

زمین شناسی ایران

سال ۱۷، شماره ۶۵، بهار ۱۴۰۲

فصلنامه زمین شناسی
ISSN: 1735-7128

Quarterly Iranian Journal of Geology

Vol. 17, No. 65, Spring 2023

فهرست

- زمین‌شیمی و شیمی کانی سنگ‌های نفوذی گردنه آهوان، شمال شرق سمنان (ایران مرکزی)
سعید کامران، احمد احمدی خلجی، مهدی رضائی کهنانی و زهرا شهماسی ۱
- نشست آب و تاثیر انحلال در پایداری سد بار نیشابور
محمدتقی کرپاسی معروف، حمیدرضا ناصری و فرشاد علیجانی ۱۹
- بررسی زمین‌ساخت، داده‌های گسلی و ارتباط آن‌ها با کانه‌زایی و دگرسانی در گستره اسپخان هریس (استان آذربایجان شرقی - شمال غرب ایران)
نیما یادگاری، سید غفور علوی و محسن مؤید ۳۳
- زمین‌شناسی، کانه‌زایی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسار مس، سرب-روی قرلجه، شمال غرب زنجان
سیده عالیہ میرحسینی، قاسم نباتیان، افشین زهدی و آرمین سلسانی ۴۹
- زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پراکنندگی عناصر در زون‌های دگرسانی نفوذی-زالیلیک، زون ماگمایی ارسباران
محمدرضا حسین‌زاده، سجاد مغفوری، محسن مؤید، زهرا هادی چهاربرج و نصیر عامل ۷۱
- پالینواستراتیگرافی و پالئوآکولوژی نهشته‌های ژوراسیک میانی، تپال، غرب شاهرود، البرز شرقی
فرشته سخادی فیروزه، هاشمی بزدی و حسین هاشمی ۹۱

Contents

- Geochemistry and Mineral Chemistry of the Ahowan intrusion rocks, northeast Semnan (Central Iran)
Kamran, S., Ahmadi Khalaji, A., Rezaei-Kabkhaei, M. and Zahra Tahmasbi 111
- Effect of water seepage and dissolution on the stability of Neyshabur bar dam
Karbasi Maroof, M.T., Nassery, H.R. and Alijani, F. 112
- Investigation of tectonics, fault data and their relationship with mineralization and alteration in Asbkhan, Heris area (East Azerbaijan Province-Northwest Iran)
Yadegari, N., Alavi, S.G. and Moayyed, M. 113
- Geology, mineralization, mineralogy, structure and texture in the Ghezeljeh Cu, Pb-Zn deposit, NW Zanjan
Mir Hosseini, S.A., Nabatian, Gh., Zohdi A. and Salsani, A. 114
- Geology, Alteration, Geochemistry and Element distribution in Alteration Zones of Nughdoz- Zaylik Area, Arasbaran Magmatic Zone
Hosseinzadeh, M. R., Maghfouri, S., Moayyed, M., Hadavi Chaharborj, Z. and Amel, N. 115
- Palynostratigraphy and palaeoecology of the Middle Jurassic strata, Tapal, west of Shahrud, eastern Alborz
Sajjadi, F., Hashemi Yazdi, F. and Hashemi, H. 116



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۷، شماره ۶۵، بهار ۱۴۰۲

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

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 محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

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

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قوبدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه 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 ۱۴۰۲

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: ۲۹۹۰۲۵۹۴، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

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 دسترس است:

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

راهنمای نگارش مقالات

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

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

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

زمین‌شیمی و شیمی کانی سنگ‌های نفوذی گردنه آهوان، شمال شرق سمنان (ایران مرکزی)

سعید کامران^۱، احمد احمدی خلجی^(۲)، مهدی رضائی کهخائی^۳ و زهرا طهماسبی^۴

- دانش‌آموخته دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد
- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد
- استادیار گروه پتروژئولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود
- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۱۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۹/۲۸

چکیده

واحدهای سنگی مورد مطالعه در شمال شرقی شهرستان سمنان رخنمون دارند. این سنگ‌ها با ترکیب مونزوگابرو-مونزوادیوریت درون سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی ائوسن قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های عمده سازنده آن‌ها هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای است و بافت پوئی کیلیتیک نیز بافت فرعی در این سنگ‌ها به شمار می‌رود. داده‌های حاصل از آنالیز نقطه‌ای نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اوژیت و پلاژیوکلازها از نوع آندزین، لابرادوریت و بیتونیت هستند. همچنین کلینوپیروکسن‌ها در دمای حدود ۱۱۰۴ تا ۱۱۶۸ و پلاژیوکلازها در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. بر پایه نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی، نمونه‌های بررسی‌شده در گستره کمان آتش‌فشانی حاصل از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی جای دارند.

واژه‌های کلیدی: دما-فشارسنجی، سمنان، شیمی کانی، کمان آتشفشانی، گابرو.

مقدمه

توده نفوذی آهوان در شمال شرقی شهر سمنان قرار دارد. بر پایه پهنا بندی زمین ساختاری (نبوی، ۱۳۵۵)، گستره سمنان در پهنا ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱-الف). این گستره در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان (نبوی، ۱۳۶۶) و ۱:۱۰۰۰۰۰ جام (علوی نائینی، ۱۳۷۵)، قرار دارد. در رابطه با برخی از مطالعات پیشین انجام شده بر روی توده‌های نفوذی در این گستره می‌توان به این موارد اشاره کرد: صمدی (۱۳۷۷) توده گرانیتوئیدی گستره نوکه را از

نوع I و مرتبط با حاشیه فعال قاره می‌داند. غیاثوند (۱۳۸۴) معتقد است که کانسارهای اسکارن آهن شمال سمنان از نوع کلسیمی و در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی نوکه به درون توف‌های آهکی ائوسن حاصل شده‌اند. شاه‌حسینی (۱۳۸۶) با بررسی توده‌های گابروبی و گرانیتوئیدی گستره، به ترتیب منشأ گوشته غنی‌شده و ذوب بخشی پوسته را برای آنها در نظر دارد و با توجه به موقعیت زمین‌شناسی گستره، فرضیه فرورانش را بعید دانسته و یک موقعیت حوضه پشت قوس را که در مراحل اولیه تکاملی خود قرار داشته در نظر می‌گیرد.

* نویسنده مرتبط: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

با ترکیب شیمیایی تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی با روند تقریبی شمالی-جنوبی و حداکثر ضخامت ۲ متر واحدهای سنگی فوق را قطع می‌کنند (شکل ۲-پ) (صمدی، ۱۳۷۷). واحدهای رسوبی شامل مارن‌های سازند شمشک، آهک‌های سازندهای دلیچای و تیزکوه، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومراها و گچ و رسوبات آبرفتی ائوسن-الیگوسن و کواترنری هستند (شکل ۲-ت). نبوی (۱۳۶۶) با توجه به یافت شدن قطعات دگرگونی از جنس شیست داخل رسوبات سازندهای باروت و کهر، پی‌سنگ گستره را از نوع دگرگونی در نظر می‌گیرد.

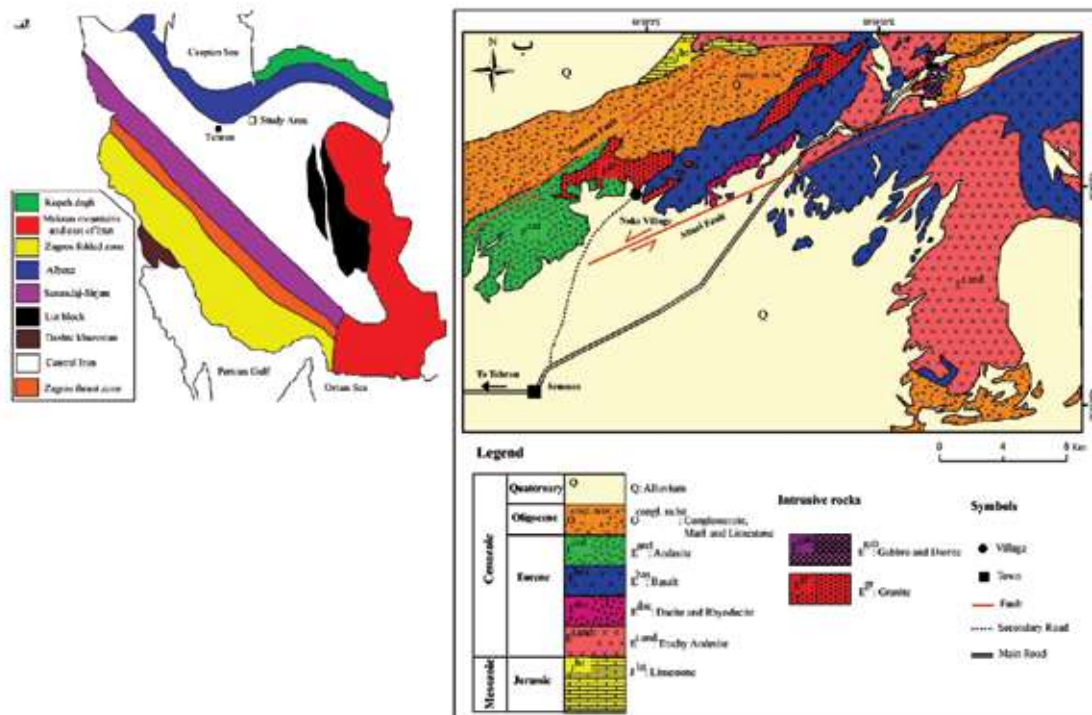
روش مطالعه

در طی مطالعات صحرایی، تعداد ۳۰ نمونه سنگی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری از سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه برداشته شد. سپس کانی‌شناسی و روابط بافتی آنها به‌طور دقیق بررسی شد. ۴ نمونه از این سنگ‌ها که کمترین دگرسانی را داشتند برای شناسایی عنصرهای اصلی، به روش ICP-AES و عنصرهای فرعی، کمیاب و خاکی، به روش ICP-MS، به آزمایشگاه ALS-CHEMEX کشور کانادا ارسال شدند (جدول ۱). برای مقایسه از ۵ نمونه آنالیز شده توسط شاه‌حسینی ۱۳۸۶ استفاده شده است. دقت اندازه‌گیری برای تمامی عناصر اصلی در حد ۰/۱ درصد وزنی و حداکثر دقت اندازه‌گیری در گروه عناصر جزئی برای عناصر Cr، Li و Ti به میزان ۱۰ ppm می‌باشد. به‌منظور مطالعات آنالیز نقطه‌ای کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به‌عنوان کانی‌های قابل توجه در این سنگ‌ها، در ۲ مقطع نازک صیقلی در دانشگاه اسلو در کشور نروژ، تعداد ۲۳ نقطه از کانی کلینوپیروکسن و ۱۴ نقطه از کانی پلاژیوکلاز در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۱۵ نانو آمپر، زمان شمارش ۱۰ ثانیه، دقت آنالیز ۰/۱ درصد وزنی و قطر پرتو متمرکز ۱۰ میکرومتر برای پلاژیوکلاز و ۲-۵ میکرومتر برای کلینوپیروکسن مورد تجزیه قرار گرفتند (جدول‌های ۲ و ۳).

قاسمی و جمشیدی (۱۳۹۲) با بررسی سنگ‌های اولیوین گابرویی تا مونزونیتی قاعده سازند شمشک در بخش‌هایی از استان سمنان، ماهیت قلیایی غیرکوهزایی و منشأ ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای با ترکیب گارنت لرزولیت را برای آنها در نظر می‌گیرند. نادری و همکاران (۱۳۹۹) با بهره‌گیری از شیمی کانی بیوتیت، توده گرانیتوئیدی تویه-دروار واقع در گستره دامغان را از نوع قلیایی غیرکوهزایی دانسته‌اند. با توجه به اینکه گستره مورد مطالعه میان دو کمربند ایران مرکزی و البرز مرکزی قرار دارد و دو فرضیه حاشیه فعال قاره‌ای و حوضه پشت قوس برای این گستره مطرح شده است بنابراین در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از نتایج مطالعات صحرایی، پتروگرافی و زمین‌شیمی از جمله شیمی سنگ، شیمی کانی و دما-فشارسنجی، منشأ و محیط زمین‌ساختی این توده نفوذی مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی

در گستره‌های سمنان، دامغان و جام، نواحی واقع در بخش شمال غرب گسل سمنان (عطاری) وابسته به کمربند البرز مرکزی و گستره‌های واقع در قسمت جنوب شرق این گسل (از جمله بخش‌های شمال شرقی شهرستان سمنان) وابسته به کمربند ایران مرکزی می‌باشند (شکل ۱-الف) (علوی نائینی، ۱۳۵۱؛ نبوی، ۱۳۵۵؛ علوی نائینی، ۱۳۷۵). چیرگی سنگی در گستره با سنگ‌های آتشفشانی، رسوبی-آتشفشانی و رسوبی می‌باشد. در گستره مورد مطالعه به‌صورت یک سری از واحدهای چینه‌شناسی ژوراسیک تا کواترنری دیده می‌شوند (شکل ۱-ب) (نبوی، ۱۳۶۶؛ علوی نائینی، ۱۳۷۵). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به‌طور کلی شامل بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت و ریوداسیت هستند (رضائی کهخائی و همکاران، ۱۳۹۷؛ خلعت‌بری جعفری و اعتصامی، ۱۳۹۷). واحدهای آتشفشانی-رسوبی موسوم به سازند کرج به سن ائوسن میانی هستند و توده‌های نفوذی درون این مجموعه آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-الف و ب). علاوه بر این گاهی دایک‌هایی



شکل ۱. الف) جایگاه گستره مورد مطالعه (شمال شرقی سمنان) در نقشه پهنبندی زمین‌ساختی ایران برگرفته از (نبوی، ۱۳۵۵)، ب) نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (سمنان، نبوی، ۱۳۶۶) و ۱:۱۰۰۰۰۰ (جام علوی نائینی، ۱۳۷۵) اقتباس از (قصابی فیض، ۱۳۹۶)



شکل ۲. تصاویر صحرایی از گستره مورد مطالعه (شمال شرقی سمنان)، الف) دورنمایی از نفوذ توده‌های مونزوغابرویی مورد مطالعه به درون تشکیلات رسوبی ائوسن (دید به سمت شمال شرقی)، ب) نمایی نزدیک از گابروها (دید به سمت جنوب)، پ) نفوذ دایک با روند شمال غرب-جنوب شرق درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، ت) نمایی نزدیک از سنگ‌های رسوبی ائوسن-الیگوسن

جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-AES اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی، تجزیه ICP-MS عناصر کمیاب برحسب ppm نمونه‌های گستره آهوان. نشانه‌های اختصاری عبارتند از: مونزوگابرو (MG)، مونزودیوریت (MD) و اندازه‌گیری نشده (NA)

| Sample | GAF 8 | GAF 13 | GAF 19 | GAF 42 | S-25-1* | S-23-5** | S-23-1* | S-28-1** | S-24-1** |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|---------|----------|---------|----------|----------|
| Name | MG | MG | MG | MG | MG | MD | MD | MD | MD |
| SiO ₂ | ۵۰/۹۹ | ۵۰/۵۱ | ۵۰/۳۲ | ۵۰/۰۶ | ۴۹/۱۴ | ۵۰/۷۹ | ۵۱/۵۴ | ۵۱/۲۸ | ۵۰/۵۴ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۸/۷۹ | ۱۷/۱۵ | ۱۹/۲۴ | ۱۹/۱۱ | ۱۹/۹۷ | ۱۹/۷۹ | ۱۸/۴۷ | ۱۸/۲۲ | ۱۷/۸۲ |
| Fe ₂ O ₃ | ۰/۸۵ | ۰/۸۲ | ۰/۸۷ | ۰/۷۵ | ۱/۳۲ | ۱/۷۲ | ۱/۷۰ | ۱/۵۳ | ۱/۶۴ |
| FeO | ۸/۵۲ | ۸/۲۱ | ۸/۶۷ | ۷/۵۰ | ۵/۶۵ | ۷/۲۰ | ۷/۰۷ | ۶/۴۷ | ۶/۷۱ |
| CaO | ۶/۶۱ | ۹/۳۳ | ۶/۹۸ | ۹/۹۸ | ۱۰/۵۶ | ۴/۸۶ | ۵/۶۶ | ۶/۴۳ | ۶/۷۵ |
| MgO | ۶/۷۴ | ۶/۷۹ | ۶/۱۲ | ۴/۹۳ | ۶/۰۳ | ۵/۵۸ | ۵/۷۷ | ۶/۲۷ | ۷/۱۰ |
| Na ₂ O | ۴/۸۴ | ۳/۳۶ | ۴/۵۴ | ۴/۴۱ | ۴/۱۱ | ۴/۷۵ | ۴/۶۲ | ۴/۰۸ | ۳/۷۶ |
| K ₂ O | ۰/۸۷ | ۲/۰۲ | ۱/۴۳ | ۱/۳۰ | ۰/۹۱ | ۲/۱۰ | ۱/۹۱ | ۲/۹۱ | ۲/۳۸ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰/۰۲ | ۰/۰۶ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | NA | NA | NA | NA | NA |
| TiO ₂ | ۱/۲۳ | ۱/۲۸ | ۱/۳۱ | ۱/۳۶ | ۱/۲۱ | ۱/۷۵ | ۱/۷۸ | ۱/۴۶ | ۱/۸۵ |
| MnO | ۰/۱۴ | ۰/۲۰ | ۰/۱۵ | ۰/۱۴ | ۰/۱۱ | ۰/۱۴ | ۰/۱۴ | ۰/۱۸ | ۰/۱۶ |
| P ₂ O ₅ | ۰/۳۱ | ۰/۱۷ | ۰/۲۹ | ۰/۳۴ | ۰/۲۹ | ۰/۵۱ | ۰/۵۲ | ۰/۳۸ | ۰/۴۷ |
| SrO | ۰/۰۵ | ۰/۰۸ | ۰/۰۴ | ۰/۰۷ | NA | NA | NA | NA | NA |
| BaO | ۰/۰۴ | ۰/۱۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Ba | ۳۶۵ | ۱۱۰۰ | ۲۷۷ | ۲۷۶ | ۲۹۵/۸ | ۶۳۰/۷ | ۵۷۵/۲ | ۱۲۱/۰۶ | ۹۵۸/۸ |
| Ce | ۳۹/۳ | ۲۳/۲ | ۳۱/۱ | ۳۷/۶ | ۲۸/۹ | ۴۵/۱ | ۴۶/۸ | ۳۹/۳ | ۴۱/۳ |
| Cr | ۱۱۰ | ۴۲۰ | ۱۳۰ | ۳۰ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Cs | ۸/۱۴ | ۵/۲ | ۱۵/۶ | ۰/۶۷ | ۰/۷ | ۳/۱ | ۰/۸ | ۳۰ | ۰/۸ |
| Dy | ۳/۹۱ | ۳/۷۴ | ۳/۶۶ | ۳/۹ | ۳/۴ | ۴/۵ | ۴/۷ | ۴/۰۵ | ۴/۶۸ |
| Er | ۲/۲۹ | ۲/۳۵ | ۲/۱۶ | ۲/۵۴ | ۲/۰۶ | ۲/۷۲ | ۲/۹۱ | ۲/۳۱ | ۲/۷۸ |
| Eu | ۱/۴ | ۱/۳۳ | ۱/۱۹ | ۱/۶ | ۱/۱۹ | ۱/۶۵ | ۱/۷ | ۱/۴۶ | ۱/۵۵ |
| Ga | ۱۹/۹ | ۱۶/۴ | ۱۷/۲ | ۱۹/۴ | ۱۸/۱ | ۱۹/۲ | ۲۰/۱ | ۱۸/۱ | ۱۹/۱ |
| Gd | ۴/۱۸ | ۳/۷۲ | ۳/۸ | ۴/۵۳ | ۳/۷۲ | ۵/۰۳ | ۵/۴۳ | ۴/۳۹ | ۵/۰۸ |
| Hf | ۲/۷ | ۱/۹ | ۲/۶ | ۳ | ۲/۶ | ۳/۹ | ۴ | ۳/۵ | ۳/۴ |
| Ho | ۰/۸۷ | ۰/۷۹ | ۰/۸۲ | ۰/۹ | ۰/۶۷ | ۰/۹۱ | ۰/۹۶ | ۰/۷۸ | ۰/۹۲ |
| La | ۱۸/۷ | ۱۰/۷ | ۱۵/۸ | ۱۸/۵ | ۱۳/۷ | ۲۱/۹ | ۲۰/۹ | ۱۸/۲ | ۱۸/۸ |
| Lu | ۰/۳۵ | ۰/۳ | ۰/۳۲ | ۰/۳۳ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ |
| Nb | ۱۲/۵ | ۹/۳ | ۱۰/۳ | ۱۴/۶ | ۱۰/۹ | ۱۷/۷ | ۱۷/۲ | ۱۳/۳ | ۱۶/۴ |
| Nd | ۱۹/۶ | ۱۲/۴ | ۱۶/۴ | ۱۹/۲ | ۱۴/۹ | ۲۳/۹ | ۲۳/۸ | ۲۰/۸ | ۲۲/۵ |
| Pr | ۴/۵۷ | ۲/۹۷ | ۳/۷۶ | ۴/۸ | ۳/۷ | ۵/۸۱ | ۵/۷۹ | ۵/۰۱ | ۵/۴ |
| Rb | ۱۵/۵ | ۴۶ | ۲۰ | ۲۳ | ۱۴ | ۳۴/۵ | ۲۸/۷ | ۷۱/۸ | ۳۵ |
| Sm | ۴/۵۷ | ۳/۲۱ | ۳/۹۹ | ۴/۸۵ | ۳/۵ | ۵/۱ | ۵/۴ | ۴/۳ | ۴/۹ |
| Sn | ۱ | ۱ | ۱ | ۲ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Sr | ۵۶۸ | ۷۸۷ | ۴۶۸ | ۷۹۱ | ۹۰۳/۵ | ۷۴۹/۴ | ۹۴۰/۵ | ۷۷۱/۷ | ۶۳۰/۸ |
| Ta | ۰/۸ | ۰/۷ | ۰/۶ | ۰/۹ | ۰/۷ | ۱/۴ | ۱/۲ | ۰/۸ | ۱ |
| Tb | ۰/۶۹ | ۰/۶۲ | ۰/۶۳ | ۰/۶۷ | ۰/۶۷ | ۰/۸۷ | ۰/۹۵ | ۰/۷۶ | ۰/۹ |
| Th | ۱/۸۱ | ۰/۸ | ۲/۱۸ | ۱/۷۷ | ۱/۸ | ۲/۵ | ۲/۴ | ۲ | ۱/۳ |
| Tm | ۰/۳۵ | ۰/۳۵ | ۰/۳۵ | ۰/۳۵ | ۰/۳ | ۰/۴ | ۰/۴ | ۰/۳۳ | ۰/۴۱ |
| U | ۰/۴۳ | ۰/۲۴ | ۰/۵۶ | ۰/۵۷ | ۰/۴ | ۰/۸ | ۰/۸ | ۰/۶ | ۰/۶ |
| V | ۲۳/۵ | ۲۲/۱ | ۲۵/۷ | ۲۸/۵ | ۲۱/۵ | ۲۳/۹ | ۲۴/۷ | ۲۱/۸ | ۲۶/۳ |
| W | ۱۷۷ | ۲۲۶ | ۷۸ | ۲۶۸ | ۰ | ۰/۳ | ۰/۱ | ۰/۲ | ۰/۱ |
| Y | ۲۴/۵ | ۲۰/۹ | ۲۱ | ۲۴/۹ | ۲۰ | ۲۶/۲ | ۲۸/۲ | ۲۲/۹ | ۲۶/۶ |
| Yb | ۲/۱۸ | ۲/۱۲ | ۲/۱۲ | ۲/۱۱ | ۱/۷۱ | ۲/۳۹ | ۲/۶۱ | ۲/۰۵ | ۲/۴۴ |
| Zr | ۱۲۷ | ۸۹ | ۱۱۰ | ۱۲۶ | ۹۹/۶ | ۱۵۰/۹ | ۱۶۴/۷ | ۱۳۴/۵ | ۱۳۶/۱ |
| Ag | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | NA | NA | NA | NA | NA |
| As | ۲/۵ | ۷ | ۲/۵ | ۹ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Cd | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۵ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Co | ۵۰ | ۵۳ | ۴۳ | ۵۹ | ۲۶/۲ | ۲۹/۹ | ۲۹/۱ | ۲۷/۳ | ۲۶/۲ |

ادامه جدول ۱.

| Sample | GAF 8 | GAF 13 | GAF 19 | GAF 42 | S-25-1* | S-23-5* | S-23-1* | S-28-1* | S-24-1* |
|--------|-------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Cu | ۵ | ۱۰۱ | ۴۰ | ۶۰ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Li | ۴۰ | ۴۰ | ۵۰ | ۱۰ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Mo | ۰٫۵ | ۱ | ۲ | ۱ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Ni | ۵۵ | ۵۸ | ۵۶ | ۲۳ | ۴۶ | ۴۶ | ۴۰ | ۵۴ | ۳۵ |
| Pb | ۱ | ۳ | ۳ | ۸ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Sc | ۲۲ | ۳۵ | ۲۳ | ۲۸ | ۳۳ | ۲۰ | ۲۲ | ۲۸ | ۳۰ |
| Tl | ۱۰ | ۵ | ۵ | ۵ | NA | NA | NA | NA | NA |
| Zn | ۵۱ | ۶۷ | ۸۲ | ۹۰ | NA | NA | NA | NA | NA |

* نمونه‌های اکتیاس شده از شاه‌حسینی (۱۳۸۶)

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن در توده نفوذی آهوان. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن انجام شده است. Core: مرکز و Rim: حاشیه

| Sample | GAF 13 | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| | Cpx | Cpx 1 | | | | Cpx 2 | | Cpx 3 | | | Cpx 4 |
| Location | Core | Core | Rim | Rim | Core | Rim | Core | Core | Rim | Rim | Core |
| SiO ₂ | ۵۰٫۳۳ | ۵۰٫۰۱ | ۵۱٫۴۷ | ۵۱٫۳۷ | ۵۰٫۷۳ | ۵۱٫۰۰ | ۵۰٫۶۴ | ۵۱٫۵۵ | ۵۱٫۳۸ | ۵۱٫۲۹ | ۵۱٫۰۲ |
| TiO ₂ | ۱٫۱۰ | ۱٫۰۴ | ۰٫۷۸ | ۰٫۷۷ | ۱٫۰۸ | ۱٫۰۰ | ۱٫۰۹ | ۰٫۷۴ | ۱٫۳۰ | ۰٫۹۱ | ۰٫۷۷ |
| Al ₂ O ₃ | ۳٫۲۶ | ۳٫۲۷ | ۱٫۳۴ | ۲٫۴۰ | ۲٫۱۷ | ۱٫۶۵ | ۲٫۲۵ | ۲٫۸۴ | ۲٫۱۶ | ۲٫۷۸ | ۳٫۰۲ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰٫۴۳ | ۰٫۴۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۲۶ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۴ | ۰٫۸۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۴۳ | ۰٫۹۰ |
| FeO | ۷٫۳۵ | ۷٫۵۴ | ۱۰٫۳۵ | ۶٫۸۵ | ۸٫۵۵ | ۱۱٫۱۰ | ۸٫۸۹ | ۶٫۲۴ | ۹٫۴۶ | ۶٫۷۱ | ۶٫۲۷ |
| MnO | ۰٫۲۳ | ۰٫۱۸ | ۰٫۳۶ | ۰٫۱۸ | ۰٫۲۶ | ۰٫۳۸ | ۰٫۲۵ | ۰٫۱۷ | ۰٫۳۰ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۵ |
| MgO | ۱۵٫۱۴ | ۱۵٫۱۵ | ۱۴٫۱۸ | ۱۵٫۷۳ | ۱۵٫۰۰ | ۱۴٫۳۲ | ۱۴٫۸۱ | ۱۵٫۵۰ | ۱۴٫۳۵ | ۱۵٫۷۰ | ۱۵٫۷۵ |
| CaO | ۲۱٫۴۵ | ۲۱٫۳۴ | ۲۰٫۵۳ | ۲۱٫۴۹ | ۲۰٫۷۴ | ۱۹٫۹۹ | ۲۱٫۱۳ | ۲۱٫۶۱ | ۲۰٫۸۴ | ۲۱٫۶۸ | ۲۱٫۸۱ |
| Na ₂ O | ۰٫۳۸ | ۰٫۳۸ | ۰٫۳۹ | ۰٫۳۴ | ۰٫۳۷ | ۰٫۴۱ | ۰٫۴۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۴۰ | ۰٫۳۴ | ۰٫۳۷ |
| K ₂ O | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ |
| Total | ۹۷٫۷۱ | ۹۹٫۱۹ | ۹۹٫۱۵ | ۹۹٫۲۹ | ۹۹٫۱۹ | ۹۹٫۱۶ | ۹۹٫۰۵ | ۹۹٫۷۸ | ۱۰۰٫۱۹ | ۱۰۰٫۰۲ | ۱۰۰٫۰۵ |
| Cations | | | | | | | | | | | |
| Si | ۱٫۸۶۵ | ۱٫۸۵۹ | ۱٫۹۳۳ | ۱٫۹۰۲ | ۱٫۹۰۰ | ۱٫۹۰۸ | ۱٫۸۸۷ | ۱٫۹۰۳ | ۱٫۹۱۰ | ۱٫۸۸۸ | ۱٫۸۷۶ |
| Ti | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۲۱ | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۲۸ | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۲۱ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۲۵ | ۰٫۰۲۱ |
| Al | ۰٫۱۴۲ | ۰٫۱۴۳ | ۰٫۰۶۰ | ۰٫۱۰۵ | ۰٫۰۹۶ | ۰٫۰۷۳ | ۰٫۰۹۹ | ۰٫۱۲۴ | ۰٫۰۹۵ | ۰٫۱۲۱ | ۰٫۱۳۱ |
| Cr | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۲۳ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۲۶ |
| Fe ³⁺ | ۰٫۰۸۱ | ۰٫۰۹۵ | ۰٫۰۵۷ | ۰٫۰۶۶ | ۰٫۰۶۹ | ۰٫۰۸۵ | ۰٫۰۹۵ | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۴۱ | ۰٫۰۶۵ | ۰٫۰۷۶ |
| Fe ²⁺ | ۰٫۱۴۶ | ۰٫۱۳۹ | ۰٫۲۶۸ | ۰٫۱۴۶ | ۰٫۱۹۹ | ۰٫۲۶۳ | ۰٫۱۸۲ | ۰٫۱۶۴ | ۰٫۲۵۳ | ۰٫۱۴۲ | ۰٫۱۱۷ |
| Mn | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۹ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۵ |
| Mg | ۰٫۸۳۶ | ۰٫۸۴۰ | ۰٫۷۹۴ | ۰٫۸۶۸ | ۰٫۸۳۸ | ۰٫۷۹۹ | ۰٫۸۲۳ | ۰٫۸۵۳ | ۰٫۷۹۵ | ۰٫۸۶۲ | ۰٫۸۶۳ |
| Ca | ۰٫۸۵۱ | ۰٫۸۵۰ | ۰٫۸۲۶ | ۰٫۸۵۳ | ۰٫۸۳۲ | ۰٫۸۰۲ | ۰٫۸۴۴ | ۰٫۸۵۵ | ۰٫۸۳۰ | ۰٫۸۵۵ | ۰٫۸۵۹ |
| Na | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۲۸ | ۰٫۰۲۵ | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۳۰ | ۰٫۰۳۰ | ۰٫۰۲۳ | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۲۵ | ۰٫۰۲۷ |
| K | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ |
| Total | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ | ۴٫۰۰۰ |

ادامه جدول ۲.

| Parameters | | | | | | | | | | | |
|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| En | ۰/۴۵۶ | ۰/۴۵۹ | ۰/۴۲۱ | ۰/۴۶۵ | ۰/۴۴۸ | ۰/۴۲۹ | ۰/۴۴۵ | ۰/۴۵۶ | ۰/۴۲۳ | ۰/۴۶۴ | ۰/۴۶۹ |
| Fs | ۰/۰۸۰ | ۰/۰۷۶ | ۰/۱۴۲ | ۰/۰۷۸ | ۰/۱۰۶ | ۰/۱۴۱ | ۰/۰۹۹ | ۰/۰۸۷ | ۰/۱۳۵ | ۰/۰۷۶ | ۰/۰۶۳ |
| Wo | ۰/۴۶۴ | ۰/۴۶۵ | ۰/۴۳۸ | ۰/۴۵۷ | ۰/۴۴۵ | ۰/۴۳۰ | ۰/۴۵۶ | ۰/۴۵۷ | ۰/۴۴۲ | ۰/۴۶۰ | ۰/۴۶۷ |
| T(C) | ۱۱۹۹ | ۱۱۰۶ | ۱۱۹۱ | ۱۱۵۹ | ۱۱۶۸ | ۱۱۱۰ | ۱۱۶۷ | ۱۱۸۱ | ۱۱۹۹ | ۱۱۱۹ | ۱۱۹۱ |
| P(Kbar) | ۳/۹ | -۱/۳ | ۳/۱ | ۱/۰ | ۳/۹ | ۳/۲ | ۳/۶ | ۲/۸ | ۳/۹ | -۱/۱ | ۳/۱ |

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن در توده نفوذی آهوان. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن انجام شده است. Core: مرکز و Rim: حاشیه

| Sample | GAF 13 | | | GAF 43 | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|
| | Cpx 4 | | Cpx 1 | Cpx 2 | | | Cpx 3 | | | | | |
| Location | Rim | Core | Rim | Rim | Core | Core | Core | Core | Rim | Rim | Core | |
| SiO ₂ | ۵۰/۳۹ | ۵۱/۳۳ | ۵۱/۲۵ | ۵۰/۱۸ | ۵۱/۲۳ | ۴۹/۵۰ | ۵۱/۲۲ | ۵۰/۹۶ | ۵۱/۲۷ | ۴۹/۱۳ | ۵۰/۲۰ | ۵۰/۸۸ |
| TiO ₂ | ۱/۳۹ | ۰/۷۸ | ۰/۹۵ | ۱/۶۰ | ۰/۹۹ | ۱/۶۵ | ۱/۰۳ | ۱/۰۵ | ۰/۹۶ | ۱/۷۵ | ۱/۳۵ | ۱/۰۷ |
| Al ₂ O ₃ | ۲/۴۰ | ۳/۰۰ | ۲/۸۵ | ۳/۰۱ | ۱/۵۷ | ۳/۸۱ | ۲/۹۷ | ۲/۶۴ | ۲/۴۴ | ۳/۷۷ | ۳/۲۳ | ۳/۰۲ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰/۰۲ | ۰/۷۶ | ۰/۰۰ | ۰/۰۴ | ۰/۰۰ | ۰/۰۵ | ۰/۱۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ |
| FeO | ۹/۶۸ | ۶/۵۶ | ۷/۰۰ | ۹/۲۷ | ۱۱/۰۹ | ۸/۳۸ | ۶/۵۷ | ۷/۴۶ | ۷/۲۵ | ۹/۱۳ | ۸/۳۱ | ۶/۵۴ |
| MnO | ۰/۲۸ | ۰/۱۳ | ۰/۱۶ | ۰/۳۰ | ۰/۴۵ | ۰/۲۵ | ۰/۲۰ | ۰/۲۰ | ۰/۱۹ | ۰/۲۹ | ۰/۲۵ | ۰/۱۶ |
| MgO | ۱۴/۵۳ | ۱۵/۵۴ | ۱۵/۴۶ | ۱۳/۵۵ | ۱۲/۹۵ | ۱۴/۱۰ | ۱۵/۲۸ | ۱۴/۹۴ | ۱۵/۴۱ | ۱۳/۷۵ | ۱۴/۲۲ | ۱۵/۲۲ |
| CaO | ۲۰/۶۲ | ۲۱/۴۰ | ۲۲/۱۵ | ۲۱/۶۰ | ۲۱/۱۰ | ۲۱/۷۶ | ۲۲/۱۴ | ۲۲/۱۷ | ۲۲/۱۶ | ۲۱/۶۳ | ۲۱/۷۸ | ۲۲/۹۰ |
| Na ₂ O | ۰/۴۵ | ۰/۳۵ | ۰/۳۲ | ۰/۴۲ | ۰/۴۲ | ۰/۳۸ | ۰/۳۴ | ۰/۳۰ | ۰/۳۳ | ۰/۴۰ | ۰/۳۹ | ۰/۲۹ |
| K ₂ O | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ |
| Total | ۹۹/۷۶ | ۹۹/۸۴ | ۱۰۰/۱۵ | ۹۹/۹۶ | ۹۹/۸۲ | ۹۹/۸۹ | ۹۹/۸۵ | ۹۹/۷۳ | ۱۰۰/۰۲ | ۹۹/۸۵ | ۹۹/۷۲ | ۱۰۰/۱۱ |

