

- روزبه کارگر، س. و قمیان، ی.، ۱۳۷۷. طرح اکتشاف مواد معدنی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و ژئوفیزیک هوایی (پروژه سبزووار)، گزارش اکتشافات چکشی ورقه یکصد هزارم باشتین؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- سپهری‌راد، ر.، ۱۳۸۸. گزارش پی‌جویی مس رسوبی در محور کدکن-ششتمد (شمال تربت حیدریه)؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- طاشی، م.، موسیوند، ف. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵. الگوی رخداد کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس-نقره گرماب پایین، جنوب شرق شاهرود؛ فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۰، ۴۰، ۱۰۵-۸۹.

- عشق‌آبادی، م.، ۱۳۷۷. طرح اکتشاف مواد معدنی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و ژئوفیزیک هوایی (پروژه سبزووار)، گزارش اکتشافات چکشی ورقه یک صد هزارم سلطان‌آباد؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- محمدی، م.، نباتیان، ق.، هنرمند، م. و ابراهیمی، م.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی و خاستگاه کانه‌زایی مس در کانسار دهنه، شمال خاور زنجان؛ فصلنامه زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۱، ۳، ۵۲۴-۴۹۷.

- مرادی، م.، ۱۳۹۰. ژنز کانی‌زایی مس و سرب در کانسار عباس‌آباد، طارم سفلی، استان قزوین؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

- مغفوری، س.، ۱۳۹۱. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی مس در توالی آتش‌فشان‌ی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزووار، با تأکید بر کانسار نوده؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

- نادری میقان، ن.، ۱۳۷۷. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه شامکان؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- نظافتی، ن.، ۱۳۷۹. زمین‌شناسی اقتصادی پتانسیل‌های فلزی منطقه نطنز؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

ژئولیت و کلسیت در حفرات و شکستگی‌های سنگ میزبان تشکیل شده است. علت تشکیل نشدن کانی‌های سولفیدی را می‌توان به پایین بودن فشار بخشی گوگرد در سنگ میزبان نسبت داد. در مراحل پایانی و طی بالآمدگی و تأثیر فرآیندهای هوازدگی، کانی‌های ثانویه مس از جمله کوپریت و مالاکیت تشکیل شده‌اند.

## سپاسگزاری

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از دانشگاه تربیت مدرس به خاطر حمایت‌های مالی، از مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران برای انجام مطالعات میان‌باره‌ای سیال و همچنین از جناب آقای دکتر عقیل اجاقی (مدیر عامل محترم شرکت پارس آسیا پی‌جو) و سرکار خانم دکتر لیلا برهمند، که در طول انجام این تحقیق همکاری صمیمانه‌ای داشته‌اند، تشکر نمایند. همچنین از سردبیر، دست‌اندرکاران و داوران محترم فصلنامه زمین‌شناسی ایران، به خاطر راهنمایی‌های ارزنده علمی که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر شده است، تشکر و قدردانی می‌نماییم.

## منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران؛ وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، ۵۸۶.

- پناهی‌شهری، م.، کریم‌پور، م.ح. و شبانی، ف.، ۱۳۸۹. کانی‌سازی و اکتشافات ژئوشیمیایی در کمربند ولکانیکی-پلوتونیک هلاک‌آباد (جنوب سبزووار) با نگرشی بر اکتشافات مس پورفیری؛ مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۱، ۲، ۳۸-۲۱.

- حمامی‌پور بارنجی، ب.، ۱۳۹۴. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و زایش کانسار طلای سه بندون، شمال بردسکن؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۲۵.

- حمامی‌پور بارنجی، ب.، تاج‌الدین، ح.ع. و برهمند، ل.، ۱۳۹۷. زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسار طلای ای‌ترمال سه‌بندون، شمال بردسکن، خراسان رضوی؛ فصلنامه علوم زمین، ۲۷، ۱۰۸، ۱۶۸-۱۵۵.

- روحبخش، پ.، ابراهیمی، خ.، همام، م. و عباس‌نیا، ح.، ۱۳۸۹. بررسی زمین‌شناسی، دگرسانی،



- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401-419.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Baronz, F. and Macaudiere, J., 1984. La serie volcanosedimentaire du chainon ophiolitique de Sabzevar (Iran). *Ofioliti*, 9, 3-26.
- Bornhorst, T.J. and Mathur, R., 2017. Copper Isotope Constraints on the Genesis of the Keweenaw Peninsula Native Copper District, Michigan, USA. *Minerals*, 7,10, 185.
- Bornhorst, T.J. and Woodruff, L.G., 1997. Native copper precipitation by fluid-mixing Keweenaw Peninsula, Michigan. *Institute on Lake Superior Geology Proceedings and Abstracts*, 43, 1, 9-10.
- Bornhorst, T.J., Paces, J.B., Grant, N.K., Obradovich, J.D. and Huber, N.K., 1988. Age of native copper mineralization, Keweenaw Peninsula, Michigan. *Economic Geology*, 83, 619-625.
- Brown, A.C., 2006. Genesis of native copper lodes in the Keweenaw Peninsula, Northern Michigan: A hybrid evolved meteoric and metamorphogenic model. *Economic Geology*, 101, 1437-1444.
- Butler, B.S. and Burbank, W.S., 1929. The copper deposits of Michigan. U.S. Geological Survey of Professional Paper, 144, 1-238.
- Campus, F., 1980. Distroto Minero Punta del cobre, modelo interpretative. *Revista Geológica de Chile*, 11, 51-76.
- Cannon, W.F., 1992. The Midcontinent Rift in the Lake Superior region with emphasis on its geodynamic evolution; *Tectonophysics*, 213, 41-48.
- Cho, M., Maruyama, S. and Liou, J.G., 1985. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineralogical Magazine*, 49,3, 321-333.
- Coombs, D.S., Ellis, A.D., Fyfe, W.S. and Taylor, A.M., 1959. The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 17,1-2, 53-107.
- Cornwall, H.R., 1956. A summary of ideas on the origin of native copper deposits. *Economic Geology*, 51, 615-631.
- D'ujykov, O. A., Distler, V. V., Arhipova, A. I., Natorhin, I. A. and Fedorenko, V. A., 1977. Structure and forming conditions of the Cu-bearing horizons of the tuff-lava strata (Siberian platform). *Doklady ANSSSR, Seriya geologicheskaya*, 5, 105-120 (in Russian).
- Davis, D.W. and Paces, J.B. 1990. Time resolution of geologic events on the Keweenaw Peninsula and implications for development of the Midcontinent rift system. *Earth and Planetary Science Letters*, 97, 54-64.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science*, 26, 683-693.
- Grant, N. K., Obradovich, J. D. and King Huber, N., 1988. Age of native copper mineralization, Keweenaw Peninsula, Michigan. *Economic Geology*, 71, 619-625.
- Guilbert, J.M. and Park, C.F., 2007. *The Geology of Ore Deposits*. Waveland Press, Long Grove, United State of America, 985.
- Guilbert, J.M. and Park, J.C.F., 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Freeman, New york, 985.
- Hall, D.L., Sterner, S.M. and Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KClH<sub>2</sub>O solutions. *Economic Geology*. 83, 197-20.
- Heaman, L.M., Easton, R.M., Hart, T.M., MacDonald, C.A., Hollings, P. and Smyk, M.,

2007. Further refinement to the timing of Mesoproterozoic magmatism, Lake Nipigon region, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 1055-1086.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A. and White, N.C., 1996. Hydrothermal system in volcanic arcs, origin of the exploration for epithermal gold deposits: a short course at Mineral Resource Department. Geological Survey of Japan, Higashi 1-1-3, Tsukuba 305, Japan, 139 p.
  - Jiangxi Exploration Co. China, 1994. Explanatory text of geochemical map of Shamkan (7760), Stream sediment survey 1:100000. No 22.
  - Jolly, W.T., 1974. Behavior of Cu, Zn, and Ni during prehnite-pumpellyite rank metamorphism of the Keweenaw basalts, northern Michigan. *Economic Geology*, 69, 1118-1125.
  - Kirkham, R. V., 1996. Volcanic redbed copper. In: *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, Ed: O.R., Eskstrand, O.R., Sinclair, W.D. and Thorpe, R.I. Geological Survey of Canada, 8, 241-252.
  - Kojima, S., Trista, D., Guilera, A. and Ken-ichiro ayashi, H., 2009. Genetic aspects of the mantotype copper deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits. *Resource Geology*, 59, 1, 87-98.
  - Phillipotts, A. R., 1986. Facies classification of metamorphic rocks. In: *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Publishing [Co.] Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 326-328.
  - Püeschner, U.R., 2001. Very low-grade metamorphism in the Portage Lake Volcanics on the Keweenaw Peninsula, Michigan, USA. Ph.D. Dissertation, University of Basel, Basel, Switzerland, 1-81.
  - Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 664 p.
  - Ruiz, C., Aguilar, A., Egert, E., Espinosa, W., Peebles, F., Quezada, R. and Serrano, M., 1971. Stratabound copper sulphide deposits of Chile. *The Society of Mining Geologists of Japan*, 3, 252-260.
  - Shafaii Moghadam, H., 2009. The Nain-Baft Ophiolites (Central Iran): Age, Structure and Origin. Ph.D. thesis Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 532 p.
  - Shafaii Moghadam, H., Stern, R.J. Corfu, F., Chiaradia, M. and Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos*, 224-241.
  - Shafaii Moghadam, H. and Stern, R.J., 2014. Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Science*, 91, 19-38.
  - Shafaii Moghadam, H. and Stern, R.J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Science*, 100, 31-59.
  - Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, Glasgow, 223.
  - Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K. and Ghazi, A.M., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, north central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1053-1067.
  - Sims, P. K., 1976. Precambrian tectonics and mineral deposits, Lake Superior region. *Economic Geology*, 71, 1092-1127.
  - 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 vaporsaturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 52(5), p: 989-1005.
  - Weege, R.J. and Pollock, J.P., 1971. *The Calumet Division Geological Staff. The geology*

- of two new mines in the native copper district. *Economic Geology*, 67, 622-633.
- White, W.S., 1968. The native-copper deposits of northern Michigan; In *Ore Deposits of the United States, 1933-1967* (Graton Sales Volume); Ridge, J.D., Ed. American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers: New York, NY, USA, 303-325.
  - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.
  - Wilkinson, J.J., 2001. Fluid Inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-279.
  - Wilson, N.S.F. and Zentilli, M., 1999. The role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanic-hosted manto-type Cu deposit, Chile. *Economic Geology*, 94, 1115-1136.
  - Woodruff, L.G., Daines, M.J., Cannon, W.F. and Nicholson, S.W., 1995. The Thermal History of the Midcontinent Rift in the Lake Superior Region: Implications for Mineralization and Partial Melting. In *Proceedings of the International Geological Correlation Program Field Conference and Symposium on the Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System*, Duluth, MN, USA, 19 August-1 September. Volume 336, 213-214.
  - Zhu, B. and Zhang, Z., 2003. Discovery of the copper deposits with features of the Keweenawan type in the border area of Yunnan and Guizhou provinces. *Science in China, D*, 46, 60-72.

# زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های کرتاسه براساس نانوفسیل‌های آهکی در برش چینه‌شناسی خونیک (غرب قاین، شرق ایران)

مرضیه نطقی مقدم<sup>۱\*</sup>، فرح جلیلی<sup>۲</sup> و سعیده سنماری<sup>۳</sup>

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران
۲. دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
۳. دانشیار گروه معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۳۰

## چکیده

در این پژوهش زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های کرتاسه حاشیه شرقی بلوک لوت در برش چینه‌شناسی خونیک واقع در غرب قاین بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی بررسی شد. برش چینه‌شناسی مورد مطالعه با ضخامت ۱۹۶ متر بیشتر شامل مارن‌های سبز رنگ با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ می‌باشد. براساس مطالعات سیستماتیک، ۳۰ گونه نانوفسیلی متعلق به ۲۰ جنس شناسایی شد. بر مبنای مطالعه نانوفسیل‌های آهکی شاخص نظیر *Calcicalathina oblongata*، *Speetonia colligata*، *Eiffellithus striatus* و مجموعه فسیل‌های همراه، زیست‌زون‌های *Lithraphidites bollii* Zone (CC5) و *oblongata* Zone (CC3)، *Cretarhabdus loriei* Zone (CC4) تعیین شد که معادل زیست‌زون‌های NK3A تا بخش میانی زیرزون NC5B است. مطابق زیست‌زون‌های تعیین شده، بازه زمانی نهشته‌های مورد مطالعه والانزینین پیشین تا هوتروین پسین پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: بلوک لوت، خونیک، زیست‌چینه‌نگاری، قاین، کرتاسه، نانوفسیل‌های آهکی.

## مقدمه

بلوک لوت گستره جغرافیایی وسیعی است و پدیده‌های متعدد زمین‌شناختی درخور توجهی دارد. این بلوک با درازایی حدود ۹۰۰ کیلومتر و عرض حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر، شرقی‌ترین بخش خردقاره ایران مرکزی است (آقانباتی، ۱۳۸۳) و به همراه بلوک طبس و یزد، بخش شرقی صفحه ایران را تشکیل می‌دهد (Davoudzadeh and Schmidt, 1982). بنابر عقیده برخی از زمین‌شناسان، مرز شرقی بلوک لوت با گسل نهبندان؛ مرز غربی با گسل نایبند؛ مرز شمالی با گسل درونه و مرز جنوبی این کمربند ساختاری فروافتادگی جازموریان است (Stocklin, 1972; Nowroozi, 1972).

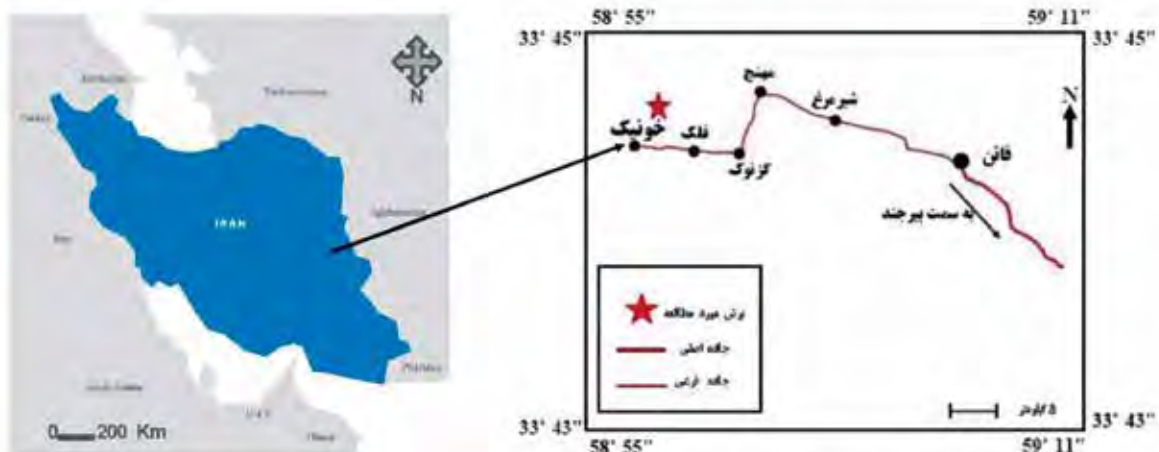
زمین‌شناسان پهنه‌های زمین‌شناختی ایران را به واحدهای مختلف تقسیم کرده‌اند. یکی از این پهنه‌ها ایران مرکزی است و تا مرزهای شرقی و غربی ایران ادامه دارد. ایران مرکزی با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل دورونه و افیولیت‌های کاشمر-سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طویلی که به سمت غرب خمیدگی دارند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام، فروافتادگی بیاضه-بردسیر و بلوک یزد است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

\* نویسنده مرتبط: m.n.moghaddam@gmail.com; notghi.m@pnu.ac.ir

(Stocklin and Navabi, 1973; Gansser, 1995).

نمونه‌برداری و بررسی شد. براساس تقسیم‌بندی آقانباتی (۱۳۸۳) پهنه مورد مطالعه در حاشیه شرقی بلوک لوت در شرق ایران قرار دارد. همان‌طور که ذکر شد در بلوک لوت و به‌طور کلی شرق ایران مجموعه‌های رسوبی کرتاسه گزارش شده و تاکنون مطالعات چندی بر روی آن انجام شده است. از جمله مطالعات انجام شده بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در زمان کرتاسه می‌توان به تحقیقات انجام شده در برش‌های چینه‌شناسی سیلک (جلیلی و همکاران، ۱۳۹۸)، ماله‌آباد (نظقی مقدم و همکاران، ۱۳۹۵)، تیغدر (نظقی مقدم و خدادادی، ۱۳۹۵)، رمشتیک (نظقی مقدم و همکاران، ۱۳۹۴)، فتح‌آباد (هادوی و همکاران، ۱۳۹۴؛ ۱۳۹۳)، شوشود (جلیلی و همکاران، ۱۳۹۳) و سرایان (Hadavi et al., 2015) اشاره کرد. سایر مطالعات نانوفسیلی انجام‌شده بر روی نهشته‌های پالئوژن و نئوژن متمرکز می‌باشد (نظقی مقدم و همکاران، ۱۳۹۹؛ جلیلی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۵، ۱۳۹۴؛ مهدوی، ۱۳۹۲؛ نظری سیاه‌سر، ۱۳۹۰؛ احراری، ۱۳۸۹).

تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت بسیار نزدیک با دیگر نواحی خردقاره ایران مرکزی است. وجود فعالیت‌های شدید ماگمایی و حضور توده‌های نفوذی، وجود گسل‌ها و درز و شکاف‌های فراوان و وجود رخساره‌های مختلف دگرگونی در واحدهای مختلف سنگی از ویژگی‌های شاخص آن می‌باشد. درخصوص سنگ‌های آتشفشانی در این بلوک نقطه نظرات متعددی بیان شده است (خلعت‌بری جعفری و همکاران، ۱۳۹۹). علاوه بر آن به‌صورت محدودتر سنگ‌های رسوبی نظیر سنگ آهک، مارن و ماسه‌سنگ نیز در این کمربند ساختاری دیده می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). در این میان توالی رسوبات کرتاسه در بلوک لوت از گستردگی و ضخامت قابل ملاحظه‌ای برخوردار نیست. در بسیاری از نقاط نیز به دلیل وجود شرایط تکتونیکی خاص، مطالعه توالی‌های موجود سخت و دشوار است. با این وجود در این پژوهش برای شناسایی نانوفسیل‌های آهکی، تعیین زیست‌زون‌های نانوفسیلی و تعیین سن دقیق، نهشته‌های کرتاسه شمال شرق روستای خونیک (غرب قاین)،



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه (با استفاده از نقشه راه‌های خراسان جنوبی، دفتر آمار، اطلاعات و GIS استان خراسان جنوبی، ۱۳۹۹)

## موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش چینه‌شناسی مورد مطالعه

گستره نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ گرمونج قرار دارد. برای دسترسی به پهنه مورد نظر در مسیر جاده بیرجند-قاین و بعد از گذشتن از قاین در جاده فرعی قاین-خونیک و در سه کیلومتری شمال شرق روستای خونیک، نهشته‌های مارنی مورد مطالعه قرار دارد (شکل ۱).

توالی مورد مطالعه در نزدیکی روستای خونیک (غرب قاین، استان خراسان جنوبی) واقع شده است. مختصات جغرافیایی برش چینه‌شناسی مورد مطالعه  $58^{\circ} 56' 25''$  طول شرقی و  $33^{\circ} 44' 53''$  عرض شمالی است که در

دو تا چهار متر، ۵۵ نمونه برداشت شد و پس از آماده‌سازی مورد بررسی قرار گرفت. برای مطالعه واحدهای ماسه‌سنگی و سنگ آهکی سه نمونه از ۱۰ متر انتهایی بخش ماسه‌سنگی و سه نمونه از ۱۰ متر ابتدایی سنگ آهک‌های بالایی توالی مورد مطالعه برداشت شد (شکل‌های ۲ و ۳).

ضخامت توالی مورد مطالعه در برش چینه‌شناسی بیان شده ۱۹۶ متر است و مشتمل بر مارن‌های نرم سبز رنگ با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی می‌باشد. مارن‌های برداشت شده با مرز عادی بر روی واحد ماسه‌سنگی و در زیر سنگ‌آهک‌های توده‌ای روشن قرار دارند. از این نهشته‌ها با فواصل حدود



شکل ۲. تصویر مارن‌های مورد مطالعه و مرز فوقانی (دید به سمت شمال غرب)

## روش مطالعه

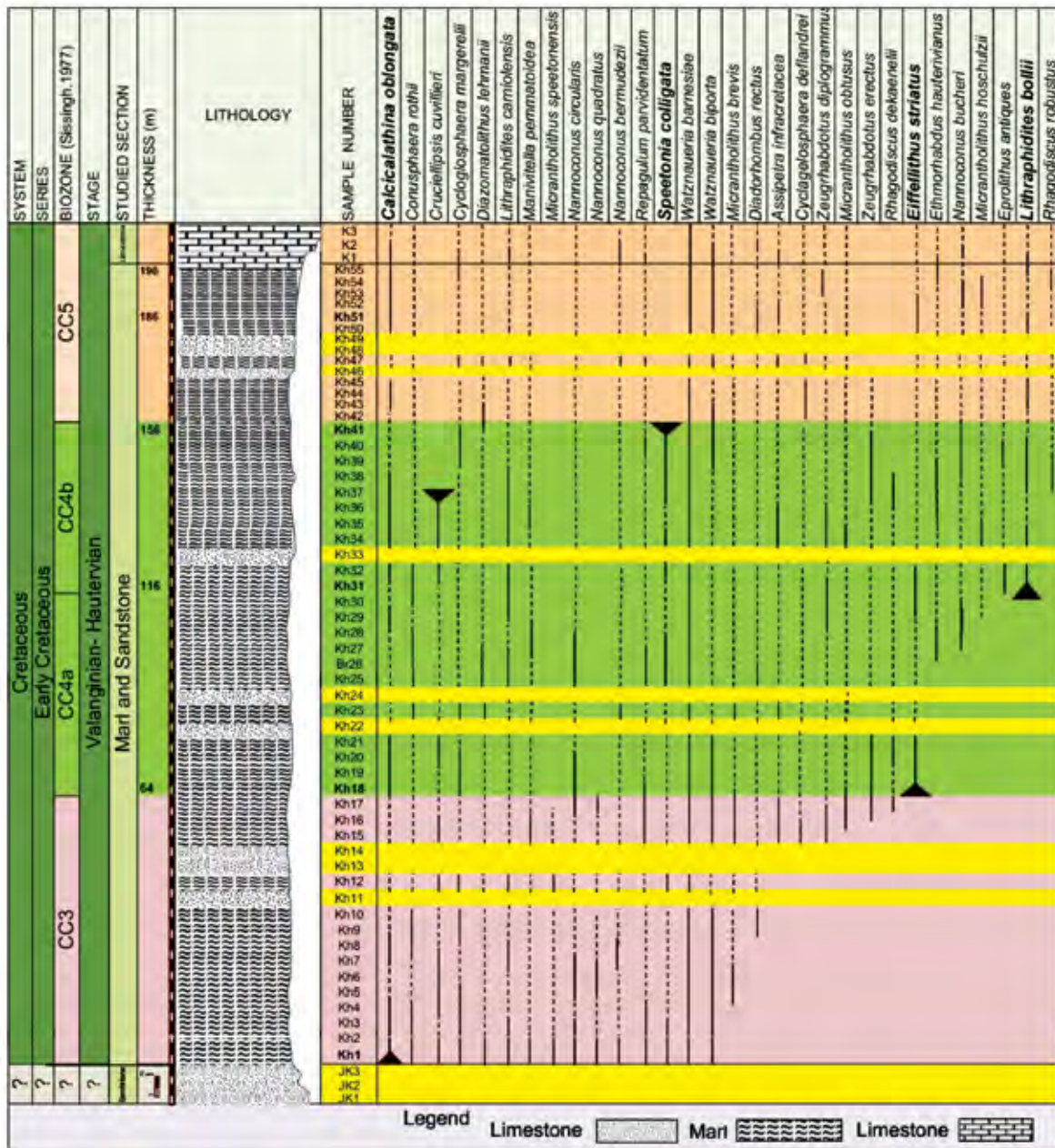
پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، برای آماده‌سازی نمونه‌ها از روش اسمیراسلاید استفاده شد (Bown and Young, 1998). اسلایدهای آماده شده با میکروسکوپ نوری المپوس مدل BH2 مطالعه و سپس با دوربین Canon عکس‌برداری شد. مطالعه و شناسایی نانوفسیل‌های آهکی با استناد بر تعاریف Perch-Nielsen (1985) و Bown and Young (1997) انجام شد. گسترش زیست‌چینه‌نگاری نانوفسیل‌های آهکی در شکل ۳ و تصاویر غالب گونه‌های نانوفسیلی شناسایی شده در پلیت ۱ ارائه شده است.

گونه‌های متعلق به ۳۰ ژنوس نانوفسیلی شناسایی شد (شکل ۳ و پلیت ۱). گونه‌های نانوفسیلی شناسایی شده در برش چینه‌شناسی خونیکی از حفظ‌شدگی خوبی برخوردار هستند. به طوری که پل‌ها، کانال مرکزی، صلیب‌ها و حفرات در غالب گونه‌های شناسایی شده مانند *Eiffelithus striatus* و *Nannoconus* متعلق به *Nannoconus* به خوبی مشاهده می‌شود. مجموعه جنس و گونه‌های غالب نانوفسیلی در بخش تحتانی نهشته‌های مورد مطالعه شامل گونه‌های *Micrantholithus speetonensis*، *Nannoconus circularis* و *quadratus* گونه‌های *Lithraphidites bollii* و *Rhagodiscus robustus* بیشتر در بخش فوقانی برش چینه‌شناسی مورد مطالعه و گونه‌های *Watznaueria barnesiae*، *Cycloglosphaera* و *margereelii* تقریباً در تمامی نمونه‌ها مشاهده شد.

پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، برای آماده‌سازی نمونه‌ها از روش اسمیراسلاید استفاده شد (Bown and Young, 1998). اسلایدهای آماده شده با میکروسکوپ نوری المپوس مدل BH2 مطالعه و سپس با دوربین Canon عکس‌برداری شد. مطالعه و شناسایی نانوفسیل‌های آهکی با استناد بر تعاریف Perch-Nielsen (1985) و Bown and Young (1997) انجام شد. گسترش زیست‌چینه‌نگاری نانوفسیل‌های آهکی در شکل ۳ و تصاویر غالب گونه‌های نانوفسیلی شناسایی شده در پلیت ۱ ارائه شده است.

## بحث

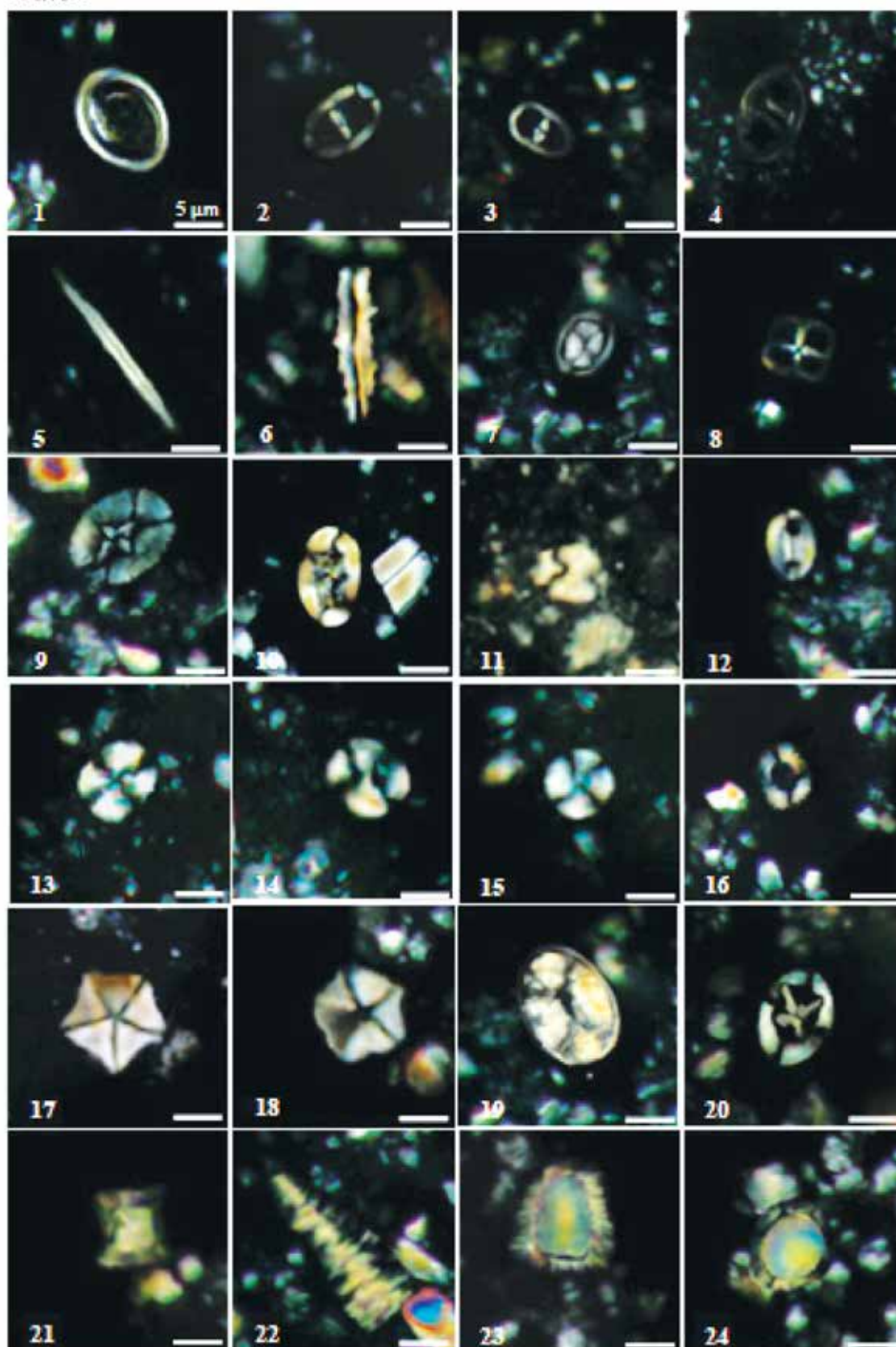
نانوفسیل‌های آهکی (حفظ‌شدگی، ترکیب گونه‌ای) انحلال، دیاژنز و رشد ثانویه عواملی هستند که بر حفظ‌شدگی گونه‌های نانوفسیلی تاثیر می‌گذارد (Bown and Young, 1998; Andruleit, 1997; Steinmetz,



شکل ۳. ستون چینه‌سنگی و گسترش زیست‌چینه‌های نانوفسیل‌های آهکی در برش خونیک، شرق ایران

1. اسامی نانوفسیل‌های آهکی پلیت ۱. (علامت‌های اختصاری XPL معرف تصویر نمونه در Cross-polarized light، معرف محل نگهداری نمونه‌ها در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور استان خراسان جنوبی و معرف برش خونیک است)
2. *Speetonia colligata* Black, 1971 (Sample No.: PNU. Kh 26; Fig. 2: XPL, 45°)
3. *Zeughrabdodus erectus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965 (Sample No.: PNU. Kh 20; Fig. 3: XPL, 60°)
4. *Zeughrabdodus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996 (Sample No.: PNU. Kh 35; Fig. 4: 1. *Ethmorhabdus hauterivianus* (Black, 1971) Applegate et al. in Covington and Wise, 1987 (Sample No.: PNU. Kh 36; Fig. 1: XPL, 45°)

Plate1



پلیت ۱. تصاویر نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده در برش خونیک



- Thierstein, 1971 (Sample No.: PNU. Kh 1; Fig. 19: XPL, 45°)
20. *Eiffellithus striatus* (Black, 1971) Applegate and Bergen, 1988 (Sample No.: PNU. Kh 18; Fig. 20: XPL, 45°)
21. *Nannoconus quadrates* (Noël 1959) Deres and Achéritéguy 1980 (Sample No.: PNU. Kh 6; Fig. 21: XPL, 0°)
22. *Nannoconus bermudezii* Brönnimann, 1955 (Sample No.: PNU. Kh 8; Fig. 22: XPL, 45°)
23. *Nannoconus bucheri* Brönnimann, 1955 (Sample No.: PNU. Kh 28; Fig. 23: XPL, 0°)
24. *Nannoconus circularis* Deres and Achéritéguy, 1980 (Sample No.: PNU. Kh 19; Fig. 24: XPL, 0°)
- XPL, 30°)
5. *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, 1963 (Sample No.: PNU. Kh 7; Fig. 5: XPL, 45°)
6. *Lithraphidites bollii* (Thierstein, 1971) Thierstein, 1973 (Sample No.: PNU. Kh 31; Fig. 6: XPL, 0°)
7. *Rhagodiscus dekaenelii* Bergen, 1994 (Sample No.: PNU. Kh 21; Fig. 7: XPL, 30°)
8. *Diadorhombus rectus* Worsley, 1971 (Sample No.: PNU. Kh 25; Fig. 8: XPL, 45°)
9. *Crucielipsis cuvillieri* (Manivit, 1966) Thierstein, 1971 (Sample No.: PNU. Kh 37; Fig. 9: XPL, 45°)
10. *Rhagodiscus robustus* Bown, 2005 (Sample No.: PNU. Kh 52; Fig. 10: XPL, 0°)
11. *Assipetra infracretacea* (Thierstein, 1973) Roth, 1973 (Sample No.: PNU. Kh 51; Fig. 11: XPL, 0)
12. *Repagulum parvidentatum* (Deflandre and Fert, 1954) Forchheimer, 1972 (Sample No.: PNU. Kh 40; Fig. 12: XPL, 0°)
13. *Watznaueria barnesiae* (Black in Black and Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968 (Sample No.: PNU. Kh 2; Fig. 13: XPL, 30°)
14. *Watznaueria biporta* Bukry, 1969 (Sample No.: PNU. Kh 3; Fig. 14: XPL, 0°)
15. *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, 1965 (Sample No.: PNU. Kh 5; Fig. 15: XPL, 0°)
16. *Diazomatolithus lehmanii* Noël, 1965 (Sample No.: PNU. Kh 2; Fig. 16: XPL, 0°)
- 17.18. *Micrantholithus hoschulzii* (Reinhardt, 1966) Thierstein, 1971 (Sample No.: PNU. Kh 54 (17) and Kh 35 (18); Figs. 17 and 18: XPL, 0°)
19. *Calcicalathina oblongata* (Worsley, 1971)

### زیست‌چینه‌نگاری و تعیین سن

نانوفسیل‌های آهکی به علت تنوع زیاد، بازه زمانی کوتاه، شناوری و پراکندگی اهمیتی فوق‌العاده در مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و تطابق بین‌ناحیه‌ای دارند (Perch-Nielsen, 1985). از این رو مطالعات وسیعی در زمان‌های مختلف بر مبنای این گروه فسیلی انجام شده و بر اساس آن تقسیم‌بندی‌های زیست‌چینه‌ای متعددی توسط پژوهشگرهای مختلف ارائه شده است. اولین تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای نهشته‌های کرتاسه پیشین توسط Thierstein (1971; 1973) به دنبال مطالعه نمونه‌های مربوط به جنوب شرق فرانسه انجام شد. سپس Roth (1978) و Sissingh (1977) تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای نانوفسیلی در حوضه تتیس ارائه دادند. زیست‌زون‌های معرفی شده Sissingh (1977) با علامت اختصاری CC و زیست‌زون‌های معرفی شده Roth (1978) با علامت اختصاری NK/NC توسط پژوهشگرهای مختلف مانند Perch-Nielsen (1989; 1993); Bralower et al (1979; 1985); Bralower (1987); Applegate and Bergen (1988) مورد استفاده و بازبینی قرار گرفت.

زیست‌زون CC3 منطبق بر زیرزون NK3A و نیمه ابتدایی زیرزون NK3B از زون‌بندی (Roth 1978) است. مرز زیرین و بالایی زیرزون NK3A به ترتیب با اولین ظهور *Calcicalathina oblongata* و آخرین حضور *Rucinolithus wisei* و مرز زیرین و بالایی زیرزون NK3B به ترتیب با آخرین حضور *Rucinolithus wisei* و آخرین حضور *Tubodiscus verenae* تعیین می‌شود. اولین حضور *Eiffellithus striatus* مطابق با بخش میانی زیرزون NK3B است.

توضیحات: در توالی مورد مطالعه اولین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* در اولین نمونه بررسی شده، نشانگر آغاز زیست‌زون CC3 در قاعده برش چینه‌شناسی خونیک است. از آن جا که گونه شاخص مرز فوقانی (*Cretarhabdus loriei*) در نمونه‌های مطالعه شده مشاهده نشد، بنابراین برای تعیین مرز فوقانی زون به اولین حضور *Eiffellithus striatus* (نمونه شماره ۱۸) استناد شد. از این رو گستره زیست‌زون بیان شده از قاعده توالی مورد بررسی تا ضخامت ۶۴ متری (نمونه شماره ۱ تا نمونه شماره ۱۸) تعیین شد. در این مطالعه اولین حضور گونه *Eiffellithus windii* ثبت نشد. بنابراین تعیین دو زیرزون CC3a و CC3b در این توالی امکان‌پذیر نشد. علاوه بر این با وجود ثبت اولین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* و اولین حضور *Eiffellithus striatus*، تعیین مرز زیرین زیرزون NK3A و بخش میانی زیرزون NK3B امکان‌پذیر شد ولی به دلیل نبود حضور گونه‌ی *Rucinolithus wisei* تعیین مرز NK3A و NK3B میسر نشد.

