



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۹، شماره ۷۳، بهار ۱۴۰۴

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سردبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمد رضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیس، 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 قویدل، 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 شهید بهشتی

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

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 ۱۴۰۴

چاپ: توس

نشانی: انقلاب، ابتدای خیابان آزادی، روبروی بانک ملت، پلاک ۳۸

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳-۴، ۲۹۹۰۲۵۹۴

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: 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 دسترسی 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 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 حسینی، ی.، ۱۳۸۳. الگوی سیستم زهکشی در معادن. فصلنامه تحقیقات منابع آب، ۱۲، ۱۴-۲۷.

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.

نوشتر 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.

ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای: روش اکتشافی بهینه برای بررسی کانه‌زایی مس در گستره چاه رستم، جنوب بیرجند

سمیه مرادی^۱، مسعود علی‌پوراصل^{۲*} و افشین اکبرپور^۳

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود
۲. دانشیار، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود
۳. استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۹/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۱۶

چکیده

گستره اکتشافی چاه رستم در بلوک لوت و در شمال غربی نهبندان در جنوب بیرجند واقع است. واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن-الیگوسن با ترکیب آندزیت و آندزیت بازالت پورفیری بخش عمده‌ای از این گستره را پوشش می‌دهند و به وسیله سنگ‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی ائوسن-پسین-الیگوسن با ترکیب گرانودیوریت، مونزودیوریت، کوارتز دیوریت پورفیری و دایک‌های داسیتی قطع شده‌اند. سیالات گرمایی مربوط به توده‌های نیمه‌نفوذی-نفوذی در کانه‌زایی مس و عناصر همراه در این ناحیه نقش مهمی داشته‌اند. نمونه‌ها از بخش منهای ۸۰ مش رسوبات بستر آبراهه‌ها برداشت شدند و پس از نمایش، برای عنصر طلا با روش فایراسی و تعداد ۲۲ عنصر با استفاده از روش طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی نشر نوری تجزیه شده است. تحلیل‌های آماری تک‌متغیره و چندمتغیره داده‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای، ناهنجاری‌های عناصر مس، طلا، روی، سرب، مولیبدن، آرسنیک، آنتیموان و منگنز را در گستره چاه رستم نشان می‌دهد. هم‌یافتی ژئوشیمیایی عناصر در نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای، بیان از رخداد احتمالی کانه‌زایی‌های مس پورفیری و اپی‌ترمال (به‌ویژه سامانه اپی‌ترمال) در این گستره دارد. مطالعه سنگ‌ژئوشیمیایی نمونه‌های انتخابی از رخنمون‌های سنگی و مغزه‌های حفاری در مناطق ناهنجاری رسوب آبراهه‌ای، قابلیت روش ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای در ثبت هاله‌های ژئوشیمیایی مرتبط با سامانه‌های کانه‌زایی را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: جنوب بیرجند، چاه رستم، ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای، کانه‌زایی مس.

مقدمه

اکتشافات سیستماتیک مواد معدنی شامل مراحل شناسایی، پی‌جویی، اکتشافات عمومی و تفصیلی می‌باشد. روش ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای در مرحله شناسایی و پی‌جویی مواد معدنی محسوب می‌شود. یکی از کاربردهای اساسی این روش، ثبت هاله‌های لیتوژئوشیمیایی ثانویه

* نویسنده مرتبط: masoodalipour@shahroodut.ac.ir

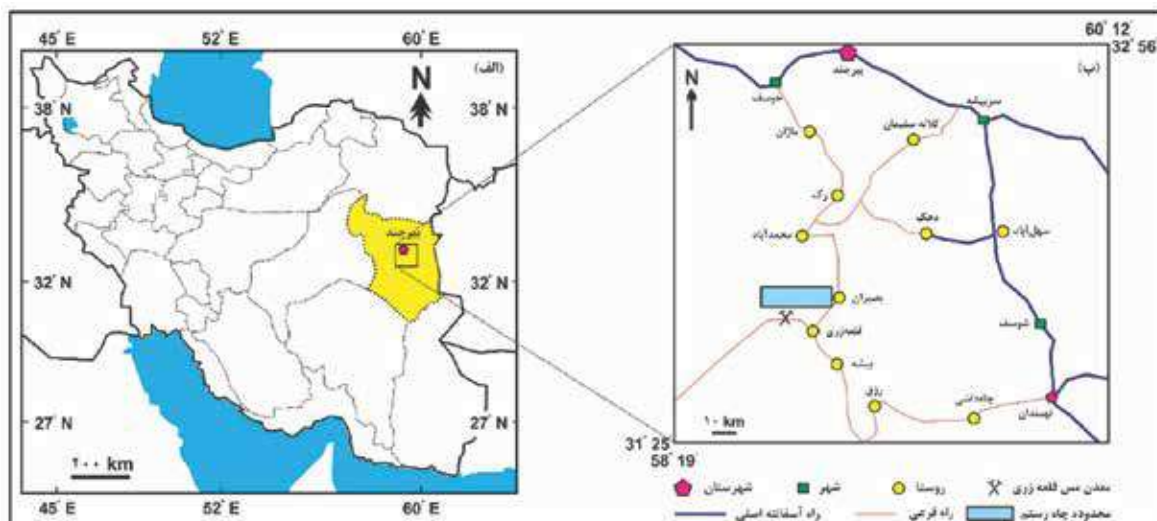
(Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015)، مس-طلا پورفیری ماهرآباد (ملک‌زاده شفارودی و کریم‌پور، ۱۳۹۰)، کانسار طلای شادان در جنوب غرب بیرجند (Yazdi et al., 2023)، کانسار مس چشمه خوری در بلوک لوت (Javidi Moghaddam et al., 2019)، طلا-قلع هیرد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۶)، مس-مولیبدن رگه‌ای-پورفیری ده سلم و چاه شلغمی (ارجمندزاده، ۱۳۹۰)، چندفلزی ماهور (یونسی و همکاران، ۱۳۹۶) و سرب و روی سه‌چنگی (Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2015) مؤید آن است. این رخدادهای کانه‌زایی با ماگماتیسم غنی از پتاسیم ائوسن میانی تا الیگوسن پسین در کمربند ماگمایی شرق ایران مرتبط هستند (Omidianfar et al., 2020). اهمیت بالای مطالعات زمین‌شناسی و اکتشافی در بلوک لوت و وجود آثار کانه‌زایی مس و عناصر همراه در گستره چاه رستم، استفاده از روش ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای برای ثبت ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی مرتبط با سامانه‌های کانه‌زایی را در این گستره ضرورت می‌بخشد.

روش مطالعه

در این پژوهش، طراحی و برنامه‌ریزی برای برداشت ۳۶ نمونه رسوب آبراهه‌ای در حوضه‌های آبریز انجام شد. نمونه‌های ژئوشیمی آبراهه‌ای از جزء منهای ۸۰ مش رسوبات بستر آبراهه‌ها برداشت شدند. این نمونه‌ها پس از نمایش، برای عنصر طلا با روش غال‌گذاری (F.A.) و تعداد ۲۲ عنصر با استفاده از روش طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی نشر نوری (ICP-OES) در آزمایشگاه مطالعات مواد معدنی زرآرما تجزیه شده است. تحلیل‌های آماری تک‌متغیره و چندمتغیره داده‌های ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای در محیط نرم‌افزار IBM SPSS Statistics 21 انجام شده است. بر اساس نتایج پردازش‌های آماری، نقشه‌های ناهنجاری ژئوشیمیایی تک‌عنصری و چندعنصری در محیط نرم‌افزار Arc GIS 10.6 رسم شد و از ترکیب نقشه‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای، مناطق امیدبخش معدنی انتخاب شده است. در مرحله کنترل صحرایی ناهنجاری‌های ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای، برای مطالعات سنگ‌ژئوشیمیایی از

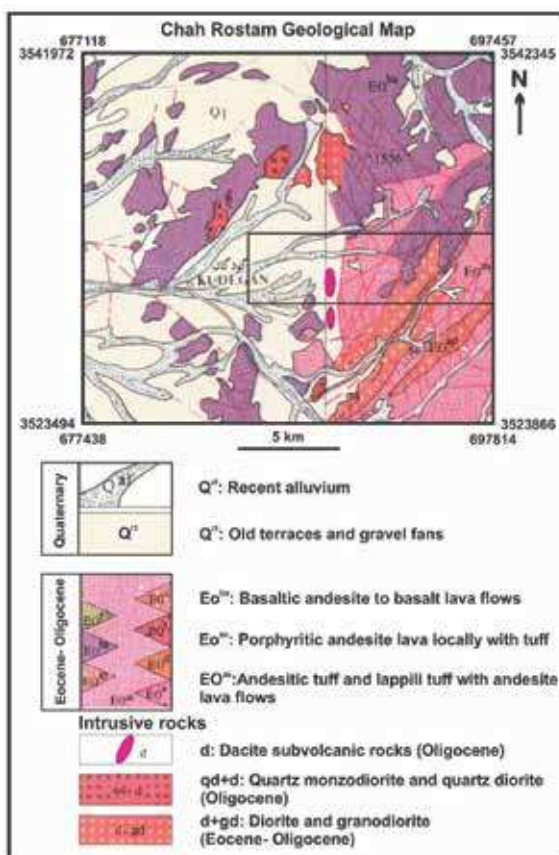
عناصر در محیط پیرامون سامانه‌های کانه‌زایی است. تلفیق یافته‌های ژئوشیمیایی با داده‌های زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی، دگرسانی و سنجش از دور برای معرفی پتانسیل‌های کانه‌زایی استفاده می‌شوند (مدبری و همکاران، ۱۴۰۱).

گستره اکتشافی چاه رستم با مساحتی حدود ۴۰ کیلومتر مربع در مختصات جغرافیایی "۳۴° ۵۷' ۵۸" تا "۰۶° ۵۹' ۵۵" طول شرقی و "۳۸° ۵۳' ۳۱" تا "۲۳' ۵۵" عرض شمالی، در نه کیلومتری شمال معدن مس قلعه‌زری، حدود پنج کیلومتری غرب آبادی بصیران، فاصله ۱۰۴ کیلومتری شمال غرب نهبندان در استان خراسان جنوبی واقع است (شکل ۱-الف، ب). مناسب‌ترین راه دسترسی به گستره اکتشافی چاه رستم، جاده قلعه‌زری-بصیران است. گستره چاه رستم بخش کوچکی از چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم (سه‌ندی و همکاران، ۱۳۷۱) و چهارگوش‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بصیران (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱) و کودکان (بلوریان، ۱۳۸۷) می‌باشد. اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در ورقه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ بصیران و کودکان، ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی مس، طلا، سرب، روی و عناصر همراه را در بخش‌هایی از این ورقه‌ها نشان می‌دهد و گستره اکتشافی چاه رستم یکی از مناطق امیدبخش معدنی است (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۹، ۱۳۸۸). از آنجایی که بر روی ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی این ورقه‌ها کنترل‌های صحرایی و چکشی دقیقی انجام نشده است، اکتشافات ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای در مقیاس بزرگ‌تر با برداشت تعداد نمونه بیشتر در واحد سطح و کنترل‌های صحرایی با برداشت نمونه‌های سنگ و در نهایت حفر گمانه‌های اکتشافی پتانسیل کانه‌زایی این گستره را آشکار می‌سازد. پهنه مورد بررسی، بخشی از کمان آتشفشانی-نفوذی سنوزویک در بلوک لوت است. این کمربند ماگمایی مستعد شکل‌گیری کانسارهای پورفیری، اسکارن، رگه‌ای چندفلزی، رگه‌ای اپی‌ترمال و ... است. وجود معادن، کانسارها و اندیس‌های شناخته شده مس، طلا، مولیبدن، سرب، روی، آهن و غیره از قبیل معدن مس قلعه‌زری (Karimpour et al., 2005)، کانسارهای طلا-مس پورفیری خویپک



شکل ۱. الف) موقعیت گستره اکتشافی چاه رستم در استان خراسان جنوبی، ب) موقعیت جغرافیایی گستره چاه رستم نسبت به شهرهای بیرجند و نهبندان و راه‌های دسترسی به گستره اکتشافی

سن ائوسن-الیگوسن و سنگ‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی با ترکیب گرانودیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و داسیت (ائوسن پسین-الیگوسن) وجود دارد (شکل ۲).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره اکتشافی چاه رستم (اقتباس شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ ده سلم (سهندی و همکاران، ۱۳۷۱))

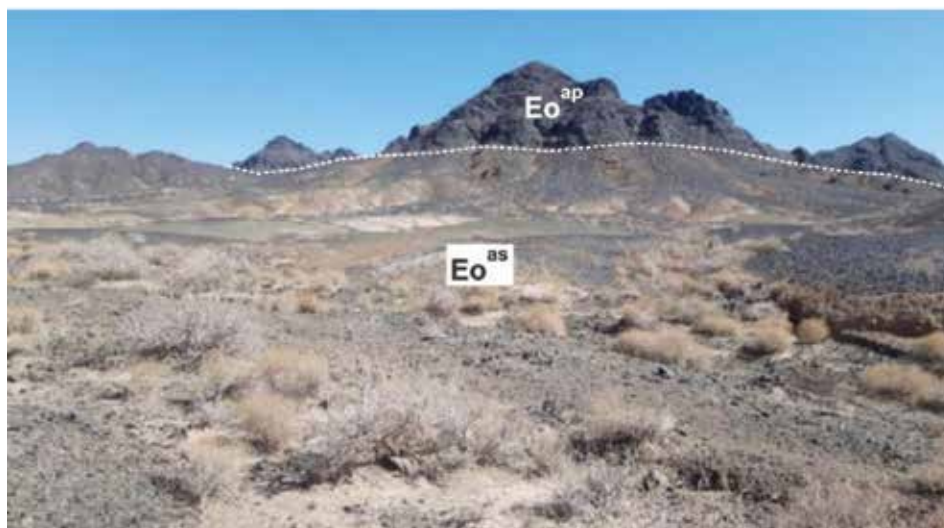
رخنمون کانه‌زائی‌ها و دگرسانی‌ها نمونه‌گیری صورت گرفت. در ادامه، بر اساس یافته‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراه‌های و سنگ‌ژئوشیمیایی مرحله اکتشاف چکشی (کنترل ناهنجاری) تعداد چهار گمانه اکتشافی حفر شده است. از مغزه‌های حفاری برای مطالعات سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و سنگ‌ژئوشیمیایی نمونه‌برداری انجام شده است. در نهایت، بر پایه نتایج بررسی‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراه‌های، کنترل ناهنجاری و مغزه‌های حفاری، برای ادامه مطالعات در گستره چاه رستم نتیجه‌گیری شده است.

زمین‌شناسی

گستره اکتشافی چاه رستم، در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی ایران در خردقاره ایران مرکزی و بلوک لوت قرار دارد. این گستره در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰ ده سلم (چاهوک) به شماره K9 (سهندی و همکاران، ۱۳۷۱)، چهارگوش‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ بصیران به شماره ۷۸۵۳ (بهریزی و همکاران، ۱۳۷۱) و کودکان به شماره ۷۷۵۳ (بلوریان، ۱۳۸۷) قرار دارد. بر پایه اطلاعات نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰ و مشاهدات صحرایی مطالعه حاضر، در گستره اکتشافی چاه رستم رخنمونی از سنگ‌های آتشفشانی و توف‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی و بازالت به

(به صورت توده‌های کوچک و دایک) نیز در این واحد سنگی مشاهده می‌شود. گدازه‌های آندزیتی دارای بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی است و متشکل از پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت هستند. کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها عبارت از آپاتیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های کدر است. سنگ‌های آندزیتی در سطح ظاهری رنگ سبز تا خاکستری تیره دارند. در برخی از رخنمون‌ها، آندزیت‌ها دارای بافت مگاپورفیری است و در بردارنده بلورهای درشت پلاژیوکلاز و آمفیبول می‌باشند.

سنگ‌های آذرآواری: این واحد سنگی بر روی نقشه زمین‌شناسی با علامت اختصاری EOas نشان داده شده است، که تناوبی از توف و گدازه آندزیتی به سن ائوسن-الیگوسن است (شکل ۲). این واحد که بیش‌تر در شمال شرق روستای متروکه کودکان گسترش دارد بیش‌تر از سنگ‌های آذرآواری نظیر توف و لاپیلی توف با ترکیب آندزیتی تشکیل شده است و دارای میان‌لایه‌هایی از روانه‌های گدازه آندزیتی و به مقدار کمتر گدازه‌های آندزیت بازالتی است (شکل ۳). در موارد اندک سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق با ترکیب آندزیت



شکل ۳. همبری سنگ‌های آذرآواری با ترکیب توف و لاپیلی توف آندزیتی (EO^{as}) با گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی (EO^{ap}) در گستره چاه رستم (نگاه به سمت شمال شرق)

درشت کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و پیروکسن) توسط کانی‌های ثانویه پر شده است. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل آپاتیت و کانی‌های کدر است. کانی‌های ثانویه نیز شامل سریسیت، کلریت، اپیدوت، کانی‌های رسی و کلسیت می‌باشد. این سنگ‌های گدازه‌ای از نظر ژئوشیمیایی در قلمرو سری کالکوالکال غنی از پتاسیم تا شوشونیتی قرار دارند (بلوریان، ۱۳۸۷).

سنگ‌های آذرین نفوذی و نیمه‌نفوذی: در این منطقه، سنگ‌های آذرین نفوذی و نیمه‌نفوذی دارای ترکیب گرانودیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و داسیت می‌باشند. توده‌های مونزودیوریت و کوارتز دیوریت ($qd+d$) در بخش مرکزی گستره چاه رستم رخنمون دارند (شکل ۲). این سنگ‌ها دارای بافت کاملاً گرانولار و درشت بلور است

گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی: این واحد سنگی بر روی نقشه زمین‌شناسی با علامت اختصاری EO^{ap} نشان داده شده است و متشکل از روانه‌های آندزیتی، تراکی آندزیتی، آندزیت بازالتی با بافت پورفیری و به مقدار کمتر توف آندزیتی به سن ائوسن-الیگوسن است (شکل ۲). این روانه‌های گدازه‌ای با لایه‌بندی مشخص در صحرا دیده می‌شوند. شیب لایه‌بندی گدازه‌های این واحد در حدود ۳۰ درجه به سمت جنوب غربی است و به صورت کاملاً هم‌شیب بر روی واحد آذرآواری (EO^{as}) قرار می‌گیرند (شکل ۳). نتایج مطالعات سنگ‌نگاری نمونه‌های این واحد نشان می‌دهد، آندزیت‌ها دارای بافت پورفیری است و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در خمیره ریزدانه از پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار حضور دارند. همچنین قالب بلورهای

و اکسیدهای آهن تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی در قلمرو سری کالکوالکالن غنی از پتاسیم قرار دارند. سن این استوک و دایک‌های داسیتی الیگوسن گزارش شده است (سهندی و همکاران، ۱۳۷۱؛ بلوریان، ۱۳۸۷).

طراحی، نمونه‌برداری و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های رسوب آبراه‌های

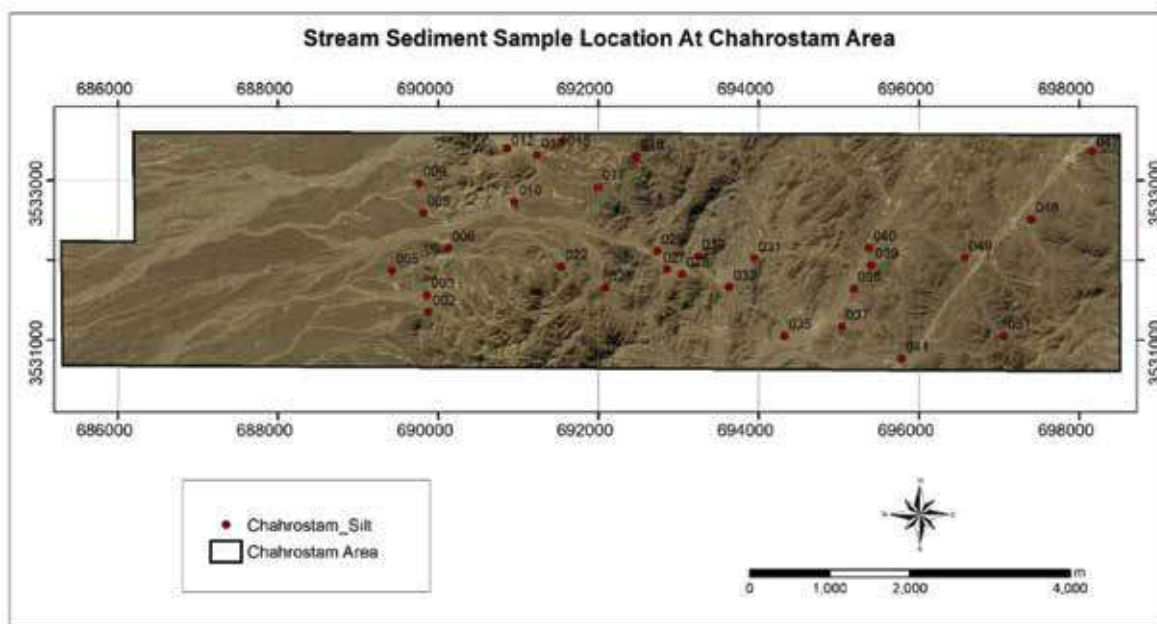
یکی از مراحل مهم و اساسی هر طرح اکتشاف ژئوشیمیایی، طراحی نقاط نمونه‌برداری است و به‌عنوان اساس و پایه مطالعات، بایستی به صورت بهینه انجام گیرد. در این پژوهش، نخست با بررسی نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای گستره اکتشافی چاه رستم، حوضه‌های آبریز تکمیل شده است. سپس با استفاده از اطلاعات نقشه زمین‌شناسی منطقه، واحدهای سنگی مستعدکانه‌زایی، توده‌های نفوذی، همبری‌های مهم، دگرسانی‌ها، سامانه‌های گسلی و نقشه ژئومغناطیس هوایی، نمونه‌های رسوب آبراه‌های در حوضه‌های آبریز طراحی شده است. در مجموع، تعداد ۳۶ نمونه رسوب آبراه‌های با تراکم یک نمونه به ازای هر کیلومتر مربع در این گستره تعیین شده است. نقشه موقعیت نمونه‌های رسوب آبراه‌های در محیط نرم‌افزار Arc GIS 10.6 ترسیم شده و مختصات مکانی نقاط نمونه‌برداری استخراج می‌شود. موقعیت نمونه‌های ژئوشیمی رسوب آبراه‌های در گستره چاه رستم در شکل ۴ نشان داده شده است.

به دلیل حساسیت بالای روش‌های ژئوشیمیایی و غلظت‌های پایین عناصر در بخش سیلتی رسوبات آبراه‌های، نمونه انتخابی باید معرف خوبی برای ایستگاه نمونه‌برداری باشد. در گام نخست، محل برداشت نمونه با استفاده از اطلاعات نقشه توپوگرافی و یا با استفاده از دستگاه سامانه موقعیت یاب جهانی تعیین می‌شود. در ایستگاه نمونه‌برداری، هر نمونه رسوب آبراه‌های متشکل از ۲۵ جزء نمونه است و در فاصله حدود ۵۰ متر از محل ایستگاه به سمت بالادست آبراه برداشت می‌شود. جزء نمونه‌ها از بخش‌های غیرفعال واقع در مرکز و ثقل آبراه انتخاب می‌شوند. در محل برداشت برای اجتناب از آلودگی‌های

و در سطح رخنمون کمی هوازده هستند. این سنگ‌ها به‌صورت توده‌های کوچک (استوک) در داخل سنگ‌های آتشفشانی تزریق شده‌اند و سنگ‌های پیرامونی را کمی دگرسان کرده‌اند، به‌طوری که تاثیر حرارتی سنگ‌های نفوذی بر سنگ‌های اطراف به‌طور کامل واضح است. این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، پیروکسن و بیوتیت تشکیل شده است. کانی‌های فرعی سنگ‌ها آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی در قلمرو سری کالکوالکالن غنی از پتاسیم تا شوشونیتی قرار دارند. سن این توده‌ها و استوک‌های نفوذی در چهارگوش‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ ده سلم و ۱:۱۰۰۰۰۰ کودکان الیگوسن گزارش شده است (سهندی و همکاران، ۱۳۷۱؛ بلوریان، ۱۳۸۷). با این وجود، مطالعات سن-سنجی به روش اورانیوم-سرب بر روی کانی زیرکن از سنگ‌های نفوذی مونزونیت و کوارتز مونزونیت در ناحیه کودکان (جنوب بیرجند)، سن‌های تبلور $40/96 \pm 0/48$ تا $38/78 \pm 0/78$ میلیون سال (اؤسن-پسن، بارتونین) را برای سنگ‌های نفوذی آشکار می‌سازد (Omidianfar et al., 2020).

توده‌های دیوریت و گرانودیوریتی (d+gd)، در بخش‌های شمال و شمال شرق گستره چاه رستم رخنمون دارند (شکل ۲). این سنگ‌ها سالم و غیردگرسان هستند و دارای بافت دانه‌ای می‌باشند. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و هورنبلند است و کانی‌های فرعی و ثانویه آن‌ها از کلریت، اپیدوت، تورمالین و آپاتیت تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی در قلمرو سری کالکوالکالن غنی از پتاسیم تا شوشونیتی قرار دارند. سن این توده‌ها و استوک‌های نفوذی اؤسن-پسن الیگوسن گزارش شده است (سهندی و همکاران، ۱۳۷۱؛ بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱؛ بلوریان، ۱۳۸۷).

استوک و دایک‌های نیمه‌عمیق داسیتی (d)، واحدهای سنگی دیگر را قطع می‌کنند (شکل ۲). این سنگ‌ها به رنگ روشن با بافت پورفیری و به مقدار کمی دگرسان هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن است. زمینه این سنگ‌ها ریزدانه و تا حدودی میکروولیتی است. کانی‌های ثانویه آن‌ها از سربیسیت، کلسیت



شکل ۴. نقشه موقعیت مکانی نمونه‌های ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای در گستره اکتشافی چاه رستم

V, Sb, Pb, P, Ni, Mo, Mn, Mg, Li, La, Fe, Zn, Y, با استفاده از روش ICP-OES تجزیه شده است. عنصر طلا نیز به‌طور جداگانه با استفاده از روش غال‌گذاری اندازه‌گیری شده است.

بحث

پردازش داده‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای

در این پژوهش، پردازش داده‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای به ترتیب شامل: بررسی داده‌های سنسورد، تحلیل‌های آماری تک‌متغیره (محاسبه آماره‌های توزیع و رسم نمودارهای هیستوگرام و احتمال توزیع فراوانی عناصر بر پایه داده‌های خام)، شناسایی مقادیر خارج از ردیف و جایگزینی آن‌ها، نرمال‌سازی داده‌ها با استفاده از روش تبدیل لگاریتمی و تحلیل‌های آماری چندمتغیره می‌باشد.

بررسی داده‌های سنسورد

داده‌های سنسورد به داده‌هایی گفته می‌شود که مقدار آن‌ها بزرگتر از حد بالای حساسیت دستگاه یا کوچک‌تر از حد پایین حساسیت دستگاه باشند. داده‌های سنسورد زمانی ایجاد می‌شوند که روش‌های تجزیه‌ای به اندازه کافی جهت ثبت مقادیر کوچک یک عنصر حساس نیستند و یا اینکه روش تجزیه بسیار حساس است و قابلیت ثبت تمرکز بالای

احتمالی و حذف مواد آلی قسمت سطحی رسوبات آبراهه‌ای به ضخامت حدود پنج سانتی‌متر کنار زده شده و از بخش رس-سیلتی نمونه‌گیری انجام می‌شود. تمامی حجم رسوب ۲۵ جزء نمونه در هر ایستگاه با استفاده از الک شماره ۸۰ مش الک می‌شود. از رسوب زیر الک ۸۰ مش به روش تقسیم‌بخشی حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ گرم رسوب برداشت شده و در کیسه‌های پلاستیکی مناسب بسته‌بندی می‌شود و بر روی کیسه نمونه، شماره سریال نمونه یادداشت می‌شود. برای هر ایستگاه نمونه‌برداری، مشخصاتی از قبیل رنگ رسوب، دانه‌بندی رسوب، جنس غالب قطعات سنگی سازنده رسوب آبراهه‌ای، اثرات کانه‌زایی و دگرسانی در اجزای رسوبات بستر آبراهه، زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی پیرامون ایستگاه نمونه‌گیری در دفترچه صحرائی یادداشت می‌شود. در ادامه، حدود ۱۵۰ گرم از رسوب زیر ۸۰ مش برای همگن‌سازی تا اندازه زیر ۲۰۰ مش آسیاب می‌شود. در حدود یک تا پنج گرم از نمونه پودر شده در مخلوط اسید نیتریک و اسید هیدروکلریک (تیزاب سلطانی) در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت یک ساعت حل می‌شود. در اثر این شرایط فازهای جذب سطحی، اکسیدی و سولفیدی عناصر حل می‌شود (تخریب شیمیایی جزئی). در گام نهایی، محلول نمونه‌ها برای عناصر Cu, Cr, Co, Ce, Cd, Ca, As, Al, Ag

داده‌های خام حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی پس از بررسی و جایگزینی داده‌های سنسورد، در محیط نرم‌افزار IBM SPSS Statistics 25 برای محاسبه پارامترهای آماری توزیع و رسم نمودارهای ستونی و احتمال فراوانی مورد تحلیل قرار گرفت. مهم‌ترین و جامع‌ترین اطلاعات آماری با محاسبه پارامترهای آماری داده‌های یک جامعه قابل دستیابی است. بنابراین برای اطلاع از میانگین غلظت عناصر، نحوه پراکندگی داده‌ها پیرامون میانگین، نوع تابع توزیع و غیره پارامترهای آماری محاسبه می‌شود. پارامترهای آماری عبارت از میانگین، میانه، مد، انحراف معیار، پراش، چولگی، کشیدگی، کمینه، بیشینه و دامنه داده‌ها می‌باشد. در گستره اکتشافی چاه رستم، پارامترهای آماری برای عناصر بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی خام محاسبه شده است و نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است. با بررسی داده‌های پارامترهای آماری می‌توان اطلاعات با ارزشی را در ارتباط با رفتار ژئوشیمیایی، شکل تابع توزیع، تهی‌شدگی، غنی‌شدگی و تمرکز غیرعادی عناصر در جامعه بدست آورد. این ویژگی‌ها از نظر ژئوشیمی اکتشافی برای ارزیابی اهمیت عناصر بسیار سودمند می‌باشد. در ادامه، پارامترهای آماری و ویژگی‌های ژئوشیمیایی برخی از عناصر مهم از قبیل نقره و مس در گستره اکتشافی چاه رستم به اختصار شرح داده می‌شود و برای اطلاع از ویژگی و رفتار ژئوشیمیایی عناصر دیگر به داده‌های جدول ۱ مراجعه شود.

عنصر نقره (Ag): مقادیر غلظت نقره در نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای گستره چاه رستم از کمینه ۰/۲۲ گرم در تن تا بیشینه ۰/۵۷ گرم در تن تغییر می‌کند و مقدار متوسط آن ۰/۲۹ گرم در تن است. در یک توزیع متقارن (نرمال) مقادیر چولگی و کشیدگی به ترتیب ۰ و ۳ می‌باشد. در آماره‌های توزیع عنصر نقره در گستره چاه رستم مقادیر چولگی و کشیدگی توزیع به ترتیب ۲/۹۱ و ۱۲/۲۰ است. بیان از توزیع غیرمتقارن (لاگ‌نرمال) با تمایل به سمت راست (چولگی مثبت) می‌باشد (جدول ۱). وجود نمونه‌های عیار بالا و با فراوانی اندک در یک جامعه آماری عامل اصلی چولگی توزیع به سمت راست می‌باشد. به‌طور معمول در این نوع از جوامع آماری می‌توان ناهنجاری مثبت عناصر را انتظار داشت. لازم

عناصر را ندارد. وجود نمونه‌های دارای مقادیر سنسورد در یک سری داده ژئوشیمیایی، استفاده از نرم‌افزارهای کاربردی را برای تحلیل‌های آماری، زمین‌آماري و رسم نقشه‌های ناهنجاری با مشکل مواجه می‌سازد. بنابراین قبل از شروع پردازش‌های ژئوشیمیایی باید نمونه‌های دارای مقادیر سنسورد شناسایی و جایگزین شوند. برای جایگزینی و اصلاح داده‌های سنسورد از روش‌های جایگزینی ساده، ترسیمی و بیشترین درست‌نمایی کوهن استفاده می‌شود (حسنی پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰). در روش جایگزینی ساده، مقادیر کمتر از حد حساسیت دستگاه با ۳/۴ حد حساسیت پایین و مقادیر بیشتر از حد حساسیت دستگاه با ۴/۳ حد حساسیت بالا جایگزین می‌شود. روش جایگزینی ساده زمانی نتایج قابل قبولی خواهد داشت و درصد نمونه‌های دارای مقادیر سنسورد در سری داده‌ها کمتر از ۱۰ درصد کل داده‌ها باشد. در این مطالعه، حد قابل ثبت روش‌های اندازه‌گیری برای عنصر طلا پنج میلی‌گرم در تن، عناصر نقره، آرسنیک، مولیبدن، آنتیموان، کادمیوم و ایتیم پنج دهم گرم در تن، سرب، کبالت، کروم، مس، لانتانیم، لیتیم، نیکل، سرب، وانادیم و روی یک گرم در تن، منگنز، فسفر و توریم پنج گرم در تن، گوگرد ۵۰ گرم در تن و آلومینیم، کلسیم، آهن و منیزیم ۱۰۰ گرم در تن هستند. در این پژوهش، مقادیر غلظت عنصر طلا در تمامی نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای کمتر از پنج میلی‌گرم در تن بوده است و این عنصر از روند پردازش‌های آماری و رسم نقشه‌های ناهنجاری حذف شده است. مقدار غلظت عنصر مولیبدن در نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای شماره‌های ۵، ۱۸، ۲۲، ۲۸، ۳۸، ۴۱، ۴۷ و ۵۲ کمتر از پنج دهم گرم در تن هستند و با ۳/۴ حد حساسیت دستگاه (یعنی ۰/۳۷۵) جایگزین شده است. عناصر دیگر فاقد داده سنسورد می‌باشند.

تحلیل‌های آماری تک‌متغیره

در مطالعات آماری تک‌متغیره، پردازش بر روی مقادیر یک متغیر بدون در نظر گرفتن بقیه متغیرها صورت می‌گیرد. این مطالعات شامل محاسبه پارامترهای آماری و رسم نمودارهای ستونی و احتمال فراوانی است. تمامی

به ذکر است، همیشه ناهنجاری مثبت یک عنصر در یک پهنه دلیل بر وجود کانه‌زایی نیست، برای اینکه در مواردی وجود خطا در نمونه‌برداری، آماده‌سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها، پردازش نادرست، انواع آلودگی‌ها و فرآیندهای سنگ‌ساز سبب ایجاد ناهنجاری‌های بی‌اهمیت می‌شوند. با کنترل صحرایی و نمونه‌برداری از گستره ناهنجاری‌ها می‌توان ناهنجاری‌های مرتبط با کانه‌زایی را از انواع بی‌اهمیت و

دروغین تشخیص داد. نمودارهای ستونی فراوانی و احتمال عنصر نقره نیز همانند داده‌های جدول پارامترهای آماری (جدول ۱)، شکل نامتقارن توزیع و تمایل آن به سمت راست را نشان می‌دهد (شکل ۵-الف، ب). در گستره چاه رستم، میانگین نقره در جامعه رسوب آبراهه‌ای (۰/۲۹ گرم در تن) در مقایسه با متوسط فراوانی پوسته‌ای آن (۰/۷۵ گرم در تن) در حدود چهار برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهد.

جدول ۱. پارامترهای آماری عناصر بر پایه داده‌های خام ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای در گستره چاه رستم (گرم در تن)

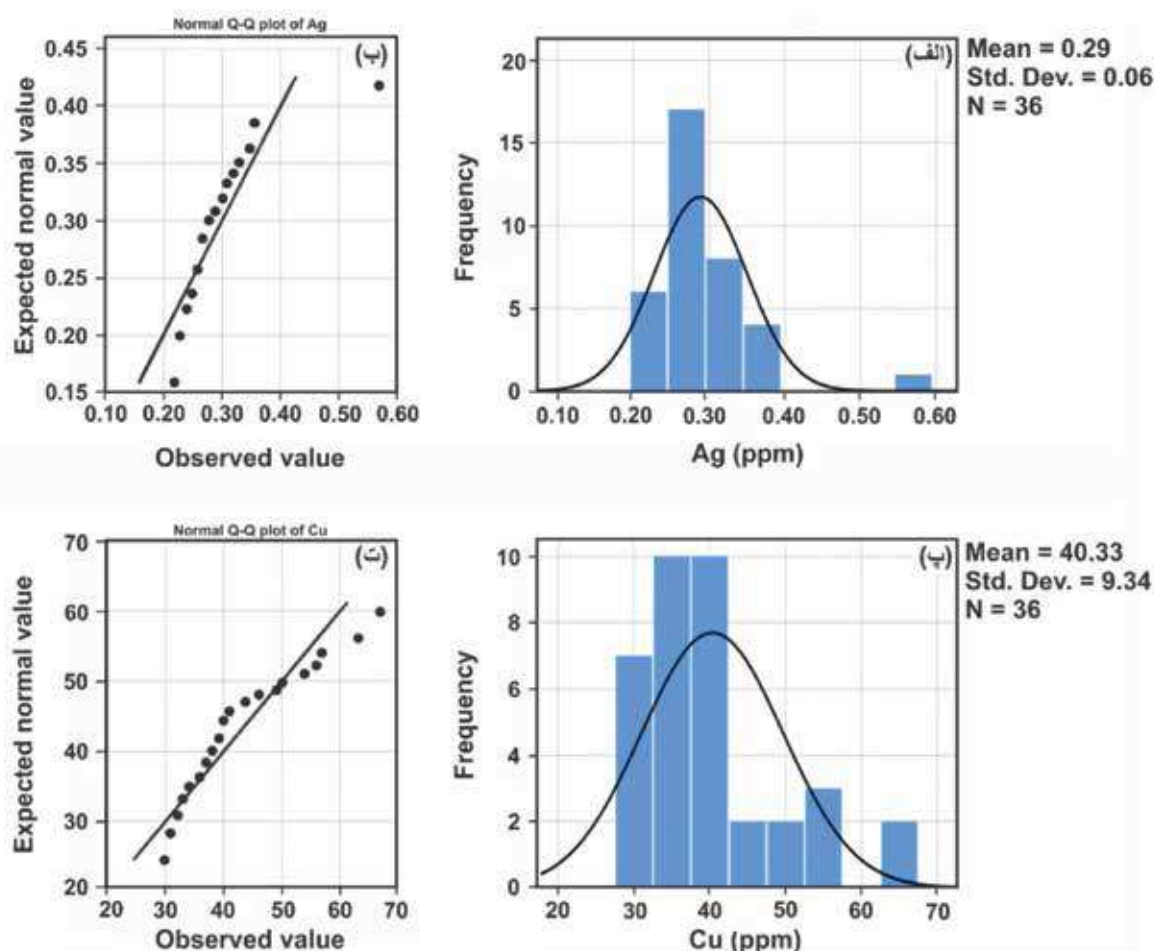
Statistics-raw data	Ag	Al	As	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe	La	Li	Mg	Mn	Mo	Ni	P	Pb	Sb	V	Y	Zr	
Mean	0.29	21285	10.05	38074	0.19	30	18	59	40	43089	15	15	13483	827	0.49	52	625	13	0.91	160	10	82	
Median	0.27	20640	8.90	38964	0.19	31	18	60	39	43934	15	15	13268	820	0.52	53	621	14	0.92	170	10	84	
Mode	0.26	19223	8.00	30680	0.19	31	15	60	39	33217	15	16	13448	708	0.38	53	609	6	0.92	106	10	71	
Std. Deviation	0.06	1871	3.66	3313	0.01	2	2	6	9	6498	1	1	1020	83	0.07	3	39	9	0.05	39	0	10	
Variance	0.00	3502497	13.38	10974300	0.00	3	6	36	87	42218580	1	2	1040186	6905	0.00	9	1540	78	0.00	1509	0	95	
Skewness	2.91	1.40	1.63	-0.50	0.11	-0.57	0.63	0.01	1.34	0.06	-0.28	-0.68	0.98	0.12	-1.03	-1.56	0.29	1.61	0.32	0.05	-1.04	0.48	
Kurtosis	12.20	2.01	2.80	-0.69	-0.35	0.82	0.41	-0.68	1.30	-1.29	-0.15	-0.24	1.86	-1.19	-0.22	3.90	-0.41	4.02	1.71	-1.17	-0.98	0.01	
Range	0.35	7699	17.60	12881	0.04	9	10	24	37	21615	5	5	5119	288	0.24	16	157	41	0.27	128	1	41	
Minimum	0.22	19223	4.50	30680	0.17	25	15	46	30	33217	12	12	11302	692	0.38	41	554	5	0.79	106	9	68	
Maximum	0.57	26922	22.10	43561	0.21	34	25	70	67	54832	17	17	16421	980	0.61	57	711	46	1.06	234	10	109	
Percentiles	25	0.26	19956	8.00	35284	0.18	29	15	54	33	36047	14	14	12959	714	0.50	51	598	6	0.87	118	9	73
	50	0.27	20640	8.90	38964	0.19	31	18	60	39	43934	15	15	13268	820	0.52	53	621	14	0.92	170	10	84
	75	0.31	22368	10.70	40395	0.20	32	20	64	43	48659	16	16	13855	871	0.53	54	655	18	0.94	189	10	89

گفته می‌شود. مقادیر خارج از ردیف گاهی به دلیل وجود خطاهای تجربی از قبیل خطا در تجزیه شیمیایی نمونه‌ها ایجاد می‌شود و در مواردی نیز به دلیل ناهمگنی‌های موجود در جامعه داده‌های اکتشافی بروز می‌کند. به‌طوری که وجود مقادیر غلظت بسیار بالا و پایین در سری داده‌های ژئوشیمیایی، مقادیر خارج از ردیف مثبت و منفی را سبب می‌شوند. بنابراین می‌توان گفت نمونه‌های ناهنجار، جامعه مقادیر خارج از ردیف را تشکیل می‌دهند. وجود مقادیر خارج از ردیف شکل تابع توزیع داده‌ها را از حالت نرمال خارج می‌کند و به سمت‌های مقادیر کرانه‌ای منحرف می‌سازد (حسنی پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰). وجود مقادیر خارج از رده می‌تواند دلالت بر رخداد پدیده‌های زمین‌شناسی خاصی مثل کانه‌زایی یا غنی‌شدگی باشد. از آن جایی که اساس جداسازی ناهنجاری‌ها و تخمین ذخیره در اکتشافات ژئوشیمیایی بر فرض نرمال بودن داده‌ها استوار است و داده‌های ژئوشیمیایی به‌طور طبیعی ماهیت لاگ‌نرمال دارند، از اینرو توصیه می‌شود، نمونه‌های دارای مقادیر خارج از ردیف شناسایی شده و به وسیله مقادیر مناسب جایگزین

عنصر مس (*Cu*): مقادیر غلظت مس در نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای گستره چاه رستم از کمینه ۳۰ گرم در تن تا بیشینه ۶۷ گرم در تن تغییر می‌کند و مقدار متوسط آن ۴۰ گرم در تن است. در پارامترهای آماری توزیع عنصر مس در گستره چاه رستم مقادیر چولگی و کشیدگی توزیع به ترتیب ۱/۳۴ و ۱/۳۰ است. بیان از توزیع غیرمتقارن (لاگ‌نرمال) با تمایل کمی به سمت راست (چولگی مثبت) می‌باشد (جدول ۱). وجود نمونه‌های عیار بالا و با فراوانی اندک مس در جامعه آماری عامل چولگی توزیع به سمت راست می‌باشد. نمودارهای ستونی فراوانی و احتمال عنصر مس نیز همانند داده‌های جدول پارامترهای آماری (جدول ۱)، شکل نامتقارن توزیع و تمایل آن به سمت راست را نشان می‌دهد (شکل ۵-پ، ت). در گستره چاه رستم، میانگین مس در جامعه رسوب آبراهه‌ای (۴۰ گرم در تن) نزدیک به متوسط فراوانی پوسته‌ای آن (۵۰ گرم در تن) است.

شناسایی مقادیر خارج از ردیف و جایگزینی آن‌ها

در مباحث آماری به مقادیری که به‌طور معنی‌داری نسبت به سایر مقادیر اختلاف دارند، مقادیر خارج از ردیف



شکل ۵. الف) نمودار ستونی فراوانی نقره، ب) نمودار احتمال فراوانی نقره، پ) نمودار ستونی فراوانی مس، ت) نمودار احتمال فراوانی مس. این نمودارها بر پایه داده‌های خام ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای رسم شده‌اند و نبود تقارن توزیع‌ها و تمایل آن‌ها به سمت راست آن مشخص است

۰/۵۷ محاسبه می‌شود. بدین ترتیب مقدار میانگین (X) برابر با ۰/۲۸ و مقدار انحراف معیار (S) برابر با ۰/۳۸ می‌باشد. برای تعداد ۳۶ نمونه رسوب آبراهه‌ای بر اساس روش دورفل مقدار پارامتر g نیز برابر چهار می‌باشد. اگر بر اساس رابطه (۱) مقدار XA یعنی ۰/۵۷ بزرگ‌تر و یا مساوی مقدار عبارت $X + (S \times g)$ باشد، مقدار ۰/۵۷ خارج از ردیف است و باید با حد آستانه‌ای مقادیر خارج از ردیف جایگزین شود.

$$XA \geq X + (S \times g) = 0.57 \geq 0.28 + (0.038 \times 4) = 0.57 \geq 0.43 \quad (1)$$

با توجه به اینکه مقدار ۰/۵۷ بزرگ‌تر از مقدار ۰/۴۳ است، پس نتیجه می‌شود که ۰/۵۷ مقدار خارج از ردیف است و باید جایگزین شود. در ادامه، مقدار ۰/۳۶ در نمونه‌های S-31 و S-32 بیش‌ترین مقدار هستند. در این مرحله میانگین و

روش‌های مختلفی برای شناسایی و جایگزینی مقادیر خارج از ردیف وجود دارد و در این تحقیق از روش دورفل استفاده شده است. در روش دورفل حد آستانه‌ای مقادیر خارج از ردیف برای عنصر مورد نظر محاسبه می‌شود و غلظت عنصر در نمونه‌های خارج از ردیف به وسیله حد آستانه‌ای مقادیر خارج از ردیف جایگزین می‌شود (حسنی‌پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰). به‌عنوان مثال در این پژوهش برای شناسایی نمونه‌های دارای مقادیر خارج از ردیف عنصر نقره، نخست داده‌های ژئوشیمیایی نقره به صورت صعودی مرتب شده است. مقدار ۰/۵۷ گرم در تن در نمونه رسوب آبراهه‌ای شماره S-39 بیش‌ترین مقدار برای عنصر نقره است. برای اثبات اینکه مقدار ۰/۵۷ یک مقدار خارج از ردیف است، میانگین و انحراف معیار جامعه نقره بدون در نظر گرفتن

انحراف معیار جامعه نقره بدون در نظر گرفتن مقادیر ۰/۵۷ و ۰/۳۶ محاسبه می‌شود. بدین ترتیب مقادیر میانگین (X) برابر با ۰/۲۷۶ و انحراف معیار (S) برابر با ۰/۰۳۴ می‌باشد. برای تعداد ۳۶ نمونه رسوب آبراهه‌ای بر اساس روش دورفل مقدار پارامتر g نیز برابر چهار می‌باشد. اگر بر اساس رابطه (۲) مقدار XA یعنی ۰/۳۶ بزرگ‌تر و یا مساوی مقدار عبارت $(X+S \times g)$ باشد، مقدار ۰/۳۶ خارج از ردیف است و باید با حد آستانه‌ای مقادیر خارج از ردیف جایگزین شود.

$$XA \geq X + (S \times g) = 0.36 \geq 0.276 + (0.034 \times 4) = 0.36 \geq 0.41 \quad (2)$$

از آن جایی که مقدار ۰/۳۶ کوچک‌تر از مقدار

برای عنصر نقره در نمونه‌های S-31 و S-32 خارج از ردیف نبوده و نیاز به جایگزینی ندارد. بنابراین حد آستانه‌ای مقادیر خارج از ردیف برای عنصر نقره در این جامعه مقدار ۰/۴۳ است و مقدار ۰/۵۷ در نمونه S-39 با مقدار ۰/۴۳ جایگزین شده است. در این پژوهش، مقادیر خارج از ردیف همانند عنصر نقره برای سایر عناصر با استفاده از روش دورفل شناسایی شده، جایگزین شده است و نتایج آن در جدول ۲ آورده شده است. لازم به ذکر است که عناصر کلسیم، کادمیم، سرب، کروم، کبالت، آهن، لانتانیم، لیتیم، منگنز، نیکل، فسفر، وانادیم، ایتیم و روی بر اساس روش دورفل فاقد مقدار خارج از ردیف تشخیص داده شده‌اند.