Cations

| | | | | | | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | ۱/۸۸۰ | ۱/۸۹۴ | ۱/۸۸۶ | ۱/۸۷۴ | ۱/۹۲۹ | ۱/۸۴۱ | ۱/۸۹۰ | ۱/۸۸۹ | ۱/۸۹۱ | ۱/۸۳۳ | ۱/۸۶۸ | ۱/۸۷۳ |
| Ti | ۰/۰۳۹ | ۰/۰۲۲ | ۰/۰۲۶ | ۰/۰۴۵ | ۰/۰۲۸ | ۰/۰۴۶ | ۰/۰۲۸ | ۰/۰۲۹ | ۰/۰۲۷ | ۰/۰۴۹ | ۰/۰۳۸ | ۰/۰۳۰ |
| Al | ۰/۱۰۶ | ۰/۱۳۰ | ۰/۱۲۴ | ۰/۱۳۲ | ۰/۰۷۰ | ۰/۱۶۷ | ۰/۱۲۹ | ۰/۱۱۵ | ۰/۱۰۶ | ۰/۱۶۶ | ۰/۱۴۲ | ۰/۱۳۱ |
| Cr | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۲۲ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰ |
| Fe ³⁺ | ۰/۰۸۹ | ۰/۰۴۲ | ۰/۰۷۶ | ۰/۰۵۹ | ۰/۰۴۷ | ۰/۰۸۶ | ۰/۰۵۵ | ۰/۰۷۰ | ۰/۰۸۲ | ۰/۰۹۹ | ۰/۰۷۳ | ۰/۰۸۴ |
| Fe ²⁺ | ۰/۲۱۳ | ۰/۱۶۱ | ۰/۱۴۰ | ۰/۲۳۰ | ۰/۳۰۲ | ۰/۱۷۵ | ۰/۱۴۸ | ۰/۱۶۱ | ۰/۱۴۱ | ۰/۱۸۶ | ۰/۱۸۵ | ۰/۱۱۷ |
| Mn | ۰/۰۰۹ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۹ | ۰/۰۱۴ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۹ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۵ |
| Mg | ۰/۸۰۸ | ۰/۸۵۵ | ۰/۸۴۸ | ۰/۷۵۴ | ۰/۷۲۷ | ۰/۷۸۲ | ۰/۸۴۱ | ۰/۸۲۶ | ۰/۸۴۷ | ۰/۷۶۵ | ۰/۷۸۹ | ۰/۸۳۵ |
| Ca | ۰/۸۲۴ | ۰/۸۴۶ | ۰/۸۷۳ | ۰/۸۶۴ | ۰/۸۵۱ | ۰/۸۶۷ | ۰/۸۷۵ | ۰/۸۸۱ | ۰/۸۷۶ | ۰/۸۶۵ | ۰/۸۶۹ | ۰/۹۰۳ |
| Na | ۰/۰۳۲ | ۰/۰۲۵ | ۰/۰۲۳ | ۰/۰۳۰ | ۰/۰۳۰ | ۰/۰۲۸ | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۲۲ | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۲۹ | ۰/۰۲۸ | ۰/۰۲۱ |
| K | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ |
| Total | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ | ۴/۰۰۰ |

Parameters

| | | | | | | | | | | | | |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| En | ۰/۴۳۸ | ۰/۴۵۹ | ۰/۴۵۶ | ۰/۴۰۸ | ۰/۳۸۷ | ۰/۴۲۹ | ۰/۴۵۱ | ۰/۴۴۲ | ۰/۴۵۴ | ۰/۴۲۱ | ۰/۴۲۸ | ۰/۴۵۰ |
| Fs | ۰/۱۱۵ | ۰/۰۸۶ | ۰/۰۷۵ | ۰/۱۲۵ | ۰/۱۶۱ | ۰/۰۹۶ | ۰/۰۷۹ | ۰/۰۸۶ | ۰/۰۷۶ | ۰/۱۰۳ | ۰/۱۰۱ | ۰/۰۶۳ |
| Wo | ۰/۴۴۷ | ۰/۴۵۴ | ۰/۴۶۹ | ۰/۴۶۷ | ۰/۴۵۳ | ۰/۴۷۵ | ۰/۴۷۰ | ۰/۴۷۲ | ۰/۴۷۰ | ۰/۴۷۶ | ۰/۴۷۱ | ۰/۴۸۷ |
| T(C) | ۱۱۰۷ | ۱۱۶۸ | ۱۱۹۹ | ۱۰۷۰ | ۱۱۹۱ | ۱۱۳۳ | ۱۱۶۸ | ۱۱۳۳ | ۱۱۶۷ | ۱۱۰۴ | ۱۱۹۹ | ۱۰۹۲ |
| P(Kbar) | ۲/۳ | ۳/۹ | ۳/۹ | -۱/۴ | ۳/۱ | ۲/۱ | ۳/۹ | ۰/۵ | ۳/۶ | ۰/۴ | ۳/۹ | -۱/۸ |

جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی پلاژیوکلاز در توده نفوذی مورد مطالعه. محاسبه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۸ اتم اکسیژن انجام شده است. Core: مرکز و Rim: حاشیه

| Sample | GAF 13 | | | | | | GAF 43 | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Plg 1 | | Plg 2 | | Plg 3 | | Plg 1 | | Plg 2 | | | | | |
| Location | Core | Core | Rim | Core | Rim | Core | Core | Rim | Core | Rim | Core | Rim | Core | |
| SiO ₂ | ۵۲/۴۱ | ۵۲/۱۱ | ۵۲/۷۰ | ۵۲/۷۷ | ۵۹/۱۵ | ۵۲/۰۵ | ۴۹/۷۰ | ۴۸/۵۱ | ۶۲/۸۰ | ۴۸/۸۷ | ۵۵/۵۲ | ۴۸/۴۰ | ۵۳/۲۹ | ۴۷/۵۷ |
| TiO ₂ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۰۸ | ۰/۰۶ | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۱۰ | ۰/۰۵ | ۰/۱۱ | ۰/۰۵ | ۰/۰۸ | ۰/۰۶ |
| Al ₂ O ₃ | ۲۹/۶۵ | ۲۹/۴۸ | ۲۹/۰۵ | ۲۹/۲۲ | ۲۵/۲۳ | ۲۹/۵۰ | ۳۱/۱۱ | ۳۱/۷۰ | ۲۲/۰۷ | ۳۱/۸۶ | ۲۷/۳۱ | ۳۲/۲۲ | ۲۸/۵۲ | ۳۲/۴۲ |
| FeO | ۰/۶۳ | ۰/۵۶ | ۰/۶۳ | ۰/۶۶ | ۰/۴۴ | ۰/۶۳ | ۰/۵۱ | ۰/۵۸ | ۰/۲۷ | ۰/۵۳ | ۰/۴۴ | ۰/۶۵ | ۰/۵۹ | ۰/۵۷ |
| MnO | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۴ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ |
| MgO | ۰/۱۱ | ۰/۱۱ | ۰/۱۰ | ۰/۰۹ | ۰/۰۴ | ۰/۱۲ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰ | ۰/۰۶ | ۰/۰۴ | ۰/۰۷ | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ |
| CaO | ۱۲/۹۵ | ۱۳/۰۷ | ۱۲/۷۳ | ۱۲/۴۰ | ۷/۳۷ | ۱۲/۷۶ | ۱۴/۹۵ | ۱۵/۷۳ | ۳/۵۵ | ۱۵/۶۳ | ۱۰/۱۶ | ۱۵/۹۱ | ۱۱/۸۸ | ۱۶/۶۳ |
| Na ₂ O | ۴/۴۲ | ۴/۳۷ | ۴/۴۷ | ۴/۵۵ | ۷/۲۴ | ۴/۴۱ | ۳/۳۲ | ۲/۸۰ | ۸/۴۷ | ۲/۸۷ | ۵/۷۱ | ۲/۴۹ | ۴/۸۹ | ۲/۳۲ |
| K ₂ O | ۰/۱۴ | ۰/۱۴ | ۰/۱۳ | ۰/۱۴ | ۰/۳۸ | ۰/۱۳ | ۰/۱۳ | ۰/۱۱ | ۱/۸۷ | ۰/۱۱ | ۰/۳۸ | ۰/۱۰ | ۰/۲۸ | ۰/۱۰ |
| Total | ۱۰۰/۳۹ | ۹۹/۸۸ | ۹۹/۹۱ | ۹۹/۸۸ | ۹۹/۹۵ | ۱۰۰/۶۷ | ۹۹/۸۴ | ۹۹/۵۴ | ۹۹/۱۷ | ۹۹/۹۸ | ۹۹/۶۸ | ۹۹/۹۰ | ۹۹/۶۳ | ۹۹/۷۳ |
| Si | ۲/۳۷۸ | ۲/۳۷۷ | ۲/۴۰۰ | ۲/۴۰۲ | ۲/۶۴۹ | ۲/۳۹۶ | ۲/۲۸۱ | ۲/۲۳۹ | ۲/۸۱۹ | ۲/۲۴۳ | ۲/۵۱۵ | ۲/۲۲۵ | ۲/۴۳۱ | ۲/۱۹۶ |
| Al | ۱/۵۸۶ | ۱/۵۸۵ | ۱/۵۶۰ | ۱/۵۶۸ | ۱/۳۳۲ | ۱/۵۷۱ | ۱/۶۸۳ | ۱/۷۲۴ | ۱/۱۶۸ | ۱/۷۲۴ | ۱/۴۵۸ | ۱/۷۴۶ | ۱/۵۳۳ | ۱/۷۶۵ |
| Ti | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۲ |
| Fe | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۲۱ | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۲۵ | ۰/۰۱۶ | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۲۰ | ۰/۰۲۲ | ۰/۰۱۰ | ۰/۰۲۱ | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۲۵ | ۰/۰۲۳ | ۰/۰۲۲ |
| Mn | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰ |
| Mg | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۷ | ۰/۰۰۷ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۴ |
| Ca | ۰/۶۳۰ | ۰/۶۳۹ | ۰/۶۲۱ | ۰/۶۰۵ | ۰/۳۵۴ | ۰/۶۱۸ | ۰/۷۳۵ | ۰/۷۷۸ | ۰/۱۷۱ | ۰/۷۶۹ | ۰/۴۹۳ | ۰/۷۸۴ | ۰/۵۸۱ | ۰/۸۲۳ |
| Na | ۰/۳۸۹ | ۰/۳۸۷ | ۰/۳۹۵ | ۰/۴۰۲ | ۰/۶۲۹ | ۰/۳۸۶ | ۰/۲۹۵ | ۰/۲۵۱ | ۰/۷۳۷ | ۰/۲۵۵ | ۰/۵۰۲ | ۰/۲۲۲ | ۰/۴۳۳ | ۰/۲۰۸ |
| K | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۷ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۲۱ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۷ | ۰/۰۱۰ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۲۲ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۱۶ | ۰/۰۰۶ |
| Total | ۵/۰۲۵ | ۵/۰۲۶ | ۵/۰۱۸ | ۵/۰۱۷ | ۵/۰۰۷ | ۵/۰۱۳ | ۵/۰۲۷ | ۵/۰۲۶ | ۵/۰۱۶ | ۵/۰۲۴ | ۵/۰۱۴ | ۵/۰۱۴ | ۵/۰۲۵ | ۵/۰۲۶ |
| Or | ۰/۸۰۸ | ۰/۷۶۳ | ۰/۷۲۱ | ۰/۷۹۳ | ۲/۱۳۷ | ۰/۷۵۹ | ۰/۷۵۸ | ۰/۶۴۸ | ۱/۰۵۶۳ | ۰/۶۲۳ | ۲/۱۸۵ | ۰/۵۸۴ | ۱/۵۹۷ | ۰/۵۸۳ |
| Ab | ۳۷/۸۷۶ | ۳۷/۴۱۳ | ۳۸/۶۰۰ | ۳۹/۶۰۵ | ۶۲/۶۲۲ | ۳۸/۱۷۱ | ۲۸/۴۲۴ | ۲۴/۲۴۰ | ۷۲/۶۲۴ | ۲۴/۷۵۷ | ۴۹/۳۴۱ | ۲۱/۹۵۸ | ۴۲/۰۰۸ | ۲۰/۰۶۸ |
| An | ۶۱/۳۱۶ | ۶۱/۸۲۴ | ۶۰/۶۷۹ | ۵۹/۶۰۱ | ۳۵/۲۴۱ | ۶۱/۰۶۹ | ۷۰/۸۱۸ | ۷۵/۱۱۲ | ۱۶/۸۱۳ | ۷۴/۶۲۰ | ۴۸/۴۷۴ | ۷۷/۴۵۸ | ۵۶/۳۹۵ | ۷۹/۳۴۹ |

سنگ‌نگاری

نشان می‌دهند (شکل ۳-الف). پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-ب). پلاژیوکلازها به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار است و در بعضی از مقاطع در اثر دگرسانی به سریسیت تبدیل شده‌اند. همچنین در برخی از مقاطع پلاژیوکلازها با دربرگرفتن کلینوپیروکسن، بافت پوئی‌کیلیتیک نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن‌ها بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار، با درصد حجمی بالا هستند و گاهی اکتینولیتی یا اورالیتی شده‌اند (شکل ۳-پ). در آن‌ها دو دسته رخ به صورت واضح مشاهده می‌شود. در برخی مقاطع نیز ادخال‌هایی

با توجه به مطالعات صحرایی، توده‌های نفوذی شمال و شمال شرق سمنان، گسترش کمتری نسبت به واحدهای آتشفشانی دارند. این سنگ‌ها به طور عمده شامل گرانیتوئید و گابرو هستند. توده نفوذی نوکه در این گستره از دو واحد اصلی سنگی شامل مونزونیت-کوارتز مونزونیت و گرانیت-گرانودیوریت تشکیل شده است (کامران، ۱۳۹۸). سنگ‌های مونزوگابرو-مونودیوریت آهوان که موضوع بحث این نوشتار هستند در نمونه دستی، دانه متوسط و به رنگ سبز متمایل به خاکستری و سبز تیره می‌باشند. در مقاطع نازک، بافت‌های میکروسکوپی گرانولار و پوئی‌کیلیتیک

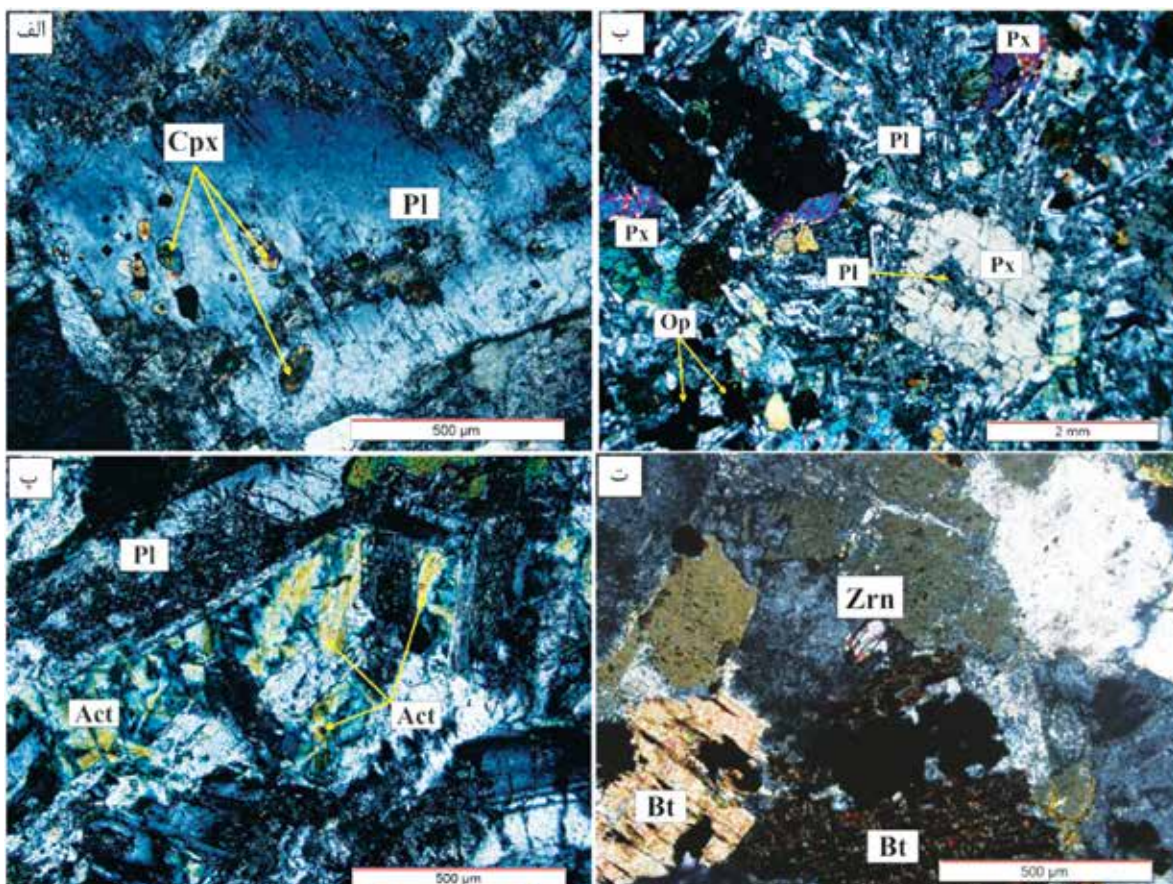
سنگ‌های آذرین نفوذی را به انواع مختلفی تقسیم می‌کند، در گستره مونزوگابرو و مونزودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). برای شناسایی سری ماگمایی نمونه‌های بررسی شده از نمودار درصد وزنی SiO_2 در برابر مجموع مقادیر Na_2O و K_2O (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده است. در این نمودار، نمونه‌های بررسی شده در گستره سری آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب) که می‌تواند به دلیل متاسوماتیسم آلکان رخ داده در نمونه‌ها باشد. در نمودار مثلی مجموع Fe_2O_3 ، MgO ، و FeO و مجموع مقادیر Na_2O و K_2O (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)، تمام نمونه‌های مورد مطالعه در گستره کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۴-پ و ت).

از کانی پلاژیوکلاز در کانی کلینوپیروکسن دیده می‌شود. پتاسیم فلدسپار نیز به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود و بلورهای آن گاهی به کائولینیت تجزیه شده‌اند. کانی فرعی این سنگ‌ها بیشتر اکسید آهن، آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند (شکل ۳-ت). آپاتیت به‌عنوان کانی فرعی ریزبلور در مقاطع دیده می‌شود. کانی‌های ثانوی سنگ شامل ایدنگزیت، سریسیت و ژئولیت می‌باشند. در برخی مقاطع نیز بقایای اولیوبین مشاهده می‌شود و در حال تبدیل شدن به ایدنگزیت است.

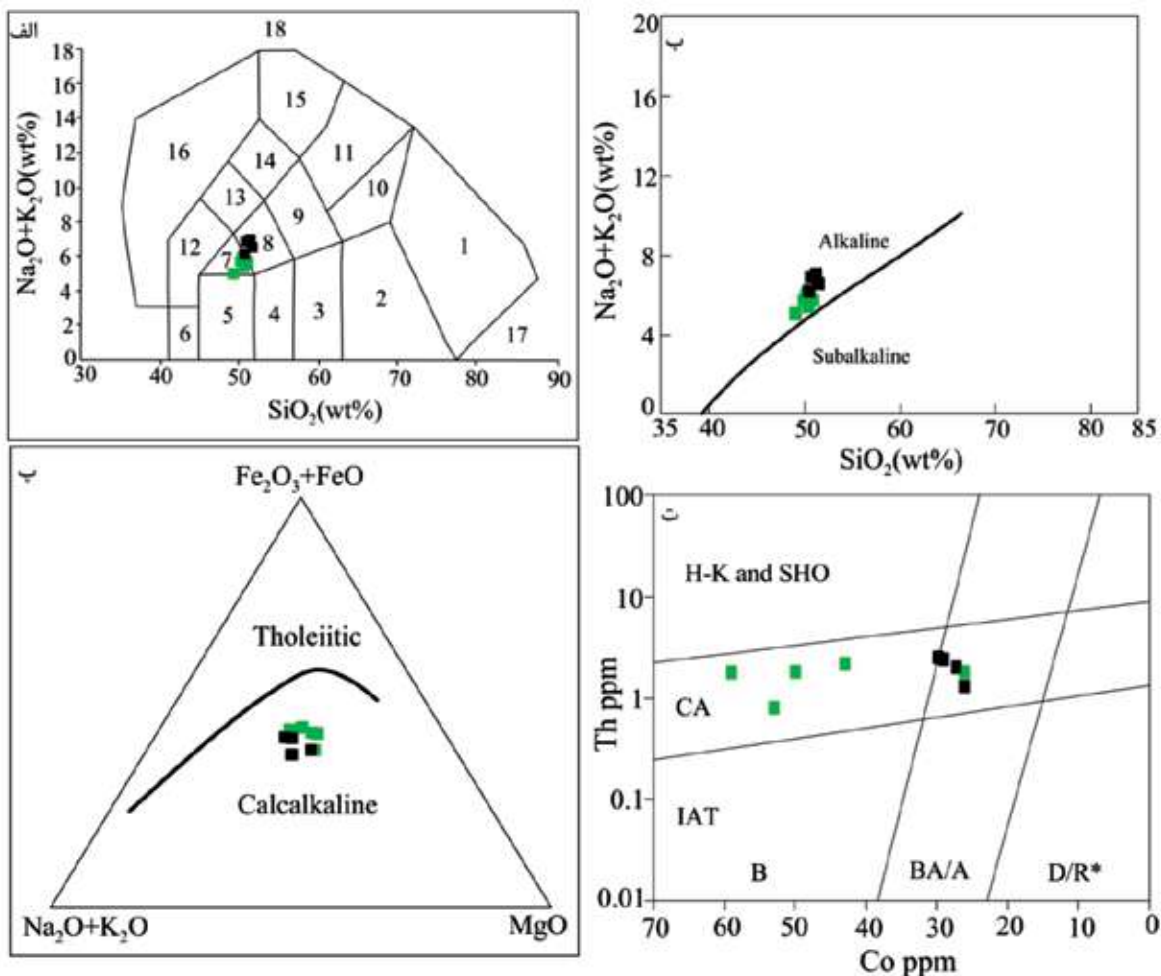
بحث

زمین‌شیمی

ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی شده در نمودار مجموع Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) که



شکل ۳. الف) بافت پوئی کیلیتیک و دگرسانی سریسیتی کانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های مونزودیوریتی (XPL)، ب) بافت پوئی کیلیتیک به همراه کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در سنگ‌های مونزوگابرویی (XPL)، پ) دگرسانی کانی کلینوپیروکسن به اکتینولیت در سنگ‌های مونزوگابرویی (XPL)، ت) کانی‌های بیوتیت و زیرکن در سنگ‌های مونزودیوریتی گستره مورد مطالعه (XPL)



شکل ۴. الف) جایگاه ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (Middlemost, 1994). گستره‌ها عبارتند از: ۱- گرانیت، ۲- گرانودیوریت، ۳- دیوریت، ۴- دیوریت گابرویی، ۵- گابرو، ۶- گابروی پریدوتیتی، ۷- مونزو گابرو، ۸- مونزودیوریت، ۹- مونزونیت، ۱۰- کوارتمونزونیت، ۱۱- سینیت، ۱۲- فوئیدگابرو، ۱۳- فوئیدمونزودیوریت، ۱۴- فوئیدمونزوسینیت، ۱۵- فوئیدسینیت، ۱۶- فوئیدولیت، ۱۷- کوارتزولیت و ۱۸- تاویت/اورتیت/ایتالیت، ب، پ و ت) شناسایی سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه در ب) نمودار SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O (Irvine and Baragar, 1971)، پ) نمودار Fe₂O₃+FeO، MgO، Na₂O+K₂O (Irvine and Baragar, 1971)، ت) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007). B: بازالت، BA/A: آندزیت بازالتی/آندزیت، D/R: داسیت/ریولیت، IAT: تولنیت‌های جزایر کماتی، CA: کالک آلکان، SHO: شوشونیتی، H-K: پتاسیم بالا. در تمام نمودارها مربع سبز نشانگر نمونه‌های مونزوگابروئی و مربع سیاه نشانگر مونزودیوریت‌ها می‌باشد

می‌باشد.

این غنی‌شدگی می‌تواند نشان‌دهنده درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای در حدود ۲/۵ درصد و آرایش ماگما به‌وسیله مواد پوسته‌ای (Wass and Roger, 2004; Sirvastava and Singh, 1980) یا منشأ به نسبت غنی از عناصر قلیایی مرتبط با مناطق فرورانش باشد (Parada et al., 1999). میزان آنومالی Eu از رابطه

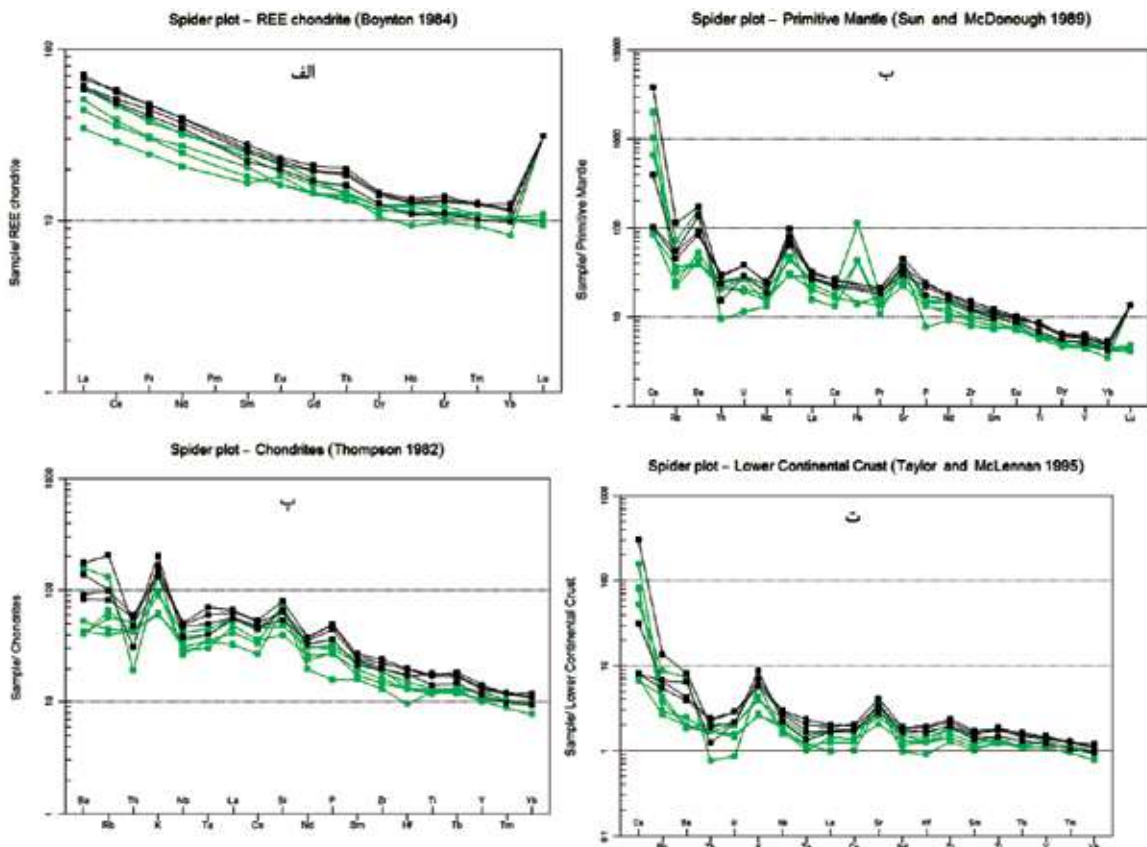
1. Light Rare Earth Elements
2. Middle Rare Earth Elements
3. Heavy Rare Earth Elements

بررسی نمودارهای عناصر نادر خاکی و ناسازگار

نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، کندریت (Thompson, 1982) و پوسته قاره‌ای زیرین (Taylor and McLennan, 1995) برای نمونه‌های آهوان رسم شد (شکل ۵). نمودار شکل ۵-الف به‌طور کلی نشانگر کاهش میزان غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک‌بهره‌تر عناصر نادر خاکی میانه^۲ و عناصر نادر خاکی سنگین^۳

به خاطر متاسوماتیسم سدیک-پتاسیک افزایش یافته باشد (Harris, 1983; Harris et al., 1986). نمودار شکل ۵ به‌طور کلی روندی خطی به‌موازات خط یک را برای هر دو گروه از عناصر REEs^۱ و ناسازگار را نشان داده و مشابه منبع پوسته زیرین می‌باشد. آنومالی مثبت Pb، نشان از تأثیر پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد توده نفوذی و یا آلیش با ماگمای ناشی از ذوب بخشی گوشته عمیق که در ترازهای بالاتر متحمل تفریق شده است، می‌باشد.

$Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$ (Rollinson, 1993) برای نمونه‌های مورد بررسی ۱/۰۰ تا ۱/۲۵ محاسبه شد. در نتیجه در الگوی REE به‌دست آمده، Eu در نمونه‌های گستره مورد مطالعه دارای آنومالی مثبت می‌باشد. آنومالی مثبت Eu نتیجه انباشت پلاژیوکلاز می‌باشد (Jung et al., 2007) و آنومالی مثبت Sr نیز آن را تأیید می‌کند. در نمودارهای شکل ۵، ب، پ و ت، غنی‌شدگی از عناصر به‌شدت ناسازگار همچون K دیده می‌شود و می‌تواند



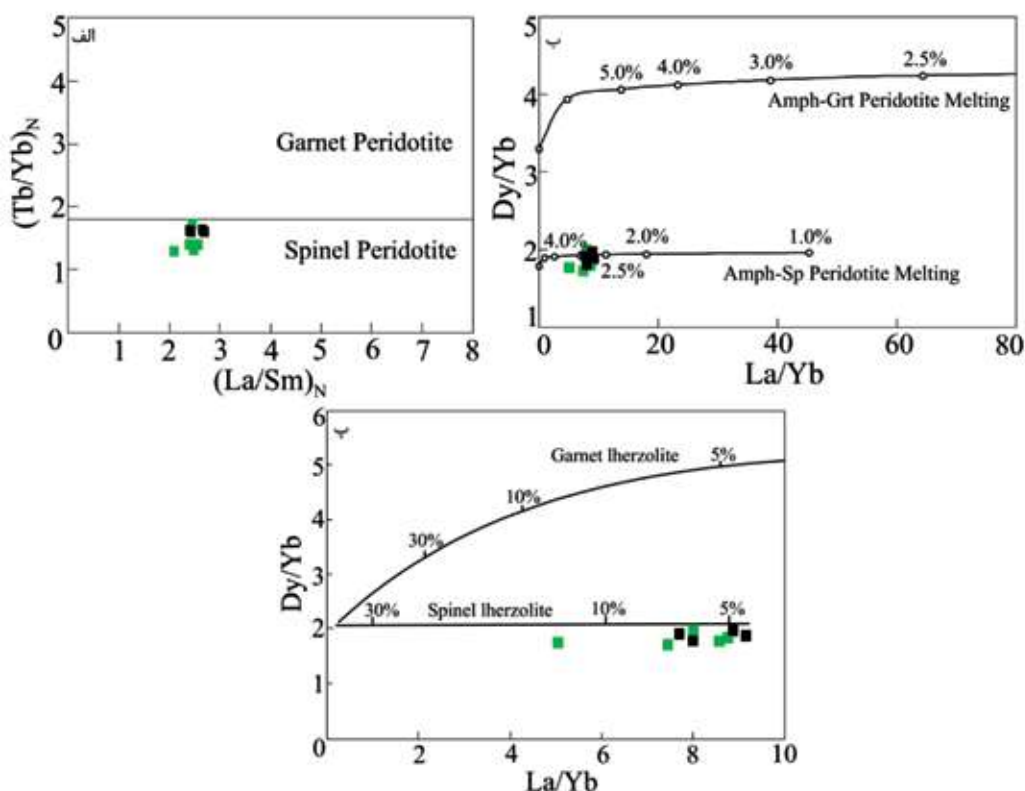
شکل ۵. نمودارهای فراوانی نمونه‌های مورد مطالعه، الف) عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، ب) عناصر ناسازگار به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، پ) عناصر ناسازگار به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982)، ت) عناصر ناسازگار به‌هنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای زیرین (Taylor and McLennan, 1995)

جایگاه زمین‌ساختی و منشأ

به‌منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای گوناگون استفاده شد و در تمام این نمودارها تا جای ممکن از عناصر نامتحرک استفاده شده است. در نمودار نسبت Ti/Y در برابر Zr/Y (Pearce and Gale, 1977) تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه در گستره بازالت‌های حاشیه صفحات و تعدادی دیگر در گستره بازالت‌های درون صفحات قرار گرفتند (شکل ۶-الف). سپس در نمودار $Ti/100-Zr-Sr/2$

به‌منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای گوناگون استفاده شد و در تمام این نمودارها تا جای ممکن از عناصر نامتحرک استفاده شده است. در نمودار نسبت Ti/Y در برابر

1. Rare earth elements



شکل ۷. جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سنگ منشأ، الف) نمودار $(La/Sm)_N$ در برابر $(Tb/Yb)_N$ (Wang et al., 2002)، ب) نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb (Jung et al., 2006)، پ) نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb (Thirlwall et al., 1994)

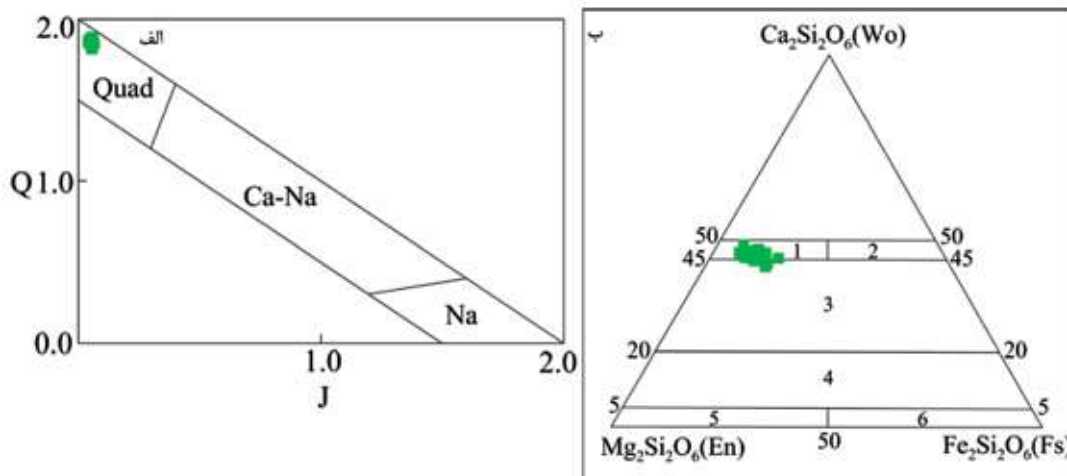
شیمی کانی

کانی کاربرد گسترده‌ای برای تشخیص محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌ها دارد. سری ماگمایی کلینوپیروکسن‌های فوق در نمودارهای ۹-الف و ب مشخص شد و به ترتیب بر اساس درصد وزنی Al_2O_3 در برابر SiO_2 (Lebas, 1962) و Mg در برابر Ti (Aparicio, 2010) رسم می‌شوند. براساس نمودار اول که محدوده‌های ساب‌آلکانل، آلکانل و پراآلکانل را از یکدیگر متمایز می‌کند و نمودار دوم که گستره‌های سری‌های آلکانل، ساب‌آلکانل و پتاسیک را از یکدیگر متمایز می‌کند، این کلینوپیروکسن‌ها به‌طور عمده در محدوده ساب‌آلکانل و کمی در گستره آلکانل قرار می‌گیرند (شکل ۹-الف و ب).