#### زیست‌زون (CC4) *Cretarhabdus loriei* Zone

طبق نظر (Sissingh 1977)، زون *Cretarhabdus loriei* از اولین حضور گونه *Cretarhabdus loriei* تا آخرین حضور گونه *Speetonia colligata* ادامه دارد (Perch-Nielsen, 1985). تقسیمات فرعی این زیست‌زون در قلمرو Tethyan توسط (Thierstein 1976) براساس اولین حضور گونه *Lithraphidites bollii* انجام پذیرفته و دو زیرزون CC4a و CC4b مشخص شده است. آخرین حضور گونه *Cruciellipsis cuvillieri* نیز توسط Thierstein

در این میان تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای Sissingh (1977, 1978) که یک تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای کامل در بازه زمانی کرتاسه است و در غالب مطالعات زیست‌چینه‌نگاری کرتاسه مورد استفاده پژوهشگرهای مختلف قرار دارد (سنماری، ۱۳۹۷؛ سنماری و فروغی، ۱۳۹۸)، مبنای مطالعه حاضر نیز می‌باشد. در این مطالعه زیست‌زون‌های تعیین شده براساس (Sissingh 1977, 1978) با تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای (Roth 1978) مقایسه و معادل‌سازی شده است. از آن جا که گونه‌های شاخص بکار رفته در این تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای به‌خصوص در کرتاسه از گسترش خوبی برخوردار هستند، بنابراین اکثر پژوهشگرها برای مطالعات زیست‌چینه‌نگاری کرتاسه از این تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای استفاده می‌کنند. بازنگری تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای مورد نظر توسط Applegate and Bergen (1988) و (Perch-Nielsen 1979, 1985) انجام شد. در تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای (Sissingh 1977)، زون‌ها با علامت اختصاری CC (کوکولیت‌های کرتاسه) مشخص شده است. اساس زون‌های معرفی شده در این زون‌بندی، اولین حضور و یا آخرین حضور گونه‌های شاخص نانوفسیلی است. در این برش چینه‌شناسی برپایه اولین حضور گونه‌های شاخص و مجموعه فسیل‌های همراه، زون‌های زیستی CC3، CC4 و CC5 برای توالی مورد مطالعه پیشنهاد شد (شکل ۳). در زیر شرح هر یک از زون‌های زیستی در برش چینه‌شناسی خونیک ارائه شده است.

#### زیست‌زون (CC3) *Calcicalathina oblongata* Zone

بازه‌زمانی این زیست‌زون طبق تعریف (Thierstein 1971) و (Sissingh 1977) از اولین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* تا اولین حضور گونه *Cretarhabdus loriei* می‌باشد (Applegate and Bergen 1988). (Perch-Nielsen, 1985) و (Perch-Nielsen 1979) اولین ظهور گونه *Eiffellithus striatus* را شاخصی برای تعیین مرز بالایی این زون معرفی کردند. سن این زیست‌زون والانژینین پیشین تا نیمه ابتدایی والانژینین پسین است. زیست‌زون بیان شده بر مبنای اولین حضور *Eiffellithus windii* به دو زیرزون CC3a و CC3b تقسیم می‌شود.

دلیل نبود گونه‌ی *Tubodiscus verenae* تعیین مرز بالای و به دنبال آن شروع زیرزون NC4A ممکن نبود. اولین حضور *Lithraphidites bollii* در نمونه‌های مورد مطالعه، انتهای زیرزون NC4A و شروع زیرزون NC4B را مشخص کرده است. با این وجود به دلیل نبود حضور *Crucellipsis cuvillieri* انتهای زیرزون NC4B و شروع زیرزون NC5A و نیز به دلیل نبود حضور *Rucinolithus windleyae* تعیین انتهای زیرزون NC5A و شروع زیرزون NC5B امکان‌پذیر نبود. در این مطالعه آخرین حضور *Speetonia colligate* نشانگر بخش میانی زیرزون NC5B در نمونه شماره ۴۱ (۱۵۶ متری از قاعده توالی) است.

#### زیست‌زون (CC5) *Lithraphidites bollii* Zone

طبق نظر Thierstein (1971) و Sissingh (1977) این زون از آخرین حضور گونه *Speetonia colligata* تا آخرین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* ادامه دارد و سن آن معادل هوتروین پسین تا بarmین پیشین است (Perch-Nielsen, 1985).

زیست‌زون CC5 منطبق بر نیمه انتهایی زیرزون NC5B و زیرزون NC5C از زون‌بندی (Roth 1978) است. نیمه انتهایی زیرزون NC5B به ترتیب با آخرین حضور *Speetonia colligate* و آخرین حضور *Lithraphidites bollii* مشخص می‌شود. به دنبال آخرین حضور *Lithraphidites bollii* زیرزون NC5C شروع و با آخرین حضور *Calcicalathina oblongata* خاتمه می‌یابد.

توضیحات: همان‌طور که در زون قبلی اشاره شد آخرین حضور گونه *Speetonia colligata* در نمونه شماره ۴۱ ثبت گردید. اما آخرین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* در توالی مورد مطالعه ثبت نشد. از این‌رو تعیین ضخامت زیست‌زون CC5 در برش چینه‌شناسی خونیک امکان‌پذیر نیست. بنابراین برمبنای مرز تحتانی زون (نمونه شماره ۴۱)، ۴۰ متر انتهای توالی مورد مطالعه به زون بیان شده اختصاص دارد. در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه آخرین حضور *Lithraphidites bollii* ثبت نشد. بنابراین تفکیک دو زیرزون میسر نشد.

در این مطالعه آخرین حضور *Speetonia colligate*

(1976) به‌عنوان شاخص دیگری برای تعیین مرز بالایی این زیست‌زون معرفی شده است. سن زون مورد نظر انتهای والائزینین پسین تا اوایل هوتروین پسین است.

زیست‌زون CC4 منطبق بر نیمه انتهایی زیرزون NK3B و زیرزون‌های NC4A، NC4B، NC5A و نیمه ابتدایی زیرزون NC5B از زون‌بندی (Roth 1978) است. نیمه انتهایی زیرزون NK3B به ترتیب با اولین حضور گونه *Eiffellithus striatus* و آخرین حضور *Tubodiscus verenae* مشخص می‌شود. آخرین حضور *Tubodiscus verenae* منطبق با شروع زیرزون NC4A و اولین حضور *Lithraphidites bollii* مطابق با انتهای زیرزون NC4A و شروع زیرزون NC4B است. به دنبال آخرین حضور *Crucellipsis cuvillieri*، نشان‌دهنده انتهای زیرزون NC4B و شروع زیرزون NC5A می‌باشد. زیرزون NC5A با آخرین حضور *Rucinolithus windleyae* خاتمه یافته و زیرزون NC5B آغاز می‌شود. آخرین حضور *Speetonia colligate* منطبق با قسمت میانی زیرزون NC5B است.

توضیحات: با توجه به معرفی اولین حضور گونه *Eiffellithus striatus* برای تعیین مرز فوقانی زون CC3 و به دنبال تعیین مرز تحتانی زون CC4 توسط Applegate and Bergen (1988)، در این مطالعه گستره زون CC4 از اولین حضور گونه *Eiffellithus striatus* (نمونه شماره ۱۸) تا آخرین حضور گونه *Speetonia colligata* (نمونه شماره ۴۱) تعیین شد. شواهد نانوفسیلی بیان شده، نشانگر وجود زیست‌زون CC4 از متر ۶۴ متری از قاعده توالی تا ۱۵۶ متری است. بنابراین زون CC4، ۹۲ متر از نهشته‌های مارنی توالی مورد مطالعه را در می‌گیرد. شایان ذکر است برمبنای اولین حضور *Lithraphidites bollii* (نمونه ۳۱)، زیست‌زون CC4 به دو زیرزون CC4a با ضخامت ۵۲ متر از اولین حضور *Eiffellithus striatus* تا اولین حضور *Lithraphidites bollii* و زیرزون CC4b با ضخامت ۴۰ متر از اولین حضور *Lithraphidites bollii* تا آخرین حضور *Speetonia colligata* تفکیک شد.

در این مطالعه آغاز نیمه انتهایی زیرزون NK3B با اولین حضور گونه *Eiffellithus striatus* مشخص شد ولی به

و GIS، گروه آمار و GIS، ۱۳۹۹. نقشه راه‌های خراسان جنوبی.

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

- جلیلی، ف.، نطقی مقدم، م. و هادوی، ف.، ۱۳۹۸. نانوپلانکتون‌های آهکی در اقیانوس میان‌کافتی شرق ایران در برش چینه‌شناسی چهکنند (شمال بیرجند). نشریه علمی-پژوهشی اقیانوس‌شناسی، ۱۰، ۳۹، ۷۳-۷۹.

- جلیلی، ف.، نطقی مقدم، م. و هادوی، ف.، ۱۳۹۸. بررسی زیست‌چینه‌ای نهشته‌های شبه فلیش برش سیلک براساس نانوفسیل‌های آهکی و مقایسه آن با برش‌های شوشود و سرایان (شرق بلوک لوت). نشریه علوم زمین خوارزمی، ۵، ۲، ۱۵۹-۱۷۴.

- جلیلی، ف.، نطقی مقدم، م. و هادوی، ف.، ۱۳۹۵. بررسی فیلیشوئیدهای میوسن میانی و پسین خاورافضل‌آباد (شمال بیرجند) برپایه نانوفسیل‌های آهکی. فصلنامه علوم زمین، ۲۶، ۱۰۲، ۱۷۷-۱۸۴.

- جلیلی، ف.، هادوی، ف.، رحیمی، ب. و خزاعی، ا.ر.، ۱۳۹۴. نانواستراتیگرافی فیلیشوئیدهای افضل‌آباد (شمال بیرجند). نشریه علمی-پژوهشی دیرینه‌شناسی، ۳، ۲، ۱۳۲-۱۴۳.

- جلیلی، ف.، هادوی، ف. و نطقی مقدم، م.، ۱۳۹۳. زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های کرتاسه برمبنای نانوفسیل‌های آهکی در برش شوشود (شمال بیرجند). نشریه علمی-پژوهشی رخساره‌های رسوبی، ۷، ۲، ۲۰۸-۲۱۷.

- خلعت‌بری جعفری، م.، بانه‌ای، ن. و فریدی، م.، ۱۳۹۹. پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن گستره ده‌ته، جنوب دیهوک، بلوک لوت. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴، ۲۱، ۵۶-۴۱.

- سنماری، س. و فروغی، ف.، ۱۳۹۸. ارزیابی نهشته‌های منسوب به سازند گورپی برمبنای نانوفسیل‌های آهکی واقع در جنوب‌غرب بروجن، استان چهارمحال بختیاری. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۰، ۱-۱۴.

- سنماری، س.، ۱۳۹۷. بیواستراتیگرافی گذر مزوزوئیک-سنوزوئیک برمبنای نانوفسیل‌های آهکی در برش تنگ بوالفارس، جنوب‌غرب ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲، ۴۶، ۹-۱.

- مهدوی، ف.، ۱۳۹۲. نانواستراتیگرافی نهشته‌های منسوب به پالئوزن در برش روستای کلاته‌شمس (شمال

شانگر قسمت میانی زیرزون NC5B در نمونه شماره ۴۱ است ولی با توجه به تداوم حضور *Lithraphidites bollii* و *Calcicalathina oblongata* در نمونه‌های مورد مطالعه، زیرزون NC5B خاتمه نیافته و زیرزون NC5C نیز شروع نمی‌شود.

شایان ذکر است در پژوهش حاضر تداوم حضور گونه *Calcicalathina oblongata* در نمونه‌های ابتدایی واحد سنگ آهک بالایی ثبت شد. از این رو گستره سنی بخش تحتانی واحد سنگ آهک بیان شده به ضخامت ۱۰ متر و نیز مرز واحد مارنی با واحد سنگ آهک بالایی، برمبنای مرز تحتانی زون CC5، هوتروین پسین می‌باشد. در نمونه‌های مطالعه شده از واحد ماسه‌سنگی، نانوفسیلی ثبت نشد. بنابراین تعیین سن واحد ماسه‌سنگی زیر توالی در این مطالعه امکان‌پذیر نشد.

در نتیجه در این مطالعه براساس زون‌های زیستی مطالعه شده، سن توالی مورد مطالعه والانژینین پیشین تا هوتروین پسین پیشنهاد می‌شود.

## نتیجه‌گیری

در این مطالعه برای اولین بار تعداد ۳۰ گونه از گروه نانوفسیل‌های آهکی در نهشته‌های مارنی واقع در برش چینه‌شناسی شمال شرق خونیک شناسایی شد. این نمونه‌ها از حفظ‌شدگی به نسبت خوب و فراوانی متوسطی برخوردار بودند. در توالی مورد مطالعه براساس وجود گونه‌های شاخص، زون‌های زیستی CC3، CC4 و CC5 بر پایه تقسیم‌بندی‌های زیست‌چینه‌ای (Sissingh 1977) تعیین شد. براساس زیست‌زون‌های ارائه شده، بازه زمانی توالی رسوبی از والانژینین پیشین تا هوتروین پسین پیشنهاد می‌شود.

## منابع

- احراری، ا.، ۱۳۸۹. معرفی نانوپلانکتون‌های آهکی نهشته‌های نئوزن جنوب غرب افضل‌آباد (جنوب شرق بیرجند). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام‌نور خراسان جنوبی (بیرجند)، ۱۵۷.

- استانداری خراسان جنوبی، دفتر آمار، اطلاعات



- dle east. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62, 3, 823-850.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic Calcareous Nannofossils, in *Plankton Stratigraphy* (eds Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K.). Cambridge University Press, 329-426.
  - Perch-Nielsen, K., 1979. Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. *Aspekte der Kreide Europas*. International Union of Geological Sciences Series A, 6, 223-272.
  - Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 44, 731-760.
  - Sissingh, W., 1978. Microfossil biostratigraphy and stage-stratotypes of the Cretaceous. *Geologie en Minjbouw*, 57, 3, 433-440.
  - Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Minjbouw*, 56, 1, 37-65.
  - Steinmetz, J.C., 1994. Stable isotopes in modern coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, 219-229.
  - Stocklin, J. and Nabavi, M. H., 1973. Tectonic map of Iran. Geological Survey of Iran.
  - Stocklin, J., 1972. *Lexique stratigraphique international*, 3, Fascicule 9b, Iran.
  - Thierstein, H.R., 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton: *Micropaleontology*, 1, 325-362.
  - Thierstein, H.R., 1973. Lower cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 29, 1-52.
  - Thierstein, H.R., 1971. Tentative lower cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 64, 459-488.



# شیمی کانی کلینوپیروکسن، رهیافتی بر پتروژنز کمپلکس آتشفشانی سارای-شمال غرب ایران

مهدی قادری<sup>۱</sup>، نصیر عامل<sup>(۲)</sup> و محسن موبد<sup>۳</sup>

۱. دکترای پترولوژی، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۲/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۳۰

## چکیده

آتشفشان خاموش سارای که در حاشیه شرقی دریاچه ارومیه واقع شده است شامل تناوبی از روانه‌های لئوسیتیتی و فوران‌های پیروکلاستیک وابسته است که دست‌کم بیش از پنج واحد از این سکانس دیده می‌شود. همچنین دایک‌های لئوسیت‌فنولیتی، دایک‌ها و روانه‌های لامپروفیری از نوع مونشی‌کیت، مینت و اسپسارتیت، دایک‌ها و دم‌های تراکیتی و دایک‌ها و یک توده کوچک نفوذی سینیتی، سایر ترم‌های سنگی آتشفشان سارای را تشکیل می‌دهند. به دلیل حضور کانی کلینوپیروکسن در تمامی واحدهای سنگی این آتشفشان، از شیمی کانی کلینوپیروکسن برای بررسی ارتباط ژنتیکی واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای استفاده می‌شود. از لحاظ ترکیب شیمیایی، کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده دیوپسید، سالیته و فاسائیت قرار می‌گیرند و اغلب در محدوده فشاری سه تا چهار کیلو بار و دمای ۱۱۵۰ درجه متبلور شده‌اند. محیط ساختاری تشکیل اکثر این کلینوپیروکسن‌ها در محدوده بازالت‌های درون قاره‌ای تعیین می‌شود. با وجود تفاوت‌های بارز سنگ‌شناسی میان واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای، ترکیب شیمیایی و شرایط تبلور کانی کلینوپیروکسن در تمامی این واحدهای سنگی بسیار نزدیک به هم می‌باشد که می‌تواند نشان‌دهنده منشأ مشترک برای کلینوپیروکسن‌ها و همچنین منشأ مشترک برای تمامی واحدهای سنگی آتشفشان سارای باشد.

واژه‌های کلیدی: آتشفشان سارای، دیوپسید، سالیته، شیمی کانی.

## مقدمه

آتشفشان سارای (واقع در شبه‌جزیره اسلامی) بخشی از زون ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد و براساس آفانباتی (۱۳۸۳) در پهنه ایران مرکزی قرار می‌گیرد (شکل ۱). این آتشفشان از لحاظ تنوع سنگ‌شناسی بسیار جالب می‌باشد. شروع فعالیت با ماگماتیسیم اولتراپتاسیک تحت اشباع از سیلیس (ماگمای لئوسیتیتی) می‌باشد که در نهایت به ماگمای تراکیتی ختم می‌شود. در این میان چند دایک لامپروفیری نیز مشاهده می‌شوند. این تنوع سنگ‌شناسی بعلاوه رخداد مگاکریست‌های بیوتیت و سانیدین، سبب جلب توجه ویژه به این منطقه شده و مطالعات پترولوژیکی متعددی در این منطقه صورت گرفته است

\* نویسنده مرتبط: N.amel@tabrizu.ac.ir



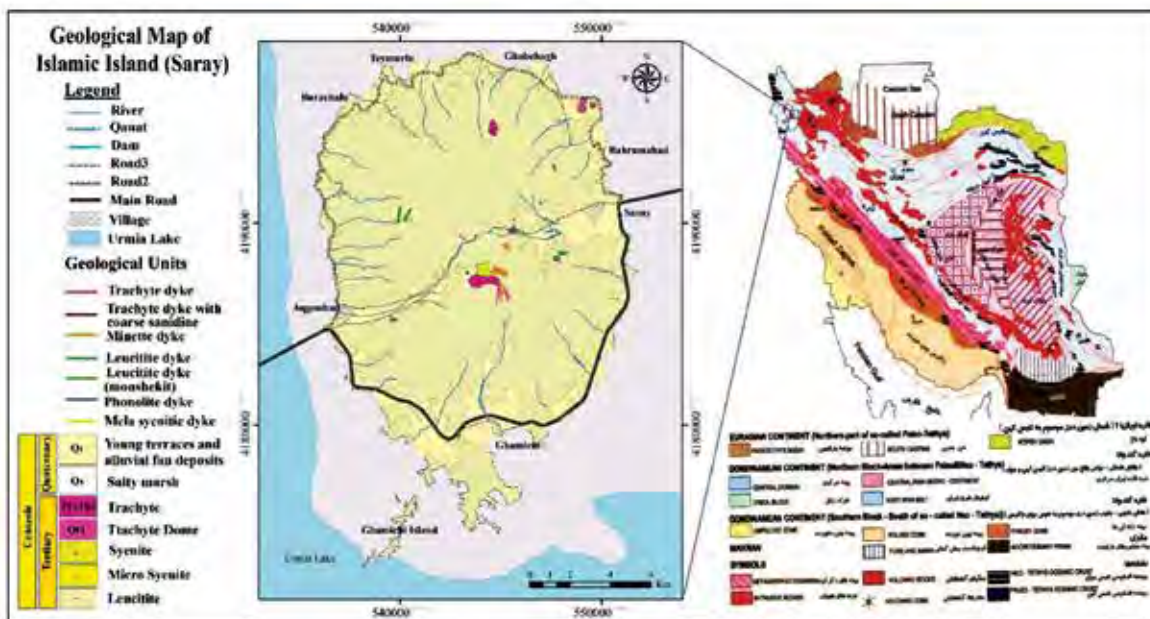
Moine-vaziri et al. (1991) در حاشیه غربی جزیره در شمال روستای آق گنبد و به ویژه در نواحی جنوبی آتشفشان سارای بخش هایی از این آتشفشان به عنوان واحد فانگلو مریتی از بقیه قسمت ها جدا شده است که در بررسی های صحرائی، چنین نتیجه گیری حاصل نشد. بنابراین در نقشه ارائه شده در این مطالعه (شکل ۱) این واحدها حذف شده اند. دو دایک لئوسیت فنولیتی واقع در دره مرکزی سارای، به احتمال زیاد مرتبط با آخرین فاز فعالیت مرحله لئوسیتیتی می باشند. در ادامه، پس از یک دوره احتمالی خاموشی، مرحله دوم فعالیت آتشفشان سارای با خروج ترم های بسیار تفریق یافته تر یعنی تراکیت ها مشخص می شود. از لحاظ حجم، میزان فوران های تراکیتی بسیار کمتر از فوران های لئوسیتیتی می باشد و بیشتر به صورت دایک و تعدادی دم ولکانیکی مشاهده می شوند. تراکیت ها از لحاظ پتروگرافی تفاوت های محسوسی دارند و با وجود رخداد مگاکریست های پنج سانتی متری در تراکیت های نزدیکی روستای آق گنبد، در دایک های تراکیتی جنوب آتشفشان، سانیدین حتی به صورت فنوکریست هم مشاهده نمی شود. برونزد تراکیت ها، در شمال آتشفشان سارای منحصر به دو پلاگ تراکیتی کوچک در نزدیکی روستای بهرام آباد و یک محدوده از گدازه های تراکیتی در غرب روستای بهرام آباد می باشد (شکل ۱). حجم عمده تراکیت ها به صورت چندین دایک و دم در دره مرکزی سارای مشاهده می شوند. در جنوب آتشفشان تنها چهار دایک تراکیتی غیر موازی با ضخامت پنج متر وجود دارند که امتداد همه آنها به توده سینیتی واقع در میانه دره مرکزی سارای می رسد. فراوانی سنگ های پیروکلاستیک تراکیتی بسیار محدود و پراکنده است و بلوک های با ابعاد بزرگتر از نیم متر در برش های پیروکلاستیک تراکیتی دیده نمی شود. در مطالعات پیشین تنها به رخداد لامپروفیرهای مینتی در این آتشفشان اشاره شده است، ولی در مطالعه حاضر یک دایک لامپروفیری از نوع اسپسارتیت و دایک لامپروفیری مونشی کیتی نیز گزارش می شود. دایک های لامپروفیری و تراکیتی هر دو گدازه های لئوسیتیتی را قطع کرده اند ولی عکس آن دیده نمی شود. فوران ماگمای تراکیتی و لامپروفیری به صورت متناوب صورت گرفته است. جایگیری

(Moinevaziri et al., 1991; Moradian-Shahrbabaky, 2007; Moayyed et al., 2008; Moghadam et al., 2014). در مطالعات پیشین سرشت ماگماتیسیم سارای، پتاسیک و اولتراپتاسیک (بر اساس Foley et al., 1987) تعیین شده اند و بر اساس Moine vaziri et al., 1991 تحتانی ترین گدازه این آتشفشان سنی در حدود ۷/۸ میلیون سال دارد. شیمی کانی کلینوپیروکسن ها، علاوه بر بازتاب ماهیت ماگمای مادر، با عمق و دمای تشکیل کانی نیز در ارتباط است (Soesoo, 1997). از این رو مطالعه شیمی کانی کلینوپیروکسن ها، درک قابل قبولی از روند تحول ماگمای والد کلینوپیروکسن ها، به دست می دهد. به طوری که در مطالعات مختلفی از جمله رضایی و همکاران (۱۳۹۴)، امرایی و همکاران (۱۳۹۷) و نعمتی و همکاران (۱۳۹۷)، شیمی کانی کلینوپیروکسن به عنوان رهیافت ویژه برای بررسی ژنز سنگ های بازیک اشباع و تحت اشباع از سیلیس استفاده شده است. با توجه به این که کانی کلینوپیروکسن در تمامی واحدهای سنگی معرفی شده ولکانیسیم سارای مشاهده می شود، مطالعه شیمی کانی کلینوپیروکسن ها و مقایسه ترکیب آنها در واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای، آگاهی بیشتری از روند تکامل این آتشفشان و ارتباط واحدهای مختلف سنگی آن را مشخص می کند.

## زمین شناسی شبه جزیره اسلامی (آتشفشان سارای)

آتشفشان سارای در شرق دریاچه ارومیه قرار دارد. این آتشفشان بیضی شکل با جهت کم و بیش شمالی-جنوبی، دارای طول قطر بزرگ حدود ۲۳ کیلومتر و طول قطر کوچک حدود ۱۵ کیلومتر می باشد.

نخستین بار (Moine-vaziri et al. (1991) منحصراً نقشه زمین شناسی این آتشفشان را رسم کرده است. در مطالعه حاضر جداسازی واحدها تغییر کرده است (شکل ۱). آتشفشان سارای فوران متناوب گدازه های لئوسیتیتی با شیب حدود ۲۰ درجه و فوران پیروکلاست های لئوسیتیتی می باشد. این تناوب فعالیت آتشفشانی در سراسر آتشفشان مشاهده می شود. در نقشه ارائه شده توسط



شکل ۱. موقعیت آتشفشان سارای در پهنه‌بندی زون‌های ساختاری ایران (آقاباتی، ۱۹۸۳) و نقشه زمین‌شناسی آن

### لئوسیتیت‌ها

اولین و عمده‌ترین بخش ماگماتیسیم سارای از روانه‌هایی تشکیل می‌شود که از لحاظ کانی‌شناسی از سه فنوکریست عمده کلینوپیروکسن، لئوسیت و اولیوین تشکیل شده‌اند. بعلاوه، میکروفنوکریست‌های لئوسیت، کلینوپیروکسن و آپاتیت و میکروولیت‌های کلینوپیروکسن و کانی‌های کوچک اوپک در زمینه‌ای شیشه‌ای و یا رسی قرار دارند (شکل ۲، الف). در برخی از مقاطع چند فنوکریست کوچک بیوتیت نیز دیده می‌شود. کانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها حضور ندارد. نمونه‌های G41 و G48 معرف این گروه می‌باشند.

### لئوسیت‌فنولیت‌ها

در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های این سنگ‌ها بافت میکروولیتی پورفیریک جریان‌ی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، لئوسیت‌های آنالسیم‌شده، سانیدین و اولیوین ایدینگسته‌شده کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت سانیدین، بیوتیت و کانی‌های اوپک قرار می‌گیرند (شکل ۲-ب). نمونه K22 معرف این گروه می‌باشند.

### لامپروفیرها

در نمونه‌های مینتی فنوکریست‌های بیوتیت و

توده سینیتی در مرکز دره سارای و تزریق دایک‌های سینیتی، شاید آخرین فعالیت‌های ماگمایی این آتشفشان می‌باشد. جایگیری و بالآمدگی توده سینیتی شاید عامل نهایی در تخریب کلی دهانه آتشفشان سارای بوده است.

### روش مطالعه

از حدود ۲۰۰ نمونه سنگی برداشت‌شده در مطالعات صحرایی، حدود ۱۲۰ نمونه برای تهیه مقاطع میکروسکوپی برای مطالعات پتروگرافی انتخاب شد. آنالیز نقطه‌ای برای بیش از ۵۰ نقطه از کانی کلینوپیروکسن در مرکز تحقیقات کرج با دستگاه الکترون میکروپروب Cameca Sx 100، برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی بر اساس استاندارد ASTM E1508 و قطر نقاط آنالیز سه میکرون صورت گرفت.

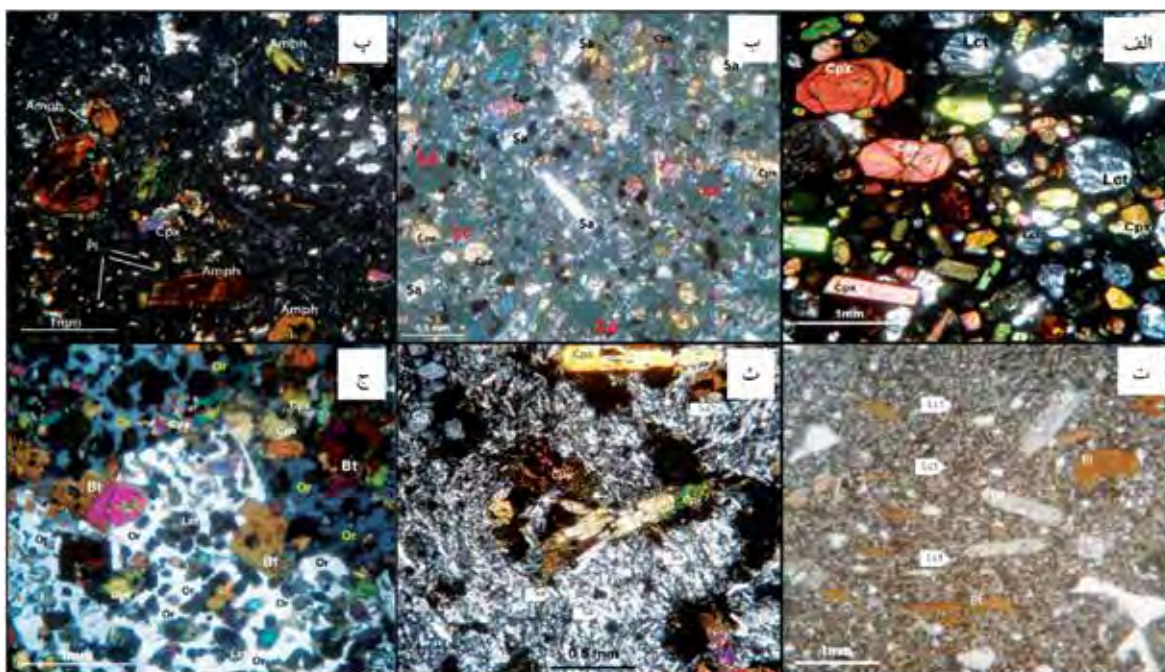
### بحث

#### سنگ‌نگاری

در مطالعات پتروگرافی، طبق روش نام‌گذاری Le Maitre (2002) واحدهای سنگی زیر در آتشفشان سارای تشخیص داده شده‌اند: الف) لئوسیتیت‌ها، ب) لئوسیت‌فنولیت‌ها، پ) لامپروفیرهای مینتی، ت) لامپروفیرهای مونشی‌کیتی، ث) لامپروفیرهای اسپسارتیتی، ج) تراکیت‌ها، چ) سینیت‌ها، ح) نهشته‌های پیروکلاستیک.

می‌دهند. فراوانی آمفیبول‌ها بیش از سایر کانی‌هاست و کلینوپیروکسن‌ها حدود ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها بیشتر ماکل پلی‌سنتتیک داشته و همگی به صورت میکروولیت و چند مورد میکروفنوکریست دیده می‌شوند. نمونه G1A معرف این گروه می‌باشد. در مقطع میکروسکوپی موشی‌کیت‌ها کانی‌های اصلی شامل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و بیوتیت می‌باشند که در زمینه‌ای متشکل از میکروفنوکریست‌های کوچک لئوسیت به طور کامل آنالسیم‌شده و میکروولیت‌های کلینوپیروکسن قرار می‌گیرند (شکل ۲-ت) و تشکیل بافت پورفیری با خمیره ریز بلور را می‌دهند. نمونه G24 نمایانگر این گروه می‌باشد.

کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند و در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌هایی از جنس بیوتیت، کلینوپیروکسن، سانیدین، آپاتیت و کانی‌های اوپک و یا رسی قرار دارند و بافت پورفیریک را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ت). نمونه G2LA معرف مینت‌ها می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های اسپسارتیتی فنوکریست‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن، کانی‌های ریز اغلب مربعی شکل اوپک و شیشه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۲-پ) و بافت پورفیریک را تشکیل



شکل ۲. تصاویر مربوط به، الف) لئوسیتیت (XPL)، ب) لئوسیت فنولیت (XPL)، پ) اسپسارتیت (PPL)، ت) موشی‌کیت (XPL)، ث) تراکیت (PPL)، ج) لئوسیت‌آلکالی‌فلدسپار سینیت (XPL). حروف اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans 2010) می‌باشد

## تراکیت‌ها

می‌باشد. درون این پلاگ دایک ضخیمی با ترکیب سینیتی تزریق شده است. در غرب پلاگ بهرام‌آباد، پلاگ کوچک‌تری نسبت به پلاگ اصلی وجود دارد. براساس مطالعات مقاطع نازک میکروسکوپی جنس این سنگ‌ها تراکیتی و بافت آنها میکروولیتیک پورفیریک جریان می‌باشد. کانی‌های آمفیبول، بیوتیت سوخته و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های سانیدین و کانی‌های ریز اوپک قرار گرفته‌اند. در مقاطع میکروسکوپی،

تراکیت‌های پلاگ اصلی بهرام‌آباد در مقاطع میکروسکوپی، بافت میکروولیتیک پورفیریک جریان دارند. فنوکریست‌ها درصد بسیار کمی از سنگ را تشکیل داده و تنها فنوکریست اصلی در این سنگ کانی کلینوپیروکسن می‌باشد. زمینه از میکروولیت‌های سانیدین، کانی اوپک و اولیوین ایدینگسیسته تشکیل شده‌اند. نبود کانی بیوتیت مهم‌ترین ویژگی کانی‌شناسی این تراکیت‌هاست. نمونه G38 معرف این گروه

این دایک اطلاق کرد. نمونه K43 به این گروه تعلق دارد. دایک سینیتی دره سارای، در مقاطع بافت پوئی کلیتیک نشان داده و فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و تعداد کمی فنوکریست بیوتیت و آمفیبول در زمینه‌ای از کانی ارتوز قرار گرفته‌اند. آلکالی‌فلدسپار سینیت را می‌توان به دایک‌های سینیتی دره مرکزی سارای اطلاق کرد.

### نهمشته‌های پیروکلاستیک

بخش عمده ولکانیزم سارای از سنگ‌های پیروکلاستیک تشکیل شده است. پیروکلاست‌های این آتشفشان از لحاظ جنس قطعات به دو گروه لئوسیتیتی و تراکیتی قابل تقسیم هستند که ناشی از تفاوت مرحله تشکیل آنها می‌باشد. این سنگ‌ها حالت سخت‌شدگی دارند و نمی‌توان آنها را تفرا نامید و با توجه به اندازه اجزای تشکیل دهنده، به دو دسته توف‌ها و برش‌های پیروکلاستیک تقسیم می‌شوند. ویژگی اصلی توف‌های تشکیل شده در مرحله اول فعالیت آتشفشان سارای حضور کانی لئوسیت (آنالسیم شده) همراه با کانی‌هایی مانند پیروکسن، اولیوین، اوپک و آپاتیت در آنها می‌باشند و می‌توان آنها را توف‌های لئوسیتیتی نامید. توف‌های مرحله دوم فعالیت ولکانیزم سارای ترکیب تراکیتی داشته و به‌ویژه با حضور کانی‌های سانیدین و بیوتیت مشخص می‌شوند. به استثناء توف‌ها سنگ‌های پیروکلاستیک سارای بیشتر از قطعات بزرگ‌تر از ۱۰ سانتی‌متر تشکیل شده‌اند و می‌توان گفت که اکثریت جزو برش‌های پیروکلاستیک محسوب می‌شوند.

### بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن‌های موجود در

#### واحدهای مختلف سنگی ولکانیزم سارای

در مطالعه حاضر در ۱۰ مقطع میکروسکوپی ۵۲ مورد آنالیز نقطه‌ای از کلینوپیروکسن‌ها به شرح زیر صورت گرفته است:

لئوسیتیت: پنج نقطه از مقطع G41 و چهار نقطه از مقطع G48 (جدول ۱)، لئوسیت فنولیت: پنج نقطه از مقطع K22 (جدول ۱). تراکیت: پنج نقطه از مقطع G5A (تراکیت واجد فنوکریست‌های کلینوپیروکسن بیوتیت و سانیدین) و نه نقطه از مقطع G38 (نمونه‌ای از پلاگ تراکیتی بهرام‌آباد، که دارای میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن و فاقد کانی

روانه‌های تراکیتی غرب بهرام‌آباد، بافت میکروولیتی پورفیریک جریان‌ی داشته و فنوکریست‌های بیوتیت، کلینوپیروکسن و سانیدین به‌عنوان کانی اصلی در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های سانیدین و کانی‌های اپک قرار دارند (شکل ۲-ث). در تراکیت‌های دره مرکزی سارای فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه‌ای متشکل از شیشه به اضافه میکروولیت‌های سانیدین قرار دارند و همگی بافت هیالومیکروولیتیک پورفیریک دارند (نمونه G5A). دایک‌های تراکیتی شمال روستای گمیچی بافت هیالومیکروولیتیک پورفیریک جریان‌ی داشته و کانی‌های اصلی شامل فنوکریست‌های بیوتیت و سانیدین می‌باشند که در زمینه‌ای از میکروولیت‌های سانیدین، شیشه و کانی‌های ریز اوپک قرار دارند. کلینوپیروکسن در این دایک‌ها دیده نمی‌شود.

### سینیت‌ها

در آتشفشان سارای سنگ‌های سینیتی به دو صورت ملاحظه می‌شود: الف) توده سینیتی دره مرکزی سارای. ب) دایک‌های سینیتی. نمونه‌های توده سینیتی دره مرکزی سارای در مقاطع میکروسکوپی بافت تراکیتوئیدی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های سانیدین و کانی‌های مافیک قرار می‌گیرند. میکروولیت‌های سانیدین به‌شدت حالت جریان‌ی نشان می‌دهند. فراوانی سانیدین بیشتر از سایر کانی‌هاست و اغلب بیش از ۵۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. علاوه بر توده سینیتی، دایک تزریق شده درون پلاگ اصلی تراکیتی بهرام‌آباد و یک دایک در دره مرکزی سارای ترکیب سینیتی دارند. در دایک بهرام‌آباد، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن سبزرنگ (با فراوانی حدود ۴۰ درصد)، بیوتیت (با فراوانی حدود ۱۰ درصد) و میکروفنوکریست‌های لئوسیت دگرسان شده (با فراوانی حدود ۱۰-۱۵ درصد)، کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند و کانی‌های آپاتیت، اولیوین‌های ایدینگسیته و بلورهای ریز اوپک در زمینه ارتوزی قرار می‌گیرند و بافت پوئی کلیتیک تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ج). می‌توان نام لئوسیت آلکالی‌فلدسپار سینیت را به

بیوتیت می‌باشد) (جدول ۲) سینیت: سه نقطه از مقطع K52 (بررسی زونینگ در یک کلینوپیروکسن سبزرنگ)، چهار نقطه از مقطع K43 (دایک سینیتی تزریق شده در پلاگ تراکیتی بهرام‌آباد). لامپروفیرها: ۱۰ نقطه از مقطع G1A (دایک اسپسارتیتی)، دو نقطه از مقطع G2LA (لامپروفیر مینت) و پنج نقطه از مقطع G24 (بررسی زونینگ در کلینوپیروکسن سنگ مونشی‌کیتی) (جدول ۳). میزان  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  بر اساس روش پیشنهادی Droop (1987) تعیین شده است. همچنین تصاویر BSE برخی کانی‌های کلینوپیروکسن آنالیز شده و مسیر پیمایش آنها در شکل ۳ نشان داده شده است.