جدول ۲. نمونه‌های دارای مقادیر خارج از ردیف در برخی از عناصر و مقادیر جایگزینی آن‌ها به روش دورفل

مقدار جایگزین	شماره نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای (مقدار خارج از ردیف بر حسب ppm)	عنصر
۰/۴۳	S-39 (0.57 ppm)	Ag
۲۴۵۵۰	S-46 (26922 ppm), S-47 (26316 ppm)	Al
۱۷/۵	S-08 (22.10 ppm), S-06 (6.90 ppm)	As
۵۸	S-20 (67 ppm), S-8 (63 ppm)	Cu
۱۴۵۰۰	S-47 (16421 ppm), S-52 (15738 ppm), S-46 (15676 ppm), S-39 (15074 ppm)	Mg
۰/۵۷	S-08 (0.61 ppm)	Mo
۳۰	S-08 (46 ppm)	Pb
۰/۹۸	S-49 (1.06 ppm), S-39 (1.03 ppm)	Sb

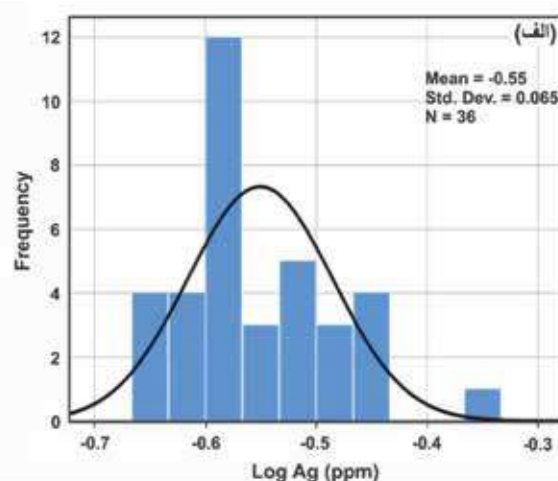
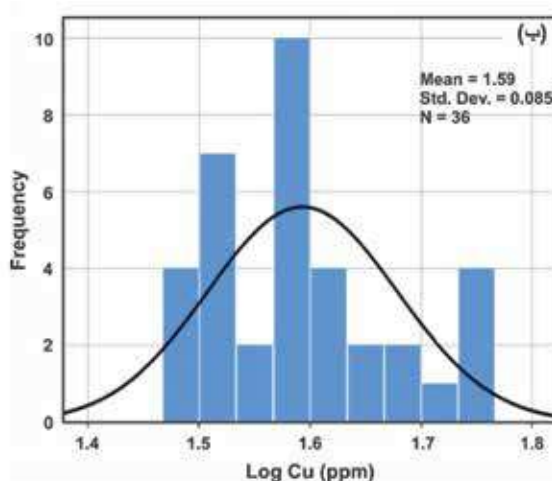
نرمال‌سازی داده‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای با روش تبدیل لگاریتمی

بیشتر جوامع آماری که در پروژه‌های اکتشافی با آن‌ها سر و کار داریم، غیرنرمال هستند و دارای چولگی مثبت می‌باشند. این قبیل جوامع دارای مقادیر عیار بالا در کرانه سمت راست توزیع هستند و به جامعه زمینه یا جامعه با عیار میانگین کانسار اضافه شده‌اند. این مقادیر غیرعادی بالا در واقع ناهنجاری‌ها (در اکتشافات ناحیه‌ای) و یا پیکره‌های کانسنگ پریکار (در اکتشافات عمومی و تفصیلی) را شامل می‌شوند. وجود مقادیر عیار بالا در بین داده‌ها سبب می‌شود تا از یک طرف نتایج غیرواقعی در مورد میانگین عیار جامعه به دست آید و از طرف دیگر برنامه‌ریزی اکتشافی و استخراجی

بهینه غیرممکن شود. از آن جایی که بیشتر روش‌های آماری مورد استفاده در اکتشافات ژئوشیمیایی ناحیه‌ای (مرحله شناسایی و ثبت ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی مرتبط با کانه‌زایی) و محلی (تعیین شکل، ابعاد و ارزیابی ذخیره کانسنگ) فرض نرمال بودن توزیع داده‌ها را به همراه دارند، از اینرو این مقادیر غیرعادی عیار بالا به عنوان مقادیر خارج از ردیف شناسایی شده و تصحیح می‌شوند. اگر با شناسایی و تصحیح مقادیر خارج از ردیف توزیع داده‌ها نرمال نشود، در این شرایط می‌توان با استفاده از توابع تبدیل مختلف از قبیل تبدیل لگاریتمی طبیعی، نمودار احتمال لگاریتمی،

گام بعدی با استفاده از روش لگاریتمی، تمامی داده‌ها طوری تبدیل یافته‌اند، که مقادیر تبدیل یافته آن‌ها به توزیع نرمال و مقادیر چولگی و کشیدگی آن‌ها به ترتیب به اعداد صفر و سه نزدیک شود. به عنوان مثال نمودارهای ستونی فراوانی عناصر نقره و مس بر پایه داده‌های تبدیل یافته به روش لگاریتمی در شکل (۶-الف، ب) آورده شده است. به طوری که از این شکل‌ها مشخص است با شناسایی و تصحیح مقادیر خارج از ردیف و تبدیل لگاریتمی، شکل تابع توزیع عناصر نقره و مس به حالت نرمال نزدیک شده است.

نمودار فینی، تبدیل لگاریتمی سه پارامتری و تبدیل کاکس و باکس، داده‌ها را طوری تبدیل کرد که مقادیر تبدیل یافته آن‌ها دارای توزیع نرمال باشد (حسنی‌پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰). از خصوصیات یک توزیع نرمال می‌توان چولگی صفر، کشیدگی در حد سه، انطباق سه آماره میانگین، میانه و مد، شکل زنگوله‌ای منحنی توزیع و ... را نام برد. در این پژوهش برای نرمال‌سازی داده‌ها و نزدیک کردن شکل توزیع به حالت نرمال، در گام نخست مقادیر خارج از ردیف شناسایی شده و به وسیله مقادیر مناسب جایگزین شده‌اند (جدول ۲). در



شکل ۶. الف) نمودار ستونی فراوانی نقره، ب) نمودار ستونی فراوانی مس بر پایه داده‌های ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای تبدیل یافته به روش لگاریتمی که به حالت نرمال و متقارن نزدیک شده‌اند

تحلیل عاملی

عناصر است. در حقیقت، هدف از تحلیل عاملی تشخیص متغیرهای کنترل‌کننده اصلی از متغیرهای کم‌اهمیت است، به طوری که با حداقل تعداد متغیرهای عاملی، بیش‌ترین تغییرپذیری بین داده‌ها را توجیه کرد و سهم نسبی هر یک از متغیرهای عاملی را در توجیه تغییرپذیری مشخص کرد. به تجربه ثابت شده است که تحلیل عاملی، روش مناسبی برای کاهش داده‌ها در اکتشافات ژئوشیمیایی است.

در گستره اکتشافی چاه رستم، تحلیل عاملی بر روی ۲۲ عنصر در ۳۶ نمونه رسوب آبراهه‌ای و براساس داده‌های تبدیل یافته به روش لگاریتمی انجام شده است. در روش عاملی برای ارزیابی درجه اعتبار تحلیل چندمتغیره از آزمون KMO و بارتلت استفاده می‌شود. هر چقدر مقدار KMO

تحلیل عاملی یک روش آماری چندمتغیره برای بررسی و مطالعه همزمان تغییرات متغیرهای مورد بررسی در یک جامعه آماری، انعکاس نحوه تغییرات آن‌ها و روشی برای کاهش تعداد متغیرها است. تحلیل عاملی شامل محاسبه ضرایب همبستگی بین متغیرها، تعیین تعداد عامل‌ها و روش محاسبه آن‌ها، دوران عامل‌ها و اعمال تبدیلاتی خاص بر روی آن‌ها است. مهم‌ترین مسئله در تحلیل عاملی، اصل بیان همبستگی بین مقادیر غلظت عناصر به منظور نمایش الگوی تغییرات همزمان آن‌ها در یک مکان است. هدف‌های اساسی در انجام تحلیل عاملی شامل: الف) محاسبه تمامی عامل‌ها و شناسایی عامل‌های معتبر و ب) تعیین سهم نسبی هر یک از عامل‌ها در به وجود آمدن تغییرات توزیع

به عدد یک نزدیک باشد بیانگر درجه بالای اهمیت تحلیل فاکتوری است. در بررسی حاضر مقدار KMO برابر با ۰/۷۰ محاسبه شده است که اعتبار تجزیه عاملی انجام شده را در حد خوب نشان می‌دهد. در ضمن، در تحلیل عاملی برای اعتبارسنجی، درصد مشارکت هر یک از متغیرها نیز محاسبه می‌شود. اگر میزان درصد مشارکت متغیرها به عدد یک نزدیک‌تر باشد درجه اعتبار کار چندمتغیره بیش‌تر خواهد بود. در این پژوهش، درصد مشارکت برای بسیاری از عناصر بیش از ۰/۸۰ است و برای عناصر نقره، کادمیم و آنتیموان در حدود ۰/۶۰ است و بیان از درجه اعتبار بالای تحلیل فاکتوری است.

بر اساس نتایج تحلیل عاملی، تعداد شش عامل اول، حدود ۸۶ درصد از فراوانی تجمعی جامعه را پوشش می‌دهند و جزء عامل‌های معتبر محسوب می‌شوند. داده‌های جدول ۳ دلالت بر آن دارد که مولفه اول قادر است حدود ۴۳/۴۰ درصد از کل تغییرپذیری را توجیه کند. این مقدار برای مولفه دوم افت دارد و به حدود ۱۸/۶۱ درصد رسیده است. مولفه‌های سوم، چهارم، پنجم و ششم به ترتیب در بردارنده ۶/۸۲، ۶/۴۰، ۵/۸۳، و ۴/۵۸ درصد از کل تغییرپذیری هستند. در مجموع، شش عامل اول توانسته است در حدود ۸۶ درصد فراوانی جامعه را پوشش دهند.

جدول ۳. محاسبه درصد پراش و درصد تجمعی پراش هر یک از عناصر در تحلیل عاملی داده‌های ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای

Component	Initial Eigenvalues			Extraction Sums of Squared Loadings			Rotation Sums of Squared Loadings		
	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %
1	9.55	43.39	43.39	9.55	43.39	43.39	8.31	37.78	37.78
2	4.09	18.61	62.00	4.09	18.61	62.00	4.26	19.35	57.13
3	1.50	6.82	68.82	1.50	6.82	68.82	2.04	9.28	66.41
4	1.41	6.40	75.22	1.41	6.40	75.22	1.55	7.04	73.44
5	1.28	5.83	81.05	1.28	5.83	81.05	1.53	6.94	80.39
6	1.01	4.58	85.63	1.01	4.58	85.63	1.15	5.24	85.63
7	0.69	3.13	88.76						
8	0.55	2.49	91.25						
9	0.51	2.30	93.56						
10	0.38	1.73	95.28						
11	0.25	1.14	96.43						
12	0.22	0.99	97.41						
13	0.19	0.87	98.28						
14	0.11	0.50	98.78						
15	0.10	0.44	99.22						
16	0.08	0.35	99.57						
17	0.04	0.17	99.74						
18	0.03	0.12	99.86						
19	0.02	0.08	99.94						
20	0.01	0.04	99.98						
21	0.00	0.02	99.99						
22	0.001	0.007	100						

در تحلیل‌های آماری چندمتغیره به روش عاملی، دوران عامل‌ها به دو روش عمود و مایل صورت می‌گیرد. دوران‌های عمودی استقلال میان عامل‌ها را حفظ می‌کنند، در حالی که دوران‌های مایل، عامل‌ها را به هم وابسته می‌سازند. در این پردازش آماری با استفاده از روش وریمکس (دوران متعامد) بر روی ضرایب عاملی دوران صورت گرفت. مقادیر ماتریس شش مولفه معتبر برای ۲۲ عنصر، قبل و بعد از دوران عامل‌ها در جدول ۴ آورده شده است. در ماتریس مولفه‌های چرخش یافته، مقادیر بیش‌تر از ۰/۵۰ به عنوان غنی‌شدگی عنصر و مقادیر کمتر از ۰/۵۰- بیانگر فقیرشدگی عنصر در هر عامل می‌باشد. از این‌رو در جدول ماتریس مولفه‌های چرخش یافته برای هر یک از عامل‌های شش‌گانه عناصر غنی شده مشخص شده است (جدول ۴).

جدول ۴. ماتریس مقادیر مولفه‌ها برای تعداد شش عامل قبل و بعد از دوران عامل‌ها به روش وریمکس

Component Matrix							Rotated Component Matrix						
Element	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5	Factor 6	Element	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5	Factor 6
Ag	0.62	0.31	-0.19	-0.32	0.01	0.07	Ag	0.64	-0.06	0.02	-0.45	-0.01	0.10
Al	-0.11	0.84	0.23	-0.28	0.26	0.13	Al	0.27	-0.68	-0.45	-0.10	0.50	-0.06
As	0.57	-0.15	0.15	0.20	-0.63	0.11	As	0.32	0.16	0.82	-0.01	0.08	0.06
Ca	-0.83	0.10	-0.17	0.02	0.28	0.09	Ca	-0.67	-0.29	-0.51	0.08	-0.02	0.12
Cd	0.42	0.24	-0.24	0.51	-0.20	0.19	Cd	0.35	-0.28	0.42	0.13	-0.31	0.36
Ce	0.20	-0.85	0.21	-0.10	0.31	0.04	Ce	0.02	0.93	-0.13	0.22	0.05	0.02
Co	0.92	0.32	0.07	0.03	-0.05	0.03	Co	0.92	-0.06	0.28	-0.09	-0.02	0.05
Cr	0.84	0.20	0.19	0.22	0.33	-0.06	Cr	0.92	0.05	0.01	0.26	-0.12	0.01
Cu	0.69	-0.32	0.07	-0.37	-0.24	0.18	Cu	0.48	0.53	0.34	-0.36	0.21	0.10
Fe	0.96	0.19	-0.08	0.00	0.08	-0.06	Fe	0.94	0.08	0.18	-0.14	-0.19	0.05
La	0.35	-0.85	0.15	-0.09	0.17	0.05	La	0.11	0.94	0.05	0.13	0.01	0.05
Li	-0.44	0.10	0.68	-0.24	-0.27	0.36	Li	-0.33	-0.14	0.07	0.13	0.88	-0.06
Mg	-0.30	0.80	0.35	-0.05	-0.13	0.10	Mg	0.01	-0.80	-0.07	0.04	0.50	-0.13
Mn	0.96	0.15	0.00	0.09	-0.02	-0.02	Mn	0.91	0.10	0.31	-0.05	-0.14	0.06
Mo	0.19	-0.23	-0.35	0.18	0.14	0.78	Mo	0.06	0.21	0.02	0.02	-0.06	0.90
Ni	-0.12	-0.21	0.55	0.68	0.24	0.11	Ni	-0.05	0.09	0.04	0.93	0.10	0.05
P	0.56	-0.69	0.01	-0.30	-0.10	0.04	P	0.28	0.84	0.24	-0.23	0.02	0.03
Pb	0.81	-0.11	0.22	0.13	-0.17	-0.25	Pb	0.69	0.28	0.45	0.10	-0.10	-0.23
Sb	0.58	0.35	-0.15	-0.13	0.08	0.23	Sb	0.64	-0.14	0.01	-0.26	0.01	0.27
V	0.94	0.22	-0.10	0.04	0.14	-0.10	V	0.94	0.05	0.13	-0.10	-0.24	0.03
Y	0.71	0.10	0.28	-0.20	0.40	0.07	Y	0.82	0.22	-0.21	0.03	0.18	0.01
Zn	0.95	0.18	0.06	0.03	0.04	0.00	Zn	0.93	0.09	0.30	-0.05	-0.07	0.05

سنگ‌زایی مرتبط هستند.

عامل سه: در عامل سه عناصر مس، روی، سرب، نقره، آرسنیک، آنتیموان، کادمیم و مولیبدن غنی‌شدگی دارند. در ژئوشیمی اکتشافی از آن‌ها به عنوان عناصر معرف و ردیاب برخی از کانه‌زایی‌ها یاد می‌شود. از مجموعه این عناصر به عنوان ردیاب ژئوشیمیایی برای پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای با منشأ ماگمایی-گرمایی و گرمایی از قبیل کانسارهای پورفیری، اسکارن‌ها، رگه‌ای چندفلزی گرمایی و رگه‌ای اپی‌ترمال استفاده می‌شود (حسین زاده و همکاران، ۱۴۰۲؛ غیاثی‌زاده و همکاران، ۱۴۰۳). بنابراین همیافتی ژئوشیمیایی عناصر در عامل سه با فرایندهای کانه‌زایی ماگمایی-گرمایی در این گستره ارتباط دارد.

عامل چهار: در عامل چهار عنصر نیکل و تا حدودی کروم غنی‌شدگی دارد و به‌احتمال از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا آندزیت بازالت تاثیر می‌پذیرند و با فرآیند سنگ‌زایی مرتبط است. عناصر کانسار ساز از قبیل نقره، مس، روی و آنتیموان در این عامل فقیرشدگی دارند و از نظر کانه‌زایی مهم نیست.

عامل پنج: این عامل شامل عناصر آلومینیم، منیزیم و لیتیم است. هم‌یافتی ژئوشیمیایی این عناصر نیز از

در ادامه دلایل همیافتی ژئوشیمیایی و غنی‌شدگی عناصر در هر یک از عامل‌ها به‌طور جداگانه توصیف می‌شود:

عامل یک: در عامل یک عناصر آهن، منگنز، کروم، کبالت، وانادیم، نیکل و ایتیریم غنی‌شدگی دارند. همیافتی ژئوشیمیایی این عناصر از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالت و بازالت و سنگ‌های نفوذی تا نیمه‌نفوذی با ترکیب مونزودیوریت، گرانودیوریت و دیوریت در گستره چاه رستم تاثیر پذیرفته است و با فرایندهای سنگ‌زایی مرتبط هستند. از آن‌جایی‌که عناصر کانسار ساز از قبیل مس، روی، سرب، نقره، آرسنیک، آنتیموان، کادمیم و مولیبدن نیز در عامل یک غنی‌شدگی دارند، بنابراین این احتمال وجود دارد، بخشی از بودجه عناصر کانسار ساز در سامانه‌های ماگمایی-گرمایی ناحیه چاه رستم از شستشویی گرمایی سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالت و بازالت تامین می‌شود.

عامل دو: این عامل شامل عناصر سریم، لانتانیم، فسفر و ایتیریم است. همیافتی ژئوشیمیایی این عناصر از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت و داسیت و سنگ‌های نفوذی تا نیمه‌نفوذی با ترکیب مونزودیوریت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت در گستره چاه رستم تاثیر پذیرفت و با فرایندهای

نهایت مقدار انتشار عنصر مورد نظر در محیط ناهنجاری با مقدار زمینه محلی و جهانی آن تعیین کننده می‌باشند.

در اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک، توزیع فضایی مقادیر غلظت عناصر به صورت نقشه رسم می‌شود.

در گستره اکتشافی چاه رستم پس از پردازش داده‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای، مقادیر حد زمینه، حد آستانه‌ای و حد آنومالی برای عناصر مختلف و عامل‌ها (تحلیل چندمتغیره) محاسبه شده است و در گام بعدی نقشه‌های ناهنجاری ژئوشیمیایی در محیط نرم‌افزار Arc GIS 10.6 رسم شده است. در تهیه نقشه‌ها، تعداد نمونه‌ها، توزیع فضایی نمونه‌ها، روش تخمین و ابعاد شبکه تخمین از اهمیت به سزایی برخوردار می‌باشند. در این پژوهش، برای تعیین حدود ناهنجاری‌ها برای رسم نقشه‌ها از روش کلاسیک $Md+nS$ استفاده شده است و مقادیر $Md+1S$ ، $Md+2S$ و $Md+3S$ به ترتیب برابر با حدود زمینه، آستانه‌ای و آنومالی در نظر می‌گیرند (جدول ۵). در ترسیم نقشه‌های ناهنجاری عناصر و عامل‌ها مقادیر بزرگ‌تر از مقدار $Md+3S$ به عنوان ناهنجاری درجه یک (رنگ قرمز)، مقادیر $Md+2S$ تا $Md+3S$ به عنوان ناهنجاری درجه دو (رنگ زرد)، مقادیر $Md+1S$ تا $Md+2S$ به عنوان ناهنجاری درجه سه (رنگ سبز) و مقادیر کمتر از $Md+1S$ به عنوان زمینه (رنگ آبی) انتخاب شده است. دلیل انتخاب آماره میانه برای جدایش ناهنجاری‌ها به این خاطر است که میانه در مقایسه با میانگین کمتر در اثر مقادیر کرانه‌ای (مقادیر غلظت بزرگ‌تر و کوچک‌تر) موجود در جامعه نمونه‌ها قرار می‌گیرد (حسنی پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰).

سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، داسیت و آندزیت بازالت و سنگ‌های نفوذی تا نیمه‌نفوذی با ترکیب مونزودیوریت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت در گستره چاه رستم تاثیر گرفتند و با فرایندهای سنگ‌زایی مرتبط هستند. **عامل شش:** در عامل شش عناصر مولیبدن، آنتیموان و کادمیم به مقدار جزئی غنی‌شدگی دارند و از رخداد کانه‌زایی ماگمایی-گرماپی ناحیه چاه رستم تاثیر گرفتند. بنابراین، عامل شش نیز مولفه کانه‌زایی است ولی در مقایسه با عامل سه از درجه اعتبار و اهمیت پایینی برخوردار است.

رسم نقشه‌های ناهنجاری ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای و انتخاب مناطق امیدبخش

هدف پایانی اکتشافات ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای در یک منطقه، تهیه نقشه‌های ناهنجاری ژئوشیمیایی برای عناصر مختلف است و نقش ویژه و ارزنده‌ای در تعیین مناطق امیدبخش معدنی دارند. در انتخاب و معرفی مناطق امیدبخش معدنی، عواملی از قبیل طراحی مناسب موقعیت نمونه‌ها، نمونه‌برداری دقیق، آماده‌سازی و روش تجزیه مفید با حد خطای مجاز، داده‌پردازی و روش‌های مناسب رسم نقشه‌ها بسیار بااهمیت هستند. به‌طور کلی در تعریف یک ناحیه ناهنجاری ژئوشیمیایی پارامترهایی همچون تعداد نمونه‌های ناهنجار با انتشار ناهمگون از هر عنصر، روند گسترش ناهنجاری، وسعت ناهنجاری، محل دقیق نمونه‌های ناهنجاری، هم‌پوشانی ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی با یکدیگر و با ناهنجاری‌های ژئوفیزیک هوایی، ساختارهای تکتونیکی، گسترش رخساره‌های سنگی محیط ناهنجار و در

جدول ۵. مقادیر حدود زمینه‌ای، آستانه‌ای و ناهنجاری برای ۱۲ عنصر مهم در گستره اکتشافی چاه رستم (مقادیر غلظت بر حسب گرم در تن)

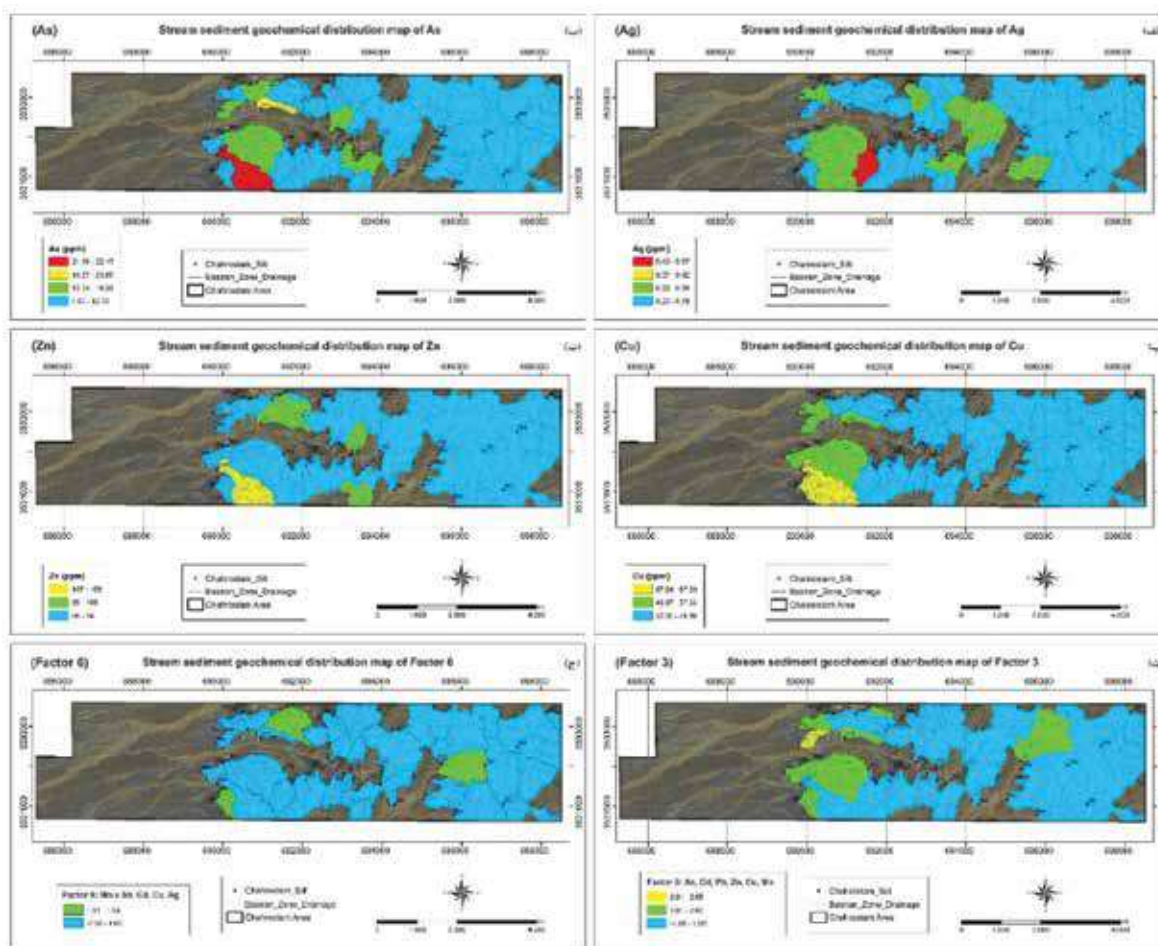
Ranges	Ag	As	Co	Cr	Cu	Fe	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Zn
Md+1S	0.31	12.03	20.56	65.95	46.86	51161	909	0.60	55.78	25.68	0.97	94.40
Md+2S	0.36	16.26	23.49	73.11	57.03	59577	1007	0.70	59.27	47.09	1.01	106.09
Md+3S	0.42	21.97	26.83	81.03	69.42	69378	1117	0.80	62.98	86.36	1.06	119.22

آهن، منگنز، مولیبدن، نیکل، سرب، آنتیموان و روی) و تعداد شش عامل رسم شده است. با این وجود، در این تحقیق به ارائه نقشه‌های ژئوشیمیایی عناصر مهم از قبیل

در این مطالعه، بر پایه نتایج پردازش‌های آماری تک‌متغیره و چندمتغیره، نقشه‌های ناهنجاری ژئوشیمیایی برای تعداد ۱۲ عنصر (نقره، آرسنیک، کبالت، کروم، مس،

و حوضه‌های بالادست نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای شماره‌های ۲۶، ۲۸، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۷ که دارای ناهنجاری‌های عنصر نقره، آرسنیک، آنتیموان، روی و فاکتور دو می‌باشند، به‌عنوان ناحیه امیدبخش معدنی شماره دو انتخاب شده است (شکل ۷). در ادامه، برای ارزیابی ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای، در هر دو ناحیه امیدبخش به‌طور همزمان اکتشافات سنگ‌ژئوشیمیایی سیستماتیک سطحی انجام شده است.

نقره، آرسنیک، مس، روی و عامل‌های سه و شش اکتفاء شده است (شکل ۷-الف-ج). از تلفیق نقشه‌های ناهنجاری ژئوشیمیایی تک‌عنصری و عاملی، محیط و حوضه‌های بالادست نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای شماره‌های سه، هشت، ۱۰، شش، پنج، دو، نه و ۱۲ به‌عنوان نواحی امیدبخش معدنی یک معرفی شده است. در این نواحی، عناصر مس، آرسنیک، نقره، سرب، روی، منگنز، آهن و عامل سه دارای ناهنجاری‌های مرتبه یک تا سه هستند. علاوه بر این محیط

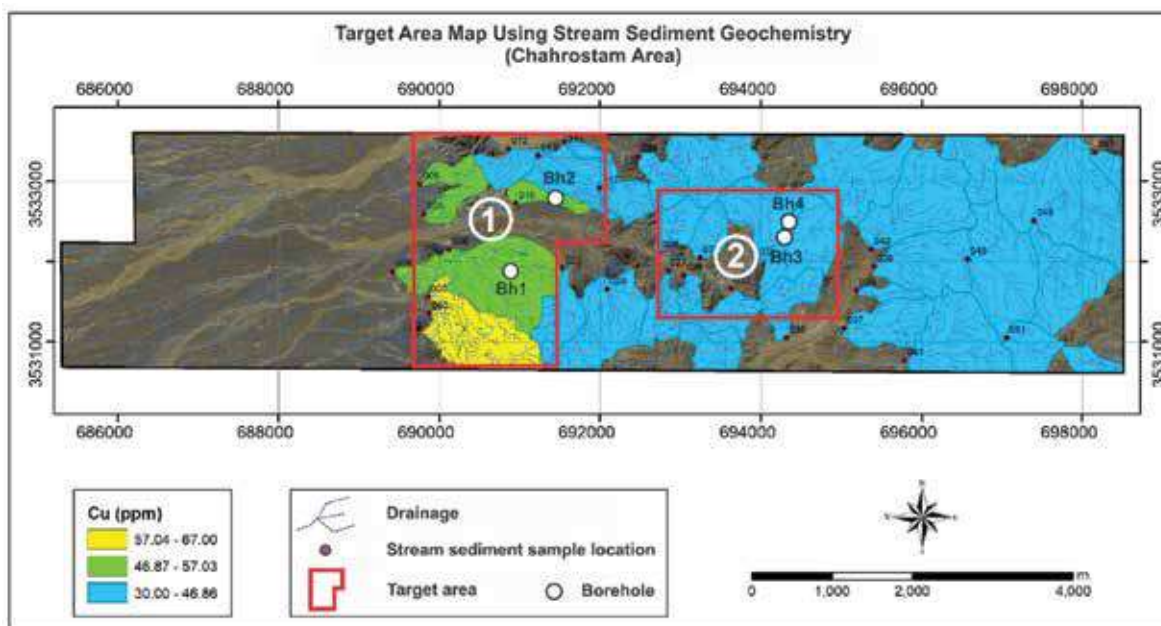


شکل ۷. نقشه‌های توزیع ژئوشیمیایی تک‌عنصری و چندعنصری مهم در بر پایه داده‌های رسوب آبراهه‌ای، الف) نقره، ب) آرسنیک، پ) مس، ت) روی، ث) عامل سه و ج) عامل شش

برای ادامه بررسی‌های اکتشافی معرفی شده است. در این دو ناحیه امیدبخش به‌طور همزمان اکتشافات سنگ‌ژئوشیمیایی سیستماتیک سطحی انجام شده است. در مناطق ناهنجاری ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای، تعداد ۳۰۵ نمونه سنگ‌ژئوشیمیایی

اکتشافات سنگ‌ژئوشیمیایی سیستماتیک سطحی

در گستره چاه رستم، بر اساس پردازش داده‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای دو ناحیه امیدبخش معدنی



شکل ۸. نقشه مناطق امیدبخش معدنی بر پایه پردازش داده‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای

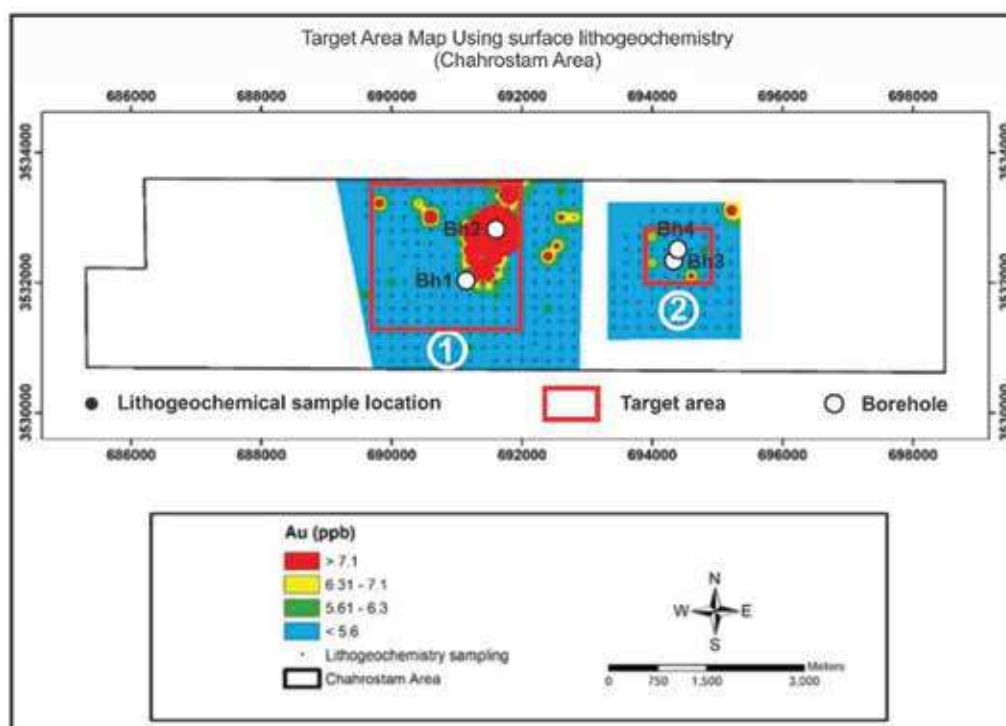
و عاملی، نواحی امیدبخش برای بررسی‌های زیرسطحی و حفر گمانه‌های اکتشافی آزمایشی انتخاب شده است (شکل ۹).

حفر گمانه‌های اکتشافی برای ارزیابی ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای و سنگ ژئوشیمیایی

در گستره اکتشافی چاه رستم، گمانه‌های اکتشافی آزمایشی در مناطق امیدبخش شماره‌های یک و دو که بر اساس تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای و سنگ ژئوشیمیایی سطحی معرفی شده‌اند، حفر شده است. در منطقه امیدبخش شماره یک، گمانه‌های شماره‌های BH1 و BH2 به ترتیب تا عمق ۲۷۲ و ۶۶ متر و آزمون ۱۸۰ و ۳۰ درجه، و در منطقه امیدبخش شماره دو گمانه‌های شماره‌های BH3 و BH4 به ترتیب تا عمق ۴۶ و ۲۵۹ متر و آزمون ۱۳۵ و ۱۸۰ درجه حفر شده است (شکل‌های ۸ و ۹). در این تحقیق، از چهار گمانه اکتشافی، تعداد ۳۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک و نازک-صیقلی و تعداد ۲۴۹ نمونه برای تجزیه ژئوشیمیایی چندعنصری و طلا برداشت شده است. بر اساس مشاهدات مغزه‌های حفاری و مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری نمونه‌های

به شکل مربعی و در ابعاد شبکه ۲۰۰ در ۲۰۰ متر طراحی شده است. نمونه‌برداری در هر سلول به روش لپری (قطعه‌ای) هستند. در این روش تعداد ۴۰ تا ۵۰ قطعه کوچک سنگ به ابعاد تقریبی سه تا چهار سانتی‌متر و به وزن کلی حدود سه کیلوگرم از رخنمون واحدهای سنگی انتخاب شده است. تمامی نمونه‌های سنگ پس از خردایش و نرمایش در مخلوط چهار اسید (اسید نیتریک، اسید هیدروکلریک، اسید پرکلریک و اسید هیدروفلوئوریک) حل شده و برای عناصر Ag, Al, As, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, La, Li, Mg, Mn, Mo, Ni, P, Pb, Sb, V, Y, Zn، با استفاده از روش‌های ICP-OES/MS تجزیه شیمیایی شده است. عنصر طلا نیز به‌طور جداگانه با استفاده از روش غال‌گذاری (F.A.) تجزیه شده است. مقادیر بیشینه غلظت عناصر مهم از قبیل مس، طلا، سرب، روی، مولیبدن، آرسنیک و گوگرد در نمونه‌های سنگ ژئوشیمیایی گستره چاه رستم، به ترتیب ۸۱۵، ۲۵۵، ۴۸۸، ۱۷۹، ۸، ۲۱۵ و ۲۴۰۸ گرم در تن اندازه‌گیری شده است و بیان از غنی‌شدگی قابل ملاحظه مس، طلا و سرب در برخی از نمونه‌های سنگ ژئوشیمیایی دارد. در نهایت، بر پایه پردازش‌های آماری تک‌متغیره و چندمتغیره داده‌های سنگ ژئوشیمیایی و ترسیم نقشه‌های ناهنجاری تک‌عنصری

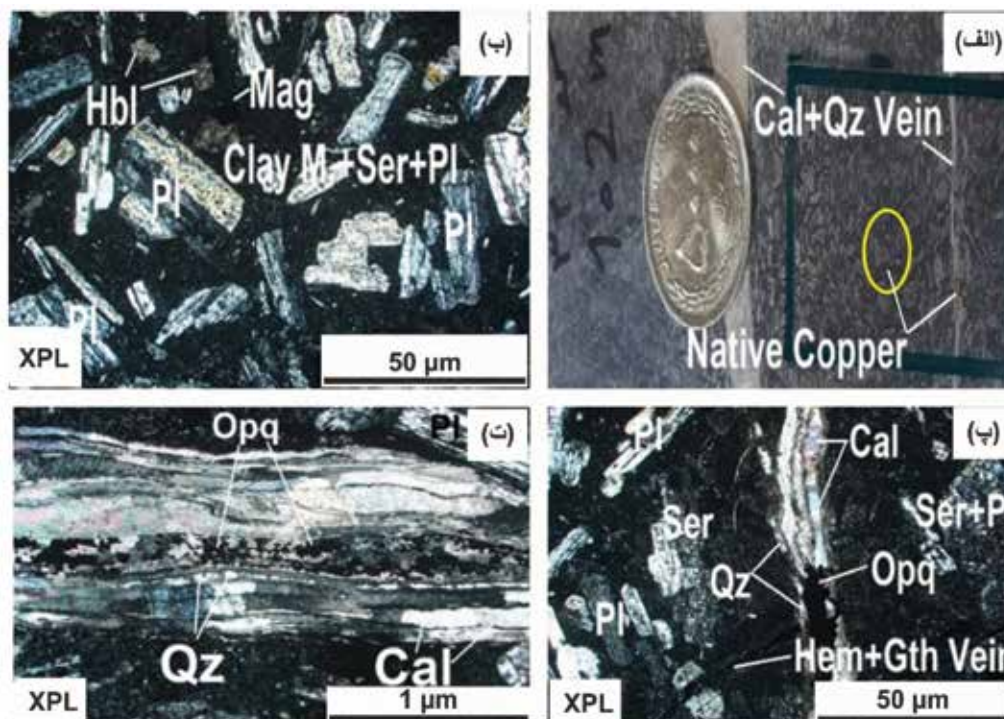
مغزه‌های حفاری، جنس سنگ‌ها بیشتر از نوع آندزیت تا آندزیت-بازالت است و دارای بافت‌های پورفیری با زمینه میکروولیتی، بادامکی و بندرت جریانی و مگاپورفیری می‌باشند. پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن و کانی‌های کدر از ریزبلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفتند (شکل ۱۰-الف، ب).



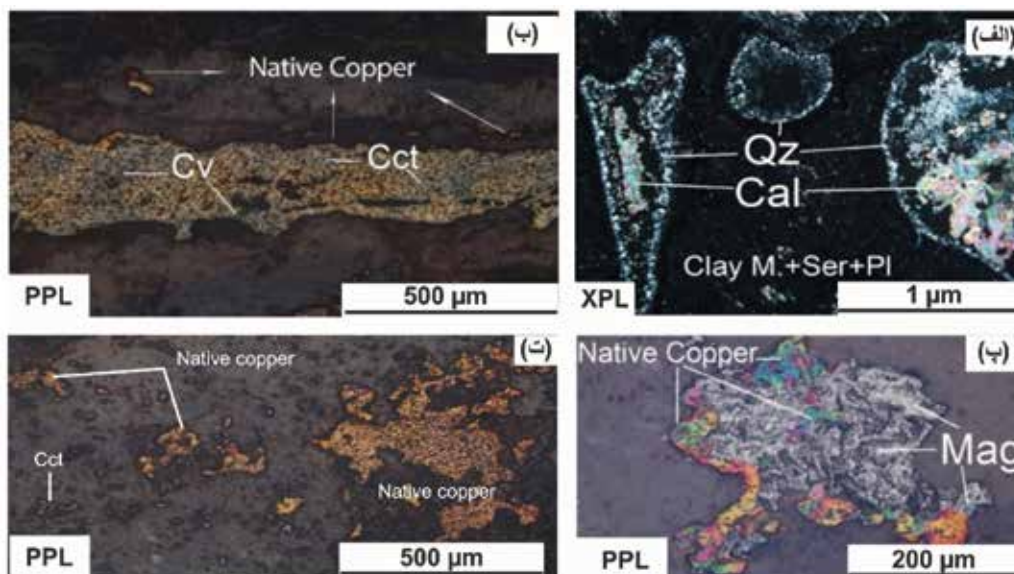
شکل ۹. نقشه مناطق امیدبخش معدنی بر پایه پردازش داده‌های سنگ‌ژئوشیمیایی سطحی

مشاهده می‌شود (شکل ۱۱-ت). مگنتیت‌ها شامل دو نسل هستند، مگنتیت‌های ریزبلور و پراکنده در متن سنگ به احتمال زیاد منشأ ماگمایی دارند (شکل ۱۰-ب) و مگنتیت‌های درشت‌بلور (بیشتر به صورت پرکننده رگه-رگچه‌ها) و هم‌رشدی با مس خالص، حاصل دگرسانی گرمایی دمای بالای کانی‌های آهن-منیزیم‌دار (از قبیل آمفیبول‌ها، پیروکسن‌ها، مگنتیت‌های اولیه و ...) هستند (شکل ۱۰-ت، شکل ۱۱-پ). حفرات سنگ‌های آندزیتی و آندزیت-بازالتی نیز بیشتر با کلسیت، کوارتز و کلریت پر شده است و بافت بادامکی تشکیل داده‌اند (شکل ۱۱-الف). در گمانه‌های شماره‌های ۱ و ۲، آثاری از نفوذی‌های دیوریت در سنگ‌های آندزیتی و آندزیت-بازالتی مشاهده می‌شود. دیوریت‌ها با بافت دانه‌ای دارای کانه‌زایی کالکوپیریت و پیریت هستند.

کانی‌های دگرسانی شامل کلریت، سربسیت، کانی‌های رسی، کلسیت، کوارتز و اکسیدهای آهن هستند. آمفیبول‌ها به کلریت و اکسیدهای آهن دگرسانی نشان می‌دهند، پلاژیوکلازها هم به طور خفیف سربسیتی شده‌اند و گاهی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۱۰-ب، پ). سنگ‌های آندزیتی و آندزیت-بازالتی توسط رگه-رگچه‌های کلسیت، کوارتز و اکسیدهای آهن قطع شده است. مس خالص و بندرت کالکوپیریت همراه کلسیت، کوارتز و مگنتیت به صورت رگه-رگچه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۱۰-پ، ت). کانه‌های مس خالص به طور ضعیف به کالکوسیت و کوولیت جانشینی دارند (شکل ۱۱-ب). رگه‌های کلسیتی-سیلیسی کانه‌دار به نوبه خود توسط رگه-رگچه‌های هماتیت و گوتیت قطع شده‌اند (شکل ۱۰-پ). مس خالص گاهی به صورت دانه‌پراکنده در فضا‌های خالی موجود در متن سنگ نیز



شکل ۱۰. الف) نمونه مغزه حفاری از آندزیت پورفیری که توسط رگه‌های کلسیتی-سیلیسی دارای مس خالص قطع شده است، ب) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلاز، هورنبلند و مگنتیت در زمینه‌ای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، کانی‌های رسی و سریسیت، پ) تصویر میکروسکوپی از نمونه آندزیت پورفیری که به وسیله رگه‌های کلسیتی-سیلیسی کانه‌دار و رگه‌های هماتی-گوتیتی قطع شده است، ت) تصاویر میکروسکوپی از رگه کلسیتی-سیلیسی کانه‌دار در سنگ میزبان آندزیت بازالتی دگرسان شده. Cal: کلسیت، Clay M.: کانی‌های رسی، Gth: گوتیت، Hbl: هورنبلند، Hem: هماتیت، Mag: مگنتیت، Native Copper: مس خالص، Opq: کانی‌های تیره، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010)

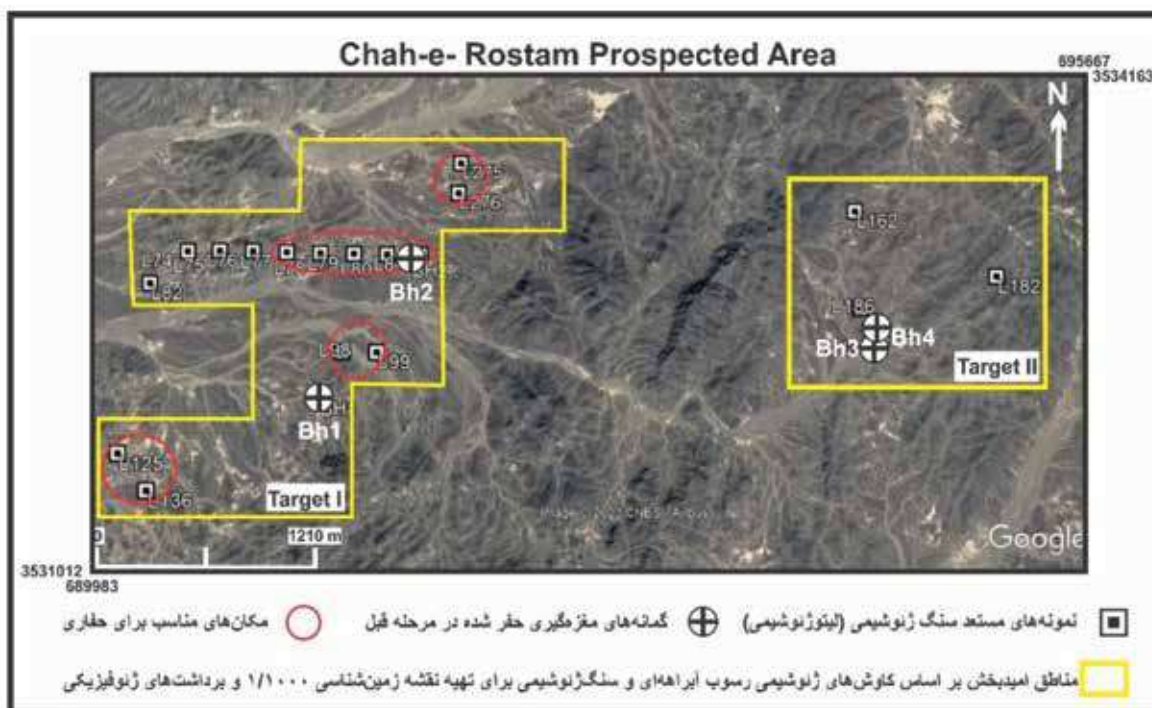


شکل ۱۱. الف) تصویر میکروسکوپی از پرشدگی حفرات آندزیت پورفیری دگرسان شده به وسیله کلسیت، کوارتز، کلریت و اکسیدهای آهن، ب) تصویر میکروسکوپی از رگه مس خالص که کانه مس خالص به طور خفیف به کالکوسیت و کوولیت جانشینی دارد، پ) تصویر میکروسکوپی از هم‌رشدی مس خالص و مگنتیت در داخل رگه‌های کلسیتی-سیلیسی، ت) تصویری از مس خالص و کالکوسیت در فضاهای خالی سنگ‌های آندزیت بازالتی. Cal: کلسیت، Cct: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Clay M.: کانی‌های رسی، Mag: مگنتیت، Native Copper: مس خالص، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010)

نتیجه‌گیری

صحرايي، کانه‌زايی قابل توجهی از مس و عناصر همراه را در رخنمون‌های سنگی این ناحیه نشان نمی‌دهد. با این وجود، بررسی مغزه‌های حفاری وجود مس خالص و به مقدار کم کالکوپیریت را در رگه-رگچه‌های کلسیتی-سیلیسی-اکسید آهنی تایید می‌کند. کانه‌های مس در سامانه‌های رگه‌ای و پرشدگی‌های حفرات سنگ‌ها به وسیله کلسیت، کوارتز، پیریت، مگنتیت و همتایت همراهی می‌شود. سنگ میزبان سامانه‌های کانه‌زایی اغلب سنگ‌های گدازه‌ای-توفی با ترکیب آندزیت تا آندزیت بازالت پورفیری هستند. بر پایه یافته‌های زمین‌شناسی و ژئوشیمی اکتشافی، گستره چاه رستم مستعد کانه‌زایی مس ($\pm$ طلا) و به احتمال زیاد از نوع اپی‌ترمال است و تصمیم‌گیری درباره پتانسیل اقتصادی کانه‌زایی در این گستره، مستلزم تداوم عملیات اکتشافی است. فعالیت‌های زمین‌شناسی و اکتشافی در گام نخست برای ناحیه امیدبخش شماره یک توصیه می‌شود و در صورت کسب موفقیت اکتشافی در ناحیه یک، ادامه اکتشافات در ناحیه امیدبخش دو توجیه‌پذیر خواهد بود (شکل ۱۲).

تحلیل آماری داده‌های ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای، ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی عناصر مس، روی، سرب، نقره، آرسنیک، کادمیم و مولیبدن را در این گستره ثبت شده است. از تلفیق نقشه‌های ژئوشیمیایی تک‌عنصری و چندعنصری (عاملی) رسوب آبراهه‌ای، دو ناحیه امیدبخش برای اکتشافات سنگ‌ژئوشیمی سیستماتیک سطحی معرفی شده است. تحلیل آماری داده‌های سنگ‌ژئوشیمیایی سطحی، ناهنجاری‌های عناصر مس، طلا، روی، سرب، مولیبدن، آرسنیک، آنتیموان و منگنز را در این گستره ثبت شده است. هم‌یافتی ژئوشیمیایی عناصر مذکور بیان از رخداد احتمالی سامانه‌های کانه‌زایی اپی‌ترمال در این ناحیه دارد. در این گستره دگرسانی‌های آرژیلی، کلریتی، سیلیسی، کربناتی و اکسید آهنی وجود دارند. این دگرسانی‌ها در نتیجه تاثیر سیالات گرمایی مربوط به توده‌های نیمه‌نفوذی گرانودیوریتی، مونزودیوریتی و دیوریتی بر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ایجاد شده‌اند. مشاهدات



شکل ۱۲. مناطق امیدبخش پیشنهادی برای تداوم عملیات زمین‌شناسی و اکتشافی در گستره چاه رستم بر اساس تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای، سنگ‌ژئوشیمیایی سطحی و حفاری‌های آزمایشی

سپاسگزاری

نگارندگان مقاله از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود که بستر و محیط مناسبی را برای انجام این پژوهش آماده کرده‌اند، سپاسگزاری می‌کنند. از مدیریت محترم مهندسين مشاور سامانه کانسار زمین، جناب آقای دکتر موسوی ماکوئی، که با انجام این پژوهش در گستره اکتشافی چاه رستم موافقت کردند و زمینه تجزیه نمونه‌های ژئوشیمیایی رسوب آبراهه‌ای و سنگ ژئوشیمیایی را فراهم کردند، قدردانی می‌شود. از سردبیر و کارشناسان محترم مجله فصلنامه زمین‌شناسی ایران و داوران گرامی که ارزیابی مقاله حاضر را قبول فرمودند، تشکر می‌شود.