علت واقع شدن بخشی از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های مونزوگابروبی در گستره آلکانل، می‌تواند در اثر متاسوماتیسم رخ داده در گستره مورد مطالعه باشد. جایگاه زمین‌ساختی این کانی‌ها توسط نمودار F_1 در برابر F_2

به‌منظور طبقه‌بندی، تعیین سری ماگمایی، دما، فشار و محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نتایج تجزیه نقطه‌ای عناصر اصلی کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز استفاده شد. تمامی پیروکسن‌های مورد بررسی از نوع کلینوپیروکسن هستند. پیروکسن‌ها را با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها در جایگاه‌های M_1 و M_2 در فرمول عمومی آن‌ها $(M_1M_2T_2O_6)$ به گروه‌های مختلفی طبقه‌بندی می‌کنند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در مونزوگابروهای مورد مطالعه در نمودار $J=2Na$ در برابر $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ (Morimoto, 1988) در گستره پیروکسن‌های $Ca-Mg-Fe$ دار (Quad) (شکل ۸-الف) و در نمودار مثلثی $Wo-En-Fs$ (Morimoto, 1988) در گستره دیوپسید و اوژیت قرار می‌گیرد (شکل ۸-ب).

ترکیب کلینوپیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای میزبان وابسته است، به همین دلیل این



شکل ۸. جایگاه ترکیبی کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مونوزوگابرویی، الف) نمودار دوتایی J-Q (Morimoto, 1988)، ب) نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto, 1988). محدوده‌ها عبارتند از: ۱- دیوپسید، ۲- هیدنبرژیت، ۳- اوژیت، ۴- پیژونیت، ۵- کلینوانستاتیت و ۶- کلینوفروسیلیت

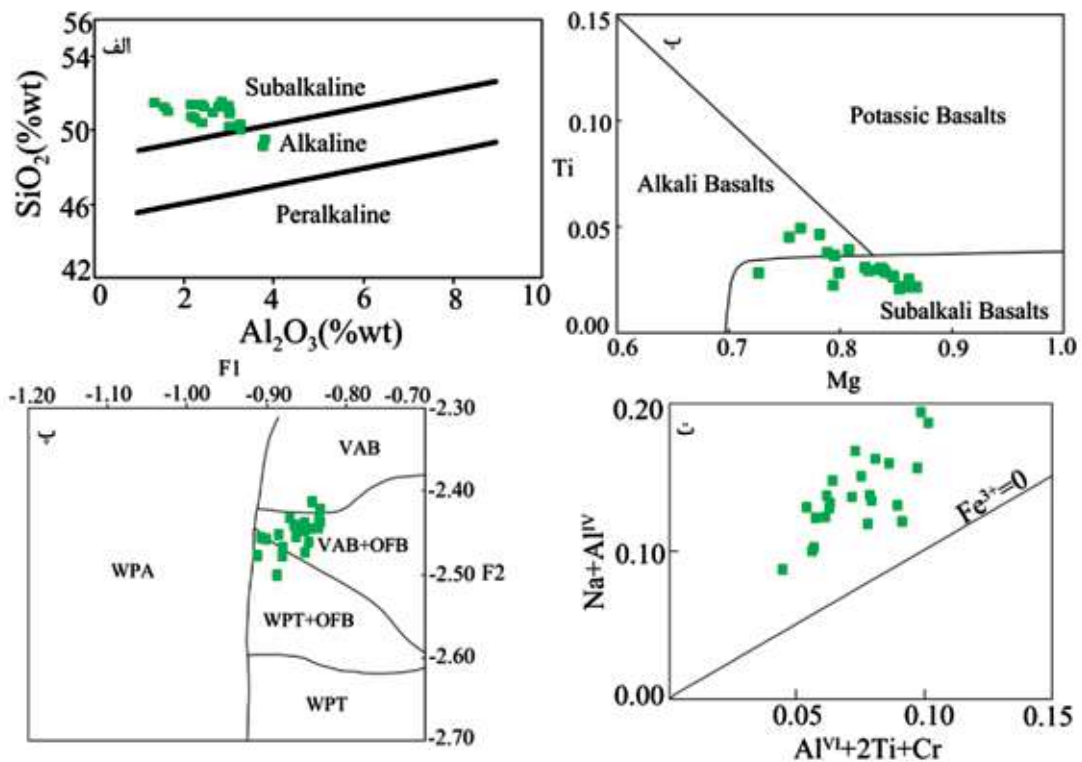
0.235 MnO-0.516 MgO-0.167 CaO-0.153 Na₂O محاسبه می‌شوند، استفاده شد. در این نمودارها که به صورت گرافیکی است، گستره دمایی بین ۱۰۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشاری در گستره بین کمتر از ۲ تا بیشتر از ۲۰ کیلو بار را برای تشکیل کانی کلینوپیروکسن در نظر می‌گیرد و کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مونوزوگابرویی مورد بررسی در دمایی در حدود ۱۱۰۰ تا ۱۱۷۵ درجه سانتی‌گراد و فشاری در حدود کمتر از ۲ تا حداکثر ۴ کیلو بار تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰). در روش معادلاتی (Putirka, 2008) با استفاده از معادلات زیر:

$$T(^{\circ}K) = \frac{93100 + 544P(kbar)}{61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95}$$

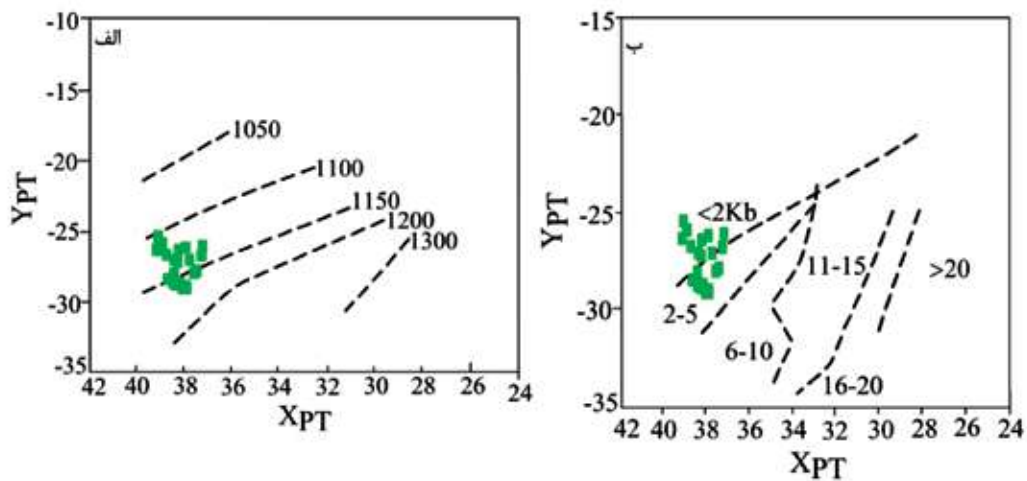
$$\left[X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_{K}^{cpx} \right] + 0.395 \left[\ln(a_{En}^{cpx}) \right]^2$$

$$P(kbar) = 1458 + 0.197T(^{\circ}K) - 24 \ln T(^{\circ}K) + 0.453(H_2O^{liq}) + 55.5(X_{Al(VI)}^{cpx}) + 8.05(X_{Fe}^{cpx}) - 277(X_K^{cpx}) + 18(X_{Jd}^{cpx}) + 44.1(X_{DiHd}^{cpx}) + 2.2 \ln(X_{Jd}^{cpx}) - 17.7(X_{Al}^{cpx})^2 + 97.3(X_{Fe(M2)}^{cpx})^2 + 30.7(X_{Mg(M2)}^{cpx})^2 - 27.6(X_{DiHd}^{cpx})^2$$

(Nisbet and Pearce, 1977) مشخص شد. طبق این نمودار که گستره وسیعی از نواحی زمین ساختی مختلف را از یکدیگر متمایز می‌کند، تمرکز اصلی نمونه‌ها در گستره بازالت‌های کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای و کف اقیانوسی (VAB+OFB) و برخی از نمونه‌ها در گستره بازالت‌های کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای (VAB) و تولیت‌های درون صفحات و بازالت‌های کف اقیانوس (WPT+OFB) واقع می‌شوند (شکل ۹-پ). فوگاسیته اکسیژن تشکیل کانی‌های مورد اشاره توسط نمودار 2Ti+Cr+Al^{VI} در برابر Na+Al^{IV} (Schweitzer et al., 1979) بررسی شد. میزان Fe³⁺ داخل کانی کلینوپیروکسن وابسته به فوگاسیته اکسیژن است. طبق این نمودار، کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در بالای خط Fe³⁺=0 قرار دارند و بیانگر تبلور آنها در یک محیط با فوگاسیته اکسیژن بالا است (شکل ۹-ت). در نهایت به منظور تعیین دما و فشار تشکیل این کلینوپیروکسن‌ها از دو روش گرافیکی و معادلاتی استفاده شد. در روش گرافیکی از نمودارهای XPT در برابر YPT (Soesoo, 1997) که بر اساس پارامترهای XPT= 0.446 SiO₂+0.187 TiO₂-0.404 Al₂O₃+0.346 FeO-0.052 MnO+0.309 MgO+0.431 CaO-0.446 Na₂O و YPT= -0.369 SiO₂+0.535 TiO₂-0.317 Al₂O₃+ 0.323 FeO+



شکل ۹. جایگاه ترکیبی کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مونزوگابرویی، الف و ب) تعیین سری ماگمایی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Al_2O_3 (الف) در برابر SiO_2 (Lebas, 1962)، ب) نمودار Mg در برابر Ti (Aparicio, 2010)، پ) تعیین جایگاه زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $F1$ در برابر $F2$ (Nisbet and Pearce, 1977)، ت) تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $Al^{IV}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ (Schweitzer et al., 1979)

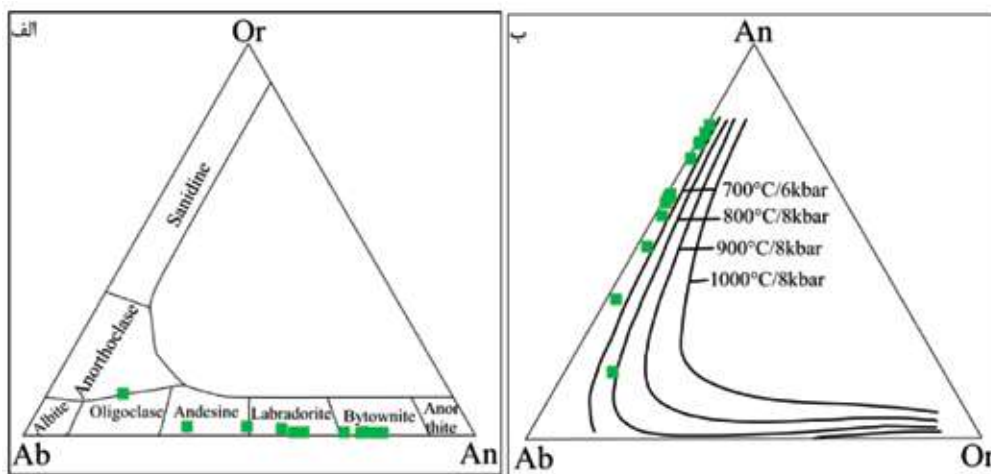


شکل ۱۰. نمودار XPT در برابر YPT برای تعیین دما و فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها (Soesoo, 1997)

مقادیر دما و فشار به ترتیب ۱۰۷۰ تا ۱۱۹۹ درجه سانتی‌گراد و ۰/۴ تا ۳/۹ کیلوبار محاسبه شد. از مجموع دو روش فوق می‌توان چنین نتیجه گرفت کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مونزوگابرویی در دمایی در حدود ۱۱۰۴ تا ۱۱۶۸ درجه سانتی‌گراد و فشاری در حدود ۰/۴ تا ۳/۹ کیلوبار تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها به‌عنوان فراوان‌ترین کانی‌های سنگ‌ساز سنگ‌های آذرین، سری محلول جامدی را بین دو قطب آلبیت به فرمول $NaAlSi_3O_8$ و آنورتیت به فرمول $CaAl_2Si_2O_8$ تشکیل می‌دهند و به گروه سیلیکات‌های

۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد (شکل ۱۱-ب). نبود هماهنگی بین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها با دما و فشار پیش‌بینی شده برای تشکیل آنها می‌تواند به علت دگرسانی نمونه‌ها و فرآیندهای ساب-سالیدوس باشد.

داریستی تعلق دارند. از شیمی کانی پلاژیوکلاز به‌منظور تعیین ترکیب شیمیایی و دمای تشکیل این کانی در توده نفوذی آهوان استفاده شد (شکل ۱۱). در نمودار مثلثی (Deer et al., 1986) Ab-An-Or ترکیب شیمیایی این کانی (An= ۱۶/۸۱ تا An= ۷۹/۳۵) در گستره آندزین، لابرادوریت و بیتونیت (شکل ۱۱-الف) و در نمودار مثلثی



شکل ۱۱. الف) تعیین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای توده نفوذی مورد مطالعه در نمودار مثلثی (Deer et al., 1986) Or-Ab-An، ب) تعیین دما و فشار تشکیل این کانی در نمودار مثلثی (Raasei, 1998) An-Ab-Or.

نتیجه‌گیری

همچنین براساس ماهیت ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت و ماگمای تشکیل‌دهنده توده نفوذی آهوان حاصل ذوب بخشی ترکیبی از مواد گوشته‌ای و پوسته زیرین می‌باشد و از یک اسپینل پریدوتیت منشأ دارد.

۵. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های این توده نفوذی در حد دیوپسید و اوزیت است و در دمایی در حدود ۱۱۰۴ تا ۱۱۶۸ درجه سانتی‌گراد و فشاری در حدود ۰/۴ تا ۳/۹ کیلو بار تشکیل شده‌اند.

۶. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها از An= ۱۶/۸۱ تا An= ۷۹/۳۵ متغیر است و در گستره آندزین، لابرادوریت و بیتونیت قرار می‌گیرند و دمای تشکیل آنها کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. نبود هماهنگی بین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها با دما و فشار پیش‌بینی شده برای تشکیل آنها می‌تواند به علت دگرسانی نمونه‌ها و فرآیندهای ساب-سالیدوس باشد.

۱. بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، ترکیب توده نفوذی آهوان، مونزوگابرو-مونزودیوریت است و پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی و آپاتیت، اسفن و زیرکن کانی‌های فرعی سازنده آن هستند. بافت غالب در این سنگ‌ها، دانه‌ای است و بافت پوئی‌کیلیتیک به‌عنوان بافت فرعی در آن حضور دارند.

۲. در نمودار رده‌بندی SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی شده در گستره مونزوگابرو و مونزودیوریت قرار می‌گیرند.

۳. سری ماگمایی سازنده توده نفوذی بررسی شده کالک‌آلکالن است و در پهنه کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای پدید آمده است.

۴. غنی‌شدگی LREEs/HREEs در کنار آنومالی منفی عناصری همچون P، Nb، Ti نشانگر پهنه فعال حاشیه قاره‌ای و نشان‌دهنده درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای و آرایش ماگما به‌وسیله مواد پوسته‌ای است.

منابع

- خلعت‌بری جعفری، م. و اعتصامی، ص.، ۱۳۹۷. جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه آهوان (سمنان). زمین‌شناسی ایران، ۱۲(۴۶)، ۴۹-۶۴.
- رضائی کهخائی، م.، قصابی فیض، آ. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۷. شیمی کانی کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازالتی ائوسن گردنه آهوان، شمال شرق سمنان. بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۶(۲)، ۳۳۹-۳۵۴.
- شاه‌حسینی، ا.، ۱۳۸۶. پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل کانه‌زایی سنگ‌های آذرین شمال و شمال شرق سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۵.
- صمدی، م.، ۱۳۷۷. پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال تا شمال شرق سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم تهران، ۱۵۰.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۷۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۵۱. بررسی زمین‌شناسی ناحیه جام. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۲۹۰.
- غیاثوند، ع. ر.، ۱۳۸۴. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌مدرس تهران، ۱۵۰.
- قاسمی، ح. ا. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲. بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی. زمین‌شناسی ایران، ۷(۲۷)، ۱۷-۲۹.
- قصابی فیض، آ.، ۱۳۹۶. شیمی کانی سنگ‌های آتشفشانی شمال و شمال شرق سمنان، ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۰۷.
- کامران، س.، ۱۳۹۸. پترولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی سنگ‌های آذرین شمال و شمال شرق سمنان، ایران مرکزی. رساله دکتری، دانشگاه لرستان، ۱۴۷.
- نادری، آ.، قاسمی، ح. ا. و پاپادوپولو، ل.، ۱۳۹۹. شیمی بیوتیت، دما-فشارسنجی و بررسی نقش آلومینیوم کل بیوتیت در تشخیص کانی‌زایی در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار، جنوب باختر دامغان، البرز خاوری. زمین‌شناسی ایران، ۱۴(۵۳)، ۱-۱۵.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۶۶. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۱۰۹.
- Aparicio, A., 2010. Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks. *IUP Journal of Earth Sciences*, 4, 1-11.
- Boynton, W. V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Elsevier, 63-114.
- Deer, W. A., Howie, A. and Zussman, J., 1986. An introduction to the rock-forming minerals. 17th ed. Longman Ltd, 528.
- Harris, C., 1983. The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island. *Journal of petrology*, 24, 424-470.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. Geological society of london special publications, 19, 67-81.
- 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, 2341-2354.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jung, C., Jung, S., Hoffer, E. and Berndt, J., 2006. Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hocheifel, Germany. *Journal of Petrology*, 47, 1637-1671.
- Jung, S., Hffer, E. and Hoernes, S., 2007. Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis. *Lithos*, 96, 415-435.
- Lebas, M. J., 1962. The role of aluminum

- in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288.
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224.
 - Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
 - Nisbet, E. G. and Pearce, J. A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 149-160.
 - Parada, M. A., Nystrom, J. O. and Levi, B., 1999. Multiple source for the coastal batholith of central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos*, 46, 505-521.
 - Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C. J., and Norry, M. J., (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, 230-249.
 - Pearce, J.A. and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
 - Pearce, J.A. and Gale, G. H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 7, 14-24.
 - Putirka, K., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61-120.
 - Raasei, P., 1998. Feldspar thermometry: A valuable tool for deciphering the thermal history of granulite-facies rocks, as illustrated with metapelites from srilanka. *Canadian Mineralogist*, 36, 67-86.
 - Rollinson, H. R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, 352.
 - Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64, 501-513.
 - Sirvastava, R. K. and Singh, R. K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 373-389.
 - Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden, (Geologiska Foreningen)*, 119, 55-60.
 - Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publications*, 42, 313-345.
 - Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33, 241-265.
 - Thirlwall, M. F., Upton, B. G. J. and Jenkins, C., 1994. Interaction between Continental Lithosphere and the Iceland Plume-Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Tertiary Basalts, NE Greenland. *Journal of Petrology*, 35, 839-879.
 - Thompson, R. N., 1982. British tertiary volcanic province. *Scottish journal of geology*, 18, 49-107.
 - Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research*, 107, 1-21.
 - Wass, S. Y. and Roger, N. W., 1980. Mantle metasomatism precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et cosmochimica acta*, 44, 1811-1823.
 - Yang, J. S., Dobrzhinetskaya, L., Bai, W. J., Fang, Q. S., Robinson, P. T., Zhang, J. and Green, H. W., 2007. Diamond-and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet. *Geology*, 35, 875-878.

نشت آب و تاثیر انحلال در پایداری سد بار نیشابور

محمدتقی کرباسی معروف^۱، حمیدرضا ناصری^۲ و فرشاد علیجانی^۳

۱. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران
۲. استاد، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران
۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۵/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۰۸

چکیده

سد بار در شمال غرب شهر نیشابور و در خارج بستر رودخانه بار، با هدف تامین آب شرب شهر نیشابور و کارخانه فولاد ساخته شده است. بیلان آبی سد بار حکایت از وجود ۳۵ تا حداکثر ۷۰ درصد نشت آب از مخزن سد طی شش دوره آبیگیری آزمایشی می‌کند. نشت قابل توجه و غلظت بالای املاح در آب نشت یافته، علاوه بر تاثیر بر برنامه‌ریزی منابع آب و تخصیص‌های پیش‌بینی شده، تهدیدی برای پایداری سد محسوب می‌شود. تحلیل هیدروگراف چاه‌های مشاهده‌ای نشان از نشت عمده آب از بخش مرکزی پی ساخت‌گاه سد اصلی و به میزان کمتر از سایر نواحی می‌کند. مدل‌سازی نشت آب با استفاده از نرم‌افزار MODFLOW نشان می‌دهد، ۷۵ درصد حجم آب نشت یافته از پی ساخت‌گاه سد اصلی عبور می‌کند. تجزیه شیمیایی نمونه‌های آب نشت یافته از افزایش غلظت املاح به بیش از پنج تا ۱۰ برابر، بخصوص در نواحی مرکزی و جناح چپ مخزن سد حکایت می‌کند. با تلفیق داده‌های مدل‌سازی نشت آب از مخزن سد، نتایج نمونه‌برداری‌های هیدروشیمیایی، تحلیل سری‌زمانی میزان نشت و بیلان جرمی آب مخزن سد، مقدار ماده انحلال یافته در اثر نشت آب از پی ساخت‌گاه سد اصلی محاسبه شده است. در نهایت تاثیر انحلال بر افزایش پوکی بررسی شد و نتایج نشان داد حداکثر توسعه سالانه پوکی در بخش میانی محور سد اصلی در حدود ۰/۰۶ درصد می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: انحلال ساخت‌گاه سد، سد بار، مدل‌سازی نشت.

مقدمه

پایداری سدها به‌طور کامل به چگونگی و میزان نشت آب از بدنه، پی و تکیه‌گاه‌های ساخت‌گاه وابسته است و در نبود مدیریت آن می‌تواند به شکست سد منجر شود (Wang et al., 2018). افزایش نفوذپذیری در گذر زمان و کاهش ظرفیت باربری پی، موجب افزایش ریسک، کاهش پایداری و در نهایت تخریب سدها می‌شوند (Piqueras et al., 2012). علاوه بر این افزایش نفوذپذیری (به‌دلیل پدیده انحلال) تشدیدکننده فرسایش درونی نیز هست. بررسی‌ها نشان داده مهم‌ترین عامل شکست در سدهای خاکی، فرسایش درونی می‌باشد (Sjodahl et al., 2008). در قرن گذشته ۲۰۰ سد شکسته و به کشته شدن بیش از ۱۱۱۰۰ نفر در سراسر جهان منجر شده است (Sammen et al., 2017).

* نویسنده مرتبط: H-nassery@sbu.ac.ir

متداول ترین تکنیک‌های مورد استفاده به منظور مطالعه نشست آب از مخازن سدها شامل: اندازه‌گیری‌های هیدرومتری، روش‌های ژئوفیزیکی، اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های محیطی، استفاده از ردیاب‌های مصنوعی و مدل‌سازی عددی می‌باشد (Li et al., 2017). به‌طور کلی بررسی‌های کمی از جمله تهیه بیان و رفتارسنجی جریان آب از مخزن تا پایاب سد همراه با مدل‌سازی عددی اولین گام‌ها در تحلیل نشست از سدها می‌باشد. سرعت جریان آب نشست یافته از پی و جناح راست سد دوستی در سازند نيزار-کلات با استفاده از سری‌های زمانی در بازه اسپکترال، با توسعه مربعات تابع کوه‌رنسی با استفاده از داده‌های روزانه تراز آب در مخزن سد، گمانه‌ها و آبدهی چشمه‌ها بررسی شده است (Mozafari et al., 2018). به‌منظور بررسی کارایی پرده آب‌بند در پی ساخت‌گاه سد، عملیات ردیابی با تزریق اورانیوم انجام شد. نتایج ردیابی وجود جریان افشان از میان پرده را نشان داد. با این حال محل‌های عمده نشست، در پایین‌دست ردیاب شناسایی نشد. با استفاده از تابع اسپکترال کوه‌رنسی^۱ تاخیر زمانی تغییرات سطح آب در محل تزریق، گمانه‌ها و آبدهی چشمه‌های پایین‌دست بررسی شد. رگرسیون خطی تغییرات سطح آب و تحلیل سری‌های زمانی داده‌ها نشان داد، زمان تاخیر به اولین زمان دریافت ردیاب نزدیک می‌باشد (Mozafari et al., 2018). همچنین به‌منظور ارزیابی میزان نشست آب از پی ساخت‌گاه سد باز علی پاکستان دو المان آب‌بند: اجرای پتوی رسی در مخزن و ایجاد دیواره آب‌بند با مدل‌سازی در نرم‌افزار Seep/W 2D مورد بررسی واقع شد (Ullah et al., 2019). نتایج تحقیق نشان داد، اجرای پتوی رسی به طول ۱۰۰ متر منجر به کاهش نشست به میزان ۵۸/۷ درصد خواهد شد و به لحاظ اقتصادی و کارایی بسیار موثرتر از ایجاد دیوار آب‌بند است. پژوهش انجام شده توسط نبی زاده و جعفری (۱۴۰۰) نشان داد با تهیه مدل عددی با نرم‌افزار MODFLOW می‌توان تغییرات مکانی و زمانی میزان تغذیه سطحی را با دقت مناسب محاسبه کرد. تغذیه آبخوان سرخس حدود ۱۵ درصد بارندگی سالیانه و حدود ۲۰ درصد آب برگشتی مصارف می‌باشد.

هیدروشیمیایی آب نشست یافته با هدف ارزیابی و سنجش پایداری سد شامل: ۱. پیاده کردن داده‌های هیدروشیمیایی در نمودارها با هدف سهولت مقایسه دیداری، ۲. محاسبه شاخص‌های اشباع برای هر نمونه، ۳. محاسبه تفاوت‌ها و تغییرات داده‌ها بین آب نشست یافته و کیفیت شیمیایی مخزن، ۴. بررسی تاثیر پدیده اختلاط و توسعه موازنه بیان هیدروشیمیایی برای نمونه‌ها و ۵. تعیین نوع کانی‌ها و واکنش انحلال هیدروشیمیایی بسیار با اهمیت است (Craft et al., 2007). حل تحلیلی، بررسی تغییرات غلظت سولفات و سایر یون‌ها و مدل‌سازی تجربی مقدار ماده از دست رفته از پی سد، تغییرات نرخ انحلال در گذر زمان و تغییر تخلخل موثر در پهنه ساخت‌گاه سد کاسپ اسپانیا بررسی شده است (Piqueras et al., 2012). در زمان آنگیری نشست از سه ناحیه: تونل زهکش پس از سه ماه از شروع آنگیری سد به میزان ۲۰۰ لیتر بر ثانیه، نشست از ناحیه کانال انحراف سیلاب به میزان ۱۰ لیتر بر ثانیه، نشست از پی سد به میزان ۳۰ لیتر بر ثانیه مشاهده شد. پی‌ساخت‌گاه سد از رسوبات ماری غنی از گچ و سایر کانی‌های تبخیری از جمله: هالیت، آنهیدریت، تناردیت، میرابلیت، گلوبریت، اپسومیت تشکیل شده است. سه پدیده انحلال، تغییر کانی گلوبریت به ژپیس و فرسایش فیزیکی، منجر به افزایش حفرات در پی سد می‌شود. در مقابل انبساط آنهیدریت، کریستالیزاسیون ژپیس و سولفات‌ها باعث کاهش حفرات و نفوذپذیری می‌شود. نمونه‌برداری سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۸ از پی‌سازه‌ها از افزایش غلظت املاح محلول حکایت می‌کند. نتایج تحقیق نشان می‌دهد بررسی‌های هیدروشیمیایی ابزار عملی مهمی در پیش‌بینی نشست و وضعیت بحرانی آن دارد (Piqueras et al., 2012). در فاصله سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۶ نمونه‌برداری کیفیت شیمیایی از آب نشست یافته گستره ساخت‌گاه سد برق آبی لیجیاکسیا چین انجام شد و توزیع مکانی و زمانی نتایج آنالیزها با استفاده از نمودارهای هیدروشیمیایی و تجزیه و تحلیل آماری بررسی شد (Jixiang et al., 2018). نتایج تحقیق نشان می‌دهد:

1. Spectral Coherency function

2. Lijiaxia

فرعی) در خارج بستر رودخانه بار در دره‌ای عریض بر روی پی آبرفتی ایجاد شده است. با شروع آبیگری، افت به نسبت سریع سطح آب در مخزن، نشان از نشت و عدم آب‌بندی آن داشت که با پیدایش فروچاله‌ها به تایید رسید. بنابراین اجرای پتوی رسی (بلانکت) با هدف آب‌بندی مخزن و کاهش نشت در دستور کار قرار گرفت. وجود پی آبرفتی با ضخامت قابل توجه و فراوانی بالای کانی‌های با قابلیت انحلال زیاد (به‌ویژه گچ)، همچنین غلظت بالای املاح در آب نشت یافته نسبت به آب مخزن، اهمیت نقش انحلال در افزایش نشت، افزایش پوکی و در نهایت تهدید پایداری سازه و تامین آب شهر نیشابور را نشان داد. به‌منظور رفتارسنجی سد بار، اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی در ۱۱ گمانه پایاب سد اصلی، پیرومترهای الکتریکی پی و نمونه‌برداری هیدروشیمیایی در گمانه‌ها و زهکش‌ها انجام شده است.

گستره مورد مطالعه

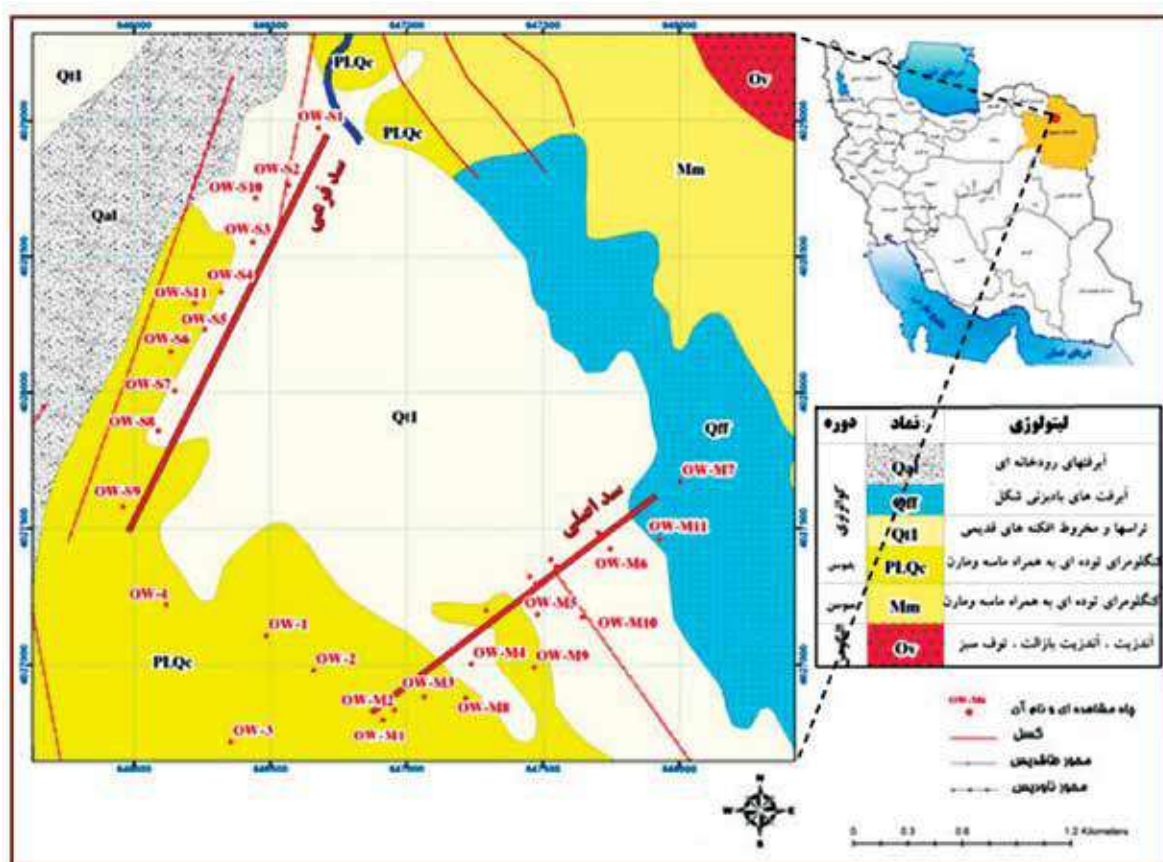
سد بار مهم‌ترین گزینه تامین آب شرب شهر نیشابور در افق میان و بلندمدت می‌باشد. در شکل ۱ موقعیت و خلاصه مشخصات سد ارائه شده است. مشکلات اجتماعی، خسارت مخزن و صدمات زیست‌محیطی موجب شده، مخزن در خارج از بستر رودخانه بار و دره‌ای عریض بر روی پی آبرفتی با ساخت دو سد خاکی (اصلی و فرعی) ساخت شود. با اجرای بند انحرافی بر روی رودخانه بار و کانال انتقال به طول ۲۰۰ متر، سیلاب‌های رودخانه در مخزن سد ذخیره می‌شود. مخزن سد بار در ابتدای دره‌ای که حاصل فرسایش سنگ‌های مارنی-کنگومرائی دوران سوم و رسوب‌گذاری تراس‌های رودخانه‌ای قدیم و جدید دوران چهارم زمین‌شناسی قرار دارد (شکل ۱). واحدهای مارنی-رسی گچ‌دار میوسن به‌صورت نواری طویل در تمامی حاشیه شمالی مخزن قابل مشاهده‌اند. ضلع جنوبی ساخت‌گاه سد را رسوبات کنگلومرای رودخانه‌ای کواترنر تشکیل داده است. به دلیل تشابه خصوصیات توده کنگلومرای با تحکیم یافتگی ضعیف با رسوبات روبراه، در عمل شناسایی عمق سنگ کف را ناممکن ساخته و نمی‌توان بر پایه حفاری‌های ژئوتکنیک انجام شده مرز مشخصی را به این مهم اختصاص داد (شرکت آبیوی، ۱۳۹۴).