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن در سنگ‌های لئوسیتیتی و لئوسیت‌فولیتی آتشفشان سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن

K22-28	K22-27	K22-26	K22-22	K22-21	G48-6	G48-5	G48-2	G48-1	G41-5	G41-4	G41-3	G41-2	G41-1	
Rim	Mantle	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Mantle	Mantle	Mantle	Core	
۵۰/۹۵	۴۹/۱۱	۵۲/۸۴	۵۱/۳۶	۴۸/۲۵	۵۲/۰۵	۵۲/۵۶	۵۰/۱۳	۵۲/۸۵	۴۷/۹۱	۴۸/۳۸	۴۹/۷۱	۵۲/۶۴	۵۱/۱۳	SiO <sub>2</sub>
۱/۲۲	۱/۳۹	۰/۶۲	۱/۰۵	۱/۴۶	۰/۶	۰/۵۶	۱/۱۴	۰/۴۷	۱/۹۳	۱/۴۷	۱/۲	۰/۳۷	۰/۸۳	TiO <sub>2</sub>
۳/۹۷	۵/۸۴	۲/۶۴	۳/۵۴	۵/۶۳	۱/۶۹	۱/۳۸	۲/۹۷	۱/۱۳	۴/۳۶	۳/۷۲	۳/۳۲	۱/۳۸	۲/۳۱	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۰/۰۲	۰/۰	۰/۱	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۶	۰/۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۵	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۷/۱۸	۷/۳۱	۴/۴۲	۷/۱۲	۷/۲۰	۵/۹۵	۵/۵۹	۸/۰۳	۴/۹۶	۷/۳۶	۷/۰۷	۶/۵۶	۴/۰۶	۶/۱۵	FeO
۰/۲۴	۰/۲	۰/۱۱	۰/۲۸	۰/۲	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱	MnO
۱۳/۶۳	۱۲/۴۳	۱۵/۴۵	۱۳/۳۰	۱۱/۹۳	۱۶/۰۸	۱۶/۶۵	۱۳/۷۳	۱۶/۸۹	۱۳/۳۷	۱۳/۹۰	۱۴/۳۹	۱۶/۶۹	۱۵/۵	MgO
۲۲/۷۸	۲۲/۹۸	۲۴/۰۳	۲۲/۷۸	۲۳/۴۰	۲۳/۵۰	۲۳/۵۰	۲۲/۱۴	۲۳/۱۶	۲۴/۱۱	۲۴/۱۷	۲۴/۲۶	۲۴/۴۶	۲۴/۰۴	CaO
۰/۵۷	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۶۲	۰/۳۷	۰/۳۰	۰/۴۳	۰/۷۵	۰/۲۸	۰/۵۰	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۴۰	Na <sub>2</sub> O
۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۱۸	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	K <sub>2</sub> O
۱۰۰/۶۳	۹۹/۵۷	۱۰۰/۵۱	۱۰۰/۰۶	۹۹/۳۵	۱۰۰/۴۶	۱۰۰/۸۹	۹۹/۳۷	۱۰۰/۰۲	۹۹/۷۰	۹۹/۳۵	۹۹/۹۰	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۵۳	Total
Formula on the basis of 6 (O)														
۱/۸۸	۱/۸۴	۱/۹۳	۱/۹۰	۱/۸۲	۱/۹۰	۱/۹۱	۱/۸۷	۱/۹۳	۱/۷۸	۱/۸۰	۱/۸۴	۱/۹۲	۱/۸۷	Si
۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	Ti
۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۱۰	Al
۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	Cr
۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۴	Fe <sup>3+</sup>
۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۵	Fe <sup>2+</sup>
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	Mn
۰/۷۵	۰/۶۹	۰/۸۴	۰/۷۳	۰/۶۷	۰/۸۸	۰/۹۰	۰/۷۶	۰/۹۲	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۹۱	۰/۸۴	Mg
۰/۹۰	۰/۹۲	۰/۹۴	۰/۹۰	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۸۸	۰/۹۱	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۹۵	۰/۹۴	Ca
۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	Na
۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	K
۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	Total
۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱	۰/۰۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۱	XAl(T)
۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰۳	۰/۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰	XAl(M1)
۰/۸۱	۰/۷۶	۰/۸۷	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۹۳	۰/۹۶	۰/۸۶	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۹۸	۰/۹۵	Mg#
۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۴۴	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۴	۰/۴۸	۰/۴۶	En
۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳	Fs
۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۵۱	۰/۵۱	Wo
۱/۸۲	۱/۸۳	۱/۹۰	۱/۸۳	۱/۸۰	۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۷۷	۱/۹۰	۱/۷۶	۱/۷۸	۱/۸۲	۱/۸۷	۱/۸۳	Q
۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	J
-۲۷/۹۶	-۲۷/۱۲	-۳۰/۵۸	-۲۷/۹۱	-۲۶/۵۶	-۲۹/۷۳	-۳۰/۲۷	-۲۷/۰۸	-۳۰/۶۰	-۲۶/۶۲	-۲۷/۲۱	-۲۸/۱۵	-۳۱/۰۸	-۲۹/۲۲	YPT
۳۷/۶۰	۳۵/۹۴	۳۹/۱۵	۳۷/۷۷	۳۵/۶۱	۳۹/۶۶	۴۰/۰۰	۳۷/۵۹	۳۹/۹۹	۳۶/۸۱	۳۷/۳۲	۳۸/۰۷	۳۹/۹۳	۳۹/۱۲	XPT
-۰/۹۱	-۰/۸۹	-۰/۸۷	-۰/۹۰	-۰/۹۰	-۰/۸۵	-۰/۸۵	-۰/۸۹	-۰/۸۴	-۰/۹۴	-۰/۹۰	-۰/۸۹	-۰/۸۵	-۰/۸۷	F1
-۲/۴۷	-۲/۴۳	-۲/۴۵	-۲/۴۷	-۲/۳۹	-۲/۴۱	-۲/۴۳	-۲/۴۱	-۲/۴۳	-۲/۳۷	-۲/۳۴	-۲/۳۷	-۲/۳۹	-۲/۳۹	F2

جدول ۲. نتایج آنالیز نقطه‌های کانی کلبینوپروکسین در نمونه‌های تراکتیتی و سینتی سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن

	K43-22	K43-21	K43-14	K43-13	K52-22	K52-21	K52-20	G38-23	G38-22	G38-21	G38-20	G38-19	G38-13	G38-12	G38-11	G5A-14	G5A-13	G5A-12	G5A-3	G5A-2
	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Mantle	Core	Rim	Mantle	Mantle	Core	Rim	Mantle	Mantle	Core	Rim	Mantle	Core	Rim	Core
SiO <sub>2</sub>	۵۲/۱۸	۵۴/۱۶	۵۱/۵۹	۵۲/۴۰	۵۰/۱۳	۵۱/۱۰	۵۲/۳۸	۵۰/۴۳	۵۰/۶۱	۵۰/۳۶	۵۰/۸۷	۵۰/۴	۴۸/۸۱	۴۹/۸۳	۵۰/۴۷	۵۲/۳۱	۵۲/۷۶	۵۲/۶۰	۵۲/۱۷	۵۲/۳۸
TiO <sub>2</sub>	۰/۸۴	۰/۲۷	۰/۸۴	۰/۵۱	۰/۷۷	۰/۵۸	۰/۵۱	۰/۴۵	۰/۵۶	۰/۴۶	۰/۵۹	۰/۴۱	۰/۷۳	۰/۵۶	۰/۴۰	۰/۴۳	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۵۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱/۷۴	۰/۶۳	۱/۸۵	۱/۵۹	۴/۱۵	۲/۸۶	۲/۱۰	۲/۲۳	۲/۰۷	۲/۲۵	۱/۸۶	۲/۵۲	۳/۳۴	۲/۶۶	۲/۰۳	۲/۲۷	۲/۰۱	۱/۹۵	۲/۷۳	۲/۶۱
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۱	۰/۵۵	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۷
FeO	۶/۸۵	۲/۳۶	۶/۵۰	۵/۲۵	۷/۶۵	۸/۹۴	۱۱/۵۹	۱۱/۵۹	۱۱/۱۷	۱۲/۳۵	۱۰/۳۸	۱۳/۴۷	۱۳/۰۰	۱۲/۱۴	۱۱/۸۴	۹/۰۷	۷/۵۴	۷/۴۸	۹/۰۸	۷/۲۶
MnO	۰/۲۵	۰/۰۶	۰/۲۲	۰/۱۵	۰/۳۴	۰/۲۳	۰/۱۲	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۵۳	۰/۳۹	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۲۶
MgO	۱۵/۴۸	۱۸/۲۶	۱۵/۳۰	۱۶/۱۹	۱۳/۲۹	۱۲/۶۳	۱۶/۶۹	۱۰/۹۸	۱۱/۷۴	۱۰/۴۷	۱۲/۱۹	۹/۹۹	۱۰/۷۹	۱۰/۷۹	۱۱/۰۳	۱۳/۰۸	۱۴/۲۹	۱۴/۶۵	۱۲/۵۶	۱۴/۴۱
CaO	۲۲/۷۸	۲۴/۳۶	۲۲/۹۴	۲۳/۹۷	۲۳/۳۷	۲۳/۷۸	۲۴/۱۱	۲۳/۱۴	۲۳/۱۳	۲۲/۳۸	۲۳/۳۸	۲۱/۵۰	۲۲/۵۵	۲۲/۵۸	۲۲/۰۸	۲۲/۰۰	۲۲/۱۵	۲۲/۶۱	۲۲/۲۴	۲۱/۷۲
Na <sub>2</sub> O	۰/۶۳	۰/۱۵	۰/۷۳	۰/۳۳	۰/۶۷	۰/۷۲	۰/۳۰	۰/۹۴	۰/۷۷	۱/۶۷	۰/۷۰	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۵۰	۱/۱۱	۰/۹۸	۰/۹۳	۱/۲۷	۱/۵۱
K <sub>2</sub> O	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲
Total	۱۰۰/۷۹	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۴۸	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۷۸	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۵۴	۱۰۰/۸۸	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۷۲	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۹۹	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۵۹	۱۰۰/۸۳	۱۰۰/۸۳	۱۰۰/۸۵	۱۰۰/۷۹
Formula on the basis of 6 (O)																				
Si	۱/۹۱	۱/۹۵	۱/۹۰	۱/۹۱	۱/۸۵	۱/۸۹	۱/۹۰	۱/۸۹	۱/۸۹	۱/۸۸	۱/۹۰	۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۸۵	۱/۹۰	۱/۹۳	۱/۹۴	۱/۹۲	۱/۹۲	۱/۹۱
Ti	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۱
Cr	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۲۴	۰/۱۴	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۵
Fe <sup>2+</sup>	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۷
Min	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۰/۸۴	۰/۹۸	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۷۳	۰/۷۰	۰/۹۰	۰/۶۱	۰/۶۵	۰/۵۸	۰/۶۸	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۶۰	۰/۷۲	۰/۷۸	۰/۸۰	۰/۶۹	۰/۷۸
Ca	۰/۸۹	۰/۹۴	۰/۹۰	۰/۹۴	۰/۹۲	۰/۹۴	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۰	۰/۹۴	۰/۸۶	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۸۷	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۸۵
Na	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۱
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
XAl(T)	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۱	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳
XAl(M1)	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۳	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۲	۰	۰	۰	۰
Mg#	۰/۹۰	۰/۹۹	۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۹۷	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۸۰	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۷۱	۰/۷۳	۰/۷۸	۰/۸۰	۰/۷۵	۰/۸۸	۰/۸۰	۰/۶۲
En	۰/۴۶	۰/۵۱	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۴۸	۰/۳۵	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۵	۰/۴۵	۰/۴۰	۰/۴۶
Fs	۰/۵۵	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۴
Wo	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۵۱	۰/۵۰
Q	۱/۸۳	۱/۹۳	۱/۸۱	۱/۸۷	۱/۷۶	۱/۷۹	۱/۸۵	۱/۷۸	۱/۷۸	۱/۶۳	۱/۷۸	۱/۶۱	۱/۷۰	۱/۶۱	۱/۶۴	۱/۷۷	۱/۸۰	۱/۷۷	۱/۷۴	۱/۷۰
J	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۲۴	۰/۱۰	۰/۲۶	۰/۱۴	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۲۱
JPT	-۲۸/۹۷	-۳۲/۷۸	-۲۸/۸۶	-۳۰/۲۴	-۳۷/۷۱	-۳۷/۱۱	-۳۰/۹۹	-۳۴/۸۹	-۲۵/۲۶	-۳۴/۴۱	-۲۵/۹۰	-۳۲/۷۸	-۳۲/۴۲	-۲۴/۵۶	-۳۴/۷۸	-۲۷/۳۹	-۲۸/۶۵	-۲۸/۸۷	-۳۷/۳۰	-۲۸/۷۷
XPT	۳۹/۴۰	۴۰/۸۴	۳۸/۹۵	۳۹/۸۲	۳۷/۳۳	۳۸/۶۶	۳۹/۵۹	۳۸/۶۱	۳۸/۹۴	۳۸/۱۰	۳۹/۱۵	۳۷/۶۹	۳۷/۴۰	۳۸/۰۵	۳۸/۶۶	۳۸/۶۵	۳۸/۹۰	۳۹/۱۵	۳۸/۲۶	۳۸/۰۴
F1	-۱/۸۸	-۱/۸۳	-۱/۸۸	-۱/۸۵	-۱/۸۷	-۱/۸۹	-۱/۸۹	-۱/۸۹	-۱/۸۹	-۱/۹۲	-۱/۸۹	-۱/۹۰	-۱/۹۰	-۱/۹۰	-۱/۹۲	-۱/۸۸	-۱/۸۶	-۱/۸۶	-۱/۸۹	-۱/۸۹
F2	-۲/۴۶	-۲/۴۴	-۲/۴۳	-۲/۴۱	-۲/۴۱	-۲/۴۰	-۲/۴۳	-۲/۴۳	-۲/۴۰	-۲/۳۹	-۲/۴۰	-۲/۳۹	-۲/۳۹	-۲/۳۷	-۲/۳۶	-۲/۳۸	-۲/۳۵	-۲/۳۵	-۲/۳۴	-۲/۳۴

جدول ۳. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن در نمونه‌های لامپروفیری آتشفشان سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن

G24-5	G24-4	G24-3	G24-2	G24-1	G21A-9	G21A-8	G1A-20	G1A-19	G1A-18	G1A-17	G1A-16	G1A-15	G1A-12	G1A-11	G1A-10	G1A-9	
Rim	Mantle	Mantle	Mantle	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	
۵۲/۱۱	۵۲/۷۰	۵۲/۴۳	۵۲/۳۶	۵۲/۵۹	۵۲/۸۳	۵۲/۶۰	۵۲/۳۳	۵۲/۹	۵۰/۱۱	۵۰/۱۶	۵۰/۵۵	۵۰/۳۷	۵۰/۲۴	۵۰/۱۷	۵۰/۱۱	۵۰/۱۷	SiO <sub>2</sub>
۰/۵۴	۰/۷۱	۰/۴	۰/۵۲	۰/۵۱	۰/۳۵	۰/۶۳	۱/۵۴	۰/۳۱	۱/۳۳	۱/۴۰	۰/۹۴	۰/۲۲	۰/۶۶	۰/۳۷	۰/۸۴	۰/۵۹	TiO <sub>2</sub>
۲/۰۲	۲/۶۶	۲/۳۴	۲/۳۴	۲/۶۶	۱/۱۷	۱/۹۹	۲/۴۷	۱/۰	۲/۴۴	۲/۲۵	۲/۹۳	۰/۷۸	۲/۶۰	۱/۳	۴/۰۳	۲/۳۱	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۱۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۴۶	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۰	۰/۰	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۴/۵۴	۵/۱۹	۶/۱۰	۴/۶۷	۴/۷۰	۲/۷۶	۶/۰۶	۶/۱۴	۲/۷۵	۶/۹۸	۶/۷۵	۴/۶۰	۲/۴۴	۵/۶۰	۳/۹۰	۶/۵۰	۶/۵۰	FeO
۱/۲	۱/۲	۱/۲	۱/۲	۱/۲	۱/۸	۱/۵	۱/۲	۱/۹	۱/۲	۱/۰	۱/۸	۱/۰۷	۱/۱	۱/۰	۱/۳۳	۱/۴	MnO
۱۶/۰۳	۱۴/۹۹	۱۴/۱۸	۱۵/۴۷	۱۵/۲۰	۱۶/۶۹	۱۵/۴۲	۱۴/۱۴	۱۷/۰۳	۱۴/۱۰	۱۴/۲۴	۱۵/۶۹	۱۸/۴۴	۱۵/۸۰	۱۷/۴۶	۱۵/۲۳	۱۵/۲۳	MgO
۲۴/۰۱	۲۳/۹۳	۲۴/۲۴	۲۴/۲۰	۲۴/۱۸	۲۳/۹۶	۲۳/۱۴	۲۴/۳۴	۲۴/۷۰	۲۴/۳۵	۲۴/۵۸	۲۴/۴۴	۲۴/۷	۲۳/۷۷	۲۴/۰۵	۲۳/۱۴	۲۳/۵۳	CaO
۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۳۷	۰/۶۲	۰/۴۱	۰/۲۲	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۴۸	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۶۵	۰/۵۰	Na <sub>2</sub> O
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	K <sub>2</sub> O
۱۰۰/۸۵	۱۰۰/۷۲	۱۰۰/۸۶	۱۰۰/۶۶	۱۰۰/۳۲	۹۹/۴۱	۹۹/۶۷	۱۰۰/۱۹	۱۰۰/۵۰	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۹۱	۹۹/۸۲	۱۰۰/۴۰	۱۰۰/۶۸	۱۰۰/۸۸	۱۰۰/۸۵	۱۰۰/۸۷	Total
Formula on the basis of 6 (O)																	
۱/۹۳	۱/۹۲	۱/۹۲	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۴	۱/۹۰	۱/۸۴	۱/۹۳	۱/۸۴	۱/۸۴	۱/۸۵	۱/۹۳	۱/۸۸	۱/۹۷	۱/۸۵	۱/۸۶	Si
۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	Ti
۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۹	۱/۵	۰/۰۵	۱/۵	۱/۴	۱/۳	۰/۰۳	۱/۱	۰/۰۱	۱/۸	۱/۴	Al
۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۱/۳	۱/۲	۱/۶	۰/۰۹	۱/۱	۰/۰۱	۱/۱	۱/۴	Cr
۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۴	۱/۵	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	Fe <sup>3+</sup>
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۳	۱/۲	۱/۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	Mn
۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۷۸	۰/۸۴	۰/۸۳	۰/۹۱	۰/۸۵	۰/۷۸	۰/۹۲	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۸۶	۰/۹۹	۰/۸۶	۰/۹۴	۰/۷۰	۰/۸۳	Mg
۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۱	۰/۹۶	۰/۹۶	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۲	۰/۹۲	Ca
۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۴	Na
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	K
۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	Total
۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۱	۰/۱۳	۰/۱۲	XAl(T)
۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۱	۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	XAl(M1)
۰/۹۱	۰/۸۵	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۸۵	۰/۹۶	۰/۹۰	۰/۸۸	۰/۹۸	۰/۹۰	۰/۹۱	۱	۱	۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۸۲	۰/۹۴	Mg#
۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۵۲	۰/۴۶	۰/۴۹	۰/۴۰	۰/۴۶	En
۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	Fs
۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۳	۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۲	۰/۵۱	Wo
۱/۸۹	۱/۸۹	۱/۸۹	۱/۹۳	۱/۹۳	۱/۸۹	۱/۸۳	۱/۸۳	۱/۹۰	۱/۸۲	۱/۸۲	۱/۸۰	۱/۹۱	۱/۸۵	۱/۹۳	۱/۷۷	۱/۸۰	Q
۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۷	J
۳/۱۷۹	۳۹/۹۹	۳۸/۹۶	۳۸/۹۶	۳۸/۴۱	۳۸/۱۱۱	۳۹/۳۶	۳۸/۱۵	۳۸/۱۵	۳۸/۹۹	۳۸/۱۰	۳۸/۱۳	۳۸/۱۷۰	۳۹/۸۶	۳۸/۱۷۶	۳۹/۱۸	۳۹/۱۸	YPT
۳۹/۶۹	۳۹/۸۵	۳۹/۲۸	۳۹/۲۸	۳۹/۹۲	۳۹/۷۷	۳۹/۸۸	۳۹/۹۹	۳۹/۳۵	۳۹/۲۹	۳۹/۶۶	۳۹/۷۹	۳۹/۴۷	۳۹/۰۲	۳۹/۱۷۵	۳۹/۵۹	۳۹/۴۱	XPT
۰/۱۵	۰/۸۸	۰/۹۲	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۸۴	۰/۸۶	۰/۹۳	۰/۸۴	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۸۵	F1
۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۱	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۴۳	F2

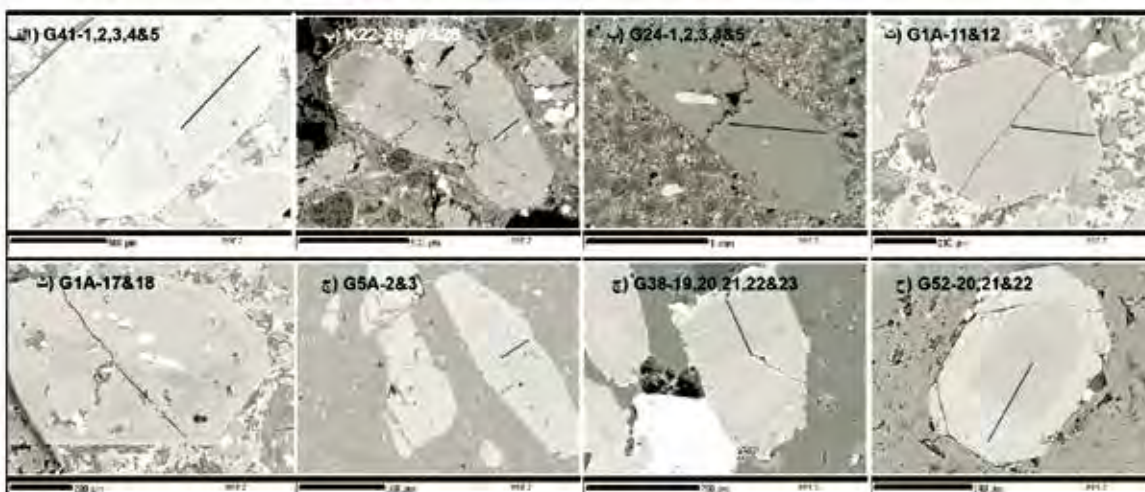
نقطه‌ای قرار گرفته‌اند. از مقایسه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در این دو تراکیت نتایج زیر منتج می‌شود: الف) مقادیر اکسید  $\text{SiO}_2$  در نمونه G5A کم‌وبیش ثابت می‌باشد (۵۲/۱۷ الی ۵۲/۷۶) و حدود دو درصد بیش از کلینوپیروکسن‌های نمونه K22 می‌باشد. یعنی کلینوپیروکسن‌ها نمونه G5A در تعادل به نسبت بالایی با محیط اطراف خود متبلور شده است. ضمناً کلینوپیروکسن‌های تراکیت پلاگ بهرام‌آباد نسبت به نمونه G5A حالت تفریق یافته‌تری دارند. ب) روند تغییرات مقادیر اکسید  $\text{SiO}_2$  در دو میکروفونوکریست تراکیت پلاگ بهرام‌آباد یکسان نیست. در یکی این مقدار از مرکز به حاشیه کمتر می‌شود (زونینگ معکوس) ولی در دیگری، روند تغییرات (هرچند بسیار کم) حالت نوسانی دارد. این مسئله نشان می‌دهد دستکم در مقطعی، تزریق مجدد ماگما در این حجره در جریان بوده است و برخی میکروفونوکریست‌های کلینوپیروکسن در این مقطع تشکیل شده‌اند. در ادامه با ایجاد ثبات در مخزن ماگمایی زمینه برای تشکیل بلورهای بزرگ‌تر کلینوپیروکسن که ثبات بیشتری در ترکیب شیمیایی خود نشان می‌دهند، فراهم شده است. پ) بررسی روند تغییرات اکسیدهای FeO و MgO در نقاط G38-11, 12 and 13 با روند تغییرات مقادیر اکسید  $\text{SiO}_2$  سازگار نیست. در حالی که روند تغییرات اکسیدهای FeO و MgO یک زونینگ عادی را نشان می‌دهند، تغییرات مقادیر اکسید  $\text{SiO}_2$  حاکی از یک زونینگ معکوس در همان نقاط است. تزریق ماگمای تهی شده از عناصر مافیک، تنها توجیه منطقی برای چنین رویدادی می‌تواند باشد. چنین ماگمایی (مایع سیلیکاتی) در اثر توقف به نسبت بالای ماگما در مخزن ماگمایی و جدا شدن کانی‌های مافیک از آن می‌تواند حاصل شود. شواهد صحرائی نیز از این نظریه حمایت می‌کند. در شمال روستای بهرام‌آباد یک پلاگ تراکیتی بسیار روشن رنگ دیده می‌شود که حدود ۱۰ درصد آن از میکروفونوکریست کلینوپیروکسن تشکیل شده است و فاقد کانی بیوتیت می‌باشد. در کمتر از نیم کیلومتری غرب این پلاگ تراکیتی، یک دم تراکیتی بسیار کوچک‌تر قرار دارد که ضریب رنگینی بسیار بالاتری دارد و مملو از فنوکریست‌های آمفیبول، بیوتیت و کلینوپیروکسن می‌باشد. یک دایک ضخیم سینیتی

## بررسی کلی شیمی کانی کلینوپیروکسن‌ها در گروه‌های اصلی سنگی آتشفشان سارای

نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های لئوسیتیتی و لئوسیت فنولیتی در جدول ۱ آورده شده است. این سنگ‌ها و به‌ویژه لئوسیتیت‌ها سنگ‌های اولیه ماگماتیسیم سارای می‌باشند و تا حدود زیادی منعکس کننده ویژگی‌های گوشته‌ی مولد ماگما هستند. در این مطالعه از سنگ لئوسیتیتی G41 یک فنوکریست کلینوپیروکسن از لحاظ نوسان ترکیب مورد بررسی قرار گرفته است (نقاط G41-1 الی G41-5) (شکل ۴). در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های لئوسیتیتی (و لئوسیت فنولیتی)، تغییرات  $\text{SiO}_2$  مابین ۴۷/۹۱ الی ۵۲/۸۴ می‌باشد و تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$  مابین ۱/۱۳ الی ۵/۶۳ می‌باشد. مقدار و محدوده تغییرات این دو اکسید با داده‌های موجود در مطالعه Gupta (2015) همخوانی دارد. بررسی تغییرات این دو اکسید نسبت به هم، نشان‌دهنده کاهش میزان اکسید  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با افزایش مقدار اکسید  $\text{SiO}_2$  می‌باشد. بررسی تغییر ترکیب نقاط در کلینوپیروکسن نمونه G41 روندهای متضادی را نشان می‌دهد. در حالی که با توجه به مقادیر اکسید  $\text{SiO}_2$  در ابتدا (نقاط G41-1 to 2) یک روند تبلور تفریقی عادی و زونینگ عادی را نشان می‌دهد (شکل ۴)، در ادامه تا انتها، زونینگ حالت معکوس می‌گیرد که می‌تواند ناشی از تزریق مکرر ماگمای اولیه‌تر باشد (ماگمای لئوسیتیتی که کمتر تبلور تفریقی را تحمل کرده است) ولی تغییرات اکسیدهای FeO و MgO نه با یکدیگر و نه با روند اشاره شده برای تغییر مقادیر اکسید  $\text{SiO}_2$  سازگار نیستند. این مسئله در مورد فنوکریست‌های نمونه G48 و حتی تا حدودی K22 نیز صادق است و شاید ناشی از تبلور و تفریق گسترده کانی‌هایی چون اولیوین فورستریتی باشد.

نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های تراکیتی و سینیتی در جدول ۲ قابل ملاحظه است. در این مطالعه کلینوپیروکسن‌های دو نمونه تراکیتی مورد آنالیز نقطه‌ای واقع شده‌اند. از نمونه G38، دو میکروفونوکریست و از نمونه K5A (تراکیت دارای فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن) دو فنوکریست کلینوپیروکسن مورد آنالیز





شکل ۳. تصاویر BSE برخی کلینوپیروکسن‌های آتشفشان سارای. خطوط سیاه‌رنگ در هر شکل بیانگر مسیر پیمایش می‌باشد

نمی‌شود که می‌تواند دلیلی بر تبلور این کانی و در نتیجه ماگمای مربوطه در یک حجره ماگمایی به‌نسبت ایزوله، بوده باشد (شکل ۴). نتایج آنالیز نقطه‌ای پنج فنوکریست کلینوپیروکسن (به‌صورت مرکز-حاشیه) دایک اسپسارتیتی در جدول ۴ ملاحظه می‌شود (نقاط G1A). در این نمونه‌ها تغییرات مقادیر اکسید  $\text{SiO}_2$  حاکی از یک زونینگ معکوس ولی تغییرات اکسیدهای  $\text{FeO}$  و  $\text{MgO}$  یک زونینگ عادی را نشان می‌دهند. مقادیر اکسید  $\text{CaO}$  در این کلینوپیروکسن‌ها اغلب بالا و دارای دامنه تغییر کمی می‌باشد (۲۲ الی ۲۴ درصد).

### طبقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای

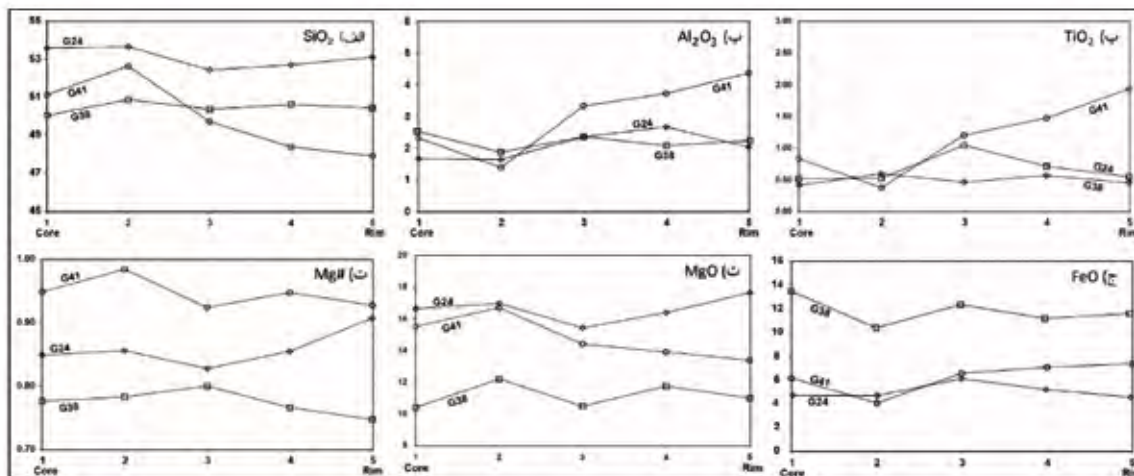
برای نام‌گذاری و طبقه‌بندی کلینوپیروکسن‌ها از نمودار مثلثی En-Wo-Fs و نمودار Q-J که هر دو توسط (Morimoto, 1988) معرفی شده‌اند، استفاده می‌شود. با توجه به تعداد زیاد نقاط آنالیز شده و برای نمایش بهتر گرافیکی، داده‌های هر یک از جدول‌های ۱، ۲ و ۳ در یک نمودار جداگانه رسم شده‌اند. طبق نمودار مثلثی En-Wo-Fs (شکل ۵) کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده اغلب در محدوده فاسائیت و بقیه در محدوده‌های دیوپسید و سالیت قرار می‌گیرند. در نمودار Q-J (Morimoto, 1988)، کلینوپیروکسن‌های آتشفشان سارای همگی در محدوده Quad قرار می‌گیرند (شکل ۶). این محدوده نشان‌دهنده پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe می‌باشد.

نیز پلاگ بهرام‌آباد را قطع کرده است. بدین صورت که بعد از تزریق ماگمای تراکیتی در پلاگ بهرام‌آباد، در مخزن ماگمایی، ماگمای مملو از فنوکریست‌های مافیک باقی‌مانده و فوران آن پلاگ کوچک‌تر بهرام‌آباد را تشکیل داده است.

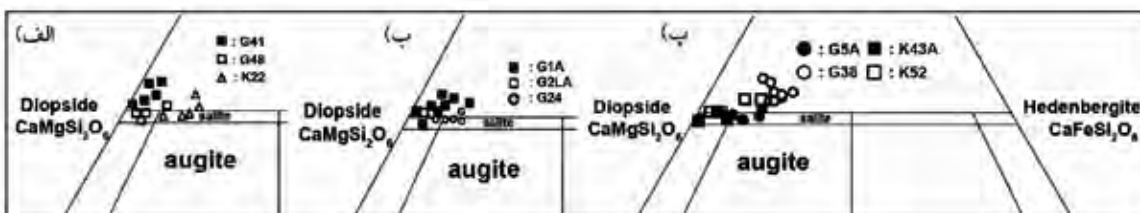
نقاط K52-20,21, 22 مربوط به کلینوپیروکسن سینیت دره مرکزی سارای می‌باشند و تا حدود زیادی یک تبلور تفریقی معمولی را نشان می‌دهند.

جدول ۳ نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مختلف لامپروفیری را نشان می‌دهد. نقاط G2LA8, 9 مربوط به آنالیز یک فنوکریست کلینوپیروکسن در نمونه مینتی می‌باشند. روند تغییرات اکسیدهای  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{FeO}$  یک زونینگ معکوس را نشان می‌دهند، هرچند تغییر ترکیب بین دو نقطه مختلف خیلی زیاد نیست. زونینگ معکوس حاصل تزریق مداوم ماگمای مادر می‌باشد. با توجه به نحوه ژنز مینت‌ها (که هترومورف لئوسیتیت‌ها می‌باشند و در اثر تغییر مقدار بخار آب ماگمای لئوسیتیتی تشکیل شده‌اند و این مسئله نمی‌توانسته یک‌باره روی داده باشد)، رخداد زونینگ معکوس و یا نوسانی در فنوکریست‌های به‌ویژه مافیک سنگ‌های مینتی، به‌طور کامل محتمل و حتی ضروری می‌باشد.

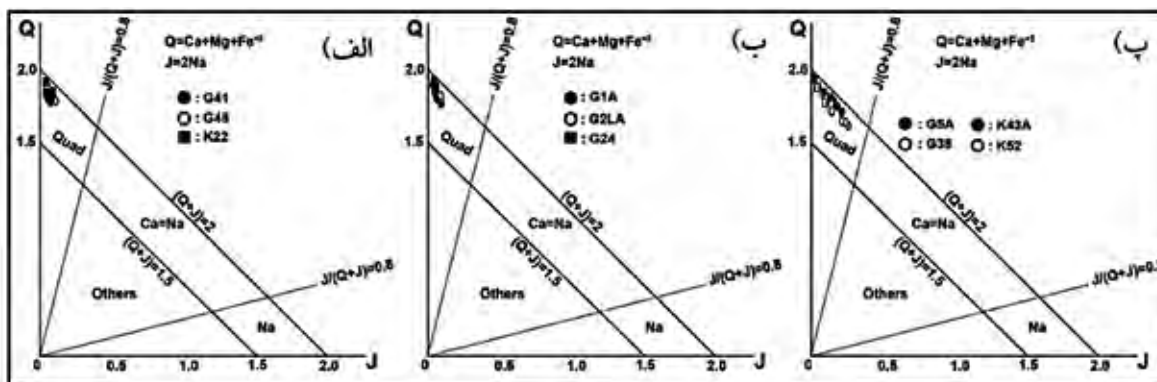
نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به یک فنوکریست کلینوپیروکسن موجود در یک دایک مونشی‌کیتی (نقاط G24-1, 2, 3, 4 and 5) در جدول ۳ ملاحظه می‌شود. مطابق این داده‌ها تغییر ترکیب و روند خاصی در آنها دیده



شکل ۴. بررسی گرافیکی منطقه‌بندی ترکیبی در سه فنوکریست ماگماتیسیم سارای



شکل ۵. نمودار مثلثی En-Wo-Fs و پراکنش نمونه‌های مختلف کلینوپیروکسن بر روی آن



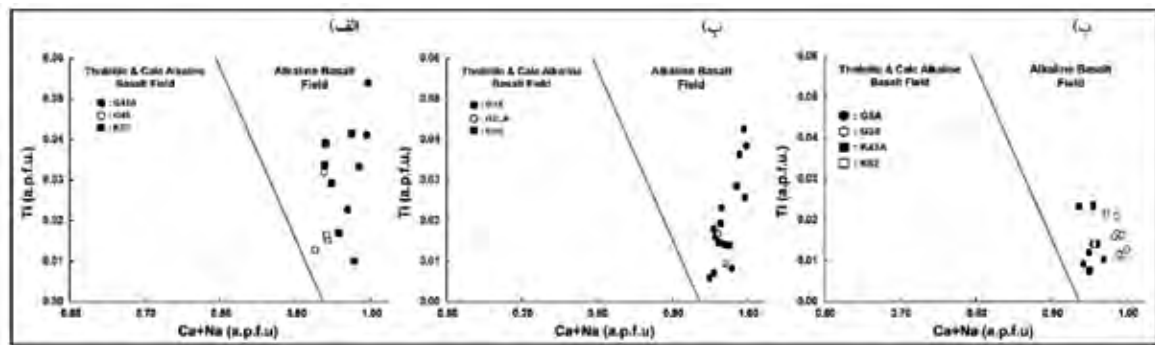
شکل ۶. نمودار Q-J (Morimoto, 1988) و پراکنش کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای در آن

آنالیز شده، متعلق به محدوده بازالت‌های آلکالن می‌باشند (شکل ۷).