منابع

- ارجمندزاده، ر.، ۱۳۹۰. مطالعات کانی‌سازی، ژئوشیمی، سن‌سنجی و تعیین جایگاه تکتونوماگمایی توده‌های نفوذی در اندیس معدنی ده‌سلم و چاه‌شلغمی، بلوک لوت، شرق ایران. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۶۹.
- بلوریان، غ.ج.، ۱۳۸۷. نقشه و گزارش زمین‌شناسی کودکان، سری ۱/۱۰۰۰۰، شماره ۷۷۵۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بهروزی، ا.، ناصر، خ.ن. و افتخار نژاد، ج.، ۱۳۷۱. نقشه و گزارش زمین‌شناسی بصیران، سری ۱/۱۰۰۰۰، شماره ۷۸۵۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسنی پاک، ع.ا. و شرف‌الدین، م.، ۱۳۸۰. تحلیل داده‌های اکتشافی. انتشارات دانشگاه تهران، ۹۷۱.
- حسین زاده، م.ر.، مغفوری، س.، موید، م.، هادوی چهاربرج، ز.، عامل، ن. و روانخواه، ع.ر.، ۱۴۰۲. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پراکندگی عناصر در زون‌های دگرسانی نقدوز-زایلیک، زون ماگمایی ارسباران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۷، ۶۵، ۷۱-۹۰.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۹. اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در ورقه ۱/۱۰۰۰۰ بصیران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی و منتشر نشده.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۸. اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در ورقه ۱/۱۰۰۰۰ کودکان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی و منتشر نشده.
- سهندی، م.ر.، محجل، م.، سهیلی، م.، بربریان، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ده‌سلم (چاه‌وک)، سری ۱/۲۵۰۰۰، شماره K۹، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- غیاثی‌زاده، م.ک.، علی‌پوراصل، م. و مشکانی، س.ا.، ۱۴۰۳. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس (طلا) کوه میل شمال‌خاور ساوه، استان مرکزی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۸، ۷۰، ۲۹-۵۰.
- کریم‌پور، م.ح.، ملک‌زاده شفارودی، آ.، حیدریان، م.ر. و عسگری، ع.، ۱۳۸۶. کانی‌سازی، دگرسانی و ژئوشیمی منطقه اکتشافی طلا-قلع هیرد، استان خراسان جنوبی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱، ۱۵، ۶۷-۹۰.
- مدبری، س.، آذری‌فر، م.، احمدی، ث.ش. و رئیسی، د.، ۱۴۰۱. تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، دگرسانی و دورسنجی به منظور معرفی پتانسیل‌های کانه‌زایی در منطقه سریش، خراسان جنوبی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۶، ۶۲، ۷۴-۴۹.
- ملک‌زاده شفارودی، آ. و کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۹۰. سن‌سنجی زیرکن به روش اورانیم-سرب در منطقه اکتشافی مس-طلا پورفیری ماهرآباد: شاهدهی بر دوره متالوژنیک اتوسن میانی ذخایر پورفیری در شرق ایران. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۱، ۳، ۴۱-۶۰.
- یونسی، س.د.، حسین زاده، م.ر. و موید، م.، ۱۳۹۶. کانی‌شناسی کانسار Zn-Cu-(Pb-Bi-Ag) ماهر، باختر ده‌سلم: رهیافتی بر ژنز و نوع کانه‌زایی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۷، ۱۰۵، ۲۹۵-۳۰۸.
- Javidi Moghaddam, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Santos, J.F. and Mendes, M.H., 2019. Geochemistry, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb geochronology of intrusive rocks: Constraint on the genesis of the Cheshmeh Khuri Cu mineralization and its link with granitoids in the Lut Block, Eastern Iran. Journal of Geochemical Exploration, 202, 59-76.
- Karimpour, M.H., Zaw, K. and Huston, T.R., 2019. Geochemistry, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb geochronology of intrusive rocks: Constraint on the genesis of the Cheshmeh Khuri Cu mineralization and its link with granitoids in the Lut Block, Eastern Iran. Journal of Geochemical Exploration, 202, 59-76.

- D.L., 2005. S-C-O isotopes, fluid inclusion micro-thermometry, and the genesis of ore bearing fluids at Qaleh-Zari Fe-Oxide Cu-Au-Ag Mine, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 16 (2), 153-168.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Stern, C.R., 2015. The Khopik porphyry copper prospect, Lut Block, Eastern Iran: Geology, alteration and mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 65 (2), 522-544.
 - Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2015. Mineralogic, fluid inclusion, and sulfur isotope evidence for the genesis of Sechangi lead-zinc (-copper) deposit, Eastern Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 107, 1-14.
 - Omidianfar, S., Monsef, I., Rahgoshay, M., Zheng, J. and Cousens, B., 2020. The middle Eocene high-K magmatism in Eastern Iran Magmatic Belt: constraints from U-Pb zircon geochronology and Sr-Nd isotopic ratios. *International Geology Review*, 62 (1), 1-18.
 - Whitney, D.L. and Evans B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Yazdi, P., Kananian, A., Raeisi, D. and Modabberi, S., 2023. Geochemistry, petrogenesis and petrology of intrusive rocks in Shadan gold deposit, SW Birjand, Eastern Iran. *Geopersia*, 13 (1), 33-48.

زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و مطالعه میانبارهای سیال در کانسار اکسید آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد، شمال شرق زنجان

داریوش عرب زوزنی^۱، حسینعلی تاج‌الدین^{۲*} و مجید قادری^۳

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

۳. استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۲۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۲۰

چکیده

کانسار آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد در ۱۳ کیلومتری شمال شرق زنجان و در زیرپهنه طارم از پهنه البرز-آذربایجان قرار دارد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره کانسار شامل یک توالی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن متشکل از توف و گدازه‌های با ترکیب حدواسط (آندزیت تا تراکی آندزیت) می‌باشند و توسط توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق مونزودیوریت-مونزوگابرویی با سن ائوسن پایانی-الیگوسن می‌باشند قطع شده‌اند. توده‌های نفوذی میزبان کانسنگ‌های آهن-آپاتیت در کانسار غرب گلستان‌آباد دارای سرشت کالک‌آلکالن هستند و از نوع توده‌های متالومین-پرآلومین و تیپ I هستند و در محیط تکتونوماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای تا پس از برخورد تشکیل شده‌اند. کانی‌سازی در کانسار غرب گلستان‌آباد به صورت کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت و با ساخت و بافت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، توده‌ای و دانه‌پراکنده در توده مونزودیوریت-مونزوگابرویی رخ داده است. کانسنگ از کانی‌های فلزی مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت و ترکیبات هیدروکسیدی آهن و کانی‌های غیرفلزی آپاتیت، اکتینولیت، ترمولیت، کوارتز، اپیدوت، کلریت و سریسیت تشکیل یافته است. دگرسانی‌های گرمایی همراه با کانسنگ‌های آهن-آپاتیت از انواع اکتینولیتی شدن، سیلیسی شدن، سریسیتی شدن، پروپیلیتی شدن و سولفیدی شدن هستند. الگوهای فراوانی و تغییرات عناصر نادر خاکی در کانی‌های مگنتیت، آپاتیت و سنگ میزبان کانی‌سازی به نسبت مشابه می‌باشد و یک ارتباط زایشی میان کانسنگ‌های آهن-آپاتیت با توده نفوذی مونزودیوریت-مونزوگابرویی را نشان می‌دهند. مطالعه ریزدماسنجی بر روی میانبارهای دوفازی غنی از مایع به دام افتاده در بلورهای آپاتیت، بیانگر دمایی همگن شدگی سیالات کانه‌ساز در بازه ۳۴۷ تا ۵۴۷ درجه سانتی‌گراد و شوری ۵/۸۶ تا ۲۱/۶۸ درصد وزنی معادل نمک طعام است. این کانسار از نظر ویژگی‌های زمین‌شناختی و کانی‌سازی، بیشترین شباهت را با ذخایر تیپ اکسید آهن-آپاتیت (IOA) نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: زنجان، ژئوشیمی، غرب گلستان‌آباد، کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت، میانبارهای سیال.

مقدمه

عمده کانسارهای آهن-آپاتیت شناسایی شده ایران، در دو ناحیه بافق (Mücke and Yousefi, 1994; Majidi et al., 2021; Rahimi et al., 2016) در ایران مرکزی و طارم (Nabatian et al., 2013; Mokhtari et al., 2017) در شمال غرب کشور رخداد دارند و به‌عنوان مهم‌ترین ذخایر تیپ IOA مطالعه و معرفی شده‌اند (Nabatian et al., 2015). البته در چند سال اخیر تعدادی ذخیره IOA در ارتباط با ماگماتیسم کمان ماگمایی ارومیه-دختر نیز شناسایی و معرفی شده‌اند. رخداد کانسنگ‌های آهن-آپاتیت در سنگ‌های آتشفشانی-ماگمایی گستره یولاق (شمال غرب ساوه) مهم‌ترین نمونه آن است (گروه معدنی و بازرگانی زرمش، www.Zarmesh.com/nproject/).

ایالت فلززایی طارم که در پهنه البرز غربی-آذربایجان قرار دارد (شکل ۱-الف)، میزبان مجموعه‌ای از ذخایر اکسید آهن-آپاتیت در شرق شهر زنجان می‌باشد (نباتیان، ۱۳۹۱). از مهم‌ترین نمونه‌های این تیپ از ذخایر می‌توان به کانسارهای سرخه‌دیز (نباتیان، ۱۳۸۷؛ سالاروند، ۱۳۹۸؛ Nabatian and Ghaderi, 2013)، زرنان (گراوندی، ۱۴۰۰)، گلستان‌آباد (عرب زوزنی، ۱۳۹۹؛ کردیان، ۱۳۹۹؛ صحتی، ۱۴۰۲)، ذاکر (خان‌محمدی، ۱۳۸۷؛ واقفی، ۱۴۰۲)، اسکند (واقفی، ۱۴۰۲)، آراسو (داودی، ۱۳۹۸)، علی‌آباد-مروارید (مظهری، ۱۳۸۹) اشاره کرد (شکل ۱-ب). کانسار آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد در فاصله ۱۰ کیلومتری شمال شرق زنجان و ۲/۵ کیلومتری شمال شرق روستای زرنان واقع شده است. لازم به ذکر است در فاصله شش کیلومتری شرق روستای زرنان، کانسار دیگری با نام «معدن آهن گلستان‌آباد» مشغول به فعالیت و استخراج کانسنگ آهن است و در سال‌های اخیر توسط کردیان (۱۳۹۹) و صحتی (۱۴۰۲) مورد مطالعه قرار گرفتند. لازم به ذکر است کانسار موضوع پژوهش حاضر، که با نام «کانسار آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد» مورد مطالعه قرار دارد، در فاصله هوایی چهار کیلومتری شمال غرب معدن (کانسار) گلستان‌آباد (کردیان، ۱۳۹۹؛ صحتی، ۱۴۰۲) واقع شده و به لحاظ ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌سازی، شباهت‌ها

و تفاوت‌های قابل توجهی با یکدیگر دارند. فعالیت‌های اکتشافی در گستره کانسار غرب گلستان‌آباد، که در سال‌های ۱۳۹۴ تا ۱۳۹۶ توسط شرکت خدمات اکتشافی کشور انجام شده، شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی-معدنی با مقیاس‌های ۱:۵۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰، مطالعات ژئوفیزیکی (مغناطیس‌سنجی)، حفر ترانشه، گمانه‌های مغزه‌گیری و آنالیز شیمیایی نمونه‌های کانسنگ می‌باشد. در پژوهش حاضر، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و میانبارهای سیال در کانسار آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد مورد مطالعه قرار گرفت و با توجه به ویژگی‌های مذکور، تیپ کانی‌سازی و چگونگی نهشت کانسنگ تعیین شده است. بدیهی است نتایج مطالعه این کانسار می‌تواند برای اکتشاف این تیپ از ذخایر، در بخش‌هایی از زیرپهنه طارم که شرایط زمین‌شناسی مشابهی دارند، مورد استفاده قرار گیرد.

روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی، تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰، مطالعه پهنه‌های کانی‌سازی و ساخت و بافت کانسنگ‌ها را شامل می‌شود. در این مرحله، هم‌زمان با تهیه نقشه زمین‌شناسی، بالغ بر ۵۰ نمونه سنگی از رخنمون‌ها، ترانشه‌ها و مغزه‌های حفاری برداشت و به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال شد. در مرحله مطالعات آزمایشگاهی، پس از بررسی‌های مقدماتی، از میان نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۱۲ مقطع نازک، ۲۵ مقطع نازک-صیقلی و سه مقطع دوبرصیقلی تهیه و به‌منظور مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت، بافت و میانبارهای سیال مطالعه شدند. پس از مطالعه نمونه‌ها در مقیاس‌های نمونه دستی و زیر میکروسکوپ، ۱۲ نمونه معرف، به‌منظور تعیین فراوانی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب با روش‌های XRF و ICP-MS انتخاب و آماده‌سازی شدند. نمونه‌ها از توده مونزودیوریت-مونزوگابروبی میزبان کانه‌زایی (چهار نمونه)، کانی‌های مگنتیت (سه نمونه) و آپاتیت (پنج نمونه) انتخاب شدند. جهت آماده‌سازی، تمامی نمونه‌ها توسط سنگ‌شکن فکی در اندازه‌های کوچک‌تر از ۵ میلی‌متر

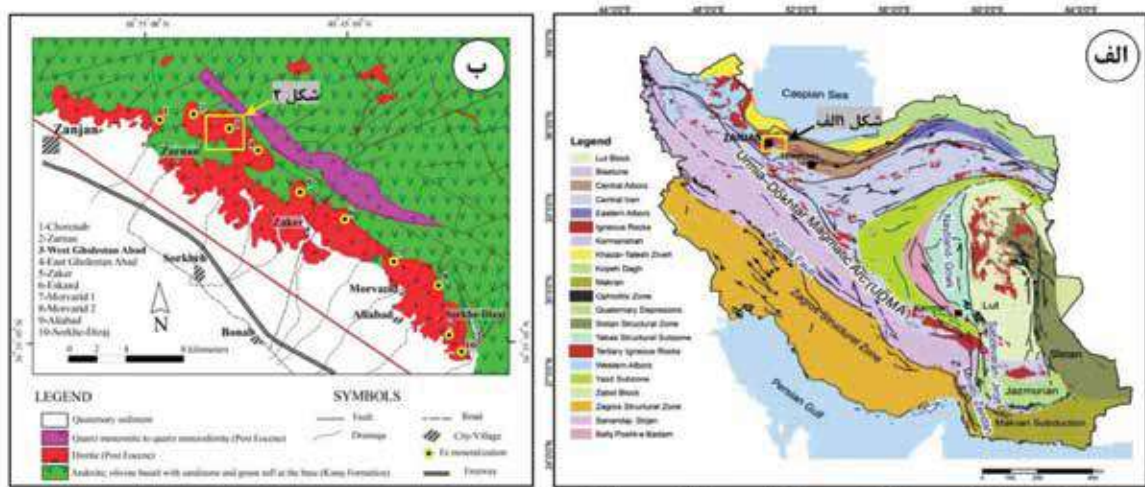
قطعه یخ^۲ با استفاده از فرمول ارائه شده توسط هال و همکاران (Hall et al., 1988) و مقایسه با روش استرنر و همکاران (Stern et al., 1988) محاسبه شده است.

زمین‌شناسی

کانسار آهن-آپاتیت غرب گلستان آباد در پهنه البرز غربی-آذربایجان (آقابات، ۱۳۸۳) و در زیرپهنه طارم (Nabatian and Ghaderi, 2013) واقع شده است (شکل ۱-الف). این گستره در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ چهارگوش زنجان (Stöcklin and Eftekhreznad, 1969) و ۱:۱۰۰/۰۰۰ ورقه طارم (امینی و امینی چهرق، ۱۳۷۹) قرار دارد. براساس نقشه و گزارش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ ورقه طارم، روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی، همسان با دیگر مناطق البرز غربی، شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد. پی‌سنگ قدیمی این ناحیه از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده منسوب به پرکامبرین تشکیل شده است. در ائوسن بر اثر فازهای کششی، حجم زیادی از گدازه‌های آتشفشانی و مواد آذرآوری به‌همراه نهشته‌های رسوبی نهشته شده است. بیشتر سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک در این زیرپهنه، که از اندزیت، الیوین بازالت، ماسه-سنگ و توف تشکیل شده‌اند،

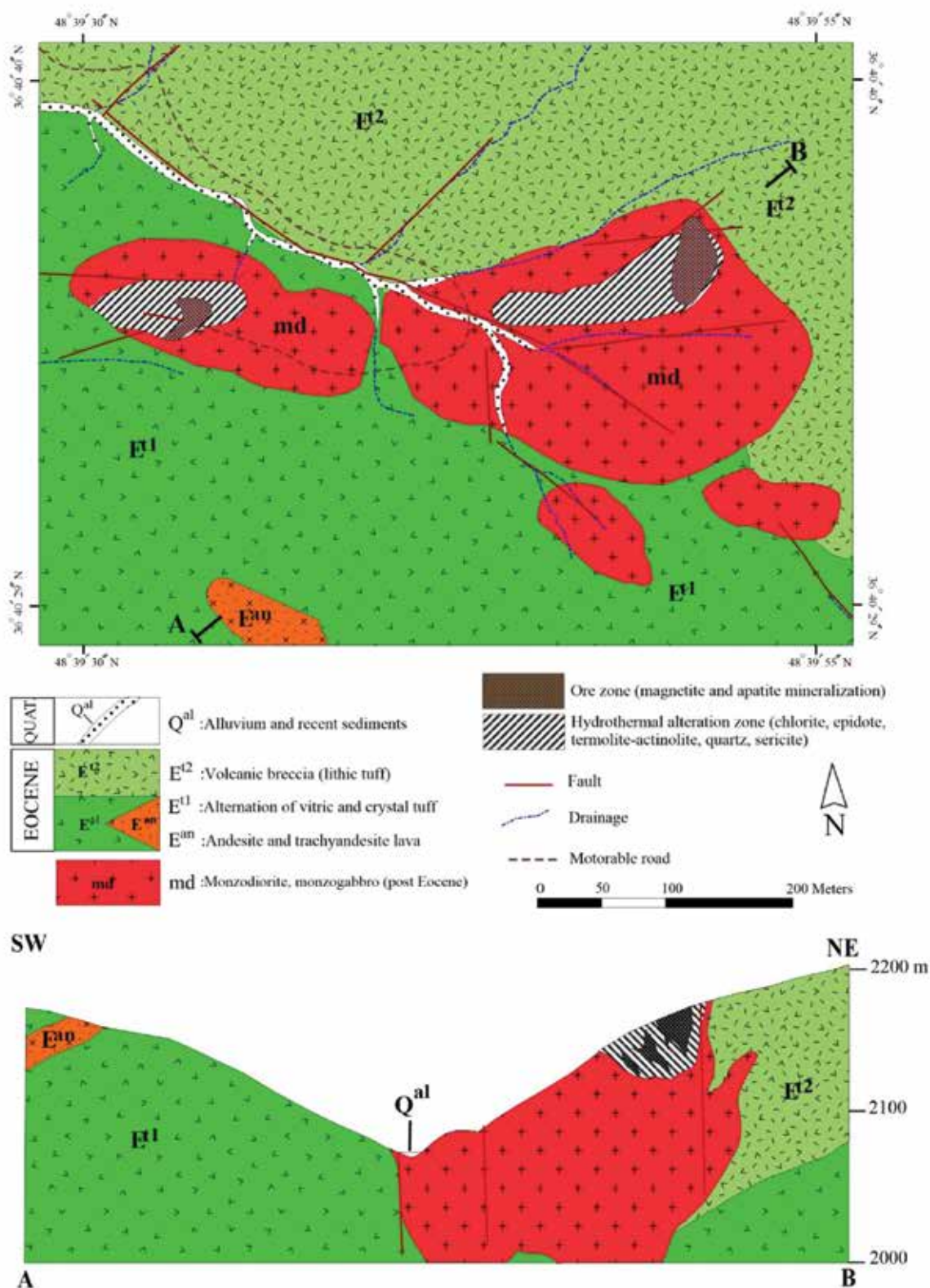
خرد و سپس به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال شدند. آنالیز اکسیدهای اصلی به روش XRF در آزمایشگاه بخش زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس و آنالیز عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زرازا به انجام رسید. برای پردازش و تحلیل داده‌های حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر اصلی، فرعی و کمیاب و رسم نمودارها، از نرم‌افزارهای Minpet، Excel و GCDkit استفاده شده است.

مطالعات میانبارهای سیال بر روی پنج نمونه از کانی‌های آپاتیت انجام شد. 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 است. کالیبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت ± 0.6 درجه صورت گرفت و با نیترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت ± 0.2 درجه سانتی‌گراد و با ماده استاندارد ان-هگزان^۱ با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام شد. میزان شوری به‌صورت معادل درصد وزنی نمک طعام^۲ و از طریق دمای ذوب آخرین



شکل ۱. الف) نقشه پهنه‌های رسوبی-ساختاری ایران (آقابات، ۱۳۸۳)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده ذخایر آهن زنجان، با کمی تغییرات از نباتیان و قادری (Nabatian and Ghaderi, 2013)، موقعیت کانسار آهن-آپاتیت غرب گلستان آباد با چهارگوش سیاه رنگ بر روی نقشه مشخص شده است

1. n-Hexane
2. wt.% NaCl equiv.
3. Tm-ice



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ محدوده اکتشافی غرب گلستان‌آباد

پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند (شکل ۳-الف). کانی‌های مذکور پنج تا ۲۰ درصد از سطح مقطع را تشکیل داده و در خمیره‌ای از شیشه، که کم‌وبیش دچار شیشه‌زدایی (دویتریفیکاسیون) شده‌اند، پراکنده هستند. این واحد گاه واجد ساخت و بافت‌های نواری-جریانی (ایگنمبریتی) هستند و از نوارهای جریانی ناپیوسته با ضخامت‌های کمتر از یک سانتی‌متر تشکیل شده است. ترکیب سنگ‌شناسی این میان‌لایه‌ها ریولیتی می‌باشد و از بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در خمیره‌ای از خاکستر (شیشه) تشکیل شده است. خمیره، کم و بیش متحمل دگرسانی و شیشه‌زدایی (دویتریفیکاسیون) شده است.

واحد E^{an}: این واحد با رنگ رخنمون قهوه‌ای تیره تا سیاه (جلای ورنی) و رنگ سطح شکسته سبز تا خاکستری تیره، رخنمون کوچکی در جنوب غرب گستره را دارا است. براساس مطالعات میکروسکوپی، نمونه‌های برداشت شده از واحد E^{an} متعلق به یک واحد گدازه‌ای با ترکیب آندزیت-تراکی آندزیتی است و واجد بافت پورفیری با خمیره‌ای شیشه‌ای می‌باشند و در آن پورفیروبلاست‌ها متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و مقادیر فرعی آلکالی فلدسپار، کانی‌های مافیک، کوارتز و کانی‌های کدر هستند (شکل‌های ۳-ب و ج). در قسمت‌هایی از مقطع، به واسطه هم‌رشدی کانی‌های فنوکریست، بافت گلوپورفیریک قابل مشاهده است. بلورهای پلاژیوکلاز که گاه دارای بافت غربالی هستند، به‌صورت کانی‌های نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل و در اندازه‌های ۰/۳ تا سه میلی‌متر فراوان‌ترین می‌باشند و اغلب مقادیر جزئی توسط کلسیت و سریسیت جانشین شده‌اند. شدت دگرسانی در مرکز بلورها بیشتر از حاشیه آنها می‌باشد و نشانه کلسیک‌تر بودن مرکز بلورها و منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها است. وجود هسته کلسیک در پلاژیوکلازها، نشانه تبلور زودهنگام این کانی‌ها از مذاب اولیه می‌باشد. کانی‌های مافیک، که پنج تا ۱۰ درصد از سطح مقطع را تشکیل داده‌اند، اغلب به‌طور کامل توسط کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. خمیره شیشه‌ای سنگ، کم‌وبیش دچار شیشه‌زدایی (دویتریفیکاسیون) شده است.

متعلق به سازند کرج هستند (Hirayama et al., 1966) و پس از این در اثر تزریق سنگ‌های نفوذی بعد از ائوسن قرار دارند. این سازند در البرز غربی و مرکزی، قسمتی از مجموعه ماگمایی البرز به سن ائوسن است که در محیط تکتونیکی کمان و پشت‌کمانی و رژیم کششی بعد از برخورد نهشته شده است (Berberian and King, 1981; Hassanzadeh et al., 2008; Mirnejad et al., 2010; Asiabanha and Foden, 2012).

واحدهای سنگی رخنمون یافته در نقشه زمین‌شناسی گستره کانسار غرب گلستان آباد با مقیاس ۱:۱۰۰۰، شامل یک توالی از سنگ‌های آتشفشانی متعلق به سازند کرج (ائوسن) متشکل از توف و گدازه‌های با ترکیب حدواسط (آندزیت تا تراکی آندزیت) می‌باشد و توسط توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق مونزویدیوریت-مونزوگابروبی با سن ائوسن پایانی-الیگوسن قطع شده است (شکل ۲). به‌طور خلاصه، زمین‌شناسی واحدهای سنگی در گستره کانسار غرب گلستان آباد به شرح زیر است:

واحد E^{tl}: این واحد با رنگ رخنمون خاکستری روشن نزدیک به نیمی از گستره محدوده را پوشش داده و بلندترین ارتفاعات گستره را شامل شده است. واحد E^{tl} از تناوب ویتریک‌توف و کریستال‌توف همراه با میان‌لایه‌هایی از ایگنمبریت تشکیل شده است. براساس مطالعات میکروسکوپی، توف‌های بلورین (کریستال‌توف) دارای بافت پورفیروکلاستیک هستند و متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و مقادیر فرعی کوارتز، آلکالی فلدسپار، کانی‌های مافیک و کانی‌های کدر هستند. بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت کانی‌های نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل و در اندازه‌های ۰/۳ تا دو میلی‌متر فراوان‌ترین می‌باشند و اغلب به‌طور جزئی توسط سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی جانشین شده‌اند. کانی‌های مافیک، که به‌طور معمول کمتر از ۱۰ درصد از سطح مقطع را تشکیل داده‌اند، اغلب به‌طور کامل توسط کلریت، کلسیت، سریسیت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. توف‌های شیشه‌ای (ویتریک‌توف) دارای بافت ویتروکلاستیک هستند و بیشتر از خاکستر (شیشه) همراه با بلورهای پراکنده

بیشتر پلاژیوکلازها در همراهی با مقادیر فرعی کانی‌های مافیک (بیشتر هورنبلند و گاه بیوتیت) را شامل می‌شوند. پلاژیوکلازها کم‌وبیش به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. کانی‌های مافیک نیز اغلب به‌طور کامل توسط کلریت، اپیدوت، کلسیت، کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. با توجه به شکل کانی دگرسان شده و نوع محصولات جانشینی، شاید کانی‌های مافیک از نوع بیوتیت و آمفیبول باشند. خمیره سنگ، کریپتوکریستالین تا شیشه‌ای هستند و از شیشه آتشفشانی دگرسان شده، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، کانی‌های کدر و کانی‌های دگرسانی تشکیل شده است.

واحد E^2 : این واحد که با رنگ خاکستری روشن، گستره قابل توجهی در شمال و غرب گستره را پوشش داده است، از قطعات سنگی با ابعاد یک میلی‌متر تا پنج سانتی‌متر (و به‌ندرت تا ۱۰ سانتی‌متر) و اجزای بلورین در خمیره‌ای از خاکستر آتشفشانی تشکیل شده است. قطعات سنگی اغلب از جنس گدازه آندزیتی تا تراکی‌آندزیتی با بافت پورفیری هستند و اغلب با اشکال گوشه‌دار مشاهده می‌شوند (شکل ۳-د). فنوکریست‌های موجود در قطعات سنگی اغلب شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کمتر کانی‌های مافیک دگرسان شده (به کلریت، کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن) هستند. اجزای بلورین قابل تشخیص در سنگ،



شکل ۳. الف) تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های ویتریک‌توف در همراهی با واحد E^1 ، ب و ج) تصاویر میکروسکوپی از واحد گدازه آندزیت و تراکی‌آندزیتی (E^{an})، د) تصویر واحد لیتیک‌توف (E^2)، ه) تصویر میکروسکوپی از توده مونزودیوریتی (md) در محدوده غرب گلستان‌آباد. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL) برداشت شدند. Afs: آلکالی‌فلدسپار، Hbl: هورنبلند، Opq: کانی کدر، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند

مونزودیوریت-مونزوگابرو (md)

و E^2 تزریق شده‌اند (شکل‌های ۲ و ۴). براساس مطالعات میکروسکوپی، توده‌های مونزودیوریت-مونزوگابرویی واجد بافت پورفیروئیدی می‌باشند و از پورفیروبلاست‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و آلکالی‌فلدسپار همراه با کانی‌های فرعی کوارتز، آپاتیت، کانی‌های کدر و زیرکن در خمیره‌ای

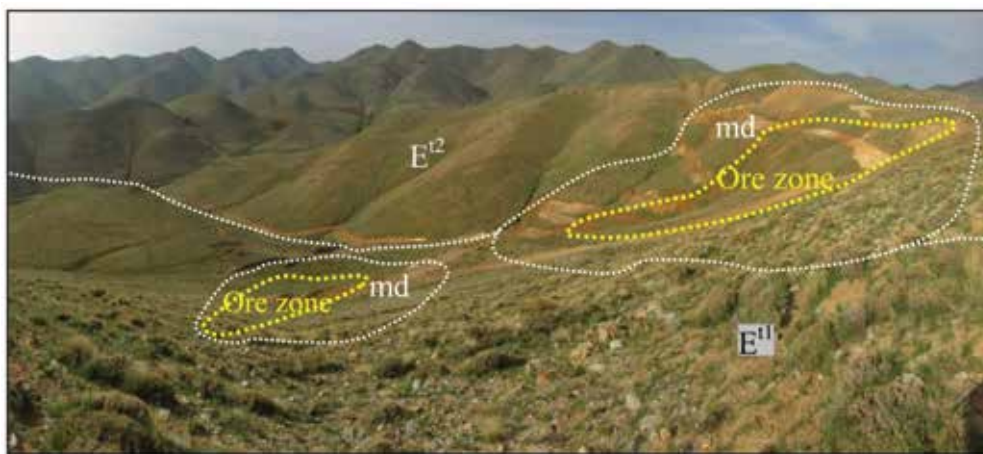
توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب مونزودیوریت-مونزوگابرویی و با رنگ رخنمون خاکستری تا سبز تیره سطح قابل توجهی از بخش‌های میانی گستره را پوشش داده است. توده‌های مذکور میزبان اصلی کانسنگ‌های آهن-آپاتیت هستند و حجم قابل توجهی از آنها در همبری واحدهای آتشفشانی E^1

ساخت، بافت و کانی‌شناسی کانسنگ

کانی‌سازی اکسید آهن-آپاتیت در کانسار غرب گلستان‌آباد، در دو سینه‌کار استخراجی شرقی و غربی، که حدود ۳۰۰ متر از هم فاصله دارند، برونزد دارند (شکل ۴). کانسنگ‌های معدنی در هر دو موقعیت با ساخت و بافت‌های رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و دانه‌پراکنده در توده مونزودیوریت-مونزوگابرویی مشاهده می‌شوند (شکل ۵). کانی‌سازی اغلب به صورت رگه‌های مگنتیت-آپاتیت (و اکتینولیت) در راستای عمومی شرقی-غربی تا شمال شرق-جنوب غربی با طول‌های پنج تا چند ده متر و ضخامت‌های ۰/۱ تا دو متر برونزد دارند. ضخامت رگه‌ها در داخل ترانشه‌ها گاه به پنج متر نیز بالغ می‌شود.

کانه اصلی در کانسنگ‌ها مگنتیت است و با مقادیر فرعی از کانی‌های آپاتیت، اکتینولیت و کانی‌های سولفیدی (پیریت±کالکوپیریت) همراهی می‌شود. بیشینه فراوانی اکسیدهای آهن ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) و اکسید فسفر (P_2O_5) در کانسنگ‌های معدنی به ترتیب ۷۰/۳ و ۱۶/۹ درصد اندازه‌گیری شده است (شرکت خدمات اکتشافی کشور، ۱۳۹۶).

ریزبلور (میکروگرانولار) تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۵). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل و در اندازه‌های ۲۰۰ میکرون تا سه میلی‌متر، حدود ۴۰ درصد از سطح مقطع را تشکیل داده‌اند. پلاژیوکلازها اغلب به طور جزئی توسط سربسیت و کمتر توسط کلسیت جانشین شده‌اند. پیروکسن‌ها در اندازه‌های کوچک‌تر از ۱/۵ میلی‌متر، پنج تا ۱۰ درصد از سطح مقطع را پوشش داده‌اند. پیروکسن‌ها به طور جزئی تا قابل توجه توسط کلریت و کمتر توسط کانی‌های کربنات (کلسیت)، اپیدوت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. آلکالی‌فلدسپارها به صورت بلورهای بی‌شکل در اندازه‌های ۰/۴ تا دو میلی‌متر، پنج تا ۱۰ درصد از سطح مقطع را تشکیل داده‌اند. کانی‌های مذکور اغلب به طور جزئی توسط کلسیت و سربسیت جانشین شده‌اند. در یکی از مقاطع مطالعه شده، تعداد انگشت‌شماری از فنوکریست‌های نیمه‌شکل‌دار کوارتز با اندازه‌های ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر مشاهده شده است. کانی‌های نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل کدر (اغلب مگنتیت) در اندازه‌های ۵۰ تا ۶۰۰ میکرون و با فراوانی سه تا پنج درصد در سطح مقاطع مورد مطالعه پراکنده‌اند.



شکل ۴. تصویری از گسترش زون‌های کانی‌سازی در سنگ میزبان مونزودیوریت-مونزوگابرو (md) که در واحدهای آتشفشانی ائوسن (واحدهای E^1 و E^2) تزریق شده‌اند، دید به‌سوی شمال

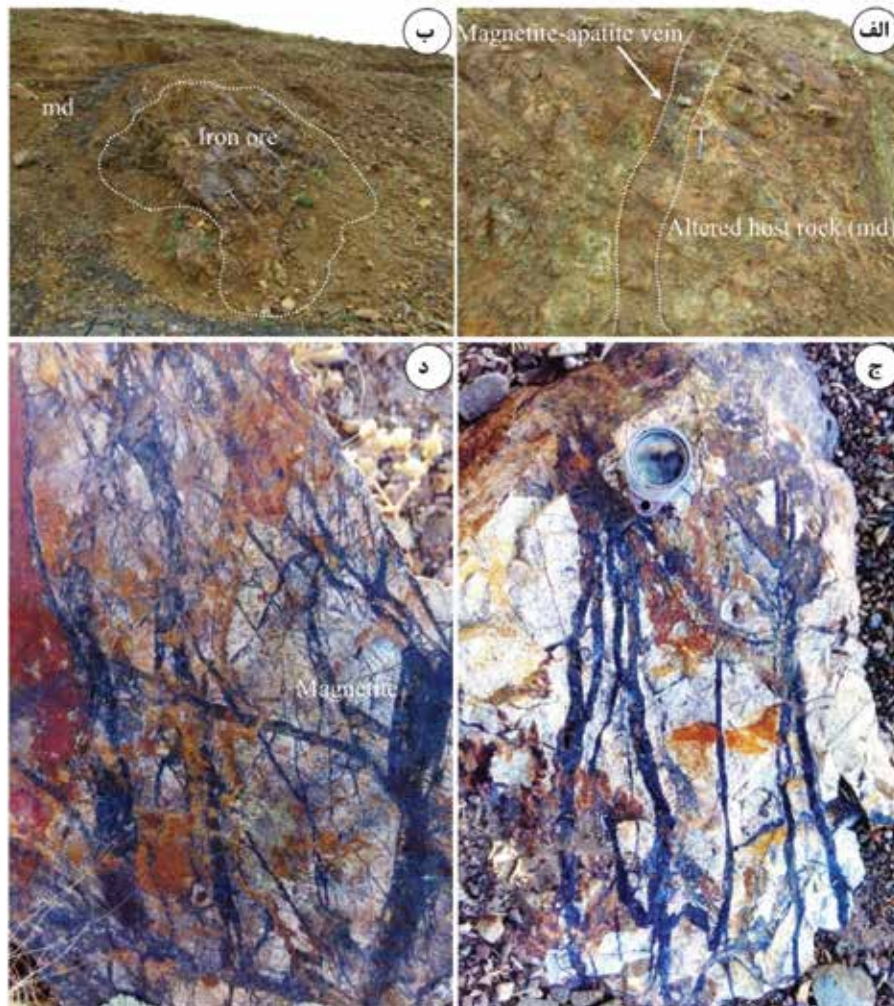
در گستره شامل اکتینولیتی شدن، سیلیسی شدن، سربسیتی شدن، پروپیلیتی شدن و سولفیدی شدن هستند. دگرسانی اکتینولیتی ($\pm$ ترمولیت)، پروپیلیتی و سولفیدی اغلب در همراهی و نیز در اطراف کانسنگ‌های آهن-آپاتیت قابل مشاهده هستند.

جایگیری توده مونزودیوریت-مونزوگابرویی (md) در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (واحدهای E^1 و E^2) و متعاقب آن، صعود سیالات گرمایی نشأت گرفته از توده مذکور، به رخداد دگرسانی و کانی‌سازی در توده نفوذی میزبان کانسار منجر شده است. مهمترین دگرسانی‌های گرمایی رخ داده

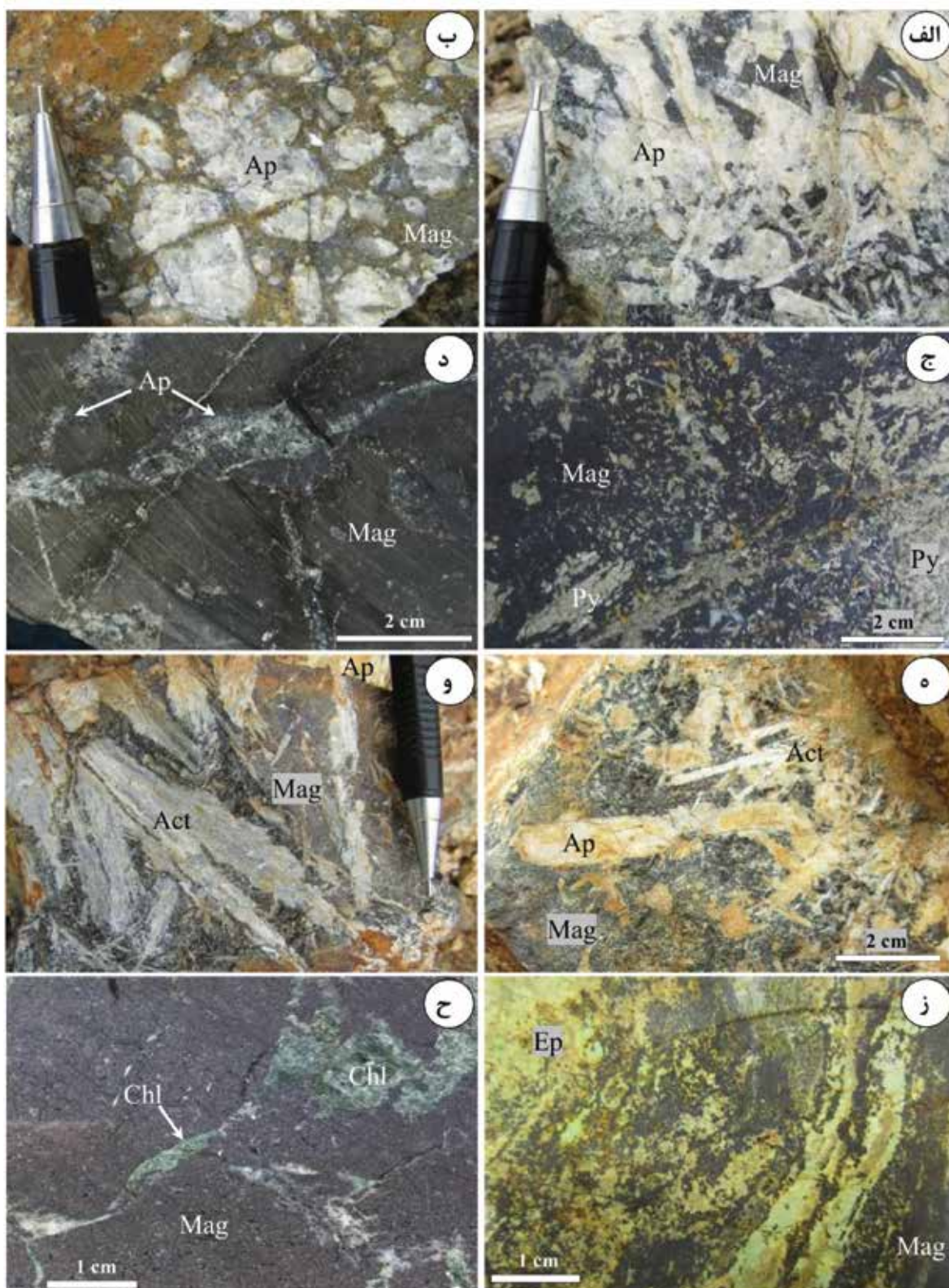
توده‌ای، رگچه‌ای و دانه‌پراکنده هستند، ولی در قسمت‌هایی از کانسنگ ممکن است توسط کانی‌های دگرسانی تأخیری قطع شده و بافت خرد و برشی شده (کاتاکلاستیک) نشان دهند. در مقیاس‌های نمونه دستی و میکروسکوپی، مگنتیت‌ها در دو نسل رخداد داشته‌اند: الف) مگنتیت‌های نسل اول که فراوان‌ترین نوع مگنتیت‌ها را شامل می‌شوند، اغلب به صورت هم‌رشد با بلورهای آپاتیت و اکتینولیت ($\pm$ ترمولیت) مشاهده می‌شوند و ب) مگنتیت‌های نسل دوم، که به صورت رگچه‌های تأخیری مجموعه مگنتیت-آپاتیت-ترمولیت‌های نسل اول را قطع کرده‌اند. برخی بلورهای مگنتیت از حاشیه‌ها و مرز شکستگی‌ها، ماریتی شده و به هماتیت تبدیل شده‌اند.

در مقیاس‌های رخنمون و نمونه دستی، کانسنگ‌ها اغلب به صورت رگه-رگچه‌ای، برشی و کمتر توده‌ای و دانه‌پراکنده مشاهده می‌شوند. براساس مطالعه و بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک-صیقلی، کانسنگ‌ها از کانی‌های فلزی مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت و ترکیبات هیدروکسیدی آهن و کانی‌های غیرفلزی اکتینولیت، ترمولیت، آپاتیت، کوارتز، کلریت، اپیدوت و سریسیت تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۶ و ۷).

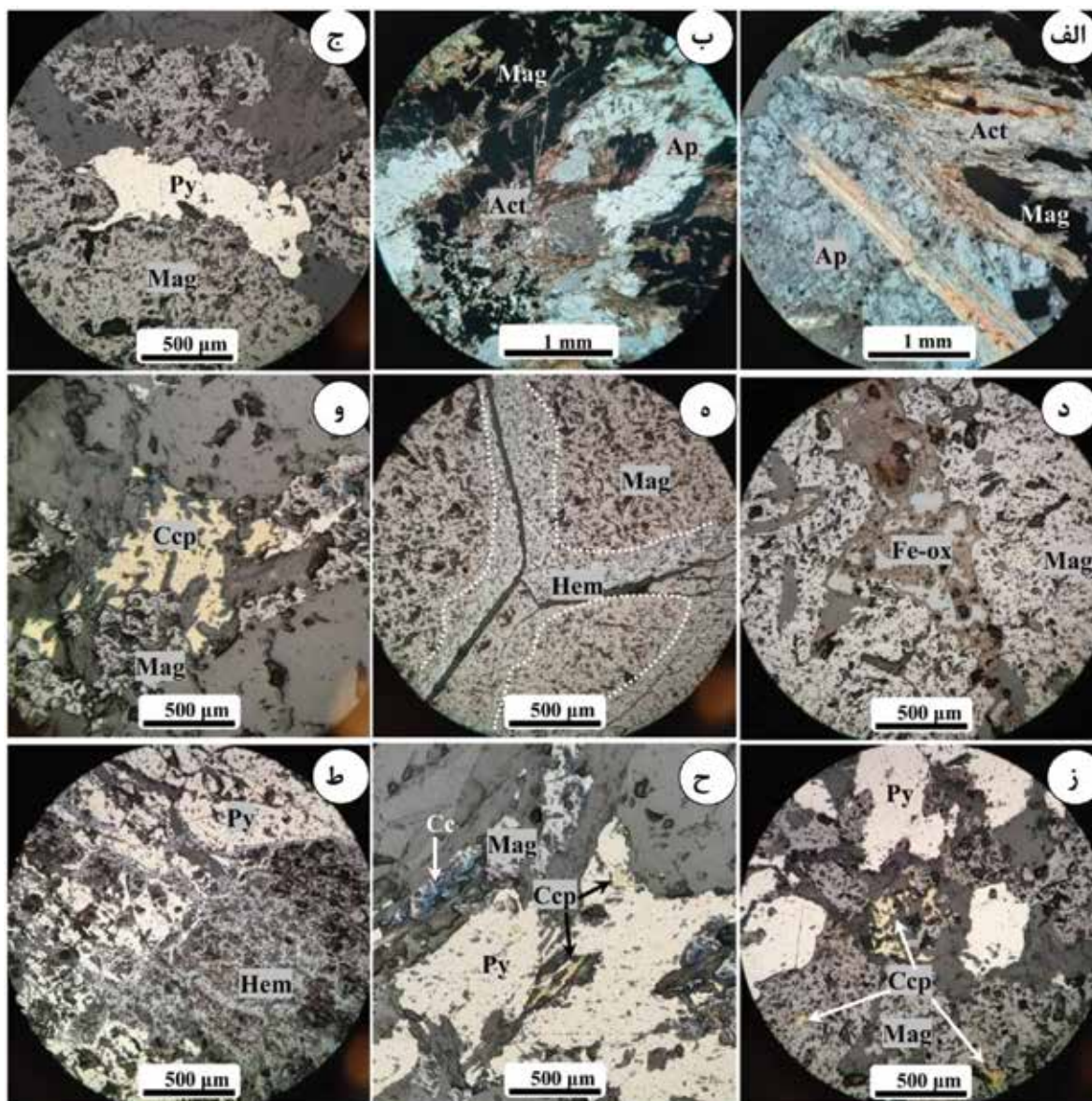
مگنتیت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاه خودشکل در اندازه‌های ۱۰۰ میکرون تا پنج میلی‌متر، به طور معمول ۲۰ تا ۹۰ درصد از حجم کانسنگ را تشکیل داده است. مگنتیت‌ها به طور معمول واجد بافت‌های



شکل ۵. الف) تصویری از رخنمون کانسنگ آهن (مگنتیت) و آپاتیت با ساخت رگه‌ای در توده مونزودیوریت-مونزوگابرو (md) که در اطراف با دگرسانی‌های گرمایی همراه است، ب) تصویر دیگری از رخنمون کانسنگ آهن با ساخت توده‌ای، ج و د) کانی‌سازی آهن (مگنتیت) با ساخت رگه-رگچه‌ای (استوک‌ورک) در توده مونزودیوریت-مونزوگابرو، در قسمت‌هایی از تصویر "د" ساخت برشی نیز مشهود است



شکل ۶. تصاویری از ساخت، بافت و کانی‌شناسی کانسنگ‌های آهن و آپاتیت در کانسار غرب گلستان آباد در مقیاس نمونه دستی، الف و ب) هم‌رشدی مگنتیت و آپاتیت‌های شکل‌دار، ج) رخداد پیریت در همراهی با مگنتیت، د) رگچه‌های آپاتیت، کانسنگ مگنتیتی را قطع کرده‌اند، ه و و) هم‌رشدی آپاتیت، مگنتیت و اکتینولیت، ز) دگرسانی اپیدوت که بر روی کانسنگ مگنتیتی رونقش شده است، ح) رگچه‌های انباشته از کلریت، کانسنگ مگنتیتی را قطع کرده‌اند. Act: اکتینولیت، Ap: آپاتیت، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Mag: مگنتیت. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی، (الف و ب در نور عبوری با نیکول‌های متقاطع، XPL، بقیه تصاویر در نور انعکاسی) از کانی‌های فلزی و روابط بافتی در کانسنگ‌های آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد، (الف و ب) هم‌رشدی آپاتیت، مگنتیت و اکتینولیت، (ج) رگچه پیریت، مگنتیت‌ها را قطع کرده است، (د) رگچه انباشته از ترکیبات هیدروکسیدی آهن، که احتمالاً از اکسایش کانه‌های سولفیدی حاصل شده‌اند، بلورهای مگنتیت را قطع کرده است، (ه) بلورهای مگنتیت از حاشیه توسط هماتیت جانشین شده‌اند، (و) هم‌رشدی مگنتیت و کالکوپیریت، (ز) هم‌رشدی پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت، (ح) رگچه کالکوپیریت، بلورهای پیریت و مگنتیت را قطع کرده و کالکوپیریت نیز به صورت بخشی توسط کالکوسیت جانشین شده است، (ط) هم‌رشدی پیریت و هماتیت، Act: اکتینولیت، Apt: آپاتیت، Cc: کالکوسیت، Ccp: کالکوپیریت، Fe-ox: ترکیبات هیدروکسیدی آهن، Hem: هماتیت و py: پیریت. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است

اکسایش یافته و توسط ترکیبات هیدروکسیدی آهن جانشین شده‌اند.

کالکوپیریت‌ها به صورت بلورهای بی‌شکل در اندازه‌های کوچکتر از یک میلی‌متر و با فراوانی ناچیز در سطح مقطع پراکنده‌اند. کالکوپیریت‌ها نیز در همراهی با هر دو نسل از مجموعه‌های کانیایی مگنتیت-آپاتیت و اکتینولیت مشاهده

پیریت‌ها به صورت بلورهای بی‌شکل تا خودشکل و در اندازه‌های ۵۰ میکرون تا ۱/۵ میلی‌متر، به طور معمول کمتر از یک درصد سطح مقطع را پوشش داده‌اند. پیریت به عنوان فراوان‌ترین کانه سولفیدی، در همراهی با مجموعه‌های مگنتیت-آپاتیت و اکتینولیت‌های نسل‌های اول و دوم قابل مشاهده است. در نمونه‌های سطحی، پیریت‌ها کم‌وبیش

(نسل اول) و ب) مگنتیت-آپاتیت-اکتینولیت (نسل دوم) مشاهده می‌شوند. تیغه‌های اکتینولیت گاه به‌صورت میانبار در داخل آپاتیت‌های نسل اول دیده شده است. اندازه بلورهای اکتینولیت به‌طورمعمول از یک میلی‌متر تا دو سانتی‌متر در تغییر است و به‌طور معمول در مقادیر جزئی تا قابل توجه توسط کربنات (کلسیت) جانشین شده‌اند.

اپیدوت و با فراوانی کمتر کلریت از دیگر کانی‌های دگرسانی مشاهده شده در نمونه‌های کانسنگی هستند که به‌طور معمول در مرحله پایانی تکامل کانسنگ تشکیل شده و مجموعه کانی‌های مگنتیت-آپاتیت و اکتینولیت (نسل اول) را قطع کرده‌اند.

با توجه به روابط بافتی و کانی‌شناسی نمونه‌های کانسنگی مطالعه شده در مقیاس‌های نمونه دستی و میکروسکوپی، توالی پاراژنری کانی‌ها در کانسار اکسید آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد در شکل ۸ رسم شده است.

شده‌اند. کالکوپیریت‌ها گاه از حاشیه بلور و مرز شکستگی‌ها توسط کالکوسیت، کوولیت و ترکیبات هیدروکسیدی آهن جانشین شده‌اند.

آپاتیت به عنوان شاخص‌ترین کانی همراه با مگنتیت‌ها و به‌صورت بلورهای متوسط تا درشت‌بلور در اندازه‌های ۰/۱ تا پنج سانتی‌متر در بیشتر کانسنگ‌ها قابل مشاهده است. در نمونه‌های دستی اغلب، بلورهای آپاتیت به رنگ‌های سفید تا خاکستری روشن و گاه صورتی دیده می‌شوند. در مقیاس‌های نمونه دستی و میکروسکوپی، آپاتیت‌ها در همراهی با مگنتیت و اکتینولیت در دو نسل تشکیل شده‌اند، فراوان‌ترین رخداد آپاتیت‌ها در همراهی با مگنتیت و اکتینولیت‌های نسل اول قابل مشاهده است.