شاخص کیفیت آب در گالری دسترسی پی سد بالاتر از گالری‌های جناح راست و چپ است. بنابراین جلوگیری از نشت از پی سد نسبت به اطراف مهم‌تر می‌باشد. همچنین تغییرات قابل توجه در کیفیت آب در گالری سمت راست نشان از ارتباط هیدرولیکی بالاتر این ناحیه می‌کند. بررسی مکانیسم نشت از ساخت‌گاه سد آغ‌چای (آذربایجان غربی) از مطالعات هیدروژئولوژی، داده‌های ژئوتکنیک، زمین‌شناسی و نمونه‌برداری کیفیت شیمیایی استفاده شده است (واعظی و اسماعیل‌نیا، ۱۳۹۴). نتایج تحقیق نشان داد، محل نشت از واحد کنگلومرا و مارن سازند قم است و با توجه به انحلال کانی‌های هالیت و ژپس، انحلال منجر به توسعه مجاری خواهد شد.

علاوه بر بررسی‌های هیدروشیمیایی استفاده از ردیاب‌های طبیعی از جمله: درجه حرارت، هدایت الکتریکی، پارامترهای هیدروشیمیایی و ایزوتوپ‌های پایدار، در شناسایی منشأ آب نشت یافته از مخزن سد و تعیین محل و نفوذپذیری بخش‌های مختلف ساخت‌گاه مخازن بسیار متداول است (Bedmar and Araguas, 2002). تزریق ردیاب رنگی و آزمایش XRF در گستره سد ارمغان ترکیه نشان داد، رس موجود در آب نشت یافته از سد، مواد پرکننده حفرات کارستی تکیه‌گاه است و ارتباطی با هسته رسی سد ندارد. همچنین ناحیه کارستی شده جناح راست سد، عامل اصلی انتقال آب از مخزن به پایاب است (Unal et al., 2008). در پژوهشی مشابه با استفاده از اندازه‌گیری‌های هیدرومتری و تکنیک‌های ردیابی، هیدروشیمیایی و محیطی، منشأ چشمه‌های موجود در جناح چپ سد گلوریا آندرا پارادش هندوستان شناسایی شد (Noble and Ansari, 2017). نتایج این تحقیق نشان می‌دهد منشأ آب چشمه‌های پایاب سمت چپ سد و از ناحیه مخزن می‌باشد. اندازه‌گیری‌های هیدرومتریک اثبات کرد منشأ آب از تراز ۲۰۹ متر سد است. چشمه‌های با آبدی اندک پایاب، متاثر از جریان افشان هستند و می‌تواند از اختلاط آب مخزن و آب زیرزمینی باشد. سد مخزنی بار در ۲۳ کیلومتری شمال غرب شهر نیشابور با هدف تامین آب شرب شهر و کارخانه فولاد نیشابور ساخته شده است. مخزن سد بار با ساخت دو سد خاکی (اصلی و

(NaCl) محتمل تشخیص داده شده است (شرکت آبپوی، ۱۳۹۴). با تحلیل لاگ حفاری ۲۲ گمانه اکتشافی در محدوده مخزن و پایاب سد اصلی، دانه‌بندی رسوبات گستره ساخت‌گاه سد بار مورد بررسی قرار گرفت. رسوبات درشت‌دانه آبرفتی در اندازه‌های ماسه درشت، شن، قلوه‌سنگ و حتی قطعات درشت‌تر، عمده لیتولوژی آبرفت پی سد در بخش مرکزی و جنوبی مخزن را تشکیل داده‌اند. در مقابل در ناحیه شمالی مخزن و ساخت‌گاه سد اصلی، رسوبات ریزدانه سیلتی-رسی گسترش دارند.

بخشی از رسوبات واریزه‌ای-آبرفتی از ناحیه مرکزی تا شمال مخزن متأثر از فرسایش و رسوب‌گذاری واحدهای مارنی-رسی گچدار میوسن بوده و با دانه‌بندی سیلتی-رسی دارای نفوذپذیری و تراکم اندک و غنی از کانی‌های تبخیری از قبیل گچ و در برخی نقاط نمک، هستند. این رسوبات در بخش‌های مرکزی بر روی رسوبات درشت‌دانه‌تر و در بخش‌های شمالی بر روی رسوبات مارنی-رسی میوسن قرار دارند. علاوه بر گچ وجود سایر کانی‌های تبخیری از جمله: آنهیدریت ($CaSO_4$)، تناردیت (Na_2SO_4)، میرابیلیت ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) اپسومیت ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) و هالیت



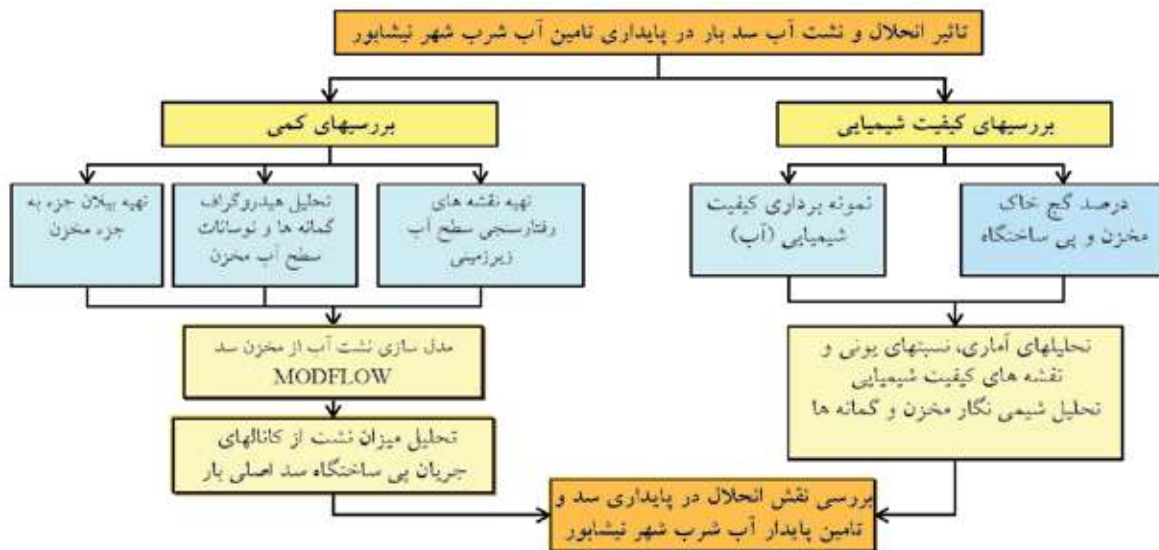
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره ساخت‌گاه مخزن سد بار و موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای (شرکت آبپوی، ۱۳۹۴)

روش مطالعه

آب شرب شهر نیشابور مورد بررسی قرار گیرد (شکل ۲). ۳۰ مرحله نمونه‌برداری کیفی (با همکاری آب منطقه‌ای خراسان رضوی) در بازه‌های زمانی دو تا شش ماهه، در طی دوره پنج ساله (۱۳۹۳ لغایت ۱۳۹۸)، از مخزن سد، چاه‌های

نشست قابل توجه آب از مخزن سد بار و غلظت بالای املاح در آب نشست یافته سبب شده پایداری تامین آب از سد با ابهام جدی مواجه شود. به همین دلیل در این پژوهش سعی شد با تحلیل‌های کمی و کیفی، پایداری تامین

مشاهده‌ای و دو رشته قنات پایاب سد برداشت شده است. علاوه بر این رفتارسنجی کمی سطح آب زیرزمینی با تهیه نقشه هم‌تراز، هیدروگراف چاه‌ها، تهیه بیلان مخزن و مدل‌سازی نشت آب بررسی شده است. در نهایت با توجه به بررسی‌های کمی و کیفی، در خصوص پایداری تامین آب از سد بار قضاوت شده است.



شکل ۲. فرایند بررسی تأثیر انحلال بر پایداری تامین آب شرب شهر نیشاپور

بررسی‌های کمی

سد بار بر اساس اطلاعات سطح آب چاه‌های مشاهده‌ای و پیژومترهای الکتریکی (نشان‌دهنده فشار آب منفذی در محل نصب) تهیه شده است (شکل ۴). نقشه هم‌تراز سطح آب زیرزمینی نشان می‌دهد جبهه اصلی نشت آب در گستره سد بار، از بخش میانی محور سد اصلی است و نشت از ناحیه سد فرعی و بخش جنوبی مخزن به میزان کمتر صورت می‌گیرد.

رابطه عمومی بیلان آب مخزن سدها و یا دریاچه‌ها به شکل زیر می‌باشد:

$$Q_{in} + P = Q_{out} + E + S + \Delta V \quad \text{رابطه ۱:}$$

که Q_{in} و Q_{out} به ترتیب مقدار جریان ورودی و خروجی، P مقدار بارندگی، E مقدار تبخیر، S تلفات نشت، ΔV تغییرات حجم آب در مخزن می‌باشد. داده‌های تبخیر و بارش در ایستگاه تبخیرسنجی محل سد اندازه‌گیری شده است. نشت آب از مخزن سد بار (مجهول رابطه بیلان) به صوت روزانه طی سال‌های ۱۳۹۳ لغایت ۱۳۹۸ بر پایه اطلاعات اندازه‌گیری شده: میزان ورودی به مخزن، تبخیر، بارش، تنظیم روزانه آب (تنظیم یا انتقال آب برای کارخانه

تهیه بیلان آبی مخازن آب سطحی و تالاب‌ها برای بررسی رفتار هیدرولیکی و ارتباط آب سطحی و زیرزمینی لازم و ضروری است (اکبری و همکاران، ۱۳۹۷). آنگیری مخزن سد بار به صورت آزمایشی از سال ۱۳۹۲ آغاز و تاکنون هر ساله انجام شده است. پس از اولین آنگیری با توجه به حجم بالای نشت آب و پدیدار شدن فروچاله‌ها، طرح اجرای پتوی رسی در کف مخزن در دستور کار قرار گرفت و تا سال ۱۳۹۵ تکمیل شد (پتوی رسی شامل لایه‌ای از رس متراکم به ضخامت ۰/۶ تا ۱/۲ متر با هدف کاهش نفوذپذیری و افزایش گرادیان هیدرولیکی در سرتاسر کف مخزن اجرا شده است). در حال حاضر با وجود اجرای پتوی رسی، کماکان میزان نشت آب بالا است و این میزان به بیش از ۴۰ درصد کل حجم آنگیری می‌رسد (شکل ۳). اندازه‌گیری‌های کمی در گستره سد بار شامل: دبی جریان آب در کانال انتقال آب به مخزن، نوسانات سطح آب در مخزن سد، اندازه‌گیری دبی زهکش‌ها و اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی در ۲۶ چاه مشاهده‌ای در اطراف مخزن سد می‌باشد. نقشه هم‌تراز سطح آب زیرزمینی در گستره مخزن



شکل ۳. نمایی از فروچاله‌های پدیدار شده در پتوی رسی مخزن سد بار

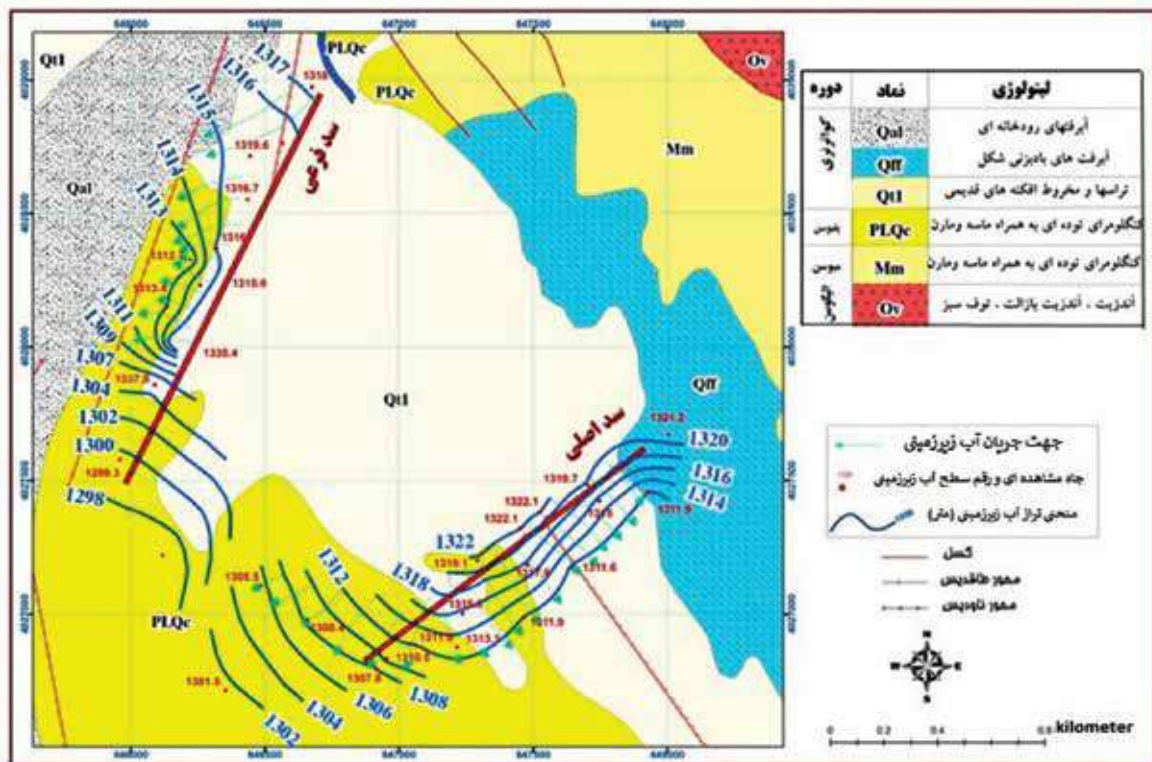
محورهای x ، y و z به موازات محورهای اصلی هدایت الکتریکی، h بار پیژومتری، Q شار گذر حجمی جریان به صورت تغذیه/تخلیه و S_p ضریب ذخیره ویژه می‌باشد. MODFLOW یک مدل آب زیرزمینی سه بعدی تفاضل محدود می‌باشد و استاندارد بین‌المللی برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی جریان آب زیرزمینی و ارتباط متقابل آب زیرزمینی/آب سطحی را در نظر می‌گیرد. نرم افزار GMS یک رابط گرافیکی جامع مدل‌سازی آب زیرزمینی است که نرم‌افزار MODFLOW را به صورت پیش‌پردازنده و پس‌پردازنده پشتیبانی می‌کند (McDonald and Harbaugh, 1988).

فولاد نیشابور) و تغییرات حجم آب مخزن محاسبه شده است. جدول ۱ خلاصه نتایج محاسبه بیلان و شکل ۵ مقدار عوامل ورودی و خروجی مخزن نشان داده شده است.

در این پژوهش برای مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی از معادله سه بعدی جریان (رابطه ۲) در محیط متخلخل اشباع برای آبخوان تحت فشار، ناهمگن، ناهمسان و با شرایط ناپایدار عبارت است از:

$$\text{رابطه ۲: } \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

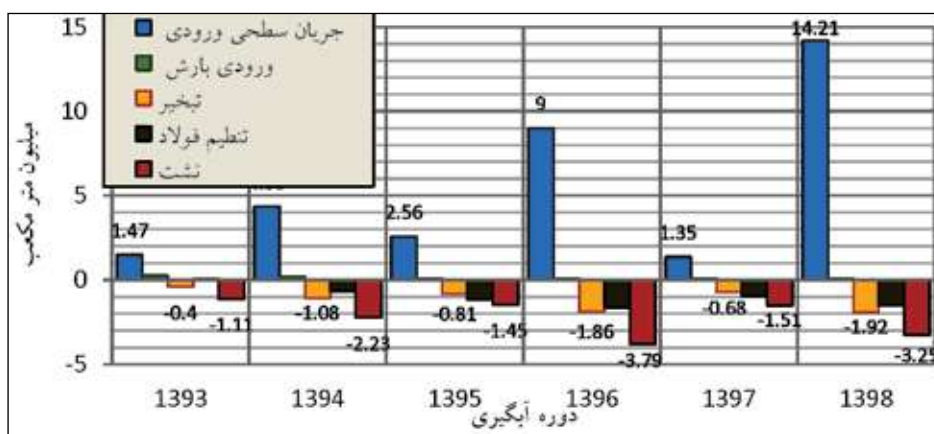
که در آن: K_{xx} ، K_{yy} ، K_{zz} هدایت هیدرولیکی در جهت



شکل ۴. نقشه هم‌تراز سطح آب زیرزمینی گستره ساخت‌گاه سد بار بر اساس اطلاعات سطح آب تیر ماه ۱۳۹۶

جدول ۱. خلاصه نتایج محاسبه بیلان مخزن سد بار طی شش دوره آبیگری (ارقام به میلیون متر مکعب)

| آبیگری | | V1 | V2 | VΔ | Q _{in} | P | SUM _{in} | E | Q _{out} | S | SUM _{out} |
|------------|------------|------|------|-------|-----------------|------|-------------------|------|------------------|------|--------------------|
| شروع | خاتمه | | | | | | | | | | |
| ۱۳۹۳/۰۲/۴ | ۱۳۹۳/۰۲/۲۲ | ۰/۲۳ | ۰/۴۲ | ۰/۲ | ۱/۴۷ | ۰/۲۴ | ۱/۷۱ | ۰/۴ | ۰ | ۱/۱۱ | ۱/۵۱ |
| ۱۳۹۳/۱۲/۰۱ | ۱۳۹۴/۰۲/۱ | ۰/۴۲ | ۰/۹ | -۰/۴۷ | ۴/۳۳ | ۰/۱۹ | ۴/۵۲ | ۱/۰۸ | ۰/۶۴ | ۲/۲۳ | ۴/۰۵ |
| ۱۳۹۴/۱۲/۱۹ | ۱۳۹۵/۰۳/۰۳ | ۰/۹ | ۰/۱۳ | -۰/۷۷ | ۲/۵۶ | ۰/۰۸ | ۲/۶۴ | ۰/۸۱ | ۱/۱۴ | ۱/۴۵ | ۳/۴ |
| ۱۳۹۵/۱۱/۰۹ | ۱۳۹۶/۰۲/۰۱ | ۰/۱۳ | ۱/۸۹ | ۱/۷۶ | ۹ | ۰/۰۵ | ۹/۰۵ | ۱/۸۶ | ۱/۶۴ | ۳/۷۹ | ۷/۲۹ |
| ۱۳۹۶/۱۲/۶ | ۱۳۹۷/۰۲/۲۶ | ۱/۸۹ | ۰/۱۶ | -۱/۷۲ | ۱/۳۵ | ۰/۰۸ | ۱/۴۳ | ۰/۶۸ | ۰/۹۵ | ۱/۵۱ | ۳/۱۵ |
| ۱۳۹۷/۱۲/۱۳ | ۱۳۹۸/۰۳/۱۴ | ۰/۱۶ | ۷/۷۷ | ۷/۶۱ | ۱۴/۲۱ | ۰/۰۷ | ۱۴/۲۷ | ۱/۹۲ | ۱/۵ | ۳/۲۵ | ۶/۶۷ |



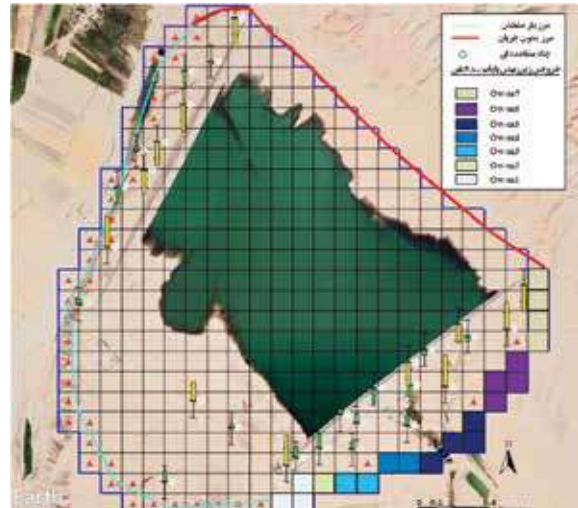
شکل ۵. خلاصه نتایج محاسبه بیلان مخزن سد بار طی شش دوره آبیگری (ارقام به میلیون متر مکعب)

تحلیل‌های کیفیت شیمیایی

نمونه‌برداری دوره‌ای از سال ۱۳۹۳ تا سال ۱۳۹۸ از آب مخزن سد، زهکش‌های پایاب (سه زهکش vnoch) و ۲۶ گمانه پایاب سدهای اصلی و فرعی انجام شده است. علاوه بر این وجود گچ به شکل پراکنده در میان رسوبات در بخش‌هایی از مخزن به‌طور کامل نمایان است و فرض انحلال گچ در مسیر جریان تقویت می‌شود. مولفه‌های هیدروشیمیایی مورد اندازه‌گیری نمونه‌های آب علاوه بر کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی، دما، هدایت الکتریکی و pH می‌باشد (لازم به ذکر است با توجه به میزان نشت اندک از گستره سد فرعی و اهداف تحقیق، فقط تاثیر انحلال بر پایداری سد اصلی مورد بررسی قرار گرفت). در جدول ۲ حداقل و حداکثر غلظت هریک از پارامترهای هیدروشیمیایی و در جدول ۳ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های گستره سد اصلی بار در سال ۱۳۹۶ ارائه شده است. مقایسه غلظت آنیون‌ها در آب مخزن و چاه‌های مشاهده‌ای پایاب نشان از افزایش قابل توجه غلظت سولفات در آب نشت یافته می‌باشد.

شبیه‌سازی آبخوان گستره ساخت گاه سد بار با استفاده از نرم‌افزار MODFLOW در ناحیه‌ای مشتمل بر ۶۷۵ سلول و هر سلول به ابعاد ۱۰×۱۰ متر تقسیم شده است (شکل ۷). مرزهای مدل شامل مرز با جریان مشخص (ناحیه شمالی مخزن مرز بدون جریان و سایر مناطق مرز با جریان مشخص) برای مدل تعریف شده و شبیه‌سازی برای دو حال پایدار و ناپایدار انجام شده است. مقادیر سطح ایستابی در چاه‌های مشاهده‌ای (۲۶ چاه) و فشار پیزومتری در گمانه‌های الکتریکی (پنج گمانه) در ابتدای فروردین ماه سال ۱۳۹۶ برای شبیه‌سازی حالت پایدار و داده‌های فروردین تا دی ماه سال ۱۳۹۶ با در نظر گرفتن دوره‌های تنش ۱۰ روزه، برای مدل‌سازی شرایط ناپایدار انتخاب شده است. مقادیر اولیه هدایت هیدرولیکی با استفاده از نتایج آزمایش‌های لوفران و دانه‌بندی، برای گستره مدل‌سازی تعیین شده و واسنجی به روش سعی و خطا و خودکار (با استفاده از کد PEST و تعیین دامنه تغییرات) برای پهنه به‌صورت بهینه انجام شده است.

طول دوره آماری از تحول شیمیایی متفاوت آب نشستی در بخش‌های مختلف حکایت می‌کند (شکل ۷). در چاه OW-M6 نوسانات شدید هدایت الکتریکی در آبگیری‌های اولیه مشاهده می‌شود. ولی از سال ۱۳۹۵ روندی یکنواخت‌تر با متوسط هدایت الکتریکی ۵۰۰۰ میکروموس بر سانتیمتر مشاهده می‌شود. آنچه در سری‌زمانی تغییرات هدایت الکتریکی مشخص است، روندی مینی بر کاهش هدایت الکتریکی و بهبود کیفیت آب مشاهده نمی‌شود. نوسانات هدایت الکتریکی در طول سری‌زمانی تحت تاثیر: دوره‌های آبگیری مخزن و افزایش نشست، تاثیر افزایش فشار و انتقال آب در تعادل با رسوبات پی (با افزایش تراز آب در مخزن) و افزایش نسبی هدایت الکتریکی آب مخزن در پایان دوره آبگیری می‌باشد.



شکل ۶. مدل‌سازی، شبکه‌بندی، شرایط مرزی و سلول‌های جریان زیرزمینی خروجی گستره سد اصلی بار

تغییرات هدایت الکتریکی و کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی، از آب مخزن تا چاه‌های مشاهده‌ای پایاب سد در

جدول ۲. حداقل و حداکثر غلظت مولفه‌های هیدروشیمیایی برداشت شده از مخزن و پایاب سد اصلی بار (غلظت‌ها برحسب میلی‌اکی والان بر لیتر)

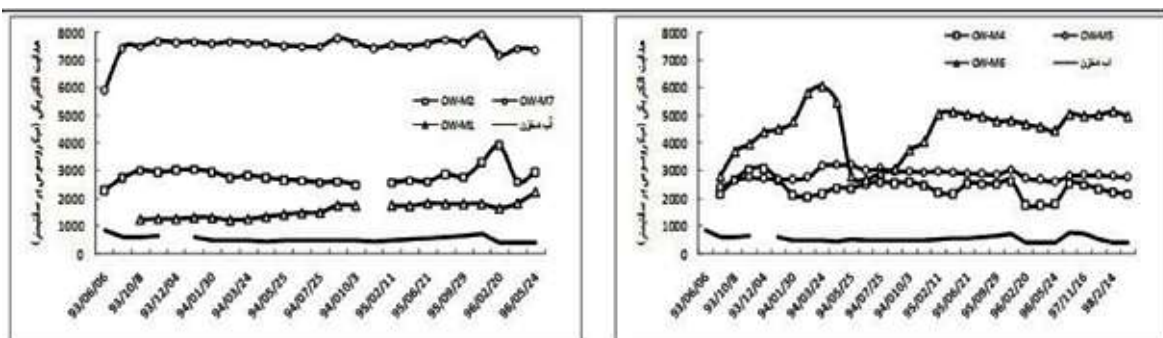
| ANIONS | | | CATIONS | | | | PH | EC | | |
|--------|------|------|---------|------|-----|------|------|-------|-----|---------|
| SO4 | Cl | HCO3 | K | Na | Mg | Ca | | | | |
| ۳/۶ | ۱ | ۲ | ۰/۲ | ۱/۸ | ۳ | ۲/۲ | ۸/۰۵ | ۷۱۷ | max | مخزن |
| ۲/۷ | ۰/۵ | ۲ | ۰/۰۹ | ۱/۳ | ۲/۳ | ۲ | ۷/۸ | ۵۵۶ | min | |
| ۹ | ۱/۷ | ۵/۶ | ۰/۱ | ۱۵/۵ | ۱/۳ | ۱/۲ | ۸/۳۷ | ۱۸۱۰ | max | OW-M1 |
| ۸ | ۱/۸ | ۵/۴ | ۰/۱۵ | ۱۵/۷ | ۰/۸ | ۰/۷ | ۸/۴۲ | ۱۷۳۸ | min | OW-M2 |
| ۲۶ | ۴/۴ | ۱/۷ | ۰/۱ | ۷ | ۱۰ | ۱۸ | ۷/۶ | ۳۳۲۰ | max | OW-M3 |
| ۲۵ | ۴ | ۱/۵ | ۰/۰۷ | ۶/۵ | ۷/۱ | ۱۷/۶ | ۷/۹۴ | ۲۶۶۰ | min | OW-M3 |
| ۱۱۴ | ۱۱/۵ | ۳/۶ | ۰/۲۵ | ۱۲۵ | ۴ | ۱۲ | ۸/۲۳ | ۱۰۲۷۰ | max | OW-M4 |
| ۹۴/۵ | ۸ | ۳/۵ | ۰/۱ | ۱۰۲ | ۴/۹ | ۷/۷ | ۸/۰۳ | ۸۵۴۰ | min | OW-M4 |
| ۲۲/۵ | ۱/۵ | ۲/۱ | ۰/۱۵ | ۷ | ۶/۸ | ۱۳ | ۷/۸۱ | ۲۶۳۰ | max | OW-M5 |
| ۱۷/۴ | ۱/۹ | ۲/۳ | ۰/۲ | ۷/۵ | ۷/۵ | ۷/۵ | ۸/۰۱ | ۲۱۹۰ | min | OW-M5 |
| ۲۴/۵ | ۲/۷ | ۲/۵ | ۰/۱ | ۹ | ۴/۵ | ۱۷/۵ | ۷/۸ | ۳۰۴۰ | max | OW-M6 |
| ۲۴ | ۳/۱ | ۲/۵ | ۰/۱ | ۱۱ | ۵/۷ | ۱۵ | ۷/۶۸ | ۲۹۵۰ | min | OW-M6 |
| ۳۳ | ۱۸ | ۲/۸ | ۰/۱۳ | ۳۴ | ۷ | ۱۸ | ۷/۸۶ | ۵۱۳۰ | max | OW-M6 |
| ۳۵ | ۱۰ | ۲/۸ | ۰/۱۵ | ۲۸/۵ | ۶/۴ | ۱۷ | ۷/۷۴ | ۴۸۲۰ | min | OW-M7 |
| ۶۱ | ۱۴ | ۲/۱ | ۰/۱۴ | ۵۷ | ۶ | ۲۱ | ۷/۷۵ | ۷۹۳۰ | max | OW-M7 |
| ۶۰ | ۱۳/۴ | ۲/۳ | ۰/۲ | ۵۵ | ۶/۹ | ۱۸/۷ | ۷/۸۵ | ۷۵۰۰ | min | V-NOCH1 |
| ۲۳ | ۱ | ۲/۵ | ۰/۰۹ | ۲ | ۴/۷ | ۲۲/۳ | ۷/۷ | ۲۴۶۰ | max | V-NOCH1 |
| ۲۳/۲ | ۱ | ۲/۱ | ۰/۰۸ | ۱/۸ | ۴ | ۲۳/۵ | ۷/۷ | ۲۴۴۰ | min | V-NOCH1 |

سنگ‌های مارنی-رسی غنی از رسوبات تبخیری در بخش شمالی مخزن و توالی لایه‌های آبرفتی حاصل از فرسایش آنها تا بخش میانی مخزن، دلیل اصلی افزایش غلظت املاح در آب زیرزمینی است.

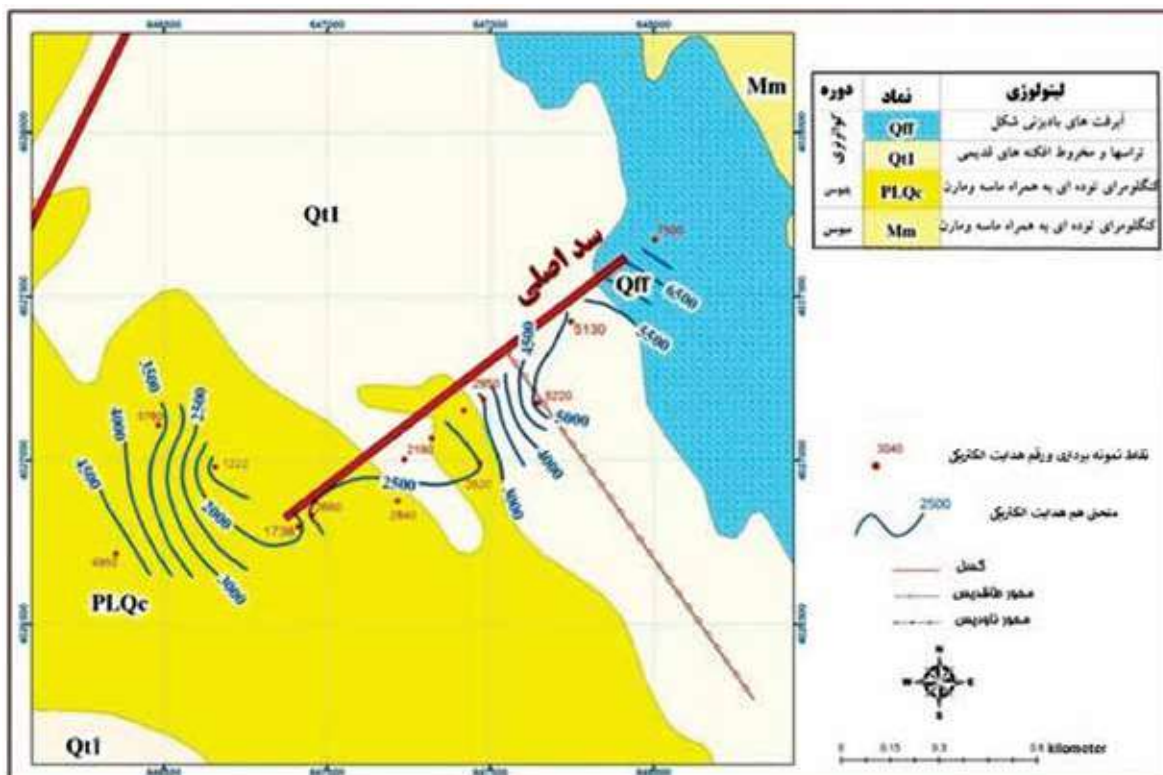
تغییرات هدایت الکتریکی آب زیرزمینی از جناح راست تا بخش میانی اندک است (شکل ۹). از ناحیه میانی تا جناح چپ، افزایش هدایت الکتریکی شدت داشته و این افزایش در امتداد محور و در مسیر جریان آب مشاهده می‌شود.