**بررسی تغییرات فوگاسیته اکسیژن در کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای**  
از عوامل تعیین‌کننده در روند تحول ماگمایی به‌ویژه تغییر دمای لیکوئیدوس فازهای کانیاپی مختلف و در نتیجه تعیین توالی تبلور کانی‌های مختلف در شرایط گوناگون، فوگاسیته اکسیژن ماگما می‌باشد (Moretti,

**بررسی سری ماگمایی ولکانیسم سارای بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها**

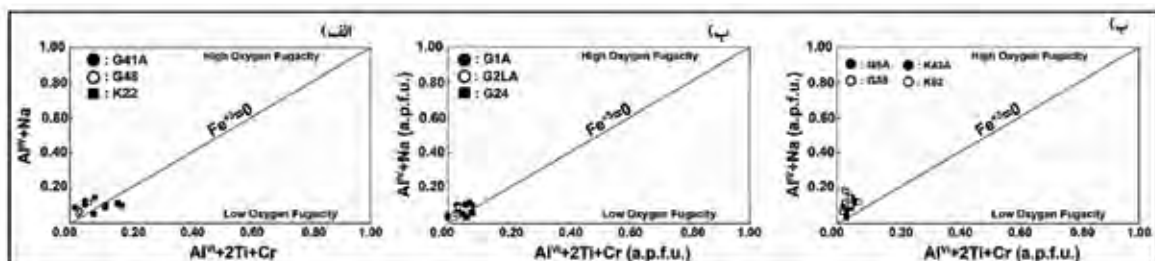
در خصوص تعیین سری ماگمایی با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها، مطالعات مختلفی از جمله Le Base (1962) صورت گرفته است. می‌توان گفت کامل‌ترین مطالعه در این خصوص، توسط (Leterrier et al., 1982) انجام شده است. مطابق نمودار Ti-Ca+Na ارائه شده توسط Leterrier et al. (1982) تمامی نقاط کلینوپیروکسن



شکل ۷. نمودار Ti-Ca+Na برگرفته از (Leterrier et al., 1982) و پراکنش کلینوپیروکسن‌های سارای در آن

از خط  $Fe^{3+}=0$ ، فوگاسیته اکسیژن در این ماگماها بیشتر از بقیه ماگماهاست. می‌توان این‌گونه نتیجه‌گیری کرد که در مقطعی از تکامل ماگماتیسیم سارای، افزایش فوگاسیته اکسیژن سبب رویداد پدیده هترومورفیسیم و تشکیل ماگمای لامپروفیری از ماگمای لئویسیتی شده است. کم بودن حجم لامپروفیرها در آتشفشان سارای می‌تواند دلیلی بر این مسأله باشد که افزایش فوگاسیته اکسیژن هم از لحاظ زمانی در مقطع به نسبت کمی روی داده است و هم افزایش فوگاسیته به میزان به نسبت کمی اتفاق افتاده است. در شکل ۸ نمودارهای الف و ب مشاهده می‌شود که فوگاسیته اکسیژن در کلینوپیروکسن‌های لئویسیتی و مینتی به میزان نسبتاً کمی بالاتر از خط  $Fe^{3+}=0$  قرار می‌گیرند.

تغییر فوگاسیته اکسیژن (2010, France et al., 2005). می‌تواند سبب تغییر کانی‌های تبلور یافته از ماگما شود. در واقع تغییر فوگاسیته اکسیژن عامل اصلی رویداد هترومورفیسیم می‌باشد (Rittman, 1973) که در تحول ولکانیسم سارای نیز بسیار موثر بوده است. برای بررسی و تعیین فوگاسیته اکسیژن در کانی کلینوپیروکسن از نمودار معرفتی  $Al^{VI}+2Ti+Cr-Al^{IV}+Na$  (شکل ۸)، معرفتی شده توسط Schweitzer et al. (1979) استفاده می‌شود. مطابق شکل ۸، کلینوپیروکسن‌های دایک مونشی‌کیتی و دایک فنولیتی در پایین خط  $Fe^{3+}=0$  قرار می‌گیرند ولی در مقطع تشکیل کلینوپیروکسن‌های سایر ترم‌های سنگی، فوگاسیته اکسیژن بالای خط  $Fe^{3+}=0$  قرار می‌گیرند. همچنین با توجه به فاصله بیشتر کلینوپیروکسن‌های تراکیت‌ها و سینیت‌ها



شکل ۸. نمودار مثلثی  $Al^{VI}+2Ti+Cr-Al^{IV}+Na$  (Schweitzer et al., 1979) و پراکنش کلینوپیروکسن‌های سارای در آن

ارتباط ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها با دما و فشار تبلور آنها فرمول‌های تجربی و نمودارهای گرافیکی چندی توسط زمین‌شناسان ارائه شده است (Lindsley, 1983; Kretz, 1994). به مرور روش‌های مبتنی بر تلفیق آمار چندمتغیره و یافته‌های تجربی در زمینه ترموبارومتري کانی‌های مختلف جایگزین روش‌های قبلی می‌شود، اگرچه توسعه فرمول‌های

**بررسی دما و فشار (ترموبارومتري) تشکیل کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای**  
علاوه بر ترکیب شیمیایی ماگما و فوگاسیته اکسیژن، دمای ماگما و فشار حاکم بر حجره ماگمایی، از عوامل اصلی و تعیین‌کننده‌ای است که تعادل فازهای کانیایی را در ماگما کنترل می‌کند (Neave and Putrika, 2017). برای بیان

به صورت روابط ۳ و ۴ تعریف می‌شوند.

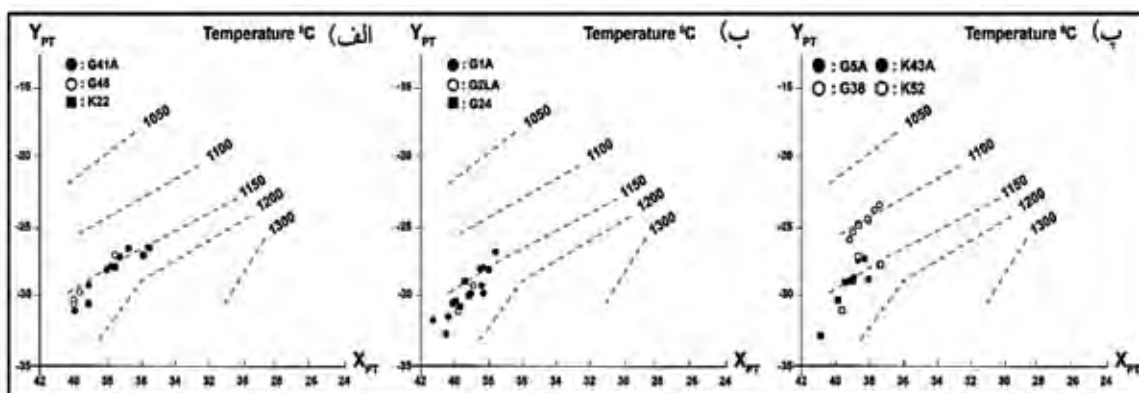
رابطه (۳)

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^* - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

رابطه (۴)

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^* + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

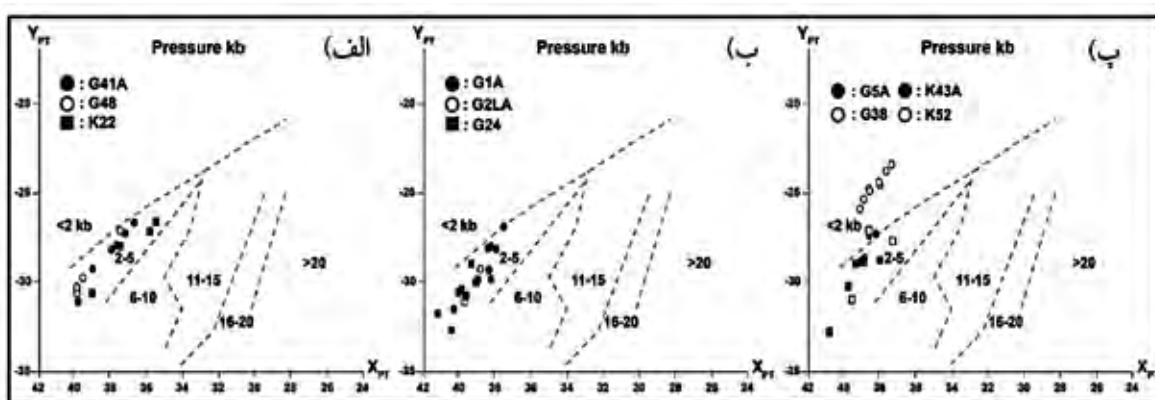
تجربی برای برخی کانی‌ها هنوز هم کاربرد دارد. یکی از دقیق‌ترین و پرکاربردترین روش‌های ترموبارومتري کالینوپيروکسن‌ها که براساس تلفیق روش‌های آمار چندگانه و روابط گرافیکی تجربی می‌باشد، روش (Soesoo, 1997) می‌باشد. وی در مطالعه خود دو تابع XPT و YPT را تعریف کرده و با استفاده از آنها نمودارهای جداگانه‌ای را برای دماسنجی (شکل ۹) و فشارسنجی (شکل ۱۰) طراحی کرده است. دو تابع اشاره شده



شکل ۹. نمودار XPT-YPT به روش (Soesoo, 1997) برای دماسنجی کالینوپيروکسن‌ها و پراکنش کالینوپيروکسن‌های ساری در آن

قرار می‌گیرند. یعنی فشار تبلور تمامی کالینوپيروکسن‌ها حدود دو تا پنج کیلوبار (با توجه به محل قرارگیری نمونه‌ها مابین خطوط، محدوده دقیق‌تر دو تا چهار کیلوبار است) می‌باشد و کالینوپيروکسن‌های تراکیت‌های پلاگ بهرام‌آباد، در فشار کمتر از دو کیلوبار (شاید بسیار کمتر از دو کیلوبار) متبلور شده‌اند.

همان‌طور که در شکل ۹ دیده می‌شود، دمای تبلور کم‌وبیش تمامی کالینوپيروکسن‌ها (به‌جز کالینوپيروکسن‌های نمونه G38) حدود ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد و دمای تشکیل کالینوپيروکسن‌های پلاگ بهرام‌آباد (نمونه G38)، ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. مطابق شکل ۱۰ کم‌وبیش تمامی کالینوپيروکسن‌ها (به‌جز کالینوپيروکسن‌های پلاگ بهرام‌آباد، نمونه G38) در محدوده فشار دو تا پنج کیلوبار



شکل ۱۰. نمودار XPT-YPT به روش (Soesoo, 1997) برای فشارسنجی کالینوپيروکسن‌ها و پراکنش کالینوپيروکسن‌های ساری در آن

### بررسی محیط زمین‌ساختی ولکانیسم سارای بر اساس

#### ترکیب کلینوپیروکسن‌ها

ارتباط ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها با محیط تکتونیکی تشکیل آنها در مطالعات مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است. اولین مطالعات سیستماتیک در این زمینه توسط زمین‌شناسانی چون (Kushiro 1960) و (Le Base 1962) صورت گرفته است. دو مطالعه اخیر به‌طور جداگانه نشان دادند که مقدار عناصر Al و Ti در کلینوپیروکسن‌ها با مقدار سیلیس موجود در ماگما در ارتباط است، به‌طوری‌که مقدار این دو عنصر در ماگمای آکالن بیش از ماگمای تولیتی و در ماگمای پراکالن بیش از ماگمای آکالن می‌باشد. (Verhoogen 1962) نشان داد مقادیر بالای Ti در کلینوپیروکسن‌هایی دیده می‌شود که یا از یک ماگمای تحت اشباع از سیلیس و یا از ماگماهای فقیر از آهن متبلور شده باشند. (Nisbet and Pearce 1977) با جمع‌آوری و بررسی داده‌های منتشرشده از مینرال‌شیمی کلینوپیروکسن‌ها، با کمک از اصول علم آمار چند متغیره، دو تابع F1 و F2 تعریف کرده و نموداری طراحی کرده که در آن ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها براساس محیط‌های تکتونیکی گوناگون، قابل تفکیک هستند (شکل ۱۱). دو تابع F1 و F2 به‌صورت رابطه ۱ و ۲ تعریف می‌شوند.

رابطه (۱)

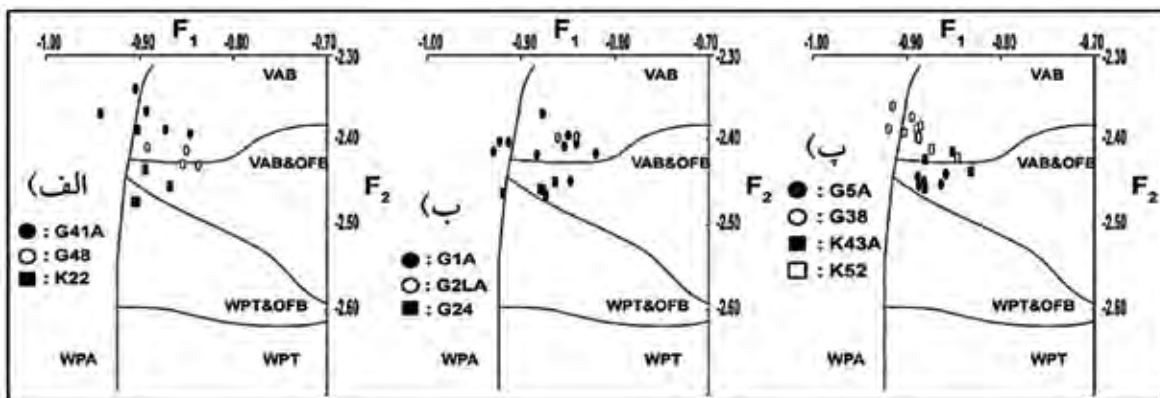
$$F1 = -0.012SiO_2 - 0.0807TiO_2 + 0.0026Al_2O_3 - 0.0012FeO^* - 0.0026MnO + 0.0087MgO - 0.0128CaO - 0.0419Na_2O$$

رابطه (۲)

$$F2 = -0.04692SiO_2 - 0.0818TiO_2 - 0.0212Al_2O_3 - 0.0041FeO^* - 0.1435MnO - 0.0029MgO + 0.0085CaO + 0.0160Na_2O$$

در نمودار (Nisbet and Pearce 1977) چهار محدوده ذیل تعریف می‌شوند: OFB: بازالت‌های کف اقیانوس. VAB: بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی فرورانشی اعم از اقیانوسی و یا حاشیه فعال قاره‌ها. WPT: بازالت‌های تولیتی درون قاره‌ای شامل جزایر اقیانوسی (OI) و یا ریف‌های درون قاره‌ای. WPA: بازالت‌های آکالن درون قاره‌ای.

مطابق شکل ۱۱، اغلب کلینوپیروکسن‌های ولکانیسم سارای در محدوده‌های بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی و بازالت‌های کف اقیانوس قرار می‌گیرند. این یافته با نتایج مطالعات پیشین مانند (Moayyed et al. 2008) سازگار است. طبق این مطالعه و سایر مطالعات صورت گرفته، گوشته مولد ماگماتیسم سارای، یک گوشته متاسوماتیزه در اثر فرورانش می‌باشد که یکی از عوامل اصلی در متاسوماتیزه کردن گوشته، صفحه اقیانوسی فرورو (OFB) می‌باشد که در نتیجه اثر آن بایستی در محصولات ماگما (کانی‌های تبلور یافته از آن) نیز مشاهده شود. از طرفی برخی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آکالن درون صفحه‌ای (WPA) قرار می‌گیرند که ممکن است نتیجه اضافه شدن عناصر آکالن موجود در رسوبات واقع بر پوسته اقیانوسی فرورو، بر ترکیب گوشته لیتوسفریک باشد.



شکل ۱۱. نمودار F1-F2 برگرفته از (Nisbet and Pearce 1977) و پراکنش کلینوپیروکسن‌های آتشفشان سارای در آن

## نتیجه‌گیری

سنگی آتشفشان سارای، در شرایط یکسان از لحاظ ژئوشیمیایی، دمایی و فشاری تشکیل شده‌اند. در صورتی که کلینوپیروکسن‌ها در حجره‌های ماگمایی متفاوت با ترکیب لئوسیتیتی، لامپروفیری و سینیتی متبلور شده باشند، بسیار بعید به نظر می‌رسد تا به این اندازه از لحاظ ویژگی‌های گوناگون شبیه به یکدیگر باشند. ضمن این که امکان وقوع یک مخزن ماگمایی با ترکیب سینیتی با دمای بالای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود سه یا چهار کیلوبار، غیرممکن می‌باشد. توجیه منطقی این‌طور می‌تواند بیان شود که کلیه کلینوپیروکسن‌ها (حتی نمونه‌های G38) در درون ماگمای لئوسیتیتی تشکیل شده‌اند. اکثریت آنها در شرایط فشاری دو الی پنج کیلوبار متبلور شده‌اند و معدودی از آنها در شرایط فشاری حدود دو کیلوبار و حتی کمی کمتر، تشکیل شده‌اند. در واقع در حجره‌های ماگمایی با ترکیب تفریق‌یافته‌تر، کانی کلینوپیروکسن تشکیل نشده است. البته احتمال تشکیل کانی کلینوپیروکسن در حجره ماگمایی مینتی حداقل به صورت تئوریک هم وجود دارد ولی چون حجم لامپروفیرها در آتشفشان سارای بسیار کم می‌باشد، در اصل باید حجم مخزن ماگمای مینتی نیز کوچک باشد و در چنین شرایطی امکان تشکیل کلینوپیروکسن بعید است.

## منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶.
- زمانی، ر.، امامی، م.، و وثوقی عابدینی، م. و کریم‌زاده ثمرین، ع.، ۱۳۹۴. مطالعه شیمی بلور و منطقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی آلکالن شمال غرب مشکین‌شهر، ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۹(۳۳)، ۳۱-۴۴.
- امرایی، ع.، زارعی سهامیه، ر.، موید، م.، احمدی خلجی، ا. و عظیم‌زاده، ا.، ۱۳۹۷. بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن در بازالت‌های پشتاسر حوضه رسوبی مغان (شمال غرب ایران). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲(۴۸)، ۲۵-۳۷.
- نعمتی، ر.، کنعانیان، ع.، مکی‌زاده، م. ع. و تقی‌پور، ص.، ۱۳۹۷. شیمی کانی کلینوپیروکس در ارزیابی دما-فشار و ژنز بازالت‌های متاسوماتیسمی سازند هرمز

در مجموع مشاهده می‌شود دمای تبلور کم‌وبیش تمامی کلینوپیروکسن‌ها (به جز کلینوپیروکسن‌های نمونه G38) کم‌وبیش یکسان (حدود ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشد. در رابطه با فشار تبلور به جز فشار تبلور نمونه‌های G38، فشار تبلور بقیه نمونه‌ها کم‌ابیش یکسان می‌باشد (دو الی پنج کیلوبار) و فشار تبلور نمونه‌های G38 کمتر از بقیه نمونه‌هاست. به بیان دیگر دما و فشار تبلور کم‌وبیش تمامی نمونه‌های کلینوپیروکسن (به جز کلینوپیروکسن‌های پلاگ تراکیتی بهرام‌آباد، نمونه G38) کم‌ابیش یکسان می‌باشد. دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های پلاگ تراکیتی بهرام‌آباد تفاوت چندانی با دمای تبلور بقیه کلینوپیروکسن‌ها ندارد (حدود ۵۰ درجه سانتی‌گراد) ولی فشار تبلور آنها تفاوت به نسبت قابل توجهی (حدود سه کیلوبار) با سایر کلینوپیروکسن‌ها دارد. از طرفی بازه تغییرات شیمیایی کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده، به نسبت کوچک می‌باشد و همگی کلینوپیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید، سالییت و فاسائیت (گستره مجاور دیوپسید-سالییت) قرار می‌گیرند. البته ملاحظه می‌شود که کلینوپیروکسن‌های نمونه G38 بیشترین عضو انتهایی ولاستونیتی را نسبت به بقیه کلینوپیروکسن‌ها دارند و ترکیب یکنواخت‌تری دارند. بنابراین شاید بتوان با کمی آسان‌گیری از این لحاظ کلینوپیروکسن‌های نمونه G38 بقیه کلینوپیروکسن‌ها هم جدا کرد.

کلینوپیروکسن‌های موجود در این تراکیت‌ها، حدود ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند در حالی که در سنگ‌های لئوسیتیتی یا لامپروفیرها، حجم کلینوپیروکسن در آنها تا ۵۰ درصد نیز می‌رسد و یا سایر سنگ‌های تراکیتی و سینیتی که کلینوپیروکسن‌ها حدود ۲۵ درصد حجم آنها را تشکیل می‌دهد. همچنین کلینوپیروکسن‌ها در تراکیت پلاگ بهرام‌آباد، اغلب حدود نیم میلی‌متر طول دارند، یعنی در مخزن ماگمایی زمان و شرایط لازم برای تشکیل فنوکریست‌های بزرگ کلینوپیروکسن مهیا نشده است. از مجموع موارد اشاره شده می‌توان نتیجه گرفت به استثناء کلینوپیروکسن‌های تراکیت پلاگ بهرام‌آباد، بقیه کلینوپیروکسن‌های موجود در گروه‌های مختلف

- Lindsley, I., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68, 477-493.
- Moayyed, M., Moazzen, M., Calagari, A.A., Jahangiri, A. and Modjarrad, M., 2008. Geochemistry and petrogenesis of Lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implication for deep mantle metasomatism. *Chemie der Erde Geochemistry*, 68, 141-154.
- Moghadam, Sh.H., Ghorbani, G.H., Zaki Khedr, M., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgaud, A. and Arai, A., 2014. Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian High Plateau. *Gondwana Research*, 26, 1028-1050.
- Moine vaziri, H., Khalili-marandi, S.H. and Brousse, R., 1991. Importance d'un Volcanisme potassique, au Miocene Superier en Azerbaidjan (Iran); C.R. Academy of Sciences, Paris, 313, 1603-1610.
- Moradian-Shahrbabaky, A., 2007. Geological Setting and Geochronology of some alkali and calc-alkalic rocks in Western (Saray peninsula) and central (Soruk) Urmieh-Dokhtar Volcanic Belt, Iran, *Earth and Life*, 2, 6-24.
- Moretti, R., 2005. Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modeling of silicate melts. *Annals of Geophysics*, 48, 583-603.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39, 55-76.
- Neave, D.A. and Putirka, K.D., 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*, 102, 777-794.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 61, 1-12.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H. and Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics classification, constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24, 81-134.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 340-346.
- Gupta, A.K., 2015. Origin of Potassium-rich Silica-deficient Igneous Rocks. Springer, 536.
- Kretz, R., 1994. *Metamorphic Crystallization*. John Wiley and Sons. Chichester and New York, 530.
- Kushiro, I., 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *American Journal of Science*, 258, 548-554.
- Le Base, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their Parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288.
- Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press. 256 p.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.

alogy and Petrology, 63, 149-160.

- Rittman, A., 1973. Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks, a Method of Calculation. Springer, Mineralogy, 262.

- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deepsea basalts. American Mineralogist, 64, 501-513.

- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical

coordinates for the crystallisation PT-estimations. Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen), 119, 55-60.

- Verhoogen, J., 1962. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. American Journal of Science, 260, 211-220.

- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.





# رفتار هیدرودینامیکی سازند آهکی سورمه در جریان ورودی آب به تونل نوسود در گستره دره زیمکان، کرمانشاه

حمیدرضا ناصری<sup>۱</sup>، نرگس بیات<sup>۲\*</sup> و جواد عزتی فیض<sup>۳</sup>

۱. استاد گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۲. دانشجوی دکتری آب‌های زیرزمینی، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۳. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آب‌شناسی، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۵/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۰۷

## چکیده

کنترل آب‌های زیرزمینی مسئله مهمی در طی حفاری‌های زیرزمینی در سنگ‌های درزه‌دار است. نبود کنترل آب‌های زیرزمینی می‌تواند باعث تأخیر در حفاری‌های زیرزمینی و افزایش هزینه‌ها شود. در این پژوهش اطلاعات مربوط به آب نفوذی به تونل نوسود در دره زیمکان با تحلیل منحنی فرود دبی خروجی به‌منظور تعیین ویژگی‌های سیستم کارستی سازند سورمه در آبخوان زیمکان استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهند که رفتار منحنی فرود جریان خروجی تونل مشابه با تخلیه چشمه‌های کارستی با سیستم مجرای غالب است. شیب منحنی فرود در هفت روز ابتدایی زیاد و برابر ۰/۰۴۱ بوده است، ولی به‌مرور زمان و پیشرفت حفاری و افت ۴۱ متری سطح آب در آبخوان کارستی سازند سورمه، شیب منحنی فرود کم و شبیه به تخلیه سیستم افشان محیط کارستی شده است. در نمودار فرود دبی تونل نوسود هر سه سیستم تخلخل مجرای، شکستگی و زمینه به ترتیب با زمان‌های هفت، ۴۸ و ۸۷ روز به‌خوبی قابل تفکیک است. با توجه به شباهت تغییرات جریان خروجی تونل با تغییرات دبی چشمه‌های کارستی، از هیدروگراف آب نفوذی به تونل می‌توان به‌عنوان تخلیه در زیر تراز سطح اساس سیستم هیدرولوژیک کارست برای برآورد ذخیره دینامیک بخش بالایی مخزن کارست (بالا تر از تراز تونل) استفاده کرد.

واژه‌های کلیدی: آبخوان کارستی، تونل انتقال آب نوسود، جریان مجرای، منحنی فرود.

## مقدمه

ناصری و همکاران (۱۳۹۷) با ارزیابی جریان‌های مقطعی آب زیرزمینی با دبی بالا در ۱۷/۴ کیلومتر ابتدایی قطعه دوم تونل نوسود نتیجه گرفتند، حجم زیادی از جریان آب ورودی به تونل به‌صورت متمرکز از درزه‌ها و یا پهنه‌های گسله و خرد شده صورت می‌گیرد. ساختارهای زمین‌شناسی همانند گسل‌ها و شکستگی‌های باز معابر مناسبی را برای ورود آب فراهم کرده‌اند. بنابراین ارزیابی جریان، بر اساس ویژگی‌های

ورود آب‌های زیرزمینی به تونل‌ها می‌تواند دارای خطر بالقوه باشد و همچنین یکی از عوامل مؤثر در کاهش سرعت حفاری تونل است (Li et al., 2009). برآورد مناسب از میزان جریان ورودی به تونل در انتخاب تراز تونل، تزریق، نصب پوشش، برنامه زمان‌بندی و برآورد هزینه حفاری اهمیت زیادی دارد (Fernandez and Moon, 2010).

\* نویسنده مرتبط: Nbayat87@yahoo.com

منابع آب، کارست به‌طور روزافزون مورد توجه قرار دارد. از جمله این مطالعات، شناخت ویژگی‌های کارست براساس، شاخص‌های هیدروگرافی چشمه‌ها است، پژوهشگرانی همچون (Komac, Atkinson (1997)، (1993)، (2006) Mudry، (1993) Bonacci، و (1990) Korkmaz به این موضوع پرداخته‌اند. بیشتر این مطالعات که دارای تحلیل هیدروژئولوژیک می‌باشند به‌نوعی دنباله‌رو مدل هیدروتکنیکی مایلت (Maillet, 1905) هستند.

در مرداد ماه ۱۳۹۴ با برخورد متنه TBM به مجرای کارستی سازند سورمه در هنگام حفاری تونل نوسود، هجوم آب به تونل با دبی اولیه حدود ۴/۷ متر مکعب در ثانیه رخ داد. به‌مرور زمان دبی آب خروجی از تونل با افت سطح آب در حریم تونل کاهش یافت به‌طوری‌که در خرداد ماه ۱۳۹۵ دبی خروجی از تونل به ۱/۳ متر مکعب در ثانیه رسید.

هدف اصلی این پژوهش بررسی متغیرهای کلیدی در ورود آب به قطعه دوم تونل زاگرس می‌باشد که موجب هجوم جریان ناگهانی به داخل تونل شده است. به این منظور ابتدا ضرایب تخلیه با استفاده از منحنی فرود تعیین شد. سپس نمودار گل‌سرخ‌ی درزه‌های برداشت شده صحرایی در دره زیمکان با نمودار گل‌سرخ‌ی خطواره‌های استخراج شده حاصل از تصاویر ماهواره‌ای مقایسه شده‌اند. همچنین دبی در ماه‌های مختلف حفاری مورد بررسی قرار گرفت. حداکثر دبی ۴۱۵۶/۳۹ لیتر در ثانیه در مترائ ۱۸۹۰۰ می‌باشد (مهندسین مشاور ایمن‌سازان، ۱۳۹۴، الف) که کانال‌های کارستی و گسل‌ها عامل اصلی هدایت‌کننده آب زیرزمینی می‌باشند. دبی آب ورودی به قطعه دوم تونل زاگرس توسط متغیرهای مختلفی کنترل می‌شود و پیچیدگی‌های زیادی را به همراه داشته است.

## موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به گستره مورد مطالعه

گستره مورد نظر از نظر تقسیمات کشوری در شمال غربی استان کرمانشاه و در نزدیکی مرز ایران و عراق واقع شده است. گستره بیشتر کوهستانی و در شمال غرب کرمانشاه و باختر پناه در ناحیه مرزی قرار دارد. راه اصلی

ساختارهای زمین‌شناسی نسبت به روش‌های تحلیلی و تجربی مناسب‌تر است (Zarei et al., 2011).

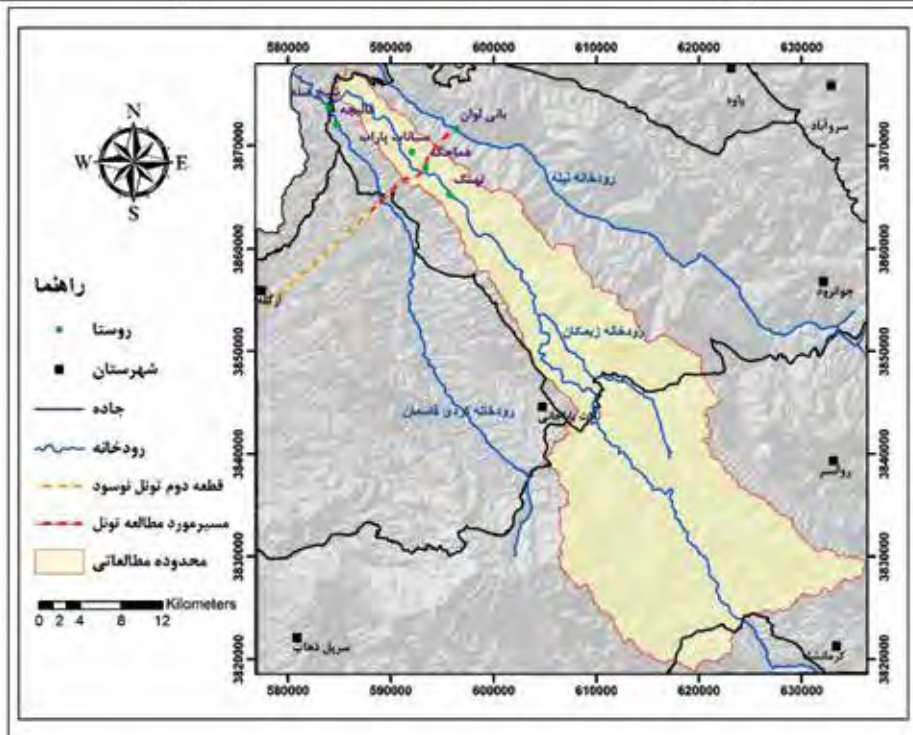
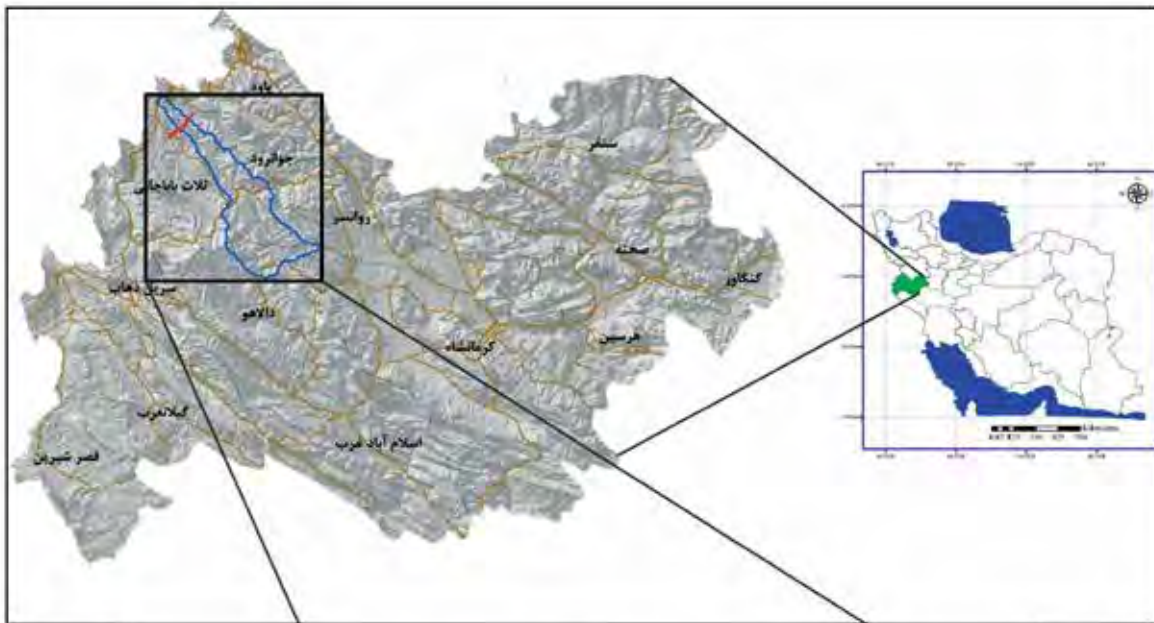
پیش‌بینی آب ورودی به تونل در مناطق کارستی پیچیدگی‌های زیادی دارد و شامل مسائل هیدروژئولوژی، زمین‌شناسی مهندسی، تکنولوژی ساخت و مکانیک سنگ است (Li and Li, 2014). رویه‌های فعلی برای تخمین آب ورودی به تونل با استفاده از روش‌های تحلیلی و تجربی است و شامل فرضیات ساده‌کننده محیط متخلخل همگن و ایزوتروپ اطراف تونل که جریان را به‌صورت خطی فرض می‌کند، است. اما در کارست بیشتر جریان به‌صورت آشفته و غیرخطی است (Zhang and Chen, 1988). شناخت تقاطع شکستگی‌ها در مطالعات کارست به سبب تمرکز جریان آب‌زیرزمینی در محل تقاطع اهمیت دارد، زیرا در محل تلاقی نفوذ بیشتر می‌شود و به همراه آن کارست بیشتر توسعه می‌یابد. اغلب فروچاله‌ها و حفرات کارستی، در پهنه‌های کارستی به این صورت تشکیل می‌شوند.

ارزیابی روش‌های تحلیلی و تجربی در برآورد آب ورودی به قطعه دوم تونل زاگرس نشان داد، این روش‌ها در پهنه‌های کارستی از دقت لازم برخوردار نیستند (بیات، ۱۳۹۴) و می‌توانند موجب تأخیر در حفاری و افزایش هزینه شوند. حفاری تونل‌ها در پهنه‌های کارستی و آبدار با مجاری و کانال‌های زیرزمینی، با مشکل هجوم ناگهانی آب زیاد به داخل تونل در هنگام حفاری روبرو می‌باشند. برخورد به لایه‌های کارستی در هنگام حفاری باعث به وجود آمدن مشکلات پیش‌بینی نشده، غرقاب شدن تونل، وارد شدن خسارت به تجهیزات ساخت تونل و کارکنان، کند شدن روند حفر تونل و در نهایت توقف عملیات اجرایی می‌شود. تونل‌های انتقال آب کوه‌رنگ (Foladgar, 2003-Zarei et

al., 2012) و سبزه‌کوه در استان چهارمحال و بختیاری و تونل نوسود در استان کرمانشاه (Shahriar et al., 2008) نمونه‌هایی از تونل‌های درگیر با مشکلات سازندهای کارستی در ایران می‌باشند. از این‌رو بررسی کارست در مسیر تونل‌ها از جمله مسائلی است که باید برای آن اهمیت ویژه‌ای قائل شد. در چند دهه اخیر به علت پدید آمدن مشکلات کم‌آبی و ارتباط پدیده‌های کارستی با مسائل

واقع شده است. خروجی آن در مختصات جغرافیایی طول شرقی "۱۱°۵۱'۳۴" و عرض شمالی "۴۹°۵۲'۴۵" واقع شده است و در فاصله تقریبی ۳۰۰ متری شمال غرب روستای بانلیوان قرار دارد.