اکتینولیت، دیگر کانی شاخص همراه با کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت در این کانسار است و به‌صورت بلورهای کشیده منشوری و سوزنی‌شکل در دو نسل و به‌صورت مجموعه کانیایی الف) مگنتیت-آپاتیت-اکتینولیت

Minerals		Mineralization	Supergen (weathering)
structures and textures	Disseminated		
	Stockwork		
	Massive		

شکل ۸. نمودار توالی پاراژنری در کانسنگ‌های آهن-آپاتیت کانسار غرب گلستان‌آباد

رده‌بندی شیمیایی، سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های میزبان کانی‌سازی

به‌منظور تعیین فراوانی اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب، چهار نمونه از توده مونزودیوریت-مونزوگابرویی میزبان کانی‌سازی در کانسار غرب گلستان‌آباد برداشت و با استفاده از روش‌های XRF و ICP-MS به‌ترتیب در آزمایشگاه‌های بخش زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس و شرکت مطالعات مواد معدنی زرآرما آنالیز شدند (جدول ۱).

نمودارهای متعددی برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی براساس ترکیب شیمیایی آنها ارائه شده است. از مهمترین آنها می‌توان به نمودارهای کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) و میدل‌موست (Middlemost, 1994) اشاره کرد. بر طبق این دو نمودار، که براساس تغییرات میزان سیلیس (SiO_2) در مقابل مجموعه آلکالی ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) رسم می‌شوند، سنگ‌های نفوذی گستره غرب گلستان‌آباد در قلمرو مونزودیوریت و مونزوگابرو قرار می‌گیرند (شکل ۹).

جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (بر پایه درصد وزنی یا wt.%) و عنصرهای کمیاب (بر پایه گرم در تن یا ppm)، الف) سنگ میزبان نفوذی با ترکیب مونزودیوریت-مونزوگابرو (md)، ب) بلورهای مگنتیت (Mag)، ج) بلورهای آپاتیت (Ap) در گستره کانسار آهن غرب گلستان‌آباد

Sample Type	G-1 Ap	G-33 Ap	G-18 Ap	G-41 Ap	G-65 Ap	G-28 Mag	G-31A Mag	G-31B Mag	G-27 md	G-49 md	G-50 md	G-3 Md
Al_2O_3	۰/۱۲۴	۰/۰۸۴	۰/۱۸	۰/۰۲۷	۰/۱۰۲	۰/۵۷	۱/۰۶	۱/۰۳	۱۴/۷۵	۱۶/۴۶	۱۶/۷۴	۱۴/۵۵
CaO	۴۹/۸۲	۴۸/۲۳۲	۴۶/۱۸۸	۴۹/۹۹	۰/۵۳۹	۰/۴۶	۳/۰۲	۲/۶۷	۲/۲۵	۱/۳۵	۲/۹۴	۰/۰۴
Fe_2O_3	۰/۸۵۴	۲/۴۴۷	۲/۲۴۸	۱/۱۲۳	۳/۵۲۲	۸۳/۲۲	۷۶/۰۹	۷۸/۰۱	۱۵/۵۸	۱۲/۹۷	۱۳/۱۴	۱۵/۰۸
K_2O	۰/۰۱۰	۰/۰۰۵	۰/۰۱۸	۰/۰۱۲	۰/۰۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۴/۰۴	۴/۸۶	۳/۶۴	۳/۹۱
MgO	۰/۶۳	۰/۷۴۵	۰/۱۵۲	۰/۹۰۷	۱/۳۸۹	۰/۹۰	۱/۳۴	۱/۶۶	۹/۴	۸/۴۳	۸/۲۹	۹/۱۲
MnO	۰/۰۶۸	۰/۰۹۲	۰/۰۹	۰/۱۰۵	۰/۰۶۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۷
Na_2O	۰/۰۷۳	۰/۰۱۲	۰/۱۱۶	۰/۰۵۲	۳/۴۷	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۴	۲/۸۰	۲/۶۰	۳/۱۸	۴/۰۴
P_2O_5	۴۲/۱۷	۴۰/۳۳	۳۹/۶۰	۴۱/۷۷	۴۰/۳۶۶	۰/۵۰	۳/۴۵	۳/۰۴	۰/۴۸	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۲۴
SiO_2	۲/۹۵	۴/۷۷۲	۷/۹۴۳	۲/۲۲	۳/۲۶۸	۱۲/۴۲	۱۳/۰۳	۱۱/۴۴	۴۷/۸۲	۴۸/۵۰	۴۹/۰۷	۴۸/۹۰
SO_3	۰/۰۵۹	۰/۰۵۶	۰/۰۴۹	۰/۱۸۷	۰/۰۵۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
TiO_2	۰/۰۲۴	۰/۰۶	۰/۰۳۸	۰/۰۱۷	۰/۰۰۸	۱/۱۳	۱/۲۵	۱/۲۸	۰/۹۴	۱/۲۵	۰/۸۷	۰/۸۹
LOI	۳/۱۰	۲/۹۷	۳/۲۴	۴/۰۹	۲/۷۴	۰/۳۲	۰/۱۷	۰/۴۷	۱/۸۵	۳/۴۵	۱/۶۷	۲/۸۵
Total	۹۹/۹۰	۹۹/۸۷	۹۹/۸۶	۹۹/۹۴	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۰۴	۹۹/۹۶	۱۰۰/۰۷	۹۹/۸۶	۱۰۰/۲۷	۹۹/۹۷	۹۹/۸۱
Ag	۰/۰۸	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
As	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۰/۸	۱۱/۹	۹/۱	۴/۳	۴/۸	۴	۴/۸
Ba	۵	۶	۵	۸	۴	۸	۹	۹	۱۹۶	۵۷۵	۳۳۴	۲۱۳
Be	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۴	۰/۷	۱/۳	۱/۱	۱/۳	۱/۸	۲/۳	۱/۴
Bi	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Cd	۱/۶	۱/۷	۱/۶	۱/۵	۲/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲
Co	۱	۱	۱/۵	۱	۲/۶	۱۱/۹	۲۸/۴	۳۰/۸	۱۶/۹	۱۵/۸	۱۵/۴	۱۸/۱
Cr	۸	۸	۷	۸	۷	۱۵	۱۱۹	۹۷	۷۶	۵۶	۸۴	۷۳
Cs	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۴	۵	۴/۱	۴/۳
Cu	۰/۷۵	۱	۱	۱	۲	۱	۱	۱	۵۰	۷	۷	۱۱
Hf	۰/۹۹	۰/۹	۰/۷۸	۱/۱۲	۰/۹۴	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۷	۰/۵	۰/۸۳	۰/۵۹
In	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Li	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۲۷	۲۶	۱۲	۲۷
Mo	۰/۵	۰/۵	۰/۲	۰/۶	۱/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱

ادامه جدول ۱.

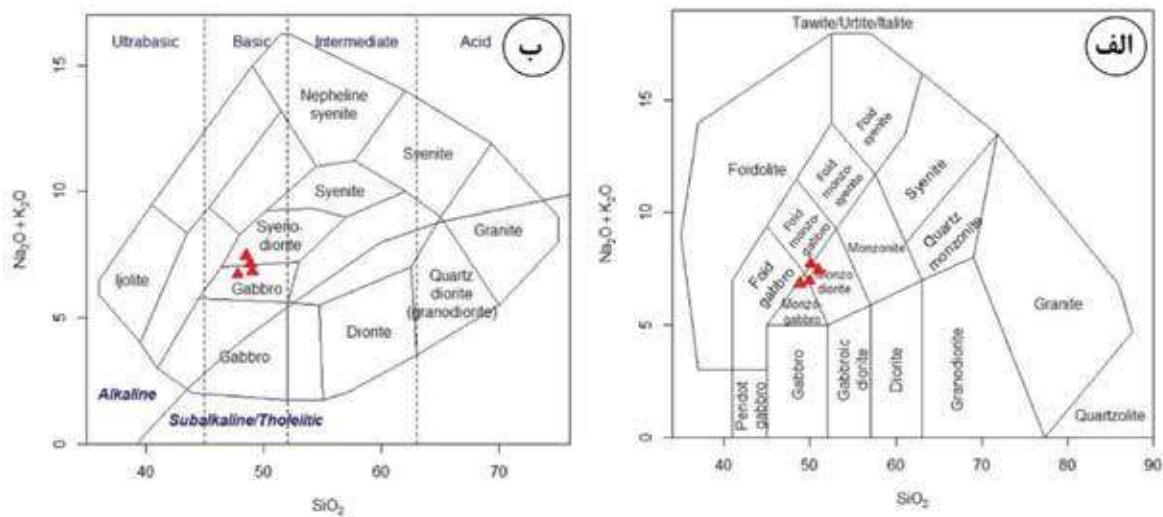
Sample Type	G-1 Ap	G-33 Ap	G-18 Ap	G-41 Ap	G-65 Ap	G-28 Mag	G-31A Mag	G-31B Mag	G-27 md	G-49 md	G-50 md	G-3 Md
Nb	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۹/۸	۱۶/۷	۹/۳	۱۰/۳
Ni	۳	۳	۸	۳	۶	۴۷	۴۰	۴۱	۲۶	۱۳	۱۷	۱۷
Pb	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۴	۶	۲۰	۵۴	۱۳
Rb	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱۶۹	۱۸۷	۱۷۷	۱۴۵
Sb	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Sc	۰/۹	۰/۹	۲	۱/۱	۲/۱	۱/۵	۲۳	۲/۳	۲۷/۶	۳۱/۶	۲۶	۳۰/۲
Se	۴۶/۸۹	۴۹/۱۵	۴۲/۶۳	۵۷/۷	۴۹/۴۲	۰/۵	۱/۸۶	۱/۵۱	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Sn	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۲/۴	۲/۵	۲/۵	۱/۵	۱/۵	۱/۲	۱/۴
Sr	۱۲۳	۱۲۷	۱۱۴	۱۴۲	۱۳۸	۳/۷	۸/۳	۷/۱	۱۸۵	۱۷۲	۲۰۷	۱۸۷
Ta	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۲۲	۰/۲	۰/۲۳	۰/۵۹	۰/۷۷	۰/۵۹	۰/۶۸
Te	۰/۲۹	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Th	۳۲/۲۳	۳۸/۹۵	۳۲/۳۹	۴۳/۱۷	۵۳/۹۳	۸/۲۵	۱۴/۰۶	۱۱/۸	۴/۹۹	۵/۳۸	۱/۹۱	۷/۰۵
Tl	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۳۳	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۳۳
U	۵/۳	۵/۹	۳/۸	۶/۷	۱۴/۵۹	۱/۸	۳	۲/۸۱	۱/۵	۱/۷	۱/۱	۱/۷
V	۵۱	۱۰۰	۱۰۳	۶۱	۱۲۰	۲۷۹۶	۲۱۹۷	۲۳۱۵	۴۳۰	۳۷۲	۳۳۷	۳۸۵
W	۱۲/۱	۵/۱	۳/۸	۱/۸	۱/۶	۲/۲	۱/۹	۲/۱	۲/۸	۱/۶	۱/۳	۷/۹
Y	۱۱۲۴	۱۰۵۹	۹۷۷	۱۲۱۱	۱۱۰۰	۳۲/۳	۹۳/۱	۸۲/۶	۱۳/۲	۲۱/۹	۸/۷	۱۵/۴
Zn	۱	۱	۱	۱	۱	۳۱	۲۹	۳۵	۱۷	۳۱	۶۷	۲۴
Zr	۵	۵	۵	۵	۵	۱۸	۱۶	۱۷	۳۴	۳۹	۴۳	۴۱
Ce	۱۶۸۷	۱۶۳۲	۱۴۰۹	۲۵۲۱	۲۱۳۵	۶۸	۱۷۷	۱۴۴	۲۶	۲۶	۴۱	۲۲
Dy	۲۱۳	۱۹۷	۱۸۴	۲۴۰	۲۱۰	۷/۸	۱۸/۷۸	۱۶/۷۶	۳/۰۸	۴/۱۳	۲/۴۶	۳/۴۶
Er	۱۱۳	۱۰۶	۹۶/۲۷	۱۲۵	۱۱۳	۳/۶	۱۰/۰۸	۸/۸۸	۱/۷	۲/۲۶	۱/۳۱	۱/۹۱
Eu	۱۳/۵۸	۱۲/۷۴	۱۱/۳۱	۱۷/۳۶	۱۵/۸۳	۰/۶	۱/۳۲	۱/۱۱	۰/۷۳	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۶۹
Gd	۲۸۱	۲۵۸	۲۴۳	۳۳۰	۲۸۹	۹/۴۹	۲۲/۳۸	۲۰/۳۶	۳/۴۳	۴/۱۸	۲/۷۷	۳/۸۸
La	۶۰۱	۵۴۶	۴۹۴	۹۳۴	۸۲۱	۳۵	۷۶	۶۱	۱۸	۱۵	۲۵	۱۶
Lu	۱۰/۷	۱۰/۰۳	۹/۰۳	۱۱/۸۷	۱۰/۹۱	۰/۳۷	۱/۰۱	۰/۸۷	۰/۱۸	۰/۲۵	۰/۱۸	۰/۲۴
Nd	۱۱۵۹	۱۱۰۶	۱۰۱۲	۱۵۸۰	۱۳۶۱	۴۹/۱	۱۰۸	۹۱/۷	۱۷/۷	۱۹/۷	۱۹/۸	۸/۹
Pr	۲۶۱	۲۴۴	۲۲۶	۳۷۰	۳۱۷	۱۱	۲۵/۰۹	۲۰/۳۶	۴/۳۷	۴/۴۷	۵/۰۹	۴/۵۴
Sm	۲۶۴	۲۴۶	۲۲۹	۳۲۵	۲۸۴	۱۰/۱۲	۲۲/۸۳	۲۰/۲۲	۳/۷۳	۴/۱۴	۳/۳۹	۴/۱۳
Tb	۳۳/۳۹	۳۰/۷۶	۲۸/۸۸	۳۸/۲۵	۳۳/۴۶	۱/۲	۲/۸	۲/۶	۰/۵۱	۰/۶۴	۰/۴۲	۰/۵۷
Tm	۱۳/۰۴	۱۲/۳۲	۱۱/۱	۱۴/۳۷	۱۳/۱۴	۰/۵۳	۱/۳۱	۱/۱۵	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۲۳	۰/۳۱
Yb	۷۴/۹	۷۰/۶	۶۳/۵	۸۴/۶	۷۷/۳	۲/۷	۷/۳	۶/۵	۱/۲	۱/۶	۱	۱/۵
ΣREE	۴۵۷۹	۴۳۳۵	۹۷۹۷	۶۴۲۵	۵۵۳۰	۱۱۴	۳۶۱	۲۰۵	۴۲	۴۱	۶۷	۳۸

از نمودار سه‌تایی $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ که براساس نسبت مولکولی اکسیدهای مذکور بیان شده و برای تعیین میزان آلومین کاربرد دارد، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده‌های مت‌آلومین و پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-ج).

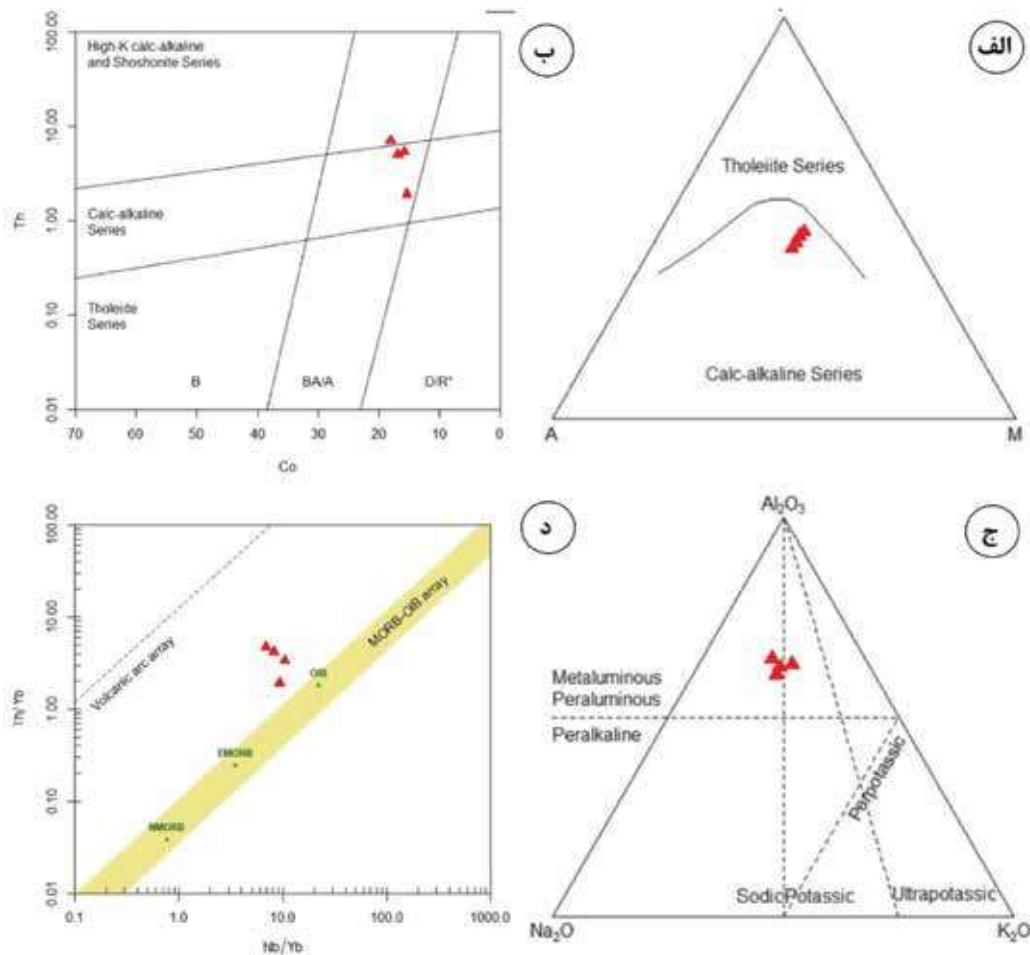
بر پایه نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008) که برای تعیین ویژگی‌های منشأ ماگما طراحی شده

برای تعیین سری‌های ماگمایی توده میزبان کانی‌سازی در کانسار غرب گلستان‌آباد، از دو نمودار $Irvin$ (Irvine and Baragar, 1971) و Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007) استفاده شده است. براساس نمودارهای ذکر شده، تمامی نمونه‌ها در قلمرو سری کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۰-الف و ب). همچنین با استفاده

زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و مطالعه میانبارهای سیال ...



شکل ۹. طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری توده نفوذی نیمه‌عمیق در محدوده غرب گلستان‌آباد با استفاده از (الف) نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1994)، (ب) نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Cox et al., 1979)



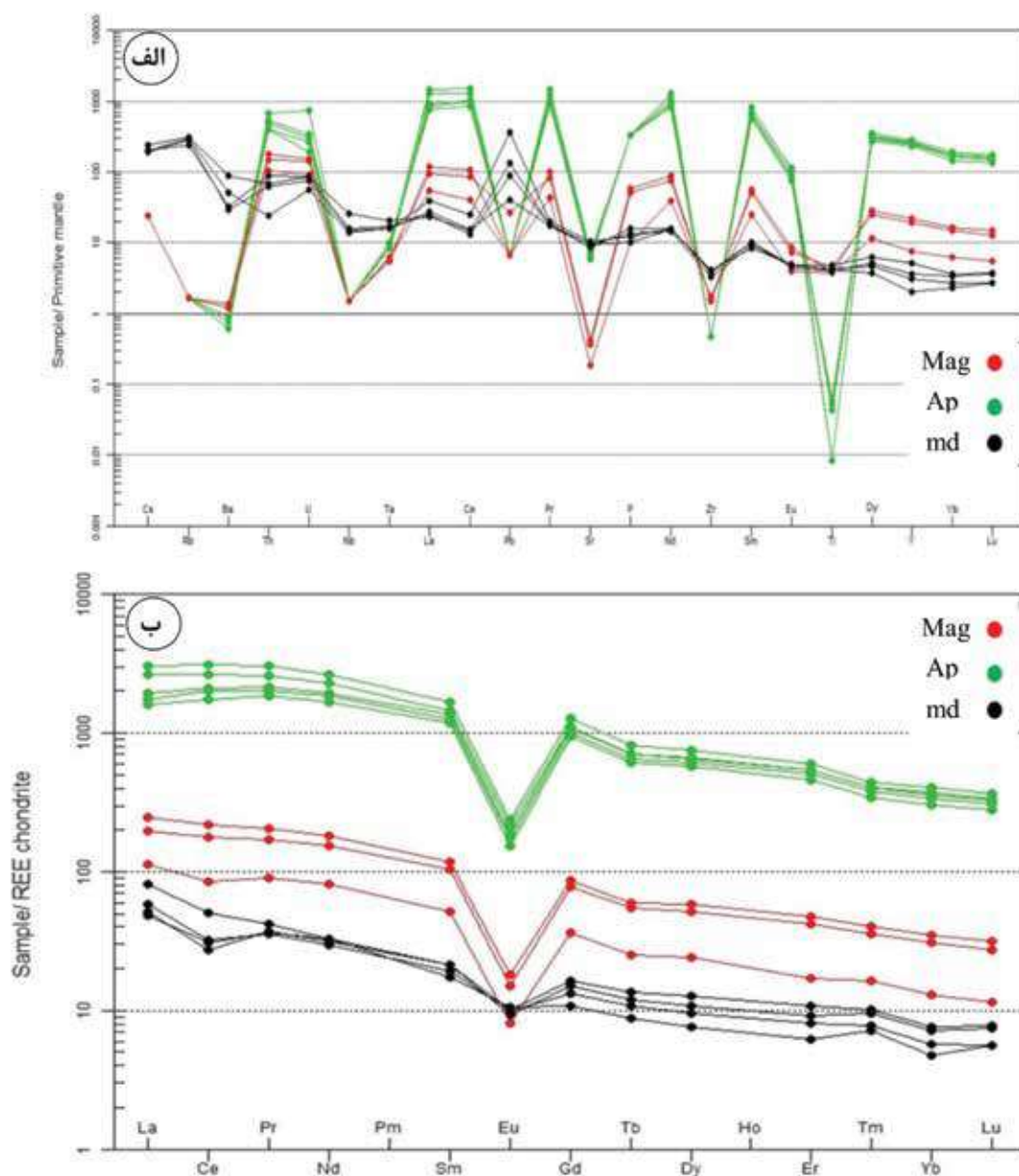
شکل ۱۰. (الف) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نفوذی میزبان کانی‌سازی گستره غرب گلستان‌آباد براساس نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)، (ب) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نفوذی براساس نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)، (ج) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نفوذی با استفاده از نمودار سه‌تایی Al_2O_3 - Na_2O - K_2O (د) جایگاه تکتونیکی سنگ‌های نفوذی میزبان کانی‌سازی با استفاده از نمودار پیرس (Pearce, 2008)

نفوذی میزبان کانی‌سازی (چهار نمونه)، کانستگ مگنتیتی (سه نمونه) و بلورهای آپاتیت (پنج نمونه) استفاده شده است (جدول ۱). در شکل ۱۱-الف، الگوی عناصر نادر خاکی (REE) و عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) و در شکل ۱۱-ب الگوی رفتاری عناصر نادر خاکی (REE) نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) به‌هنگار شده‌اند.

است، نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بالایی از Th/Yb می‌باشند و در قلمرو محیط‌های مرتبط با فروران‌ش در حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-د).

زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی

به‌منظور مطالعه و بررسی روند و الگوی فراوانی عناصر کمیاب و نادر خاکی (REE) در کانسار غرب گلستان‌آباد، از نتایج آنالیز ژئوشیمیایی ۱۲ نمونه برداشت شده از توده‌های



شکل ۱۱. الف) نمودار عناصر کمیاب به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، ب) نمودار فراوانی عناصر کمیاب خاکی به‌هنگار شده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های مگنتیت (Mag)، آپاتیت (Ap) و توده نفوذی میزبان کانی‌سازی (md) در کانسار غرب گلستان‌آباد

فراوانی و تغییرات عناصر نادر خاکی در سنگ میزبان کانی‌سازی (توده مونزودیوریت-مونزوگابرو) و نمونه‌های مگنتیت و آپاتیت استخراج شده از کانسنگ‌ها، به نسبت مشابه هستند؛ با این تفاوت که مقادیر REE در توده مونزودیوریت-مونزوگابرویی به مراتب کمتر از فراوانی عناصر مورد اشاره در کانی‌های مگنتیت و آپاتیت هستند. به نظر فریتش و پردال (Frietsch and Perdahl, 1995) شباهت قابل توجه میان الگوی عناصر نادر خاکی موجود در مگنتیت با سنگ‌های دربرگیرنده آنها بیانگر منشأ مشترک آنها است. به‌طوری‌که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، مجموع فراوانی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های آنالیز شده از کانی‌های آپاتیت بالا است و در محدوده ۰/۳۸ تا ۰/۶۴ درصد اندازه‌گیری شده است. فراوانی عناصر بیان شده در نمونه‌های مگنتیتی نیز در گستره ۱۱۴ تا ۳۶۱ گرم در تن اندازه‌گیری شده است، که دو تا پنج برابر بالاتر از مجموع عناصر نادر خاکی در توده نفوذی میزبان می‌باشد.

لازم به ذکر است الگوی عناصر کمیاب خاکی کانسار غرب گلستان‌آباد و دیگر کانسارهای منطقه زنجان، مشابه الگوی عناصر کمیاب خاکی کانسارهای آهن ایران مرکزی است؛ از طرف دیگر، مقایسه الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت منطقه زنجان (کردیان، ۱۳۹۹؛ Mokhtari et al., 2017؛ Nabatian et al., 2012) و غرب گلستان‌آباد با الگوی کانسارهای آهن نوع کایرونا در دیگر نقاط جهان نظیر کانسارهای کایرونا، رکتورن و هنری (Frietsch and Perdahl, 1995) شباهت بین آنها را نشان می‌دهد.

میانبارهای سیال

نوع و ویژگی میانبارهای سیال

به‌منظور شناخت ماهیت فیزیکوشیمیایی و روند تحول سیال (سیالات) کانه‌ساز، از کانسنگ‌های آپاتیت‌دار کانسار غرب گلستان‌آباد، سه مقطع دوبرصیقلی تهیه و مطالعه شدند. مطالعات میانبارهای سیال بر روی کانی‌های آپاتیت، که به لحاظ روابط بافتی در هم‌رشدی و هم‌زمان با کانه‌های مگنتیت و اکتینولیت تشکیل شده‌اند، انجام

تهی‌شدگی Ti و Nb (شکل ۱۱-الف) از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکالن مرتبط با کمان‌های آتشفشانی در مقایسه با ماگماهای داخل صفحات لیتوسفری می‌باشد. آنومالی منفی Nb در بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود و نشان‌دهنده ماگماهای مرتبط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای است و نیز می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی پوسته و سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده باشد (Aldanmaz et al., 2000). آنومالی مثبت Pb در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند به متاسوماتیسم گوه‌گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده و یا آلیش ماگما با سنگ‌های پوسته قاره‌ای مرتبط باشد (Kamber et al., 2002). همراه بودن آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb، نشانه ماگماهای کمان‌های حاشیه قاره‌ای و ماگماهای متأثر از پوسته قاره‌ای است (Hofmann, 1986). بررسی الگوی به‌هنجار شده عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد همه نمونه‌ها به‌طور نسبی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی شده‌اند. یکی از ویژگی‌های مهم نمونه‌های مورد مطالعه، روند تدریجی تهی‌شدگی از سمت عناصر کمیاب خاکی سبک به انواع سنگین و نبود تغییرات ناگهانی در شیب نمودارها است و از ویژگی شاخص ماگماهای مرزهای صفحات همگرا (Guo et al., 2006) و سنگ‌های کالک‌آلکالن کمان حاشیه قاره‌ها است. یوروپیم (Eu) مهمترین عنصر در گروه عناصر نادر خاکی است و بیشترین تغییرات را در این گروه نشان می‌دهد. این تغییر در فراوانی عنصر به دلیل شباهت و نزدیکی ظرفیت و شعاع یونی این عنصر به کلسیم است و جانشینی Eu به جای Ca را تسهیل می‌کند (Rollinson, 1993). به نظر فریتش و پردال (Frietsch and Perdahl, 1995)، تهی‌شدگی Eu در کانسارهای تیپ کایرونا در اثر اکسیده بودن محیط (به دلیل وجود مگنتیت و هماتیت) و یا جانشینی Eu به جای Ca و Sr به دلیل تشابه شعاع یونی می‌باشد. همچنین کاهش یوروپیم می‌تواند نشانگر تغییر ترکیب کانی‌شناسی از پلاژیوکلاز به سمت کانی‌های دگرسان شده‌ای همچون سرپسیت باشد (Rollinson, 1993). همان‌گونه که در شکل ۱۱-ب مشاهده می‌شود، الگوی

همگن‌شدگی در برابر شوری آمده است. نتایج حاصل از مطالعات میانبارهای سیال در کانسار غرب گلستان‌آباد، نشان می‌دهد مگنتیت و آپاتیت از نهشت سیالات کم‌شور تا شوری متوسط (۵/۸۶ تا ۲۱/۶۸ درصد وزنی معادل نمک طعام) با دمای ۳۴۷ تا ۵۴۷ درجه سانتی‌گراد ناشی شده‌اند. نمودار شوری در مقابل درجه همگن‌شدگی (شکل ۱۴) نشان می‌دهد کانی‌سازی از نهشت یک سیال گرمایی با دمای ۵۴۷ درجه سانتی‌گراد، که بتدریج سرد شده، حاصل شده است. این نمودار روندی از اختلاط یک سیال گرمایی (با منشأ ماگمایی) را با سیال دیگر با شوری و دمای پائین‌تر نشان می‌دهد و می‌تواند با ترکیبی از فرآیندهای رقیق‌شدگی و اختلاط سازگار باشد (Wilkinson, 2001). با مقایسه نتایج حاصل از مطالعه میانبارهای سیال در کانسار غرب گلستان‌آباد با انواع ذخایر معدنی، ویژگی‌های دمایی و شوری سیالات کانه‌ساز در این رخداد بیشترین شباهت را با سیالات مسئول کانی‌سازی در کانسارهای آهن-آپاتیت تیپ IOA (مشابه با کانسار کایرونا) نشان می‌دهند.

جمی و همکاران (Jami et al., 2007)، دلیران و همکاران (Daliran et al., 2010) و بنیادی و همکاران (Bonyadi et al., 2011) ذخایر اکسید آهن-آپاتیت ناحیه بافق را گرمایی معرفی کرده‌اند. جمی و همکاران (Jami et al., 2007)، با مطالعه میانبارهای سیال در انواع مختلف آپاتیت و نیز کوارتز در کانسار اسفوردی، مقدار دمای محلول را در مراحل اولیه بین ۳۷۵ تا ۴۲۵ درجه سانتی‌گراد با شوری ۱۴ تا ۱۸ درصد به‌دست آوردند و به دمای ۱۴۵ تا ۱۵۵ درجه سانتی‌گراد و شوری کمتر از ۱۳ درصد در فازهای نهایی و تأخیری کاهش یافت. همچنین عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2009) دمای محلول کانی‌ساز در ذخایر اکسید آهن-آپاتیت تشکیل شده در زون آذربایجان-البرز را بین ۲۰۰ تا ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد با شوری کمتر از ۲۰ درصد تعیین کردند. براساس نباتیان و قادری (Nabatian and Ghaderi, 2013)، در کانسار سرخه‌دیزج نیز کانسنگ‌های اکسید آهن-آپاتیت از نهشت محلول‌های ماگمایی-گرمایی با دمای ۲۹۰ تا ۳۲۰ درجه سانتی‌گراد و شوری کمتر از ۲۲ درصد تشکیل شده‌اند.

پذیرفت. از لحاظ شکل ظاهری و با توجه به پارامترهای رودر (Roedder, 1984) و شپرد و همکاران (Shepherd et al., 1985)، میانبارهای سیال در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به‌ترتیب فراوانی به اشکال نامنظم، کروی و کشیده تقسیم‌بندی کرد. میانبارهای سیال در انواع دوفازی غنی از مایع (LV)، دوفازی غنی از گاز (VL)، تک‌فازی مایع (L) و تک‌فازی بخار (V) مشاهده شدند (شکل ۱۲). همچنین دو میانبار چهارفازی در اندازه‌های شش و هفت میکرون، متشکل از حباب بخار + مایع آبگین + هالیت + فاز جامد کدر (V+L+Ha+S) مشاهده شدند. فاز جامد تیره‌رنگ شناسایی شده در این میانبارها، شاید مگنتیت می‌باشد. در این مطالعه، تنها میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV)، به لحاظ اولیه و درشت‌تر بودن مطالعه شدند. میانبارهای سیال دوفازی مورد مطالعه، ریز تا متوسط است و در اندازه‌های چهار تا ۳۵ میکرون مشاهده شدند. در این نوع از میانبارها، فاز مایع ۶۰ تا ۹۰ درصد و فاز بخار ۱۰ تا ۴۰ درصد حجم کل سیال را تشکیل داده است. این نوع میانبارها، اغلب با اشکال نامنظم و کمتر کروی‌شکل و کشیده در آپاتیت‌های میزبان پراکنده‌اند (شکل ۱۲).

ریزدماسنجی میانبارهای سیال

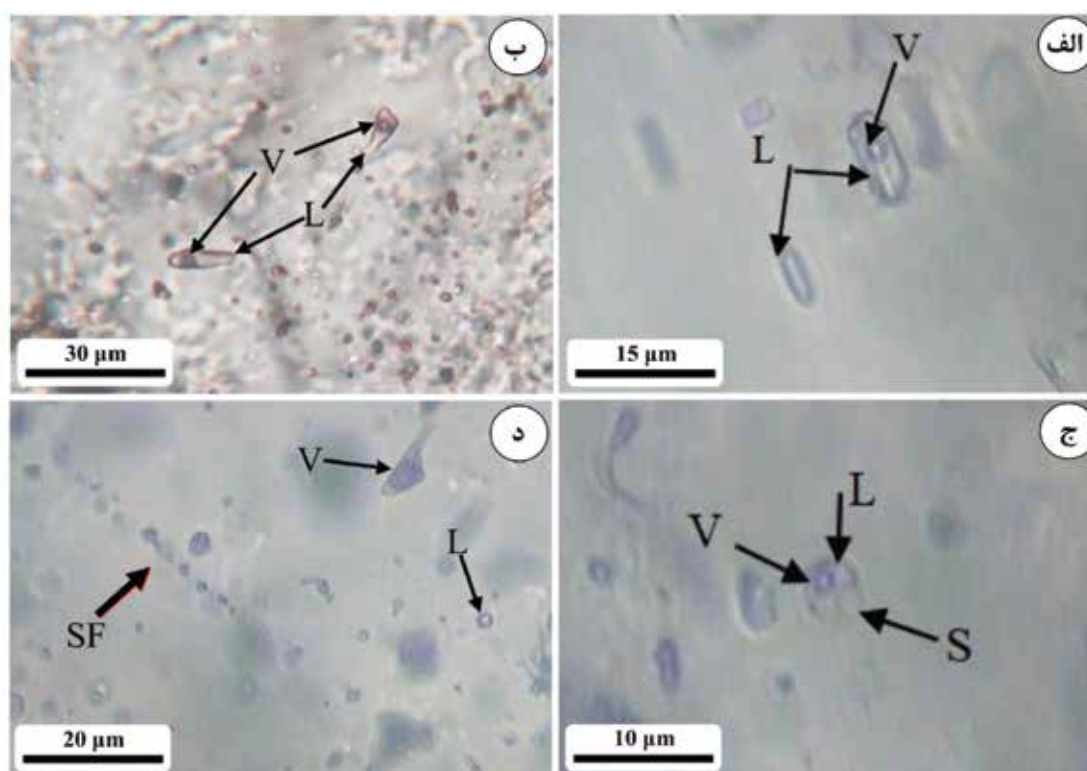
گستره دمای همگن‌شدگی برای میانبارهای سیال اولیه دوفازی مورد مطالعه از ۳۴۷ تا ۵۴۷ (میانگین ۴۲۵) درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است (جدول ۲). در تمامی نمونه‌ها، همگن‌شدگی به فاز مایع صورت گرفت. گستره اولین نقطه ذوب یخ یا اوتکتیک (T_p) در نمونه‌های دوفازی در محدوده منفی چهار تا ۳۰- درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد که نشان می‌دهد سیال کانه‌ساز، به‌صورت یک شورا به ساده تشکیل شده از NaCl نبوده، بلکه ممکن است علاوه بر سدیم، حاوی نمک‌های منیزیم، پتاسیم، کلسیم، آهن و منگنز نیز باشد. محدوده آخرین نقطه ذوب یخ (Tmice) در نمونه‌های مذکور، از ۳/۶- تا ۱۹- درجه سانتی‌گراد ثبت شد و به‌ترتیب معادل شوری‌های ۵/۸۶ تا ۲۱/۶۸ معادل درصد وزنی NaCl هستند (جدول ۲ و شکل ۱۳).

در شکل ۱۴ روند تحول سیال کانه‌ساز در کانسار اکسید آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد براساس نمودار تغییرات دمای

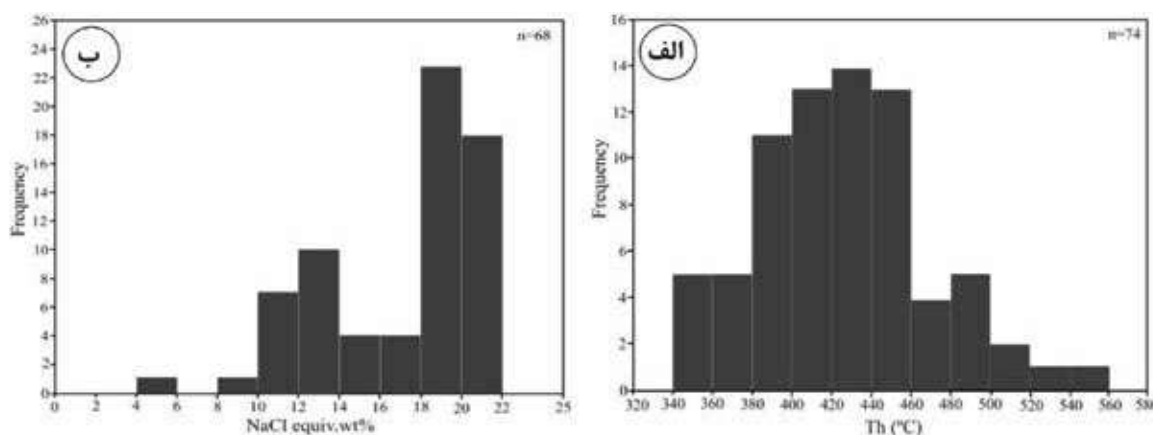
جدول ۲. خلاصه داده‌های مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال اولیه دوفازی (L+V) و سه‌فازی (L+V+S) در کانی آپاتیت (در غرب گلستان‌آباد)

Incl. type	Size (μm)	T_e ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{m\text{-ice}}$ ($^{\circ}\text{C}$)	T_h ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt. % NaCl equiv.)	Mineral
L+V (n=۷۲)	۳۵ تا ۴	-۶۲۰ تا -۲۱	-۶/۳ تا -۱۹۰-۳	۵۴۷ تا ۳۴۷	۸۶/۵-۶۸/۲۱	Apatite
L+V+S (n=۲)	۷ و ۶	-۵/۶۷ و -۰/۵۸	-۵/۳۰ و -۲۸	۴۰۵ و ۳۷۲	۴۷/۳۸ و ۴۲/۳۲	Apatite

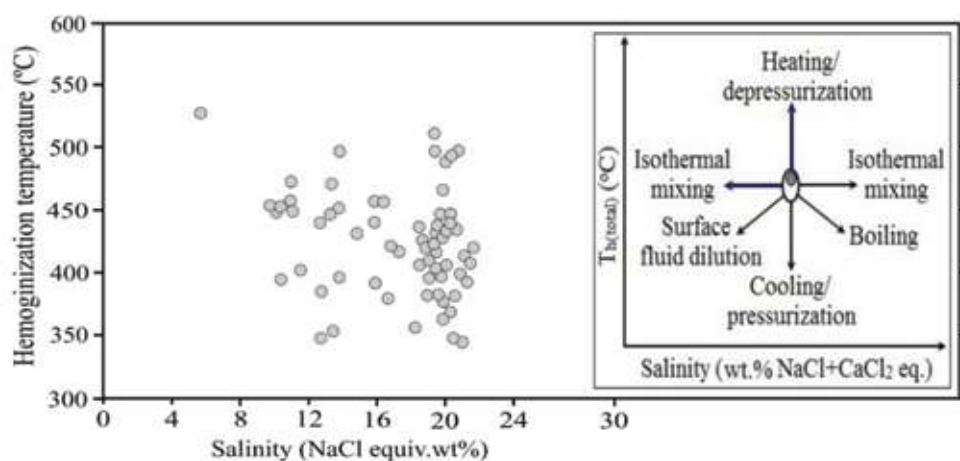
اعداد داخل پرانتز مبین بیشترین فراوانی است. T_e = دمای اولین نقطه ذوب یخ، $T_{m\text{-ice}}$ = دمای ذوب آخرین قطعه یخ و T_h = دمای همگن‌شدگی



شکل ۱۲. تصاویر میکروسکوپی (در دمای اتاق و نور عبوری با نیکول‌های موازی) از میانبارهای سیال مشاهده شده در بلورهای آپاتیت، الف، ب، ج) میانبارهای سیال اولیه دوفازی غنی از مایع (LV)، در تصاویر بیان شده، علاوه بر میانبارهای دوفازی، میانبارهای تک‌فازی مایع (L) و بخار (V) نیز قابل مشاهده هستند و د) رخداد میانبارهای تک‌فازی مایع (L) و غنی از بخار (V) و نیز میانبارهای ثانویه غنی از مایع (SF) در بلورهای آپاتیت



شکل ۱۳. الف) نمودار دماهای همگن‌شدگی به فراوانی میانبارهای سیال، ب) نمودار درجه شوری به فراوانی میانبارهای سیال در کانی آپاتیت موجود در کانسار غرب گلستان‌آباد



شکل ۱۴. نمودار دوتایی دمای همگن‌شدگی نهایی در مقابل شوری برای داده‌های میانبرهای سیال در کانسار غرب گلستان‌آباد، روندها نشان‌دهنده فرایند سردشدگی و اختلاط با آبهای سطحی است. نمودار شماتیک داخلی، بیانگر روندهای معمول میانبرهای سیال در فضای شوری-دمای همگن‌شدگی ناشی از فرایندهای مختلف تحول سیال (Wilkinson, 2001) می‌باشد

بحث

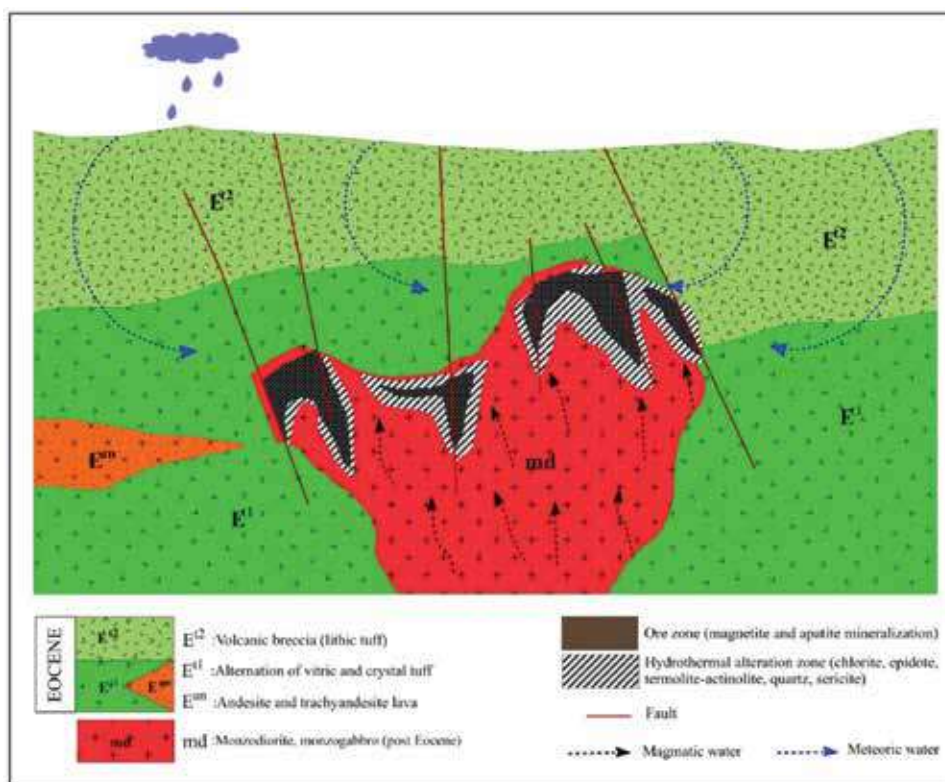
سیالات قابل حمل خواهد بود. هنگامی که سیالات کانه‌دار وارد محیط مناسب شوند، ترکیبات حمل‌شده را نهشت داده و کانسنگ‌ها را تشکیل می‌دهند (Gandhi and Bell, 1996). انتقال سیالات غنی از آهن به سطوح بالاتر در این تیپ از کانسارها، همزمان با تبلور توده نفوذی نیمه‌عمیق صورت گرفت.

در مورد ژنز کانسار آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد می‌توان اینگونه بیان کرد که توده نفوذی نیمه‌عمیق غنی از آهن، فسفر و عناصر نادر خاکی از طریق سامانه‌های گسلی موجود در گستره در بخش‌های نزدیک به سطح زمین، در اعماق کم جایگزین می‌شود. با تبلور کانی‌های سنگ‌ساز توده، ماگمای گرانیتوئیدی باقی‌مانده غنی از سیالات و مواد فرار حاوی آهن و فسفر می‌شود، سیالات غنی از آپاتیت و مگنتیت به علت مقادیر بالای مواد فرار، فوق‌گاسیته بالای اکسیژن و مقادیر بالای P_2O_5 به سمت مناطق کم‌فشار حرکت کرده و در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق، با فراهم آمدن شرایط ته‌نشین می‌شوند. این فرایند به صورت کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت و با ساخت و بافت‌های رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و دانه‌پراکنده در توده موزویدیوریت-موزوگابروبی غرب گلستان‌آباد رخ داده است. عملکرد سیالات کانه‌ساز باعث دگرسانی کانی‌های تشکیل

مقایسه مهمترین ویژگی‌های کانسار اکسید آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد (از جمله محیط تکتونیکی، ماهیت سنگ میزبان، دگرسانی‌های گرمایی، ژئوشیمی کانسنگ، کانی‌شناسی و میانبرهای سیال) با ویژگی‌های شاخص انواع تیپ‌های کانی‌سازی آهن در دنیا، حاکی از آن است، کانسار آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد، بیشترین مشابهت را با کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت‌دار تیپ کاپرونا نشان می‌دهد و براساس رده‌بندی ویلیامز (Williams et al., 2005) در رده کانسارهای مگنتیت غنی از آپاتیت (IOA) قرار می‌گیرد. فرایند تشکیل این گروه از ذخایر براساس تفریق ماگمایی و فعالیت‌های گرمایی و مشارکت سیالات جوی در مراحل پایانی تشکیل کانسار است (Gandhi and Bell, 1996). کانی‌سازی در این تیپ کانسار، درون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی روی می‌دهد و اغلب فلزات موجود در این کانسارها منشأ ماگمایی دارند و سیالات غنی از مگنتیت نیز از سیالات ماگمایی غنی از اکسید آهن و آپاتیت با دمای بالا و در محیط‌های نیمه‌عمیق تشکیل می‌شوند (Gandhi and Bell, 1996). آپاتیت و اکتینولیت در این نوع از کانسارها از جمله کانی‌های همراه با مگنتیت هستند. فسفر در این کانسارها باعث پائین آمدن دمای انجماد مگنتیت در ماگما می‌شود و در این صورت، آهن در دمای پائین نیز توسط

مرحله آخر مربوط به پدیده سوپرژن است. در این مرحله، سولفیدهای اولیه اکسید شده‌اند و اثر چندانی از آنها باقی نمانده است. پدیده سوپرژن با تشکیل کالکوسیت، گوتیت و لیمونیت همراه است. در نهایت از مراحل مختلف تشکیل کانسار یک مدل شماتیک ارائه شده است (شکل ۱۵).

شده در مرحله قبل شده و بخشی از پیروکسن‌ها تبدیل به اکتینولیت شده‌اند. در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده، همراهی مگنتیت، آپاتیت و پیروکسن اکتینولیتی شده مشاهده شده است. با افزایش مقدار سولفور طی فاز تأخیری، کانه‌زایی سولفیدی صورت می‌گیرد و رگه-رگچه‌های پیریت و مقدار جزئی کالکوپیریت در این مرحله تشکیل شده‌اند.