جدول ۳. متوسط کل مواد جامد محلول در چاه‌های مشاهده‌ای پایاب سد اصلی بار (میلی‌گرم بر لیتر)

| سال | ماه | مخزن | OW-M1 | OW-M2 | OW-M3 | OW-M4 | OW-M5 | OW-M6 | OW-M7 |
|-------|-----|--------|---------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|
| ۱۳۹۶ | ۲ | ۲۶۳/۹۷ | ۱۰۳۹/۵ | ۲۴۷۵/۹ | ۴۴۹۸/۲ | ۱۱۱۹/۵۱ | ۱۷۳۲/۵ | ۲۹۴۸/۴ | ۴۵۳۶ |
| ۱۳۹۶ | ۴ | ۲۶۳/۹۷ | ۱۱۵۶/۶۸ | ۱۶۵۰/۶ | ۳۴۷۷/۶ | ۱۱۲۲/۶۶ | ۱۶۹۴/۷ | ۲۸۹۱/۷ | ۴۶۷۴/۶ |
| ۱۳۹۶ | ۵ | ۲۶۶/۴۹ | ۱۴۱۱/۲ | ۱۸۷۱/۱ | ۳۸۲۴/۱ | ۱۱۵۶/۰۵ | ۱۶۶۳/۲ | ۲۸۰۹/۸ | ۴۶۴۹/۴ |
| ۱۳۹۶ | ۸ | ۳۰۴/۹۲ | ۱۱۳۹/۶۷ | ۱۸۲۰/۷ | ۳۲۷۶ | ۱۶۰۰/۲ | ۱۸۳۳/۳ | ۳۱۳۱/۱ | ۴۸۷۶/۲ |
| ۱۳۹۶ | ۹ | ۳۲۱/۹۳ | ۱۱۳۷/۱۵ | ۱۷۵۱/۴ | ۲۸۵۳/۹ | ۱۶۰۰/۲ | ۱۸۰۸/۱ | ۳۰۲۴ | ۴۸۱۳/۲ |
| ۱۳۹۶ | ۱۱ | ۲۹۸/۶۲ | ۱۱۴۰/۳ | ۲۰۹۱/۶ | ۲۶۴۶ | ۱۶۵۶/۹ | ۱۹۱۵/۲ | ۳۰۳۶/۶ | ۴۹۹۵/۹ |
| متوسط | | ۲۸۶/۷ | ۱۱۷۰/۸ | ۱۹۴۳/۶ | ۳۴۲۹/۳ | ۱۳۷۵/۹ | ۱۷۷۴/۵ | ۲۹۷۳/۶ | ۴۷۵۷/۶ |



شکل ۷. تغییرات هدایت الکتریکی آب مخزن و گمانه‌های پایاب سد بار

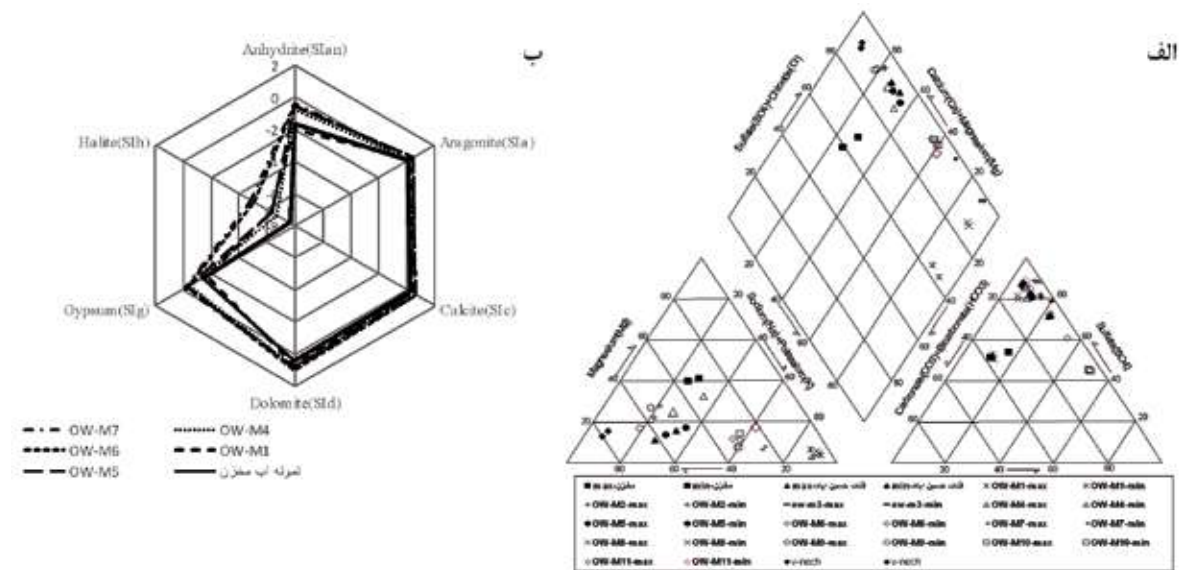


شکل ۸. هدایت الکتریکی آب زیرزمینی در پهنه سد اصلی بار

رخساره آن سدیک-کلسیک می‌باشد. در این ناحیه با توجه به افزایش غلظت املاح و یون کلر، از انحلال کانی‌ها به همراه گچ در مسیر جریان آب نشستی حکایت می‌کند. البته ورود کودها و سموم کشاورزی، فاضلاب خانگی نیز می‌تواند موجب افزایش غلظت سولفات شود (محمودلو و همکاران، ۱۳۹۹) ولی با توجه به نبود این منابع، انحلال کانی‌های سولفات دلیل اصلی افزایش غلظت سولفات است.

محاسبه نمایه اشباع با استفاده از نرم‌افزار PHREEQC^۲/۸۵/۰۶ نشان می‌دهد: آب مخزن در گستره فوق اشباع نسبت به کانی‌های کربناته (SIc، SIa و SIa)، تحت اشباع نسبت به ژئیس و انیدریت (SIg و SIan) و به طور کامل تحت اشباع نسبت به هالیت است. نمایه اشباع آب نشست یافته نیز وضعیتی مشابه با مخزن دارد با این تفاوت که از سمت راست پایاب به سمت چپ، نمایه اشباع نسبت به ژئیس و انیدریت به وضعیت متعادل و نسبت به هالیت به تدریج کاهش و وضعیت تحت اشباع را نشان می‌دهد (شکل ۹-ب).

تحول شیمیایی آب در مسیر جریان نشان می‌دهد آب مخزن دارای تیپ سولفات-بی‌کربناته و رخساره منیزیک-کلسیک است. در مسیر نشست تا محل زهکش‌های زیر بدنه، تیپ آب به طور کامل سولفات و رخساره آن به طور کامل کلسیک می‌شود (شکل ۹-الف). بنابراین انحلال سولفات کلسیم (گچ) در مسیر جریان آب از مخزن تا زیر بدنه سد، مهم‌ترین واکنش شیمیایی اتفاق افتاده است. در بخش جنوبی محور سد (OW-M1) کیفیت آب به لحاظ نسبت‌های آنیونی تنها با افزایش غلظت املاح، مشابه آب مخزن است ولی نسبت کاتیونی آن بسیار متفاوت و رخساره آن به طور کامل سدیک می‌باشد (شکل ۱۰). انحلال سولفات سدیم دلیل اصلی افزایش غلظت املاح و قرارگیری آب در گستره شورابه‌ها است (OW-M1 و OW-M3). در بخش میانی تیپ آب سولفات و رخساره آن کلسیک است. با توجه به افزایش غلظت املاح محلول در آب، انحلال گچ (ژئیس) مهم‌ترین عامل تعیین‌کننده کیفیت آب در این ناحیه است. در جناح چپ (شمال محور) تیپ آب سولفات-کلروره و



شکل ۹. الف) نمودارهای پایپر، ب) تغییرات نمایه‌های اشباع نمونه آب مخزن و چاه‌های پایاب سد اصلی بار

می‌باشد. با استفاده از نتایج بیلان جزء به جزء، استخراج رابطه نشست-ارتفاع آب و سطح گستره آب در مخزن سد، از طریق بسته تغذیه برای هر یک از گام‌های زمانی به مدل وارد شده است. به منظور صحت‌سنجی مدل، داده‌های مشاهداتی

بحث

آب نفوذ یافته از مخزن سد بار پس از اشباع بی‌آبرفتی از سه ناحیه: بی‌سد اصلی، بی‌سد فرعی و تکیه‌گاه جنوبی مخزن به سمت پایاب نشست می‌کند. نشست آب از بستر مخزن سد ورودی به پهنه مدل‌سازی در محیط نرم‌افزار MODFLOW

۱۳۹۶ در مجموع ۳۵۷۴ تن ماده از پی ساخت گاه سد اصلی بار انحلال یافته است. با توجه به تفاوت قابل توجه میزان نشت آب از بخش‌های مختلف پی، مقدار ماده حل شده تفاوت قابل توجهی را نشان می‌دهد. گستره چاه مشاهده‌ای OW-M5 در بخش میانی محور سد با ۱۴۸۳/۴ تن ماده حل شده، مقطع بحرانی است و افزایش پوکی و به تبع آن افزایش نفوذپذیری و توسعه پدیده‌های فرسایشی، ریزشویی و در نهایت کاهش ظرفیت باربری پی را در این ناحیه شاهد خواهیم بود.

با فرض انحلال یکنواخت در پی ساخت گاه محور سد اصلی بار، میزان افزایش پوکی خاک پی محاسبه شده است (جدول ۵). در این جدول متوسط وزن مخصوص خاک پی برابر ۱/۶ گرم بر سانتیمتر مکعب (داده‌های نمونه‌برداری‌های گمانه‌ها) لحاظ شده و متوسط ضخامت، عرض مقطع عبوری جریان و طول مسیر جریان بر اساس مدل مفهومی تهیه شده مورد توجه قرار گرفت. همان‌گونه که مشخص است در مقطع بحرانی (OW-M5) میزان افزایش پوکی سالانه حدود ۰/۰۶۲ درصد و در طول عمر مفید ۴۰ ساله سد، برابر ۲/۵ درصد محاسبه می‌شود. ذکر این نکته ضروری است در صورت وجود افق‌هایی با درصد بالای کانی‌های با قابلیت انحلال زیاد در اعماق (در حفاری‌ها و ترانشه‌برداری‌های انجام شده چنین افق‌هایی دیده نشده است) تمرکز جریان و تشدید فرایند انحلال می‌تواند به صورت تهدید بالقوه مطرح باشد و لازم است در این خصوص مطالعات تکمیلی انجام شود.

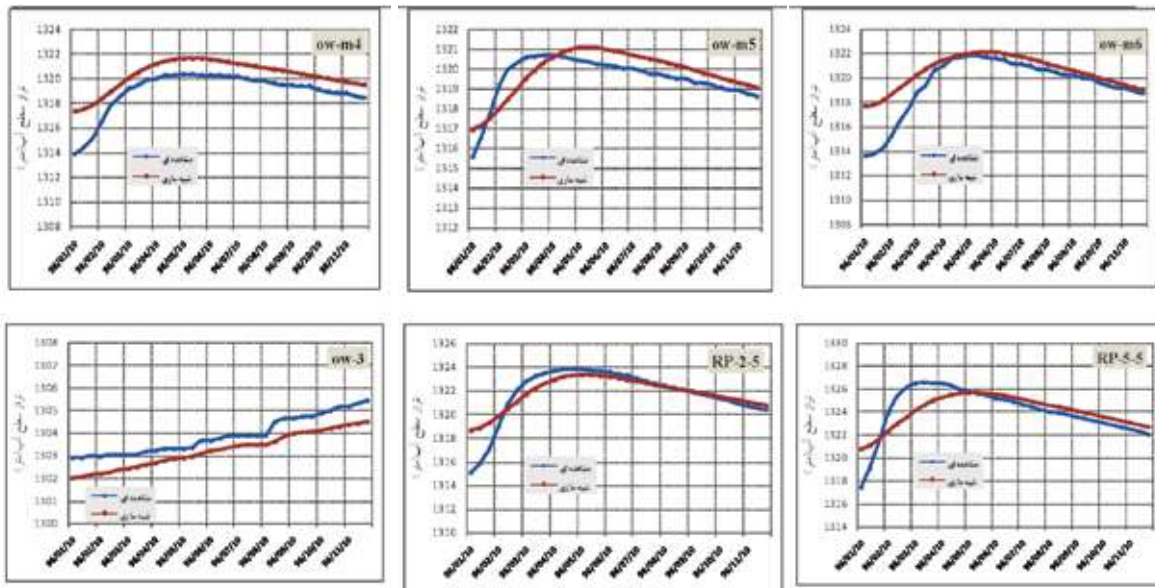
بهمن ماه سال ۱۳۹۶ و پارامترهای مرحله واسنجی به مدل داده شد. با مقایسه نتایج شبیه‌سازی و مشاهداتی معیار متوسط قدر مطلق خطا برابر دو به دست آمد و نشان می‌دهد مقدار خطا در ناحیه قابل قبول قرار دارد. در شکل ۱۰ مقادیر تراز سطح آب زیرزمینی مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده در تعدادی از چاه‌های مشاهده‌ای نشان داده شده است (نتایج شبیه‌سازی انطباق نا اندازه‌ای مناسب با داده‌های مشاهده‌ای دارد).

نتایج مدل‌سازی و محاسبه حجم آب عبوری در طی آبیگری سال ۱۳۹۶ نشان می‌دهد؛ در مجموع از پی سد اصلی بار ۲/۳، از ناحیه جنوبی مخزن ۰/۶ و از پی سد فرعی ۰/۱۵ میلیون متر مکعب آب به خارج از گستره بیلان جریان یافته است. بر این اساس حدود ۷۵ درصد آب نشت یافته از مخزن سد از پی سد اصلی عبور می‌کند. این میزان در پی سد فرعی تنها پنج درصد است. مقایسه میزان نشت آب از بخش‌های مختلف پی ساخت گاه سد اصلی نیز نشان می‌دهد در هفت مقطع انتخابی (شکل ۶)، بخش مرکزی (گستره چاه‌های مشاهده‌ای OW-M4 و OW-M5) حدود ۷۷ درصد کل حجم آب عبوری از پی سد اصلی و ۵۸ درصد کل حجم آب نشت یافته از مخزن سد بار اتفاق می‌افتد.

با مدل‌سازی و تعیین میزان نشت آب از بخش‌های مختلف پی سد اصلی بار (جدول ۴) و مشخص بودن کیفیت شیمیایی آب نشت یافته (شش مرحله نمونه‌برداری کیفیت شیمیایی در سال ۱۳۹۶، (جدول ۳) می‌توان جرم ماده حل شده در بخش‌های مختلف پی ساخت گاه سد اصلی بار را محاسبه کرد (جدول ۵). بر این اساس در طی آبیگری سال

جدول ۴. آب زیرزمینی خروجی از آبخوان آبرفتی گستره مدل‌سازی سد بار (ارقام هزار متر مکعب)

| ناحیه | پی سد اصلی | | | | | | | بخش جنوبی مخزن | پی سد فرعی |
|----------------|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|------------|
| | OW-M1 | OW-M2 | OW-M3 | OW-M4 | OW-M5 | OW-M6 | OW-M7 | | |
| خروجی زیرزمینی | ۱۰۸ | ۱۴۱ | ۱۲۲ | ۷۹۲ | ۹۹۷ | ۸۷ | ۶۳ | ۵۹۸ | ۱۵۲ |



شکل ۱۰. مقایسه سطح آب شبیه‌سازی و مشاهده‌ای در تعدادی از چاه‌های مشاهده‌ای و گمانه‌های الکتریکی

جدول ۵. جرم ماده حل از پی ساخت گاه سد اصلی بار در آبیگری سال ۱۳۹۶

| عنوان | OW-M1 | OW-M2 | OW-M3 | OW-M4 | OW-M5 | OW-M6 | OW-M7 |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| جرم ماده حل شده (تن) | ۹۵/۵ | ۲۳۳/۶ | ۳۸۳/۴ | ۸۶۲/۷ | ۱۴۸۳/۴ | ۲۳۳/۸ | ۲۸۱/۷ |
| حجم ماده حل شده (متر مکعب) | ۶۰ | ۱۴۶ | ۲۴۰ | ۵۳۹/۲ | ۹۲۷ | ۱۴۶ | ۱۷۶ |
| عرض مقطع عبور جریان (متر) | ۱۰۰ | ۱۰۰ | ۱۶۰ | ۲۴۰ | ۳۴۰ | ۳۳۰ | ۲۸۰ |
| متوسط ضخامت آبرفت پی سد (متر) | ۳۷ | ۳۰ | ۲۸ | ۲۵ | ۲۲ | ۱۵ | ۱۰ |
| متوسط طول مسیر جریان از مخزن (متر) | ۳۰۰ | ۲۷۰ | ۲۳۰ | ۲۰۰ | ۲۰۰ | ۲۵۰ | ۲۷۰ |
| درصد پوک شدگی سالانه پی (%) | ۰/۰۵ | ۰/۱۸ | ۰/۲۳ | ۰/۴۵ | ۰/۶۲ | ۰/۱ | ۰/۲ |

نتیجه‌گیری

داد سالانه ۳۵۷۴ تن ماده از پی سد اصلی بار و ۱۴۸۳ تن از بخش میانی آن انحلال می‌یابد. همچنین محاسبات نشان می‌دهد، میزان افزایش پوکی سالانه در بخش میانی پی سد اصلی بار برابر ۰/۰۶۲ درصد و مجموع افزایش پوکی پی در عمر مفید ۴۰ ساله سد حدود ۲/۵ درصد است. اگرچه این میزان پوکی در ناحیه مجاز برای کنترل پایداری سد است ولی پیشنهاد می‌شود با تغییر تخصیص آب با توجه به نیاز بالای شهر نیشابور، تنظیم آب در حداقل زمان ممکن با هدف کنترل و کاهش میزان نشست صورت گیرد. علاوه بر این تقویت المان آب‌بند (تقویت پتوی رسی) از جمله راهکارهای پیشنهادی برای کاهش نشست و کنترل پدیده انحلال در پی سد بار است.

تهیه بیلان روزانه آب مخزن سد بار نشان می‌دهد؛ میزان نشست آب ۳۵ تا ۷۰ درصد حجم آب مخزن را شامل می‌شود. نمونه‌برداری‌های کیفیت شیمیایی در گستره سد بار نشان می‌دهد، غلظت املاح در آب نشست یافته پنج تا نه برابر آب مخزن است. مدل‌سازی نشست آب از پی ساخت‌گاه سد بار با استفاده از مدل MODFLOW برای سال ۱۳۹۶ نشان می‌دهد، ۷۵ درصد آب نشست یافته از مخزن سد از پی سد اصلی عبور می‌کند. این میزان در پی سد فرعی تنها پنج درصد است. همچنین جریان نشست بر ناحیه میانی پی محور سد اصلی بار متمرکز است و این ناحیه مقطع بحرانی به لحاظ نشست و انحلال تشخیص داده شده است. نتایج مدل‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌های برداشت شده نشان

منابع

- Science and Technology: Water Supply, 17(5), 1447-1457.
- McDonald M.G. and Harbaugh A.W. 1988. A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. U.S. Geological survey Techniques of Water-Resources Investigation 6(A1). 586
 - Mozafari, M., Raeisi, E. and Guerrero, J., 2018. Contribution of spectral coherency analysis and tracer test to study leakage at the Doosti Dam reservoir. Iran and Turkmenistan Environmental earth sciences, 77(4), 139.
 - Noble, J. and Ansari, M. A., 2017. Environmental isotope investigation for the identification of source of springs observed in the hill-ock on the left flank of Gollaleru Earthen Dam, Andhra Pradesh, India. Journal of Earth System Science, 126(5), 67.
 - Piqueras, J. M., Perez, E. S. and Menendez-Pidal, I., 2012. Water seepage beneath dams on soluble evaporite deposits: a laboratory and field study (Caspe Dam, Spain). Bulletin of engineering Geology and the Environment, 71(2), 201-213.
 - Sammen, S. S., Mohamed, T. A., Ghazali, A. H., Sidek, L. M. and El-Shafie, A., 2017. An evaluation of existent methods for estimation of embankment dam breach parameters. Natural Hazards, 87(1), 545-566.
 - Sjudahl, P., Dahlin, T. and Johansson, S., 2008. Resistivity monitoring for internal erosion detection at Hallby embankment dam. In Progress in Environmental and Engineering Geophysics: Proceedings of the International Conference on Environmental and Engineering Geophysics, International Conference on E-Commerce E-Business and E-Government (ICEEG) Science Press, 310-316.
 - Ullah, A., Kassim, A., Alam, I. and Junaid, M., 2019 Efficiency analysis of seepage of
 - اکبری، ف.، باقری، ر. و ندری، آ.، ۱۳۹۷. بیلان هیدروژئولوژیک تالاب برم شور در شهرستان هفتکل استان خوزستان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲، ۴۸، ۱-۱۰.
 - محمودلو، م.، جندقی، ن. و صیادی، م.، ۱۳۹۹. تکامل هیدروشیمیایی و کاهش کیفیت آب رودخانه گرگانرود. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴، ۵۵، ۱۲۹-۱۴۵.
 - نبی‌زاده، ن. و جعفری، ه.، ۱۴۰۰. تخمین تغذیه آبخوان مرزی سرخس با استفاده از مدل عددی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵، ۵۷، ۱۵-۲۷.
 - شرکت آبپوی، ۱۳۹۴. گزارش مطالعات رفتارنگاری و آب‌بندی مخزن سد بار. وزارت نیرو، شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۲۰.
 - واعظی، ع. و اسماعیل‌نیا، ن.، ۱۳۹۴. تعیین لایه نشتی و بررسی مکانیسم نشت از تکیه‌گاه چپ سد آغ‌چای (آذربایجان غربی) با استفاده از مطالعات هیدروژئولوژی. فصلنامه مهندسی آبیاری و آب، ۸، ۳۰.
 - Bedmar, A. P. and Araguas, L. U. I. S., 2002. Detection and the Prevention of Leaks from Dams. CRC Press.
 - Craft, C. D., Pearson, R. M. and Hurcomb, D., 2007. Mineral dissolution and dam seepage chemistry-The Bureau of reclamation experience. In Proceedings of the 2007 National Meeting, Dam Safety 2007.
 - Jixiang, H.U., Fuheng, M.A. and Jiang, H.U., 2018. Characteristics and evolution of seepage water hydrochemistry at dam-site on Lijixia hydropower station. Congres des Grands Barrages, Vienne.
 - Kimble, J. M., Knox, E. G. and Holzhay, C. S., 1993. Soil survey laboratory methods for characterizing physical and chemical properties and mineralogy of soils. In Application of Agricultural Analysis in Environmental Studies, ASTM International.
 - Li, X. Ye, S., Wang, L. and Zhang, J., 2017. Tracing groundwater recharge sources beneath a reservoir on a mountain-front plain using hydrochemistry and stable isotopes. Water

- Baz Ali small dam, Kurram Agency using clay blanket and cut off wall with sand filter. Journal of the Geological Society of Malaysia, 67, 113-118.
- Unal, B., Celik, M. and Yildirim, T., 2008. Evaluation of seepage problems of the Armagan Dam, Kırklareli, northwestern Turkey. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 67(3), 335-344.
- Wang, S.W., Xu, Y.L., Gu, C.S. and Bao, T.F., 2018. Monitoring models for base flow effect and daily variation of dam seepage elements considering time lag effect. Water Science and Engineering, 11(4), 344-354.

بررسی زمین‌ساخت، داده‌های گسلی و ارتباط آن‌ها با کانه‌زایی و دگرسانی در گستره اسبخان هریس (استان آذربایجان شرقی-شمال غرب ایران)

نیما یادگاری^(۱)، سید غفور علوی^(۲) و محسن موید^(۳)

۱. دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۲. استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۳. استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۲۸

چکیده

گستره مورد مطالعه در جنوب رشته کوه قوش‌آداغ، در شمال روستای اسبخان، شهرستان هریس و در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. این گستره از نظر زمین‌شناسی ساختاری ایران، در پهنه اصلی ایران مرکزی و زیرپهنه البرز-آذربایجان قرار دارد. واحدهای زمین‌شناسی پهنه، شامل سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن با ترکیب آندزیتی، تراکی آندزیتی، بازالتی، توفی و ایگنمبریتی است. توده نفوذی نیمه عمیق با سن الیگوسن، با ترکیب کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت پورفیری و دیوریت به صورت استوک و دایک در پهنه رخمون دارد. بررسی‌های ساختاری از جمله صفحات گسلی، خش‌لغزش‌های روی آن‌ها و سیستم درزه‌های موجود در لیتولوژی‌های مختلف، نشانگر حداقل دو جهت فشارش کلی در گستره هستند و می‌توانند در پی یک رژیم تکتونیکی و یا دو رژیم تکتونیکی ایجاد شده باشند. اگر رژیم تکتونیکی یک فاز در نظر گرفته شود و تانسورهای با جهات مختلف نتیجه چرخش در صفحات گسلی داشته شود، می‌توان یک رژیم عمومی راستالغز با روند عمومی شمالی-جنوبی را معرفی کرد که ساختارهای موجود پهنه را کنترل می‌کند. در همین حین نفوذ توده‌های نفوذی باعث به هم ریختگی این ساختارها و پیچیده‌تر شدن موضوع شده‌اند. به‌طور کلی، گسله‌های با روند شمال غرب-جنوب شرق و مکانیسم راستالغز راست‌بر، ساختارهای اصلی گستره را تشکیل می‌دهند. سایر گسل‌ها نیز با پیروی از سیستم شکستگی‌های ریدل، در کنترل ساختارهای اصلی هستند. بر اساس سیستم درزه‌های موجود در چهار لیتولوژی مختلف، واحدهای لیتولوژیکی از قدیم به جدید شامل: آندزیت بازالت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونکمبرندیت (توده پورفیری) و دیوریت می‌باشند که از قدیم به جدید از تنوع سیستم درزه‌ها کاسته می‌شود. نقش سیستم تکتونیکی شمال غربی-جنوب شرقی در توسعه دگرسانی آرژیلیکی و سیستم شمال شرقی-جنوب غربی در توسعه رگه‌های سیلیسی و کانه‌دار مهم هستند.

واژه‌های کلیدی: اسبخان، درزه، زمین‌ساخت، گسل.

مقدمه

آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند و موجب چین‌خوردگی‌ها در رسوبات غرب و جنوب غرب آذربایجان شده‌اند (Delvaux et al., 2003; Dewey et al., 1986).

کمر بند آتشفشانی سنوزوئیک البرز با روند عمومی E-W در شمال ایران قرار دارد و خود این کمر بند، توسط گسل رشت-تاکستان (با روند N-S) به دو بخش شرقی و غربی تقسیم شده و از هم جدا می‌شوند (Azizi and Moinevaziri, 2009). بخش شرقی همگی شامل توف اسیدی و مافیک و لاوا با ترکیبی آکالن تا شوشونیتی است (Blourian, 1994)، در حالی که بخش غربی شامل لاوای آندزیتی تا داسیتی و بسیاری توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبات کالکوالکالن می‌باشد (موید، ۱۳۸۰). این دو بخش تفاوت‌های دیگری نیز با یکدیگر دارند، برای مثال؛ در بخش غربی ذخایر مس پورفیری (سونگون، طارم)، مولیبدن، آهن (مروارید زنجان) و طلا (زرشوران، آق‌دره) دیده می‌شوند در حالی که بخش شرقی چنین ذخایری را ندارد. (Calagari, 2004; Calagari and Hosseinzadeh, 2006; Azizi and Jahangiri, 2008). کمر بند آتشفشانی البرز توسط گسل شمال تبریز از بخش‌های جنوبی و ایران مرکزی جدا می‌شود (Azizi and Moinevaziri, 2009).

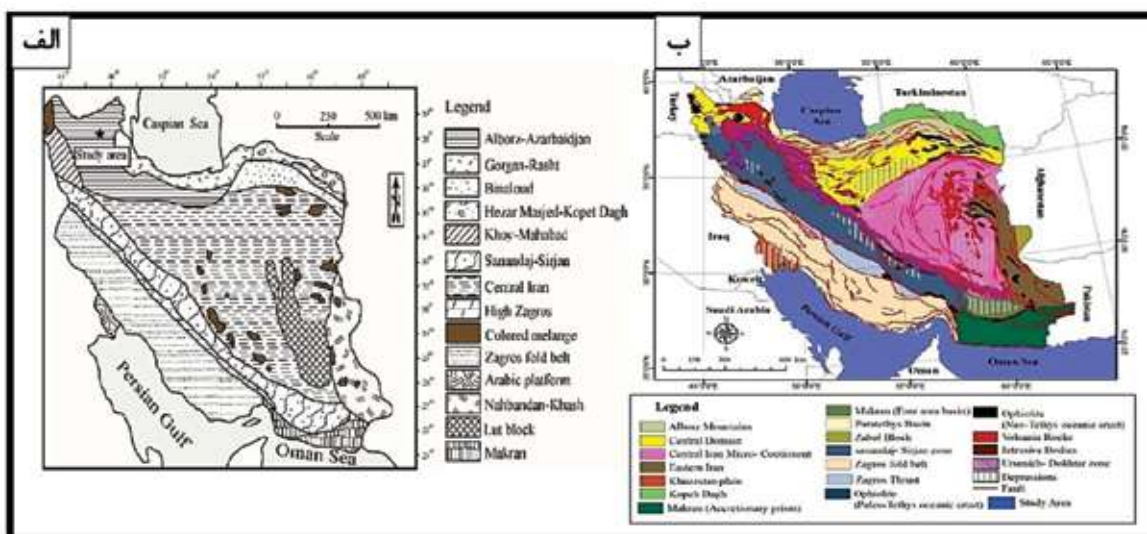
منطقه آذربایجان از نظر زمین‌شناسی متنوع است و همچنین از نظر تکتونیک و فعالیت‌های آتشفشانی نیز جز کمر بندهای فعال پوسته ایران می‌باشد. این پهنه از پوسته ایران حوادث زیادی را پشت سر گذاشته که آثار آن از پرکامبرین (سنگ‌های دگرگونی زنجان، میانه، ماکو، خوی، شمال ارومیه) تا به امروز (آتشفشان سبلان و سهند) قابل مشاهده است. گستره مورد مطالعه بخشی از کمر بند ارسباران از پهنه آذربایجان است که در پایان بخش شمال شرقی این پهنه قرار دارد (قربانی، ۱۳۸۱). وجود ساختارهای تکتونیک با موقعیت‌های متفاوت و خردشدگی‌های شدید در کمر بندهای گسلی و همچنین وجود توده‌های نفوذی با سن‌های مختلف و نزدیک به هم باعث پیچیدگی‌های ساختاری ویژه‌ای در گستره مورد مطالعه شده است.

پهنه آذربایجان در شمال غرب ایران، در بخش مرکزی کمر بند تصادمی اوراسیا-عربستان و میان کوهزادهای بزرگ قفقاز در شمال و البرز در شرق و با فاصله از کوهزاد زاگرس در جنوب قرار دارند (درویش‌زاده، ۱۳۷۲). دگرشکلی در آن تا میوسن به صورت کوتاه‌شدگی با گسلش و وقوع زمین‌لرزه‌های قوی همراه می‌باشد (Ambraseys, 1997; Axen et al., 2001; Baker, 1993). در پهنه آذربایجان، گسل تبریز با امتداد NW-SE از میان نهشته‌های زنجان به طرف کوه‌های شمال تبریز (مورو و میشو) و شمال غرب آذربایجان و قفقاز ادامه دارد (Axen et al., 2001). این ساختار آذربایجان را به دو بلوک که یکی از این بلوک‌ها در شمال شرق با فرونشست و رسوب‌گذاری در اوایل دوونین و دیگری در جنوب غرب که با بالآمدگی و با رسوبات کربونیفر پوشیده شده، تقسیم کرده است (Allen et al., 2004). بعد از رویداد کوهزایی سیمین پیشین و برخورد حاشیه قاره‌ای فعال اولین فاز از گسل‌های رانده و فرارانش مجموعه‌های اقیانوسی بر روی لبه شمالی پهنه و افیولیت‌های قفقاز و شمال ایران شکل گرفت (Hempton, 1987; Rebai et al., 1993). در آذربایجان رژیم‌های متعدد تکتونیک وجود دارد. فاز اول فشارشی با جهت NE-SW و فاز دوم فشارش با امتداد NW-SE که با کوتاه‌شدگی همراه هستند (Hempton, 1987). با توجه به شواهد نئوتکتونیک، فاز دومی نیز هم اکنون فعال است. از نظر مرزهای زمین‌ساختی، در میان چهار گسل امتداد لغز اصلی قرار دارد و شامل گسل ارس در شمال، گسل تبریز در غرب، سامانه گسلی تالش و آستارا در مرز شرقی و گسل میانه-اردبیل در جنوب شرقی قرار دارد (Angelier, 1994). بنابراین حرکات و جنبش این گسل‌ها نسبت به هم در آذربایجان و تاثیر متناوب پایانه‌های گسلی این پهنه را تحت تاثیر خود قرار خواهد داد (Carey, 1992). مهم‌ترین پدیده تکتونیک در پالتوزوئیک، شکستگی در دوونین هستند و باعث تقسیم رخساره‌ها در آذربایجان شده است (Delvaux et al., 1997). در آغاز الیگوسن، بر اثر حرکات کوهزایی پیرنه، توده‌های نفوذی متعددی مانند سینیت بزکش، کلیبر و اهر به داخل سنگ‌های

زمین‌شناسی

تشکیلات سنگی پهنه اسبخان مربوط به سنگ‌های آهکی ائوسن است. این سنگ‌های رسوبی شیمیایی توسط رخنمون‌های سنگی چون آندزیت، تراکی آندزیت، بازالت، توف و ایگنمبریت ائوسن همراهی می‌شود. واحدهای سنگی الیگوسن در پهنه اسبخان شامل سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب سنگ‌شناسی کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت پورفیری و دیوریت می‌باشد که توسط مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای الیگومیوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۲).