برای دسترسی به گستره مورد مطالعه، راه آسفالتی کردی قاسمان به هماغه است که در بخشی از مسیر به صورت خاکی ادامه می‌یابد (شکل ۱). ورودی تونل نوسود در مختصات طول شرقی "۱۰°۴۶'۳۴" و عرض شمالی "۳۰°۱۰'۴۵" که در فاصله تقریبی دو کیلومتری جنوب شرقی بخش ازگله

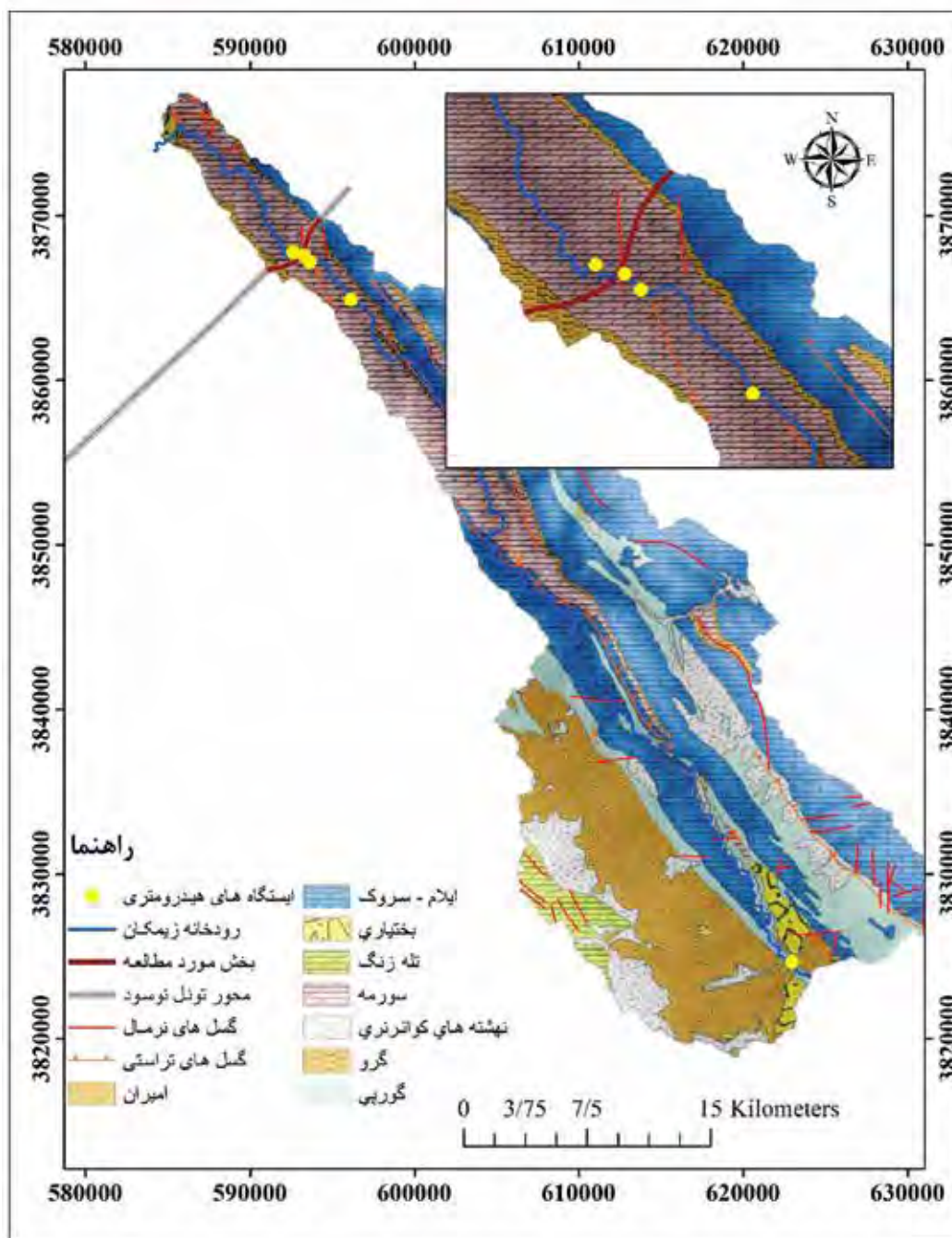


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی قطعه دوم تونل نوسود

### زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

مارنی متوسط لایه تا نازک لایه که گاهی با میان لایه‌هایی از تبخیری‌ها (انیدریت) و شیل سازند نیریز همراه است که مشخص‌ترین واحد سنگی در گستره مورد مطالعه است (آقانباتی، ۱۳۸۳). واحدهای آهکی ژوراسیک شامل سازند آهکی سورمه، شیل‌های گورپی، آهک ایلام، آهک‌رسی نازک لایه و شیل‌های گرو دیگر واحدهای سنگی در مسیر تونل می‌باشند (شکل ۲).

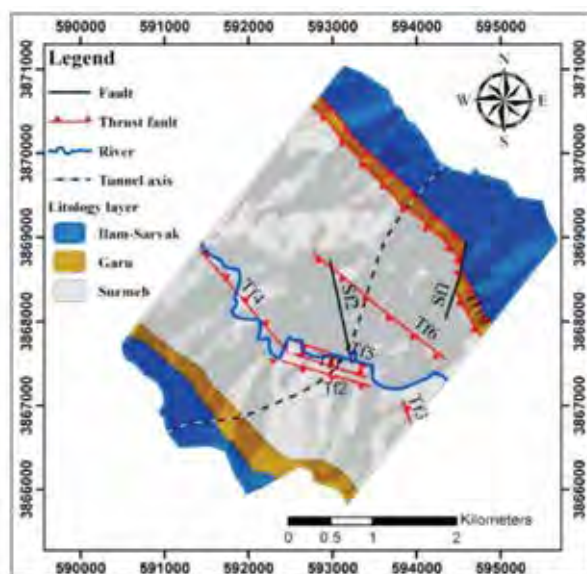
سازندهای زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه شامل واحدهای سنگی دوران دوم و سوم و رسوبات کواترنری هستند. دولومیت با میان لایه‌های آهک مارنی و شیلی و برش‌های توده‌ای سازند خانه‌کت، قدیمی‌ترین واحد سنگی واحد رخنمون یافته در گستره مورد مطالعه است و در هسته تاقدیس زیرمکان رخنمون دارد. سنگ مارن و آهک



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه (سازمان زمین‌شناسی کشور ۱۳۸۶، شرکت ملی نفت ایران ۱۳۸۸)

کمتری برخوردارند. با بررسی‌های ساختاری و پیمایش‌های انجام شده توسط موسسه ایمن‌سازان، ۱۲ پهنه گسلی برداشت شده و دو پهنه گسلی امتدادلغز و ۱۰ پهنه گسلی به صورت راندگی است. شناسایی گسل‌ها با برداشت‌های دقیق سطحی انجام شده است که برخی دارای شواهد مستقیم و برخی با شواهد غیرمستقیم تشخیص داده شده‌اند. برخی گسل‌ها نیز با داده‌های زیرسطحی از جمله داده‌های حاصل از گمانه‌ها ژرف‌نگری شده‌اند. البته لازم به ذکر است برخی از این راندگی‌ها در نزدیکی محور تونل هستند و در نیمرخ تونل نشان داده نشده‌اند (شکل‌های ۳ تا ۵).

گستره مورد مطالعه تحت تأثیر حرکات تکتونیکی جوان کوهزاد زاگرس، گسل خوردگی و چین‌خوردگی پیدا کرده است. سطح محوری تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها اغلب قائم و امتداد آن‌ها شمال غرب به جنوب شرق است. شدت چین‌خوردگی در گستره قطعه دوم تونل زاگرس کمتر از گستره قطعه اول است. علت آن قرار گرفتن قطعه اول در پهنه زاگرس مرتفع می‌باشد که گسل‌های فشاری معکوس زیادی در آن ایجاد شده است. گستره مورد مطالعه تحت تأثیر گسلش راندگی و امتدادلغز متعدد قرار دارد. بیشتر گسل‌های واقع در مسیر تونل، گسل‌های معکوس می‌باشند و شیبی به سمت شمال شرق دارند. گسل‌های امتدادلغز از فراوانی



شکل ۳. موقعیت ساختارهای گستره محور تونل. (الف) مهندسین مشاور ایمن‌سازان ۱۳۹۴، (ب) مهندسین مشاور ایمن‌سازان ۱۳۹۴

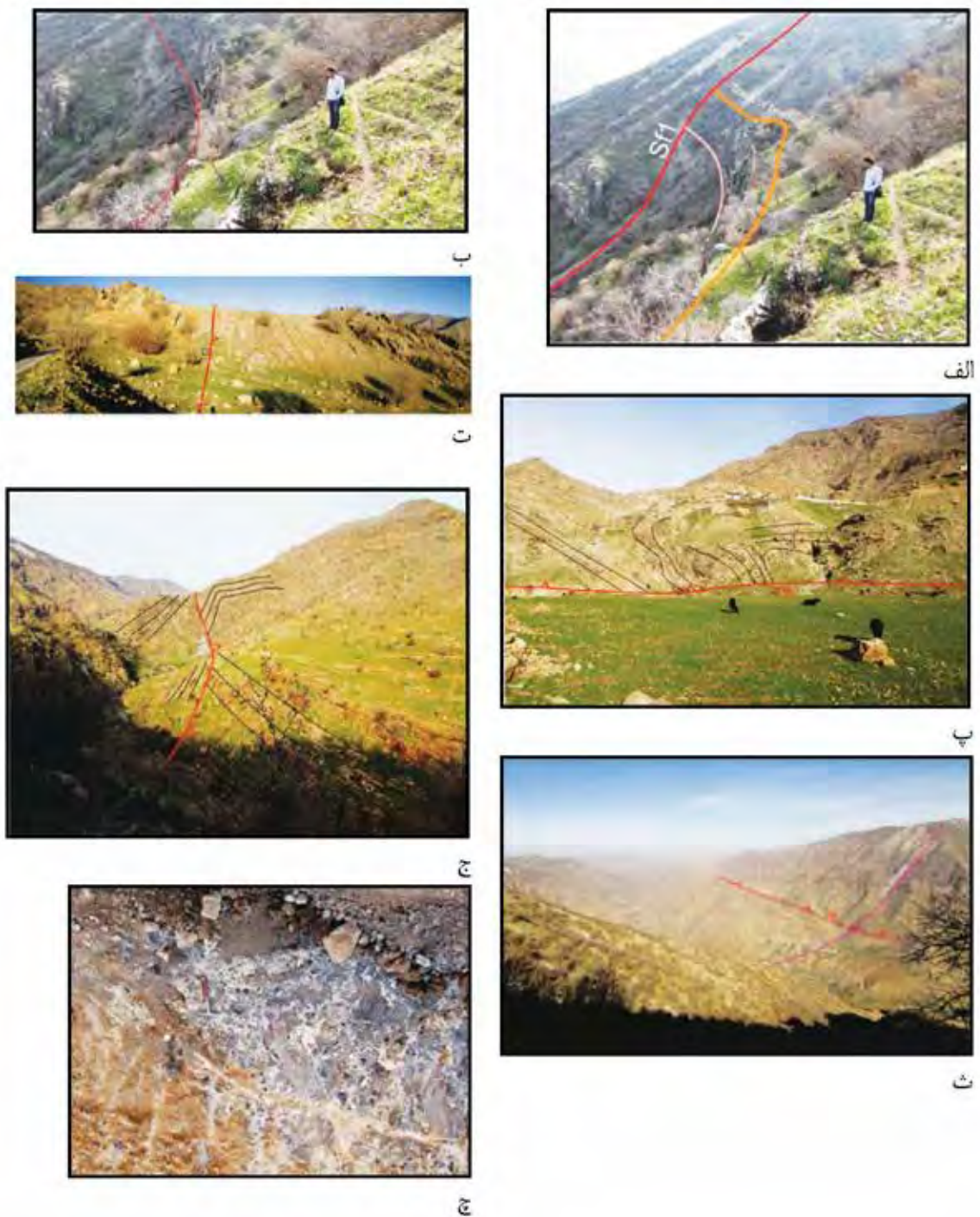
(Ramsay and Huber, 1987).

### هیدروژئولوژی گستره مورد مطالعه

آهک سازند ایلام و همچنین دولومیت‌های سازند سورمه در تاقدیس زیمکان با داشتن درز و شکاف‌های فراوان و وجود لایه شیل آهکی در زیر آن‌ها، بستر مناسبی را برای تشکیل آبخوان فراهم کرده‌اند. آبخوان‌های کارستی گستره مورد مطالعه در سازندهای کربناته ایلام-سروک با مساحت ۹۲/۱۵۳ کیلومتر مربع و سورمه با مساحت ۲۳۹/۵۴ کیلومتر مربع تشکیل شده‌اند.

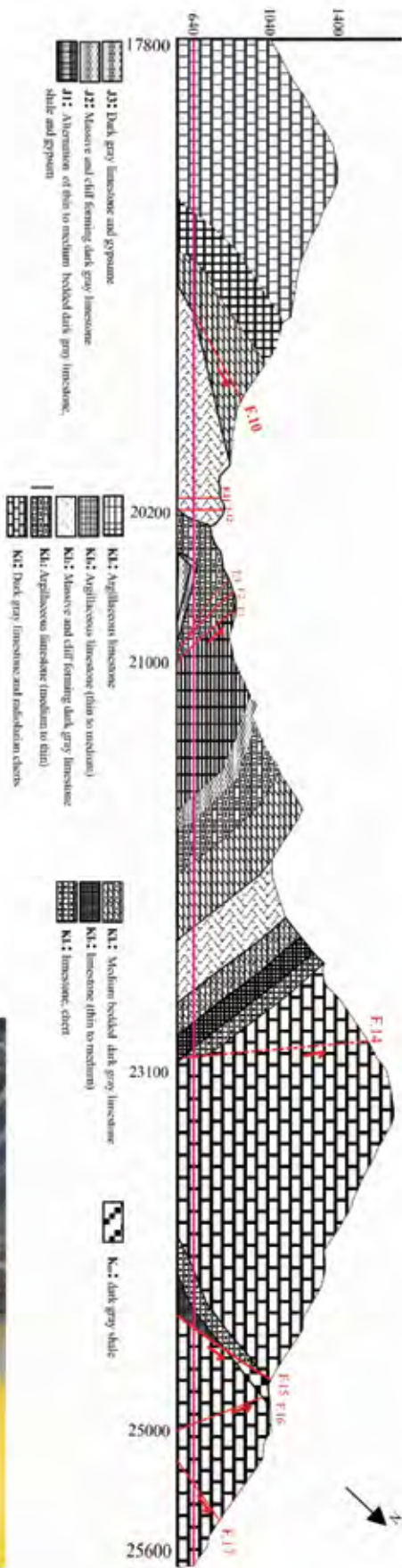
شاید یکی دیگر از ساختارها در گستره مورد مطالعه که باعث هجوم جریان آب به داخل تونل شده است، تشکیل سدل ریف<sup>۱</sup> می‌باشد. این ساختار شاید در تاقدیس زیمکان در فاصله بین ۲۰۲۰۰ تا ۲۱۰۰۰ وجود دارد و باعث ورود حجم زیادی از آب به داخل تونل شده است (شکل ۶). دو مکانیسم چین‌خوردگی مختلف برای دو سنگ با ویژگی‌های مکانیکی مختلف باعث ایجاد این ساختار می‌شود. در این حالت لایه بالایی با سازوکار جناغی و لایه پایینی به صورت مدور چین می‌خورد و باعث ایجاد یک فضای خالی می‌شود که معبر مناسبی برای جریان آب زیرزمینی را فراهم می‌کند. به این فضاهای خالی سدل ریف گفته می‌شود

1. Saddle reef

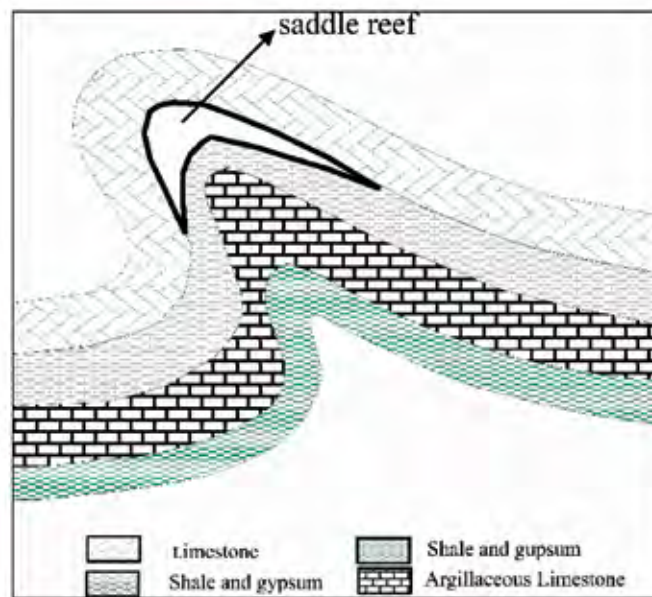


شکل ۴. الف) قطع شدگی امتدادی لایه‌ها پس از برخورد به پهنه گسلی SF1 (دید به سمت شرق)، ب) موقعیت راندگی TF2 (دید به سمت شمال غرب)، پ) موقعیت راندگی TF5 در جنوب روستای هماجگه (دید به سمت شرق)، ت) راندگی TF3 در فاصله حدود ۲ کیلومتری خاور محور تونل (باعث راندگی بخش‌های زیرین این واحد بر روی بخش‌های بالایی)، (دید به سمت جنوب شرق)، ث) موقعیت راندگی TF6 در شمال روستای هماجگه در مسیر تونل (دید به سمت شمال شرق)، ج) موقعیت راندگی TF5 در مجاور رودخانه زیمکان (دید به سمت شمال شرق)، چ) پهنه خرد شده راندگی (مهندسین مشاور ایمن‌سازان، ۱۳۹۴-الف، مهندسین مشاور ایمن‌سازان، ۱۳۹۴-ب، مهندسین مشاور پارس کانه کیش، ۱۳۸۵)

شکل ۵. مقطع تونل نوسود در گستره تاق‌بند زیمکان (الف- مهندسین مشاور ایمن‌سازان، ۱۳۹۴، مهندسین مشاور ایمن‌سازان، ۱۳۹۴؛ ب- مهندسین مشاور لا، ۱۳۸۳) و آب ورودی به تونل







شکل ۶. شکل شماتیک سدل ریف

## روش مطالعه

بررسی داده‌های ایستگاه‌های هیدرومتری بالادست و پایین‌دست تونل نشان می‌دهد، بین رودخانه زیمکان و تونل نوسود ارتباط هیدرولیکی وجود دارد. زیرا میزان دبی آب رودخانه قبل و بعد از محور تونل به میزان ۰/۱ متر مکعب در ثانیه کاهش می‌یابد (جدول ۱) و حاکی از تغذیه آبخوان توسط رودخانه است. بنابراین زمانی که حفاری تونل در موقعیت زیر رودخانه قرار می‌گیرد، جریان ورودی به تونل جدول ۱. دبی اندازه‌گیری شده رودخانه زیمکان برحسب لیتر بر ثانیه (مهندسین مشاور ایمن‌سازان، ۱۳۹۴-الف، مهندسین مشاور ایمن‌سازان، ۱۳۹۴-ب)

تاریخ اندازه‌گیری	ایستگاه هیدرومتری رودخانه زیمکان				
	شاه‌گذر	D	C	B	A
۹۴ خرداد	۳۵۰	۵۵۰	۵۱۶	۵۰۷	۴۱۱
۹۴ تیر	۳۴۵	۵۴۰	۵۱۰	۴۹۰	۳۸۰
۹۴ مرداد	۳۴۵	۵۴۲	۵۱۱	۴۹۵	۳۸۰
۹۴ شهریور	۳۱۰	۵۰۰	۴۷۵	۴۵۵	۳۵۴
۹۴ مهر	۳۰۵	۴۹۴	۴۷۹	۴۶۰	۳۵۰
۹۴ آبان	۹۰۰	۱۱۰۰	۱۰۸۰	۱۰۵۹	۹۵۰
۹۴ آذر	۷۵۰	۹۴۵	۹۲۰	۸۹۸	۷۸۰
۹۴ دی	۷۴۰	۹۴۲	۹۱۲	۸۹۰	۷۷۵
۹۴ بهمن	۷۴۰	۹۴۰	۹۱۰	۸۹۱	۷۷۴
۹۴ اسفند	۷۵۰	۹۶۰	۹۳۲	۹۰۵	۷۸۲
۹۵ فروردین	۸۶۰	۱۰۴۰	۱۰۱۵	۱۰۰۸	۸۹۵
۹۵ اردیبهشت	۷۴۰	۹۴۰	۹۰۵	۸۹۰	۷۸۱

آب ورودی به تونل، ضرایب فرود و تعیین سهم انواع تخلخل در تخلیه آب در سیستم پرداخته شده است. مناسبترین زمان برای تجزیه و تحلیل منحنی فرود گستره هیدروگراف آب خروجی تونل، پس از باران‌های بهاری که ورودی سطحی به سیستم در عمل صفر است. در حقیقت در این زمان آبخوان در مرحله تخلیه مداوم است و این تخلیه به‌وسیله آبدهی تعیین شده است. برای برآورد و تحلیل میزان ضریب فرود از دو روش خط برازش منحنی فرود چشمه‌ها به‌صورت توانی از عدد نپرین (e) در نمودار فرود و فرمول تجربی مایلت (Maillet, 1905) استفاده شده است. بر اساس مبانی نظری و معادله‌ای که مایلت برای منحنی پسروری در یک دوره خشک به کار گرفت، می‌توان به اطلاعات و داده‌های کمی مربوط به توانایی تخلیه آبخوان گستره دست یافت. معادله‌ای که به بررسی ضریب تخلیه  $\alpha$  می‌پردازد، از طریق زاویه تانژانت بین خط مستقیم و محور افقی بیان می‌شود. ضریب تخلیه نتیجه ویژگی‌های هیدروژئولوژیک گستره کارستی (فضاهای خالی مؤثر و قابلیت انتقال آبخوان) و شاخص توانایی تخلیه آبخوان است. طبق رابطه ۱ می‌توان ضریب تخلیه را محاسبه کرد:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad \text{رابطه ۱}$$

در این رابطه،  $Q_t$  دبی در زمان  $t$  برحسب متر مکعب بر ثانیه،  $Q_0$  دبی در زمان  $t_0$  برحسب متر مکعب بر ثانیه،  $\alpha$  ضریب تخلیه تونل و  $t$  زمان بر حسب روز است.

نمودار شکل ۷ تغییرات دبی تونل نوسود و تراز سطح آب گمانه در دره زیمکان در سال آبی ۱۳۹۴ را نشان می‌دهد.

نمودار مربوط به منحنی فرود دبی تونل به‌گونه‌ای که محور افقی آن زمان بر حسب روز و محور عمودی دبی تونل بر حسب مترمکعب بر ثانیه با مقیاس نیمه لگاریتمی است. با تحلیل نمودار فروکش آبدهی تونل در طول دوره خشک، سه ضریب تخلیه را می‌توان مشخص کرد. به عبارتی هر یک از این ضریب‌ها، نمایانگر یک رژیم تخلیه می‌باشند. حجم ذخیره دینامیکی نیز به‌عنوان عاملی که نتیجه شرایط خاص زمین‌شناسی و بازخوردی از توسعه کارستی یک گستره است، از طریق رابطه ۲ به دست می‌آید:

$$V = 86400 (Q_{01}/\alpha_1 + Q_{02}/\alpha_2 + Q_{03}/\alpha_3) \quad \text{رابطه ۲}$$

انتقال کانال‌های آب، مرز زمین‌های کشاورزی، ستیج ارتفاعات و غیره را به‌صورت خطواره نشان داده است. در صورت استفاده از این خطواره‌های غیرواقعی، خطا اتفاق می‌افتد. بنابراین، این خطواره‌های غیرواقعی باید حذف شوند. برای حذف خطواره‌های غیرواقعی، خطواره‌های استخراج شده از این دو نرم‌افزار را به نرم‌افزار Google Earth برده و خطواره‌های مشکوک که در بالا اشاره شد، حذف شدند. شکل ۱۰ خطواره‌های تصحیح شده را نشان می‌دهد. برای به دست آوردن خطواره‌های گستره مورد مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای Bing در افزونه Arc-brutle، در محیط نرم‌افزار GIS اقدام صورت گرفت و در نهایت با تطابق خطواره‌های استخراج شده از این سه نرم‌افزار نقشه خطواره‌ها و تقاطع خطواره‌ها تهیه شد (شکل ۱۰).

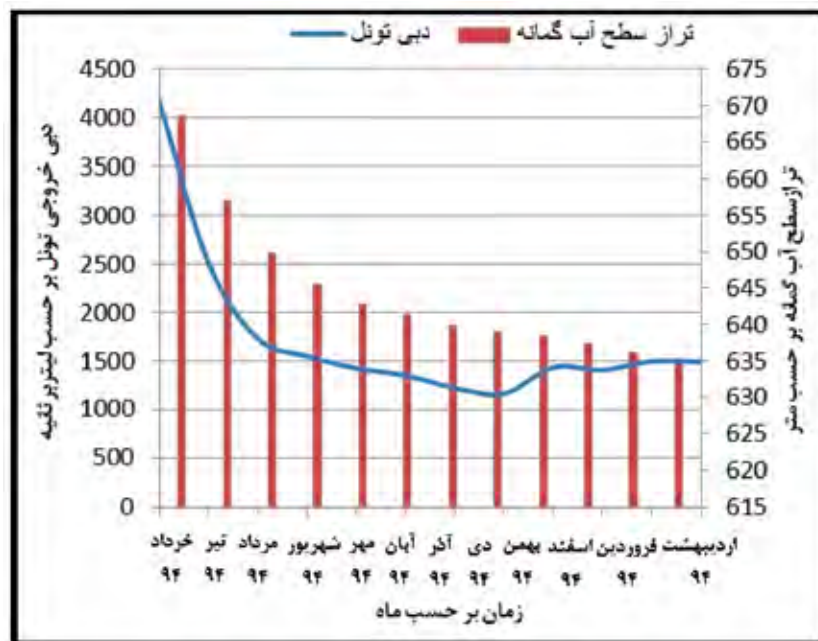
سپس از روی خطواره‌ها استخراج شده در محیط نرم‌افزار GIS، نقشه تقاطع خطواره‌ها گستره به دست آمد. با استفاده از تابع density از ابزار spatial analyst tools در نرم‌افزار GIS نقشه چگالی خطواره‌های گستره تهیه شد. به‌منظور تعیین روند شکستگی‌های گستره و نمایش گرافیکی آن از نمودار گل‌سرخ استفاده شده است. نمودار گل‌سرخ شکستگی‌های گستره، بر اساس شکستگی‌های استخراج شده رسم شده است. جهت یافتن روند کلی شکستگی‌های گستره، با استفاده از نرم‌افزار lineament statistics در محیط GIS مجموع فراوانی محاسبه شده است.

## جریان ورودی به تونل در محل مغار

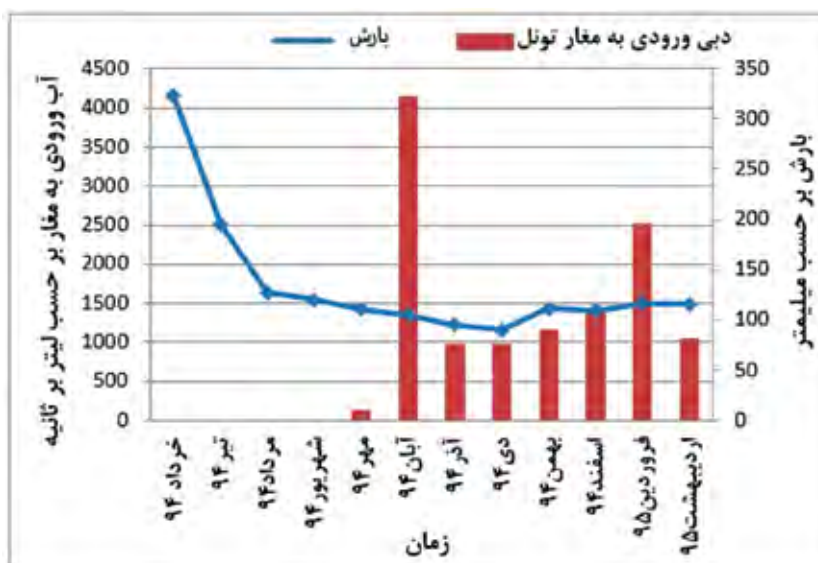
بررسی و تحلیل هیدروگراف چشمه‌ها روشی برای ارزیابی سیستم جریان و میزان کارستی بودن مخزن آن می‌باشد. تخلیه سیستم‌های کارستی بیشتر در تراز سطح اساس هیدروژئولوژیک از طریق چشمه‌ها صورت می‌گیرد. در حقیقت ضریب فرود نشان‌دهنده میزان کارست شدگی در آبخوان آهکی است. در این پژوهش برای تحلیل سیستم کارست از آمار دبی روزانه آب ورودی به تونل نوسود (به‌عنوان تخلیه کننده سیستم کارستی) و داده‌های روزانه سطح آب چاه‌های مشاهده‌ای در دره زیمکان استفاده شده است. با تحلیل هیدروگراف آب خروجی از تونل نوسود به محاسبه و تحلیل پارامترهایی همچون، حجم ذخیره دینامیکی، زمان مرگ

است. دلیل آن می‌تواند تأثیر بارش‌های رخ داده در زمستان و بهار باشد. تحلیل هیدروگراف آب ورودی به تونل و مقایسه آن با میزان بارش‌های صورت گرفته بر روی گستره نشان می‌دهد، بین بارش و افزایش آب ورودی به تونل رابطه‌ای وجود دارد و تأثیر بارش‌ها چند روز بعد از پیک بارش بر روی آب ورودی به تونل نمایان می‌شود. شکل ۸ رابطه بارش گستره با افزایش آب ورودی به تونل را نشان می‌دهد.

در این رابطه  $V$  حجم ذخیره دینامیکی مخزن،  $Q_{01}$ ،  $Q_{02}$ ،  $Q_{03}$  دبی و  $\alpha_{01}$ ،  $\alpha_{02}$ ،  $\alpha_{03}$  ضریب تخلیه می‌باشند. همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، دبی تونل بعد از برخورد به حفرة کارستی در هنگام حفاری (خرداد ۹۴) که طبق گزارش موسسه ایمن‌سازان نزدیک به ۴۷۰۰ لیتر بر ثانیه است، به ۱۱۳۵ لیتر بر ثانیه در دی ۹۴ کاهش یافته است و از دی ماه ۹۴ تا اردیبهشت ۹۵ دبی آب ورودی به تونل روند صعودی داشته و به حدود ۱۵۵۰ لیتر بر ثانیه افزایش یافته



شکل ۷. نمودار تغییرات دبی تونل نوسود و تراز سطح آب گمانه در دره زیمکان

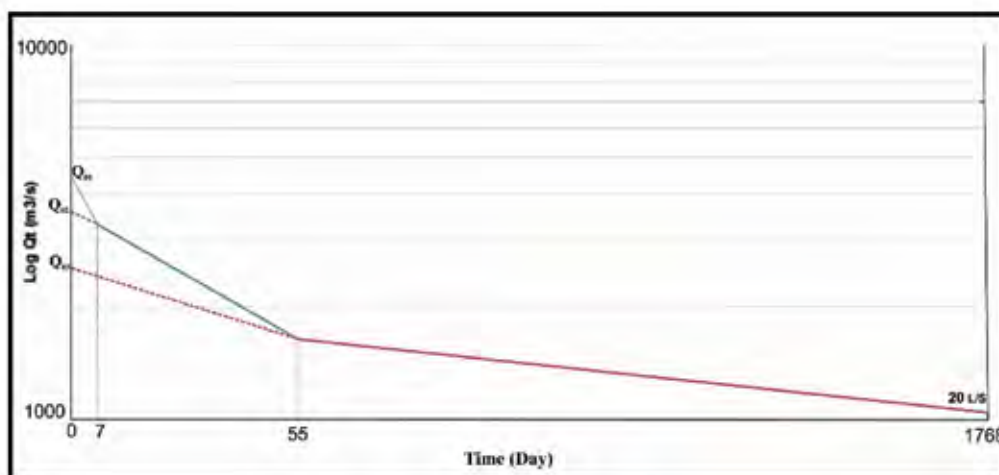


شکل ۸. نمودار آب ورودی به تونل و ارتباط آن با بارش

## بحث

دست داد و جریان آب تخلیه‌ای از درز و شکاف‌های باریک‌تر بوده است ( $\alpha_2$ )، در ادامه آب از منافذ درز و شکاف‌های بسیار باریک ( $\alpha_3$ ) (تحت سیستم جریان افشان) تخلیه شده است. هر چه ضریب تخلیه بزرگ‌تر باشد، دبی تخلیه از تونل به همان نسبت بیشتر صورت می‌گیرد. مهم‌ترین نکته در تفسیر ویژگی‌های هیدروژئولوژی حوضه آبریز یک چشمه، توجه به ضریب  $\alpha$  در فرود انتهایی چشمه است، چرا که ضریب تخلیه پایانی مؤید خصوصیات عمیق‌ترین بخش آبخوان است و جریان پایه را از طریق تونل تخلیه می‌کند. در رژیم  $\alpha_3$  در مدت زمان ۸۷ روز دبی خروجی تونل از ۱۷۳۰ به ۱۳۷۹ لیتر در ثانیه کاهش یافته است.

بر اساس تحلیل منحنی فرود تونل نوسود (شکل ۹) مقدار ضریب‌های تخلیه طبق رابطه ۱ محاسبه شد. بر این اساس  $\alpha_1$ ،  $\alpha_2$  و  $\alpha_3$  به ترتیب ۰/۰۴۰۶۳، ۰/۰۱۴۴۸ و ۰/۰۰۲۶ در زمان‌های به ترتیب هفت، ۴۸ و ۸۷ روز به دست آمد. تجزیه و تحلیل ضریب تغییرات با توجه به کاهش ضریب تخلیه ( $\alpha$ ) با گذشت زمان، نشان می‌دهد، سیستم جریان غالب منطقه، شکستگی-افشان است و نشان‌دهنده توسعه کارست شدگی متوسط در منطقه است. مقدار ضریب‌های تخلیه نشان می‌دهد، در ابتدا، تخلیه جریان آب متأثر از کانال‌ها و مجاری بزرگ در سیستم کارست بوده است ( $\alpha_1$ ) و پس از هفت روز جریان آب از مجاری بزرگ اهمیت خود را از



شکل ۹. منحنی فرود دبی تونل نوسود

اساس محاسبات روش مایلت، انتظار می‌رود این حجم ذخیره دینامیک آبخوان کارستی سورمه در تراز بالاتر از محور تونل حدود ۴۵ میلیون متر مکعب است. با توجه به رفتار تخلیه تونل که شبیه رفتار چشمه‌های کارستی است می‌توان با داشتن ضرایب تخلیه، زمان خشک شدن تونل را در صورت ادامه دوره خشک (بدون بارش) بر اساس رابطه ۳ محاسبه کرد:

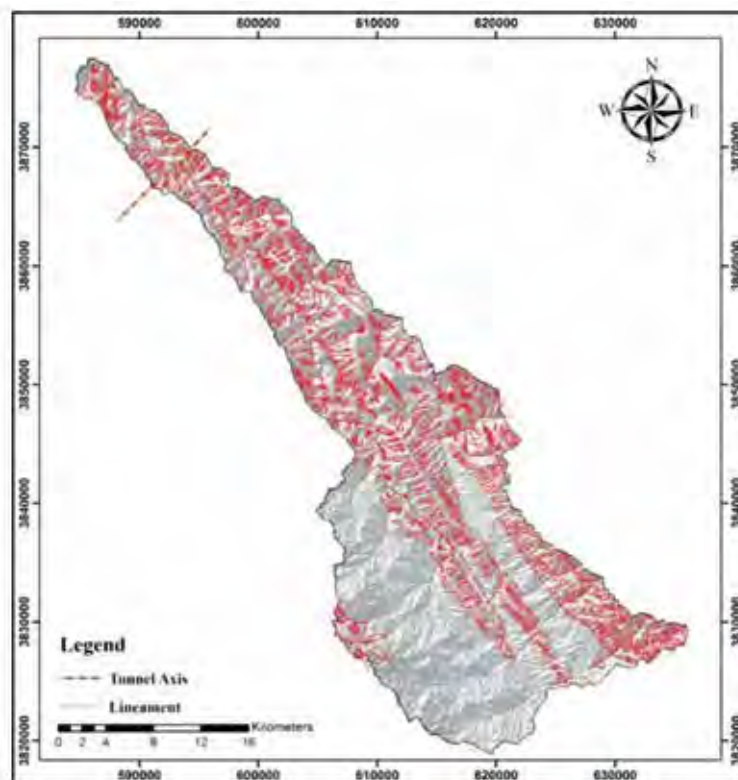
محاسبات بر اساس روش مایلت نشان می‌دهد، حجم ذخیره دینامیک آبخوان کارستی سورمه در تراز بالاتر از محور تونل حدود ۴۵ میلیون متر مکعب است. با توجه به رفتار تخلیه تونل که شبیه رفتار چشمه‌های کارستی است می‌توان با داشتن ضرایب تخلیه، زمان خشک شدن تونل را در صورت ادامه دوره خشک (بدون بارش) بر اساس رابطه ۳ محاسبه کرد:

$$t_0 = \frac{t \times \log e}{\log \frac{Q_0}{Q_t}} \quad \text{رابطه ۳}$$

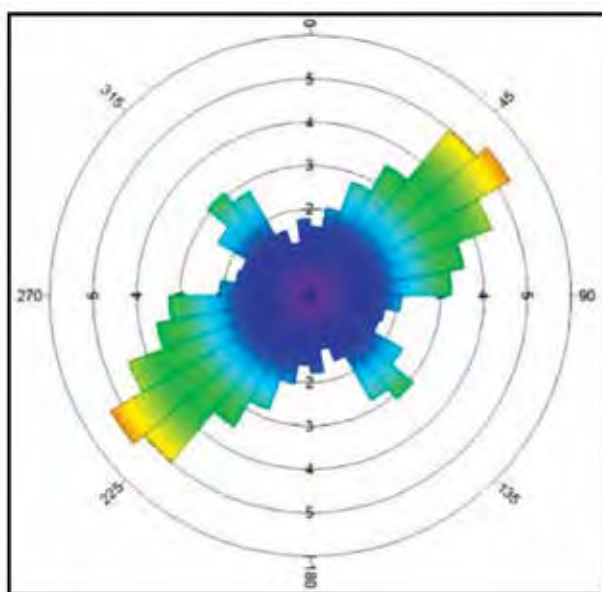
و بدون تغذیه سالانه محاسبه شده است. تعداد خطواره‌های گستره مورد مطالعه ۲۹۹۱ می‌باشد و حداقل طول ۴۶ متر و حداکثر طول ۱۵۱۶۲ متر است (شکل ۱۰).