شکل ۱۵. مدل شماتیک از نحوه تشکیل کانسار غرب گلستان‌آباد

نتیجه‌گیری

نزدیک به سطح زمین و در اعماق کم جایگزین می‌شود. با تبلور کانی‌های سنگ‌ساز توده، ماگمای باقی‌مانده، غنی از سیالات و مواد فرار حاوی آهن و فسفر می‌شود. سیالات غنی از آپاتیت و مگنتیت به علت مقادیر بالای مواد فرار، فوگاسیته بالای اکسیژن و مقادیر بالای P_2O_5 به سمت مناطق کم‌فشار حرکت کرده و در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق، با فراهم آمدن شرایط ته‌نشین می‌شوند. در این مرحله، کانی‌سازی آهن-آپاتیت و اکتینولیت با ساخت و بافت‌های رگه‌ای-رگچه‌ای، برشی، توده‌ای و دانه‌پراکنده تشکیل می‌شود. عملکرد

با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی، سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و شواهد ژئوشیمیایی، کانسار آهن-آپاتیت غرب گلستان‌آباد، شباهت نزدیکی با کانسارهای مگنتیت غنی از آپاتیت (IOA) دارد. سیالات غنی از مگنتیت، از سیالات ماگمایی غنی از اکسید آهن آپاتیت‌دار (تیپ کایرونا) با دمای بالا و در محیط‌های نیمه‌عمیق تشکیل می‌شوند. آپاتیت و اکتینولیت در این نوع از کانسارها از جمله کانی‌هایی هستند که همراه مگنتیت می‌باشند. در کانسار آهن-آپاتیت گلستان‌آباد، توده مونزوادیوریت-مونزوگابروی غنی از آهن، فسفر و عناصر نادر خاکی، در بخش‌های

- دانشگاه تربیت مدرس، ۱۸۵.
- کردیان، ش.، ۱۳۹۹. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، زمین‌شیمی و منشأ کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد (خاور زنجان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، ۱۲۲.
 - گراوندی، ا.، ۱۴۰۰. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار اکسید آهن زنان-شمال شرق زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۲۲۱.
 - مظهری، م.، ۱۳۹۸. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن-آپاتیت دار علی‌آباد-مروارید، جنوب شرق زنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۸۳.
 - نباتیان، ق.، ۱۳۸۷. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه‌دیزج، جنوب شرق زنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۰۷.
 - نباتیان، ق.، ۱۳۹۱. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و تکامل کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار در کمر بند آتشفشانی-نفوذی طارم، البرز باختری، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۲۶.
 - واقفی، س.ز.، ۱۴۰۲. ارتباط رخساره‌های دگرسانی با کانه‌زایی در کانسارهای آهن ذاکر و اسکند، شرق زنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۹۶.
 - Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
 - Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148, 98-111.
 - Azizi, H., Mehrabi, B., Akbarpour, A., 2009. Genesis of tertiary magnetite-apatite deposits, southeast of Zanjan, Iran. *Resource Geology* 59(4), 330-341.
 - Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210-265.
 - Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi,

سیالات گرمایی باعث دگرسانی کانی‌های تشکیل شده در مرحله قبل شده و بخشی از پیروکسن‌ها تبدیل به اکتینولیت شده‌اند. براساس مطالعات میانبارهای سیال، دمای همگن‌شدگی سیالات مطالعه شده که به‌طور عمده از نوع دوفازی غنی از مایع است، در محدوده ۳۴۷ تا ۵۴۷ (با میانگین ۴۲۵) درجه سانتی‌گراد و شوری در محدوده ۵/۸۶ تا ۲۱/۶۸ معادل درصد وزنی NaCl اندازه‌گیری شده است. در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده، همراهی مگنتیت، آپاتیت و پیروکسن اکتینولیتی‌شده مشاهده شده است. با افزایش مقدار سولفور، طی فاز تأخیری، کانه‌زایی سولفیدی صورت می‌گیرد و رگه-رگچه‌های پیریت و مقدار جزئی کالکوپیریت در این مرحله تشکیل شده‌اند. پدیده سوپرژن با تشکیل کالکوسیت، گوتیت و لیمونیت همراه است.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- امینی، ب. و امینی چهرق، م.ر.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی طارم با مقیاس ۱:۱۰۰/۰۰۰، بازنگری و استاندارد از نقشه هیرایاما و همکاران، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- خان‌محمدی، ن.، ۱۳۸۷. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار ذاکر (شمال شرق زنجان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۴۴.
- داودی، ت.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آراسو، شمال غرب قزوین. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۱۱.
- سالاروند، م.، ۱۳۹۸. مطالعات ایزوتوپهای پایدار گوگرد و میانبارهای سیال آپاتیت به‌منظور تعیین نحوه تشکیل کانسار آهن-آپاتیت سرخه‌دیزج، جنوب خاوری زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۹۲.
- شرکت خدمات اکتشافی کشور، ۱۳۹۶. گزارش اکتشاف تفصیلی محدوده آهن گلستان‌آباد، ۷۶.
- صحتی قرامکی، س.، ۱۴۰۲. ژئوشیمی، دگرسانی و میانبارهای سیال در کانسار آهن گلستان‌آباد، شرق زنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۱۸.
- عرب زوزنی، د.، ۱۳۹۹. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن گلستان‌آباد، شمال شرق زنجان،

- B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology*, 281(3-4), 253-269.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., Ed., *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, New York, 63-114.
 - Cox, K., Bell, J. and Pankhurst, R., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*, George Allen and Unwin. London.
 - Daliran, F., Stosch, H.-G. and Williams, P., 2010. Lower Cambrian iron oxide apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-central Iran, in Corriveau, L., Mumin, A.H., eds., *Exploring for iron oxide-copper-gold deposits: Canada and global analogues*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division Short Course Volume X, 143-155.
 - Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology Reviews* 9, 489-510.
 - Gandhi, S.S. and Bell, R.T., 1996. Kiruna/Olympic Dam-type iron, copper, uranium, gold, silver; in geology of Canadian mineral deposit types, (ed.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, and R.I. Thorpe; Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no. 8, p. 513-522 (also Geological Survey of America, *The Geology of North America*, v. 1).
 - Guo, F., Fan, W. and Li, C., 2006. Geochemistry of late Mesozoic adakites from the Sulu belt, eastern China: Magma genesis and implications for crustal recycling beneath continental collisional orogens. *Geological Magazine* 143, 1-13.
 - Hall, D.L., Sterner, S.M. and Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology* 83, 197-202.
 - Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K. and Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451(1), 71-96.
 - Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48, 2341-2357.
 - Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A., 1966. *Geology of the Tarom district, western part (Zanjan area, northwest Iran)*, with 1:100,000 map. Geological Survey of Iran, Tehran.
 - Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79, 33-45.
 - Irvine, T. and Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5), 523-548.
 - Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology* 102, 1111-1128.
 - Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 38-56.
 - Majidi, S.A., Omrani, J., Troll, V.R., Weis, F.A., Houshmandzadeh, A., Ashouri, E., Nezafati, N. and Chung, S.-L., 2021. Employing geochemistry and geochronology to unravel

- genesis and tectonic setting of iron oxide-apatite deposits of the Bafq-Saghand metallogenic belt, Central Iran. *International Journal of Earth Sciences* 110, 127-164.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
 - Middlemost, E.A., 1994. *Magmas and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology*. Longman, London.
 - Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B. and Taylor, B., 2010. Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198(3), 288-296.
 - Mokhtari, M.A.A., Sadeghi, M. and Nabatian, G., 2017. Geochemistry and potential resource of rare earth element in the IOA deposits of Tarom area, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 92, 529-541.
 - Mücke, A. and Younessi, R., 1994. Magnetite-apatite deposits (Kiruna-type) along the Sanandaj-Sirjan zone and in the Bafq area, Iran, associated with ultramafic and calc-alkaline rocks and carbonatites. *Mineralogy and Petrology* 50(4), 219-244.
 - Nabatian, G. and Ghaderi, M., 2013. Oxygen isotope and fluid inclusion study of the Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite deposit, NW Iran. *International Geology Review* 55(4), 397-410.
 - Nabatian, G., Ghaderi, M., Daliran, F. and Rashidnejad Omran, N., 2012. Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite ore deposit in the Cenozoic Alborz-Azarbaijan magmatic belt, NW Iran. *Resource Geology* 63(1), 42-56.
 - Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. and Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe-Mn mineralisation in Iran: Implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences* 62(2), 211-241.
 - Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14-48.
 - Rahimi, E., Maghsoudi, A. and Hezarkhani, A., 2016. Geochemical investigation and statistical analysis on rare earth elements in Lakehsiyah deposit, Bafq district. *Journal of African Earth Sciences*, 124, 139-150
 - Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 12, 644 .
 - Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation"* Longman Scientific and Technical, 352 .
 - Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow, 239 .
 - Sterner, S.M., Hall, D.L. and Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions V: solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vaporsaturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(5), 989-1005.
 - Stöcklin, J. and Eftekhrazhad, J., 1969. Geological map of Zanjan, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
 - Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18(1), 49-107.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1), 185-187.
 - Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55, 229-272.
 - Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver N, H. S. and Marschik, R., 2005. Iron oxide coppergold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*, 371-405.

شیمی کانی و ژئوشیمی عناصر جزئی/نادرخاکی درالترامافیک‌های غرب ماکو

منیر مجرد^(۱)

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۵/۰۸

چکیده

سنگ‌های الترامافیک کرتاسه فوقانی در ناحیه غرب ماکو در نزدیکی مرز با ترکیه متعلق به افیولیت نئوتتیس و به صورت توده‌های کوچک و پراکنده، توزیع وسیعی دارند. این بخش از خاک ایران بخشی از بلوک ارمنستان جنوبی و گندوانایی و نزدیک به خطواره سیوان-اکرا است. در این مطالعه با استفاده از مشاهده دقیق روابط صحرایی، بررسی شیمی بلور و داده‌های سنگ‌کل که شامل عناصر جزئی و نادر خاکی است، به طبقه‌بندی این گروه سنگی، شناسایی ترکیب فازهای باقیمانده و تشخیص جایگاه تشکیل سنگ گوشته‌ای پرداخته شده است. سنگ‌های الترامافیک این ناحیه به شدت سرپانتینی شده، کم کلسیم و هیدراته هستند. این سنگ‌های گوشته‌ای درجه بالایی از ذوب بخشی را تجربه کرده و از عناصر ناسازگار تهی هستند. بنابراین اندازه‌گیری مقادیر این عناصر با روش خاصی صورت گرفت. فازهای اصلی شامل فورستريت، انستاتیت، دیوپسید و کروم اسپینل است و در یک متن غالب سرپانتینی از نوع کریزوتیل و لیزاردیت به چشم می‌خورند. الگوی عناصر نادر خاکی سنگ‌ها زنگوله‌ای است و نشانه‌ی آرایش با پوسته قاره‌ای را ثبت کرده است. بعلاوه سنگ‌های الترامافیک غرب ماکو بر اساس ژئوشیمی سنگ‌کل و با استفاده از نمودارها و نسبت‌های بین اکسید عناصر اصلی و جزئی، از دسته سرپانتینیت‌های فرورانده شده ارزیابی شده و درجات بالایی از باروری مجدد آنها توسط فرایندهای تبادل سنگ/سیال روی داده است. بنابراین فراوانی نسبی بالای عناصر محلول در سیال مانند اورانیم، سرب و استرانسیم در آنها حاصل فرایندهای ثانوی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، الگوی عناصر نادر خاکی، سرپانتینیت، شیمی بلور، ماکو.

مقدمه

اقیانوسی قدیمی و موقعیت آن از لحاظ چرخه ویلسون در اختیار قرار می‌دهد (Uysal et al., 2015; Pearce and Robinson, 2010). کارهای پژوهشی اخیر بر روی افیولیت‌ها نشان داده است، اغلب سنگ‌های الترامافیک اقیانوسی در محیط جلوی قوس پدید آمده‌اند

مطالعه بخش گوشته‌ای یک افیولیت می‌تواند اطلاعات مفیدی را درباره فرایندهای تکوین گوشته فوقانی و محیط تکتونیکی پیدایش افیولیت در اختیار بگذارد (Uysal et al., 2009; 2008). افیولیت‌های مرتبط با جایگاه فرافورانشی^۱ یا جلوی قوسی^۲ اغلب دانشی درباره تاریخچه تحولات لیتوسفر

1. Supra Subduction Zone (SSZ)

2. Fore-arc

* نویسنده مرتبط: m.modjarad@urmia.ac.ir

- (Xin et al., 2021; Dilek and Furnes, 2014). طبق یافته‌های نوین، افیولیت‌های جلوی قوسی بخشی از پوسته اقیانوسی هستند و در مراحل آغازین فرورانش ایجاد شده است (Whattam and Stern, 2011). این دسته از افیولیت‌ها اغلب به شکل یک آمیزه رنگین در سطح ظاهر می‌شوند (Wakabayashi, 2017).
- در گوشه شمال غربی ایران فشارش مورب ورقه عربی به زیر خرد قاره ایران و بلوک ارمنستان جنوبی^۱ طی فرورانش نئوتتیس با شیب به سمت شمال شرقی در زمان تریاس تا ژوراسیک زیرین (Zhang et al., 2018) منجر به پیدایش قوس ماگمایی سنوزوئیک مشهور به نام ارومیه-دختر^۲ با نام معادل کمربند ماگمایی ترکیه-قفقاز کوچک-ایران^۳ شده است (Grosjean et al., 2022). این کمربند به موازات نوار دگرگونه سهندج-سیرجان و نیز لکه‌های افیولیتی متعدد امتداد کوهزایی زاگرس^۴ از زمان ژوراسیک میانی تا برخورد عربی-اوراسیایی ظهور پیدا کرده است (Berberian and King, 1981; Mohajjel and Fergusson, 2000).
- برخی زمین‌شناسان معتقدند نئوتتیس شامل دو شاخه شمالی (خطواره سیوان-آکرا) و جنوبی (خطواره بیتلیس-زاگرس)^۵ بوده و شاخه شمالی دیرتر از شاخه جنوبی و در میوسن میانی بسته شده است (Neill et al., 2013). لکه‌های افیولیتی متعدد کمربند افیولیتی زاگرس متعلق به کرتاسه بالایی و ناشی از پدیده‌های مربوط به بسته شدن اقیانوس نئوتتیس جنوبی هستند. لکه‌های افیولیتی از شمال تا جنوب در ارمنستان، شرق ترکیه، شمال غرب ایران و شمال شرق عراق در سطح رخنمون پیدا کرده‌اند و مهم‌ترین آنها عبارتند از: آماسیا، استپاناوان، سیوان و ودی در ارمنستان، کاکیزمان، چادیران، تاشلیچای و شرق وان در ترکیه، آواجیق، چالدران، خوی، سرو، گیسیان، پیرانشهر، سردشت، مریوان، کامیاران و کرمانشاه در ایران و حسن بگ، پشتاشان، بولفات، ماوات و پنجوین در عراق (Modjarrad et al., 2024a and references therein; Modjarrad et al., 2025). مطالعه بخش گوشته‌ای توالی یک افیولیت در شناخت وقایع و منشاء آن کارایی زیادی دارد (مجرد و مؤید، ۱۴۰۳، جلال وکیل‌کندی و همکاران، ۱۳۹۸، نیک‌بخت و همکاران، ۱۳۹۹).
- در مطالعه حاضر بر روی یک مجموعه نمونه جدید از سرپانتینیت‌های پراکنده غرب ماکو تحقیقات مربوط به شیمی بلور و نیز ترکیب سنگ کل سامان یافته و مهم‌تر از همه با تکنیک ویژه‌ای مقادیر بسیار اندک عناصر جزئی و نادر خاکی آن که نقش تعیین‌کننده‌ای در مطالعه پترولوژی دارد، به‌دشواری سنجیده و بررسی شده است. شواهد حاکی از این است که ناحیه ماکو قطعه‌ای از بلوک ارمنستان جنوبی و گندوانیک بوده (Nikogosian et al., 2023) و بیشتر به خطواره نئوتتیس شمالی نزدیک می‌باشد. در بخش شمال غربی ایران پیچیدگی این فرایندها بیشتر بوده است (شکل ۱) و بیشتر لکه‌ها در امتداد گسل تراستی مهم موسوم به سیه‌چشمه (چالدران)-خوی-تبریز به سطح رسیده‌اند (Mohammadi et al., 2020).
- ### زمین‌شناسی ناحیه
- سنگ‌های الترامافیک سرپانتینیتی شده افیولیتی در غرب ماکو به‌صورت توده‌های کوچک و پرتعداد در این ناحیه تا مرز بین ایران و ترکیه به همراه سنگ‌های متابازیتی با منشاء پشته میان اقیانوسی (Modjarrad et al., 2024b) و بازالت‌های جوان کواترنری ماکو (مجرد، ۱۴۰۱) سطح را پوشانده‌اند. البته درجه دگرگونی در سنگ‌های این ناحیه به اندازه بخش‌های شمالی در استپاناوان و آماسیا (Rolland et al., 2020) نیست. از آنجا که محصولات آتشفشانی طغیانی پلدشت تا ماکو با ترکیب مشابه آتشفشان آرات بخش وسیعی از ناحیه را با سنگ‌های آندزیتی-توف و بازالت حفره‌دار جوان پوشانده‌اند. بنابراین رخنمون سنگ‌های الترامافیک در سطح کوچک و به‌صورت پراکنده است. همچنین سنگ‌های الترامافیک توسط رسوب‌گذاری آهک‌های پلاژیک پالئوسن نیز محفوظ شده و از دید پنهان هستند.
- این ناحیه در خطواره افیولیتی نئوتتیس به‌صورت آمیزه رنگین تکتونیزه در کرتاسه فوقانی پدید آمده (آقانباتی،

1. South Armenian Block (SAB)

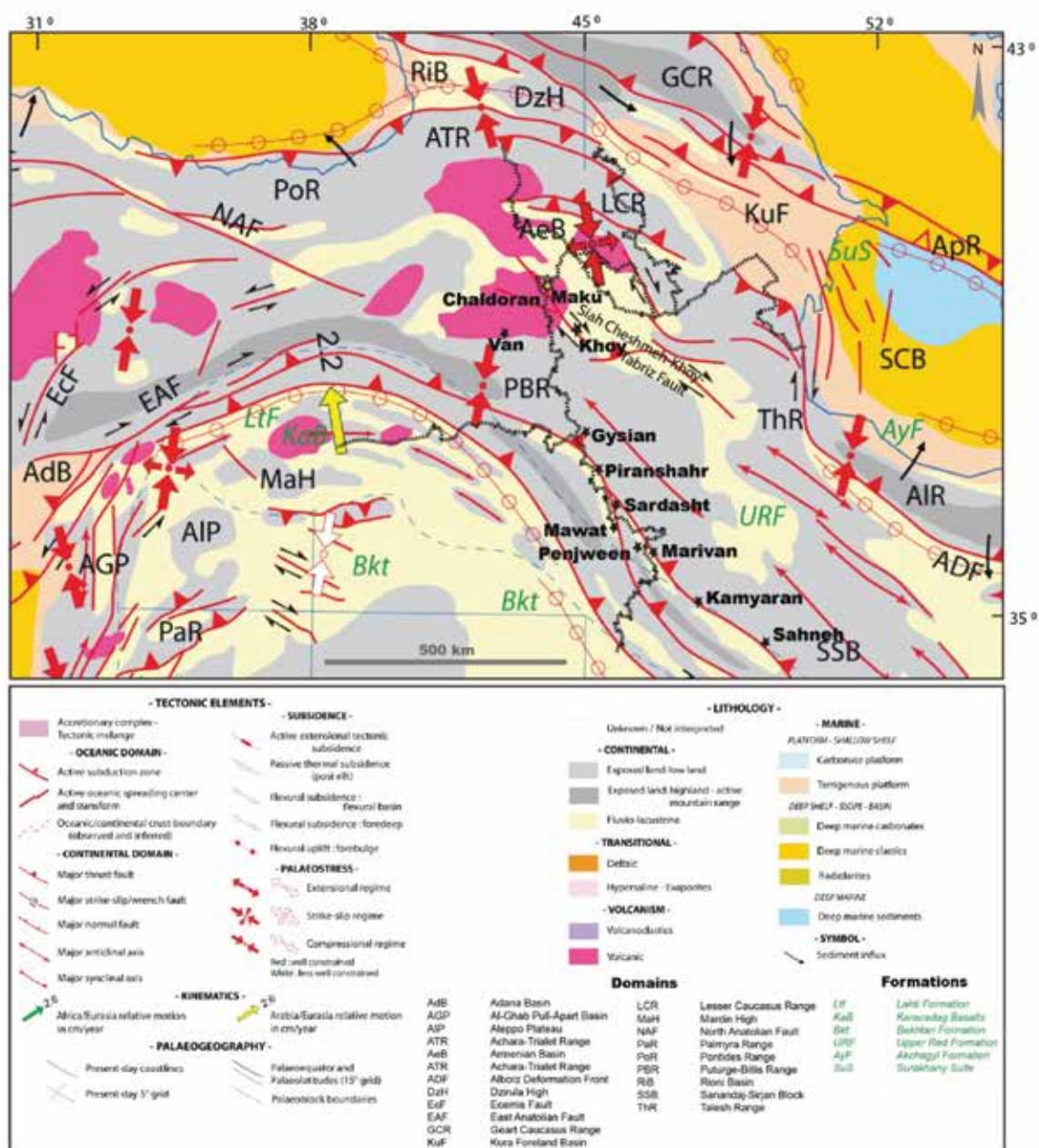
2. Urmia-Dokhtar magmatic arc (UDMA)

3. Turkish-Lesser Caucasian-Iranian magmatic belt

4. Zagros Orogenic (ophiolitic) belt (ZOB)

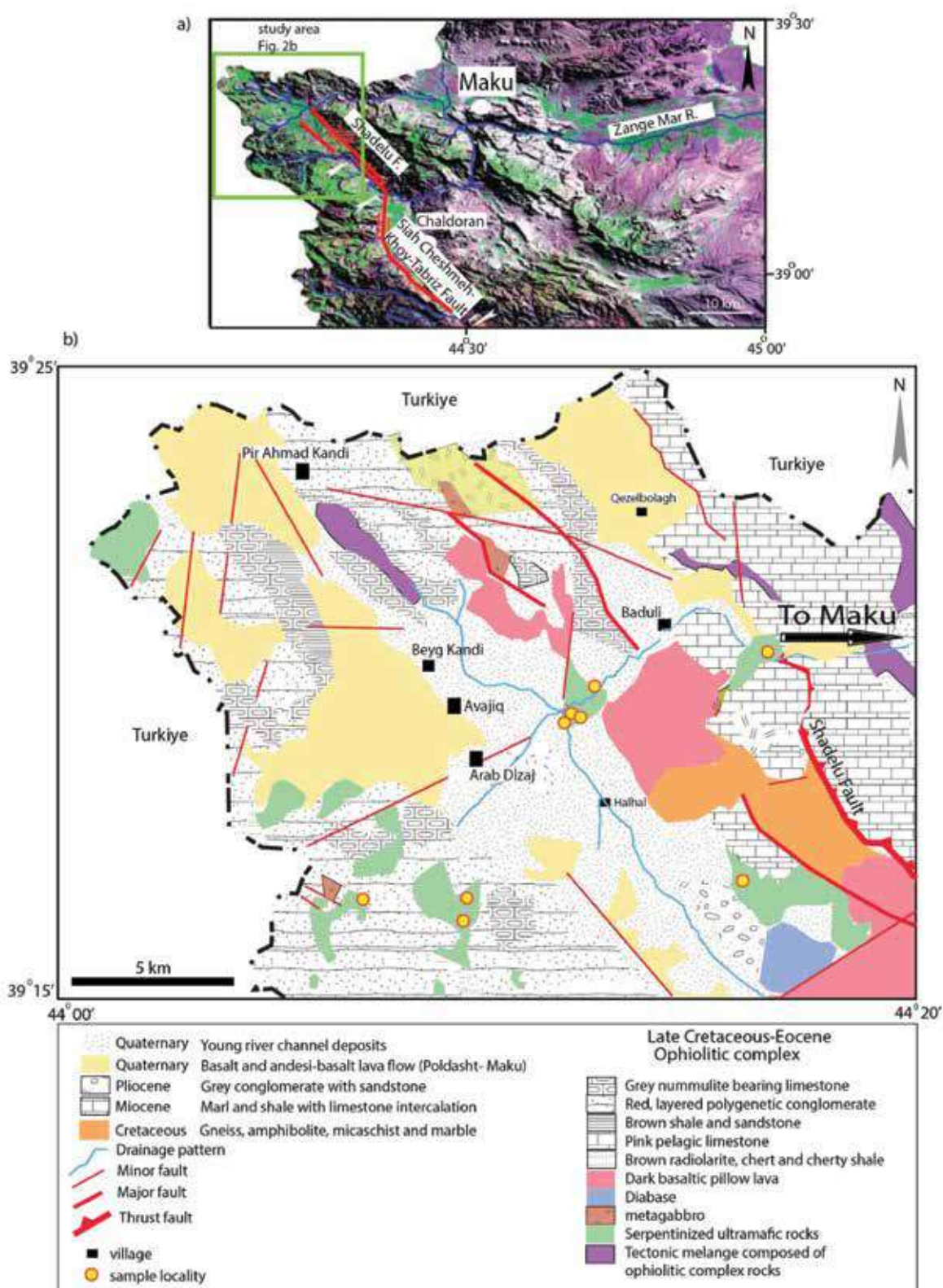
5. Bitlis-Zagros

و در امتداد گسل اصلی امتدادلغز سیه چشمه (چالدران)-خوی-تبریز (روستایی و همکاران، ۱۳۹۳) و گسل‌های تراستی نظیر شادلو (شکل ۲-ا) در سطح ظاهر شده است (Berberian, 1997). بیشتر تمرکز سرپانتینیت‌ها در اطراف روستاهای علوجنی، هال‌هال، دلیک‌وردی و شاه بنده‌لو است و نمونه‌برداری از این مناطق صورت گرفت (شکل ۲-ب).



شکل ۱. نقشه کهن ساختاری خطواره نئوتتیس در زمان ۳/۶ تا ۲/۵۹ میلیون سال قبل^۲ اقتباس شده از نقشه شماره ۱۴ برنامه تکامل حوضه خاورمیانه^۳ (Barrier and Vrielynck, 2008). موقعیت کنونی برخی لکه‌های افیولیتی مهم افزوده شده و با ستاره مشکی مشخص شده است

1. Palaeotectonic map
2. The Piacenzian time
3. Middle East Basins evolution Programme (MEBE)



شکل ۲. (a) موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه بر روی عکس ماهواره‌ای شمال غرب ایران. گسل اصلی امتدادلغزی که برونزد لکه‌ها در امتداد آن است، مشخص شده است، (b) نقشه زمین‌شناسی ناحیه غربی ماکو (اقتباس شده و تغییر یافته بر روی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه‌چشمه از مجیدی، ۱۳۸۵) و توزیع لکه‌های الترامافیکی بر روی آن، همچنین محل نمونه‌برداری‌ها بر روی نقشه علامت‌گذاری شده است.

روش مطالعه

پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

سنگ‌های الترامافیک پراکنده در ناحیه غربی ماکو اغلب به‌شدت (بیش از ۷۰ درصد) سریانتینی شده‌اند و فقط بقایایی از الیوین، پیروکسن‌ها و اسپینل در زمینه‌ای از سریانتین وجود دارد (شکل ۳). بنابراین استفاده از پسوند سریانتینی برای این سنگ‌ها الزامی است. با توجه به نسبت فراوانی حجمی فازهای باقیمانده این سنگ‌ها از نوع هارزبورژیت سریانتینی می‌باشند.

الیوین در این سنگ‌ها از نوع فورستریتی بوده و حدود ۱۰-۲۰ درصد حجمی فراوانی دارد. این کانی بافت غربالی داشته و به‌صورت جزایری باقیمانده در متن سریانتین‌های رشته‌ای و توده‌ای لیزاردیتی، کریزوتیلی منیزیم بالا نمود دارد.

ارتوپروکسن از نوع انستاتیت با فراوانی حدود ۱۰ درصد حجمی و کلینوپروکسن دیوپسیدی بسیار کمتر (حدود ۵ درصد حجمی) در این سنگ‌ها وجود دارند. گاهی بافت نبود امتزاجی از دو پیروکسن در نمونه‌ها دیده می‌شود. ولی اغلب این دو کانی به‌صورت فازهای مجزا رشد کرده‌اند.

کانی تیره از نوع کروم اسپینل به‌صورت شکسته و تکه تکه شده در ابعاد ریز هم دیده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها کانی کلینوپروکسن ثانویه رشد کرده و نمی‌توان آن را جزء کانی‌های اصلی قلمداد و در طبقه‌بندی سنگ لحاظ کرد. خلاصه‌ای از نتایج بررسی شیمی کانی‌ها بر روی عکس‌های میکروسکوپ الکترونی درج شده تا مطالعه و مقایسه آسان‌تر شود (شکل ۳).

ژئوشیمی سنگ کل

به‌منظور درک شرایط تشکیل و نیز ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های الترامافیک سریانتینی غرب ماکو اقدام به تجزیه سنگ کل نمونه‌ها شد (جدول ۱). این نتایج نشان داد سنگ‌های مورد نظر هیدراته و فقیر از کلسیم بوده و با ترکیب نورماتیو بازمحاسبه شده متعلق به دسته هارزبورژیت و/یا الیوین-ارتوپروکسنیت کلینوپروکسن دار

از بین ده‌ها نمونه سنگی از سریانتینیت‌های پراکنده در غرب ماکو تعداد ۲۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب و توسط میکروسکوپ پلاریزان در گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. پس از آن هشت نمونه از متنوع‌ترین نمونه‌ها از نظر کانی‌شناسی و بافتی که توزیع جغرافیایی مناسبی از ناحیه داشتند، جهت انجام تجزیه به‌وسیله دستگاه فلورسانس اشعه ایکس^۱ (برای دستیابی به اکسید عناصر اصلی) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفتیده القایی^۲ (برای اندازه‌گیری عناصر جزئی و نادر خاکی) در آزمایشگاه ساواآزما (معمد وزارت صمت در تهران) تجزیه شد (جدول ۱S نتایج را نشان می‌دهد). از آنجاکه سنگ‌ها بسیار تهی شده بودند اغلب عناصر جزئی، همه عناصر نادر خاکی و نیز کل گروه پلاتین که با صرف هزینه بالا مورد تجزیه قرار گرفتند، زیر حد تشخیص دستگاه گزارش شد.

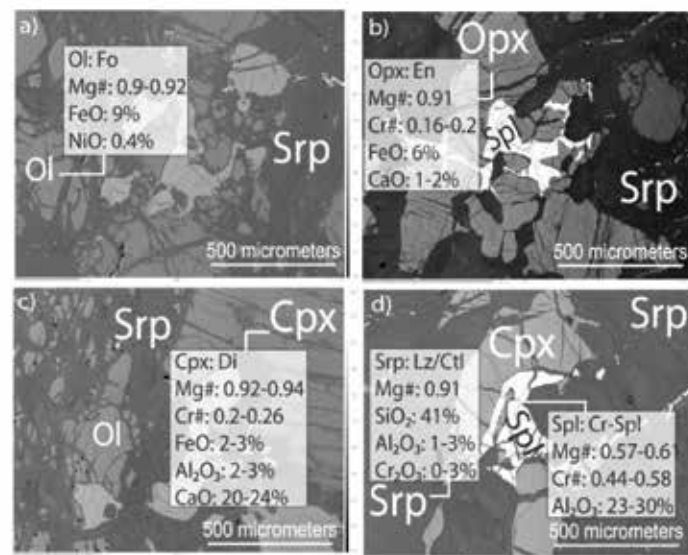
با عنایت به اینکه فراوانی برخی عناصر جزئی و نیز الگوی عناصر نادر خاکی در تعیین خاستگاه و بررسی سیر تکاملی پوخته نقش حیاتی دارند بنابراین چهار نمونه متنوع از نظر اکسید عناصر اصلی انتخاب و در آزمایشگاه GeoLab انتاریو (وزارت معدن کانادا) مورد تجزیه قرار گرفت (جدول 2S). در این تجزیه به‌صورت ویژه حد تشخیص دستگاه تا حد ده‌هزارم پی پی ام پایین آورده شد تا غلظت بسیار اندک عناصر پس از تغلیظ در اسید مرکب سنجیده شود. مجموع تمام عناصر نادر خاکی در این سنگ‌ها به‌سختی به دو پی پی ام می‌رسد و نشان از تهی‌شدگی شدید آنها دارد. استانداردهای مورد استفاده پیروکسنیت ISO 17025 و نیز OREAS 684 برای کالیبراسیون دستگاه است.

پس از پتروگرافی دقیق و نیز بررسی نتایج ژئوشیمی تعداد چهار نمونه برای انجام تجزیه نقطه‌ای ریزکاونده الکترونی^۳ در آزمایشگاه گروه علوم زمین دانشگاه لودویگ ماکسی میلیان مونیخ در کشور آلمان انتخاب شد. دستگاه از نوع کامکا SX-100 و کانی‌های اصلی نظیر الیوین، پیروکسن، اسپینل و سریانتین در سنگ‌های مورد بحث مورد تجزیه قرار گرفتند. جدول 3S نتایج این تجزیه را خلاصه کرده است.

1. XRF

2. ICP-MS

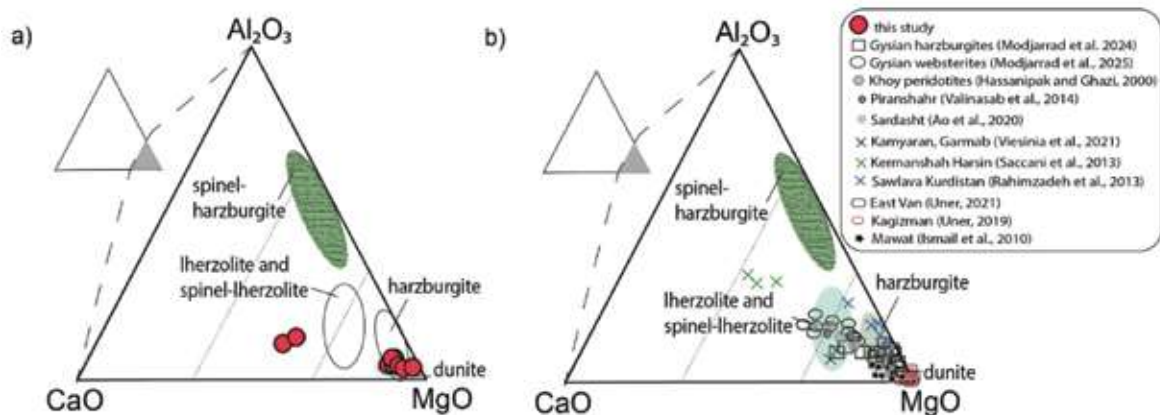
3. Electron Prob Micro Analyser (EPMA)



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپ الکترونی نمونه‌های سرپانتینی غرب ماکو. خلاصه‌ای از نتایج شیمی بلور روی عکس‌ها قید شده است. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) می‌باشد

سنگ‌های مورد مطالعه اغلب در گستره هارزبورژیت و کمتر در بخش لرزولیت گوشته‌ای واقع شده‌اند (شکل ۴-ا). با هدف قیاس الترامافیک‌های غرب ماکو با سایر افیولیت‌های شناخته شده امتداد نئوتتیس، برخی از موارد مهم در همین نمودار مشخص و تشابه موارد متعددی از آنها نظیر غرب وان ترکیه، خوی، کرمانشاه و پنجوین عراق با الترامافیک‌های حاضر تأیید می‌شود (شکل ۴-ب). البته بعضی از آنها بیشتر لرزولیتی هستند و یا بیشتر دگرگون شده و منیزیم از دست داده‌اند.

می‌باشند. این سنگ‌ها محتوای بالایی از مواد فرار داشته (LOI=12-15 wt.%) و به شدت سرپانتینی شده‌اند. محتوای بالای اکسید منیزیم (حدود ۳۰-۴۵ درصد) از ویژگی‌های سنگ‌های الترامافیک گوشته محسوب می‌شود (Pfeifer, 1990). میزان اندک اکسیدهای آلومینیم و کلسیم ناشی از حضور کم فاز کلینوپیروکسن به دلیل نرخ بالای ذوب بخشی در این تفاله گوشته‌ای است. در نمونه‌هایی که کلینوپیروکسن ثانویه به صورت متاسوماتیک در آنها پدید آمده این دو اکسید فراوانی بیشتری دارند. در نمودار مثلی اکسیدهای آلومینیم-کلسیم-منیزیم



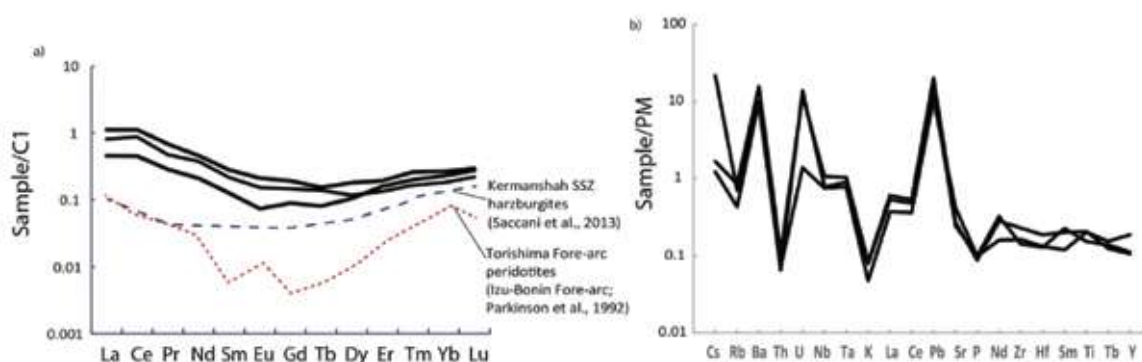
شکل ۴. (a) رابطه بین سرپانتینیت‌های غرب ماکو و پروتولیت آن در مثلث $MgO-Al_2O_3-CaO$ (wt.%), (b) همین نمودار برای سرپانتینیت‌های مهم نئوتتیس رسم شده است

دیده می‌شود. با هدف مقایسه، دو مورد الگوی مربوط به الترامافیک‌های جلوی قوسی از ناحیه بونین و کرمانشاه در این نمودار آورده شده که تشابه قابل ملاحظه‌ای با روندهای نمونه‌های غرب ماکو نشان می‌دهند.

همچنین رسم الگوی تغییرات عنکبوتی نمودارهای چندین عنصری به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه، بی‌هنجاری مثبتی از باریم، اورانیوم، سرب و استرانسیم در کنار بی‌هنجاری منفی نسبی از توریم، پتاسیم، فسفر و بیشتر عناصر با مقاومت یونی بالا مانند زیرکونیم و نئودیم را نشان می‌دهد (شکل ۵-b).

با توجه به شدت سرپانتینی شدن الترامافیک‌های غرب ماکو، فراوانی عناصر جزئی برای تعیین ژنز آنها می‌تواند بسیار ارزشمند باشد. فراوانی کروم بین ۲۸۵۰-۲۰۰۰، نیکل از ۲۰۶۰-۱۷۰۰، اسکاندیم بین ۲۰-۱۰، تیتانیوم ۲۰۰-۱۰۰، باریم ۳۵۰-۸۰، لیتیم ۹-۲ و سرب زیر سه پی پی ام می‌باشد (جدول 2S).

برای رسم الگوی عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها از کندریت برای به هنجارسازی استفاده شد (شکل ۵-a). این الگو یک شکل زنگوله‌ای داشته و هم عناصر نادر خاکی سبک و هم سنگین بالا و مقادیر عناصر میانه گروه کم است. بی‌هنجاری منفی خفیفی از یوروپیم در این الگو



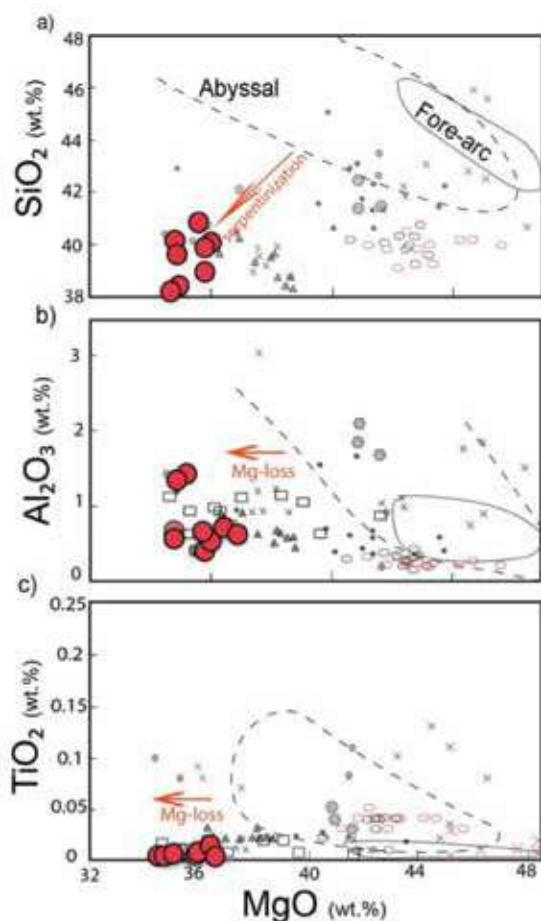
شکل ۵. (a) الگوی عناصر نادر خاکی به هنجار شده نسبت به کندریت (Taylor and McLennan, 1985)، بعلاوه دو روند از سرپانتینیت‌های جلوی قوس با هدف قیاس آورده شده است. منابع روی نمودار درج شده است. (b) نمودار عنکبوتی چندین عنصری به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

بحث

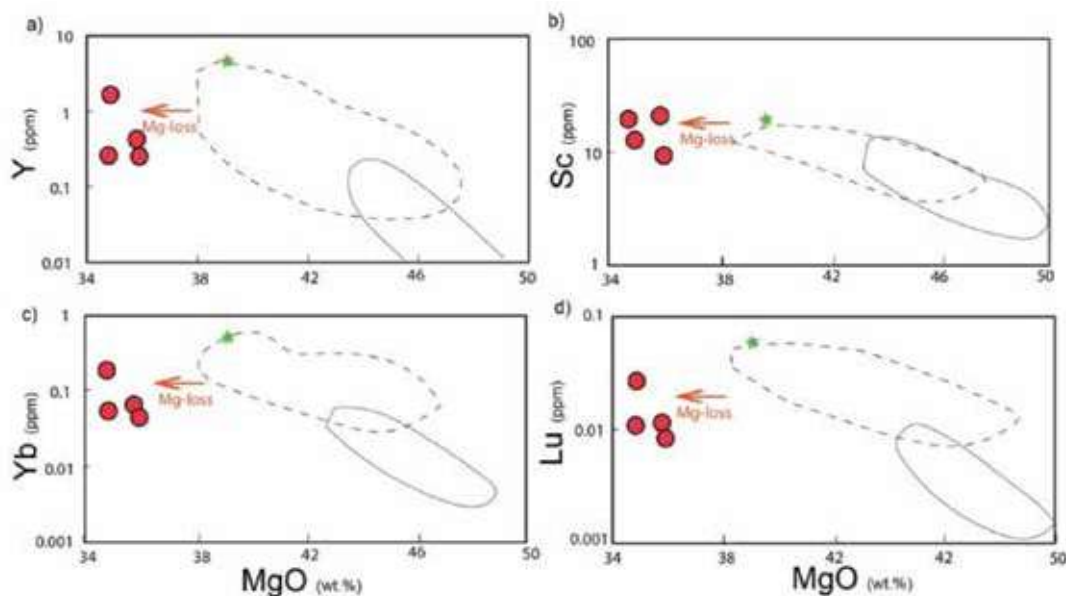
این مشخصه را خوب نشان می‌دهند. بقیه الترامافیک‌های مقایسه شده نفوتتیس نیز اغلب در جایگاه‌های تعیین شده استقرار نیافته و درجاتی از سرپانتینی شدن مانع از تعیین دقیق جایگاه تشکیل آنها می‌شود (شکل ۶).

با هدف طبقه‌بندی سرپانتینیت‌های غرب ماکو (جدول ۱) طبق دسته‌بندی دشامپ و همکاران (Deschamps, et al., 2013)، نمودارهایی بر پایه ایتربیم در برابر استرانسیم، لیتیم، اورانیوم، تیتانیوم، باریم، سرب و نسبت لانتانیم به ایتربیم رسم شد (شکل ۸). این عناصر که از نوع متحرک در سیال محسوب می‌شوند به‌خوبی می‌توانند بیانگر تاریخچه وقایع مرتبط با غنی‌شدگی سرپانتینیت‌ها

برای تعیین محیط تکتونیکی پیدایش سنگ‌های الترامافیک‌ی پراکنده در ناحیه غرب ماکو به رسم نمودارهای هارکرگونه بر مبنای اکسید منیزیم برای برخی اکسیدها و عناصر انتخابی مانند اکسیدهای سیلیسیم، تیتانیوم، آلومینیم، ایتربیم، ایتربیم، اسکاندیم و لوتسیم اقدام شد (شکل‌های ۶ و ۷). از آنجا که نمونه‌ها به‌شدت منیزیم از دست داده‌اند، بنابراین نمونه‌ها در هیچ‌یک از محدوده‌های الترامافیک‌های مناطق عمیق و یا جلوی قوسی (فراورانشی) قرار نگرفتند. اگر مسئله افت محتوای منیزیم را در نظر بگیریم نمونه‌ها به‌خوبی روند موازی با مناطق جلوی قوسی را ثبت کرده‌اند (شکل ۶). بخصوص وانادیم و آلومینیم



شکل ۶. نمودار تغییرات اکسید منیزیم در برابر (a) سیلیس، (b) اکسید آلومینیم و (c) تیتانیم برای سرپانتینیت‌های غرب ماکو و نیز افیولیت‌های مهم خط‌درز نئوتتیس. افت محتوای منیزیم به واسطه سرپانتینی شدن مانع از جایگیری نقاط در محدوده‌های مورد نظر شده است. با این وجود موازات روند جلوی قوسی تا حدی دیده می‌شود. (محدوده‌های الترامافیک‌های مناطق عمیق و جلوی قوسی از Niu et al., 1997 و Parkinson and Pearce, 1998)



شکل ۷. نمودارهای تغییرات اکسید منیزیم در برابر عناصر جزئی (مانند a) ایتیریم، (b) اسکاندیم، (c) ایتیریم و (d) لوتسیم که روند کاهش منیزیم از استقرار نمونه‌ها در محدوده‌های مورد نظر ممانعت کرده است

باشند. شدت سرپانتینی شدن منجر به از دست رفتن شدید مقدار منیزیم در این سنگ‌ها شده و مانع از دسته‌بندی صحیح این سنگ‌ها شده است. با این وجود تعلق این سنگ‌ها به گروه سرپانتینیت‌های لیزاردیتی فرورانده شده از این نمودارها

نتیجه می‌شود (شکل ۸). نکته مهم گستره باروری مجدد این سرپانتینیت‌ها توسط تبادلات سنگ/سیال است و در نمودارها به‌خوبی مشهود است. غنی‌شدگی از عناصر متحرک در سیال در نمودارها ناشی از همین امر است.

جدول ۱. مشخصات ژئوشیمیایی انواع سرپانتینیت‌های محیط‌های مختلف (Deschamps et al., 2013)

سرپانتینیت‌های مناطق عمیق	سرپانتینیت‌های فرورانده شده	سرپانتینیت‌های گوه‌گوشته‌ای	سیالات مشتق شده از سرپانتینیت‌ها
محتوای Ti متوسط (۱۰-۱۰۰ ppm)	محتوای Ti بالا (۳۰-۵۰۰ ppm)	محتوای Ti کم تا متوسط (۵-۳۰ ppm)	غنی از عناصر متحرک در سیال (FME)
محتوای Yb به نسبت ثابت (۰/۰۵-۰/۰۰۵ ppm)	محتوای Yb غنی‌شده (۰/۰۲-۱ ppm)	محتوای Yb پایین (< ۰/۰۵ ppm)	نسبت بالایی از عناصر جزئی شامل: U/Th, Sb/Ce, Sr/Nd و غنی از B
FMQ-2 تا FMQ	LOI اندک	LOI بالا	
ناهنجاری مثبت Eu	FMQ-1, FMQ-2	FMQ+1-FMQ-1	
کروم اسپینل: Cr# < 0.6, X _{Mg} > 0.4	کروم اسپینل: Cr# < 0.6, X _{Mg} > 0.4	کروم اسپینل: Cr# > 0.6, X _{Mg} < 0.4	
غنی از Eu و Pb	الگوی عناصر نادر خاکی به نسبت مسطح	غنی از LILE مانند Cs, Rb, Sr	
شواهد قوی مبنی بر غنی‌شدگی ثانویه/باروری مجدد			

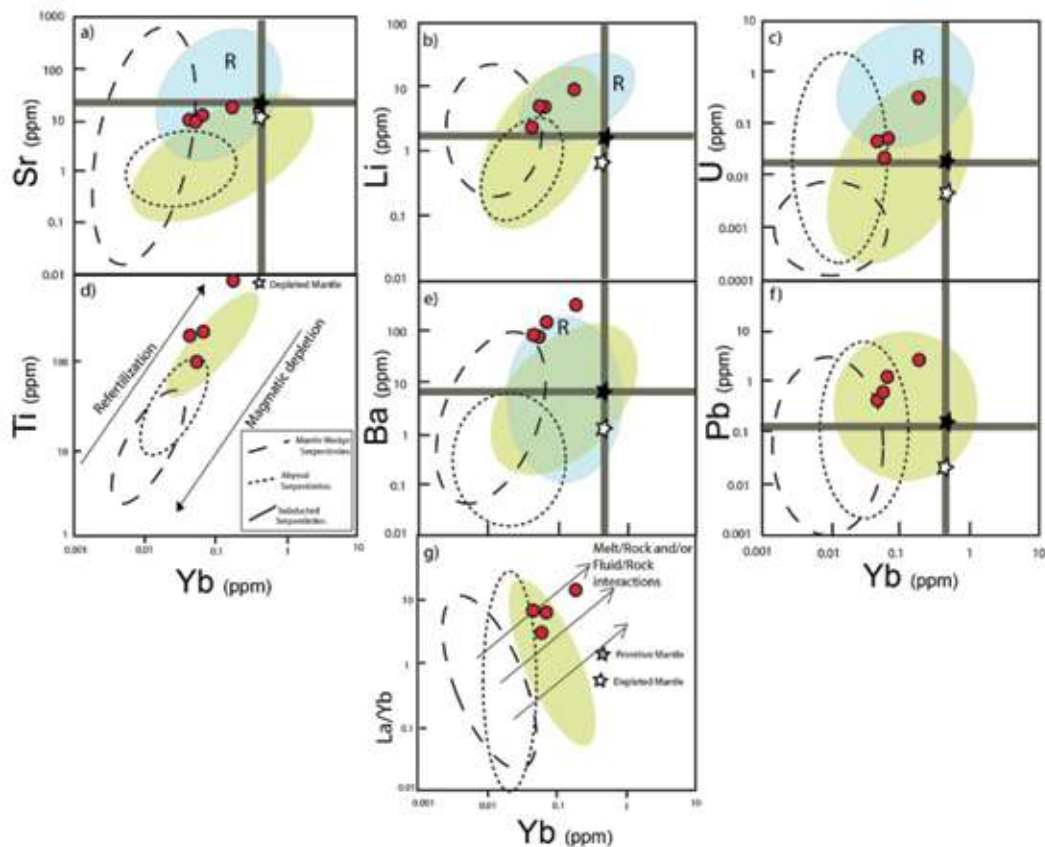
معناداری از عناصر اورانیوم، سرب و استرانسیم نسبت به گوشته اولیه در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که همگی جزء عناصر محلول در سیال^۲ هستند. این مشخصه عمومی همه سرپانتینیت‌ها است و اغلب پترولوژیست‌ها فراوانی بالای عناصر ناسازگاری مانند استرانسیم و سرب را به وجود رگه‌های کربناته ثانویه داخل این گروه سنگ‌ها نسبت می‌دهند (Kochergina et al., 2016). اما درباره اورانیم باید در نظر داشت که غنی‌شدگی از آن در سرپانتینیت‌های حاشیه غیرفعال یا در پشته‌های میان اقیانوسی شایع است (Barnes et al., 2013). اغلب سرپانتین به‌عنوان یک حامل دینامیک برای اورانیم شناخته می‌شود (Kodolanyi et al., 2012). از این رو بالا بودن نسبی محتوای اورانیم را می‌توان به‌شدت سرپانتینی شدن سنگ‌های الترامافیک غرب ماکو نسب داد. علاوه بر سه عنصر اورانیم، سرب و استرانسیم باید به بالا بودن محتوای باریم نیز اشاره کرد (بیش از ۳۶۰-۱۵۰ پی پی ام) که خود یک مشخصه پوسته‌ای است.

درباره منشاء سیالات مؤثر در باروری سرپانتینیت‌ها لازم به ذکر است که با فرورانش تختال اقیانوسی که آگیری و گرمایش آن توسط دگرگونی پیش‌رونده در کانال فرورانش (Green, 2007)، سیالات زیادی از این تختال آزاد شده و همین سیالات رها شده باعث ذوب بخشی گوه‌گوشته‌ای و وقوع ماگماتیسیم قوس‌های فرورانشی می‌شود. میزان متوسط آب در پوسته اقیانوسی در رخساره تدفینی ژئولیتی حدود ۷ درصد است و در سنگ‌های رخساره اکلوزیت این عدد به ۰/۰۹ درصد کاهش می‌یابد (Rüpke et al., 2004). پس می‌توان نتیجه گرفت، به‌طور تقریبی کل آب پوسته اقیانوسی به درون گوه‌گوشته‌ای نفوذ و در آن انتشار می‌یابد. همین نکته باعث غنی‌شدگی متاسوماتیک (بارورسازی مجدد^۱) سنگ‌های این ناحیه می‌شود.