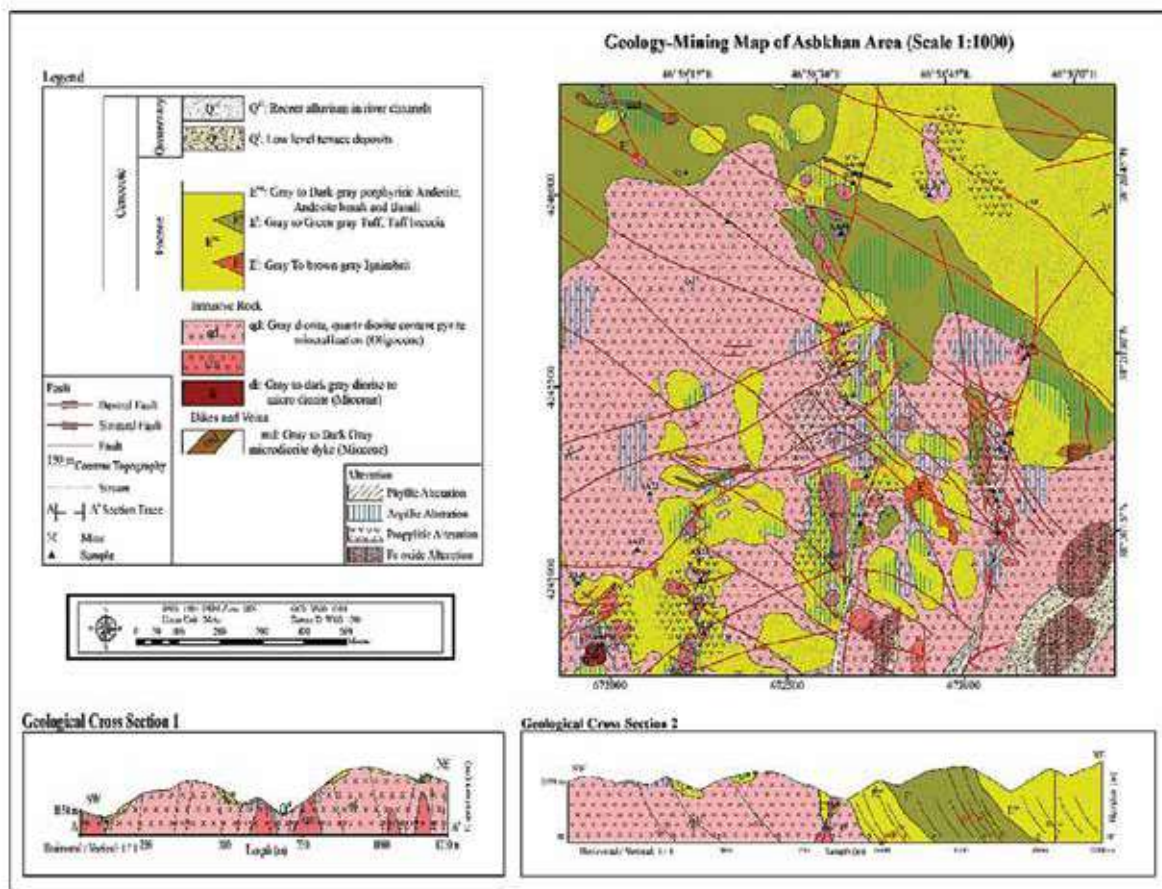
پهنه اسبخان به مختصات جغرافیایی $15^{\circ} 57' 46''$ تا $23^{\circ} 59' 46''$ طول شرقی و $15^{\circ} 19' 38''$ الی $48^{\circ} 21' 38''$ عرض شمالی، در ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهر هریس در استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع است. از دیدگاه (نبوی، ۱۳۵۵) این پهنه جز کمربند البرز-آذربایجان (شکل ۱-الف) و از لحاظ تقسیم‌بندی ساختاری-تکتونیکی ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳) این پهنه بخشی از کمربند ایران مرکزی می‌باشد (شکل ۱-ب). قدیمی‌ترین رخنمون



شکل ۱. الف) تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، ب) پهنه‌های رسوبی-ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳)

و نمونه دستی، خاکستری متوسط و خاکستری روشن تا سفید می‌باشد. بر اساس مطالعات میکروسکوپی کانی‌های اصلی آن شامل کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند با بافت پورفیری هستند (شکل ۳-پ). توده کوارتز مونزونیت پورفیری با وسعت کمتر نسبت به توده کوارتز دیوریتی در حاشیه این توده به صورت دسته‌هایی با اندازه‌های متفاوت رخنمون دارد. این واحد دارای مورفولوژی ملایم می‌باشد. بر اساس پیمایش‌ها و مطالعات صحرایی دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلیک در این واحد قابل مشاهده است (شکل ۳-ت). کانی‌شناسی اصلی این توده شامل بلورهای نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز و اندکی پتاسیم فلدسپار است که در خمیره ریزیلوری از کوارتز و پتاسیم فلدسپار قرار دارند. کانی‌های فرومنیزین این توده (شاید آمفیبول و بیوتیت) به‌طور کامل

از برجسته‌ترین سیمای زمین‌شناسی اقتصادی پهنه اسبخان می‌توان به نفوذ توده‌های آذرین درونی کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت پورفیری و دیوریت الیگوسن به درون تشکیلات آندزیتی، تراکی آندزیتی، بازالتی، توفی و ایگنمبریتی ائوسن و گسترش یک سامانه دگرسانی گسترده اشاره کرد. سامانه دگرسانی یاد شده از پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک، فیلیک، پروپلیتیک و سیلیسی تشکیل شده است. توده کوارتز دیوریت با گسترش بیشتر در بخش‌های مرکزی، شمالی و جنوبی ناحیه اکتشافی رخنمون دارد و به صورت باتولیت واحدهای آتشفشانی و آندزیتی-بازالتی را قطع کرده است (شکل ۳-الف و ب). از لحاظ مورفولوژیکی این واحد سنگی ارتفاعات متوسط تا خشن پهنه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-ب). رنگ این مجموعه در مشاهدات صحرایی



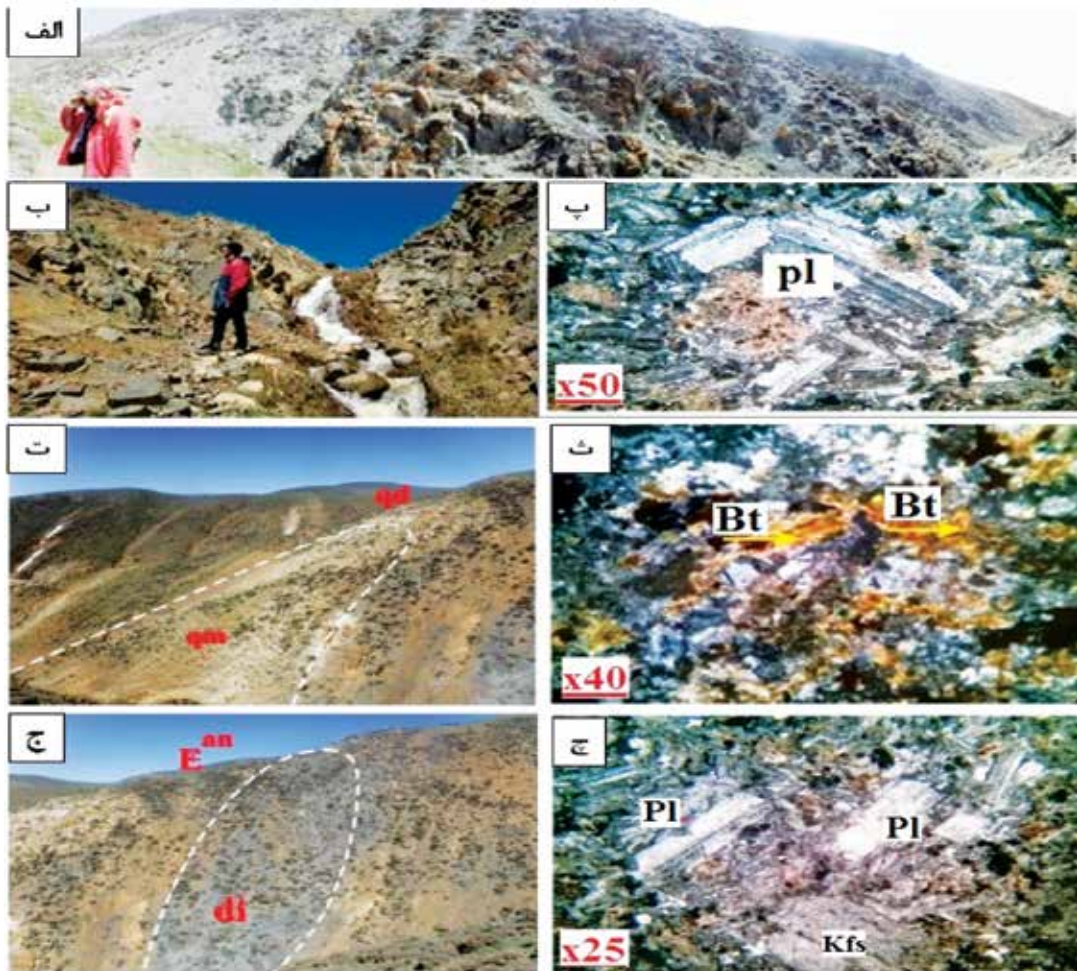
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره اسبخان در مقیاس ۱:۱۰۰۰ با تغییرات

برجستگی ارتفاعات قوشاداغ از زمین‌های اطراف است. در گستره روستای اسبخان دره‌های گوی دَرسی، زَگلیگ دَرسی و قره‌توپ‌یاق دَرسی همگی گسله هستند و جابجایی راست‌بر حدود ۷۰ تا ۸۰ درجه روی آنها پدیدار است. هم‌مرز شمالی و هم‌مرز جنوبی توده اسبخان منطبق بر گسل‌های راندگی است. سیستم‌های گسلی موجود در پهنه را می‌توان به انواع مختلف تقسیم‌بندی کرد ولی بیشتر دو نوع سیستم شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب تا شمالی جنوبی در پهنه حاکم هستند. این در نقشه تهیه شده نیز به روشنی دیده می‌شود (شکل ۴). سیستم گسل‌های شمال غربی-جنوب شرقی که از سیستم‌های گسلی عمیق و قدیمی در پهنه هستند، در ارتباط با فعالیت گسل دامنه جنوبی کوه‌های قوشاداغ می‌باشند. این سیستم گسلی در جابجایی بلوک‌ها، ایجاد ماگماتیسم و جایگزینی توده‌های نفوذی و همچنین تشکیل حوضه‌های رسوبی بین کوهستانی پهنه و ایجاد دگرسانی در گستره مورد مطالعه نقش داشته است.

توسط محصولات دگرسانی نظیر کلریت، کلسیت، اپیدوت، اکسیدهای آهن، سریسیت و در نهایت بیوتیت‌های ریز و پولکی ثانویه سودومورف شده‌اند (شکل ۳-ث). واحد سنگی دیوریتی با وسعت کمتر نسبت به دو توده بحث شده در بخش غربی گستره و به‌صورت دایک در بخش‌های میانی گستره گسترش دارد (شکل ۳-ج). کانی‌های اصلی مشاهده شده در این توده شامل ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز با بافت گرانولا با زمینه دانه متوسط می‌باشد (شکل ۳-چ).

زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک

از نقطه نظر ساختمانی گستره مورد مطالعه را می‌توان به دو بخش رشته کوه قوشاداغ و دشت فرو افتاده نمور در جنوب تقسیم کرد. با توجه به فرازش بخش شمالی (ارتفاعات قوشاداغ) نسبت به دشت نمور احتمال عملکرد گسل در مرز این دو بخش قوت می‌گیرد. وجود گسل‌های راست‌بر معکوس و گسلش راندگی در گستره عاملی برای

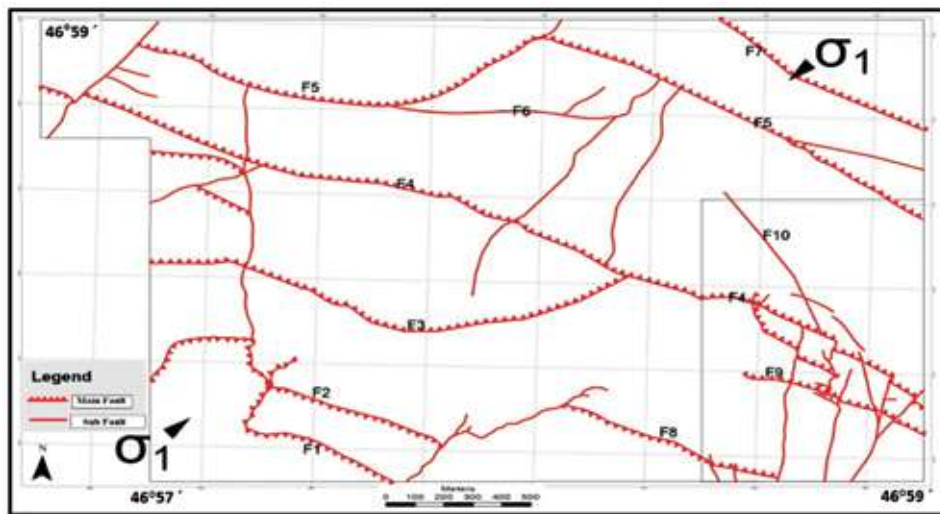


شکل ۳. الف) نمای دور از واحد کوارتز-دیوریتی با دید به سمت شرق، ب) نمای نزدیک از واحد کوارتز-دیوریتی، پ) مجموعه‌ای از فنوکریست‌های دانه‌درشت تا متوسط پلاژیوکلاز و ارتوز در نور XPL، ت) نمایی از مرز واحد کوارتزومونزونیت پورفیری با توده کوارتز-دیوریت، ث) تصاویری از تشکیل بیوتیت ثانویه در توده کوارتزومونزونیت پورفیری اسبخان در نور XPL، ج) نمایی از توده دیوریتی تا میکرودیوریتی که به شکل دایک در داخل توالی اتوسن نفوذ کرده است، چ) تصاویری از بافت گرانولار به همراه پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار موجود در توده دیوریتی در نور XPL

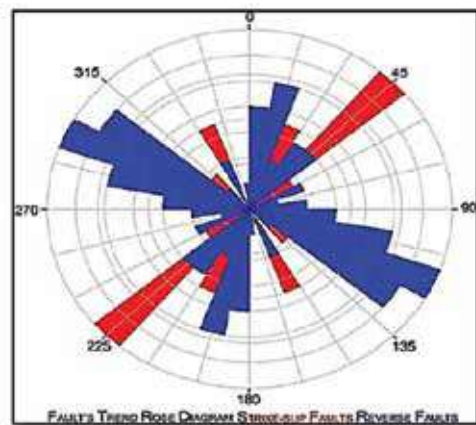
روش مطالعه

در مجموع از ۸۶ ایستگاه اندازه‌گیری اقدام به برداشت‌های ساختاری از جمله صفحات گسلی و سیستم درزه‌ها شده است. داده‌های گسلی برداشت شده در چند مرحله مورد تحلیل قرار گرفتند. ابتدا بر روی تصویر ماهواره پیاده و با ساختارهای قابل تفکیک در تصویر تطبیق داده شد تا نقشه ساختاری قابل قبولی به دست آید. برای به دست آمدن جهت تنش عمومی پهنه، از روش وارون‌سازی تنش (Stress Inversion) (Shabanian et al., 2009) استفاده شد با استفاده از داده‌های خش‌لغزش گسلی برداشت شده از هر ایستگاه و با نرم‌افزار 3-0-5-Win-tensor استفاده

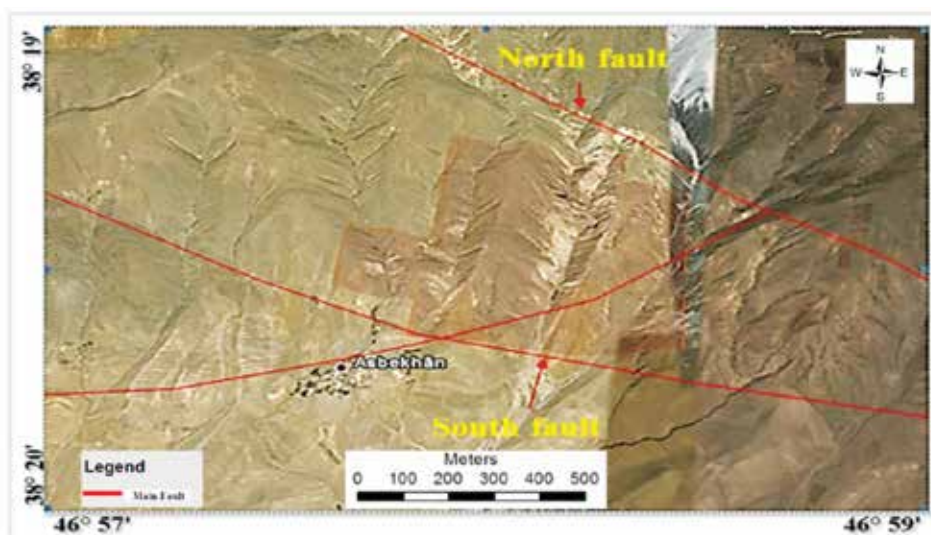
گسل‌های فراوانی در پهنه مورد مطالعه با این روند دیده می‌شوند. سیستم گسلی دیگری که در تکتونیک پهنه نقش بارزی دارد، سیستم گسلی شمال شرقی-جنوب غربی تا شمالی جنوبی می‌باشد که این سیستم نیز به‌نوبه خود در جابجایی بلوک‌ها و همچنین گسترش انواع دگرسانی‌ها در گستره نقش داشته است (شکل ۵). دو گسل اصلی در بخش شمالی و جنوبی گستره دیده می‌شوند که آن‌ها به عنوان گسل شمالی و جنوبی در (شکل ۶) ذکر شده‌اند. این دو گسل در واقع شاخه‌هایی از گسل جنوبی ارتفاعات قوشاداغ هستند و در بخش شمالی و جنوبی گستره مطالعاتی آشکار شدند.



شکل ۴. نقشه گسل‌های گستره. گسلش معکوس با راستای شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب تا شمالی-جنوبی که در پهنه حاکم هستند و نقش مهمی در دگربختی سیمای گستره داشته‌اند



شکل ۵. نمودار گلسرخ‌ی تهیه شده از گستره با عمده گسلش معکوس با روند شمال غرب-جنوب شرق



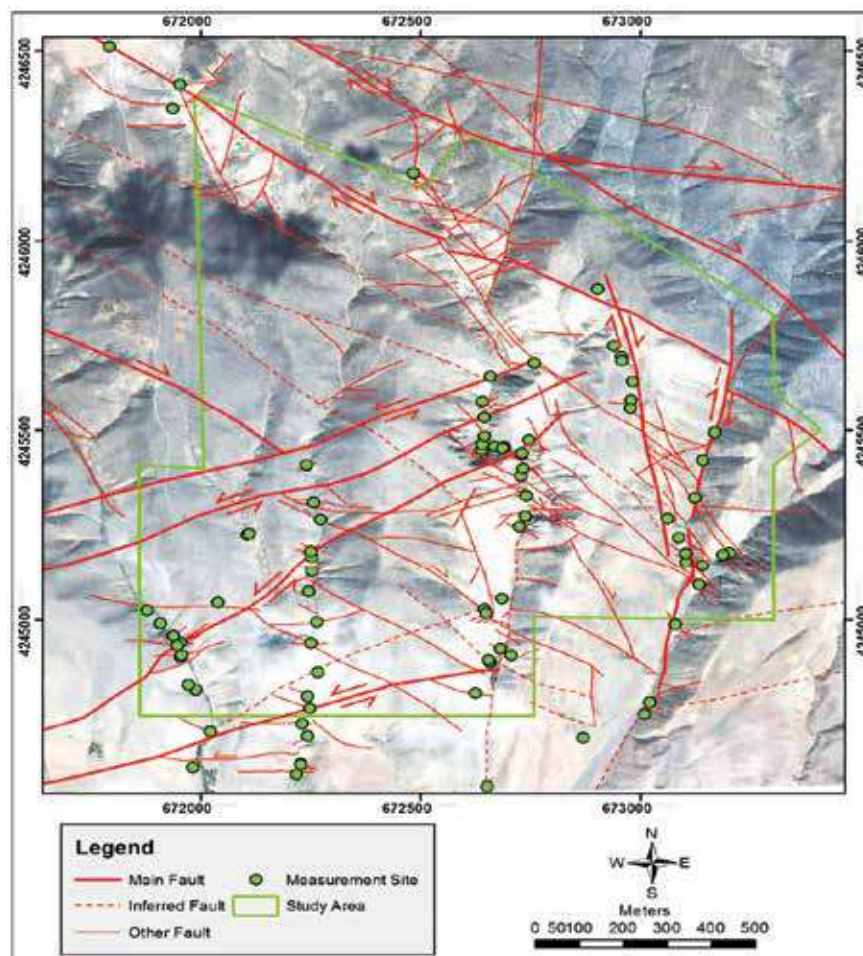
تصویر ۶. نمایی از گسل‌های اصلی در مناطق مجاور گستره مطالعاتی که این گستره را تحت تاثیر قرار داده‌اند

فرعی هستند و در اندازه‌گیری‌ها بیشترین تعداد را به خود اختصاص داده‌اند، همگی شیب جنوبی و مکانیسم حرکتی چپ‌گرد دارند که به‌ویژه در بخش‌های جنوبی‌تر (گوی دره و کند دره) این حرکت چپ‌گرد با مولفه نرمال همراه است (شکل ۷). در شکل ۷ نقشه گسله‌های گستره به همراه موقعیت ایستگاه‌های اندازه‌گیری نمایش داده شده است. گسله‌های اصلی گستره دو روند کلی NW-SE و NE-SW را نشان می‌دهند، علاوه بر این ساختارهای اصلی، دو روند دیگر N-S و E-W را نیز در گسله‌های فرعی می‌توان مشاهده کرد. از نظر آماری گسله‌های E-W با وجود کوچک بودن، بیشترین آمار را در اندازه‌گیری‌ها به خود اختصاص داده‌اند. وجود چهار روند عمومی برای گسله‌های گستره مورد مطالعه، خود نشان‌دهنده پیچیدگی در تکنیک گستره است.

شد. در پایان نیز با توجه به جهت فشارش عمومی و روند گسله‌های اصلی، مدلی شماتیک از ژئودینامیک حاکم بر گستره پیشنهاد شده است.

بررسی داده‌های گسلی

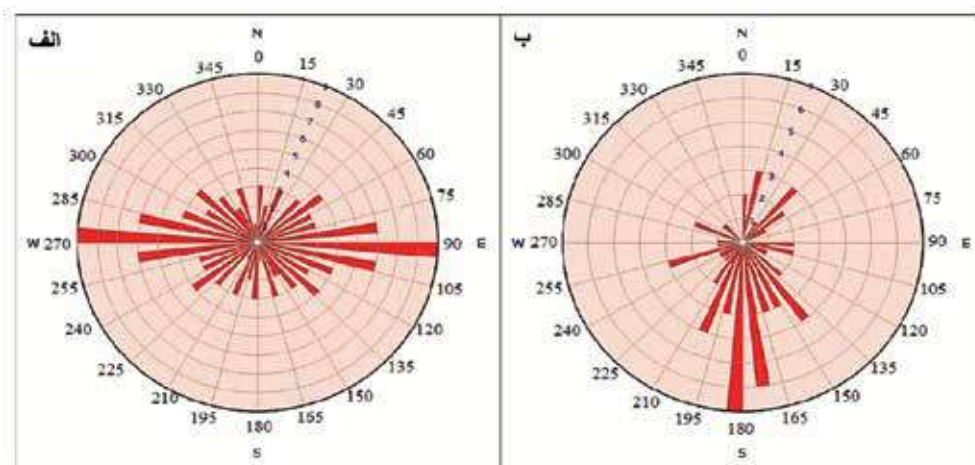
گسله‌های با روند شمالی-جنوبی دارای شیب متمایل به شرق و مکانیسم راست‌گرد با مولفه کوچک معکوس هستند. گسله‌های شمال غربی-جنوب شرقی که ساختارهای اصلی و گسله‌های بزرگ گستره را تشکیل می‌دهند در بخش‌های شمالی، دارای شیب شمال شرقی می‌باشند و مکانیسم راست‌گرد با مولفه معکوس دارند، درحالی‌که در بخش‌های جنوبی گستره، شیب جنوبی دارند و گاهی مولفه نرمال را نیز نشان می‌دهند. گسله‌های شمال شرقی-جنوب غربی دارای مکانیسم چپ‌گرد و گسله‌های شرقی-غربی که بیشتر



شکل ۷. نقشه ساختاری گستره مورد مطالعه. نقاط سبز رنگ، ایستگاه‌های اندازه‌گیری را نشان می‌دهند

نقشه نشان می‌دهد که بیشتر گسله‌هایی که شیب آن‌ها به سمت جنوب است، در بخش‌های جنوبی و جنوب غربی و گسله‌های با شیب شمالی (که اندک هستند) بیشتر در شمال غربی گستره مشاهده می‌شوند.

بررسی هندسی گسله‌های اندازه‌گیری شده (شکل ۸) نشان می‌دهد که بیشترین روند، مربوط به روند شرقی-غربی و با شیب به سمت جنوب است. به‌طور کلی شیب گسله‌ها در گستره زیاد است و در محدوده بیشتر از ۷۰ درجه هستند. بررسی شیب این گسله‌ها با توجه به موقعیت گسله روی



شکل ۸. الف) نمودار رز امتداد گسله‌های اندازه‌گیری شده، ب) نمودار رز جهت شیب گسله‌های اندازه‌گیری شده

گسلی چند نسلی و یا به عبارت دیگر، صفحات گسلی که بیش از یک دسته خش لغزش دارند، می‌توانند کمک زیادی برای مشخص کردن نسل‌های جدا از هم تانسورها کنند. ولی از آنجاکه در گستره مورد مطالعه صفحات چند نسلی چندانی مشاهده نمی‌شود و یا صفحاتی که خش لغزش‌های متفاوتی را نشان می‌دهند، اغلب، مکانیسم حرکتی مشابهی دارند. به نظر می‌رسد این‌گونه صفحات تنها حاصل چرخش صفحات گسلی باشند و بنابراین نمی‌توان وجود چند رژیم تکتونیکی را توسط تحلیل صفحات چند نسلی اثبات کرد. در نهایت باید بر پایه تحلیل آماری متکی بود و تانسور عمومی که صفحات گسلی بیشتری دارد را به عنوان تانسور عمومی معرفی کرد. اگر از دیدگاه آماری نیز تعداد مشابهی داشته باشند، می‌توان یک روند میانگین با توجه به مکانیسم حرکتی گسله‌ها و ساختارهای پهنه پیشنهاد داد.

طی بررسی داده‌های گسلی ابتدا داده‌های هر ایستگاه جداگانه مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۹) و سپس برای به دست آمدن تانسور تنش عمومی و یا جهت فشارش عمومی گستره، همه این داده‌ها یک جا مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۹). نکته اساسی در تحلیل‌های کینماتیکی

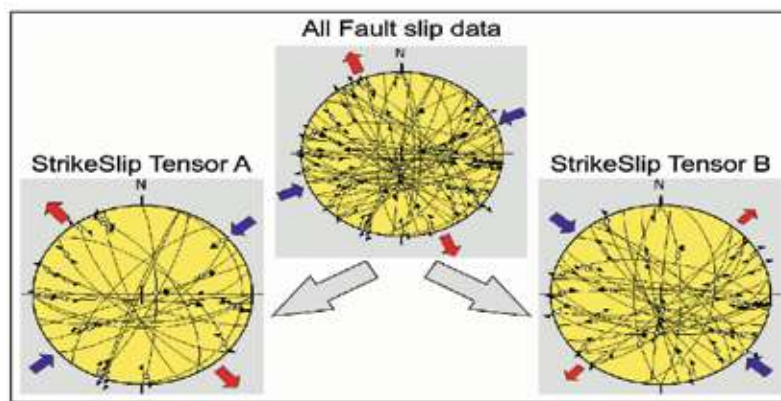
در بررسی مکانیسم حرکتی و تانسورهای تنش گسله‌ها، آشفتگی و پراکندگی نامنظمی دیده می‌شود (شکل ۹). بدین ترتیب که در برخی از نقاط تانسور با روند NW-SE و در برخی دیگر تانسور با روند NE-SW و یا با روندهای مختلف دیده می‌شود. حتی در برخی از این نقاط دو تانسور با روندهای متفاوت مشاهده می‌شوند. همچنین در برخی از گسله‌ها مکانیسم چپ‌گرد دیده می‌شود و در عین حال در نقطه‌ای دیگر از همان گسله مکانیسم راست‌گرد مشاهده می‌شود. در تانسورها نیز به همین ترتیب است و مشاهده می‌شود که روی یک گسله با روند مشخص، دو تانسور تنش، با جهات متفاوت به دست می‌آید. به‌طور کلی وجود خش لغزش‌هایی با مکانیسم‌های متفاوت و به تبع آن تانسورهای تنش متفاوت بر روی یک صفحه گسلی، دلایل مختلفی می‌تواند داشته باشد از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱. تغییر در رژیم تکتونیکی حاکم بر پهنه، ۲. هندسه بلوک‌های ساختاری، ۳. گوناگونی لیتولوژیکی (تفاوت در سختی مواد).

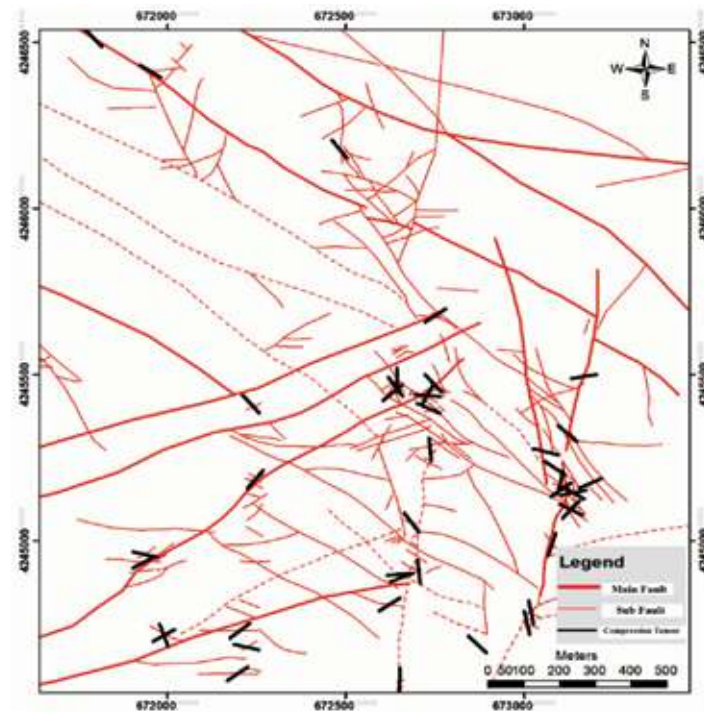
به‌طور کلی در طبیعت و ساختارهای تکتونیکی، مشاهده چنین وضعیتی در تانسورها دور از انتظار نیست. صفحات

با توجه به شکل ۹، طی تحلیل کینماتیکی داده‌های گسلی و سپس فرآیند جداسازی داده‌ای، دو تانسور تنش با جهت فشارش NW-SE و NE-SW به دست آمد که از نظر آماری نیز کم‌وبیش تعداد یکسانی را دارا هستند. بنابراین برای تانسور تنش عمومی گستره می‌توان میانگین این دو تانسور را در نظر گرفت و روند عمومی N-S را برای تانسور میانگین ساختارهای گستره اعمال کرد. مکانیسم حرکتی گسله‌ها نیز با جهت فشارش عمومی N-S سازگاری خوبی را نشان می‌دهد (شکل ۱۰).

به روش وارون‌سازی تنش، مرحله جداسازی است، بدین ترتیب که پس از وارد کردن همه داده‌ها، همواره تانسوری که به دست می‌آید، از دقت پایینی برخوردار است، چرا که در این مرحله صفحات گسلی گوناگون با مکانیسم‌های حرکتی حتی مخالف هم در یک جا مورد تحلیل نرم‌افزار قرار می‌گیرند. در مرحله مهم جداسازی، با توجه به ویژگی‌های هندسی و مکانیسم‌های حرکتی متفاوت، باید اقدام به تفکیک صفحات از یکدیگر کرده و هر صفحه گسلی را در کنار صفحات هماهنگ با خود، مورد بررسی قرار داد.



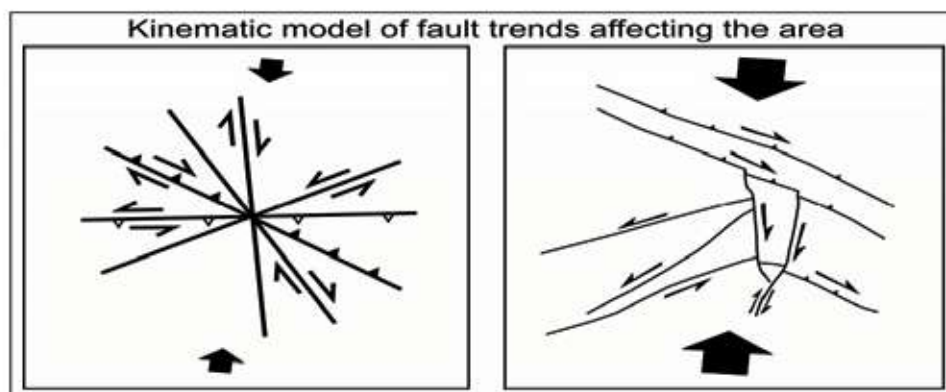
شکل ۹. بالا، تانسور تنش کلی مربوط به همه صفحات گسلی، پایین، تانسورهای تنش جداسازی شده، تانسورهای A و B تعداد صفحات کم‌وبیش یکسانی دارند



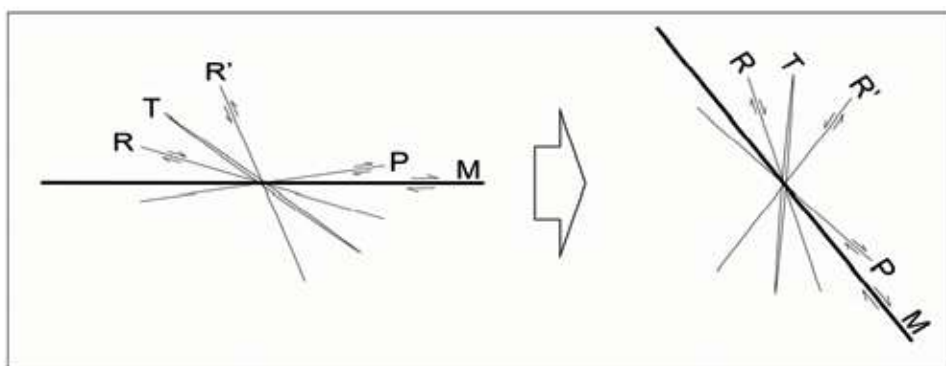
شکل ۱۰. جهت تانسورهای فشارش (خطوط مشکی) در نقاط مختلف گستره مورد مطالعه

با مدل شکستگی‌های ریدل نشان می‌دهد. بدین گونه که اگر شکستگی‌های ریدل را کمی در جهت عقربه‌های ساعت بچرخانیم، مطابقت زیادی با مدل شکستگی‌ها و گسله‌های گستره مورد مطالعه نشان می‌دهند (شکل ۱۲).