در این رابطه  $t_0$  مدت زمان تخلیه چشمه با دبی  $Q_0$  (ضریب خشکیدگی) و  $\log e$  برابر ۰/۴۳۴۳ می‌باشد. بر

با توجه به نمودار گل سرخی شکستگی‌های گستره (شکل ۱۱) روند شکستگی‌های گستره در جهت‌های شمال شرق و جنوب غرب می‌باشد (عمود بر روند چین خوردگی‌های گستره) و بیشترین فراوانی شکستگی‌های گستره در محدوده آیموتی ۳۰ تا ۶۰ درجه قرار دارد. با توجه به روند محوری چین خوردگی گستره، بیشتر این شکستگی‌ها از نوع عرضی است و نقش اصلی در انتقال آب (نفوذ) به تونل را دارند. شکستگی‌های طولی در روند محور چین خوردگی قرار دارند. روند خطواره‌های استخراج شده گستره نشان می‌دهد، خطواره‌های استخراج شده به احتمال زیاد جنبه ساختاری دارند.



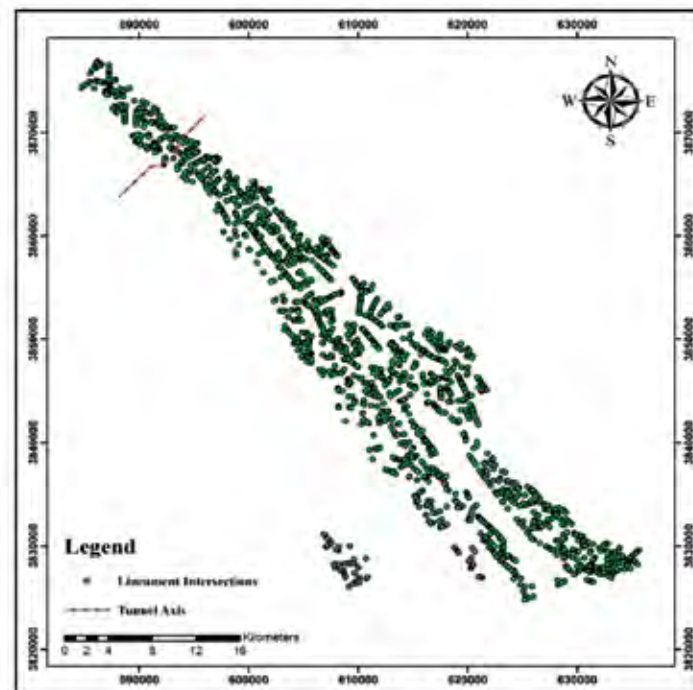
شکل ۱۰. خطواره‌های حوضه آبریز رودخانه زمکان



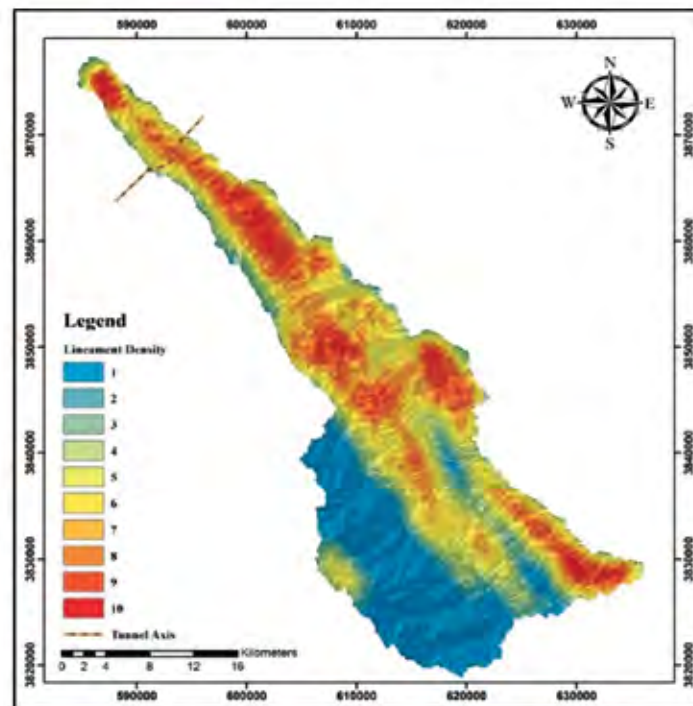
شکل ۱۱. نمودار گل سرخی شکستگی‌های استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای حوضه آبریز رودخانه زمکان

تقاطع شکستگی‌های حوضه آبریز رودخانه زیمکان در شکل ۱۲ نشان داده شده است. نقشه چگالی خطواره‌ها بر حسب درصد به ۱۰ رده تقسیم‌بندی شد و با توجه به اینکه چگالی خطواره بیشتر نفوذ بیشتر و به تبع تغذیه بیشتر می‌باشد به چگالی‌های بیشتر ارزش بیشتر داده شد

(مناطق دارای ارزش ۱۰ حداکثر چگالی درزه و مناطق دارای ارزش یک حداقل چگالی درزه را دارا می‌باشند). نقشه چگالی خطواره‌ها حوضه آبریز رودخانه زیمکان در شکل ۱۳ نشان داده شده است.



شکل ۱۲. تقاطع شکستگی‌های حوضه آبریز رودخانه زیمکان

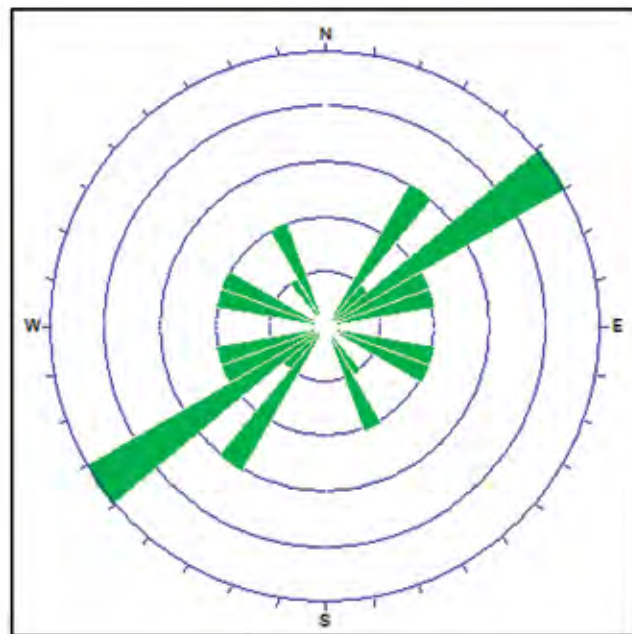


شکل ۱۳. طبقه‌بندی چگالی خطواره‌های حوضه آبریز رودخانه زیمکان

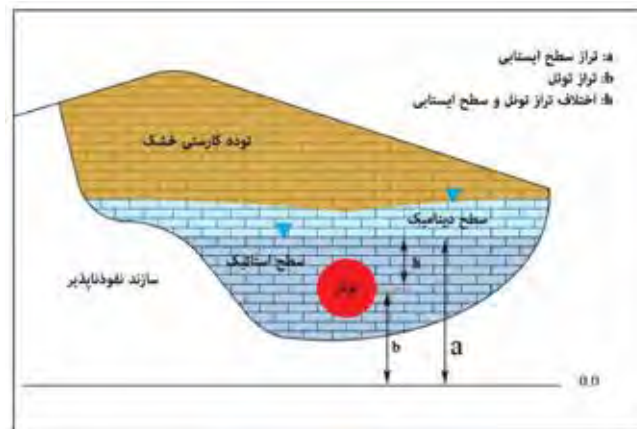
## برداشتهای صحرایی ناپیوستگی‌ها

باعث می‌شود، ضخامت پهنه خرد شده آنها چندان زیاد نباشد. پهنه خرد شده CZ1 دارای پهنای تقریبی ۲۵ الی ۳۰ متر است. در مترژهای تقریبی ۲۰۰۰ تا ۲۱۰۰ متر از انتهای تونل پهنه خرد شده دیگری که در اثر فعالیت گسل معکوسی در همین بخش ایجاد شده است، تشخیص داده شد. پهنای این پهنه خرد شده با توجه به ساختارهای خرد شده موجود در گستره آن در حدود ۱۰۰ متر برآورد می‌شود. خرد شدگی سنگ‌ها در این پهنه‌ها می‌تواند ضمن زهکش کردن آب‌های زیرزمینی به سمت تونل، ریزش‌هایی را در تونل باعث شود. مدل مفهومی آبخوان کارستی مورد مطالعه در شکل ۱۵ نشان داده شده است.

در گستره مطالعاتی تاقدیس زیمکان، دسته درزه‌هایی با جهت شیب ۳۰۰ تا ۳۰۵، ۱۵۰ تا ۱۶۰، ۸۰ تا ۹۰ و ۳۲۰ تا ۳۳۰ دارای بیشترین فراوانی می‌باشند (مهندسین مشاور ساحل، ۱۳۸۵). نمودار گل‌سرخ این درزه‌ها در شکل ۱۴ نشان داده شده است. جهت ناپیوستگی‌ها (لایه‌بندی، شیستوزیته) به‌عنوان یک عامل مهم در شروع و توسعه جابجایی‌ها در اطراف تونل عمل می‌کنند. همچنین در مسیر تونل چند گسل که پهنه‌های خرد شده‌ای را در اطراف خود ایجاد کرده‌اند، شناسایی شد. با وجود ساز و کار فشاری گسل‌های مورد بحث، لیتولوژی سنگ‌های در بر گیرنده



شکل ۱۴. نمودار گل‌سرخ شکستگی‌های برداشت شده حوضه آبریز رودخانه زیمکان



شکل ۱۵. مدل مفهومی از آبخوان کارستی

## نتیجه‌گیری

- شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۸. نقشه زمین‌شناسی باینگان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.

- مهندسین مشاور ایمن‌سازان، ۱۳۹۴-الف. گزارش هیدروژئولوژی تونل قطعه دوم تونل نوسود.

- مهندسین مشاور ایمن‌سازان، ۱۳۹۴-ب. گزارش زمین‌شناسی تکمیلی، هیدروکلیماتولوژی، هیدروژئولوژی، آماربرداری ادواری گمانه‌ها و منابع آب زیرزمینی مسیر تونل انتقال آب نوسود.

- مهندسین مشاور پارس کانه کیش، ۱۳۸۵. مطالعات هیدروژئولوژیکی بخش دوم تونل زاگرس.

- مهندسین مشاور ساحل، ۱۳۸۵. گزارش مطالعات زمین‌شناسی مهندسی مسیر قطعه دوم تونل نوسود.

- مهندسین مشاور لار، ۱۳۸۳. مطالعات مرحله یک تونل انتقال آب نوسود.

- ناصری، ح.ر.، بیات، ن.، ایزدی کیان، ل.، و علیجانی، ف.، ۱۳۹۷. نقش ساختارهای تکتونیکی در هدایت آب‌های زیرزمینی به قطعه دوم تونل انتقال آب زاگرس-استان کرمانشاه. فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱، ۴۵.

- Atkinson, T.C., 1977. Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*, 35, 93-10

- Bonacci, O., 1993. Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. *Journal of Hydrological Sciences*, 38, 51-62. <https://doi.org/10.1080/02626669309492639>

- Fernandez, G. and Moon, J., 2010. Excavation-induced hydraulic conductivity reduction around a tunnel-part 1: Guideline for estimate of groundwater inflow rate. *Journal of Tunneling and Underground Space Technology*, 25, 560-566. DOI: 10.1016/j.tust.2010.04.001.

- Foladgar, A., 2003. Introduction of Kuhrang tunnel project and excavation methods. In: 6th Iranian Tunneling Conference, Tehran, Iranb.

- Komac, B., 2006. The Karst Springes of Kanin Massif Kra Ki Izvir Pod Kanin Skim Pograje. <http://www.zrc-sazu.si/giam/zbornik/komac41>

تخمین دبی ورودی به تونل در گستره کارستی دره زیمکان مسئله‌ای پیچیده است و متغیرهای مختلفی بر آن تأثیر گذاشته است. رودخانه زیمکان و ساختارهای پیچیده تکتونیکی منطقه از یک سو و کارستی بودن گستره از سوی دیگر باعث هجوم جریان آب به داخل تونل شده است. بر اساس تجزیه و تحلیل منحنی فرود دبی تونل و همچنین ضرایب تخلیه به دست آمده چنین استنباط می‌شود، تونل نوسود در گستره دره زیمکان از یک توده آهکی با تکامل درجه متوسط کارستی تغذیه می‌شود و نبود توسعه کامل کارست در توده آهکی باعث تأخیر در پایان هجوم آب ورودی به تونل شده است. نتایج نشان می‌دهد سه رژیم کارستی تیبیک در کارست دره زیمکان در گستره تونل نوسود وجود دارد. سه رژیم تخلیه برای آبخوان کارستی بیان شده با ضرایب  $0.0463$ ،  $0.01448$  و  $0.0026$  منطبق با سه نوع سیستم جریان مجرای، شکستگی و زمینه‌ای مشخص شده است. با بررسی منحنی فرود دبی تونل، حجم ذخیره دینامیک این آبخوان برابر ۴۵ میلیون متر مکعب و زمان مرگ آب ورودی به تونل از طریق سیستم کارستی ۱۶۲۸ روز (معادل ۴/۵ سال) محاسبه شد. البته این زمان بدون در نظر گرفتن احتمال برخورد به مجاری و شکستگی آبدار پیش رو در طی حفاری تونل و با در نظر گرفتن ثبات شرایط فعلی و بدون تغذیه سالانه محاسبه شده است. نمودار گل‌سرخ‌ی درزه‌های برداشت شده صحرایی و درزه‌های حاصل از تصاویر ماهواره‌ای دارای جهت یکسانی هستند، بنابراین در مقدار دبی ورودی به تونل مؤثر می‌باشند.

## منابع

- آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۶۴۰.

- بیات، ن.، ۱۳۹۴. ارزیابی توانایی روش‌های تجربی، تحلیلی و بیان در برآورد آب ورودی به قطعه دوم تونل زاگرس-کرمانشاه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد آب‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی. ۱۵۵.

- سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۶. نقشه زمین‌شناسی غرب پاوه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.



- Korkmaz, N., 1990. The Estimation of groundwater recharge from spring hydrographs. *Journal of Hydrological Sciences*, 35, 209-217.
- Li, D., Li, X., Li, Ch., Huang, B., Gong, F. and Zhang, W., 2009. Case studies of groundwater flow into tunnels and an innovative water-gathering system for water drainage. *Journal of Tunnelling and Underground Space Technology*, 24, 260-268.
- Li, X. and Li, Y., 2014. Research on risk assessment system for water inrush in the karst tunnel construction based on GIS: Case study on the diversion tunnel groups of the Jinping II Hydropower Station. *Journal of Tunnelling and Underground Space Technology*, 40, 182-191.
- Maillet A., 1905. *Essais d'Hydraulique Souterraine et Fluviale*. Herman, Paris, France.
- Mudry, J., 1997. Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system", *Journal of Environmental Geology*, 114-123.
- Ramsay J. and Huber, M., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, 2; Folds and Fractures, Ramsay, Academic Press; 1 edition.
- Shahriar, K., Sharifzadeh, M. and Khadem, H.J., 2008. Geotechnical risk assessment based approach for rock TBM selection in difficult ground conditions. *Journal of Tunneling and Underground Space Technology*, 23, 318-325.
- Zarei, H.R., Uromeihy, A. and Sharifzadeh, M., 2012. Identifying geological hazards related to tunneling in carbonate karstic rocks-Zargos, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 5, pp 457-464. DOI 10.1007/s12517-010-0218-y.
- Zarei, H.R., Uromeihy, A. and Sharifzadeh M., 2011. Evaluation of high local groundwater inflow to a rock tunnel by characterization of geological features. *Journal of Tunneling and Underground Space Technology*, 26, 364-373.
- Zhang, J. and Chen, G., 1988. Some new ideas on the prediction of tunnel inflow in Karst area by water balance method. In: *IAH 21th Congress on Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection*, 10-15 October, China.

# بررسی الگوی ساختاری و معرفی سطوح جدایشی رشته کوه البرز در شمال دامغان

زینب تسلیمی<sup>۱</sup>، عبدالله سعیدی<sup>۲\*</sup>، منوچهر قرشی<sup>۳</sup>، مهران آیین<sup>۴</sup> و علی سلگی<sup>۵</sup>

۱. دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی-تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و

تحقیقات، تهران، ایران

۲. استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

۴. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۵. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۳/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۶/۳۰

## چکیده

گستره مورد پژوهش بخشی از شرق البرز مرکزی از حاشیه دشت دامغان تا گسل شمال البرز می‌باشد. رشته کوه‌های البرز که بلندی‌های شمال ایران زمین را شکل داده‌اند، حوضه فرو افتاده کاسپین را از پهنه ایران مرکزی جدا کرده است. پوسته البرز در فاز کوهزایی سیمین و آلیپ دگرشکل شده و این دگرشکلی تا زمان کنونی به‌طور پیوسته ادامه داشته است. این پژوهش بر پایه داده‌های برگرفته از تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی، برداشت‌های میدانی و رسم برش‌های ساختارها و ردیف‌های رسوبی تشکیل‌دهنده این بخش از رشته کوه‌های چین و رانده البرز انجام شده است. گستره از تاقدیس و ناودیس‌های زیادی تشکیل شده که از جنوب به شمال شامل تاقدیس تویه- دروار، تاقدیس صبور، تاقدیس تلمادره، ناودیس علی‌خانی، تاقدیس ترکام، تاقدیس و ناودیس ببرچشمه می‌باشند. تعدادی از این ساختارها، چین‌های مرتبط با گسلش می‌باشند و به‌طور معمول در اثر تداوم کوتاه شدگی و گسلش، الگوی اولیه خود را از دست داده‌اند. در بین این چین‌ها تنها ناودیس علی‌خانی است که یک چین متقارن و باز می‌باشد. کارکرد گسل‌های بزرگ و به‌ویژه گسل‌های راندگی نقش بزرگی در الگوی کنونی چین‌های برشمرده بازی کرده‌اند. با توجه به روند ساختارها و محور چین‌های شکل گرفته فشار مؤثر بر منطقه دارای راستای شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق است که عمود بر این روند می‌باشد. ویژگی‌های فیزیکومکانیکی سازندهای تشکیل‌دهنده پوسته البرز در این گستره سبب پدید آمدن گسل‌های راندگی از سطوح گسست موجود در واحدهای سنگی یا سطوح جدایشی<sup>۱</sup> شده است. شدت کوتاه شدگی و جابجایی‌های بزرگ مقیاس در منطقه گاه سبب ناپدید شدن یکی از یال‌های برخی چین‌ها و یا حذف کامل یک ساختار چین‌خورده شده است. در این پژوهش در ردیف رسوبی تشکیل‌دهنده پوسته البرز سه سطح جدایشی در نهشته‌های پرکامبرین تا ائوسن میانی شناخته و ثبت شده است.

واژه‌های کلیدی: رشته کوه‌های البرز، چین‌خوردگی، گسلش راندگی، چین‌های مرتبط با گسل، سطوح جدایشی.

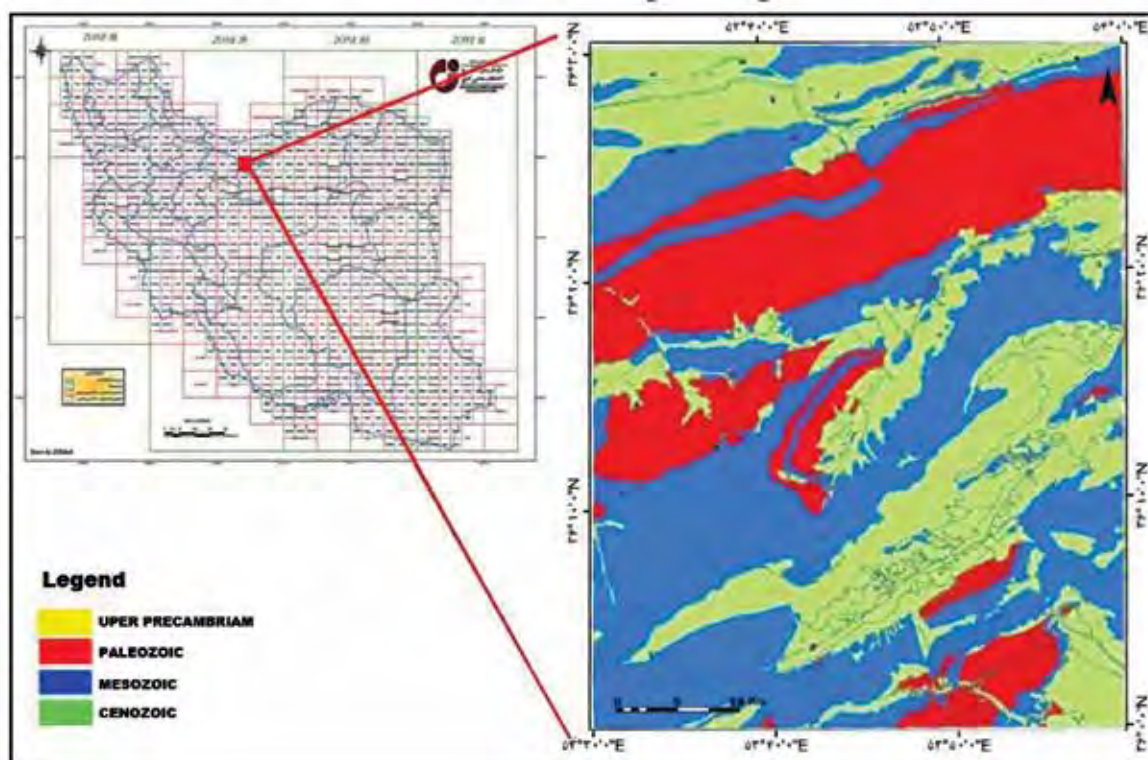
1. Detachment surface

\* نویسنده مرتبط: abdollahsaidi@yahoo.fr

## مقدمه

و مرز جنوبی آن با ایران مرکزی گسل‌های راندگی پیشانی کوهستان می‌باشد. این رشته کوه بخشی از کمربند کوهزایی جوان آلپ-همالیا است و از نظر ویژگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری تفاوت زیادی با سایر بخش‌های این کمربند کوهزایی دارد (Alavi 1996; Stoklin, ۱۹۶۸، سعیدی و همکاران، ۱۳۹۴). در این پژوهش با انتخاب گستره‌ای از شرق البرز مرکزی در شمال غرب دامغان تلاش شده است تا برداشت‌های میدانی و کسب داده‌های چینه نگاشتی و ساختاری شامل اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی چین‌ها و لایه‌های تشکیل‌دهنده ساختمان چین‌ها و نیز گسل‌ها در امتداد شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق یک برش ساختاری از الگوی چین‌ها و برهم کنش آنها تهیه و موازنه شود. نیاز به یادآوری است که برش ساختاری موازنه شده به وسیله نرم‌افزار Move و با روش به حالت اولیه برگردانده شدن انجام شده است.

منطقه مورد پژوهش با مختصات جغرافیایی  $53^{\circ}30' - 54^{\circ}$  طول شرقی و  $36^{\circ} - 36^{\circ}30'$  عرض شمالی در غرب و شمال غربی شهرستان دامغان جای دارد و به سوی شمال تا شمال کیاسر گسل شمال البرز (گسل شمال البرز) ادامه می‌یابد (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی بخشی از کوهزاد البرز است که ردیف رسوبی آن را نهشته‌های پرکامبرین تا میوسن پسین تشکیل می‌دهند (شکل ۱). این رشته کوه در درازای خود از شرق به غرب ریخت منحنی داشته و راستای ساختارها از شمال غرب-جنوب شرق، شرق-غرب، شمال شرق-جنوب غرب تا شمالی-جنوبی تغییر می‌کند. از نگاه ساختاری این کوهزاد یک رشته چین و رانده است به گونه‌ای که گسل‌های معکوس دامنه جنوبی، به سوی شمال و گسل‌های معکوس دامنه شمالی، به سوی جنوب شیب دارند. مرز شمالی رشته کوه البرز با کوه‌های کپه داغ زمین، درز تئیس کهن است



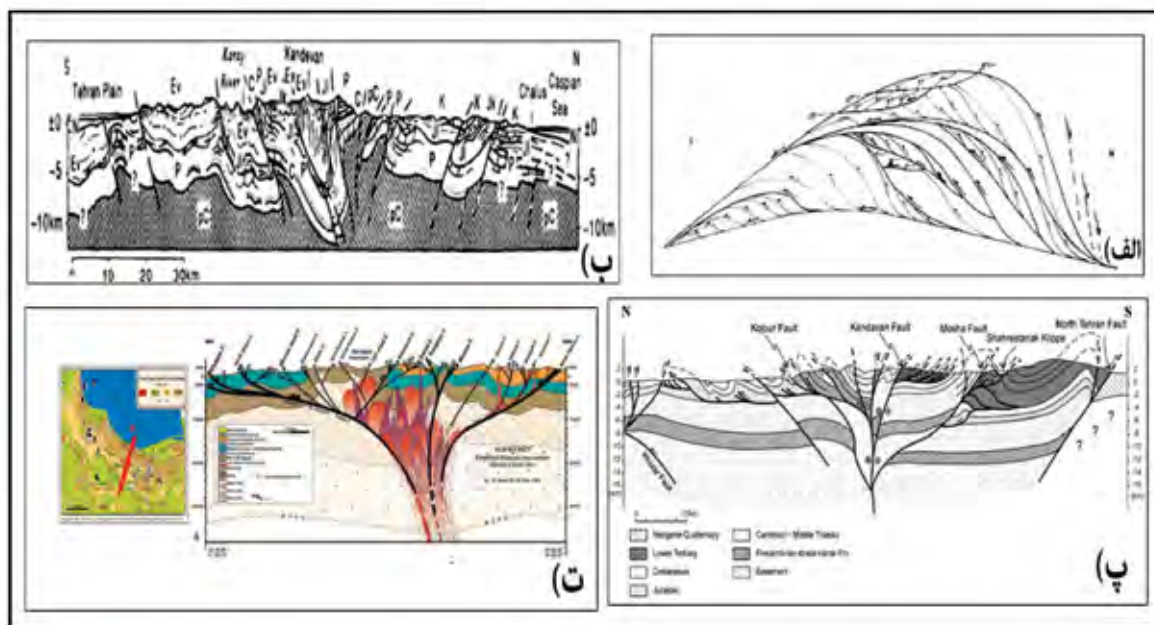
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در اندیکس نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی و معدنی کشور به همراه نقشه گستره دوران‌های زمین‌شناسی در این گستره (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱)

## جایگاه زمین‌شناسی

معرفی کرده (شکل ۲-ت).

Alavi (1992)، با بررسی‌هایی که در نواحی بینالود جنوب گرگان، کیاسر، شمال تهران و تالش انجام داده البرز را با الگویی شکل گرفته از مجموعه‌ای از ورقه‌های رو رانده در نظر گرفته که یک ساختار بزرگ تاکنون پشت خوک‌ا با گرایش به‌سوی جنوب را می‌سازد. در این الگوی سنگ دگرگونه پرکامبرین دگر ریخت نشده و دگرشکلی از نوع نازک پوسته بیان شده است (شکل ۲-الف). بر پایه بررسی‌های نوین Allen et al. (2003) کمر بند چین خورد-رانده شده البرز در یک سامانه ترا فشارشی دگر ریخت می‌شود. در این سامانه نوعی بخش شدگی دگر ریختی صورت گرفته است و کوتاه شدگی مایل بر روی گسل‌های راست‌الغز و راندگی نزدیک به موازی با کوهزایی رخ داده است. شیب گسل‌های راندگی به‌سوی داخل رشته کوه است و سبب شکل‌گیری یک ساختار گل‌سرخ مثبت شده است (شکل ۲-پ). تاکنون برش‌های ساختاری گوناگونی با اندکی تغییر نسبت به الگوی اشتوکلین (شکل ۲-ب). بازسازی شده است که مشهورترین آن الگوی Nazari (2006) می‌باشد.

رشته کوه‌های البرز بخشی از کمر بند بزرگ آلپ-همیالیا است که پوسته آن در طی رویدادهای دو کوهزایی سیمین و آپی دچار دگرشکلی شده و ساختارها بر هم نهاده شده‌اند. از این رو نسبت به سایر رشته کوه‌های ایران، دارای پیچیدگی‌های ویژه‌ای می‌باشند (Saidi, 1995; Alavi, 1992) Assereto, 1992 (1966) در بازه زمانی مطالعه و تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی البرز مرکزی که بسیاری از سازندهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک را شناسایی و معرفی کرده است، به یک دسته گسل‌های راندگی اشاره دارد که در جنوب شیب به‌سوی شمال و در شمال شیب به‌سوی جنوب دارند و سوی رانش آنها به هر دو جهت است. Stocklin (1968)، با توجه به جهت شیب گسل‌های راندگی در دامنه‌های شمالی و جنوبی، رشته کوه البرز را یک ناودیس ژرفی با روند شرقی- غربی دانسته که پهلوهای شمالی و جنوبی آن شامل چندین گسل راندگی است. به باور Nazari (2006)، این گسل‌ها حتی بی‌سنگ را نیز تحت تأثیر قرار داده‌اند و در مدلی که ارائه کرده رشته کوه البرز را یک ساختار گل مانند مثبت

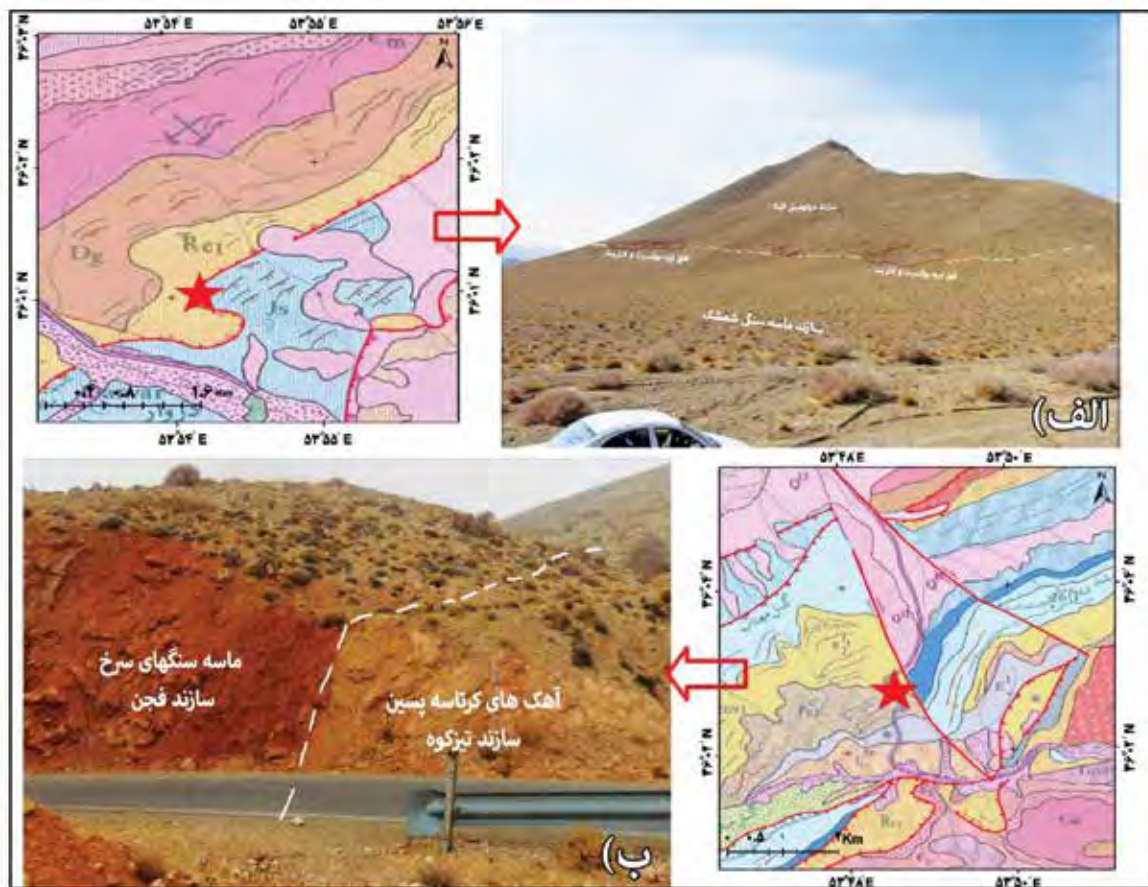


شکل ۲. مدل‌های ساختاری ارائه شده برای البرز، الف) مدل ساختاری البرز (به نقل از Alavi, 1992)، ب) برش ساختاری البرز (به نقل از Stocklin, 1974a)، پ) برش ساختاری البرز (اقتباس از Allen et al., 2003)، ت) برش ساختاری ساده و موازنه شده (به نقل از Nazari, 2006)

## خاستگاه زمین ساختی منطقه

رشته کوه البرز تحت تأثیر دو کوهزایی سیمرین و آلی چین خورده و دگرشکل شده است (Nazari, 2006; Saidi, 1995; Alavi, 1996). بنابراین از دیدگاه ساختاری نسبت به دیگر رشته کوه‌های بلوک ایران دارای پیچیدگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری می‌باشد (سعیدی و همکاران، ۱۳۹۴). از رخدادهای مؤثر بر پهنه که می‌توان از آن نام برد، فاز برخورد قاره-قاره بلوک ایران و توران (بخش جنوبی اوراسیا) در تریاس میانی (ابتدای کارنین) (Saidi et al, 1977 Saidi, 1995) است که سبب دگرشکلی نهشته‌های حوضه تتیس کهن و بالا آمدن این نهشته‌ها و ایجاد رشته کوه‌های ناشی از این فاز شده است. فرسایش پس از کوهزایی سبب نهشته شدن افق‌های بوکسیتی-لاتریتی در مرز سازند الیکا (تریاس پیشین-میانی)، سازند هم‌زمان و پیش از کوهزایی و سازند شمشک (تریاس پسین-ژوراسیک) با رخساره تخریبی-قاره‌ای (سازند پس از کوهزایی) همراه با ناپیوستگی رسوبی و دگرشیبی زاویه‌ای به‌ویژه سازند شمشک و نهشته‌ای پالئوزوئیک در جای‌جای رشته کوه‌های البرز (Saidi et al; 1977; Saidi, 2009; Wilmsen et al., 2009; Shahidi, 2008; 1995) شده است (شکل ۳-الف). در فاصله بین این کوهزایی و سیستم کوهزایی جوان آلی، رویدادهای دیگری در چارچوب فازهای سیمرین میانی و پسین، پوسته البرز را تحت تأثیر قرار داده است. از آن جمله می‌توان به رویداد باژوسین (سیمرین میانی) در رشته کوه البرز و ایران مرکزی (Aghanabati and Saidi, 1981; Wilmsean et al., 2009; Foursich et al., 2009a) اشاره کرد. دیگر رویداد (سیمرین پسین) در فاصله زمانی آلبین-سنومانین و به‌ویژه تورونین است که در البرز سبب ناپیوستگی رسوبی بین نهشته‌های کرتاسه میانی و پسین شده است. نماد این رویداد نهشته شدن رخساره کنگلومرا و یا برون ریخت بازالت‌های سازند ژپس و ملافیر مرکزی است. دیگر رویداد بزرگ کوهزایی آلی که مرحله آغازین آن با برخورد قاره-قاره صفا عربی (تازی) با صفا ایران (Takin, 1972; Stocklin, 1974a; Berberian)

(Alavi, 1996; Nazari, 2006). در فاصله زمانی کامپانین-ماستریشین (کرتاسه پسین) و دانین (پالئوسن) روی داده است. نشانه این رویداد دگرشیبی نهشته‌های دریایی کرتاسه پسین (سنومانین) و نهشته‌های تخریبی-قاره‌ای پالئوسن در دامنه‌های جنوبی و بخش مرکزی رشته کوه‌های البرز و ایران مرکزی است. نیاز به یادآوری است که خشکی‌زایی ناشی از این رویداد سبب پس‌روی دریا به سوی شمال شده و رسوب‌گذاری پیوسته کرتاسه پسین (ماستریشین)-پالئوسن (دانین) شاهد این پس‌روی و محیط دریایی در بخش شمالی البرز و سرزمین‌های شمالی است (سعیدی و وحدتی، ۱۳۵۸، سعیدی و اکبریور ۱۳۵۸ و Saidi and Ghasemi, 1991) (شکل ۳-ب). رخداد دیگر که عامل اصلی چین‌خوردگی و فراخاست رشته کوه‌های البرز شده است، مربوط به فاز کوهزایی آلی میانی می‌باشد که نبود نهشته‌های آئوسن پسین-تا میوسن پسین در بیشتر نقاط البرز به‌ویژه در ناحیه مورد پژوهش شاهدی‌ها بر این رخداد هستند (Stocklin, 1974a; Alavi, 1996; Saidi et al; 1977; Allen et al, 2003; Zanchi et al. 2009; Axen et al., 2001; Nazari, 2006; Shahidi, 2008; Wilmsen et al. 2009; Sheikholeslami, 2018 و تسلیمی، ۱۳۹۶). چین‌خوردگی و دگرشکلی نهایی رشته کوه البرز مربوط به آخرین فاز کوهزایی آلی از میوسن پسین-پلیوسن) می‌باشد. گسل‌های اصلی پهنه با امتداد شمال شرق-جنوب غرب همگی دارای مؤلفه چیره شیب‌لغز معکوس می‌باشند و کارکرد آن‌ها سبب رانده شدن سازندهای گوناگون بر روی یکدیگر و نیز سبب به وجود آمدن ورقه‌های ررانده در منطقه شده است و ناشی از آخرین فاز آلی می‌باشد. این حرکت‌ها و همچنین رانده‌های بزرگ مقیاس در پهنه، گاهی با حذف پهلوئی چین‌ها و یا برگشتگی یال‌های چین‌های بزرگ همراه است، به‌گونه‌ای که اثر سطح محوری این چین‌ها موازی با گسل‌های رانده است. در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۴) گستره مورد بررسی و روند گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها نشان داده شده است.