به دلیل پایداری نسبی عناصری مانند اورانیم، سرب، زیرکونیم و نفوبیم سعی شد از نسبت‌های معرفی شده بین این عناصر برای شناخت ویژگی‌های ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه استفاده شود (شکل ۹). نمونه‌های یاد شده به‌خوبی روند سنگ‌های ماگمایی از گوشته تهی‌شده تا گوشته غنی‌شده و مورب غنی‌شده را دنبال کرده است. بی‌هنجاری

1. Refertilization

2. Fluid Mobile Elements (FMEs)



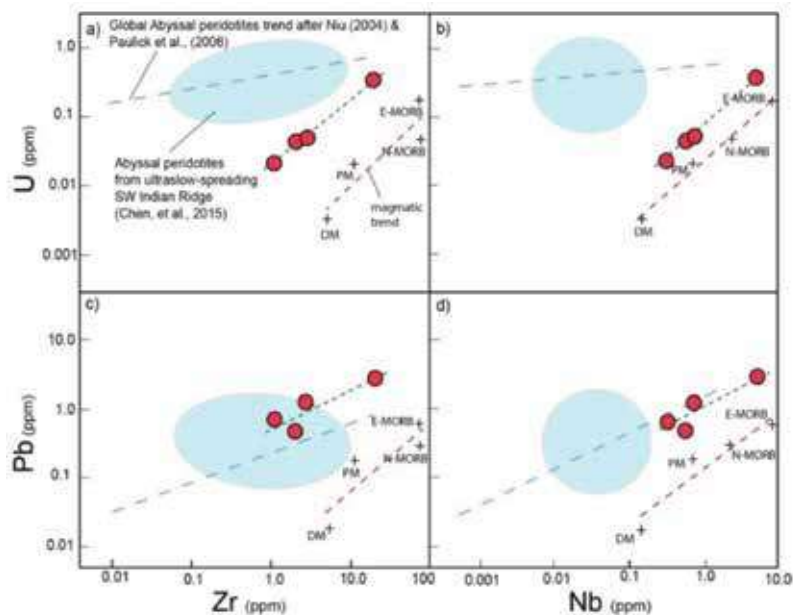
شکل ۸. نمودارهای تعیین نوع خاستگاه سریانتینیت‌های مناطق عمیق، فرورانده شده و گوه‌گوشته‌ای (Deschamps et al., 2013). سریانتینیت‌های غرب ماکو در هر سه مورد در گستره نوع فرورانده شده قرار دارند. علامت‌های ستاره برای نشان دادن گوشته تهی‌شده و غنی‌شده و گستره خاکستری برای نمایش آرایه گوشته اقیانوسی استفاده شده است. نمودارهای برای بررسی غنی‌شدگی سریانتینیت‌ها از عناصر متحرک در سیال (Deschamps et al., 2013) نیز کارایی دارند، بخش آبی که با علامت R مشخص شده بیانگر سریانتینیت‌های دچار باروری مجدد شده طی فرایند سریانتینی شدن و تبادل سنگ/سیال است

دلیل پتانسیل یونی مشابه به هم شبیه است ولی توریم در سیالات نامتحرک و اورانیم متحرک است (Parkinson and Pearce, 1998). این مورد به‌ویژه در پریدوتیت‌های ناحیه فرورانشی بیشتر اهمیت پیدا می‌کند. اورانیم طی دگرسانی با سیالات از سنگ‌ها خارج شده ولی توریم به‌جا می‌ماند و این دو از هم جدا می‌شوند. پس می‌توان نتیجه گرفت، فراوانی نسبی اورانیم حاصل تعامل با سیالات کف اقیانوسی و دگرسانی هیدروترمال ایجاد شده است (Niu, 2004). در نمودارهای شکل ۱۰ نیز این دو عنصر همبستگی مثبت خوبی با هم نشان می‌دهند و به خاطر افزودگی بعدی اورانیم ایجاد شده است.

همخوانی مثبت بین اورانیم و سرب در الترامافیک‌های غرب ماکو نیز یک مشخصه همیشگی برای انواع سریانتینیت‌ها محسوب می‌شود و نشان از نقش پررنگ فرایندهای ماگمایی

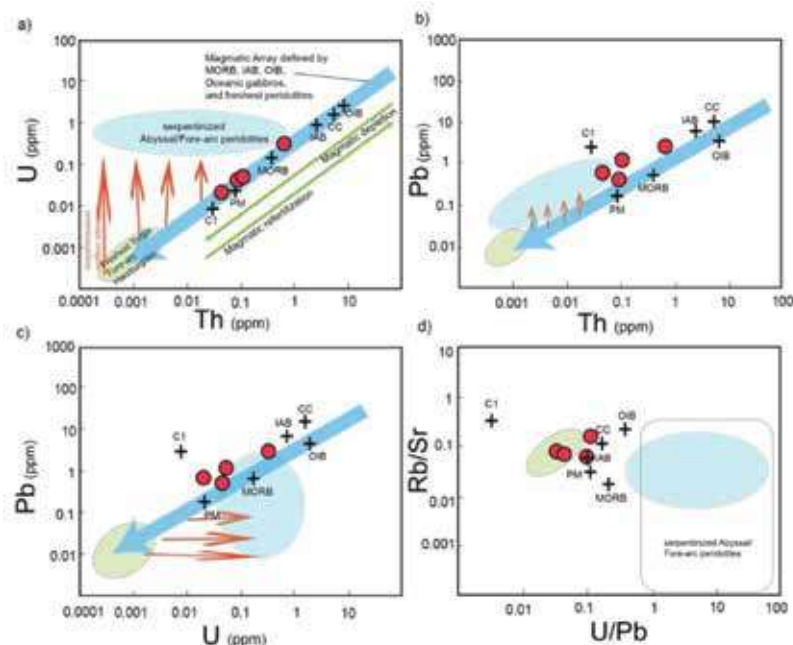
الگوی زنگوله‌ای عناصر نادر خاکی در این سنگ‌ها می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی با سیالات یا مذاب‌های پوسته قاره‌ای در پی صعود (Gruau et al., 1998)، یا در اثر صعود گوشته و تبادلات متاسوماتیک با بخش‌های غنی‌شده آن به وجود آمده باشد. درجه بالای سریانتینی شدن این سنگ‌ها احتمال آلودگی با سیالات دگرگونه قاره‌ای و یا حتی آب‌های جوی را نیز افزایش می‌دهد. در حقیقت سریانتینی شدن نوعی دگرسانی هیدروترمال سنگ‌های الترامافیک در شرایط دما پایین تا متوسط است (Huang et al., 2013). طی این فرایند فازهای مافیکی نظیر البوین و پیروکسن به گروه کانی‌های سریانتین تجزیه شده و از خلال واکنش بین بروسیت و کوارتز، مگنتیت و هیدروژن بجا می‌ماند (Wu et al., 2020).

با وجود اینکه رفتار ژئوشیمیایی اورانیوم و توریم اغلب به



شکل ۹. (a-d) نمودارهای عناصر زیرکونیم و نئوبیم در برابر اورانیم و سرب برای سرپانتینیت‌های غرب ماکو که در آن روند تحولات ماگمایی و نیز موقعیت گوشته تهی شده، غنی شده و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی عادی و غنی شده مشخص شده‌اند، بعلاوه پریدوتیت‌های اقیانوسی‌های با گسترش کند با رنگ آبی مشخص شده و مرجع داخل شکل آمده است

در کانال فرورانشی برای افزایش سرب، دارد. تبادلات از نظر نسبت Rb/Sr و نیز نسبت U/Pb سنگ‌های مورد بحث مشخصاتی نظیر پوسته قاره‌ای یا محیط جلوی قوس غنی‌شدگی این عنصر باشد (Paulick et al., 2006). از خود نشان می‌دهند (شکل d-۱۰).



شکل ۱۰. (a-d) نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی برای سرپانتینیت‌های غرب ماکو، بعلاوه موقعیت پریدوتیت‌های مناطق عمیق، بازالت پشته میان اقیانوسی، بازالت جزایر قوسی، گابروی اقیانوسی، پریدوتیت‌های جلوی قوسی گودال ماریانا و نیز پریدوتیت‌های جلوی قوسی تونگا مشخص شده است، MORB, Niu et al. (1999); IAB, Ewart et al. (1998) from Mariana and Tonga; oceanic gabbros, Bach et al. (2009), Niu et al. (2002), Niu and O'Hara (2003). Average OIB, PM and C1 values are from Sun and McDonough (1989) .. and CC (bulk continental crust) from Rudnick and Fountain (1995)

نتیجه‌گیری

- سنگ‌های الترامافیک سرپانتینی شده غرب ماکو در حد توده‌های کوچک و پراکنده در مرز با کشور ترکیه متعلق به مراحل بسته شدن اقیانوس نئوتتیس شمالی است. این ناحیه بخشی از بلوک ارمنستان جنوبی (SAB) و در زمره سرزمین‌های گندوانایی محسوب می‌شوند.
 - فازهای کانیایی به‌صورت بقایایی حفظ شده با فراوانی حجمی اندک در یک متن سرپانتینی دیده می‌شوند و شامل الیون غنی از فورستريت، ارتوپيروکسن غنی از انستاتيت، کلینوپيروکسن غنی از دیوپسید با فراوانی کم و نیز اسپینل تکه تکه شده غنی از کروم به میزان بسیار کمتر می‌باشد. بنابراین سنگ‌ها در گروه هارزبورژیت سرپانتینی قرار می‌گیرند. بخشی از کلینوپيروکسن‌ها نیز ثانویه و متاسوماتیک هستند بنابراین در نام سنگ دخالت داده نشده‌اند.
 - الگوی عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها حالت زنگوله‌ای داشته، قابل قیاس با الترامافیک‌های جلوی قوسی و دارای شواهدی از تعامل با پوسته قاره‌ای است.
 - با دقت در فراوانی‌ها، نسبت‌ها و نمودارهای متعدد بر مبنای اکسید عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی سرپانتینیت‌های غرب ماکو از نوع فرورانده شده طبقه‌بندی شد.
 - فراوانی عناصری مانند اورانیم، سرب و استرانسیم که جزء عناصر متحرک در سیال (FME) هستند، در این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه بالاتر است و این نشانه باروری مجدد حاصل از تبادل سنگ/سیال طی مراحل فروورانش می‌باشد و آن را به‌خوبی از انواع دیگر متمایز می‌کند.
- ## منابع
- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
 - جلالت وکیل‌کندی، ص.، شاه‌پسندزاده، م.، هنرمند، م. و احمدی‌پور، ح.، ۱۳۹۸. الگوی ساختاری بخش خاوری توده پدیدوتیتی ده شیخ، آمیزه افیولیتی اسفندقه، جنوب باختر ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳ (۴۹): ۴۹-۶۱.
 - روستایی، م.، زمانی، ب.، نواب‌پور، پ. و مؤید، م.، ۱۳۹۳. بررسی ساز و کار و نئوتکتونیک زون گسله سیه چشمه-خوی، علوم زمین، ۲۴ (۹۶): ۲۲۱-۲۳۴.
 - مجرد، م.، ۱۴۰۱. پترولوژی گدازه‌های جوان ماکو-پلدشت: با نگاهی به توزیع اندازه بلورهای الیون و حفرات، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۲ (۴): ۹۸۱-۱۰۰۰.
 - مجرد، م. و مؤید، م.، ۱۴۰۳. ژئوشیمی سرپانتینیت‌های قطعه مرکزی خط درز نئوتتیس (از شمالغرب ایران تا زاگرس عراقی و شرق آناتولی)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۸ (۶۹): ۴۹-۶۶.
 - مجیدی، م.، ۱۳۸۵. ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه چشمه، سازمان زمین‌شناسی کشور. تهران.
 - نیک‌بخت، س.، بیابانگرد، ح. و باقری، س.، ۱۳۹۹. پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت سیاه جنگل، شمال شرق آتشفشان تفتان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴ (۵۶): ۸۷-۹۹.
 - 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(4), 403-415.
 - Bach, W. and Klein, F., 2009. The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modelling. Lithos, 112, 103-117.
 - Barnes, J. D., Eldam, R., Lee, C. T. A., Errico, J. C., Loewy, S. and Cisneros, M., 2013. Petrogenesis of serpentinites from the Franciscan Complex, western California, USA. Lithos, 178, 143-157. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.018>.
 - Barrier, E. and Vrielynck, B., 2008. Paleotectonic maps of the Middle East-Atlas of 14 maps, in: Middle East Basin Evolution Programme.
 - Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.

- Berberian, M., 1997. Tectonic and Fault Reevaluation Study of the Bushehr Nuclear Power Plant Site. Khak-e Khub, Atomic Energy Organization of Iran (AEOI), April 1997, 98 pages, 5 Maps and Figures, 48 Plates in 13 Chapters (in English).
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10, 93-100.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S. and Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites. A review: *Lithos*, 178, 96-127.
- Ewart, A., Collerson, K. D., Regelous, M., Wendt, J. I. and Niu, Y., 1998. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arc-backarc system: the role of varying mantle wedge composition in space and time. *Journal of Petrology*, 39, 331-368.
- Green II, H.W., 2007. Shearing instabilities accompanying high-pressure phase transformations and the mechanics of deep earthquakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 9133-9138.
- Grosjean, M., Moritz, R., Rezeau, H., Hovakimyan, S., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Melkonyan, R., 2022. Arabia-Eurasia convergence and collision control on Cenozoic juvenile K-rich magmatism in the South Armenian block. Lesser Caucasus. *Earth-Science Reviews*, 226. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103949>
- Gruau, G., Bernard-Griffiths, J. and Lecuyer, C., 1998. The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: Assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 21/22: 3545-3560.
- Huang, R. F., Sun, W. D., Ding, X. and Wang, Y. R., 2013. Mechanism for serpentinization of mafic and ultramafic rocks and the potential of mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 29(12): 4, 336-4,348 (in Chinese with English abstract).
- Kochergina, Y. V., Ackerman, L., Erban, V., Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Halodová, P. and Magna, T., 2016. Rhenium-osmium isotopes in pervasively metasomatized mantle xenoliths from the Bohemian Massif and implications for the reliability of Os model ages. *Chemical Geology*, 430, 90-107. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.020>.
- Kodolányi, J., Pettke, T., Spandler, C., Kamber, B. S. and Gméling, K., 2012. Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: Constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology*, 53(2), 235-270. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr058>.
- Li, X. P., Rahn, M. and Bucher, K., 2004. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 159-177. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00503.x>
- Modjarrad, M., Whitney, D.L. and Omrani, H., 2024a. Petrologic evolution of the Gysian ophiolitic serpentinites, NW Iran. *Acta Geochim*, <https://doi.org/10.1007/s11631-024-00682-6>
- Modjarrad, M. Whitney, D.L. and Omrani, H., 2024b. The P-T-X conditions of staurolite-garnet metabasites, NW Iran: implications for metamorphism during Arabia-Eurasia collision. *Journal of Asian Earth sciences: X*, <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2024.100175>
- Modjarrad, M., Uysal, İ., Moghadam, H.S., Demir, Y. and Müller, D., 2025. Geochemical insights and petrogenetic processes of ophiolitic fragments from the Avajiq and Silvana: Implications for Neo-Tethyan Evolution in Northwest Iran. *International Geology Reviews*, <https://doi.org/10.1080/00206814.2025.2453979>
- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran.

- Journal of Structural Geology, 22, 1125-1139. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7).
- Mohammadi, A., Burg, J.P. and Guillong, M., 2020. The Siah Cheshmeh-Khoy-Misho-Tabriz fault (NW Iran) is a cryptic neotethys suture: evidence from detrital zircon geochronology, Hf isotopes, and provenance analysis, International Geology Review, <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1845992>
 - Neill, I., Meliksetian, Kh., Allen, M.B., Navarsardyan, G. and Karapetyan, S., 2013. Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau. Lithos, 180-181, 200-215
 - Nikogosian, I.K., Bracco Gartner, A.J.J., Mason, P.R.d., van Hinsbergen, D.J.J., Kuiper, K.F., Kirscher, U., Matveev, S., Grigoryan, A., Grigoryan, E., Israyelyan, A., van Bergen, M.J., Koornneef, J.M., Wijbrans, J.R., Davies, G.R. and Meliksetian, K., 2023. The South Armenian Block: Gondwanan origin and Tethyan evolution in space and time. Gondwana Research, 121, 168-195. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.03.023>
 - Niu, Y., Langmuir, C.H. and Kinzler, R.J., 1997. The origin of abyssal peridotites: a new perspective. Earth and Planetary Science Letters, 152, 251-265
 - Niu, Y., 1999. Comments on some misconceptions in igneous/ experimental petrology and methodology: a reply. Journal of Petrology, 40, 1195-1203
 - Niu, Y., Gilmore, T., Mackie, S., Greig, A. and Bach, W., 2002. Mineral chemistry, whole-rock compositions and petrogenesis of ODP Leg 176 gabbros: data and discussion. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 176. 60. [Online] Available at http://www-odp.tamu.edu/publications/176_SR/chap_08/chap_08.htm
 - Niu, Y. and O'Hara, M.J., 2003. The origin of ocean island basalts (OIB): a new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations. Journal of Geophysical Research, 108, 10.1029/ 2002JB002048, 19.
 - Niu, Y., 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. Journal of Petrology, 45, 2423-2458.
 - Parkinson, I.J. and Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting. Journal of Petrology, 39 (9), 1577-1618.
 - Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G. and Harvey, J., 2006. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. Chemical Geology, 234, 179-210.
 - Pearce, J. A. and Robinson, P. T., 2010. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. Gondwana Research, 18(1), 60-81. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.12.003>
 - Pfeifer, H. R., 1990. Major and Trace Element Discrimination Diagrams to Determine Possible Protoliths of Orogenic Ultramafic Rocks. Universite de Lausanne.
 - Rolland, Y., Hässig, M., Bosch, D., Bruguiere, O., Melis, R., Galoyan, G., Topuz, G., Sahakyan, L., Avagyan, A. and Sosson, M., 2020. The East Anatolia-Lesser Caucasus ophiolite: An exceptional case of large-scale obduction, synthesis of data and numerical modelling. Geosciences Frontiers, 11, 83-108. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.009>
 - Rudnick, R. L. and Fountain, D. M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Review of Geophysics, 33, 267-309.
 - Rüpke, L.H., Morgan, J.P., Hort, M. and

- Connolly, J.A.D., 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 17-34.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders and M. J. Norry (Eds.), (42: 313-345). *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication*. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*; Blackwell, Oxford. 312.
- Uysal, İ., 2008. Platinum-group minerals (PGM) and other solid inclusions in the Elbistan-Kahramanmaraş, mantle-hosted ophiolitic chromitites, south-eastern Türkiye: their petrogenetic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 729-740.
- Uysal, İ., Tarkian, M., Sadiklar, M.B., Zaccarini, F., Meisel, T., Garuti, G. and Heideich, S., 2009. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Türkiye: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 659-674.
- Uysal, İ., Akmaz, R.M., Kapsiotis, A., Demir, Y., Saka, S., Avcı, E. and Müller, D., 2015. Genesis and geodynamic significance of chromitites from the Orhaneli and Harmancık ophiolites (Bursa, NW, Türkiye) as evidenced by mineralogical and compositional data. *Ore Geology Reviews*, 65, 26-41.
- Wakabayashi, J., 2017, *Structural context and variation of ocean plate stratigraphy, Franciscan Complex, California: Insight into mélange origins and subduction-accretion processes*. *Progress in Earth and Planetary Science*, 4:, 18, <https://doi.org/10.1186/s40645-017-0132-y>.
- Whattam, S.A. and Stern, R.J., 2011. The 'subduction initiation rule': A key for linking ophiolites, intra-oceanic fore arcs, and subduction initiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 1031-1045. doi:10.1007/s00410-011-0638-z.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Wu, K., Yuan, H. L., Lyu, N. and Zhang, L. P., 2020. The behavior of fluid mobile elements during serpentinization and dehydration of serpentinites in subduction zones. *Acta Petrologica Sinica*, 36(1), 141-153. (in Chinese with English abstract).
- Xin, G.Y., Chu, Y., Su, B.X., Lin, W., Uysal, I. and Feng, Z.T., 2021. Rapid transition from MORB-type to SSZ-type oceanic crust generation following subduction initiation: insights from the mafic dikes and metamorphic soles in the Pozantı-Karsantı ophiolite, SE Türkiye. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176, 64 <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01821-5>
- Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W. and Majidi-fard, M.R., 2018, Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. *Gondwana Research*, 62: 227-245. doi:10.1016/j.gr.2018.04.002.

جدول ۱۵. نتایج تجزیه اکسید عناصر اصلی در سنگهای الترامافیک سرپانتینی غرب ماکو به همراه محاسبه نورم. مخففها شامل:

D.L.: Detection Limit; SAV: Standard Analyses Values; S.D.: Standard Deviation

(wt.%)	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	D.L.		SAV	S.D.
SiO ₂	۴۰/۱۲	۳۹/۹۸	۴۰/۷۹	۳۵/۳۲	۳۹/۵۸	۳۷/۵۸	۳۸/۸۹	۳۷/۸۹	۰/۰۵	Si	۲۲/۴۲	۰/۸۱۲
Al ₂ O ₃	۰/۵۶	۰/۵۲	۰/۴۲	۰/۶۸	۰/۶۳	۰/۵۹	۰/۶۱	۱/۲۸	۰/۰۵	Ti	۰/۱۴۴	۰/۰۰۷
Fe ₂ O ₃	۷/۸۲	۷/۸۹	۷/۹۱	۱۰/۵۳	۷/۹۵	۷/۹۳	۷/۹۹	۶/۹۱	۰/۰۵	Al	۶/۰۲	۰/۱۲۳
MnO	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۰۵	Cr	۱/۳۶	۰/۰۵۲
MgO	۳۴/۸۴	۳۵/۹۵	۳۵/۶۹	۳۶/۵۲	۳۴/۹۴	۳۶/۹۵	۳۵/۷۹	۳۴/۸۳	۰/۰۵	Fe	۸/۰۰	۰/۲۶۴
CaO	۰/۶۷	۰/۸۱	۰/۰۶	۰/۹	۰/۸۳	۰/۹۴	۰/۹۳	۴/۱۷	۰/۰۵	Mn	۰/۱۲۹	۰/۰۰۴
SO ₃	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۸	۰/۱۵	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۰۵	Ni	۰/۲۲۳	۰/۰۰۸
L.O.I.	۱۵/۵۲	۱۴/۰۳	۱۴/۲۶	۱۵/۵	۱۵/۲۲	۱۴/۸۹	۱۴/۸۶۸	۱۴/۱۷	۰/۰۵	Mg	۱۰/۸۵	۰/۳۵۴
Total	۹۹/۹۲	۹۹/۵۵	۹۹/۵۱	۹۹/۸۵	۹۹/۴۶	۹۹/۲۹	۹۹/۴۷۸	۹۹/۶۷		Ca	۴/۵۶	۰/۲۰۰
Anorthite(An)	۱/۵۳	۱/۴۲	۰/۳۰	۱/۸۶	۱/۷۲	۱/۶۱	۱/۶۶	۳/۴۹				
Diopside(Di)	۱/۴۰	۰/۶۶	۰	۲/۰۴	۱/۸۷	۲/۳۸	۲/۳۰	۱۳/۴۱				
Hypersthene(Hy)	۴۳/۱۴	۳۹/۸۳	۴۶/۹۸	۲۱/۵۶	۴۰/۱۶	۲۷/۹۱	۳۵/۲۲	۱۶/۲۱				
Olivine(Ol)	۳۰/۱۳	۳۴/۶۳	۲۹/۳۷	۴۷/۹۷	۳۲/۲۴	۴۴/۱۶	۳۷/۰۴	۴۵/۰۹				
Magnetite(Mt)	۰/۴۲	۰	۰/۴۹	۰/۳۹	۰/۴۹	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۴۶				
Hematite(Hm)	۷/۵۳	۷/۸۹	۷/۵۷	۱۰/۲۶	۷/۶۱	۷/۶۶	۷/۷۰	۶/۵۹				
Color Index	۸۲/۶۲	۸۳/۲۵	۸۴/۴۱	۸۲/۲۲	۸۲/۳۷	۸۲/۵۱	۸۲/۶۸	۸۱/۷۶				
Mg#	۹۷/۲۵	۹۷/۳۱	۹۷/۲۸	۹۶/۴۹	۹۷/۲۱	۹۷/۳۶	۹۷/۲۶	۹۷/۵۶				
PGE	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	۰/۰۱			

جدول ۲۵. نتایج تجزیه طیف سنجی جرمی بر روی عناصر جزئی و نادر خاکی در سرپانتینیت های غرب ماکو. فراوانی ها بر حسب پی پی ام می باشد.

	۱	۲	۳	۴
Ba	۳۶۰/۳۲۱	۹۸/۵۴۰	۹۱/۳۱۳	۱۴۷/۵۱
Cd	۰/۰۲۴	۰/۰۱۲	۰/۰۲۲	۰/۰۳۵
Ce	۷/۵۳۶	۰/۸۳۴	۰/۴۲۹	۱/۰۶۹
Co	۹۳/۵۴	۱۰۱/۷۱	۸۸/۰۶	۸۷/۹۳
Cr	۲۰۹۶/۶	۲۲۸۲/۹	۲۸۵۰/۹	۲۶۸۶/۵
Cs	۰/۱۷۱۱	۰/۰۵۸۱	۰/۲۲۳۹	۰/۲۰۳۳
Cu	۱۶/۸۵	۸/۳۲	۴/۳۷	۵/۳۶
Dy	۰/۳۳۹	۰/۰۴۵	۰/۰۴۰	۰/۰۶۸
Er	۰/۱۸۵۰	۰/۰۳۳۲	۰/۰۳۹۷	۰/۰۴۷۹
Eu	۰/۱۲۷۵	۰/۰۱۳۲	۰/۰۰۶۴	۰/۰۱۸۳
Ga	۲/۵۱۳	۰/۸۴۴	۱/۱۷۹	۱/۳۰۶
Gd	۰/۴۱۵	۰/۰۴۵	۰/۰۲۷	۰/۰۵۹
Hf	۰/۵۰۳	۰/۰۵۲	۰/۰۲۵	۰/۰۷۶
Ho	۰/۰۶۸۶	۰/۰۰۹۹	۰/۰۱۱۱	۰/۰۱۴۶
In	۰/۰۱۴۹	۰/۰۰۶۳	۰/۰۰۸۴	۰/۰۱۷۸
La	۲/۶۳۳	۰/۲۹۸	۰/۱۶۷	۰/۴۱۱
Li	۸/۹۹۸	۲/۲۴۱	۴/۸۷۲	۴/۷۸۰
Lu	۰/۰۲۶۷۸	۰/۰۰۸۳	۰/۰۱۰۴۶	۰/۰۱۱۲
Mo	۰/۴۸۴	۰/۳۵۱	۱/۵۱۸	۱/۵۱۲
Nb	۵/۲۰۳	۰/۵۷۲	۰/۳۲۱	۰/۷۱۶
Nd	۲/۳۰۶	۰/۲۶۷	۰/۱۴۸	۰/۳۲۶
Ni	۱۷۷۲/۱۸	۲۰۶۶/۹	۱۷۰۷/۳۵	۱۷۱۲/۰
Pb	۲/۸۳۵	۰/۴۶۱	۰/۶۵۴	۱/۲۰۷

ادامه جدول ۲S.

	۱	۲	۳	۴
Pr	۰/۶۱۲	۰/۰۶۵	۰/۰۳۹	۰/۰۹۳
Rb	۳/۴۸۵	۰/۵۸۲	۰/۷۲۵	۰/۹۵۱
Sc	۱۲/۴۳۵	۸/۹۷۸	۱۹/۵۵۴	۱۹/۴۸۶
Sm	۰/۴۵۸	۰/۰۵۰	۰/۰۲۹	۰/۰۶۵
Sr	۱۹/۸۳	۹/۷۴	۹/۶۲	۱۲/۷۲
Ta	۰/۲۸۷	۰/۰۳۹	۰/۰۳۰	۰/۰۴۶
Tb	۰/۰۵۹۴	۰/۰۰۸۰	۰/۰۰۴۷	۰/۰۰۸۹
Th	۰/۶۲۱۸	۰/۰۸۳۹	۰/۰۴۲۴	۰/۱۰۷۹
Ti	۱۶۰۷/۴	۱۹۵/۴	۱۰۰/۴	۲۲۸/۴
Tm	۰/۰۲۶۳۳	۰/۰۰۵۸	۰/۰۰۷۱۰	۰/۰۰۹۲
U	۰/۳۳۱۶	۰/۰۴۴۳	۰/۰۲۱۵	۰/۰۵۱۸
V	۵۷/۵۸	۳۷/۷۲	۷۲/۳۵	۷۱/۲۶
W	۰/۳۹۱	۰/۲۱۴	۱/۱۵۸	۱/۱۰۳
Y	۱/۶۶۷	۰/۲۵۴	۰/۲۵۷	۰/۴۱۲
Yb	۰/۱۸۲۸	۰/۰۴۴۷	۰/۰۵۶۲	۰/۰۶۵۸
Zn	۴۴/۸	۴۵/۴	۳۴/۸	۳۵/۴
Zr	۲۰/۰۱	۲/۱۴	۱/۰۷	۲/۹۱

جدول ۳S. نتایج تجزیه نقطه ای کانی‌ها توسط دستگاه ریزکاونده الکترونی از نمونه‌های غرب ماکو. محاسبه کاتیون‌ها توسط نرم افزار AX انجام گرفته و مخفف N به معنی تعداد نقاط مورد تجزیه است.

	Ol N=41	Opx N=48	Cpx N=56	Spl N=40	Srp N=9
SiO ₂	۳۹/۸۵۸	۵۶/۴۳۷	۵۲/۹۶۰۵	۰/۰۷۷۵	۴۱/۷۰۲۶
TiO ₂	۰/۰۰۵		۰/۰۰۲۸	۰/۰۰۵۴	۰/۳۲۷
Al ₂ O ₃		۲/۰۳۶۸	۲/۳۸۴۱	۲۷/۹۱۸۵	۱/۳۶۹۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۹	۰/۶۱۰۵	۰/۹۸۶۹	۳۹/۸۱۹۲	۰/۵۶۱۹
NiO	۰/۴۹۴	۰/۰۴۹۹	۰/۰۴۶۵	۰/۰۵۵۲	۰/۰۴۷
FeO	۹/۴۹۸۹	۵/۹۷۶۸	۲/۱۸۵	۲۱/۰۵۳۴	۵/۸۴۱۲
MgO	۵۰/۱۰۳۶	۳۳/۷۵۶۸	۱۷/۲۸۹۷	۱۰/۴۳۹۷	۳۵/۵۷۰۴
MnO	۰/۱۳۵۱	۰/۱۳۲۱	۰/۰۷۳۲	۰/۰۳۴۹	۰/۱۵۷۲
CaO	۰/۰۳۴۷	۱/۴۲۲۸	۲۳/۸۳۴۹	۰/۰۴۶۹	۰/۲۸۵۵
K ₂ O		۰/۰۲۸۳	۰/۰۲۰۸	۰/۰۱۴۹	
Total	۱۰۰/۱۷۶۸	۱۰۰/۴۵۱	۹۹/۷۸۸۹	۹۸/۶۷	۸۵/۶۱۱۷
Si	۰/۹۸	۱/۹۴۱	۱/۹۳	۰/۰۰۳	۲/۰۱۵
Al		۰/۰۸۳	۰/۱۰۲	۰/۹۸۶	۰/۰۷۸
Cr		۰/۰۱۷	۰/۰۲۸	۰/۹۷۱	۰/۰۲۱
Fe ³⁺	۰/۰۱	۰/۱۷۲	۰/۰۶۷	۰/۰۳۸	
Fe ²⁺	۰/۱۸۶	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۵۱۳	۰/۲۳۶
Mn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۶
Mg	۱/۸۳۶	۱/۷۳	۰/۹۳۹	۰/۴۸۷	۲/۵۶۲
Ca	۰/۰۰۱	۰/۰۵۲	۰/۹۳۱	۰/۰۰۲	۰/۰۱۵
Total	۳/۰۱۵	۴	۴	۳	۴/۹۳۵
Mg #	۰/۹۰۴	۰/۹۲۷	۰/۹۳۴	۰/۴۹	۰/۹۲
Cr #		۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۵	

مطالعه رخساره‌های رسوبی سازند فراقان در میادین خلیج فارس و بررسی کیفیت مخزنی آنها با استفاده از لاگ‌های چاه‌پیمایی

ابراهیم سفیداری^(۱) و جواد امرایی^(۲)

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی نفت، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

۲. استادیار رسوب‌شناسی و سنگ‌های رسوبی، شرکت ملی نفت ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۵/۳۰

چکیده

سنگ‌های آواری از نظر ذخیره هیدروکربنی دارای اهمیت بالایی در مطالعات مخزنی می‌باشند. در سال‌های اخیر و به دنبال افزایش پی‌جویی‌ها و بهبود روش‌های اکتشافی، سنگ‌های آواری مربوط به پالئوزوئیک در سرتاسر خاورمیانه بخصوص کشورهای حاشیه خلیج فارس، اهمیت ویژه‌ای پیدا کرده است. مشخصات سنگ‌شناسی و محیط رسوبی این توالی از پارامترهای مهم، تاثیر گذار بر کیفیت مخزنی آنها می‌باشد. مطالعه حاضر به بررسی مشخصات رسوب‌شناسی و تعیین رخساره‌های سازند فراقان با استفاده از مطالعات رسوب‌شناسی در چهار چاه از میادین دور از ساحل کشور و انطباق آن با استفاده از مفهوم رخساره‌های لاگ در میادینی که تا فراقان حفاری شده‌اند پرداخته است. بر اساس مطالعات پتروگرافی حاصل از خرده‌های حفاری شش رخساره ماسه‌سنگ، ماسه گری وکی، گل‌سنگ قرمز، شیل سیاه و سبز، سنگ‌آهک و رخساره سنگ مختلط در چاه مغزه‌دار تشخیص داده شد و در چهار زیرمحیط رسوبی (همراهی رخساره‌ای) دشت ساحلی، محیط ساحلی، تدریجی و دور از ساحل تقسیم‌بندی شدند.

با استفاده از داده‌های موجود از لاگ‌های چاه‌پیمایی، شش رخساره لاگ در چاهی که رخساره‌های رسوبی آن استخراج شده بود مشخص شد. انطباق نتایج حاصل از رخساره‌های لاگ با رخساره‌های رسوبی و همراهی رخساره‌ها نشان می‌دهد، رخساره‌های لاگ استخراج شده انطباق مناسبی با رخساره‌های رسوبی دارند. رخساره لاگ یک دارای سنگ‌شناسی آهکی، رخساره لاگ دو و سه ماسه‌ای، رخساره لاگ چهار ماسه حاوی شیل، رخساره پنج شیلی و رخساره شش حاوی شیل‌های قرمز رنگ می‌باشد. گسترش رخساره‌های لاگ به چاه‌های فاقد مغزه حفاری شده در سازند فراقان نشان از تغییرات فراوانی این رخساره‌ها دارد و نشان‌دهنده تغییر جانی محیط رسوبی سازند فراقان است.

بررسی کیفیت مخزنی رخساره‌ها نشان می‌دهد، رخساره لاگ دو و چهار بهترین کیفیت مخزنی را دارا می‌باشند. رخساره‌های مذکور در بخش‌های فراقان دو (F2) و فراقان یک (F1) دارای بیشترین فراوانی می‌باشند. بنابراین می‌توان نتیجه‌گیری کرد، بهترین بازه از نظر کیفیت مخزنی در سازند فراقان به گستره دو و یک سازند اختصاص دارند.

واژه‌های کلیدی: سازند فراقان، رخساره‌های رسوبی، رخساره لاگ، کیفیت مخزنی.

مقدمه

رسوبات آواری پالئوزویک زاگرس برای اولین بار در کوه فراقان (Mollazal, 1965) و سپس در کوه گهکم مورد بررسی قرار گرفت (Szabo and Kheradpir, 1978). در سال ۱۹۷۱ کمیته ملی چین‌شناسی ایران، اسم فراقان را که کوهی در نزدیکی محل شناسایی اولیه این سازند است را برای این رسوبات انتخاب کرد. بعدها بر اساس مطالعات پالینولوژی سن پرمین زیرین برای این سازند مشخص شد (Ghavidel, Syooki, 1988, 1993, 1995, 1997, 2003).

سازند بیان شده در بخش‌های مختلفی از ایران در برش‌های بالای زمین و زیرزمینی نظیر اشترانکوه، زردکوه، چالیشه، کوه دینار، کوه گهکم، کوه سورمه، کوه فراقان، کوه سیاه، میدان سلمان، میدان گلشن و پارس جنوبی (امرائی و همکاران، ۱۳۹۷) مورد مطالعه قرار گرفت. با توجه به استخراج گاز و نفت سبک در سازندهای معادل فراقان در کشورهای حاشیه جنوبی خلیج فارس (Al-Dajani et al., 2000; Macdonald et al., 2010; Birkle et al., 2019; Khodayeva, 2024) و اثبات وجود هیدروکربور در سازند فراقان در میدین سلمان، گلشن و کیش، این سازند در مرکز توجه کارهای اکتشافی در میدین واقع در خلیج فارس قرار گرفت.

باوجود بررسی‌های روی زمینی (Zamanzadeh et al., 2009)، هنوز مطالعه جامعی بر روی مشخصات سنگ‌شناسی و کیفیت مخزنی این سازند در برش‌های زیرسطحی وجود ندارد (مهدی‌نیا و حرمی ۱۳۸۸، امرائی و همکاران، ۱۳۹۷). با توجه به جایگاه چین‌شناسی این سازند در زیر سازندهای کنگان و دالان که سنگ مخزن بزرگ‌ترین ذخیره‌گازی خاورمیانه در پارس جنوبی است و قرارگیری این سازند در بالای سازندهای شیلی سیاه و سرچاهان به‌عنوان سنگ منشأ هیدروکربورهای پارس جنوبی (Kamali and Rezaee, 2003)، انجام مطالعات سنگ‌شناسی و بررسی کیفیت مخزنی این سازند از اهمیت خاصی برخوردار است. به دلیل ماهیت سنگ‌شناسی این سازند (ماسه‌سنگ‌های فاقد سیمان) و همچنین عمق بسیار زیاد و چاه‌های نادر و هزینه بالا در حال حاضر داده‌های مغزه جامعی از این

سازند در میدین خلیج فارس وجود ندارد. بنابراین مهم‌ترین اطلاعات موجود از این سازند را می‌توان به خرده‌های حفاری و لاگ‌های چاه پیمایی اشاره کرد. از آنجایی که لاگ‌های چاه پیمایی ثبت پیوسته‌ای از سازند را در شرایط زیرسطحی ارائه می‌دهد بنابراین از اهمیت بالایی در مطالعات زمین‌شناسی نفت برخوردار می‌باشند. از طرف دیگر با استفاده از خرده‌های حفاری و تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی می‌توان رخساره‌های رسوبی اصلی سازند فراقان را شناسایی کرد. در این مطالعه با در نظر گرفتن عوامل بالا سعی شده مراحل کاری زیر انجام شود.

۱. بررسی رخساره‌های رسوبی سازند فراقان با استفاده از مقاطع نازک تهیه شده از سازند
۲. استخراج رخساره‌های لاگ با استفاده از لاگ‌های چاه‌پیمای موجود در چاهی که مطالعات رسوب‌شناسی دارد
۳. بررسی ارتباط بین رخساره‌های لاگ و رخساره‌های رسوبی در چاه مغزه و خرده حفاری دار
۴. گسترش رخساره‌های رسوبی به چاه‌های موجود از میدین دیگر با استفاده از مفهوم رخساره لاگ
۵. بررسی کیفیت مخزنی رخساره‌های لاگ با استفاده از نتایج حاصل از ارزیابی‌های پتروفیزیکی

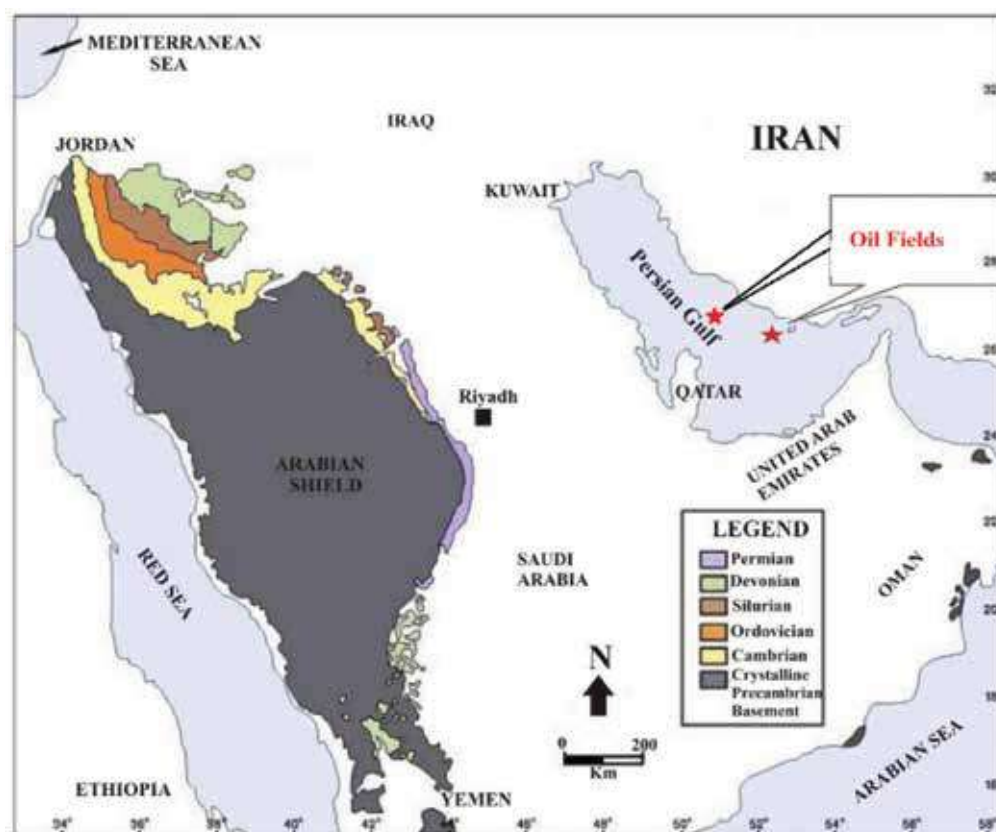
زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

گسترش جغرافیایی سنگ‌های پرمین ایران بسیار زیاد است و این باور وجود دارد که در زمان کربنیفر پسین یا پرمین پیشین، با آرام گرفتن رخدادهای زمین‌ساختی هرسی‌نین و حرکت‌های رو به پایین زمین، شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا فراهم آمده است (Zamanzadeh et al., 2009). به‌گونه‌ای که بسیاری از فرابوم‌های قدیمی در شمال آذربایجان، البرز، ایران مرکزی، سهند-سیرجان و زاگرس با دریای کم‌ژرفا و پیشرونده پرمین پوشیده شدند. بنابراین، سنگ‌های پرمین را می‌توان روی ردیف‌های گوناگون کربنیفر، دونین، سیلورین، اردوئین و کامبرین مشاهده کرد. رسوبات پرمین ایران نشانگر سه چرخه بزرگ رسوبی است و هر چرخه با رخساره‌های آواری پیشرونده آغاز و با افزایش ژرفا، ردیف‌های کربناتی آهکی-دولومیتی تشکیل و

C و D به میدان گلشن اختصاص دارند. در مطالعه حاضر چاه A به صورت کامل سازند فراقان را حفاری کرده است. سازند بیان شده زیر سازند دالان (با تناوب ماسه لیتیکدار) به صورت پیوسته و بالای سازند زاگین (دونین پسین) به صورت ناپیوستگی فرسایشی قرار دارد. لیتولوژی سازند فراقان در چاه مورد مطالعه بیشتر شامل ماسه سنگ و شیل است و در بخش های بالا و پایین مقداری کربنات نیز دارد. مرز پایینی سازند فراقان با یک ناپیوستگی مشخص می شود و روی رسوباتی به سن دونین قرار دارد و مرز بالایی سازند فراقان با کربنات های سازند دالان تدریجی است.

در نهایت با نهشته های آواری پسرونده به اتمام می رسند. سازند ماسه سنگی فراقان در حال حاضر واحد سنگ چینه ای ردیف های پیشرونده پرمین پیشین است (Ghavidel-Syooki, 1995). در گذشته این سازند را به سن پرموکرئونفر و زمانی نیز به ردیف های دونین نسبت می دادند اما مطالعه پالینومورف های این سازند نشان داد این نهشته ها معرف ساکمارین (پرمین زیرین) هستند (Ghavidel-Syooki, 1988).

مطالعه حاضر بر روی چهار چاه حفاری شده تا سازند فراقان، در منطقه دور از ساحل ایران انجام گرفت (شکل ۱). چاه های A و B مربوط به میدان پارس جنوبی و چاه های



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی میدانی مورد مطالعه (Al-Ghazi, 2007)

روش مطالعه

موجود از چاه A در بازه های یک متری ۲۴۵ مقطع نازک به منظور مطالعات رسوب شناسی تهیه شد. در سه چاه دیگر که تا سازند فراقان حفاری شده اند فقط لاگ های چاه پیمایی موجود است (جدول ۱). مطالعه حاضر در دو مرحله انجام

این مطالعه بر اساس داده های موجود از چهار چاه اکتشافی که تا سازند فراقان حفاری شده اند انجام گرفته است. در چاه A سازند فراقان با ضخامت ۲۴۵ متر به صورت کامل حفاری شده است. در ابتدا از مغزه و خرده های حفاری

گرفت در مرحله اول با استفاده از مقاطع نازک تهیه شده، رخساره‌های رسوبی در چاه A استخراج شد. در مرحله بعد با استفاده از روش خوشه‌سازی مبتنی بر گراف رخساره لاگ در چاه A استخراج شد. در ادامه بین رخساره‌های رسوب‌شناسی و رخساره‌های لاگ انطباق برقرار شد. کیفیت مخزنی هر یک از رخساره‌های استخراج شده با استفاده از

جدول ۱. شماره چاه‌ها و اطلاعات موجود از آنها در این مطالعه

Well name	core	cutting	Log data
Well A	✓	✓	✓
Well B	-	✓	✓
Well C	-	✓	✓
Well D	-	✓	✓

خوشه‌های مختلف، چندین افت محسوس دیده می‌شود و مربوط به جدایش خوشه‌های مختلف می‌باشند. شماره مربوط به این تغییرات ناگهانی به‌عنوان تعداد خوشه‌های بهینه در نظر می‌گیرند. مزیت این روش نسبت به روش‌های دیگر این است که تعداد خوشه‌های بهینه در طی یک مطالعه را به کاربر پیشنهاد می‌کند، همچنین کاربر می‌تواند روی انتخاب، ترکیب کردن و تفکیک کردن یک خوشه به خوشه‌های مجزا کنترل داشته باشد.

بحث

رخساره‌های رسوبی

بر اساس عواملی از قبیل بافت، ساخت رسوبی، فرم هندسی، محتوای فسیلی و سنگ‌شناسی در چاه مورد مطالعه شش پتروفاسیس براساس داده‌های سنگ‌شناسی و توصیف مغزه برای سازند فراقان معرفی شده‌اند. رخساره‌های بیان شده در چهار زیر محیط رسوبی متفاوت تقسیم‌بندی شدند که در زیر مشخصات آنها به تفصیل آورده شده است. رخساره ماسه‌سنگ (PF1) در بررسی‌های میکروسکوپی این رخساره شامل کوارتز آرنایت با جورشدگی خوب تا بد مشاهده می‌شود. دانه‌های کوارتز از نظر شکل دارای گردشدگی خوب تا نیمه گرد هستند و نشان‌دهنده انرژی بالا و حمل زیاد این قطعات است. به‌طور کلی نبود کانی‌های رسی، نشانگر انرژی بالا و سرعت رسوب‌گذاری آهسته محیط ته‌نشینی را نشان می‌دهد (شکل ۲-الف).

روش خوشه‌سازی مبتنی بر گراف

در روش خوشه‌سازی مبتنی بر گراف، در ابتدا با استفاده از تراکم داده‌ها تعداد خوشه‌های بهینه با استفاده از مفهوم شاخص هم‌جواری تعیین می‌شود (Sfidari et al., 2012؛ 2014). شاخص هم‌جواری از رتبه هر داده نسبت به داده مورد نظر (x) به دست می‌آید. برای مثال رتبه داده y نسبت به x برابر است با:

$$D(y) = \exp(-m/k) \quad (1)$$

که در آن m شماره نقطه به ترتیب فاصله (نزدیک‌ترین نقطه به نقطه مورد نظر شماره یک، نقطه بعدی شماره دو و به همین ترتیب) و k تعداد نقاط مورد بررسی می‌باشد. بدین صورت داریم:

$$s_{min} = \min_{i=1,N} \{s(x_i)\}, \quad s_{max} = \max_{i=1,N} \{s(x_i)\}, \quad s(x) = \sum_{i=1}^k \delta(x) \quad (2)$$

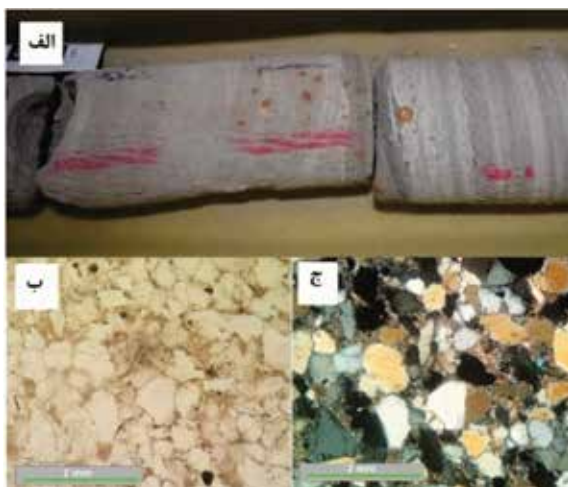
$$NI(x) = S(x) - S_{min} / S_{max} - S_{min} \quad (3)$$

با توجه به این‌که در این روش به‌جای استفاده از فاصله مطلق از رتبه سایر داده‌ها استفاده می‌شود، شاخص هم‌جواری به تراکم داده‌ها در اطراف داده مورد نظر بستگی دارد. با استفاده از عدد مربوط به شاخص هم‌جواری، "شاخص نمایانگر متمرکز" برای دو خوشه تعریف می‌شود.

$$KRI(x) = m * NI(x) * D(x, y) \quad (4)$$

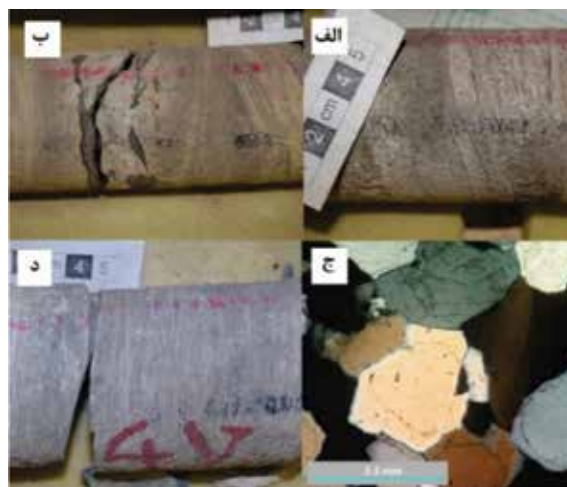
که در آن $D(x, y)$ فاصله بین دو نقطه x و y در داخل خوشه‌ها می‌باشد. در روندی کلی کاهشی KRI در مقایسه

ماسه خیلی ریز تا خیلی درشت متغیرند و وجود خمیره رسی همراه با ذرات در اندازه سیلت یک طیف پیوسته از ذرات از اندازه رس تا ماسه خیلی درشت را در این رخساره شکل می‌دهد. این طیف وسیع ذرات منجر به جورشدگی بد در این رخساره شده است. ذرات کوارتز از نظر شکل گرد شده تا نیمه زاویه‌دار هستند. پیوستگی ذرات از نظر اندازه، جورشدگی و گردشدگی نشان از ارتباط زایشی آنها دارد. در مطالعات ماکروسکوپی بر روی مغزه این رخساره ماسه‌سنگ گری وکی است و اندازه دانه‌های آنها از خیلی ریز تا خیلی درشت تغییر می‌کند و دارای مقادیر قابل توجهی خمیره رسی و سیلتی است. حضور مقادیر زیاد خمیره رسی باعث رنگ تیره‌تر آن در مقایسه با رخساره قبلی (PF1) شده است. حضور زیاد خمیره نشان‌دهنده انرژی پایین‌تر محیط رسوب‌گذاری آن نسبت به رخساره قبلی می‌باشد. طبقه‌بندی مورب غالب‌ترین ساخت رسوبی این رخساره است و عموماً از نوع کم شیب است (شکل ۳-الف)، بنابراین جریان‌های ایجادکننده این رخساره یک‌طرفه و با انرژی کمتر نسبت به رخساره قبلی است. وجود لامینه‌های شیلی در مواردی لایه‌بندی فلاسر در آن ایجاد کرده است و نشانگر دوره‌های آرامش جریان در محیط است. از مجموعه این مطالب می‌توان شرایط رسوب‌گذاری در اثر جزر و مد را برای محیط رسوب‌گذاری آن نتیجه گرفت.