با توجه به موقعیت و مکانیسم حرکتی گسله‌های اصلی گستره و تانسورهای تنش به دست آمده از صفحات خش لغزش گسلی، می‌توان مدل جنبشی و ژئودینامیکی شماتیک و ساده شده‌ای از ساختارهای گستره و رژیم فشارشی حاکم، ارائه کرد (شکل ۱۱). این مدل کینماتیکی، سازگاری خوبی



شکل ۱۱. مدل جنبشی و ژئودینامیکی ساختارها و گسله‌های گستره مورد مطالعه



شکل ۱۲. مدل شکستگی‌های ریدل و هم‌خوانی آن با مدل شکستگی‌های گستره مورد مطالعه (Fossen, 2010)

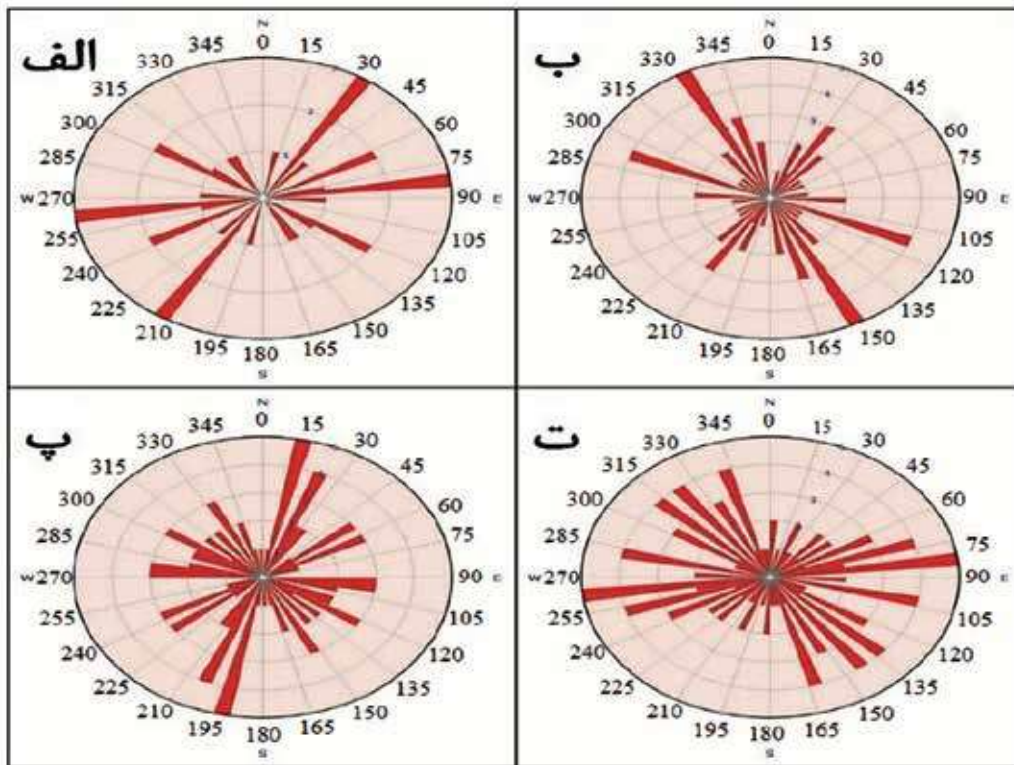
بررسی درزه‌ها

تورپاق قابل مشاهده است و جوان‌ترین واحدهای گستره را که بیشتر به شکل دایک نفوذ کرده‌اند تشکیل می‌دهند. ۲. توده کوارتز دیوریتی روشن‌تر با زمینه کالباسی رنگ که در بخش‌های شمالی دره زریک رخنمون دارند. ۳. توده کوارتز مونزونیتی روشن (به اصطلاح توده پورفیری) که رخنمون‌های آن در سطوح ارتفاعی پایین و در بخش‌های جنوبی و غرب گستره رخنمون دارند و ۴. آندزیت بازالت که در بیشتر گستره قابل مشاهده هستند. در شکل ۱۳، نمودار رز سیستم درزه‌های هر یک از این

با توجه به تکتونیزه بودن گستره در بیشتر رخنمون‌ها شاهد خردشدگی‌های شدید و سیستم درزه‌های به هم ریخته هستیم. اما در برداشت‌های صحرایی سعی بر این شده که تا حد امکان از مناطق تازه و غیرگسلی داده‌های درزه‌ها تهیه شود. در مجموع، از ۳۶ ایستگاه اندازه‌گیری، اقدام به برداشت دسته درزه شده است. این داده‌ها از لیتولوژی‌های گوناگون گستره در نقاط مختلف برداشت شده‌اند. در گستره مطالعاتی، چهار لیتولوژی عمده را می‌توان تشخیص داد؛ ۱. توده دیوریتی تیره رنگ که بیشتر در کند دره و دره قره

به همین ترتیب واحدهای جوان تر سیستم درزه‌های کمتری را خواهند داشت. اگر به تنوع سیستم درزه‌ها در شکل ۱۳ توجه کنیم، از A به D تنوع بیشتر می‌شود و به همین ترتیب سن واحدها نیز افزایش می‌یابد. به‌وضوح می‌توان مشاهده کرد، واحدهای جوان‌تر یا پس از ائوسن، تنوع درزه و شکاف کمتری نسبت به واحدهای قدیمی‌تر دارند.

چهار لیتولوژی به‌صورت جدا از هم نشان داده شده است. A مربوط به واحدهای دیوریتی، B، مربوط به واحدهای کوارتزموزنویتی، C، مربوط به کوارتزدیوریت و D، مربوط به آندزیت بازالت‌های ائوسن هستند. به‌طور کلی واحدهای سنگی هرچه قدیمی‌تر باشند، تنوع درزه و شکاف در آن‌ها نیز بالاتر خواهد بود، چرا که رژیم‌های تکتونیکی و رخدادهای ساختاری بیشتری روی آنها تاثیر گذاشته است.



شکل ۱۳. الف) نمودار رز توده‌های دیوریت، ب) نمودار رز توده‌های کوارتزموزنویت، پ) نمودار رز توده‌های کوارتزدیوریت، ت) نمودار رز آندزیت بازالت‌های گستره

شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد. همچنان که روند رگه‌های سیلیسی و کمربندهای سیلیسی منطبق بر سیستم گسلی شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد. به نظر می‌رسد، نقش سیستم تکتونیکی شمال غربی-جنوب شرقی در توسعه دگرسانی آرژلیکی و سیستم شمال شرقی-جنوب غربی در توسعه رگه‌های سیلیسی و کانه‌دار مهم می‌باشد. چنانچه در شکل ۱۴ مشاهده می‌شود، گسترش دگرسانی آرژلیکی در گستره اسبخان ارتباط تنگاتنگی با گسلس در گستره

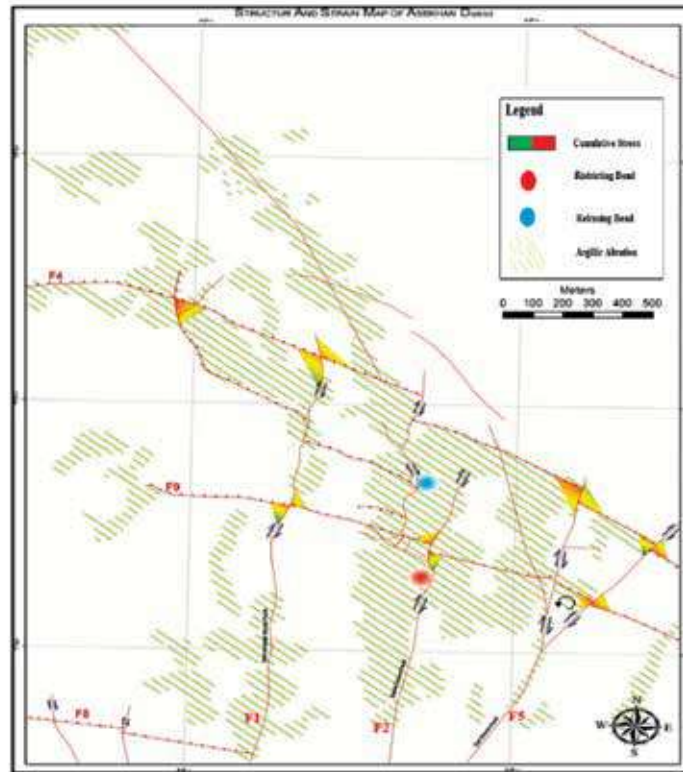
ارتباط کانی‌زایی و دگرسانی با سیستم تکتونیکی پهنه

در گستره مطالعاتی سیستم دگرسانی گسترده آرژلیکی مشاهده می‌شود که این سیستم بیشتر توسط تکتونیک، کنترل و توسعه یافته است. به نظر می‌رسد، چرخش سیالات در سیستم‌های شکستگی باعث توسعه این دگرسانی شده است. همچنین در گستره مطالعاتی رگه گالن-کالکوپیریت مشاهده می‌شود. روند این رگه نیز منطبق بر سیستم گسلی

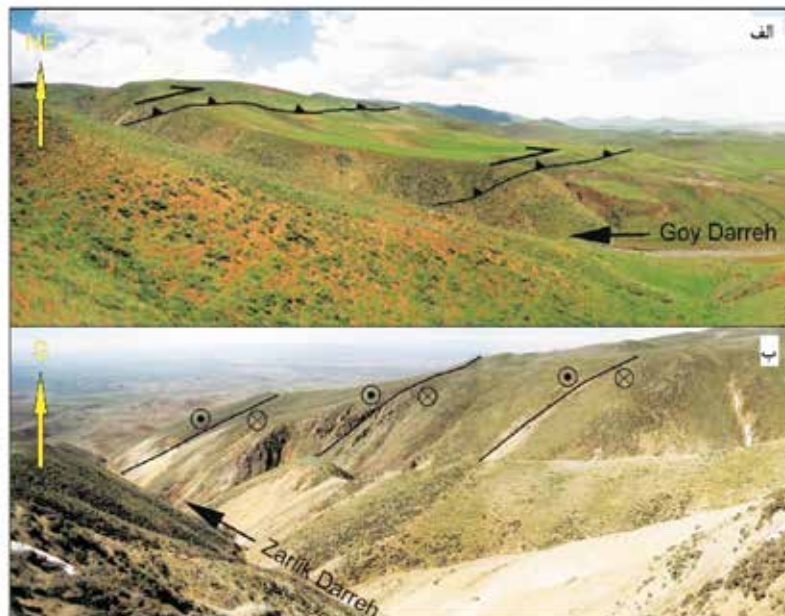
بررسی زمین ساخت، داده‌های گسلی و ارتباط آن‌ها با کانه‌زایی ...

دارد. به نظر می‌رسد گسل خوردگی‌ها و شکستگی‌ها معبر مناسبی برای راه‌یابی محلول‌های دگرسان کننده به سطح ایجاد کرده‌اند.

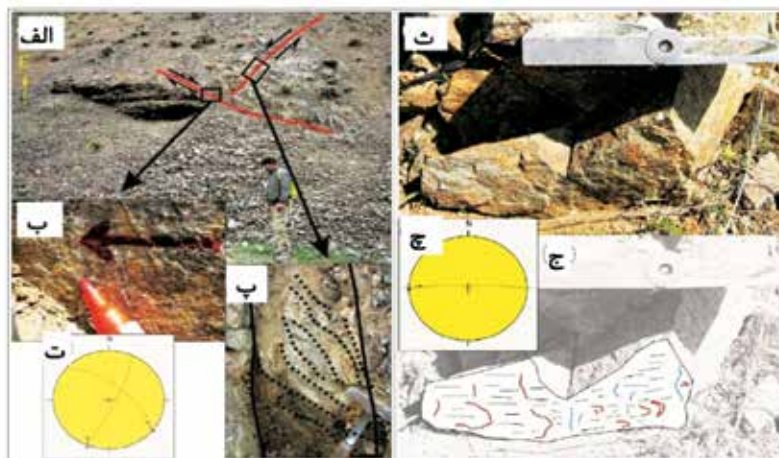
در پایان چند تصویر صحرایی از گستره مورد مطالعه و موقعیت شکستگی‌ها و گسله‌های پهنه به همراه مکانیسم حرکتی آنها آمده است (شکل‌های ۱۵، ۱۶، ۱۷ و ۱۸).



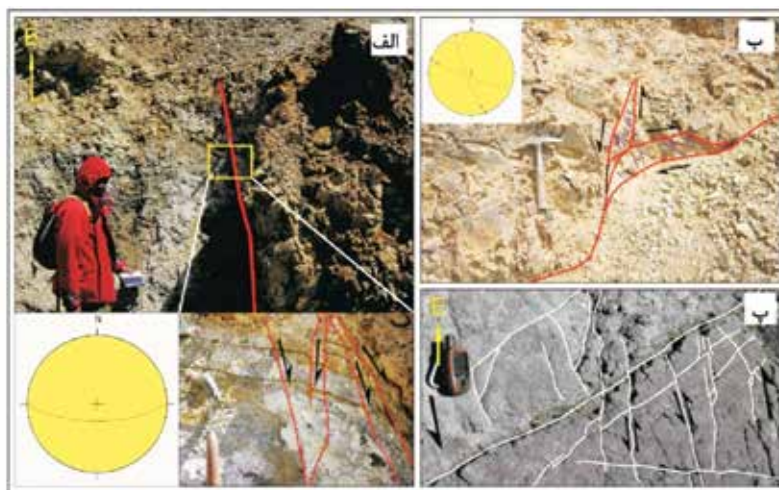
شکل ۱۴. نقشه ارتباط گسل‌های پهنه با دگرسانی آرژلیک. گسلش راست‌الغز راست‌بر در گستره اسبخان، رنگ سرخ تا سبز مقادیر تنش تجمعی را نشان می‌دهد، دایره سرخ خم گرفتاری (Restricting Bend) و دایره آبی خم رهایی (Relaxing Bend) را نشان می‌دهد. خطوط سبز رنگ نشانگر دگرسانی آرژلیک است



شکل ۱۵. الف) نمایی از ارتفاعات شرق گوی دره و موقعیت گسله‌های با روند NW-SE و شیب شمالی و مکانیسم حرکتی راست‌گرد با مولفه معکوس. ب) نمایی از زرلیک دره و موقعیت گسله‌های با روند NE-SW و شیب جنوبی که دارای مکانیسم چپ‌گرد با مولفه نرمال هستند



شکل ۱۶. الف) نمایی از دو کمر بند گسلی متقاطع در بخش شمالی گوی دره، ب) صفحه گسلی با مارک‌هایی که حرکت راست‌گرد را نشان می‌دهند، پ) سیستم شکستگی‌های کششی و رگه‌های کلسیتی درون کمر بند گسلی که حرکت چپ‌گرد را نشان می‌دهند، ت) موقعیت فضایی دو گسله متقاطع، ث، ج و چ) صفحه گسلی راست‌الغز که هم مارک‌های راست‌گرد (منحنی‌های قرمز رنگ) و هم مارک‌های چپ‌گرد (منحنی‌های آبی رنگ) را دارد



شکل ۱۷. الف) گسله‌های نرمال در بخش جنوب غربی گستره و دره سرب و روی، ب) گسله‌های متقاطع در گوی دره، پ) درزه‌های برشی چپ‌گرد با روند شرقی-غربی که درزه‌های قدیمی‌تر را بریده‌اند



شکل ۱۸. گسله‌های راست‌الغز چپ‌گرد با مولفه نرمال در بخش‌های جنوب غربی گستره (کند دره و قره توپراخ دره)

نتیجه‌گیری

- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenezoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*. 23, TC2008.

- Ambraseys, N.N., 1997. The Krasnovodsk (Turkmenistan) earthquake of 8 July 1895, *J. Earthquake Engineering*, 1, 293-317.

- Angelier, L., 1994. Faults slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford. 110-120.

- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M. and Stockli, D.F., 2001. Exhumation of the west-central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, 29, 559-562.

- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of geodynamics*. 45, 178-190.

- Azizi, H., and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of geodynamics*. 47 (2009) 167-179.

- Baker, C., 1993. The active seismicity and tectonics of Iran. PhD thesis, University of Cambridge, UK.

- Blourian, G.H., 1994. Petrology of Tertiary volcanic rocks in the north of Tehran. M.Sc. Thesis. University of Tarbiat Moalem, Tehran, Iran, 145.

- Calagari, A.A., 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran *Journal of Asian Earth Sciences*. 23, 179-189.

- Calagari, A.A. and Hosseinzadeh, G., 2006. The mineralogy of copper-bearing skarn to

در بررسی مکانیسم حرکتی و تانسورهای تنش گسله‌ها در گستره مورد مطالعه، آشفتگی و پراکندگی نامنظمی مشاهده می‌شود. بدین ترتیب که در برخی از نقاط، تانسور با روند NW-SE و در برخی دیگر تانسور با روند NE-SW و حتی در برخی از این نقاط دو تانسور با روندهای متفاوت مشاهده می‌شوند، می‌توانند ناشی از تغییر در رژیم تکتونیکی حاکم بر پهنه، هندسه بلوک‌های ساختاری، گوناگونی لیتولوژیکی (تفاوت در سختی مواد) باشند. گسله‌های با روند شمالی-جنوبی دارای شیب متمایل به شرق و مکانیسم راست‌گرد با مولفه کوچک معکوس هستند و گسله‌های شمال غربی-جنوب شرقی که ساختارهای اصلی و گسله‌های بزرگ گستره را تشکیل می‌دهند در بخش‌های شمالی، شیب شمال شرقی داشته و مکانیسم راست‌گرد با مولفه معکوس دارند، درحالی‌که در بخش‌های جنوبی گستره، شیب جنوبی پیدا کرده و گاهی مولفه نرمال را نیز نشان می‌دهند. سیستم تکتونیکی شمال غربی-جنوب شرقی در توسعه دگرسانی آرژیلیکی و سیستم شمال شرقی-جنوب غربی در توسعه رگه‌های سیلیسی و کانه‌دار مهم می‌باشد. گسترش دگرسانی آرژیلیکی در گستره اسبخان ارتباط تنگاتنگی با گسلش در گستره دارد.

منابع

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

- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران. انتشارات نشر دانش امروز، ۴۴۰.

- قربانی، م.، ۱۳۸۱، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵.

- موید، م.، ۱۳۸۰. ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های آتشفشانی-پلتونیک در منطقه طارم. پایان‌نامه دکتری. ۲۵۶.

- نبوی، م.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.

- the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 28, 423-438.
- Carey-Gailhardis, E. and Vergely, P., 1992. Graphical analysis of fault kinematics and focal mechanisms of earthquakes in term of stress; the right dihedral method, use and pitfalls. (1), 3-9.
 - Delvaux, D. and Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*,. 212. geological society london special publications. 75-100.
 - Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. and Sankov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. In: Cloetingh, S., Fernandez, M., Munoz, J.A., Sassi, W. and Horvath, F. (Eds.), *Structural controls on sedimentary Basin Formation: Tectonophysics*, 282. 1-38.
 - Dewey, J.F., Hampton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F. and engor, A.M.C.S., 1986. Shortening of Continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone. . geological society london special publications. 19, 3-36.
 - Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press. Cambridge, 463.
 - Hempton, M.R., 1987. Constrains on Arabian plate motion and extensional history of the red sea. *Tectonics* 6, 687-705.
 - Rebai, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissoff, B., Haessler, H., and Cisternas, A., 1993. Active tectonics in compressive and extensional structures. *Tectonics* 12: 1089-1114.
 - Shabaniyan, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L. and Farbod, Y., 2009. Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dag and Allah Dag-Binalud mountains, *Tectonophysics*. 480, 280-304.

زمین‌شناسی، کانه‌زایی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسار مس، سرب-روی قزلجه، شمال غرب زنجان

سیده عالیہ میرحسینی^۱، قاسم نباتیان^{۱*}، افشین زهدی^۲ و آرمین سلسانی^۲

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان،

زنجان، ایران

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

۳. مدیرعامل شرکت سیمین معدن البرز، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۰/۱۸

چکیده

کانسار مس، سرب-روی قزلجه، در پهنه ایران مرکزی، در استان زنجان و در شمال شرق شهرستان ماه‌نشان واقع شده است. واحدهای سنگی موجود در این گستره متعلق به الیگومیوسن است که شامل سازندهای قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی هستند. سازند قرمز بالایی که میزبان کانه‌زایی در این ناحیه است، شامل تناوبی از مارن، سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ قرمز و خاکستری می‌باشد که کانه‌زایی مس، سرب-روی درون واحدهای ماسه‌سنگی خاکستری رنگ رخ داده است. کانسار قزلجه شامل دو افق کانه‌زایی مس و سرب-روی است که افق مس در بخش زیرین افق کانه‌زایی سرب-روی قرار دارد. براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، کانی‌های اصلی شامل پیریت، کالکوسیت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت و کانی‌های ثانویه شامل سروریت، مالاکیت، آزوریت، کوولیت، اسمیت‌زونیت و گوتیت می‌باشند. بافت ماده معدنی از نوع دانه‌پراکنده، پیریت فرامبوئیدال، شبه‌لامینه‌ای و سیمان بین‌دانه‌ای جاننشینی، بازماندی، است. مطالعات صحرایی بیانگر آن است که وجود آثار و بقایای گیاهی و پیریت‌های دیاژنتیکی، از عوامل اصلی احیاکننده محیط و ته‌نشست سولفیدها در افق‌های کانه‌زایی هستند. قابل ذکر است که عیار سرب، روی و مس در این کانسار به ترتیب شش، سه و یک درصد است. نتایج مطالعات انجام شده بیانگر آن است که کانه‌زایی مس، سرب-روی کانسار قزلجه از نوع کانسارهای مس رسوبی تیپ Redbed می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: سازند قرمز بالایی، مس رسوبی نوع Redbed، ایران مرکزی، قزلجه، زنجان.

مقدمه

اما این الزاماً به معنی تبعیت از لایه‌بندی رسوبی نیست (Cox et al., 2007). کانسارهای مس با میزبان رسوبی از نوع دیاژنتیکی است که بعد از نهشته شدن رسوبات میزبان و قبل از مرحله سنگ‌شدگی تشکیل می‌شوند. این نوع

کانسارهای مس با میزبان رسوبی به صورت استراتی باندا هستند و این به معنی آن است که کانسارهای مس محدود به تعدادی از لایه‌ها یا یک توالی رسوبی هستند،

ساخت و بافت کانسار قزلجه و همچنین ژئوشیمی سنگ میزبان ماده معدنی مورد بررسی قرار گرفته است. امید است که نتایج حاصل از پژوهش حاضر به همراه دیگر مطالعاتی که بر روی این ماسه‌سنگ‌ها در طی چند سال اخیر صورت گرفته است، در اکتشاف هر چه بهتر این نوع از کانسارها و همچنین در بازسازی دقیق زمین‌شناسی، جغرافیای دیرین و شرایط آب و هوایی زمان میوسن مورد استفاده قرار گیرد.

روش مطالعه

برای انجام این پژوهش، علاوه بر مطالعات صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی، از نمونه‌های برداشت شده در بازدیدهای صحرایی، تعداد ۳۰ مقطع نازک و نازک صیقلی به منظور مطالعات سنگ‌نگاری، بافتی، کانی‌شناسی و رسم توالی پاراژنری تهیه شده است. همچنین بر پایه مطالعات صحرایی نقشه زمین‌شناسی ناحیه و پروفیل آن رسم شد. برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی در کانسار قزلجه، نمونه‌های برداشت شده از این کانسار مورد مطالعه به آزمایشگاه رزآما ارسال شد. در این آزمایشگاه، نمونه‌ها به روش XRF، برای تعیین میزان اکسیدهای اصلی و همچنین به روش ICP-MS، برای مشخص شدن مقدار دقیق عناصر کمیاب و کمیاب خاکی مورد آنالیز قرار گرفتند.

بحث

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی کانسار مورد مطالعه

بر اساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختاری ایران زمین (آقائاتی، ۱۳۸۳)، ناحیه مورد مطالعه در بخش شمال غرب ایران مرکزی (شکل ۱-الف) واقع شده و بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان (لطفی، ۱۳۸۰) را در برمی‌گیرد (شکل ۲-ب). راه دسترسی به کانسار مورد مطالعه، از طریق جاده آسفالت زنجان ماه‌نشان و همچنین جاده آسفالت زنجان-مشمپا امکان‌پذیر است. از نظر زمین‌شناسی واحدهای سنگی رخنمون یافته در این ناحیه شامل سازندهای قم و قرمز بالایی هستند (شکل‌های ۱ و ۲). سازند قرمز بالایی در این گستره شامل تناوبی از مارن‌های قهوه‌ای-خاکستری می‌باشد که در زیر مجموعه‌ای از آهک‌های ریفی متوسط‌لایه، مارن و ماسه‌سنگ‌های مارنی سازند قم قرار گرفته است. لازم به ذکر است که سازند قم

کانسارها مستقل از فرآیندهای ماگمایی هستند. سنگ‌های میزبان این کانسارها به دو نوع تقسیم می‌شوند: ۱- نوع کم انرژی شامل سیلت‌سنگ‌های دولومیتی و آهکی، سنگ‌های شیلی و کربناتی دریایی یا دریاچه‌ای، ۲- نوع پرانرژی شامل انواع ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراها با منشأ قاره‌ای. کانسارهای مس با میزبان رسوبی توسط اختلاط سیالات در سنگ‌های رسوبی نفوذپذیر و به‌ندرت در سنگ‌های آتشفشانی شکل می‌گیرند (Cox et al., 2007).

کانسارهای مس رسوبی ایران در بلوک طبس، پهنه زاگرس، پهنه ایران مرکزی، پهنه سبزووار و پهنه کپه‌داغ گسترش دارند (نخجوانی و همکاران، ۱۳۹۸)؛ Maghfouri et al., 2020). این کانسارها در زمان‌های مختلف از جمله ۱. کامبرین زیرین-اردوئیسین (کانسار ده‌معدن و خونگاه در زاگرس)، ۲. پرمین (قره‌تپه در ایران مرکزی)، ۳. ژوراسیک بالایی (در ناحیه راور-طبس-عشق‌آباد در سازند گردو)، ۴. ژوراسیک بالایی-کرتاسه زیرین (در سازند شوربچه در پهنه کپه‌داغ)، ۵. الیگوسن-میوسن (در ناحیه بستان‌آباد-تبریز-تسوج) و ۶. پلیوسن (قره‌آغاج در پهنه ایران مرکزی) تشکیل شده‌اند (Maghfouri et al., 2020). کانسار مس، سرب-روی قزلجه در ۷۰ کیلومتری شمال غرب شهر زنجان و در شمال غرب نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان (لطفی، ۱۳۸۰) میان طول‌های جغرافیایی $47^{\circ} 41' 42''$ تا $45^{\circ} 42' 45''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 53' 3''$ تا $47^{\circ} 56' 47''$ شمالی قرار گرفته است. این کانسار در پهنه زمین‌شناسی-ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱-الف). از کانسارها و نشانه‌های معدنی مس و سرب-روی در این ناحیه می‌توان به کانسارهای اورتاسو (حقیقی و همکاران، ۱۳۹۵)، چهرآباد (رجب‌زاده و همکاران، ۱۳۹۵)، ساری‌کند (شکوری، ۱۳۹۷) اشاره کرد (Azizi et al., 2020; Maghfouri et al., 2018). کانسار قزلجه یکی از کانسارهای مهم در این ناحیه از استان زنجان است که در حال حاضر استخراج می‌شود. با توجه به اهمیت این موضوع برای انجام مطالعات دقیق پژوهشی، این کانسار برای مطالعه پژوهشی حاضر انتخاب شده است. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، کانی‌شناسی،

مس بوده و دارای ضخامت ۲۰ سانتی‌متر است. براساس مطالعات سنگ‌شناسی، این ماسه‌سنگ‌ها از نوع لیت‌آرنایت و فلدسپاتیک لیت‌آرنایت می‌باشند (میرحسینی و همکاران، ۱۳۹۹). همان‌طور که در بخش‌های قبلی ذکر شد، در افق‌های زیرین سازند قرمز بالایی، لایه‌های تبخیری وجود دارند. علاوه بر آن، یکسری گنبد‌های نمکی از جمله گنبد نمکی چهارآباد، ساری‌کند و ایلجاق نیز در این ناحیه وجود دارند که این گنبد‌های نمکی و لایه‌های تبخیری در کانه‌زایی‌های ناحیه نقش بسزایی داشته‌اند. نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته بیانگر آن است که محیط تشکیل کانسار مس و سرب‌روی قزلجه شاید محیط رودخانه‌ای مئاندری نزدیک به خطوط ساحلی و جزر و مدی بوده است (میرحسینی، ۱۳۹۹).

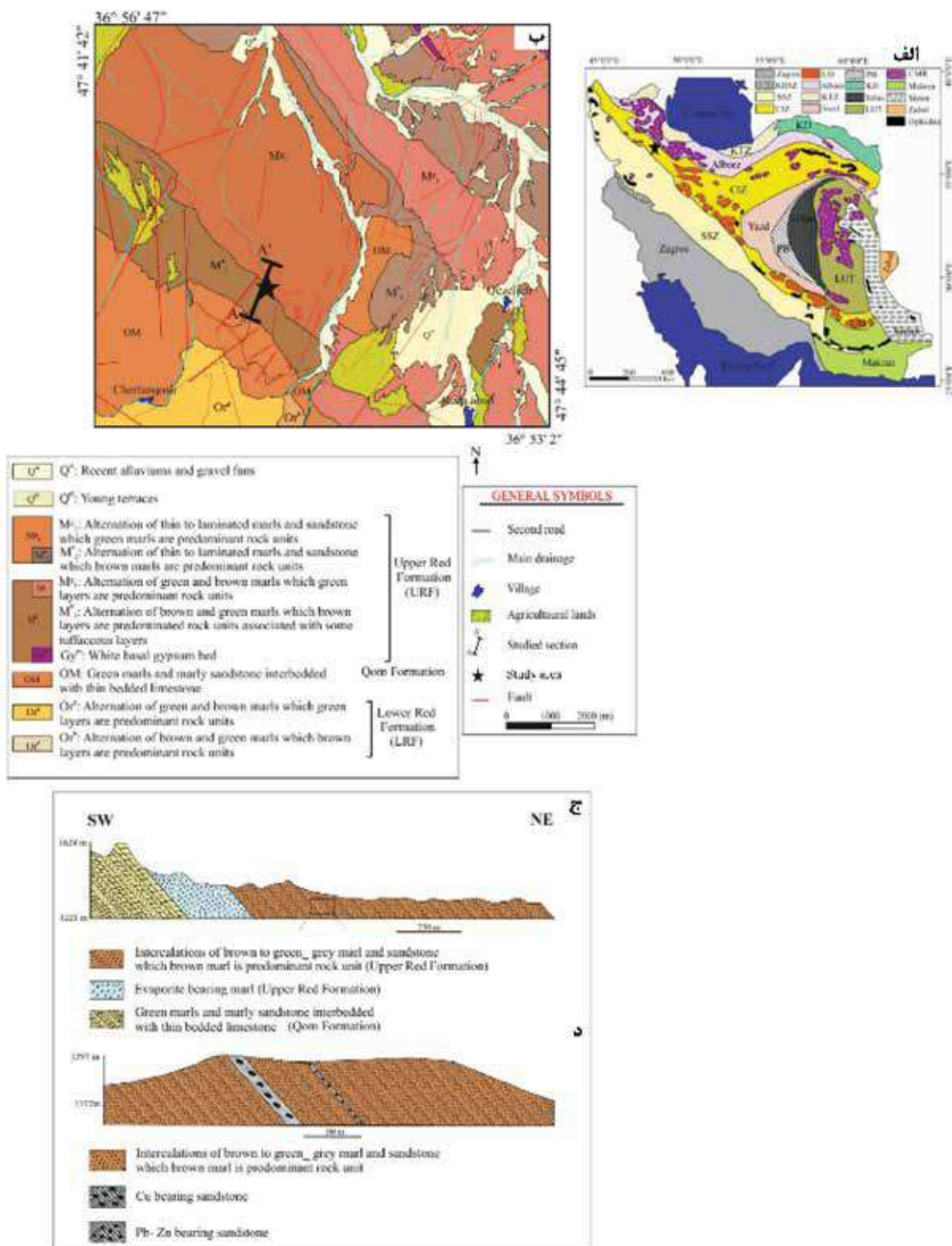
کانه‌زایی

کانه‌زایی مس و سرب‌روی در کانسار قزلجه در دو افق ماسه‌سنگی در مجموعه واحدهای رسوبی-تخریبی سازند قرمز بالایی رخ داده است (شکل‌های ۲ و ۳). سازند قرمز بالایی در این ناحیه شامل تناوبی از مارن‌های قرمز و خاکستری با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، کنگلومرا و سایر رسوبات تخریبی است (شکل‌های ۲، ۳ و ۴) که کانه‌زایی مس و سرب‌روی در این کانسار در داخل ماسه‌سنگ‌های خاکستری رنگ آن روی داده است. بخش‌های خاکستری که کانه‌زایی در آنها رخ داده است، در برخی بخش‌ها غنی از قطعات فسیل گیاهی هستند.

در ناحیه مورد مطالعه، کانه‌زایی مس بخش زیرین افق‌های کانه‌زایی را تشکیل می‌دهد که ضخامت آن در حدود شش تا هفت متر است و شیب آن در حدود ۷۰ الی ۸۰ درجه به سمت شمال است (شکل‌های ۳ و ۴). در کانسار قزلجه، سنگ میزبان کانه‌زایی مس، ماسه‌سنگ‌های خاکستری رنگ و سنگ‌های کنگلومرای هستند که به‌صورت میان‌لایه با واحدهای مارنی قرمز و خاکستری رنگ قرار دارند (شکل ۴). ماسه‌سنگ‌های میزبان کانه‌زایی در این بخش از نوع لیت‌آرنایتی و فلدسپات لیت‌آرنایت بوده و بافت ماده معدنی در این افق به‌صورت بافت‌های جانشینی، شبه‌لامینه‌ای، لنزی‌شکل، سیمان بین‌بلوری، بازماندی، پیریت فرامبوئیدال

در ناحیه زنجان دارای کانی‌سازی سلسنتین است (نوری و همکاران، ۱۳۹۸ و ۱۴۰۰). سازند قرمز بالایی در این ناحیه دارای گسترش قابل توجهی است و به‌طور کلی شامل سه بخش اصلی: الف) تناوب واحدهای تبخیری و مارن در بخش زیرین، ب) تناوب مارن‌های قرمز با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ قرمز و سبز رنگ در بخش میانی، و پ) افق‌های مربوط به مارن‌های سبز رنگ با میان‌لایه‌های ژئوپس در بخش بالایی توالی است (لطفی، ۱۳۸۰). ستون چینه‌شناسی رسم شده از سازند قرمز بالایی در کانسار قزلجه دارای ضخامتی در حدود ۷۵۰ متر بوده و شامل تناوبی از واحدهای سنگی از جنس شیل و مارن به رنگ قهوه‌ای همراه با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های خاکستری می‌باشد (شکل ۱-ج و د) (میرحسینی و همکاران، ۱۳۹۹). در کانسار قزلجه، بخش دارای تناوب مارن و ماسه‌سنگ متشکل از لایه‌های ماسه‌سنگی با ضخامت‌های دو اختصارات: Zagros: پهنه زاگرس؛ KRSZ: زون رادیولاریتی کرمانشاه؛ SSZ: پهنه دگرگونی-ماگمایی سنندج-سیرجان؛ UD: قوس ماگمایی ارومیه-دختر؛ CIM: خرده‌قاره ایران مرکزی (شامل بلوک‌های یزد، پشت‌بادام (PB)، طبس و بلوک لوت)، Alborz: رشته کوه‌های البرز؛ Makran: پهنه مکران؛ KD: دامنه‌های کپه‌داغ؛ Zabol: پهنه زابل؛ و CMR: سنگ‌های ماگمایی سنوزوئیک، ب) موقعیت کانه‌زایی‌های مس و سرب‌روی در ناحیه زنجان-ماه‌نشان، ج) پروفیل کلی از کانسار مورد مطالعه (محدوده کانه‌زایی با مستطیل مشکی مشخص شده است)، د) پروفیل محدوده معدنی قزلجه (موقعیت پروفیل در شکل ۲-ج نشان داده شده است).