شکل ۳. موقعیت لایه‌ها بر روی زمین و همچنین نقشه زمین‌شناسی گستره مورد بررسی (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱). الف) افق بوکسیت و لاتریت در بین سازند ماسه‌سنگی شمشک و سازند دولومیتی الیکا (دید به سوی شمال غرب)، ب) همبری ناپیوسته سنگ آهک‌های کرتاسه پسین و سازند فجن با وجود ناپیوستگی (دید به سوی غرب)

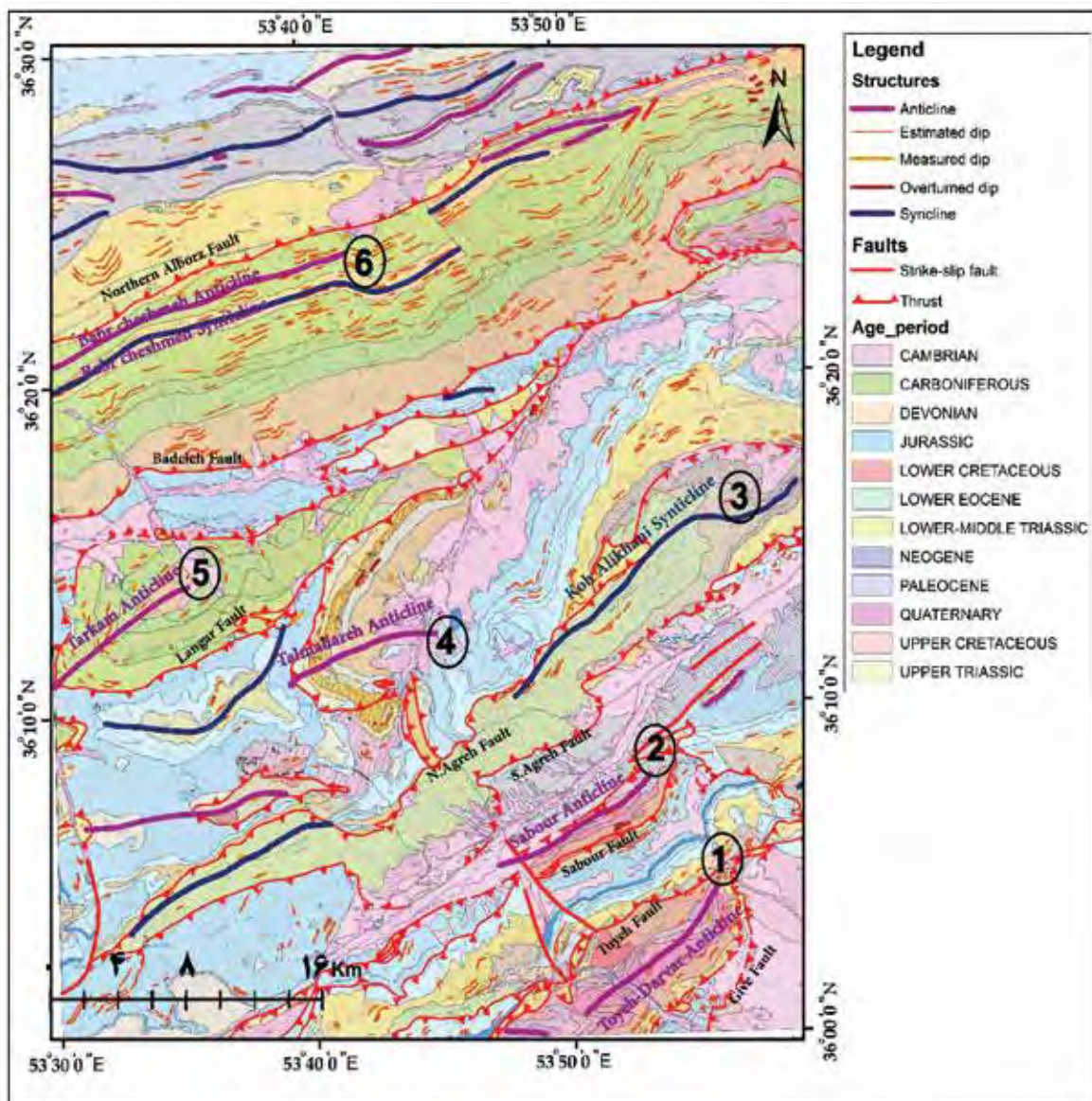
## روش مطالعه

### الگوی ساختارهای منطقه

جهت درک بهتر اشکال ساختاری موجود در منطقه، ویژگی‌های هندسی لایه‌بندی تاقدیس و ناودیس‌های شکل گرفته در این ناحیه به همراه ویژگی‌های هندسی گسل‌های راندگی موثر در شکل‌گیری آن‌ها برداشت شد (شکل ۵) و با توجه به این داده‌ها برش عرضی تاقدیس و ناودیس‌های مورد بررسی رسم شد. روند اثر محوری ساختارهای چین‌خورده موجود در این منطقه همگی هم‌راستا با روند کلی البرز و به صورت شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد و از جنوب به سوی شمال منطقه، تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها به ترتیب شامل: تاقدیس تویه-دروار، تاقدیس صبور، ناودیس علی‌خانی، تاقدیس تلمادره، تاقدیس ترکام، تاقدیس و ناودیس بپرچشمه می‌باشد (شکل ۴).

## تاقدیس تویه-دروار

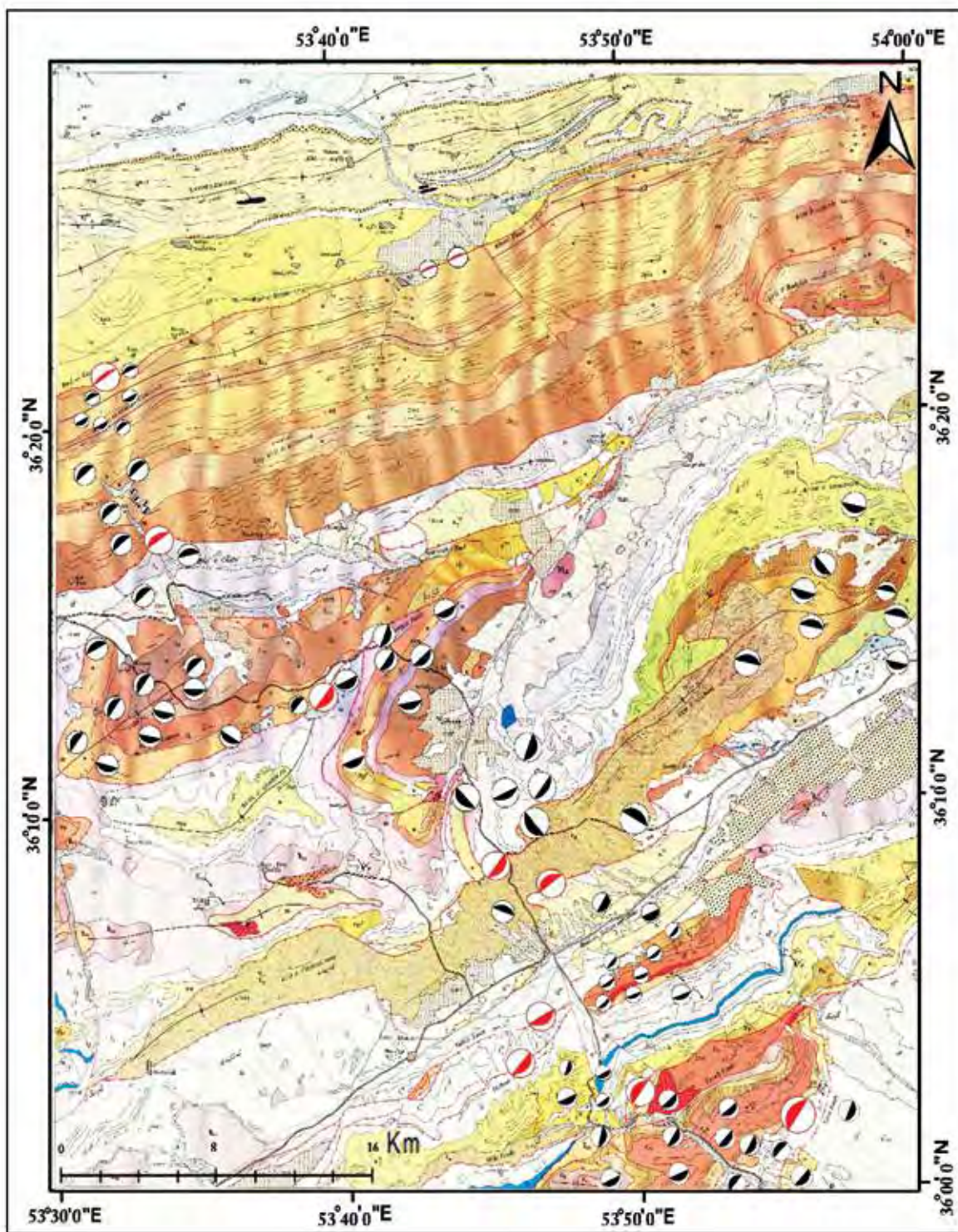
سازندهایی که در ساخت این تاقدیس شرکت دارند از بیرون به درون هسته شامل: سازندهای الیکا (TRE1-TRE2-TRE3)، جیروود (Dg)، میلا (em)، لالون (e1)، زاگون (e2)، باروت (eb) اند و در نهایت سازند سلطانیه (es) که هسته تاقدیس را می‌سازد و از دولومیت خاکستری تیره و توده‌ایی تشکیل شده است. در همبری بالایی آن سنگ آهک‌های دولومیتی به رنگ خاکستری تیره در تناوب با شیل‌های سبز و خاکستری رنگ سازند باروت می‌باشد که در محل برون‌زدگی این تاقدیس در دامنه جنوبی میلا کوه می‌توان آنها را دید. شیب یال جنوبی تاقدیس از جنوب به شمال به سمت هسته آن به تدریج افزایش می‌یابد، درحالی‌که شیب لایه‌های یال شمالی تاقدیس به نسبت یال جنوبی بیشتر است و به حدود ۸۵



شکل ۴. نقشه زمین ساختاری تهیه شده از منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین شناسی کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱). اسامی محلی تاقدیس‌های به ترتیب از جنوب به شمال بر طبق شماره‌های گذاشته شده، (۱) تاقدیس تویه-دروار (۲) تاقدیس صبور، (۳) ناودیس علی‌خانی، (۴) تاقدیس تلمادره، (۵) تاقدیس ترکام (۶) تاقدیس و ناودیس بیرچشمه

راندگی مزوزوئیک پوشیده شده‌اند. زاویه بین یالی حدود ۷۰ درجه این چین را بر اساس طبقه‌بندی (Fleuty 1964)، در رده چین‌های باز قرار می‌دهد و با توجه به اینکه بخش زیادی از لایه‌بندی این چین در بخش میلا کوه به صورت یک برش عرضی رخنمون یافته می‌توان آن را بر اساس رده‌بندی (Ramsay 1967)، در رده 1c قرار داد. (شکل ۶-الف) ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی تاقدیس تویه-دروار و برش عرضی آن نشان داده شده است.

درجه می‌رسد. این تفاوت شیب به دلیل عملکرد گسل راندگی تویه-دروار در یال شمالی است که سبب رانده شدن واحدهای دونین با لایه‌بندی منظم از نازک تا سستبر لایه روی یال شمالی این تاقدیس شده است. همچنین عملکرد راندگی و حرکت شمال به جنوب واحدهای فرادیواره گسل راندگی سبب مدفون شدن سازندهای یال شمالی تاقدیس تویه-دروار شده است، به گونه‌ای که در یال شمالی تاقدیس سازندهای جیروودو میلا دیده نمی‌شوند و به وسیله ورقه‌های



شکل ۵. استریوگرام ویژگی‌های هندسی لایه‌بندی منطقه در نقاط و ایستگاه‌های مورد بررسی بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱)، برای نمایش بهتر تغییرات و انحراف لایه‌ها از سیستم عمومی (استریوگرام‌های سیاه لایه‌بندی‌ها و استریوگرام‌های سرخ‌رنگ ویژگی صفحه گسل‌ها را نشان می‌دهد)



## تاقدیس صبور

اندازه‌گیری‌های صورت گرفته بر روی یال‌های این تاقدیس نشان می‌دهد که از هسته تاقدیس به سوی لایه‌های جوان‌تر یعنی از واحدهای دونین شیب یال‌های شمالی هم سو با شیب یال‌های جنوبی می‌باشد، همچنین در یال شمالی با توجه به شیب لایه‌ها واحدهای کهن‌تر بر روی واحدهای جوان‌تر نشست‌اند که رسم برش عرضی یک تاقدیس برگشته را نشان داد که ناشی از تاثیر فشارش دراز مدت در این بخش و همچنین جابه‌جایی زیاد گسل راندگی لنگر در یال شمالی این تاقدیس می‌باشد (شکل ۶-پ) نمای شماتیک این تاقدیس برگشته و همچنین ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن نشان داده شده است. از نظر رده‌بندی نیز چین بر مبنای زاویه بین یالی بر اساس رده‌بندی Fleuty (1964)، در رده چین‌های هم‌شیب جای می‌گیرد.

## تاقدیس ترکام

هسته تاقدیس سازند خوش بیلاق (Dkh) می‌باشد و بخش بیرونی و آخرین لایه‌بندی این تاقدیس را هم سازند آهکی فوزولین دار روته (Pr) تشکیل می‌دهد. روند اثر محوری این تاقدیس در راستای شمال شرقی-جنوب غربی است و با توجه به اندازه‌گیری‌های شیب و امتداد لایه‌بندی‌های این تاقدیس و رسم برش عرضی این تاقدیس در رده چین‌های باز قرار می‌گیرد. که برش عرضی تاقدیس ترکام و ویژگی‌های هندسی تاقدیس ترکام، در (عکس ۶-ت) نشان داده شده است.

## ناودیس و تاقدیس ببرچشمه

اثر محوری این ساختار راستای شمال شرقی-جنوب غربی دارد و از نظر درجه‌بندی بر اساس زاویه بین یالی نزدیک به ۷۰ درجه در رده چین‌های باز جای می‌گیرند. همچنین از نظر تقارن یک چین نامتقارن می‌باشد. عملکرد گسل معکوس شمال البرز و بی‌شک حرکت شمال به جنوب این گسل سبب حذف بخش زیادی از یال شمالی تاقدیس ببر چشمه شده است. هسته ناودیس ببرچشمه را سنگ‌آهک‌های سازند الیکا (TRE1, TRE2) به سن تریاس زیرین و میانی تشکیل می‌دهند. در یال جنوبی ناودیس ببرچشمه در لایه‌های سازند درود (Pd) و مبارک (Cm)

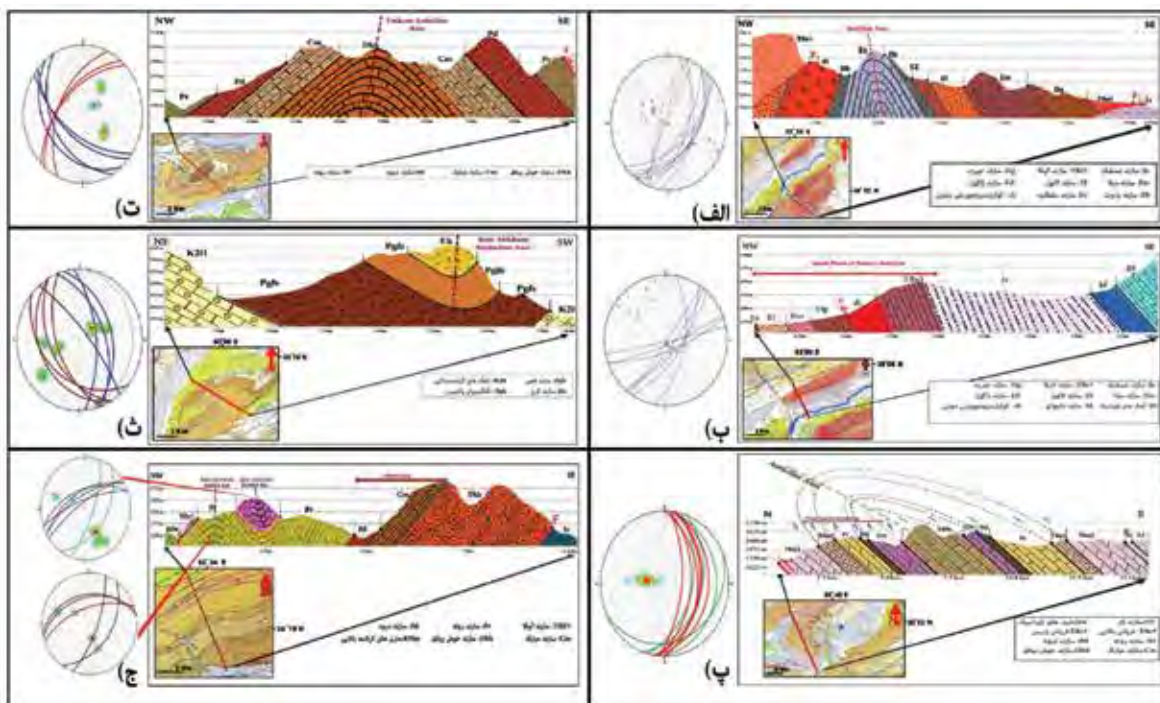
این تاقدیس با روند اثر محوری شمال شرقی-جنوب غربی از نظر سنگ‌شناسی لایه‌ها، بسیار شبیه به تاقدیس تویه-دروار است. یال شمالی این تاقدیس بر اثر جابه‌جایی‌های بزرگ مقیاس راندگی صبور که در شمال این تاقدیس پدید آمده پوشیده شده است. سازندهای پالئوزوئیک این تاقدیس به وسیله واحدهای مارنی نئوزن پوشیده شده است و بنابراین نمی‌توان الگوی چین را بر مبنای ویژگی‌های هندسی زاویه بین یالی به سادگی تفسیر کرد. با این حال با اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در یال جنوبی این تاقدیس و همچنین با استفاده از شیب و امتداد لایه‌های سازندهای تشکیل دهنده این تاقدیس و داده‌های Dem منطقه برش عرضی شماتیک از این تاقدیس رسم شده که در (شکل ۶-ب) نشان داده شده است.

## ناودیس علی‌خانی

ناودیس علی‌خانی در شرقی‌ترین بخش برکه کیاسر به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) جای گرفته و روند محوری ناودیس شمال شرقی-جنوب غربی است. سازندهای تشکیل دهنده یال‌های این ناودیس واحدهای سنگی مزوزوئیک و بیشتر سنوزوئیک است. سازند کرج (Ek) هسته ناودیس می‌باشد و لایه‌های یال شمالی این ناودیس سنگ آهک‌های کرتاسه پسین (K<sub>2</sub>11) می‌باشد که به صورت دگرشیب در زیر کنگلومرای فجن (Pgfc) به سن پالئوسن جای گرفته‌اند. پیرامون این ناودیس گسل‌های راندگی آگره شمالی و جنوبی نمایان شده است که عملکرد این گسل سبب بالا آمدن و همچنین متفاوت شدن واحدهای زمین‌شناسی این بخش از منطقه نسبت به بخش‌های دیگر شده است. اندازه زاویه بین یالی نزدیک به ۹۰ درجه، این ناودیس را با توجه به رده‌بندی (Fleuty 1964)، در رده چین‌های باز قرار می‌دهد. ویژگی هندسی و کینماتیکی برش عرضی این ناودیس در (شکل ۶-ث) نشان داده شده است.

## تاقدیس تلمادره

نام این تاقدیس از روستای تلمادره که کم‌وبیش در هسته این تاقدیس جای دارد انتخاب شده است. روند محوری تاقدیس شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد و



شکل ۶. الف) برش ساختاری رسم شده تاقدیس تویه-دروار همراه با سازندهای تشکیل دهنده و موقعیت برش عرضی تاقدیس بر روی نقشه زمین‌شناسی کیاسر به همراه ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی لایه‌های تشکیل دهنده تاقدیس، ب) برش ساختاری تاقدیس صبور و جایگاه آن بر روی نقشه زمین‌شناسی کیاسر و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن، پ) برش ساختاری تاقدیس تلمادره و موقعیت برش بر روی نقشه و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن، ت) برش ساختاری تاقدیس ترکام و موقعیت و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن، ث) برش ساختاری ناودیس کوه علی‌خانی و موقعیت برش بر روی نقشه زمین‌شناسی و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن، ج) برش عرضی ناودیس و تاقدیس ببرچشمه و جایگاه برش بر روی نقشه زمین‌شناسی و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی ساختار چین‌خوردگی

همواره رشته کوه‌های البرز را تحت تأثیر داشته‌اند. می‌توان این‌گونه بیان داشت که تکتونیک البرز، یک تکتونیک جوان و پیوسته پرتکاپو می‌باشد و اکنون نیز این جنبش‌ها ادامه دارد. از نظر ساختمانی، منطقه مورد مطالعه، از ورقه‌های متعددی که روی یکدیگر رانده شده‌اند به وجود آمده است (Alavi, 1996) که شواهد همگی نشان از راندگی از شمال به سمت جنوب این گسل‌ها است. در ادامه به بررسی ساختار و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی گسل‌های معکوس و راندگی موجود در پهنا برداشته شده است.

### گسل گیو

گسل گیو که در غرب منطقه گیو تنگه در جنوب شرقی‌ترین بخش برکه کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) و در یال جنوبی تاقدیس تویه-دروار با روند شمال شرقی-جنوب غربی پدید آمده دارای درازایی در حدود ۱۰ کیلومتر در پهنا مورد بررسی می‌باشد. بر اساس بررسی‌های انجام شده یک گسل معکوس کوچک

تغییرات چشمگیر شیب لایه‌ها دیده می‌شود و با تکرار زیاد شیب لایه‌بندی از شمال به جنوب و برعکس تغییر می‌کند و در نهایت در لایه‌های سازند خوش بیلاق تا حدودی این تغییرات کم شده و شیب ثابت می‌شود. مجموعه تاقدیس و ناودیس ببرچشمه بخش زیادی از شمال برکه کیاسر را تشکیل داده است. (شکل ۶-ج) برش عرضی رسم شده از این ناودیس و تاقدیس کوچک کناری آن به همراه ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آنها که با استفاده از برداشت‌های صحرایی و داده‌های ارتفاعی-رقومی تهیه شده است را نشان می‌دهد.

### گسل‌های موثر در شکل‌گیری منطقه

آنچه حتمی است رشته کوه البرز، در کمربند زمین ساختی آلپ-همیالیا واقع شده و چین‌خوردگی البرز و شکل گرفتن آن، در فاز چین‌خوردگی آلپی نهایی شده است، ولی پس از آن نیز، فعالیت‌های زمین ساختی،

در کوتاه شدگی و شکل‌گیری این منطقه از البرز جنوبی است. در (شکل A-۷). ب) ویژگی هندسی و کینماتیکی گسل تویه و همچنین جابه‌جایی واحدهای آهکی به سن تریاس و رانده شدن آنها بر روی واحد دیوریتی دونین نشان داده شده است (شکل B-۷). ب).

### گسل صبور

گسل معکوس صبور با روند شمال شرقی-جنوب غربی و شیبی حدود ۶۰ درجه به سوی جنوب، از جنوب دشت فولاد محله آغاز شده و تا انتهای کوه صبور (تاقدیس صبور) ادامه می‌یابد و دارای درازای نزدیک به ۳۰ کیلومتر در منطقه می‌باشد. عملکرد این گسل در منطقه مورد بررسی در محل تاکدیس صبور سبب رانده شدن سنگ آهک‌های کرم رنگ و مقاوم تریاس الیکا بر روی ماسه سنگ‌های سرخ رنگ سازند لالون شده است (شکل B-۷). پ). نتیجه این جنبش حذف یال شمالی تاکدیس صبور بوده است. در (شکل A-۷). پ) این راندگی و ویژگی هندسی و کینماتیکی این گسل نشان داده شده است.

### گسل آگره

گسل راندگی آگره در شمال و جنوب ناودیس کوه علی‌خانی جای گرفته است و با توجه به این نحوه قرارگیری می‌توان آن را در هر دو یال شمالی و جنوبی ناودیس علی‌خانی برداشت نمود. روند ساختاری این گسل شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد. درازای آن در بخش یال جنوبی ناودیس علی‌خانی نزدیک به ۵۰ کیلومتر می‌باشد.

جنبش این گسل در شمال سبب رانده شدن واحدهای کرتاسه بالایی (جوان‌تر) بر روی واحدهای ژوراسیک (کهن‌تر) و حذف بخش بزرگی از این واحدها شده است. در یال جنوبی ناودیس نزدیک به دشت فولاد محله نیز این گسل سبب رانده شدن سازند کرج بروی سازندهای شمشک و ائوسن میانی با رخساره کربناتی و نیز سازندهای پالئوزوئیک شده است. این روراندگی سبب حذف و از بین رفتن سازند فجن به سوی غرب و نیز زیر گرفتن یال شمالی تاکدیس صبور شده است. شیب گسل آگره در بخش یال جنوبی ناودیس علی‌خانی بسیار کم و کمتر از ۱۵ درجه است و این شیب

زاویه (راندگی) می‌باشد. حرکت رو به جنوب این گسل راندگی سبب رانده شدن سازند دولومیتی و مقاوم الیکا ( $TR_{e1}, TR_{e2}$ ) به سن تریاس زیرین و میانی بر روی شیل‌هایی با سختی کم و ماسه سنگی سازند شمشک (Js) به سن تریاس پسین-ژوراسیک شده است. حرکت رو به جنوب سبب برگشتگی شیب لایه‌های کم مقاومت شیلی سازند شمشک شده است. اندازه‌گیری‌های صورت گرفته از گسل گیو در منطقه گیوتنگه و همچنین در ورودی روستای تویه-دروار امتداد این گسل را N15E و شیب این گسل را ۱۷ درجه به سوی شمال غرب نشان می‌دهد. عملکرد این راندگی در این منطقه سبب رورانده شدن نهشته‌های پالئوزوئیک بر روی مزوزوئیک شده است. در (شکل A-۷). الف) ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی این گسل راندگی و همچنین رانده شدن سازند الیکا بر روی سازند شمشک به سبب جابه‌جایی و حرکت رو به جنوب این راندگی نشان داده شده است (شکل B-۷). الف).

### گسل تویه

این گسل که در شمال روستای تویه و در یال شمالی تاکدیس تویه-دروار با روند کلی شمال غربی-جنوب شرقی پدید آمده است، یکی دیگر از گسل‌های طولی و مهم منطقه می‌باشد. این گسل با درازای تقریبی ۲۰ کیلومتری در منطقه، از شرق گیو تنگه آغاز شده و در ادامه در غرب روستای تویه به بخش انتهایی شرقی گسل میلا می‌پیوندد. بررسی‌های صورت گرفته بر روی گسل راندگی تویه نشان می‌دهد که گسل، از نوع راندگی می‌باشد و زاویه شیب آن پیرامون ۴۰ درجه به سوی شمال و امتداد آن N50E می‌باشد. حرکت بلوک‌های فرادیواره از شمال به سوی جنوب این گسل راندگی سبب شده که سنگ‌آهک‌های دونین با لایه‌بندی منظم از نازک تا سستبر لایه و مقاوم بر روی یک توده دیوریتی رانده شده و به موجب این حرکت و جابه‌جایی تمامی سری‌های کامبرین یال شمالی تاکدیس تویه-دروار که شامل سازندهای لالون، زاگون و باروت می‌شود را بپوشاند. در فاصله کمی از پهنه گسل و بر روی فرادیواره گسل، سنگ آهک‌های خوب لایه‌بندی شده به شدت دچار چین خوردگی و بریدگی شده‌اند. شدت چین خوردگی ناشی از عملکرد این گسل راندگی می‌باشد و بیانگر نقش مهم این گسل معکوس

واحدهای سنگی کهن پالئوزوئیک به سن دونین (سازند خوش بیلاق) بروی واحدهای سنگی جوان تر به سن تریاس پسین-ژوراسیک (سازند شمشک) شده‌اند. در (شکل A-۷). (ج) ویژگی هندسی و کینماتیکی این گسل و نیز در شکل (شکل B-۷). (ج) رانده شدن سازند خوش بیلاق بر روی سازند شمشک نشان داده شده است.

### گسل شمال البرز

گسل معکوس شمال البرز با درازای نزدیک به ۴۵ کیلومتر هم‌راستا با گسل معکوس بادله، روندی شمال شرقی-جنوب غربی دارد. در این از رشته کوه البرز و در منطقه مورد بررسی عملکرد گسل سبب جای گرفتن نهشته‌های مزوزوئیک بر روی نهشته‌های میوسین پسین جنوب کاسپین شده و در پهنه آن چین خوردگی شدید در نهشته‌های موزوزوئیک (تریاس) به صورت تاقدیس و ناودیس‌های باریک و فشرده موازی با گسل دیده می‌شود. این گسل در بخش غربی با اینکه بیرون از منطقه مورد مطالعه قرار داشته مورد بررسی قرار گرفته است. و با توجه به اندازه‌گیری‌های صورت گرفته و تحلیل ویژگی هندسی و کینماتیکی، این بخش از گسل شمال البرز با شیبی پیرامون ۷۵ درجه به سوی شمال (شکل A-۷). (ج) در دسته گسل‌های معکوس جای می‌گیرد.

در ایستگاهی که گسل شمال البرز بررسی شده است واحدهای کرتاسه پسین که شامل سنگ آهک و مارن‌های روشن می‌باشد از شمال به جنوب بر روی واحدهای سنگی آهکی کمی خاکستری رنگ به سن تریاس پسین-میانی رانده شده‌اند (در شکل B-۷). (ج) این پدیده سبب ایجاد یکسری چین‌های کوچک مقیاس در بخش فرادیواره گسل شمال البرز شده است. در بررسی‌های صورت گرفته پیشین (Alavi, 1996 و سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) بر روی تکه‌هایی از گسل شمال البرز، شیب آن بیشتر به سوی جنوب نشان داده شده ولی در این نقطه از منطقه مورد پژوهش، در گستره جنوب روستای خارخون و حاشیه رودخانه زارم رود، شیب گسل بسیار زیاد است و دچار کمی برگشتگی شده است و شیب این بخش از گسل با شیبی نزدیک به قائم به سوی شمال می‌باشد.

کم و حرکت رو به جنوب ورقه رورانده سبب شیب‌دار کردن و برگشتگی لایه‌های سازنده‌های پالئوزوئیک شده است. در (شکل B-۷). (ت) صفحه گسل و همچنین مورفولوژی ایجاد شده از عملکرد این گسل راندگی و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی آن در (شکل A-۷). (ت) نشان داده شده است.

### گسل لنگر

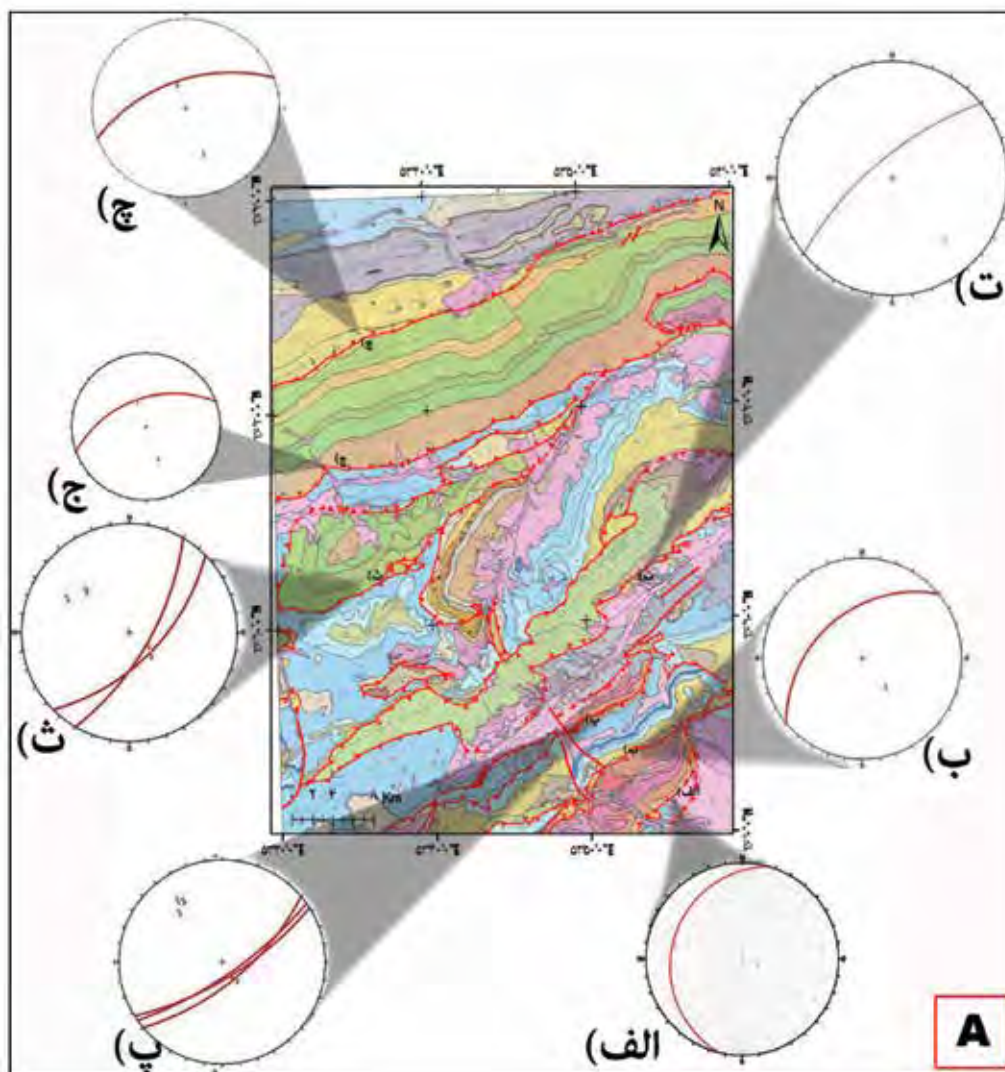
گسل راندگی لنگر با درازای نزدیک به ۴۰ کیلومتر و شیبی پیرامون ۱۸ درجه به سوی جنوب در این منطقه در یال شمالی تاقدیس تلمادره و همچنین در یال جنوبی تاقدیس ترکام جای گرفته است و به طور کلی روندی شمال شرقی-جنوب غربی دارد.

این گسل با توجه به موقعیت جای‌گیری آن در یال شمالی تاقدیس تلمادره و یال جنوبی تاقدیس ترکام سبب رانده شدن واحدهای سنگی با سن‌های متفاوت بر روی یکدیگر شده است. برای نمونه در اطراف یال شمالی تاقدیس تلمادره رانده شدن واحدهای کهن سنگ آهک و دولومیت تریاس پسین بر روی واحدهای جوان تر شیل و ماسه‌سنگ سازند شمشک دیده می‌شود (شکل B-۷). (ث). در اطراف یال جنوبی تاقدیس ترکام واحدهای سنگی جوان تر شیل و ماسه سنگ شمشک بر روی واحدهای دولومیتی کهن تر که سازند روته می‌باشد، رانده شده است.

گسل راندگی لنگر در منطقه بین دو تاقدیس تلمادره و ترکام دارای پهنه برشی و عملکرد گسترده‌ای و با توجه به ساختارهای چین‌خورده متعدد شکل گرفته در این بخش، می‌توان باور داشت که گسل راندگی لنگر یکی از موثرترین گسل‌های راندگی این ناحیه در شکل‌گیری ساختاری چین‌خورده و همچنین کوتاه شدگی در این بخش می‌باشد. در (شکل A-۷). (ث) ویژگی هندسی و کینماتیکی این گسل نیز نشان داده شده است.