شکل ۳. الف) ساخت طبقه‌بندی مورب همراه با لامینه‌های گل در رخساره ماسه گری وکی، ب) تصویر میکروسکوپی از رخساره کوارتز وکی با کوارتز نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد و زمینه کانی‌های رسی نور طبیعی و خ) نور پلاریزه

در بررسی‌های ماکروسکوپی شامل ذرات کوارتزی در اندازه ماسه ریز تا گراول است. گاه لامینه‌های شیلی در بین این افق‌های ماسه‌ای دیده می‌شود و کنده شدن این لامینه‌ها قطعات گلی را به وجود آورده است و گاهی همراه لامینه شیلی درون ماسه‌سنگ‌های این رخساره دیده می‌شوند (شکل ۲-ب). ساخت رسوبی متداول در این رخساره شامل لایه‌بندی مورب با شیب کم است (شکل ۲-ج) و در مواردی با حضور کانی‌های سنگین در سطوح لامینه‌ها به راحتی قابل مشاهده است. این موضوع نشان‌دهنده شرایط ساحلی می‌باشد. از دیگر ساخت‌های این رخساره می‌توان به لایه‌بندی موازی اشاره کرد. همچنین در مواردی که لامینه‌های شیلی حضور دارند با ماسه‌سنگ‌ها لایه‌بندی فلاسر تشکیل داده‌اند (شکل ۲-د) و محیطی با انباشت رسوب متنوع و نوسان انرژی قابل توجه را دلالت می‌کنند. سطح فرسایشی در بخش‌هایی از این رخساره ماسه‌سنگی به‌ویژه در مرز بین افق‌های ماسه‌ای و شیلی دیده می‌شود.



شکل ۲. الف) ساخت لایه‌بندی مورب در رخساره ماسه‌سنگی، ب) تصویر میکروسکوپی از رخساره ماسه‌سنگی، حضور قطعات شیلی داخل ماسه‌سنگ، ج) رخساره کوارتز آرنایت، دانه‌های چارچوب‌ساز کوارتز با گردشدگی خوب و سیمان سیلیسی هم‌محور می‌باشد (نور پلاریزه)، د) رخساره ماسه‌سنگی که در آن تناوب لایه‌های ماسه‌ای و لامینه‌های ظریف شیل به‌خوبی مشخص است

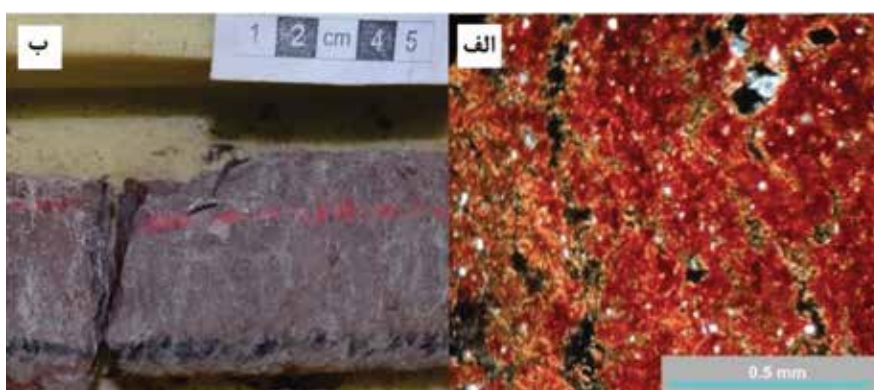
رخساره ماسه گری وکی (PF2) به‌صورت کوارتز وکی

با خمیره متفاوت رسی است (شکل ۳-الف). در بعضی از موارد دانه‌های کوارتز در خمیره رسی شناور هستند و در مواردی نیز خمیره فضای بین دانه‌های کوارتز را پر کرده است (شکل ۳-ب و ج). دانه‌های کوارتز از نظر اندازه از

رس سنگ تا سیلتستون و سیلتستون ماسه‌ای، می‌توان گفت انرژی محیط رسوب‌گذاری در آن در حال تغییر است و شرایط مشابه دشت سیلابی هستند.

در بررسی مشخصات ماکروسکوپی این رخساره جزء رخساره‌های دانه‌ریز طبقه‌بندی می‌شود. در بعضی از موارد، تناوب گل و ماسه به آن ماهیت فلاسر داده است (شکل ۴-ب). این ساخت نشان‌دهنده زیر محیط جزرو مدی با برتری نهشته‌های گلی است. مهم‌ترین شاخصه این رخساره رنگ قهوه‌ای و فراوانی قطعات آواری گل در آن است.

رخساره گل‌سنگ قرمز (PF3) در مطالعات میکروسکوپی به‌صورت رس سنگ و سیلتستون‌هایی است که با نسبت‌های متفاوتی باهم اختلاط یافته‌اند. حضور اکسیدهای آهن رنگ قرمز به آن داده است (شکل ۴-الف). در برخی رس سنگ‌ها دانه‌های پراکنده سیلت و گاه ماسه‌ریز و خیلی ریز مشاهده می‌شود، فراوانی‌های مختلفی دارند. سیلتستون‌ها نیز چنین وضعیتی مشاهده می‌شود به‌گونه‌ای که گاه وجود ماسه‌های ریز و خیلی ریز پراکنده ماهیت سیلتستون ماسه‌ای ایجاد کرده است. با توجه به تغییرات بافتی در این رخساره از



شکل ۴. الف) تصویر میکروسکوپی از پتروفاسیس رس سنگ حاوی کوارتز (نور پلاریزه)، ب) تصویر ماکروسکوپی از رخساره گل‌سنگ قرمز با فراوانی قطعات آواری گل در آن، سازند فراقان

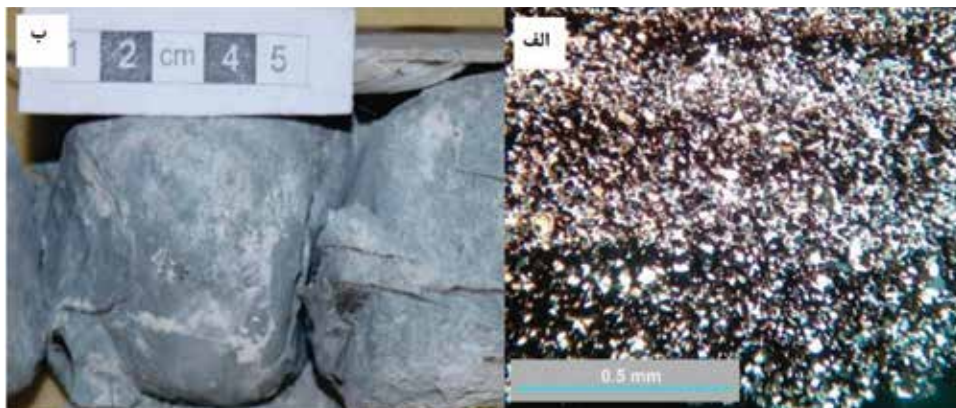
دیاژنزی بعدی دارد.

رخساره سنگ آهک (PF5) حاوی گل‌سنگ آهکی است که نسبت به رخساره‌های قبلی فراوانی کمتری دارد. در زیر میکروسکوپ به‌صورت مادستون آهکی مشاهده می‌شود. طی تدفین عمیق تبلور مجدد یافته و درشت بلورتر شده است. در برخی مقاطع درون گل‌سنگ‌های آهکی بلورهای ریز و پراکنده کوارتز وجود دارند. با توجه به سنگ‌شناسی این رخساره می‌توان آن را به بخش‌های دور از ساحل نسبت داد که در اثر جریان‌های آواری نبوده است (شکل ۶).

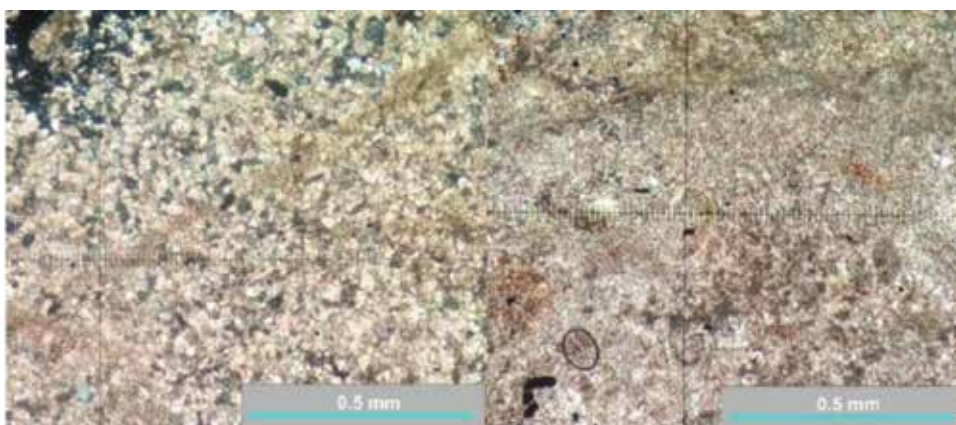
رخساره سنگ مختلط (PF6) شامل سنگ‌های آهکی می‌شود که بیش از ۳۰ درصد دانه‌های آواری کوارتز دارند و در مطالعات مغزه بسیار شبیه ماسه سنگ است به‌گونه‌ای که تمایز آن‌ها گاهی مشکل است. بخش کربناته آن بیشتر گل کربناته است و سپس طی دیاژنزی تبلور مجدد یافته و درشت‌بلور شده است. حضور دانه‌های آواری کوارتز درون گل‌های آهکی دلالت بر کم‌عمق بودن رخساره بیان شده

رخساره شیل سیاه و سبز (PF4) در زیر میکروسکوپ به‌صورت رس سنگ و سیلتستون‌های خاکستری تا سیاه رنگ دیده می‌شود. در واقع دانه‌های پراکنده سیلتی در رس و ذرات در اندازه ماسه کوارتزی در سیلتستون به آن‌ها ماهیت رس سیلتی و سیلت‌های ماسه‌ای داده است (شکل ۵-الف). این رخساره در محیطی با انرژی پایین نهشته شده است. این رسوبات با وجود آواری بودن در یک محیط احیا نهشته شده‌اند، می‌توان آن را به محیط‌های دریایی دور از ساحل و یا شرایط محیطی نیمه بسته مانند لاگون نسبت داد.

در مشاهدات مغزه به‌صورت شیل‌هایی است که برخلاف رخساره قبلی رنگ آنها سبز و سیاه می‌باشد (شکل ۵-ب). رنگ سبز و سیاه شیل‌ها دلالت بر نبود اکسیژن برای اکسیداسیون مواد آلی (مواد آلی و Fe^{2+}) دارد. بنابراین، شیل‌ها در محیطی احیایی ته‌نشین شده‌اند و در آن آهن‌های دو ظرفیتی سپس در شکل‌گیری پیریت شرکت کرده‌اند. این رخساره دلالت بر شرایطی احیا در محیط رسوبی و محیط



شکل ۵. الف) تصویر میکروسکوپی از رخساره سیلتستون، ب) ذرات سیلتی کوارتز در زمینه کانی‌های رسی و بلورهای ریز پیریت‌های درجا (بخش‌های تیره)، (نور پلاریزه)، تصویر مغزه نهشته شیلی سازند فراقان



شکل ۶. تصویر میکروسکوپی از گل‌سنگ آهکی، بخشی از آن توسط گل‌سنگ کربناته تبلور مجدد یافته و درشت‌بلور شده است

دارد. به نظر می‌رسد رخساره بیان شده در قسمت دور از ساحل تشکیل شده و به به‌طور متناوب از خشکی تغذیه شده است. سنگ‌های مختلط در آن دارای دو منشأ آواری و شیمیایی است. دانه‌های کوارتز با منشأ آواری و محیطی شده‌اند که رسوبات کربناته (عمدتاً گل‌سنگ کربناته) در حال ته‌نشست بوده است. در اکثر موارد، دانه‌های کوارتز با گرد شدگی خوب در زمینه بلورهای درشت سیمن کربناته شناور هستند (شکل ۷).



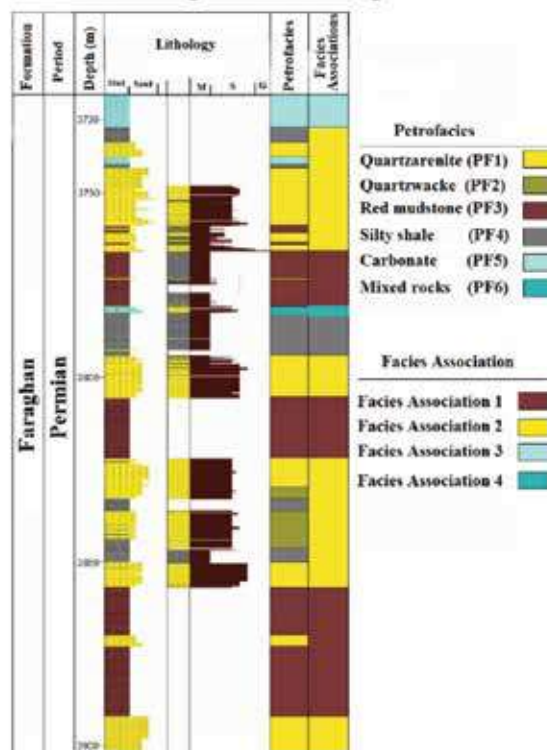
شکل ۷. الف) تصویر میکروسکوپی از رخساره سنگ‌های مختلط در نور پلاریزه، ب) دانه‌های کوارتز در زمینه میکرایتی به‌صورت شناور هستند و بعدها طی دیاژنز تبلور مجدد یافته است (نور طبیعی)

مجموعه‌های رخساره‌ای

رخساره‌های معرفی شده در چهار زیرمجموعه محیطی با عنوان مجموعه‌های رخساره‌ای در ادامه تفکیک شده‌اند.

مجموعه رخساره‌ای زیر محیط دشت ساحلی این مجموعه رخساره‌ای از رخساره‌های گل‌سنگ قرمز (PF3) و ماسه‌سنگ (PF1-PF2) تشکیل شده است. نهشته‌های قرمز-قهوه‌ای رنگ از یک محیط اکسیدان حکایت دارند و نشان‌دهنده رخنمون یافتن رسوبات است. با توجه به بررسی‌های انجام شده، این مجموعه رخساره‌ای به دشت ساحلی نسبت داده می‌شود (شکل ۸).

مجموعه رخساره‌ای زیر محیط ساحلی این مجموعه از رخساره‌های شیل (PF4) و ماسه‌سنگ (PF1-PF2) تشکیل شده است. حضور رخساره ماسه‌سنگی از نوع کوارتز آرنایت که نشان‌دهنده انرژی بالای محیط می‌باشد و لامینه‌های شیل (معرف شرایط آرام)، شرایط محیط ساحلی برای آن پیشنهاد می‌شود. رخساره کوارتز وکی در حدفاصل کوارتز آرنایت‌ها و شیل‌ها نهشته شده است (شکل ۸).



شکل ۸. ستون سنگ‌شناسی، رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای سازند فراقان

مجموعه رخساره‌ای زیر محیط تدریجی این مجموعه از رخساره‌های شیلی (PF4) و ماسه‌ای (PF1) تشکیل شده است. مشخصات رسوب‌شناسی آن معرف زیر محیط زون گذر تدریجی به محیط‌های دور از ساحل است. به صورتی که بیشترین ضخامت این مجموعه شامل شیل‌ها و مقدار کمتر رخساره‌های ماسه‌ای می‌باشد (شکل ۸).

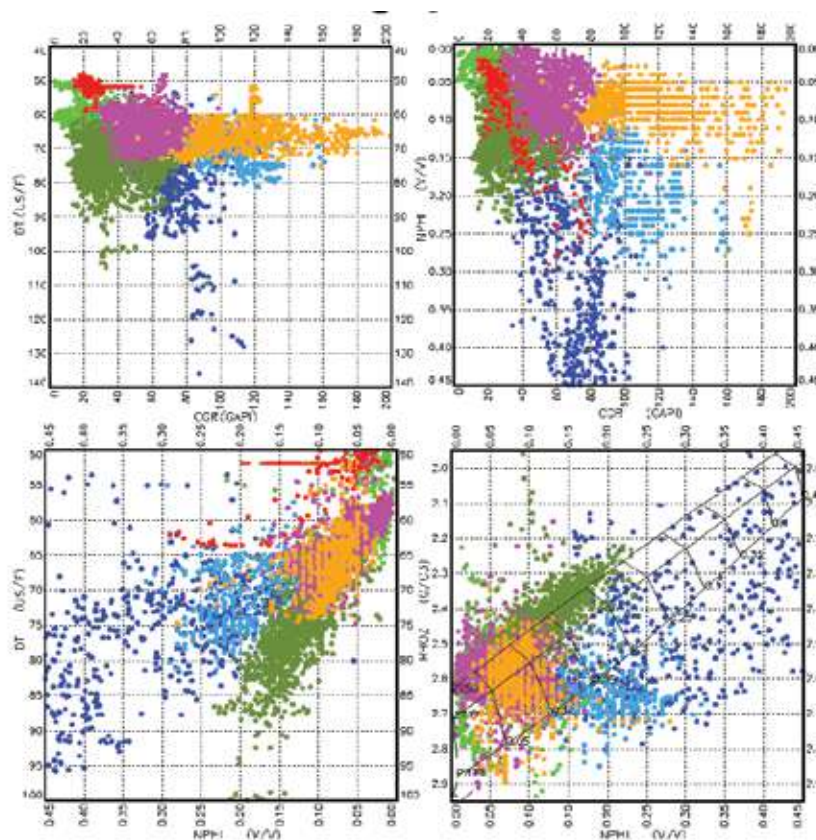
مجموعه رخساره‌ای زیر محیط دور از ساحل این مجموعه رخساره‌ای از رخساره‌های کربنات (PF5) و مختلط (PF6) تشکیل شده است و نشان‌دهنده محیطی عمیق با گردش جریان محدود است. با توجه به مشخصات رسوب‌شناسی و همبستگی رخساره‌ها، این مجموعه می‌تواند در گستره دور از ساحل، رسوب‌گذاری کند. رخساره مختلط به دلیل ورود ماسه‌ها به این زیر محیط تشکیل شده‌اند (شکل ۸).

رخساره‌های لاگ

در یک ارزیابی خوشه‌ای، اولین مرحله انتخاب متغیرهای است که قرار است با سنجش فاصله آنها در ابعاد مختلف (ابعاد داده‌ها برابر با تعداد متغیرها) خوشه‌سازی انجام شود (Kalhori et al., 2024). در این مطالعه لاگ‌هایی که بیشترین تاثیر را از سنگ‌شناسی، محیط رسوبی و کیفیت مخزنی داشتند به عنوان ورودی‌های خوشه‌سازی مورد استفاده قرار گرفتند. بنابراین نگارهای گاما به دلیل تاثیرپذیری از محیط رسوبی و حجم شیل، نگارهای تخلخل شامل نوترون، چگالی و صوتی برای شناسایی سنگ‌شناسی و تخلخل و همچنین نگار فتوالکتریک برای شناسایی سنگ‌شناسی در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفتند. مرحله بعد از انتخاب ورودی‌ها، انتخاب خوشه بهینه می‌باشد. اگر تعداد ورودی‌ها محدود باشد، می‌توان با پلات‌های متقاطع دوبعدی و سه‌بعدی و مقایسه آنها با همدیگر، توزیع فضایی داده‌ها را مشخص و تعداد خوشه بهینه را انتخاب کرد، ولی اگر تعداد متغیرهای ورودی بیش از سه مشخصه باشد، دیگر نمی‌توان از این پلات‌های متقاطع برای مشخص شدن توزیع فضایی داده‌ها استفاده کرد. در این حالت روش‌های مختلفی وجود دارد که به کمک آنها و با محاسبه فاصله داده‌ها در ابعاد مختلف و با الگوریتم‌های

دیگر رسید و ادامه کار را بر اساس آن انجام داد. در آخر پس از انتخاب تعداد خوشه‌های بهینه در چاه مغزه‌دار، خوشه‌سازی بر اساس روشی که در بالا توضیح داده شد انجام گرفت. تصاویر متقاطع دوبعدی خروجی حاصل از خوشه‌سازی در شکل ۹ نشان داده شده است. همچنین جدول ۱ سنگ‌شناسی، تخلخل مفید حاصل از ارزیابی‌های پتروفیزیکی، میانگین هر یک از متغیرهای ورودی برای خوشه‌سازی و رنگ اختصاص داده شده برای هر رخساره در این مطالعه و در ادامه کار را نشان می‌دهد.

مشخص می‌توان تعداد خوشه بهینه را انتخاب کرد. در این مطالعه بر اساس تلفیقی از روش‌های مختلف و با در نظر گرفتن ویژگی‌های زمین‌شناسی سازند مورد مطالعه شش خوشه به عنوان تعداد خوشه‌های بهینه انتخاب شد. از طرف دیگر روش خوشه‌سازی تفکیکی مبتنی بر گراف، شماره‌های خاصی را به عنوان تعداد خوشه بهینه پیشنهاد می‌دهد. بنابراین می‌توان با در نظر گرفتن توزیع و پراکندگی داده‌ها در گروه‌های مختلف تعداد خوشه‌ها را با هم ترکیب کرد تا به عدد مورد نظر (شش خوشه) به دست آمده از روش‌های



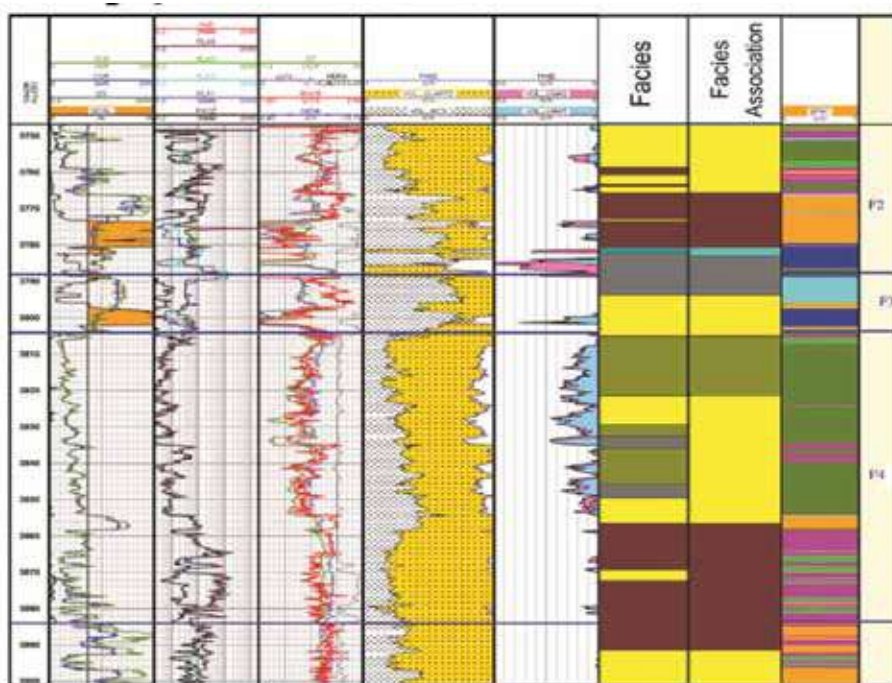
شکل ۹. رسم دو بعدی نگار گاما در مقابل سرعت صوت (بالا چپ)، گاما در مقابل نوترون (بالا راست)، تخلخل نوترون در مقابل سرعت صوت (پایین سمت چپ) و نوترون در مقابل چگالی (پایین سمت راست) در تمام چاه‌ها به صورت پیوسته

جدول ۱. سنگ‌شناسی، تخلخل مفید، میانگین متغیرهای ورودی خوشه‌سازی و رنگ اختصاص داده شده به رخساره

Facies	COLOR	Lithology	GR	DT	NPHI	RHOB	(/) PHIE	Petrofacies
Facies_1		lime	۲۱/۱۷	۵۷/۵۳	۰/۰۴	۲/۶۲	۰/۰۴	PF-5
Facies_2		Sand, Shale	۳۴/۷۰	۷۴/۷۰	۰/۱۲	۲/۴۲	۰/۱۲	PF-1
Facies_3		Sand Shale	۵۵/۷۹	۶۴/۵۱	۰/۰۷	۲/۵۹	۰/۰۰۴	PF4
Facies_4		Shale, Sand	۶۹/۰۸	۷۷/۶۸	۰/۳۱	۲/۳۱	۰/۱۰	PF-2
Facies_5		Shale	۱۰۵/۴۷	۷۰/۶۰	۰/۱۹	۲/۶۴	۰/۰۰۳	PF-4,6
Facies_6		Read Shale	۱۱۶/۳۰	۶۶/۰۵	۰/۰۸	۲/۶۲	۰/۰۰۸	PF-3

نازک حاصل از خرده‌های حفاری مشخص شده‌اند را نشان می‌دهد. انطباق خوبی بین رخساره‌های لاگ استخراج شده و رخساره‌های مغزه دیده می‌شود. از طرف دیگر می‌توان بین زیر محیط‌های مشخص شده در چاه A و رخساره‌های لاگ انطباق خوب مشاهده کرد. در ادامه با توجه به انطباق قابل قبول بین رخساره‌های استخراج شده از لاگ با مغزه، می‌توان در بقیه چاه‌های موجود از میدینی که تا فراقان حفاری شده‌اند و دارای لاگ چاه پیمایی هستند ولی فاقد داده مغزه می‌باشند روش ارائه شده را گسترش داد. در ادامه لاگ‌های چاه‌پیمایی موجود از هر چهار چاه به صورت یک فایل واحد درآمده و روش معرفی شده بر روی آنها اجرا شد. شکل ۱۲ نتیجه انطباق حاصل از رخساره‌های لاگ را در چهار چاه مورد مطالعه نشان می‌دهد.

در مرحله بعد بین رخساره‌های لاگ استخراج شده و رخساره‌های زمین‌شناسی در چاه مغزه‌دار انطباق برقرار شد. بر اساس انطباق انجام شده در اکثر موارد رخساره لاگ شماره یک با لیتولوژی کربناته معادل رخساره زمین‌شناسی پنج و شش (رخساره سنگ‌آهک و رخساره مختلط)، رخساره‌های لاگ شماره دو و سه با لیتولوژی شیل و شیل ماسه‌ای معادل رخساره زمین‌شناسی چهار (شیل سیاه و سبز)، رخساره لاگ چهار با لیتولوژی ماسه معادل رخساره زمین‌شناسی یک (رخساره ماسه‌سنگی) رخساره لاگ شماره پنج با لیتولوژی شیل ماسه‌ای معادل رخساره زمین‌شناسی شش (رخساره گل‌سنگ قرمز) می‌باشند. شکل ۱۰ این انطباق را در چاه مغزه‌دار و شکل ۱۱ این انطباق را در چاهی که رخساره‌های زمین‌شناسی بر اساس مقاطع

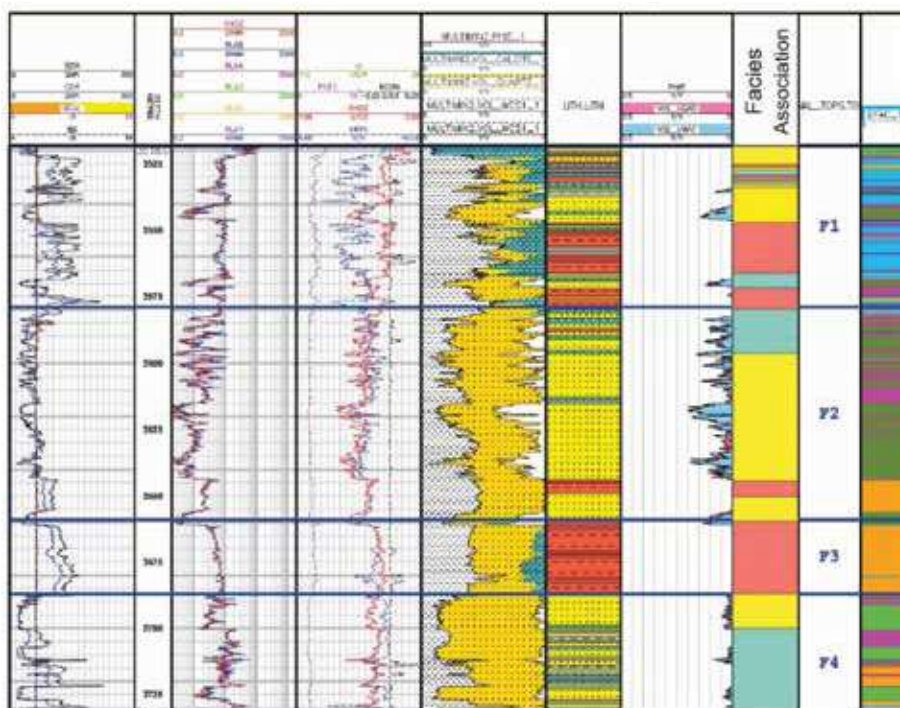


شکل ۱۰. انطباق بین رخساره‌های زمین‌شناسی با رخساره‌های لاگ استخراج شده از لاگ‌های چاه‌پیمایی در چاه A

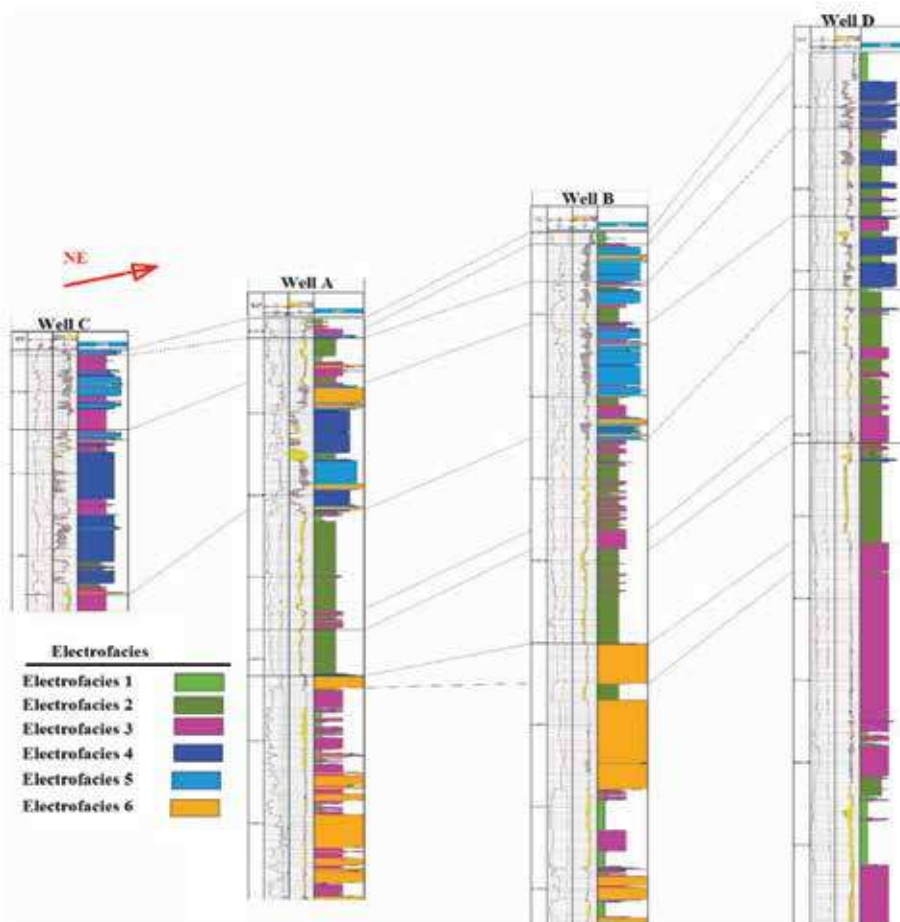
کیفیت مخزنی رخساره‌های معرفی شده

مناسب‌تری نسبت به بقیه رخساره‌های شناسایی شده برخوردار می‌باشند. میانگین تخلخل مفید برای رخساره‌های استخراج شده در شکل ۱۴ دیده می‌شود. بر اساس شکل ۱۴، این مقدار برای رخساره‌های دو و چهار بالاتر از ۱۰ درصد می‌باشد.

انطباق دوبعدی رخساره‌ها در شکل ۱۲ نشان داده شده است. شکل ۱۳ نمودار دوی بعدی آب اشباع شدگی در مقابل تخلخل حاصل از نتایج ارزیابی پتروفیزیکی را برای رخساره‌های معرفی شده نشان می‌دهد. بر اساس مشاهدات موجود، رخساره‌های دو و چهار از کیفیت مخزنی

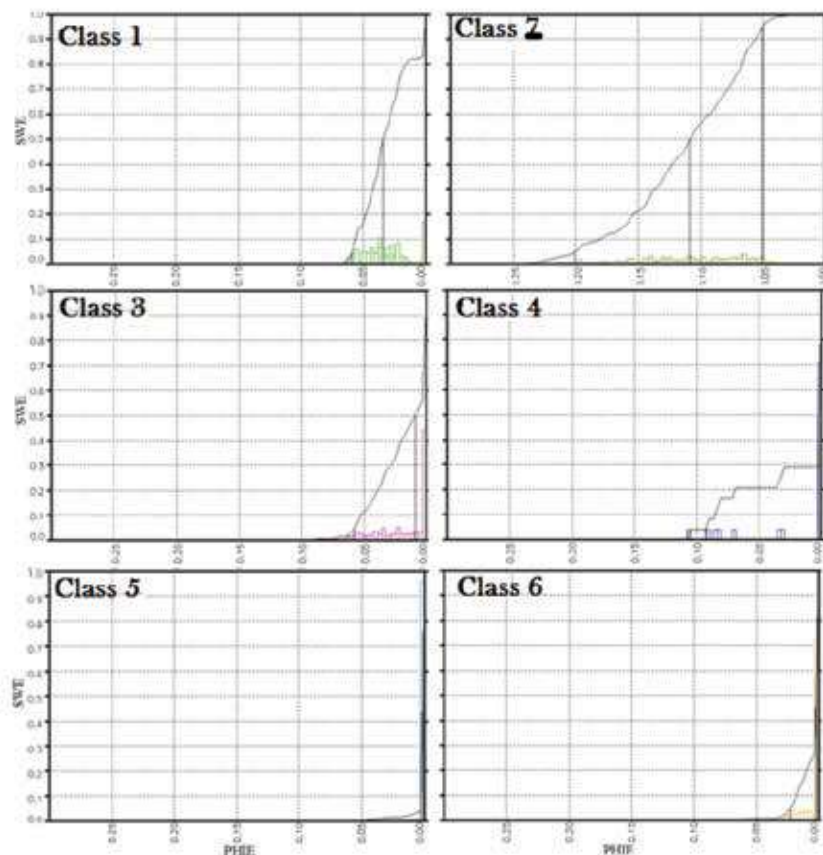


شکل ۱۱. انطباق بین رخساره‌های زمین‌شناسی با رخساره‌های لاگ استخراج شده از لاگ‌های چاه‌پیمایی در چاه B

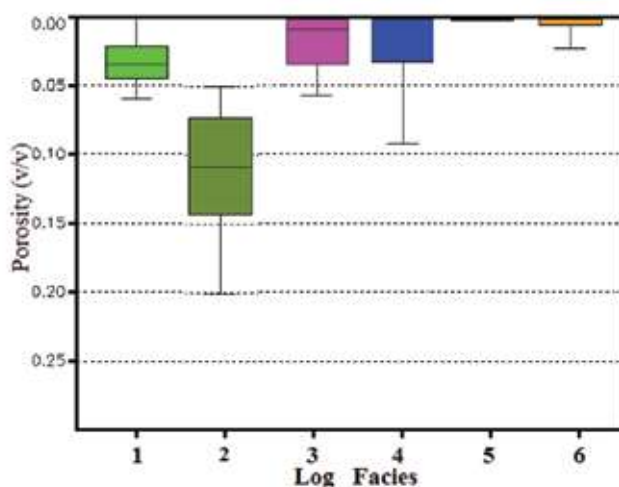


شکل ۱۲. انطباق بین رخساره‌های لاگ استخراج شده از لاگ‌های چاه‌پیمایی در چهار چاه حفاری شده تا سازند فراقان

رخساره‌های یک، سه و شش دارای تخلخل مفید کمتر از پنج درصد را دارا می‌باشند. بنابراین می‌توان گفت که هر کجا رخساره‌های دو و چهار دیده شوند مستعد کیفیت مخزنی می‌باشند. با نگاه به گسترش عمودی این رخساره‌ها در چاه‌های مورد مطالعه می‌توان دید که رخساره‌های دو و چهار در زون‌های یک و دو سازند فراقان یعنی زونی که رخساره زمین‌شناسی ماسه‌سنگی کوارتز آرنایتی گسترش دارد از فراوانی بالایی برخوردار می‌باشند. بنابراین بهترین زون مخزنی در تمام چاه‌ها در سازند فراقان را می‌توان زون دو و بعد از آن زون یک در نظر گرفت.



شکل ۱۳. نمودار گستره تغییرات تخلخل مفید در مقابل آب اشباع‌شدگی در رخساره‌های مختلف در چاه SPD1-14



شکل ۱۴. گستره تغییرات تخلخل مفید در رخساره‌های لاگ معرفی شده در چاه‌های مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

این مطالعه به بررسی رسوب‌شناسی و تعیین رخساره‌های رسوبی سازند فراقان در چهار چاه حفاری شده تا این سازند در میادین خلیج فارس پرداخته است. با استفاده از مطالعات مغزه، مقاطع نازک و خرده‌های حفاری شش رخساره ماسه‌سنگ، ماسه گری وکی، گل‌سنگ قرمز، شیل سیاه و سبز، سنگ آهک و رخساره سنگ مختلط در چهار محیط رسوبی دشت ساحلی، محیط ساحلی، تدریجی و دور از ساحل برای این سازند معرفی شد.

بر اساس روش خوشه‌سازی مبتنی بر گراف شش رخساره لاگ در چاه مغزه‌دار و دارای لاگ چاه پیمایی معرفی شد. بین رخساره‌های لاگ معرفی شده و رخساره‌های زمین‌شناسی در چاه مغزه‌دار انطباق برقرار شد. انطباق نتایج حاصل از رخساره‌های لاگ با رخساره‌های رسوبی و همراهی رخساره‌ها نشان می‌دهد، رخساره لاگ یک دارای سنگ‌شناسی آهکی، رخساره لاگ دو و سه ماسه‌ای، رخساره لاگ چهار ماسه حاوی شیل، رخساره پنج شیلی و رخساره شش حاوی شیل‌های قرمز رنگ می‌باشد.

روش ارائه شده برای تعیین رخساره‌های لاگ به چاه‌های حفاری شده تا سازند فراقان دارای لاگ چاه‌پیمایی و فاقد مغزه گسترش داده شد و در بقیه چاه‌ها رخساره‌های لاگ معرفی شد. گسترش رخساره‌های لاگ به چاه‌های فاقد مغزه حفاری شده در سازند فراقان نشان از تغییرات فراوانی این رخساره‌ها دارد که نشان‌دهنده تغییر جانبی محیط رسوبی سازند فراقان است.

با استفاده از نتایج ارزیابی‌های پتروفیزیکی کیفیت مخزنی رخساره‌های معرفی شده مورد ارزیابی قرار گرفت. بررسی کیفیت مخزنی رخساره‌ها نشان داد، رخساره لاگ دو و چهار دارای بهترین کیفیت مخزنی می‌باشند. رخساره‌های مذکور در بخش‌های فراقان دو (F2) و فراقان یک (F1) دارای بیشترین فراوانی می‌باشند. بنابراین می‌توان نتیجه‌گیری کرد که بهترین بازه از نظر کیفیت مخزنی در سازند فراقان به زون‌های دو و یک سازند اختصاص دارند.

سپاسگزاری

نویسندگان از شرکت نفت و گاز پارس برای اجازه انتشار نتایج این تحقیق و همچنین پژوهشکده علوم پایه کاربردی به خاطر حمایت‌های مالی تشکر فراوان دارند.

منابع

- امرایی، ج.، رضایی، پ.، امینی، ع.، زمان زاده، س.م. و توکلی، و.، ۱۳۹۷. تحلیل ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها، ویژگی‌های دیاژنتیکی و شرایط محیطی سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، (۵)، ۱۵-۲۳.
- مهدی‌نیا، م. و موسوی حرمی، س.ر.، ۱۳۸۸. پتروگرافی و تفسیر محیط رسوبگذاری نهشته‌های پرمین پیشین (سازند فراقان) در میدان گلشن در خلیج فارس. رسوب و سنگ رسوبی، ۲، ۶، ۱-۱۱.
- Al-Dajani, A., Burns, D., Toksöz, M.N. and Saggaf, M., 2000, August. Aeolian and fluvial depositional systems discrimination in wireline logs: Unayzah formation, Central Saudi Arabia. In SEG International Exposition and Annual Meeting (SEG-2000). SEG.
- Al-Ghazi, A., 2007. New evidence for the Early Devonian age of the Jauf Formation in northern Saudi Arabia. *Revue de Micropaleontologie*, 50, 59-72.
- Birkle, P., Van Dijk, C., Dasgupta, K., Murphy, M.J., Kharaka, Y.K., Thordsen, J.J. and Bischoff, J.L., 2019. Controls on illite cementation in Unayzah sandstones, Saudi Arabia: mineralogy, K-Ar dating, numerical modeling, and hydrothermal experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 89(2) 89-109.
- Ghavidel-Syooki, M., 1988. Palynostratigraphy and Palaeoecology of the Faraghan Formations of Southeastern Iran. Ph.D. Theses. Michigan State University. 279.
- Ghavidel-Syooki, M., 1993. Palynological Study of Paleozoic Sediments of the Chal-I-Sheh Area, Southwestern Iran. *Journal of Sciences. Islamic Republic of Iran*, 4, 1, 32-45.

- Ghavidel-Syooki, M., 1995. Palynostratigraphy and palaeogeography of a Palaeozoic sequence in the Hassanakdar area, Central Alborz Range, northern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 86(1-2), 91-109.
- Ghavidel-Syooki, M. 1997., Palynostratigraphy and Paleogeography of Early Permian Strata in the Zagros Basin, Southeast-Southwest Iran. *Journal of Sciences. Islamic Republic of Iran*, 8, 4, 243-261.
- Ghavidel-Syooki, M., 2003. Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros Basin, southern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 127(3-4), 241-268.
- Kalhori, M., Mehrabi, H., Sfidari, E. and Khiabani, S.Y., 2024. Target zone selection for hydraulic fracturing using sedimentological and rock mechanical studies with the support of the machine learning method of cluster analysis. *Geo-energy Science and Engineering*, 237, 212826.
- Kamali, M.R. and Rezaee, M.R., 2003. Burial history reconstruction and thermal modeling at Kuh-e Mond, SW Iran. *Journal of petroleum Geology*, 26(4), 451-464.
- Khodayeva, A., 2024. Assessment of CO2 Storage Potential in the Unayzah Formation, Central Saudi Arabia (Doctoral dissertation), 185.
- Macdonald, F.A., Smith, E.F., Strauss, J.V., Cox, G.M., Halverson, G.P., Roots, C.F., MacFarlane, K.E., Weston, L.H. and Relf, C., 2010. Neoproterozoic and early Paleozoic correlations in the western Ogilvie Mountains, Yukon. *Yukon Exploration and Geology*, 161-182.
- Mollazal, Y., 1965. The geology of the Kuh-e Neyse and adjoining area. *Iranian Oil Operating Companies Report*, (1098).
- Sfidari, E., Kadkhodaie-Ilkhchi, A. and Najjari, S., 2012. Comparison of intelligent and statistical clustering approaches to predicting total organic carbon using intelligent systems. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 86, 190-205.
- Sfidari, E., Kadkhodaie-Ilkhchi, A., Rahimpour-Bbonab, H. and Soltani, B., 2014. A hybrid approach for litho-facies characterization in the framework of sequence stratigraphy: a case study from the South Pars gas field, the Persian Gulf basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 121, 87-102.
- Szabo, F. and Kheradpir, A., 1978. Permian and Triassic Stratigraphy Zagros basin Southwest Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 1-2, 57-82.
- Zamanzadeh, S.M., Amini, A. and Ghavidel-Syooki, M., 2009. Sequence stratigraphic controls on early-diagenetic carbonate cementation of shallow marine clastic sediments (the Devonian Zakeen Formation, southern Zagros, Iran). *Geosciences Journal*, 13, 31-57.

تغییرات چین‌شناسی عضو سیمره در روند جنوب غربی-شمال شرقی زیرزون ساختاری لرستان، حوضه زاگرس

ایوب بازوند^۱، عباس صادقی^{۲(و*)}، محمدحسین آدابی^۲، امیرمحمد جمالی^۴ و نسرین هداوند خانی^۵

۱. دانشجوی دکتری چین‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین،

دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲. استاد گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۳. استاد گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۴. دکتری چین‌شناسی و فسیل‌شناسی، شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، تهران، ایران

۵. دکتری چین‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید

بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۱/۲۰

چکیده

به‌منظور مطالعه و مقایسه چین‌شناسی عضو سیمره (عضو آهکی لופا) در یک روند جنوب غربی-شمال شرقی در زیرزون لرستان، سه برش چین‌شناسی از سازند گورپی حاوی عضو سیمره شامل برش شیخ‌مکان (تاق‌دیس کبیرکوه)، برش باغ‌گل (تاق‌دیس سلطان) و برش سیاه‌دره (تاق‌دیس زنگول) مورد مطالعه قرار گرفتند و سپس با سایر برش‌های مطالعه شده هم‌روند مورد مقایسه قرار گرفتند. آهک سیمره دارای بیشترین ضخامت در نواحی جنوب غربی لرستان است به‌طوری‌که در برش‌های مورد مطالعه، بیشترین ضخامت آن ۴۳ متر و متعلق به تاق‌دیس کبیرکوه است و سپس به سمت نواحی شمال شرقی به تدریج از ضخامت آن کاسته می‌شود به‌طوری‌که برخی از واحدهای سنگی آن نیز دیگر قابل مشاهده نمی‌باشد. این کاهش ضخامت به ۸ متر در تاق‌دیس سلطان، سپس به کمتر از یک متر در تاق‌دیس زنگول رسیده و در نهایت محو می‌شود. کاهش ضخامت عضو سیمره به سمت شمال شرق لرستان تحت تاثیر حرکات تکتونیکی حوضه فورلند زاگرس است، به‌طوری‌که به تدریج به سمت شمال شرق لرستان با افزایش عمق، رسوب‌گذاری این عضو کم‌عمق کاهش پیدا کرده است. سن عضو سیمره براساس زون‌های زیستی شناسایی شده در حد زیرین و بالایی آن، در هر سه برش چین‌شناسی مورد مطالعه کامپانین میانی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آهک لופا، سازند گورپی، تاق‌دیس سلطان، سنگ‌چینه‌نگاری.

مقدمه

در حوضه رسوبی زاگرس، سازند گورپی با لیتولوژی مارنی و سنگ آهک‌های رسی در گستره پهناوری در غرب و جنوب غرب ایران گسترش دارد (James and Wynd, 1965). این سازند به‌واسطه دارا بودن خصوصیات سنگ منشأ و پوش سنگ از اهمیت قابل توجهی در منطقه زاگرس برخوردار

* نویسنده مرتبط: Sadeghi@sbu.ac.ir

چهار لیتوزون در آن معرفی کرده‌اند. رزمجویی و همکاران (Razmjooei et al., 2021) برش گنداب واقع در یال جنوبی تاق‌دیس کبیرکوه، به تحلیل چگونگی تشکیل عضو سیمره پرداخته‌اند و بالآمدگی حوضه رسوبی و کم‌عمق شدگی سازند گورپی در زمان کامپانین را به فشارش صفحه عربی به سمت صفحه ایران نسبت داده‌اند.

تاکنون مطالعات کاملی پیرامون عضو سیمره در ناحیه شمال و شمال شرق لرستان انجام نشده است به همین دلیل این مطالعه به بررسی تغییرات چینه‌شناسی عضو سیمره در زیرزون لرستان و در یک روند جنوب غربی-شمال شرقی در ارتباط با تغییرات حوضه فورلند زاگرس می‌پردازد.

روش مطالعه

برش شیخ‌مکان در یال شمال شرقی تاق‌دیس کبیرکوه به مختصات قاعده‌ای $33^{\circ} 05' 23''$ طول شرقی و $47^{\circ} 21' 53''$ عرض شمالی، برش باغ‌گل در یال شمال شرقی تاق‌دیس سلطان واقع در شمال شرق شهر پلدختر به مختصات قاعده‌ای $33^{\circ} 13' 48''$ طول شرقی و $47^{\circ} 51' 21''$ عرض شمالی و برش سیاه‌دره در یال جنوب غربی تاق‌دیس زنگول به مختصات قاعده‌ای $33^{\circ} 34' 25''$ طول شرقی و $47^{\circ} 51' 44''$ عرض شمالی هستند. علاوه بر سه برش چینه‌شناسی مذکور، سه برش چینه‌شناسی شامل برش کاور (همتی نسب، ۱۳۸۷) در یال شمالی تاق‌دیس اناران، برش سمند واقع در تاق‌دیس سمند (Hashmie et al., 2020) و برش پاسان (Darabi et al., 2017) در یال شمالی تاق‌دیس پاسان که توسط محققین دیگر مطالعه شده‌اند انتخاب گردید که موقعیت جغرافیایی آنها در شکل ۱ نشان داده شده است.