### گسل بادله

گسل معکوس کوچک زاویه بادله با درازای نزدیک به ۴۵ کیلومتر در این منطقه، در شمال منطقه مورد بررسی با یک روند کلی شمال شرقی-جنوب غربی و شیبی به سوی شمال پدید آمده است. جنبش‌های این گسل سبب رانده شدن



شکل ۷. A. ویژگی هندسی و کینماتیکی گسل‌ها در مسیر پیمایش از جنوب به شمال بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱) نشان داده شده است که به ترتیب شامل گسل (الف) گسل گیو، (ب) گسل تویه، (پ) گسل صبور، (ت) گسل آگره، (ث) گسل لنگر، (ج) گسل بادله، (چ) گسل شمال البرز

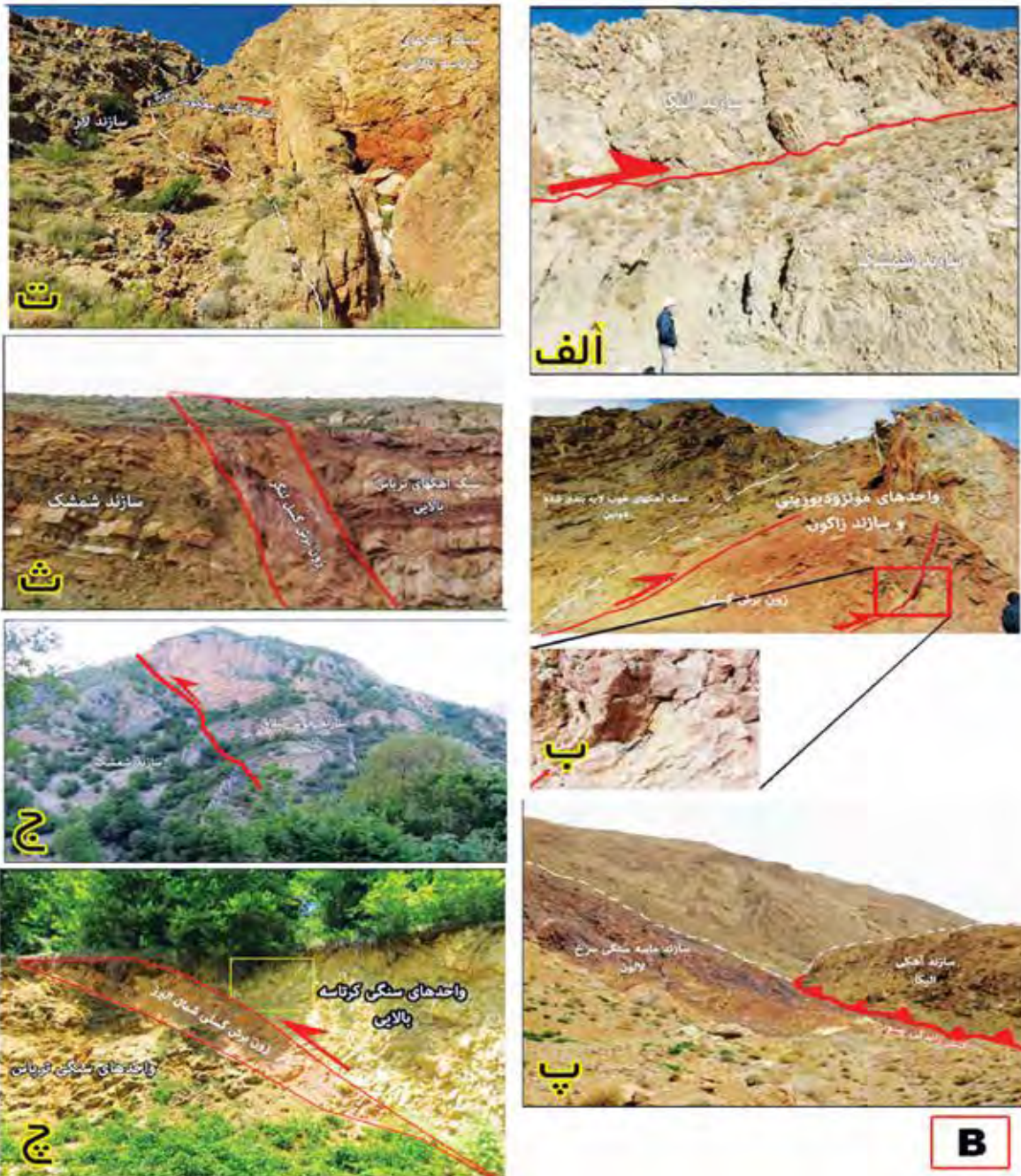
## افق‌های جدایشی<sup>۱</sup> منطقه

رشته کوه‌های البرز دو دوره دگرشکلی را در کوهزایی‌های سیمیرین و آلبی پشت سر گذاشته است. دو عامل تنش و رئولوژی سنگ‌های تشکیل‌دهنده پوسته البرز سبب شده است که ساختارهای گوناگون با الگوهای متفاوتی شکل گیرد و در بسیاری از موارد تحلیل این الگوها فرآیند آسانی نمی‌باشد.

سنگ‌های ستبر لایه با ویژگی‌های مقاوم در برابر این

تنش‌ها دچار شکستگی و سنگ‌هایی با ویژگی‌های فیزیکی شکل‌پذیر دچار چین‌خوردگی و تغییر شکل شده‌اند. در این پژوهش با توجه به برداشت‌های میدانی و داده‌های موجود، ستون چین‌شناسی این بخش از البرز مرکزی از کهن به جوان تهیه شده است (شکل ۸) و واحدهای سنگی تشکیل‌دهنده هر بخش و جایگاه و ارتباط هر کدام از این واحدها با ساختارهای چین‌خورده و گسل‌های راندگی و معکوس تاثیر گذار بر این چین‌خوردگی‌ها در منطقه

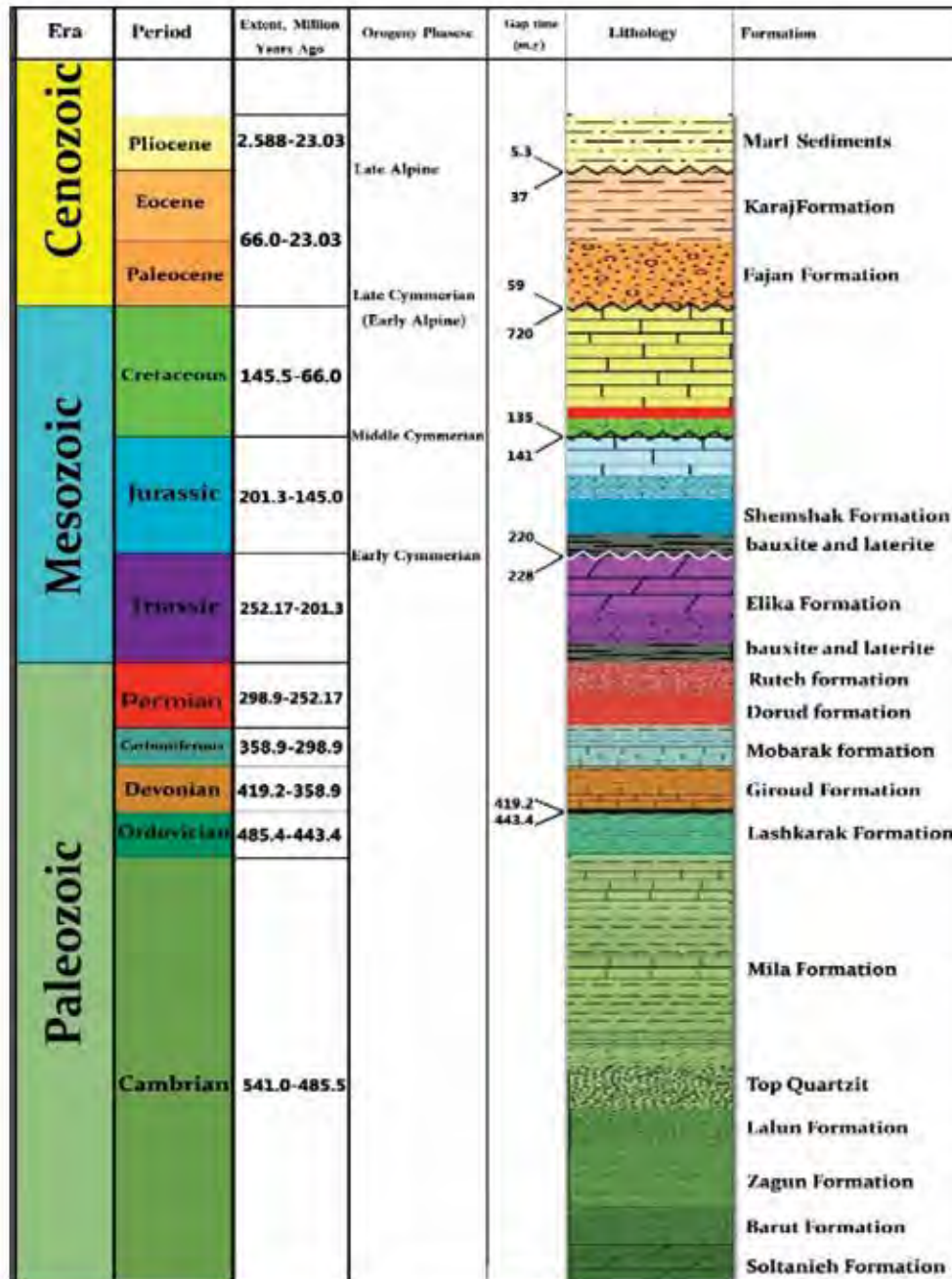
1. Decollement horizon



شکل ۷-۲. الف) همچنین نگاره رانده شدن سازند الیکا در فرادیواره گسل گیو بر روی سازند شمشک در فرودیواره (دید به‌سوی شرق)، ب) رانده شدن واحدهای آهکی تریاس بر روی واحد دیوریتی در امتداد گسل تویه (دید به‌سوی شرق)، پ) رانده شدن واحدهای آهکی تریاس بر روی واحد ماسه سنگی سرخ لالون بر روی گسل صبور (دید به‌سوی شرق)، ت) صفحه گسل و شیب راندگی گسل آگره و رانده شدن سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی بر روی سازند لار به سن ژوراسیک (دید به‌سوی غرب)، ث) پهنه برش گسلی لنگر و رانده شدن سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی بر روی سازند لار به سن ژوراسیک (دید به‌سوی شرق)، ج) رانده شدن سازند خوش بیلاق بر روی سازند شمشک در امتداد گسل بادله (دید به‌سوی شمال غرب)، چ) رانده شدن واحدهای کرتاسه بالایی بر روی واحدهای سنگی تریاس در امتداد گسل شمال البرز (دید به‌سوی شمال غرب) که به‌طور محلی شیب گسل در این ناحیه به‌سوی شمال است

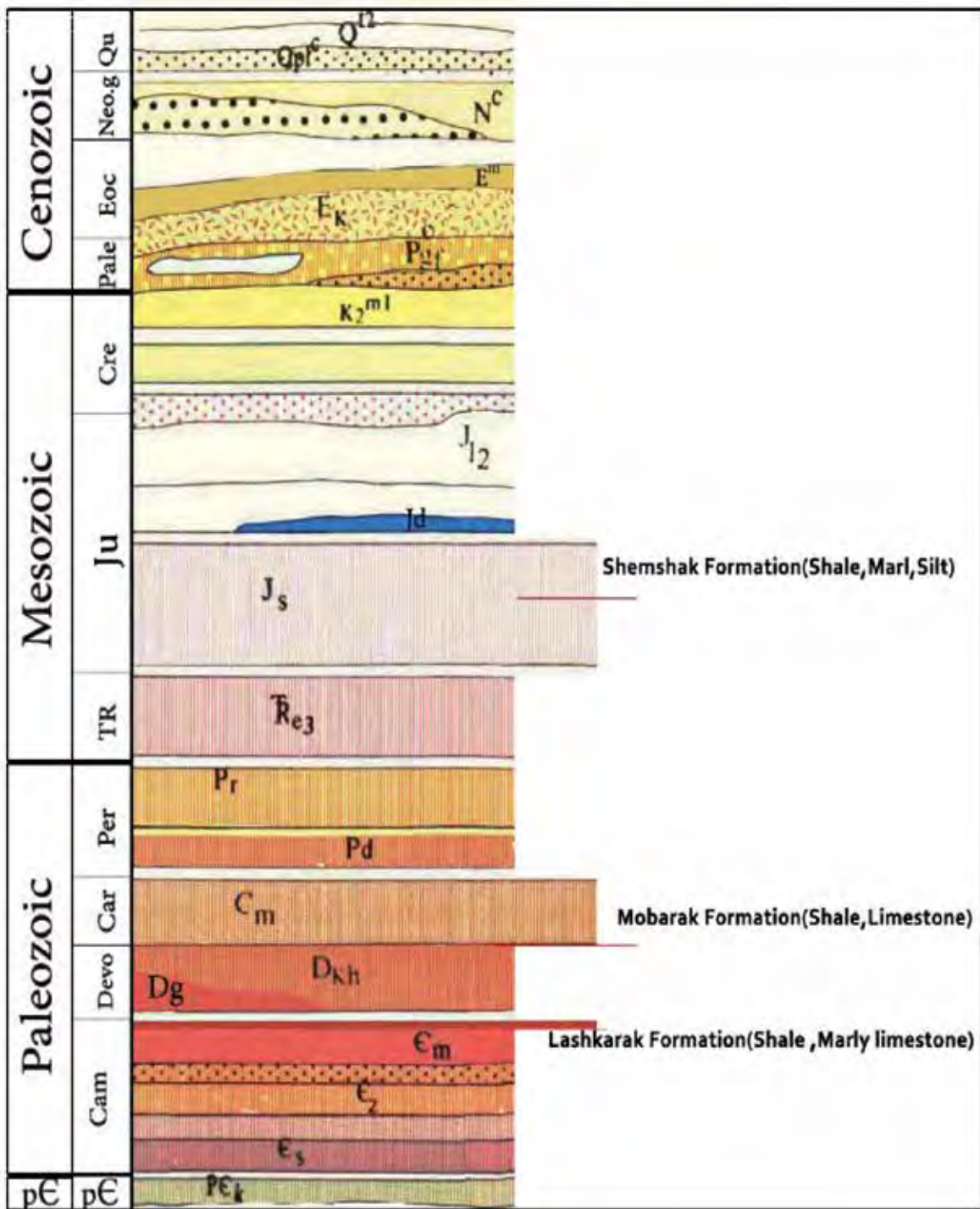
گسترش و بالا آمدن به سوی سطح شده باشند. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته در پهنه مورد پژوهش، سه سطح جدایشی به‌عنوان منشاء پدید آمدن گسل‌های راندگی معرفی شده‌اند (شکل ۹) که به ترتیب از کهن به جوان عبارتند از: (۱) عضو ۵ سازند میلا به سن اردوویسین، (۲) واحدهای شیلی سازند مبارک به سن کربونیفرپسین، (۳) واحد شیل و مارن سازند شمشک به سن تریاس پسین-ژوراسیک.

بررسی شد. پس از بررسی‌های صورت گرفته، شکل‌گیری راندگی‌های موثر در پهنه را می‌توان به سطوح گسستگی موجود در واحدهای سنگی تشکیل دهنده منطقه نسبت داد. این واحدهای سنگی سست می‌توانند لایه‌های شیل، مارن و یا سنگ آهک‌های مارنی تشکیل دهنده سازندهای منطقه باشند که در بازه زمانی کوتاه شدگی پوسته به‌صورت سطوح جدایشی<sup>۱</sup> عمل کرده و سبب شکل‌گیری گسل‌های فشارشی،



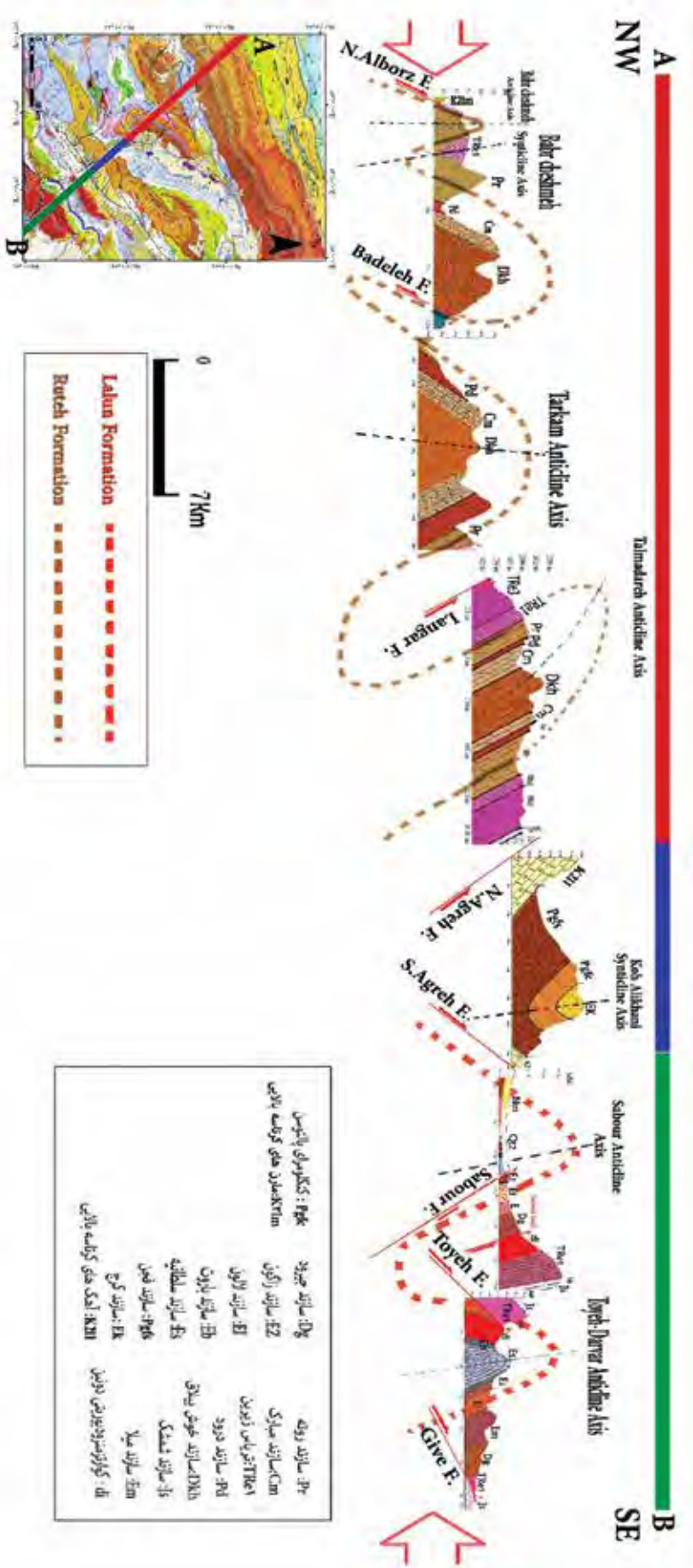
شکل ۸. ستون چینه شناسی ردیف‌های رسوبی از پهنه مورد پژوهش (با اقتباس از Saidi, 1991)

1. Detachment surface



شکل ۹. سطوح جدایشی معرفی شده در منطقه مورد پژوهش بر روی ستون چینه‌شناسی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کياسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱) که به ترتیب از پایین به بالا، عضو ۵ سازند میلا به سن کامبرین-اردوویسین (سازند لشگرک)، واحدهای شیلی سازند مبارک به سن کربونیفر و واحد شیل و مارن سازند شمشک به سن تریاس پسین-ژوراسیک می‌باشد





شکل ۱۰. الگوی ساختاری چین خوردگی‌ها و گسل‌های رانگی منطقه به همراه خط سیر برش عرضی آن بر روی نقطه ۱۰۰۰۰۰: یکپاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱). در گستره بخش سرخ رنگ شکل لایه‌های سازند درود مورد نی، چوبی قرار گرفته‌اند و در بخش سبز رنگ لایه‌های سازند زاگون دنبال شده‌اند، در بخش آبی نیز به دلیل عملکرد گسل رانگی آگره سازندها با بخش‌های شمالی و جنوبی با توجه به رخنمون‌های سطحی، کامل جدا شده‌اند و امتداد دیگری جز در این بخش ندارند. بخش سرخ رنگ، که بخش اول از شمال به جنوب برش الگوی ساختاری ارائه شده از منطقه می باشد، لایه‌های ماسه سنگ، شیل و آهکی سازند روتنه به سن پرمین دنبال شده است و همان گونه که در شکل نیز دیده می‌شود، عملکرد گسل رانگی باطله در شمال و گسل رانگی لنگر سبب حذف دو ساختار ناودیسسی و پهلوهای سازنده آن شده است، در بخش سبزرنگ، الگو و شکل ساختاری لایه‌های ماسه سنگی سرخ لاون به سن کامبرین بالایی دنبال شده است و همانطور که در شکل نیز دیده می‌شود عملکرد گسل‌های رانگی توبه، صبور و رانگی جنوبی گسل آگره سبب حذف یک ناودیس و پهلوهای شمال یک ناقیدیس شده است. لازم به ذکر است که بخش آبی رنگ از الگوی ساختاری ارائه شده فقط از یک ناودیس تشکیل شده و در مورد امتداد و یا دنبال کردن لایه‌های آن در دیگر قسمت‌های منطقه مورد مطالعه با توجه به نبود لایه‌های آن نمی‌توان نظر بیشتری داد

## نتیجه‌گیری

مطالعات میدانی و اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی ساختارهای موجود در گستره مورد پژوهش در طی هشت مأموریت یک هفته‌ای نشان می‌دهد که در پهنه بیشتر چین‌های برداشت شده از نوع چین‌های انتشار گسلی، مرتبط با گسل، نامتقارن و بندرت از نوع چین‌های باز می‌باشند، بنابراین بیشتر چین‌های این بخش از کوهزاد البرز الگوی اولیه خود را در طی دوره‌های دگرشکلی از دست داده و تخریب شده‌اند. گسل‌های بزرگ معکوس و راندگی نقش بزرگی در این تغییر و تحولات داشته‌اند. تاقدیس تلماده در مرکز منطقه یک چین نامتقارن است که یال شمالی آن بر روی سطح گسل راندگی لنگر برگشته است. گرچه ممکن است پیش از فاز سیمین نهشته‌های گندوانایی پوسته البرز فراز و فرودهایی نشان دهند، ولی هیچ‌گاه چین‌خوردگی و دگرشیبی در آنها وجود ندارد. دگرشیبی نهشته‌های تریاس پسین (سازند شمشک) با نهشته کهن‌تر (پالئوزوئیک و تریاس پیشین-میانی) گواهِ آغازین فاز کوهزایی سیمین در کارنین (برخورد قاره-قاره) صفحه ایران با صفحه توران (بخش جنوبی ابر قاره اوراسیا) می‌باشد.

گسل‌های گستره مورد مطالعه بیشتر از نوع گسل‌های معکوس می‌باشند که برخی از آنها گسل‌های معکوس بزرگ زاویه‌اندا، بیشتر گسل‌های معکوس، کوچک زاویه<sup>۲</sup> یا راندگی می‌باشند. دگرشکلی کنونی این بخش از پوسته البرز و تغییر الگوی اولیه چین‌ها نتیجه سازوکار و عملکرد گسل‌های راندگی است. گسل‌های رده پارگی<sup>۳</sup> نیز در منطقه فراوانند و در جهت عمود بر حرکت ورقه‌های رورانده با سازوکار راستالغز راست یا چپ بر پدید آمده‌اند. برای رسم برش‌های ساختاری، پیمایش‌هایی عمود بر روند ساختارهای منطقه انجام شده است که نتیجه آن ارایه این برش‌ها و تعیین الگوی ساختارها، به‌ویژه چین‌ها می‌باشد: الگوی دگرشکلی پهنه مورد پژوهش در (شکل ۱۰) نشان داده شده‌اند. در این برش‌ها تلاش شده است رابطه بین گسلش و کارکرد آنها بر روی تغییر الگوی تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها به درستی ارایه شوند. در این پژوهش که برای نخستین بار بررسی عوامل دگرشکلی پوسته این بخش از البرز انجام شده، سه سطح

جدایشی معرفی شده‌اند که گسل‌های بزرگ توانسته‌اند در این سطوح پدید آمده و در پی رشد آنها به‌سوی بالا در سطح پدیدار شده و سبب دگرشکلی شدند.

## منابع

- سعیدی، ع. و اکبریور، م. ر.، ۱۳۷۱. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کیاسر، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سعیدی، ع.، حسینخان ناظر، ن.، خوشدونی فراهانی، م.، میرزایی، م. ر.، ۱۳۹۴. نقشه‌های زمین‌شناسی و زمین‌شناسی مهندسی لیگوش و کالج، البرز مرکزی، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سعیدی، ع.، ۱۳۸۹. ژئودینامیک ایران، جلد دوم، در دست چاپ، ۲۴۰.
- سعیدی، ع. و وحدتی، ف.، ۱۳۵۸. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی چهار گوش ساری. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سعیدی، ع.، حمیدی، م.، ایگدری، س.، خوشدونی فراهانی، م.، ۱۳۹۰. نقشه‌ها و گزارش‌های زمین‌شناسی گرگان، زیارت، حاجی‌آباد و ... مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور-تهران.
- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج.، ۱۳۷۵. پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه، گسلش در گستره سمنان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۶۶.
- تسلیمی، ز.، ۱۳۹۶. مکانیسم حرکتی سفره‌های رورانده البرز جنوبی در منطقه دامغان و ارائه الگوی برش تعادلی از مرز جنوبی تا خط الراس آن. پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه علوم و تحقیقات تهران، ۱۴۸.
- حاجیان‌نژاد، م.، ۱۳۸۵. تحلیل ساختاری منطقه تویه-دروار (غرب دامغان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۲۸.
- رحیمی، ب.، ۱۳۸۱. مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان. دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸.

1. High angle reverse fault  
2. Low angle reverse fault  
3. Tear Faults

- Aghanabati, A. and Saidi, A., 1981. Tectonic movement of Bathonian (Middle Jurassic) in Central Iran. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Alavi, M., 1992. Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran. *Tectonics*, 11, 360-370.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21, 1-33.
- Allen, M., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 5, 659-672.
- Asserto, R., 1966. Geological map of upper Djadjerud and Lar valleys (Central Elburz, Iran). Institute of Geology, University of Milan, scale 1: 50,000
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stocklin, D.F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, 29, 559-562.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163-183.
- Fursich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009a. Lithostratigraphy of the upper triassic-middle jurassic Shemshak group of Northern Iran. geological society, London, Special Publications, 312, 129-160.
- Fursich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009b. The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. Geological Society, London, Special Publications, 312, 189-203.
- Fleuty, M. J., 1964. the description of folds. *Proceedings of the Geologists Association, Geological Society of London*, 75, 461-492
- Nazari, H., 2006. Analyses de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Tehran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et de l'eau*. Montpellier, Montpellier, 247.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. Mc-Graw Hill, New York, 568.
- Saidi, A. and Ghasemi, M.R., 1991. Geological map of Baladeh. scale 1/100000. Geological Survey of Iran
- Saidi, A., Brunet, M. F., and Rico, L. E., 1977. continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves. *Geodynamica Acta (Paris)*, 10, 5, 189-208.
- Saidi, A., 1991. Calendrier de la migration permo-triasique et morcellement mésozoïque des éléments continentaux de l'Iran, Thèse, University Pierre et Marie-Curie, Paris, France, 291.
- Saidi, A., 1995. Calendrier de la migration permo-triasique et morcellement mésozoïque des éléments continentaux de l'Iran, Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 298.
- Steiger, R., 1966: Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentral-Alborz/Iran). Geological Institute at ETH University of Zurich, 68.
- Shahidi, A., 2008. Evolution tectonique de nord de l'Iran (Alborz et Kopeh Dagh) depuis le Mesozoïque. Ph.D these, Université Pierre et Marie Curie, Paris (in French), 500.
- Sheikholeslami, M. R., 2018. Tectono-sedimentary evolution of the basins in Central Alborz, Iran, *GEOSCIENCES* 106 (2018), 29-38.
- Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonics of Iran A Review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974a, Northern Iran: Alborz

Mountains, In Spencer, A., Ed., Mesozoic-Cenozoic orogenic belts; data for orogenic studies; Alpine-Himalayan orogens: Geological Society [London] 4, 213-234.

- Takin, M., 1972. Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. *Nature*, 235, 147-150.

- Wilmsen, M., Fürsich, T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R. and Taheri, J., 2009. The

Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21, 211-218.

- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 312, 1, 31-55



# Separation of geochemical anomalies of gold-copper by concentration -Number Fractal (C-N) method in southeast of Nain

Gholipour, B.<sup>1</sup>, Kananian, A.<sup>2</sup>, Niroomand, Sh.<sup>3</sup>, Tarhani, A.<sup>4</sup>  
and Ferdowsi Rashed, M.<sup>5</sup>

1. MSc. in Petrology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
2. Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
3. Assistant Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
4. MSc. in Economics Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran
5. MSc. in Economics Geology, Faculty of Basic Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Received: 24 June 2020

Accepted: 18 October 2020

## Abstract

In this paper, concentration-number fractal method was used to study regional exploration and geochemical anomaly separation; also anomalies of index elements including gold, arsenic, silver, copper, antimony, lead, zinc and molybdenum in the Qalehdar exploration area (Isfahan province) was investigated. For this purpose, 336 samples of rock units were collected and analyzed by ICP-MS. Then the chemical analysis data were categorized and prepared after replacing the sensor data for processing. Using concentration-number fractal method, elemental anomalies in that area was identified and the anomalies were mapped. The results of geochemical studies in the area showed that different geochemical anomalies of Au, Mo, Cu, As, Sb, Pb, Zn are closely related to alteration zones and shallow plutons. These studies also led to the identification of a geochemical system. After drawing the geochemical maps and identifying the anomalous regions, the anomalies of the various elements were correlated and a zoning was recognized. In this zoning from the center to the outside of the system, the anomalies respectively, include molybdenum (Mo), copper-molybdenum (Cu Mo), lead-zinc (Pb Zn) anomalies and finally the gold-arsenic anomaly (As Au) which is located at the periphery of the system.

**Keywords:** Elemental logging, Concentration-number fractal, Qalehdar mining area, Geochemical anomaly.

# Geology, structure, texture, fluid inclusion and formation model of Michigan type copper mineralization in the Sebandoon deposit, Northeast of Iran

Hammamipour-Baranji, B.<sup>1</sup>, Tajeddin, H. A.<sup>2</sup> and Movahednia, M.<sup>3</sup>

1. M.Sc. Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran

2. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran

3. M.Sc. Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran

Received: 24 June 2020

Accepted: 23 August 2020

## Abstract

The Sebandoon copper deposit is located in the northern part of the Sabzevar subzone. The rock units exposed in the area consist of upper Cretaceous volcano-sedimentary sequences of trachyte, trachyandesite, basalt, split, shale, dacite and sandstone. The Sebandoon native copper deposit comprises stratabound mineralization which is hosted in split basalt. The main ore structures and textures in the deposit include disseminate, veinlets, open space filling and replacement forms. The ore mineral assemblages are simple and consist of native copper, coprite and malachite and main gang minerals are zeolite, calcite, quartz, chlorite and epidote. Fluid inclusion studies on ore-bearing zeolite reveal that majority of primary inclusions are liquid-rich two-phase (LV) ones. The studies indicate homogenization temperatures were between 228 and 340°C and salinity varied between 0.6 to 5.7 wt% NaCl eq. Based on the evidence from geology, mineralogy, alteration, fluid inclusion, and geodynamic environment, the Sebandoon copper deposit is similar to Michigan copper type deposits, in which copper was leached from the basaltic rocks during burial metamorphism and the ore-forming fluids moved upwards and subsequently deposited as native copper due to low pressure and mixing with meteoric fluids.

**Keywords:** Michigan type, Sebandoon, Sabzevar subzone, Native copper, Fluid inclusion.

# Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Cretaceous deposits in Khunik stratigraphic section (West Qaen, eastern Iran)

Notghi Moghaddam, M.<sup>1</sup>, Jalili, F.<sup>2</sup> and Senemari, S.<sup>3</sup>

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Payame Noor University, Tehran, I.R of Iran

2. Ph.D in stratigraphy and paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

3. Associate Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

Received: 14 March 2021

Accepted: 20 June 2021

## Abstract

In this research, the biostratigraphy of the Cretaceous deposits was investigated in the eastern margin of Lut Block in Khunik stratigraphic section, west of Qaen, based on calcareous nannofossils. The stratigraphic interval mainly consists of marls with sandstone interlayers (196 m thick). According to the systematic studies, 30 nannofossil species belonging to 20 genera were identified. Based on the presence of index calcareous nannofossils such as *Calcicalathina oblongata*, *Speetonia colligata*, *Eiffellithus striatus* and the fossil assemblages *Calcicalathina oblongata* Zone (CC3), *Cretarhabdus loriei* Zone (CC4) and *Lithraphidites bollii* Zone (CC5) these deposits are equivalent to NK3A subzone – middle part of NC5B subzone. According to the determined biozones, early Valanginian to late Hauterivian age was suggested for the studied interval.

**Keywords:** Biostratigraphy, Calcareous nannofossil, Khunik, Lut Block, Qaen.



# Mineral chemistry of clinopyroxene, an approach to petrogenesis of Saray Volcanic Complex–Northwest of Iran

Ghaderi, M.<sup>1</sup>, Amel, N.<sup>2</sup> and Moayyed, M.<sup>3</sup>

1. Ph.D in Petrology, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

2. Associated Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

3. Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

Received: 15 May 2019

Accepted: 21 July 2019

## Abstract

Saray volcano is an extinct volcano and is located in the east of Urmia Lake. This volcano mainly consists of Leucititic lava flows and their related pyroclastic materials forming a Sequence which repeated more than five times. Leucite phonolitic dykes, Lamprophyric (Minette, Monchiquite and Spessartite) lavas and dykes, Trachytic domes and dykes, Syenitic dykes and a small syenitic stock are other rock types of Saray volcano. Since clinopyroxene is present in all rock types of this volcano, mineral chemistry study of clinopyroxenes in all rock types of Saray volcano, could help us to explain the relationship between different rock types. Clinopyroxenes of Saray volcano have diopside, salite and fassaite compositions. The majority of studied clinopyroxenes crystallize under 3-4 kb pressure and 1150 centigrade temperature. Tectono-magmatically speaking, these clinopyroxenes were mostly formed within plate basalts. Although the composition of rock types of Saray volcano is very different, almost constant composition of clinopyroxene in all rock types, show the same origin for all clinopyroxenes. However, it can be concluded that all rock types have the same origin.

**Keywords:** Saray volcano, Diopside, Salite, Mineral chemistry.

# Hydrodynamic behavior of Soremeh Carbonate Formation on groundwater inflow to Nowsud Tunnel in Zimkan valley region, Kermanshah

Nassery, H.R.<sup>1</sup>, Bayat, N.<sup>2</sup> and Ezzati Feyz, J.<sup>3</sup>

1. Professor of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University
2. Ph.D student in Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran
3. Graduated from Master of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran

Received: 27 July 2021

Accepted: 29 September 2021

## Abstract

Groundwater control is an important issue during underground excavation in fractured rocks. More than any other factor, the lack of groundwater control can cause costs to rise.

In this study, the characteristics of the Soremeh Formation in Zimkan aquifer were analyzed using the recession curve of discharge water from the tunnel. The results show that behavior of the recession curve of discharge water from the tunnel is similar to discharge of the conduit flow system of karst springs. In the first seven days, the slope of the recession curve was high and equal to 0.041, but over time in considering to progress of tunnel excavation and 41 meters groundwater table drawdown in karstic aquifer of Soremeh Formation; the slope of the recession curve decreased and it became similar to diffuse flow system of the karstic aquifer. In the recession curve of discharge water from the Nowsud Tunnel, all three porous systems, including conduit, semi conduit and diffuse are properly identifiable in time intervals of seven, 48, and 87 days respectively. with respect to similarities in the behavior of discharge water from the tunnel with karst springs, the hydrograph of recharge water into the tunnel can be used as a discharge below the base level of the karst hydrologic system in order to assess the dynamic reserve of the upper karst aquifer (above the tunnel level).

**Keywords:** Karst aquifer, Nowsud Tunnel, Conduit flow, Recession curve.

# Investigation of structural pattern and introduction of detachment surface of Alborz Mountain Range in the north of Damghan

Taslimi, Z.<sup>1</sup>, Saidi, A.<sup>2</sup>, Ghoreshi, M.<sup>3</sup>, Arian, M.<sup>4</sup> and Solgi, A.<sup>5</sup>

1. Department of Geology, College of Basic Sciences, Tehran Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

3. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

4. Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

5. Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 25 May 2019

Accepted: 21 September 2019

## Abstract

The studied area is a part of Eastern central Alborz, between southeastern piedmont of Alborz (NW of Damghan) and North Alborz Fault (South of Sari). The Alborz Mountain range which forms the heights of northern territory, separated the Caspian Depression from Iran central plateau. The Alborz is one of the Iranian mountain ranges that were deformed during two Cimmerian and Alpine orogenic events. This deformation is continued until the present day. This research is based on the satellite images, field investigations, drawing structural sections, stratigraphic sequences from the folded and thrust parts of Alborz Mountains. The studied area is composed of numerous anticlines and synclines from South to North as Tuyeh- Darvar anticline, Sabour anticline, Talma- Darreh anticline, Alikhani syncline, Tarkan anticline, Babr cheshmeh syncline and anticline. Some of these folds are related to faulting which occurred due to the typical continuous shortening and faulting of Alborz crust and destroyed their original patterns. The function of main faults and specially thrust faults played an essential role on the present models of mentioned folds. Regarding the axes of the folds, the effective compression over the area has a North, North West-South, South-East direction. This direction is perpendicular to axial trend of folds.

The physico-mechanical properties of Alborz geological units caused development of detachment surfaces on main faults. The shortening intensity and large displacements have led to disappearance of a limb or whole fold. In this study the three surfaces of detachment were introduced inside the stratigraphic sequences from Precambrian to middle Eocene based on the well-known and documented data.

**Keywords:** Alborz Mountains range, Fold, thrust fault, Folds related fault, Detachment surface.





**Vol. 16, No. 61, Spring 2022**

**License Holder:**

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

**Editorial Director:**

Dr. Khodaei, K., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

**Editor in Chief:**

Dr. Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

**Assistant Editor:**

Dr. Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

**Editorial Board:**

Dr. Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Rezaei, M.R., Professor - Curtin University of Australia

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Dr. Saeedi, A., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

Dr. Fatemi Aghda, S.M., Professor - Kharazmi University

Dr. Gharshi, M., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Dr. Ghavidel, M., Professor of Institute of Petroleum Engineering - Tehran University

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

Dr. Mousavi Harami, R., Professor - Ferdowsi University Mashhad

Dr. Mirzaei, S., Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Dr. Vossoughi Abedini, M., Associate Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Kohandel, A., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

**Manager:** Hatefi, R., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

**Executive Director:** Esmaili, E.

**Editors:** Dr. Nassery, H.R. and Faezi, N.

**Designer:** Ansari, A.

**Published:** Spring 2022

**Print:** Tarh and Naghsh

**Print address:** No. 40, 16 Azar Avenue, Keshavariz Boulevard, Tehran, Iran

**Office address:** Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran, P.O.Box. 196151171

**Tel:** +98(21)29902594-22431933-4

**E-mail:** zaminshenasiiran@yahoo.com

**Website Journal:** Journal.rias.ac.ir

**Website:** www.rias.ac.ir

This Quarterly Review of Science-Research to Number 3/309 and History 16 April 2008 from the Ministry of Science, Research and Technology.

**This journal is indexed in the following sites:**

**<http://www.isc.gov.ir>; <http://www.srlst.com>; <http://www.sid.ir>; <http://www.magiran.com>**