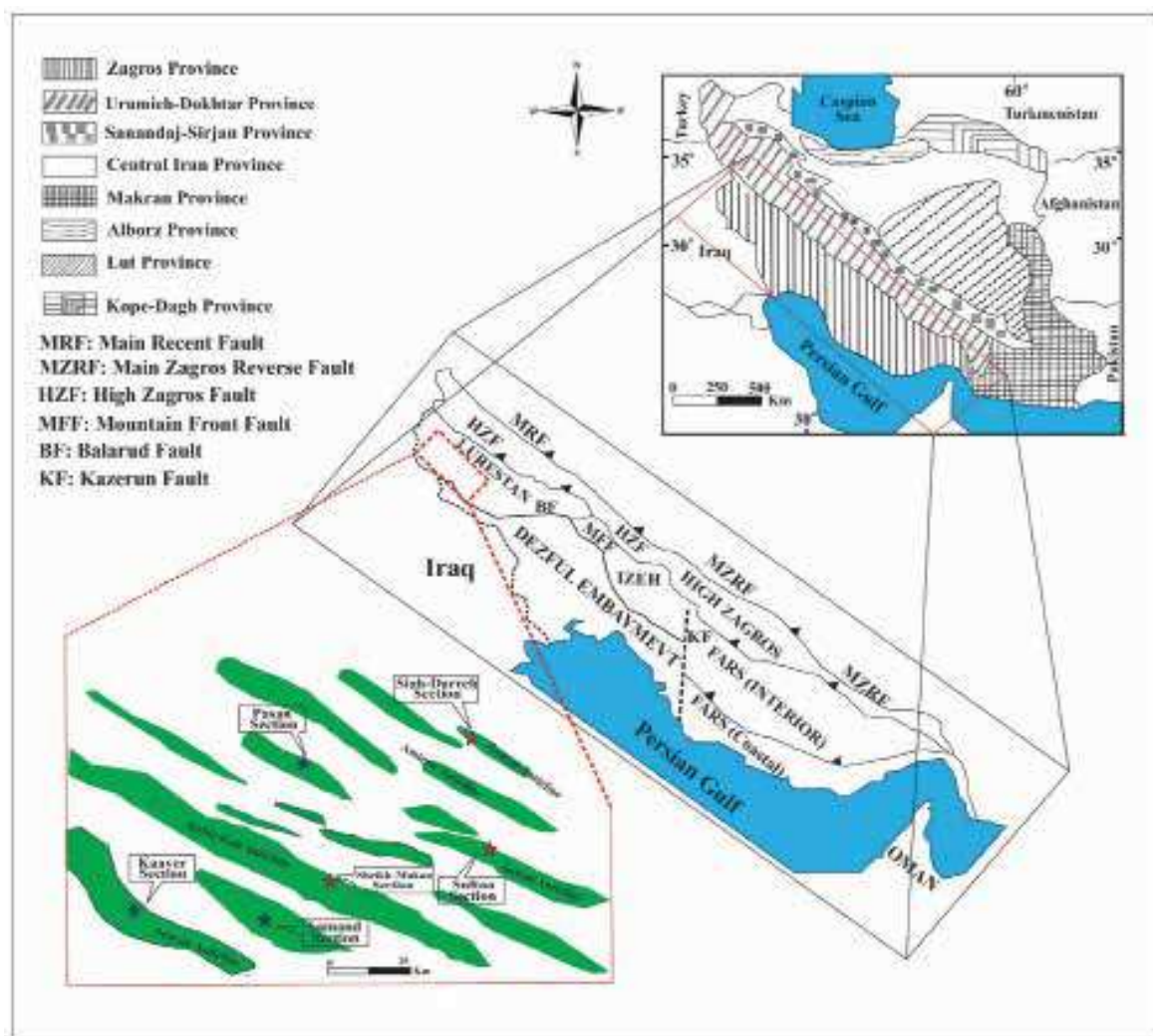
برای مطالعه عضو سیمره در برش‌های مورد مطالعه ابتدا در مطالعه صحرایی به پیمایش سازند گورپی و عضو سیمره اقدام و ضمن بررسی خصوصیات چینه‌شناسی و یادداشت‌برداری از آنها، از نمونه‌های سخت و نرم در فواصل یک متری نمونه‌برداری انجام گرفت. در بررسی واحدهای سنگی عضو سیمره، ماکروفسیل‌های این عضو نیز نمونه‌برداری و برای مطالعه و عکس‌برداری به دانشکده علوم زمین دانشگاه

است (Stöcklin, 1968). سازند گورپیدر بیشتر نواحی لرستان دارای دو عضو آهکی رسمی با نام‌های سنگ‌آهک سیمره (آهک لופا) و امام‌حسن است. سنگ‌آهک سیمره فقط در زیرزون لرستان گسترش دارد و در دیگر نقاط زاگرس نظیر زیرزون فارس رخنمون ندارد (Stocklin and Setudehnia, 1991). این عضو آهکی حاوی فسیل‌های مناطق کم‌عمق نظیر دوکفه‌ای، براکیوپود، خارپوست و مرجان است که حاکی از کاهش عمق حوضه رسوبی در بخشی از رسوب‌گذاری سازند گورپی می‌باشد. به باور پژوهشگرها این کاهش عمق متأثر از فعالیت‌های تکتونیکی هم‌زمان با نزدیک شدن دو صفحه عربی و ایران مرکزی و شروع بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در حوضه فورلند زاگرس در انتهای دوره کرتاسه است (Van Buchem et al., 2006; Razmjooei et al., 2021). عمیق‌ترین بخش حوضه زاگرس در دوران کرتاسه پسین شاید در مناطق شمال شرقی لرستان واقع شده است (Van Buchem et al., 2006; Homke et al., 2009; Saura et al., 2011; Razmjooei et al., 2021).

قورچایی (۱۳۸۵) در یال شمالی تاق‌دیس کبیرکوه، دو لایه لوفدار پایینی و بالایی را گزارش نموده است که توسط که یک واحد شیل خاکستری از هم جدا شده‌اند. همتی‌نسب (۱۳۸۷) در برش کاور واقع در یال شمالی تاق‌دیس اناران عضو مذکور را به رسوبات حمل شده درون حوضه‌ای نسبت داده و آن را نابرجا معرفی نموده است. بلمکی و همکاران (۱۳۸۹) در برشی واقع در جنوب شرق ایلام ضمن بررسی جغرافیای دیرینه عضو سیمره و معرفی ۱۰ گونه خارپوست، محیط‌زیست آنها را به عرض‌های جغرافیایی پایین نیم‌کره شمالی و ایالت تتیس نسبت داده‌اند. کامیابی و همکاران (Kamyabi et al., 2019) با مطالعه چند برش از سازند گورپی واقع در تاق‌دیس کبیرکوه، ۲۱ گونه متعلق به ۱۴ جنس از خارپوست‌ها را در عضو سیمره با سن کامپانین شناسایی و معرفی نمودند. هاشمیه و همکاران (Hashmie et al., 2020) در هفت برش چینه‌شناسی از سازند گورپی واقع در جنوب و جنوب غرب ناحیه لرستان به مقایسه عضو سیمره پرداختند و از لحاظ لیتواستراتیگرافی در اکثر برش‌های مذکور

سیلوا و ورگا (Premoli Silva and Verga, 2004)، بولی و همکاران (Bolli et al., 1989)، پوستوما (Postuma, 1971) و السون و همکاران (Olsson et al., 1999) استفاده شد. نتایج حاصل از سه برش مورد مطالعه با دیگر برش‌های چین‌شناسی موجود در محدوده مورد مطالعه، مورد مقایسه قرار گرفتند.

شهید بهشتی منتقل شد. برای شناسایی ماکروفسیل‌ها از منابعی چون کرو و اسمیت (Kroh and Smith, 2010) و اسمیت و رایت (Smith and Wright, 2003) استفاده شد. برای بررسی جایگاه سنی عضو سیمره و همچنین سازند گورپی براساس فرامینیفیرهای پلانکتونی از منابعی چون لوبلیخ و تاپان (Loeblich and Tappan, 1988)، پرمولی



شکل ۱. موقعیت برش‌های چین‌شناسی مورد مطالعه در این پژوهش (علامت ستاره قرمز) و برش‌های مورد مقایسه قرار گرفته هم‌جوار (علامت ستاره آبی) در نقشه زون‌های ساختاری اصلی ایران، نقشه زون‌ها برگرفته از Heydari, 2008 با تغییر

سنگ‌شناسی دارای خصوصیات زیر می‌باشند.

نتایج

الف- عضو سیمره در برش شیخ مکان:

عضو سیمره در برش چین‌شناسی شیخ مکان براساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی در مطالعات صحرایی به چهار واحد سنگی به شرح ذیل قابل تقسیم است:

عضو سیمره در سه برش چین‌شناسی مورد مطالعه با

ضخامت‌های بسیار متفاوت ظاهر شده است بطوریکه در برش شیخ مکان ۴۳ متر و در دو برش باغ‌گل و سیاه‌دره به‌ترتیب یک و هشت متر ضخامت دارند و از لحاظ

واحد مارنی لوفادار زیرین (I)

این واحد با ضخامت ۱۷ متر شامل چهار متر تناوب مارن‌های خاکستری ضخیم‌لایه حاوی ندول‌های آهکی فراوان با ساختار ژئود داخلی و ۱۳ متر تناوب مارن‌های خاکستری و آبی حاوی افق‌های پرفسیل دوکفه‌ای واضح شامل

همچنین حاوی قطعات خارپوست، گاستروپود، بریوزوآ و سایر دوکفه‌ای‌ها در رخساره میکروسکوپی است. مرز زیرین این واحد با مارن‌های خاکستری سازند گورپی هم‌شیب و تدریجی است (شکل ۲).



شکل ۲. نمایی از سازند گورپی، عضو سیمره و سازندهای زیرین و بالایی آن (a)، نمایی نزدیک از واحدهای سنگی عضو سیمره (b)

واحد سنگ آهکی لوفادار زیرین (II)

این واحد سنگی روی واحد سنگی شماره ۱ قرار گرفته و از حدود سه متر سنگ آهک قهوه‌ای رنگ ضخیم‌لایه و برجسته تشکیل شده که اولین بخش ستیغ ساز عضو سیمره را از قاعده به سمت بالا تشکیل می‌دهد. این واحد دارای فسیل‌های فراوان از دوکفه‌ای‌های *Pycnodonte vesiculare* و به تعداد کمتر دوکفه‌ای‌های *Oscillophra dichotoma* می‌باشد (شکل ۳-۳a-c). این واحد سنگی، فسیل خارپوست فراوان‌تری نسبت به سایر واحدهای سنگی عضو سیمره دارد.

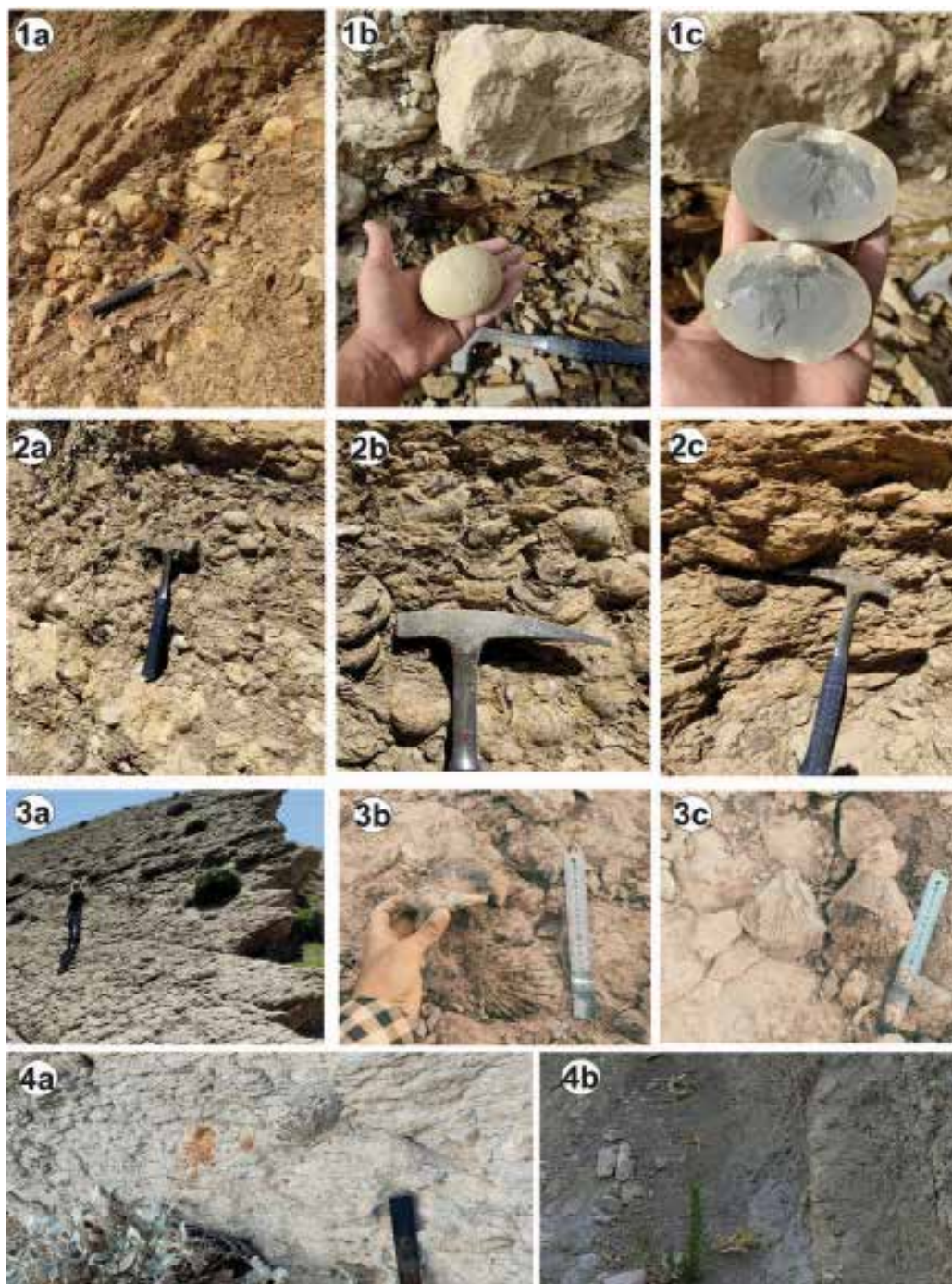
واحد مارنی لوفادار بالایی (III)

این واحد سنگی که روی واحد سنگی شماره ۲ (II) قرار گرفته، از نه متر مارن خاکستری رنگ تشکیل شده است و دارای فسیل‌های دوکفه‌ای لופا، پیکنودونت و خارپوست به صورت پراکنده به‌ویژه در قسمت ابتدایی ضخامت خود می‌باشد. همچنین شواهد اکسید آهن به صورت ندول‌های کوچک در این واحد مارنی قابل مشاهده است (شکل ۳-۴a-b).

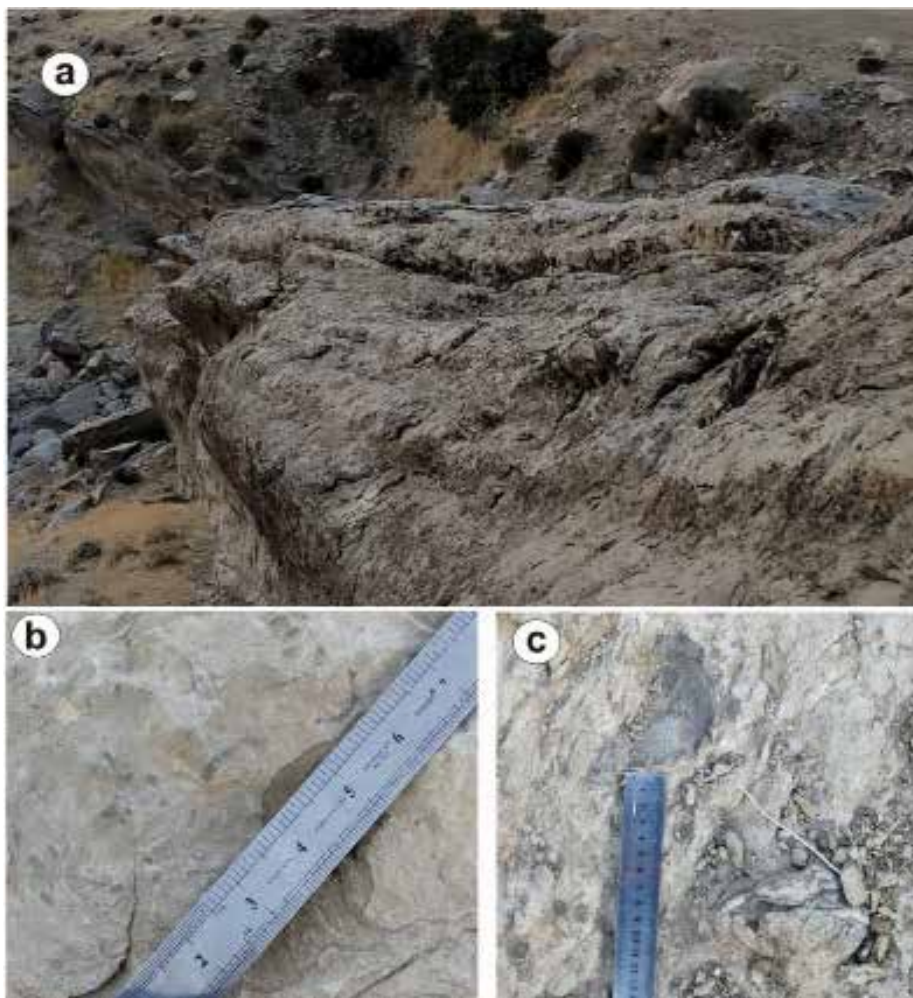
واحد سنگ آهک لوفادار بالایی (IV)

این واحد سنگی که روی واحد سنگی شماره ۳ (III) قرار گرفته، از ۱۴ متر سنگ آهک‌های خاکستری تا قهوه‌ای

این سنگ‌آهک‌ها در رخساره میکروسکوپی علاوه بر خرده‌های فسیلی فراوان، دارای فرامینیفرهای بزرگ (LBF) از قبیل جنس‌های *Lepidorbitoides*, *Orbitoides*, *Monolepidorbitoides*, *Rotalia*, *Sirtina* در کنار قطعات پوسته لופا، بریوزوئر و خارپوست می‌باشد. رنگ ضخیم‌لایه تشکیل شده است (شکل a-۴). این واحد که آخرین واحد سنگی عضو سیمره است و طبقات آهکی روی آن متعلق به عضو امام حسن می‌باشد حاوی فسیل‌های دوکفه‌ای لופا، پیکنودونت و خارپوست با فراوانی کمتری نسبت به واحد آهکی شماره ۲ (II) می‌باشد (شکل b-c-۴).



شکل ۳. نمایی از واحدهای سنگی عضو سیمره در برش شیخ‌مکان: مارن حاوی سنگ‌آهک‌های ندولار (۱a-c) و دوکفه‌ای‌های لופا و پیکنودونت (۲a-c) متعلق به واحد سنگی شماره ۱، نمایی از سنگ‌آهک حاوی دوکفه‌ای لופا (۳a-c) متعلق به واحد سنگی شماره ۲، مارن حاوی دوکفه‌ای لופا (۴a,b) متعلق به واحد سنگی شماره ۳



شکل ۴. نمایی کلی از واحد سنگی شماره ۴ عضو سیمره (a) و فرامینیفرهای بنتیک بزرگ (b) و دوکفه‌ای‌های درون آن (c) در برش شیخ‌مکان

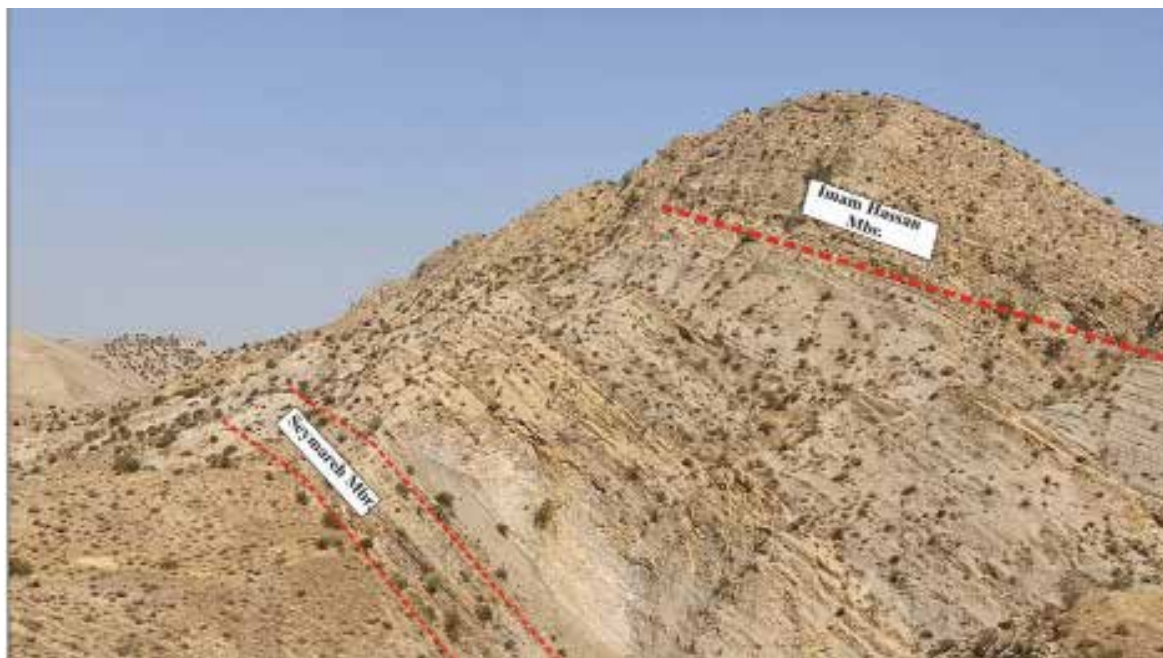
ب- عضو سیمره در برش باغ‌گل (تاق‌دیس سلطان)

بریزوآ و فرامینیفرهای بنتیک کوچک به‌همراه دیگر اجزای زیستی دیده می‌شود. مرز زیرین این عضو با مارن‌های خاکستری‌رنگ سازند گورپی تدریجی و مرز بالایی آن نیز با شیل‌های آبی تا تیره‌رنگ سازند گورپی تدریجی می‌باشد.

ج- عضو سیمره در برش سیاه‌دره (تاق‌دیس زنگول)

رخنمون عضو سیمره تاکنون در مطالعات قبلی سازند گورپی در تاق‌دیس زنگول و تاق‌دیس شمالی‌تر یعنی تاق‌دیس خرم‌آباد (مغفوری‌مقدم و همکاران، ۱۳۹۶ و مغفوری‌مقدم، ۱۳۹۴) که نزدیک زون برخوردی حوضه زاگرس هستند گزارش نشده است، ولی در برش چینه‌شناسی سیاه‌دره

عضو سیمره در این برش که در قسمت مرکزی تاق‌دیس سلطان قرار دارد برای اولین بار گزارش می‌شود زیرا این واحد در مطالعات قبلی سازند گورپی در تاق‌دیس سلطان که بیشتر معطوف به ناحیه غربی تاق‌دیس بوده است تاکنون گزارش نشده است. عضو سیمره در برش مذکور هشت متر ضخامت دارد و از لحاظ سنگ‌شناسی از یک واحد متشکل از تناوبی از سنگ‌آهک آهک مارنی سست و مقاوم متوسط تا ضخیم‌لایه به‌رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن تشکیل شده است (شکل ۵) و حاوی افق‌های پرفسیلی از دوکفه‌ای *Oscillophra dichotoma* و *Pycnodonte vesiculare* می‌باشد (شکل ۶- a-c). همچنین در رخساره میکروسکوپی سنگ‌های این واحد، قطعاتی از خارپوست‌ها، دوکفه‌ای‌ها،



شکل ۵. نمایی کلی از سازند گورپی و بخش‌های مختلف آن به‌ویژه عضو سیمره در برش چینه‌شناسی باغ‌گل، تاق‌دیس سلطان



شکل ۶. نمایی نزدیک از واحد سنگ آهک‌های مارنی لوفادار (a) و افق حاوی دوکفه‌ای فراوان (b,c) مربوط به عضو سیمره در برش چینه‌شناسی باغ‌گل

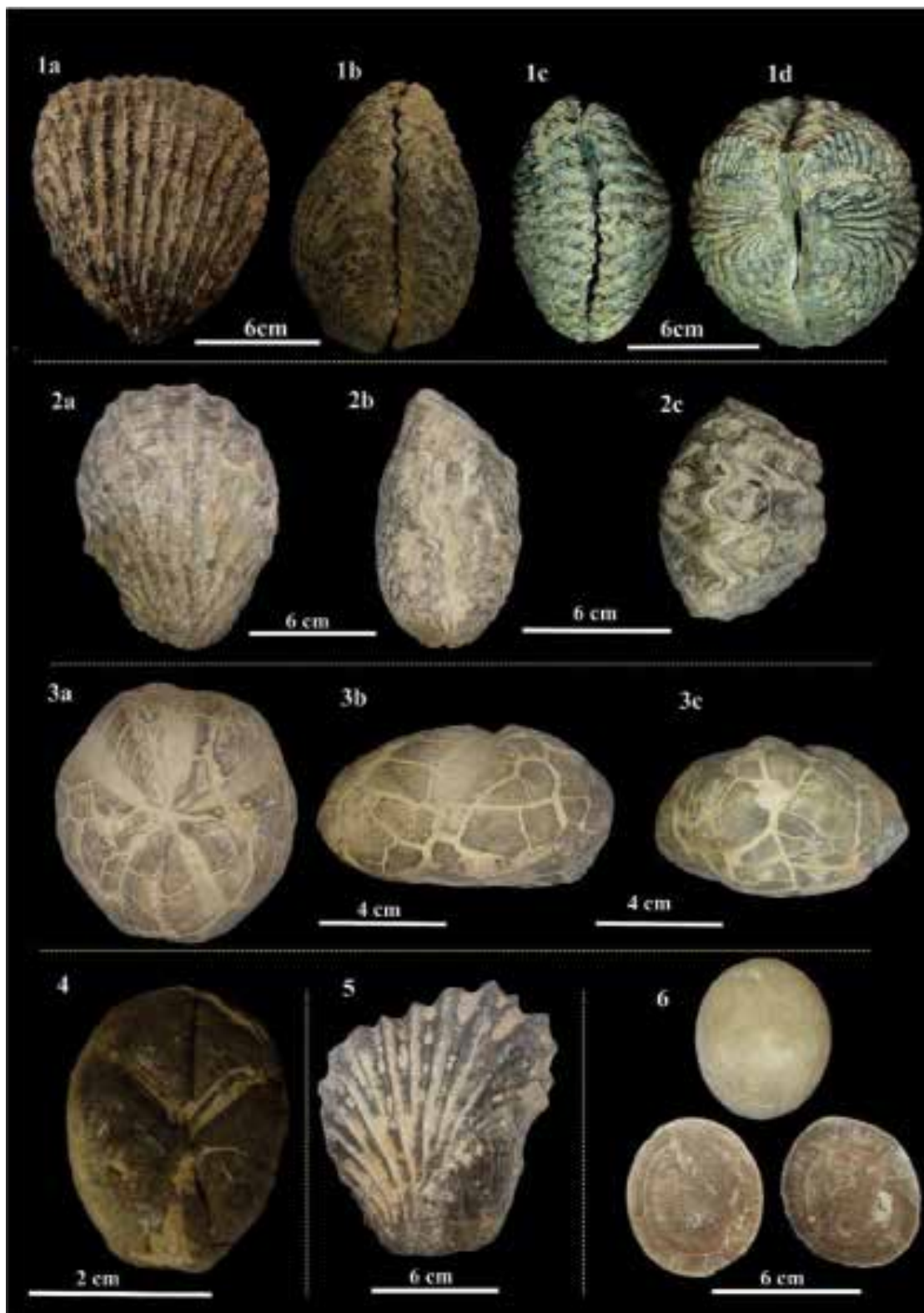
تغییرات چین‌شناسی عضو سیمره در روند جنوب غربی-شمال شرقی...

(تاق‌دیس زنگول) ضخامت آن به کمتر از یک متر می‌رسد و
متشکل از مارن آهکی است که حاوی عناصر زیستی از قبیل
قطعات شکسته دو کفه‌ای ها و نمونه‌های کامل دو کفه‌ای
Pycnodonte vesiculare می‌باشد (شکل ۷).



شکل ۷. نمایی نزدیک از مارن آهکی لوفادار عضو سیمره و افق غنی از دو کفه‌ای در برش چین‌شناسی سیاه‌دره (تاق‌دیس زنگول)

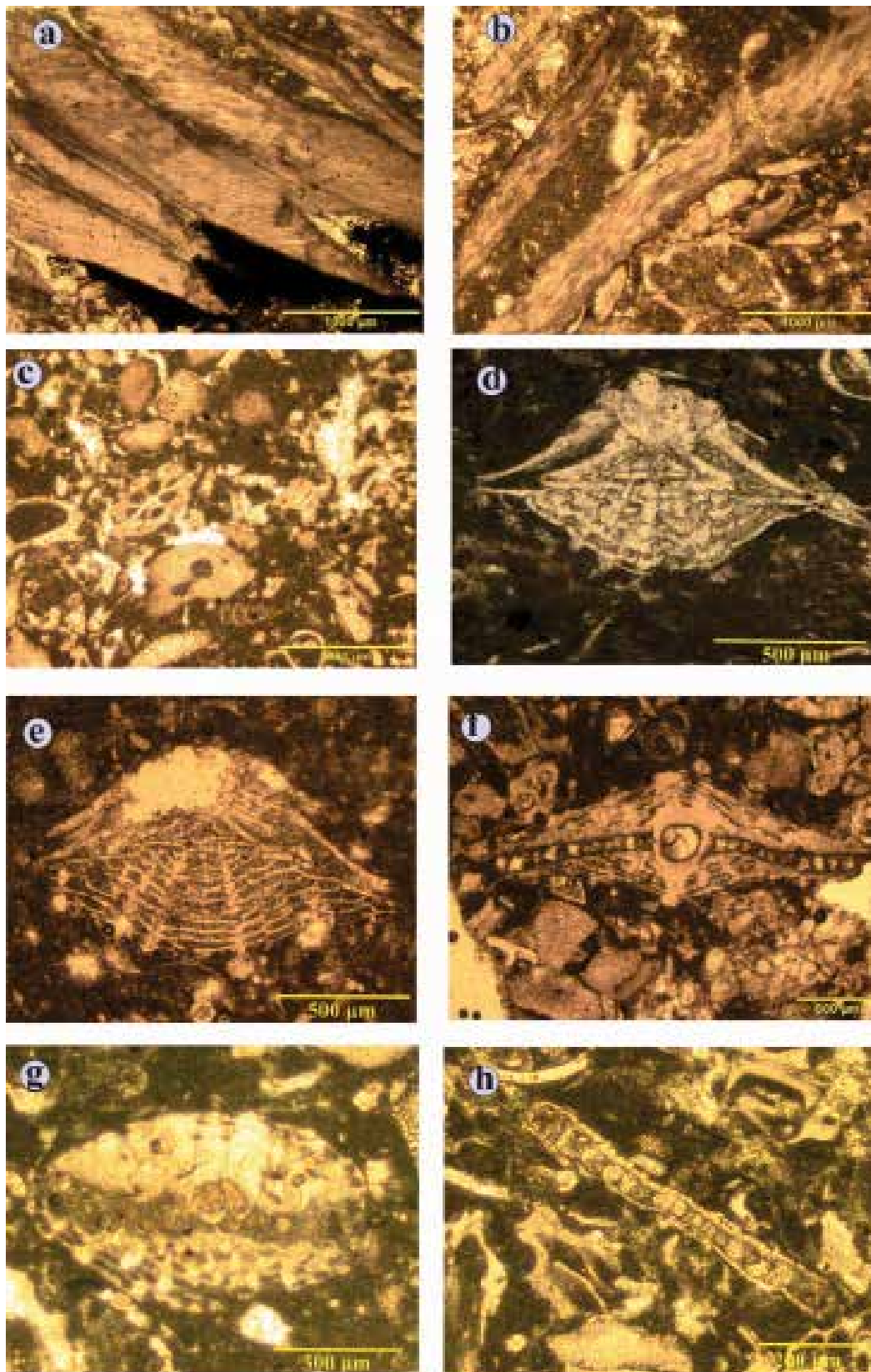
در شکل ۸ تصاویر ماکروسکوپی از دو کفه‌ای، خارپوست
و برشی از آهک ندولار و در شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی
موجود در رسوبات عضو سیمره در برش‌های مورد مطالعه
ارائه شده است.



شکل ۸. تصاویر برخی از ماکروفسیل‌ها (متعلق به واحد سنگی شماره ۲) و یک برش از آهک ندولار (متعلق به واحد سنگی شماره ۱) در رسوبات عضو سیمره در برش چین‌شناسی شیخ مکان

1a-d and 2a-c: *Oscillophra dichotoma* (b. Lateral view, c. Ventral view, d. Dorsal view), Unit 2. 3a-c: *Mecaster kanepanensis* (a. Apical view, b. Lateral view, c. Posterior view), Unit 2. 4: *Hemiaster noemiae*. 5: *Oscillophra dichotoma*, Unit 2. 6: nodular limestone, Unit 1

تغییرات چینه‌شناسی عضو سیمره در روند جنوب غربی-شمال شرقی...



شکل ۹. تصاویر برخی از عناصر زیستی در مقاطع نازک متعلق به سنگ آهک سیمره در برش شیخ مکان

a,b: *Lophosiphon* shells, Unit 2. c: echinoids, benthic foraminifera and bryozoans, Unit 2. d,e: *Sirtina orbitoidiformis*, Unit 4. f,g: *Orbitoides* sp., Unit 4. h: *Monolepidorbis* sp., Unit 4.

بحث

تغییرات عضو سیمره از جنوب غرب به شمال شرق لرستان

برای بررسی گسترش عضو سیمره در یک روند جنوب غربی-شمال شرقی در زیرزون لرستان، برش های مورد مطالعه در این پژوهش با چند برش دیگر (شکل ۱ و ۱۰) که در این روند قرار گرفته اند مورد مقایسه قرار گرفته است. در جنوبی ترین بخش روند مورد مطالعه، برش کاور در تاقدیس اناران قرار دارد که ضخامت عضو سیمره در آن توسط همتی نسب (۱۳۸۷) حدود ۳۰ متر اندازه گیری شده است و عضو سیمره را به دو بخش بالایی و پایینی جدا کرده است. با توجه به بازدید میدانی در این پژوهش از تاقدیس اناران و نزدیک به برش کاور، چهار واحد سنگی (I, II, III, IV) شرح داده شده در این مقاله در بیشتر نقاط آن با ضخامتی حدود ۳۰ متر قابل تفکیک است و برای یکپارچه شدن توصیف واحدهای سنگی در این پژوهش، عضو سیمره در برش کاور نیز به چهار واحد سنگی جدا شده است.

پس از برش کاور به سمت شمال شرق آن برش سمند قرار گرفته است که عضو سیمره در آن نیز همانند اغلب برش های گستره جنوب غربی، از چهار واحد سنگی معادل واحدهای مذکور تشکیل شده و با ضخامت حدود ۸۰ متر بیشترین ضخامت را در بین برش های ذکر شده در این مقاله دارا است. در ادامه، برش شیخ مکان با ضخامت ۴۳ متر شامل چهار واحد سنگی مذکور قرار گرفته است که هر کدام از این واحدهای مشخص، ویژگی های کم و بیش یکسانی با واحدهای هم ارز خود در برش های مختلف این ناحیه دارد به طوری که واحد شماره ۱ (I) در تاقدیس کبیرکوه کم و بیش همان رخساره و محتویات زیستی را دارد که در واحد شماره ۱ تاقدیس سمند و اناران مشاهده می شود. به سمت مرکز ناحیه لرستان و سپس شمال و شمال شرقی آن، به دلیل بیشتر بودن عمق حوضه رسوبی تنها واحدهای شماره ۱ و ۲ شرایط نهشته شدن داشته اند، به طوری که در برش پاسان عضو سیمره با ضخامت ۲۰ متر شامل واحدهای شماره ۱ و ۲ و در برش باغ گل با ضخامت هشت متر فقط شامل واحد شماره ۱ است. کاهش ضخامت عضو سیمره به سمت

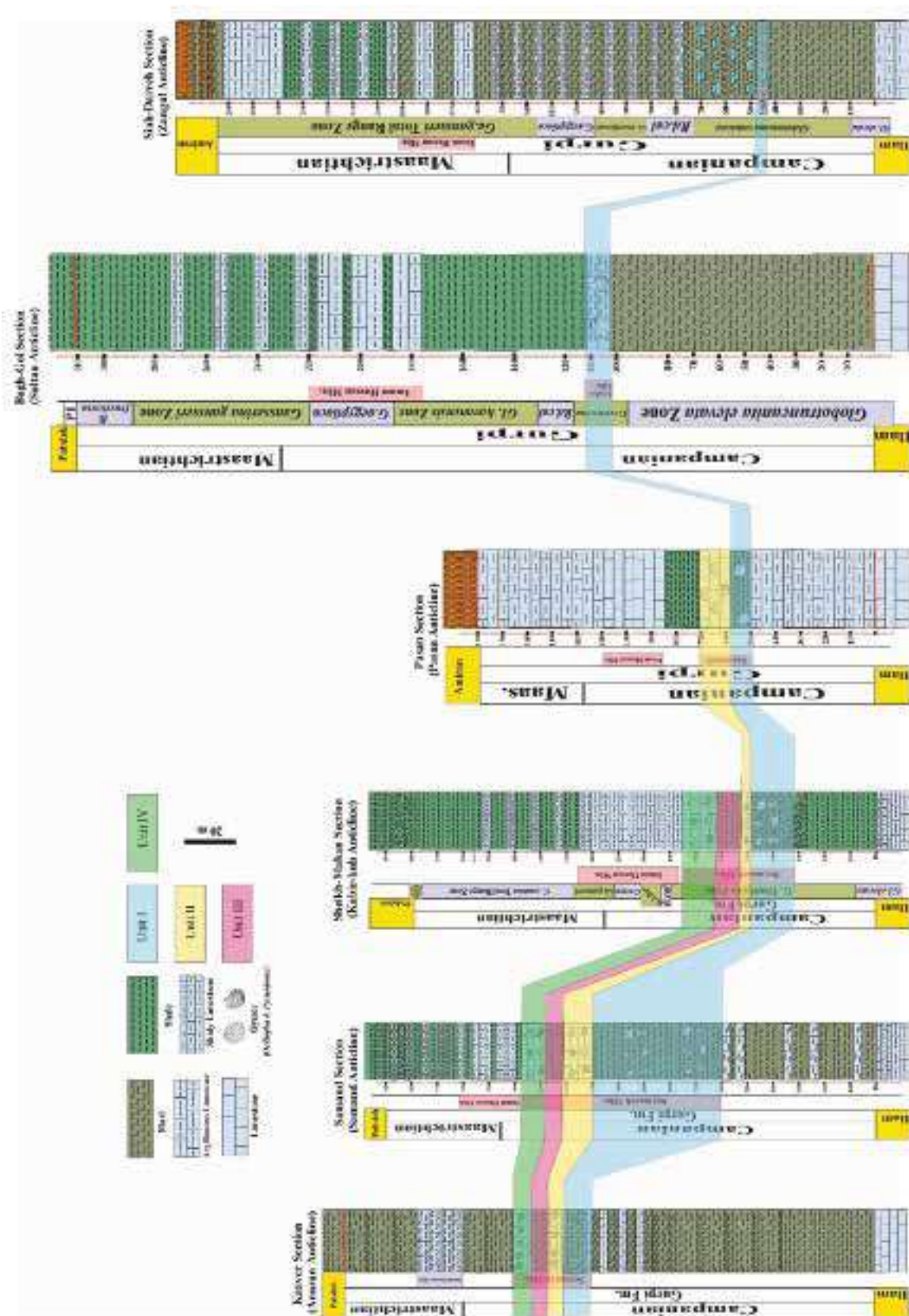
شمال شرق ناحیه لرستان (نزدیک به زون برخوردی زاگرس) ادامه پیدا کرده به طوری که در تاقدیس زنگول فقط ضخامت کمی (کمتر از یک متر) از واحد سنگی شماره ۱ رخنمون دارد و در تاقدیس خرم آباد (مغفوری مقدم، ۱۳۹۴) که آخرین تاقدیس دارای رخنمون سازند گورپی در شمال پهنه لرستان است اثری از عضو سیمره دیده نمی شود.

از لحاظ جایگاه سنی، عضو سیمره در برش های ناحیه جنوب غربی لرستان (برش های کاور و سمند) اغلب سن کامپانین پسین را دارد. سن این عضو در برش های شیخ مکان و باغ گل (بازوند و همکاران، ۱۴۰۳؛ بازوند و همکاران ۱۴۰۴) و همچنین برش سیاه دره با توجه به قرارگیری در بخش میانی بیوزون *Globotruncana ventricosa* کامپانین میانی است (شکل ۱۰).

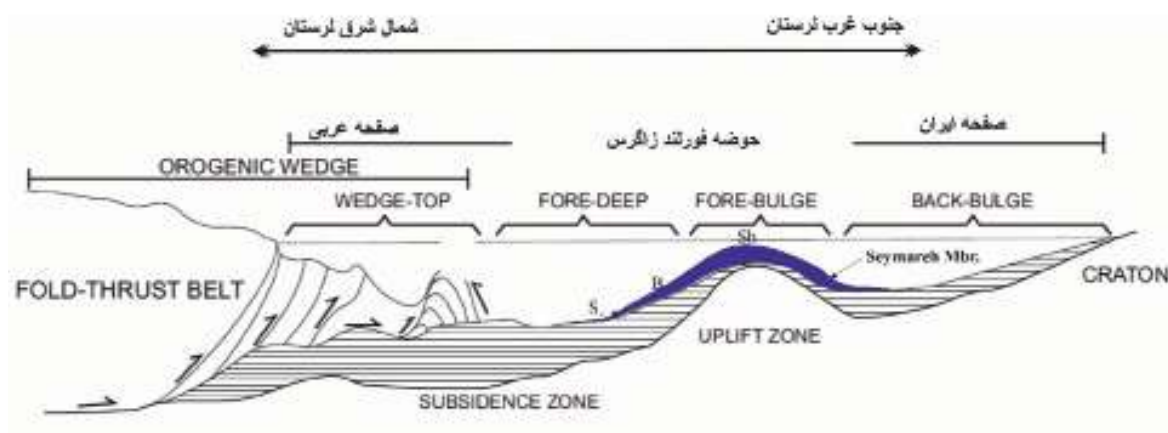
برای نشان دادن تغییرات ضخامت عضو سیمره و گسترش آن در ناحیه لرستان، از مدل شماتیک حوضه فورلند زاگرس (DeCells and Giles 1996) با افزودن تغییراتی در این پژوهش استفاده شده است (شکل ۱۱). این مدل نشان دهنده چگونگی تغییرات عضو سیمره در حوضه زاگرس و تحت تاثیر بالآآمدگی های حوضه و تغییرات عمقی آن است.

این مدل به خوبی نشان می دهد که چگونه هم گرایی دو شبه قاره عربستان و ایران مرکزی منجر به تشکیل پیشانی برآمدگی در مرکز حوضه فورلند زاگرس شده است و با فاصله از این برآمدگی عمق و شیب حوضه به ویژه در نواحی شمال شرقی نزدیک به منطقه زون برخوردی بیشتر می شود. از بین سه برش اصلی مورد مطالعه، عضو سیمره در برش شیخ مکان واقع در جنوب غرب ناحیه مورد مطالعه بیشترین ضخامت (۴۳ متر) شامل چهار لیتوزون و در برش سیاه دره واقع در تاقدیس زنگول و شمال شرق ناحیه مورد مطالعه کمترین ضخامت را دارد. ضخامت بیشتر این عضو در جنوب غرب و برش شیخ مکان به دلیل قرارگیری محیط رسوبی آن در منطقه ای نزدیک رأس برآمدگی (محیط کم عمق) و کمترین ضخامت در برش سیاه دره نسبت به نواحی جنوب غربی لرستان را می توان به فاصله بیشتر این برش از پیشانی برآمدگی (محیط عمیق تر) حوضه فورلند زاگرس نسبت داد.

تغییرات چینه‌شناسی عضو سیمره در روند جنوب غربی-شمال شرقی...



شکل ۱۰. مقایسه عضو سیمره در برش‌های مورد مطالعه با چند برش هم‌جوار در یک روند جنوب غربی-شمال شرقی



شکل ۱۱. مدل حوضه فورلند زاگرس و تغییرات ضخامت و محدوده گسترش عضو سیمره در برش‌های شیخ‌مکان (Sh)، باغ‌گل (B) و سیاه‌دره (S) برگرفته از DeCells and Giles, 1996 با تغییرات

نتیجه‌گیری

عضو سیمره در برش شیخ‌مکان با ضخامت ۴۳ متر شامل چهار واحد سنگی با لیتولوژی مارن و سنگ‌آهک، در برش باغ‌گل با ضخامت هشت متر شامل یک واحد سنگی با لیتولوژی آهک مارنی و در برش سیاه‌دره با ضخامت کمتر از یکی متر شامل لیتولوژی مارن آهکی است که این واحدهای سنگی حاوی ماکروفسیل دوکفه‌ای، خارپوست و سایر عناصر زیستی مربوط به این رخساره کم‌عمق می‌باشند. سن عضو سیمره براساس زون‌های زیستی فرامینیفری پایین و بالای آن، در برش‌های شیخ‌مکان، باغ‌گل و سیاه‌دره کامپانین میانی می‌باشد. مقایسه این عضو در برش‌های مورد مطالعه با سایر برش‌های هم‌روند (جنوب غربی-شمال شرقی) از لحاظ گسترش جغرافیایی نشان‌دهنده کاهش تدریجی ضخامت این عضو به دلیل تغییرات عمق ناشی از حرکات تکتونیکی حوضه فورلند زاگرس در انتهای دوره کرتاسه از جنوب غرب به سمت شمال شرق لرستان می‌باشد به‌طوری‌که از جنوب غرب به سمت شمال شرق لرستان از چهار واحد سنگی به یک واحد می‌رسد و در نزدیکی زون برخوردی (شمال و شمال شرق لرستان) به دلیل عمیق شدن محیط رسوب‌گذاری به‌طورکلی بدون رخنمون است.

منابع

- بازوند، ا.، صادقی، ع.، آدابی، م. ح.، جمالی، ا. م. و هداوند خانی، ن.، ۱۴۰۴. زیست‌چینه‌نگاری سازند گورپی بر مبنای روزن‌بران پلانکتونی در برش شیخ‌مکان (تاقدیس کبیرکوه، ناحیه لرستان)، فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۱)، ۱۸-۱. doi: 10.22071/gsj.2024.457598.2141
- بازوند، ا.، صادقی، ع.، آدابی، م. ح.، جمالی، ا. م. و هداوند خانی، ن.، ۱۴۰۳. زیست‌چینه‌نگاری و بررسی تغییرات عمق‌دیرینه نهشته‌های سازند گورپی بر مبنای فرامینیفرهای پلانکتونی در برش باغ‌گل، ناحیه لرستان، حوضه زاگرس، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷۰ (۱۸)، ۷۹-۹۶.
- بلمکی، ب.، اصغریان‌رستمی، م. وحیدی‌نیا، م. و محمدی، م.، ۱۳۸۹. مطالعه جغرافیای دیرینه عضو سیمره، سازند گورپی، بر مبنای مطالعه سیستماتیک خارپوستان و روزن‌داران در برش میش-خاص، جنوب شرق استان ایلام، نشریه رخساره‌های رسوبی، ۳(۲)، ۱۹-۳۰.
- قورچایی، ش.، ۱۳۸۵. بیواستراتیگرافی سازند گورپی در شمال کبیرکوه بر مبنای فرامینیفرها؛ پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۶۷.
- مغفوری مقدم، ا.، ۱۳۹۴. ریز زیست‌چینه‌نگاری سازند گورپی در یال جنوب باختری تاقدیس خرم‌آباد، حوضه زاگرس، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۹(۱۸)، ۳۲-۳۸.

- Anticline, Southwest of Iran. *Geopersia*, 9(2), 305-350.
- Kroh, A. and Smith, A.B., 2010. Classification and phylogeny of post-Palaeozoic echinoids. *Journal of Systematic Palaeontology*, 7, 147-212.
 - Loeblich, A. R. and Tappan, H., 1988. *Foraminifera Genera and their Classification*, Van Nostrand Reinhold, New York, 970.
 - Smith, A.B. and Wright, C.W., 2003. British Cretaceous echinoids. Part 7, Atelostomata, 1. Holasteroidea: 440- 568, 139, 182, The Palaeontographical Society Monographs, London.
 - Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bull.* 52(7), 1229-1258.
 - Stocklin, J. and Setudehnia, A., 1991. *Stratigraphic Lexicon of Iran*; Geological Survey of Iran, Tehran, 18, 409.
 - Olsson, R. K., Berggren, W. A., Hemleben, C. and Huber, B. T. 1999. *Atlas of Paleocene planktonic foraminifera*, Smithsonian institution press, Washington, 252.
 - Postuma, J. A., 1971. *Manual of planktonic foraminifera*, Amsterdam, London, Elsevier.
 - Premoli Silva, I. and Verga, D., 2004. *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera*, Course 3. In: Verga, D., Rettroi, R. (Eds.), *International school of Planktonic Foraminifera*. Universities of Perugia and Milano. *Tripografiadi di Pontefecino*, Perugia, 283.
 - Razmjooei, M.J., Shahyari, S., Kani, A., Ullmann, C.V., Jamali, A.M., Rahimi, S., Verges, J. and Thibault, N., 2021. Integrated bio-and carbon isotope stratigraphy of the Campanian-Danian sedimentary succession in Lurestan (Zagros Basin, Iran): Implications for syntectonic facies distribution and basin evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 214, 104779.
 - Saura, E., Vergés, J., Homke, S., Blanc, E., Serra-Kiel, J., Bernalola, G., Casciello, E., - همتی‌نسب، م.، ۱۳۸۷. میکروبیواستراتیگرافی و چینه‌نگاری سکانسی سازند گوری در برش کاور، جنوب کبیرکوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۷۵.
 - Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. eds., 1989. *Plankton stratigraphy: volume 1, planktic foraminifera, calcareous nanofossils and calpionellids (Vol. 1)*. CUP Archive.
 - Darabi, G., Maghfouri-Moghaddam, I., Sadeghi, A. and Yusefi, B., 2018. Planktonic foraminifera and sea-level changes in the upper Cretaceous of the Gurpi Formation, Lorestan basin, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 138, 201-218. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2017.11.011
 - DeCelles, P.G. and Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin research*, 8(2), 105-123.
 - Hashmie, A., Rashwan, M., El Hedeny, M., Sharyari, S., Rahimi, S. and Mansour, H., 2020. Facies development, palaeoecology, and palaeoenvironment of the Seymareh (Lopha Limestone) Member of the Gurpi Formation (Upper Campanian), Lurestan Province, SW Iran. *Geological Journal*, 55(10), 1-14.
 - Heydari E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451(1-4), 56-70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.046>
 - Homke, s., Verges, J., Serra-Kiel, J., Bernalola, G., Sharp, I., Garcés, M., Montero-Verdú, I., Karpuz, R. and Goodarzi, M-H., 2009. Late Cretaceous-Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran, *GSA Bulletin*, 121(7/8), 963-978. doi:10.1130/B26035.1
 - James, G. A. and Wynd, J. G., 1965. *stratigraphy nomenclature of the Iranian, oil consortium agreement area*, Report No.1027.
 - Kamyabi Shadan, H., Dashtban, H., Roshandel Arbatani, B. and Foroghi, F., 2019. Late Cretaceous Echinoids from the Seymareh member (Lopha Limestone member), KabirKuh

- Fernández, N., Casini, G., Embry, J.C. and Sharp, I.R., 2011. Basin architecture and growth folding of the NW Zagros early foreland basin during the Late Cretaceous and early Tertiary. *Journal of the Geological Society*, 168(1), 235-250. doi: 10.1144/0016-76492010-092.
- Van Buchem, F.V., Gaumet, F., V!edrenne, V. and Vincent, B., 2006. Middel East Cretaceous sequence stratigraphy study. Part 1-S.W.Iran. Final report, Institut Français du pétrol in cooperation with the National Iranian Oil Company-Exploration Directorate.