در کانسار قزلجه، بخش دارای تناوب مارن و ماسه‌سنگ متشکل از لایه‌های ماسه‌سنگی با ضخامت‌های دو تا هشت متر است که در دو افق از آن‌ها کانه‌زایی مس-سرب و روی رخ داده است. این ماسه‌سنگ‌ها بیشتر از کانی‌های کوارتز، فلدسپات و خرده‌سنگ‌های رسوبی و دگرگونی و به میزان کمتر آتشفشانی تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی مس در این کانسار، علاوه بر اینکه در داخل واحدهای ماسه‌سنگی روی داده است در داخل یک افق کنگلومرای نیز رخ داده است که این افق بلافاصله در بخش زیرین افق ماسه‌سنگی دارای کانه‌زایی

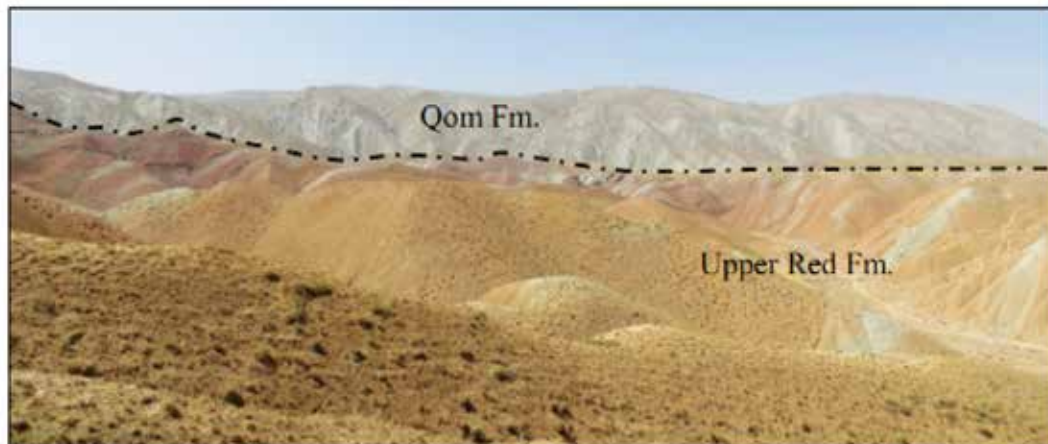


شکل ۱. الف) موقعیت کانسار مورد مطالعه بر روی پهنه‌های ساختاری ایران (Aghanabati 2005; 1998; Alavi 1991)

و دانه‌پراکنده هستند (شکل ۵-الف و ب). کالکوسیت، کولیت، کالکوپیریت، پیریت، ملاکیت و آزوریت مهم‌ترین کانی‌های موجود در این بخش از کانسار هستند. بررسی‌های صحرایی اولیه از کانسار قزلجه نشان می‌دهد که مواد ارگانیکی از جمله بقایای گیاهی ناحیه یکی از عوامل موثر در تمرکز و شکل‌دهی کانه‌زایی است (شکل ۵-ج).

سیده عالیبه میرحسینی و همکاران

براساس مطالعات هیتزمن (Hitzman et al., 2005) و براون (Brown, 2006)، وجود آثار و بقایای گیاهی یکی از عوامل موثر و مهم در تشکیل این نوع کانه‌زایی می‌باشد. قابل ذکر است که عیار سرب در این کانسار شش درصد، روی سه درصد و مس برابر با یک درصد بوده و در مجموع، تناژ ماده معدنی برابر با ۱۹۰ هزار تن می‌باشد. ماده معدنی در این کانسار دارای طول حدود ۲۵۰ متر و ضخامت میانگین ۷۰ سانتی‌متر می‌باشد که تا عمق ۲۰۰ متر گسترش دارد.



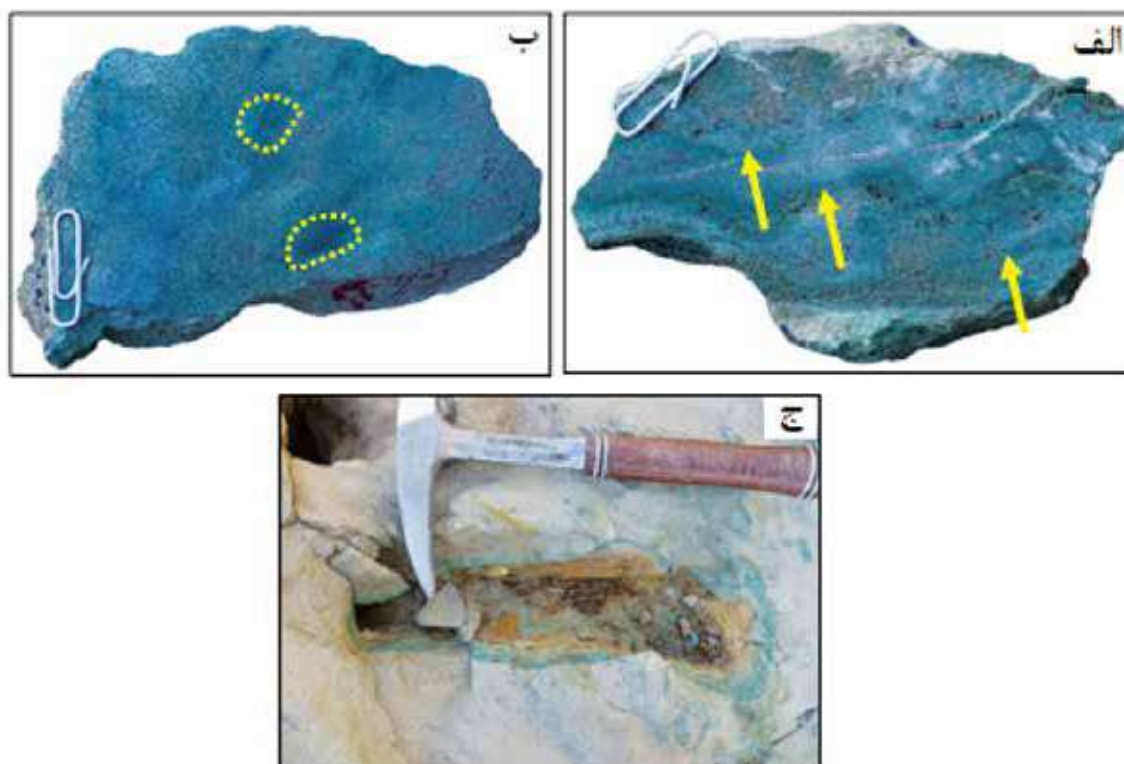
شکل ۲. رخنمونی از سازندهای موجود در کانسار قزلجه (دید به سمت جنوب‌غرب)



شکل ۳. نمایی دور از کانه‌زایی مس و سرب-روی در کانسار قزلجه (دید به سمت شمال شرق)

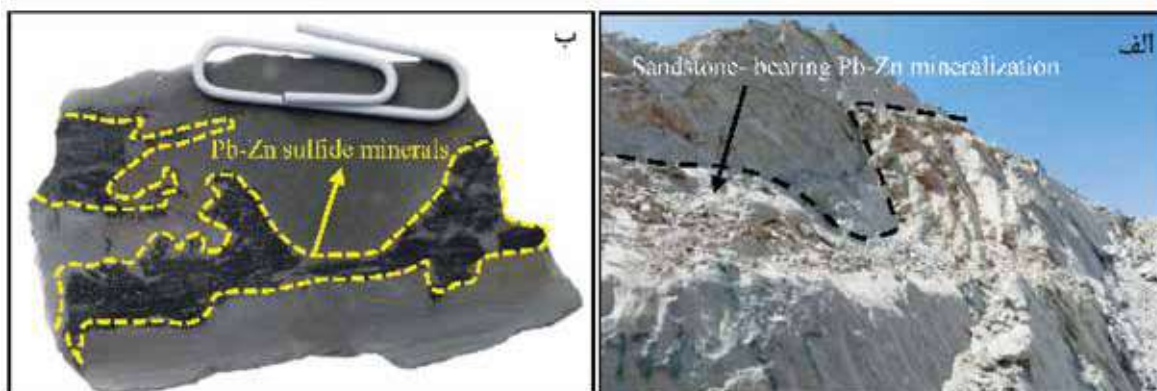


شکل ۴. رخنمون‌هایی از افق کانه‌زایی مس در کانسار قزلجه، الف) دید به سمت جنوب، ب) دید به سمت غرب



شکل ۵. بافت‌های موجود از افق کانه‌زایی مس در کانسار قزلجه. الف) بافت شبه‌لامینه‌ای، ب) بافت لنتزی شکل، ج) نمونه حاوی فسیل گیاهی (شبيه به تنه درخت) که اطراف آن کانه‌زایی مس رخ داده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است

کانه‌زایی سرب-روی در این کانسار در بخش بالایی افق کانه‌زایی مس روی داده و این افق نیز به صورت همروند با لایه‌بندی سنگ‌ها تشکیل شده است. در این افق، کانه‌زایی دارای امتداد شمال شرقی-جنوب غربی است و شبیه حدود ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال دارد (شکل ۶-الف و ب). کانه‌های اصلی تشکیل شده در این بخش شامل گالن، اسفالریت و پیریت هستند و بافت‌های غالب موجود در این بخش شامل دانه‌پراکنده، لنتزی، شبه‌لامینه‌ای و جان‌شینی می‌باشند (شکل ۶-ب). در مقاطع میکروسکوپی گالن، اسفالریت و پیریت کانی‌شناسی اولیه را تشکیل می‌دهند و کانی‌های ثانویه تشکیل شده در این بخش شامل سروریت، اسمیت‌زونیت و اکسیدهای آهن هستند.



شکل ۶. الف) نمایی نزدیک از افق کانه‌زایی سرب-روی در کانسار قزلجه (دید به سمت غرب)، ب) نمونه دستی از کانه‌زایی سرب-روی در ماسه‌سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه

رنگ ماسه‌سنگ‌ها به رنگ خاکستری متمایل به سبز در آمده است (شکل ۷). به عقیده مکینتیر (MacIntyre, 2005) مرز بین پهنه شسته‌شده و بخش قرمز اکسیدان به نحوی است که تغییر رنگ سنگ‌ها از قرمز به خاکستری در کمتر از یک سانتی‌متر رخ می‌دهد. وجود فسیل گیاهی که کانه‌زایی در ارتباط با آنها می‌باشد، در این بخش‌ها قابل مشاهده است. مواد ارگانیکی و پیریت‌های دیاژنتیکی از عوامل مهم در احیایی کردن سیالات در این افق‌ها به شمار می‌روند. براساس وودوارد و همکاران (Woodward et al., 1974)، آب بین سازندی در بخش‌های نفوذپذیر، وقتی که در مجاورت مواد آلی و پیریت‌های دیاژنتیکی قرار می‌گیرد، احیا می‌شود و در نتیجه باعث شسته شدن رسوبات قرمز اطراف خود می‌شود. مواد آلی و پیریت‌های دیاژنتیک موجود، باعث احیایی شدن سیالات در این افق‌ها شده‌اند. سیالات احیایی تشکیل شده نیز باعث تغییر رنگ این لایه‌ها از قرمز-نارنجی به سفید و یا خاکستری مایل به سبز شده‌اند. در این پهنه‌ها، اکسید آهن به دلیل شسته شدن توسط سیالات احیایی دیده نمی‌شود (شکل ۸-الف). از شواهد موجود برای این پهنه‌ها می‌توان به شسته شدن اکسیدهای آهن از اطراف دانه‌ها، تشکیل پیریت‌های دانه‌پراکنده اشاره کرد (شکل ۸). قابل ذکر است که این پهنه دارای زیرپهنه کانه‌زایی است که در ادامه توضیح داده شده است.

پهنه‌های موجود در افق‌های کانه‌زایی

به‌طور کلی افق‌های کانه‌زایی در کانسار قزلجه شامل دو پهنه قرمز اکسیدان و شسته شده است که براساس ویژگی‌های آنها از جمله کانی‌شناسی، رنگ ظاهری و نوع ماده معدنی از همدیگر تفکیک شده‌اند. در ادامه این پهنه‌ها توضیح داده شده‌اند.

پهنه قرمز اکسیدان^۱

پهنه قرمز اکسیدان در اطراف افق‌های خاکستری رنگ قرار دارد که شامل لایه‌های مارن قرمز رنگ و ماسه‌سنگ می‌باشد (شکل ۴-الف). این بخش‌ها حاوی مقادیر زیادی اکسیدهای آهن هستند که دلیل قرمز رنگ بودن این بخش وجود همین کانی‌های اکسیدی آهن است. ماسه‌سنگ‌های موجود در این بخش‌ها از نوع لیت‌آرنایت تا فلدسپات لیت‌آرنایت بوده و بیشتر از کوارتز، فلدسپات، خرده‌سنگ و کانی‌های رسی تشکیل شده‌اند (میرحسینی و همکاران، ۱۳۹۹). رنگ این بخش از قهوه‌ای تیره تا نارنجی روشن تغییر می‌کند.

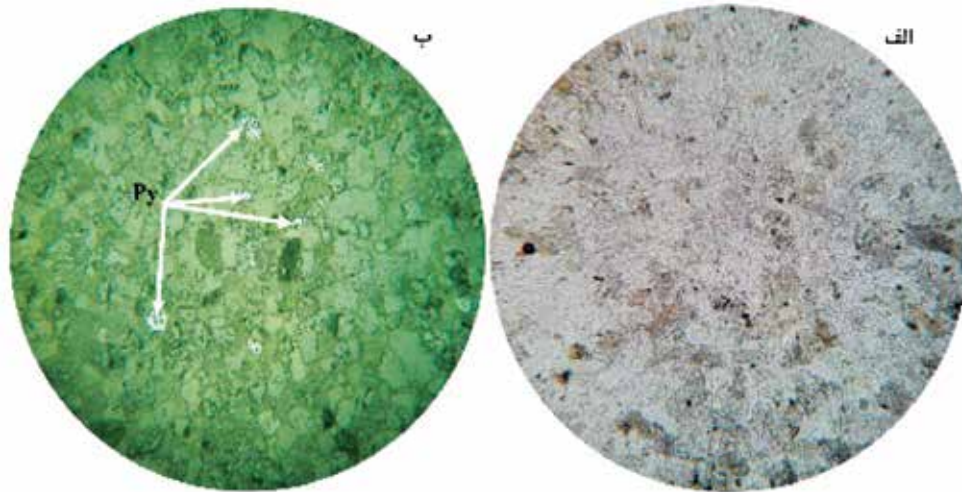
پهنه شسته شده^۲

بخش‌هایی از ماسه‌سنگ‌ها به دلیل فرآیند دگرسانی، دچار تغییر رنگ شده‌اند، این بخش‌ها در واقع همان پهنه‌های شسته شده می‌باشند که تحت تاثیر سیال احیایی،



شکل ۷. نمایی نزدیک از پهنه شسته‌شده در کانسار قزلجه

1. Red oxidized zone
2. Bleached zone



شکل ۸. الف) تصویر میکروسکوپی از ماسه‌سنگ شسته شده در کانسار قزلجه، همان‌طور که در این تصویر مشاهده می‌شود، اکسیدهای آهن از اطراف دانه‌های آواری شسته شده‌اند، ب) تصویر میکروسکوپی از بلورهای ریز پراکنده پیریت (Py) در متن ماسه‌سنگ شسته شده در کانسار قزلجه

زیر پهنه کانه‌دار

شده‌اند می‌توان به کالکوسیت ثانویه (کالکوسیت نسل دوم)، مالاکیت، آزوریت، کوولیت، سرروزیت، اسمیت‌زونیت و گوتیت اشاره کرد. پیریت یکی از معمول‌ترین کانی‌های موجود در کانسار قزلجه می‌باشد که در هر دو افق کانه‌زایی (مس و سرب-روی) تشکیل شده است. براساس روابط بافتی، پیریت‌های موجود در کانسار قزلجه را می‌توان به دو نسل تقسیم کرد: (۱) پیریت‌های فرامبوئیدال که پیریت‌های نسل اول را تشکیل می‌دهند (شکل ۹-الف و ب) و (۲) پیریت‌های نسل دوم که اغلب بی‌شکل بوده و به‌صورت دانه‌پراکنده همراه کالکوسیت، کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت و گالن تشکیل شده‌اند (شکل ۹-ج و چ). پیریت‌های نسل اول و دوم در اثر فرایندهای هوازدگی و سوپرژن، از حاشیه بلورها در حال تبدیل شدن به گوتیت هستند. کالکوپیریت در افق کانه‌زایی مس و در داخل ماسه‌سنگ‌هایی که کانه‌زایی در آنها روی داده است، به‌صورت دانه‌پراکنده، سیمان بین‌دانه‌ای، جاننشینی و بازماندی مشاهده می‌شود. کالکوپیریت همواره از حاشیه‌ها به کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده و بقایایی از آن به‌صورت بافت بازماندی، باقی مانده‌اند (شکل ۹-چ). براساس روابط بافتی،

مهم‌ترین عامل در تشکیل این زیرپهنه، فراوانی قطعات فسیل گیاهی و مواد آلی، وجود پیریت‌های فرامبوئیدال و در نتیجه ایجاد شرایط احیا، همراه با نفوذپذیری سنگ‌ها در پهنه شسته‌شده می‌باشد (شکل ۳). در این زیرپهنه‌ها (زیرپهنه مس و زیرپهنه سرب و روی)، همراه با مواد آلی و پیریت‌های فرامبوئیدال، کانه‌زایی مس، سرب و روی تشکیل شده است. بافت‌هایی که در این زیرپهنه‌ها تشکیل شده‌اند شامل سیمان بین‌بلوری، جاننشینی، شبه‌لامینه‌ای، بازماندی و دانه‌پراکنده هستند. مهم‌ترین کانی‌هایی که در این بخش دیده می‌شوند عبارتند از: گالن، اسفالریت، کالکوسیت، کالکوپیریت بورنیت و پیریت.

کانی‌شناسی، ساخت و بافت

مطالعه مقاطع نازک-صیقلی تهیه شده از بخش‌های کانه‌دار نشان می‌دهد که کانه‌های اصلی موجود در افق مس شامل پیریت (نسل اول و دوم)، کالکوپیریت، کالکوسیت (نسل اول و دوم) و بورنیت هستند (شکل ۹). در افق کانه‌زایی سرب و روی کانه‌هایی از جمله پیریت (نسل دوم)، اسفالریت و گالن قابل مشاهده‌اند (شکل ۹). از کانی‌های ثانویه که در اثر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی در کانسار قزلجه تشکیل

1. Mineralized subzone

پیریت با بافت فرامبوئیدال

بافت فرامبوئیدال همگی در پیریت‌هایی که به صورت خوشه‌ای کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند، دیده می‌شود (شکل ۹-الف، ب). براساس نظریه لاو و بروکلی (Love and Brockley, 1973)، پیریت فرامبوئیدال در شرایطی که سولفیدهای آهن با سرعت بالایی متبلور می‌شوند، پس از ته‌نشست ژل سولفیدی از تبدیل ژل FeS به پیریت و در مراحل اولیه دیاژنز تشکیل می‌شود.

بافت شبه‌لامینه‌ای

یکی از بافت‌هایی که می‌تواند شرایط رسوبی-دیاژنز اولیه را نشان دهد، بافت شبه‌لامینه‌ای است. این بافت در ماسه‌سنگ‌های میزبان کانه‌زایی به صورت نوارهای موازی با لایه‌بندی سنگ میزبان در کانسار قزلجه تشکیل شده است (شکل ۱۰).

بافت جانیشینی و بازماندی

بافت جانیشینی یکی دیگر از بافت‌های موجود در کانسار قزلجه است. این بافت در کانی‌های سولفیدی مس و سرب و روی مشاهده می‌شود. این بافت به صورت اولیه از جانیشینی کانی‌های سولفیدی به جای مواد آلی و همچنین پیریت فرامبوئیدال تشکیل شده است (شکل ۹-الف). همچنین این بافت در طی فرایندهای هوازدگی و سوپرژن تشکیل شده است که در طی آن، کانی‌های ثانویه از جمله مالاکیت، کالکوسیت ثانویه، سرروزیت، اسمیت‌زونیت و اکسیدهای آهن جانشین کانی‌های اولیه شده‌اند. این جانیشینی در برخی بخش‌ها به حدی بوده که بقایایی از کانی‌های اولیه باقی مانده و بافت بازماندی را تشکیل داده‌اند (شکل ۹-ج، ح).

توالی پاراژنزی و مراحل کانه‌زایی

براساس ویژگی‌های کانیایی و بافتی، توالی پاراژنتیکی به صورت نمودارهای خطی در ارتباط زمانی مواد معدنی و باطله‌ها، فراوانی نسبی کانی‌ها ترسیم می‌شود. براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی می‌توان اظهار داشت که توالی پاراژنزی در کانسار مس و سرب-روی قزلجه، به ترتیب در طی سه مرحله به صورت زیر تشکیل شده است:

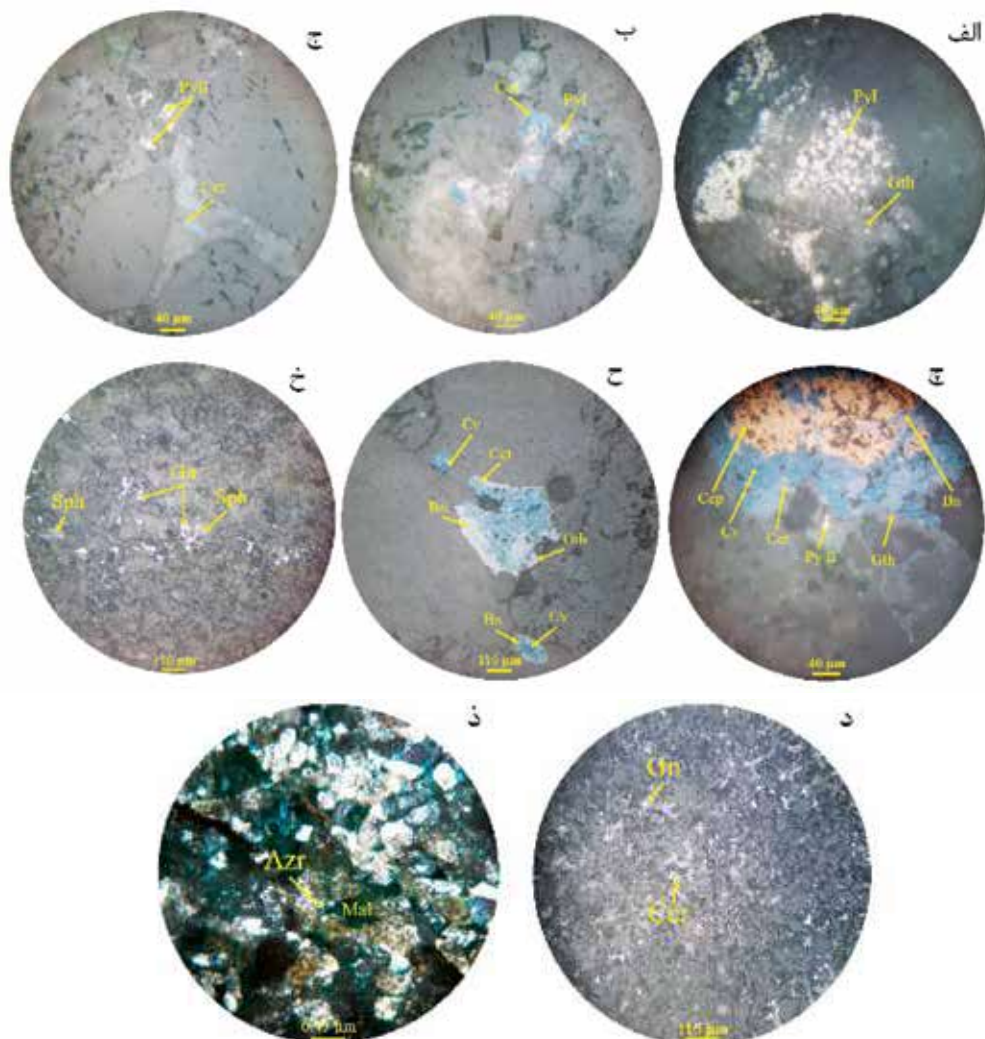
کالکوسیت‌های موجود را می‌توان به دو نسل تقسیم کرد. نسل اولیه که دارای بافت دانه‌پراکنده و سیمان بین‌بلوری بوده و در حال تبدیل شدن به کوولیت می‌باشد. این نسل از کالکوسیت‌ها، در طی کانه‌زایی مس در این ناحیه تشکیل شده است. نسل دوم کالکوسیت ثانویه بوده و در اثر فرایندهای هوازدگی و سوپرژن جایگزین کالکوپیریت شده‌اند (شکل ۹-ح و خ). بورنیت همراه با سایر کانی‌های سولفیدی در افق مس‌دار تشکیل شده و در طی فرایندهای سوپرژن و هوازدگی به کالکوسیت ثانویه، کوولیت و گوتیت تبدیل شده است (شکل ۹-چ). اسفالریت یکی دیگر از کانی‌های موجود در افق ماسه‌سنگی سرب و روی‌دار است که به همراه پیریت و گالن مشاهده می‌شود. اسفالریت نسبت به گالن فراوانی کمتری دارد و بیشتر به صورت سیمان بین‌دانه‌ای و یا به صورت دانه‌پراکنده قابل مشاهده است. قابل ذکر است که اسفالریت از حاشیه به اسمیت‌زونیت تبدیل شده است (شکل ۹-ذ). گالن اغلب به صورت بلورهای ریز بی‌شکل تا شکل‌دار دیده می‌شود و بیشتر به صورت دانه‌پراکنده، سیمان بین‌دانه‌ای، جانیشینی و شبه‌لامینه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۹-د و خ). گالن‌ها همواره از حاشیه به سرروزیت تبدیل می‌شوند (شکل ۹-د). کانی مالاکیت به همراه کانی آزوریت در این کانسار تشکیل شده‌اند و در رخنمون‌های ناحیه بیشتر به صورت هاله‌ای سبز و آبی رنگ دیده می‌شوند (شکل ۹-ذ).

بافت دانه‌پراکنده

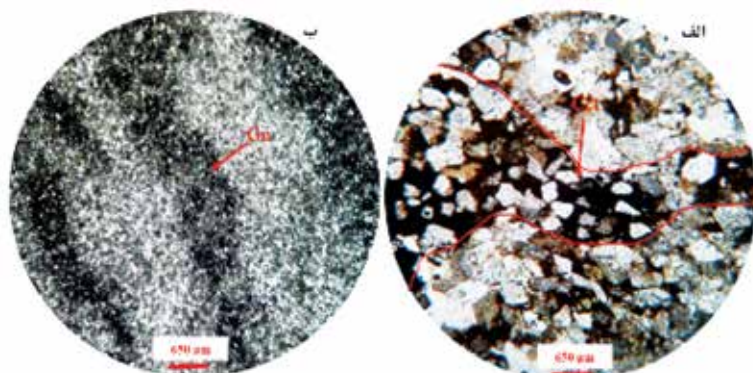
این بافت بیشتر در عدسی‌های غنی از مواد آلی و با درون بخش‌های نفوذپذیر حاوی مواد آلی و فسیل گیاهی مشاهده می‌شود. در کانسار مس و سرب-روی قزلجه، سولفیدهای مس، پیریت، اکسیدهای آهن و همچنین اسفالریت و گالن موجود در این کانسار دارای این بافت می‌باشند (شکل ۹-ج، د، ذ).

بافت سیمان بین‌دانه‌ای

بافت سیمان بین‌دانه‌ای حالت خاصی از بافت دانه‌پراکنده است، که فضای میان دانه‌های سنگ میزبان توسط کانی‌های سولفیدی پر می‌شود (MacIntyre, 2005). این بافت در هر دو افق کانه‌زایی مس و سرب-روی قابل مشاهده است (شکل ۹-ج).



شکل ۹. الف) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های فرامبوئیدال (PyI) در کانسار قزلجه که در برخی بخش‌ها به گوتیت (Gth) تبدیل شده‌اند، ب) پیریت‌های فرامبوئیدال (PyI) که در داخل کالکوسیت (Cct) قرار دارند، ج) هم‌رشدی پیریت‌های نسل دوم (Py II) و کالکوسیت اولیه (Cct) با بافت دانه‌پراکنده و سیمان بین دانه‌ای، چ) همراهی پیریت نسل دوم (PyII) با کالکوپیریت (Ccp) و بورنیت (Bn) در افق کانه‌زایی مس که به کانی‌های ثانویه از جمله کالکوسیت (Cct)، کوولیت (Cv) و گوتیت (Gth) تبدیل شده‌اند، ح) کالکوسیت ثانویه (Cct)، کوولیت (Cv) و گوتیت (Gth) که جانشین بورنیت (Bn) شده‌اند، خ) کانی گالن (Gn) به همراه اسفالریت (Sph) با بافت دانه‌پراکنده و سیمان بین دانه‌ای در کانسار قزلجه، د) کانی گالن با بافت سیمان بین دانه‌ای که در اثر فرایندهای هوازدگی و سوپرژن به سروریت (Cer) تبدیل شده است، ذ) کانی آزوریت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند



شکل ۱۰. الف) تصویر میکروسکوپی از بافت شبه‌لامینه‌ای کالکوسیت (Cct) در نور یک بار پلاریزه، ب) تصویر میکروسکوپی بافت شبه‌لامینه‌ای گالن (Gn)

هنگام عبور از بین رسوبات، عناصر سرب-روی و مس را شسته و همراه خود به افق‌های احيایی منتقل می‌کنند. در نتیجه این فرآیند، افق‌های شسته شده به وجود می‌آیند (Brown, 2003). سیال احيایی تولید شده، اکسیدهای آهن اطراف دانه‌ها را شسته و در مجاورت H_2S باعث تولید پیریت‌های ریز و دانه‌پراکنده می‌شود. در این مرحله و در اثر احيای محیط شرایط لازم برای کانه‌زایی و تشکیل کانی‌های سولفیدی مانند گالن، اسفالریت، بورنیت، پیریت نسل دوم، کالکوسیت نسل اول و کالکوپیریت فراهم می‌گردد. این کانی‌ها بیشتر به صورت سیمان بین‌بلوری در بین ذرات قرار می‌گیرد. بافت‌های اصلی موجود در این مرحله شامل بافت جانشینی، دانه‌پراکنده، شبه‌لامینه‌ای و سیمان بین‌دانه‌ای است.

کانه‌زایی بعد از تشکیل ماده معدنی (Post-mineralization)

در مرحله بعد از تشکیل ماده معدنی فرآیند تراکم باعث فشرده شدن سنگ‌ها می‌شود. این فرآیند در مناطق عمیق‌تر و موقع بالآمدگی رسوبات اتفاق می‌افتد. در این مرحله رسوبات و سنگ‌ها تحت تاثیر فرایندهای هوازدگی و سوپرژن قرار گرفته و پهنه اکسیدان گسترش فراهم می‌یابد. در طی این مرحله، کانی‌های سولفیدی تحت تاثیر سیالات جوی قرار می‌گیرند و باعث تشکیل کانی‌های ثانویه‌ای از جمله اسمیت‌زونیت، سروزیت، کالکوسیت ثانویه، مالاکیت، آزوریت و گوتیت می‌شوند. از جمله بافت‌هایی که در این مرحله تشکیل شده‌اند می‌توان به بافت‌های جانشینی و بازماندی اشاره کرد.

توالی پاراژنتیکی و مراحل تشکیل کانی‌ها در کانسار قزلبه در شکل (۱۱) نشان داده شده‌اند.

ژئوشیمی عناصر اصلی

مطالعه عناصر اصلی اغلب به ۱۰ عنصری محدود می‌شود

1. Pre-mineralization
2. Mineralization
3. Post-mineralization
4. Syn-diagenesis
5. Early-diagenesis

۱. مرحله قبل از تشکیل ماده معدنی^۱ یا هم‌زمان با رسوب‌گذاری؛

۲. کانه‌زایی اصلی یا مرحله تشکیل ماده معدنی^۲ در طی فرآیند دیاژنز؛

۳. مرحله بعد از تشکیل ماده معدنی^۳ که مرتبط با فرایندهای هوازدگی و سوپرژن است.

مرحله قبل از تشکیل ماده معدنی

این مرحله از کانه‌زایی کمی پس از ته‌نشست رسوبات روی داده است (Durieux and Brown, 2007) و شامل مراحل هم‌زمان با دیاژنز^۴ و دیاژنز اولیه^۵ در فرآیند تشکیل ماسه‌سنگ‌های میزبان کانه‌زایی می‌باشد.

در مرحله دیاژنز اولیه کلسیت بیشتر به صورت سیمان کلسیتی در فضای بین ذرات تجمع پیدا کرده و تشکیل آن تا اواخر دیاژنز پایانی ادامه داشته است. بلورهای ریزتر سیمان کلسیتی در مراحل ابتدایی و بلورهای درشت‌تر با خاموشی موجی مربوط به مراحل پایانی دیاژنز هستند. منشا کربنات کلسیم می‌تواند از آب‌های درون حفره‌ای باشد (Tucker, 2009). در اواخر مرحله دیاژنز اولیه، در اثر اکسیداسیون ترکیبات آلی که باعث اسیدی‌تر شدن محیط می‌شود، pH محیط کاهش پیدا می‌کند و باعث انحلال سیمان کربناته بین دانه‌ها و افزایش تخلخل و نفوذپذیری می‌شود (Walker, 1989). در طی فرآیند تجزیه کانی‌های سیلیکاته آهن دار از جمله بیوتیت، آهن موجود در ساختمان آنها به صورت آهن فروکسید آزاد شده و باعث قرمز شدن رسوبات می‌شود. همچنین با گذشت زمان بیشتر، رنگ رسوبات تیره‌تر می‌شود (Walker, 1989). طی این مرحله، پیریت‌های فرامبوئیدال (PyI) تشکیل شده‌اند. این نوع از پیریت‌ها در زمان ته‌نشست، از یک ژل سولفیدی که هم‌زمان با ذرات آواری رسوب کرده است، در مراحل اولیه دیاژنز جدا می‌شود (Love and Brockly, 1973).

کانه‌زایی اصلی یا مرحله تشکیل ماده معدنی

در ادامه فرآیند دیاژنز و در مرحله کانه‌زایی، با توجه به نفوذپذیری ایجاد شده، فضای لازم برای عبور سیال بین سازندی ایجاد می‌شود. در نتیجه سیالات بین سازندی

| Minerals, textures and processes | Syn-sedimentary | Early diagenesis | Middle diagenesis | Late diagenesis | Supergene and weathering |
|----------------------------------|-----------------|------------------|-------------------|-----------------|--------------------------|
| Pyrite-I | | ---- | | | |
| Pyrite-II | | ----- | | | |
| Chalcopyrite I | | ----- | | | |
| Sphalerite | | ----- | | | |
| Galena | | ----- | | | |
| Chalcocite-I | | ----- | | | |
| Bornite | | ----- | | | |
| Cerussite | | | | | |
| Smithsonite | | | | | |
| Goethite | | | | | |
| Covellite | | | | | |
| Malachite | | | | | |
| Azurite | | | | | |
| Chalcocite-II | | | | | |
| Calcite cement | | | | | |
| Replacement | | | | | |
| Disseminate | | | | | |
| Intergranular cement | | | | | |
| Solution seams | | | | | |
| Relict | | | | | |

شکل ۱۱. توالی پاراژنتیکی کانسار مس و سرب-روی قزلجه

آهکی و سیمان کلسیتی موجود در نمونه‌ها باشد (Das et al., 2006). انطباق مثبت بین K_2O و Al_2O_3 نشان‌دهنده تمرکز کانی‌های پتاسیم‌دار در نمونه‌های مورد بررسی است (شکل ۱۲).

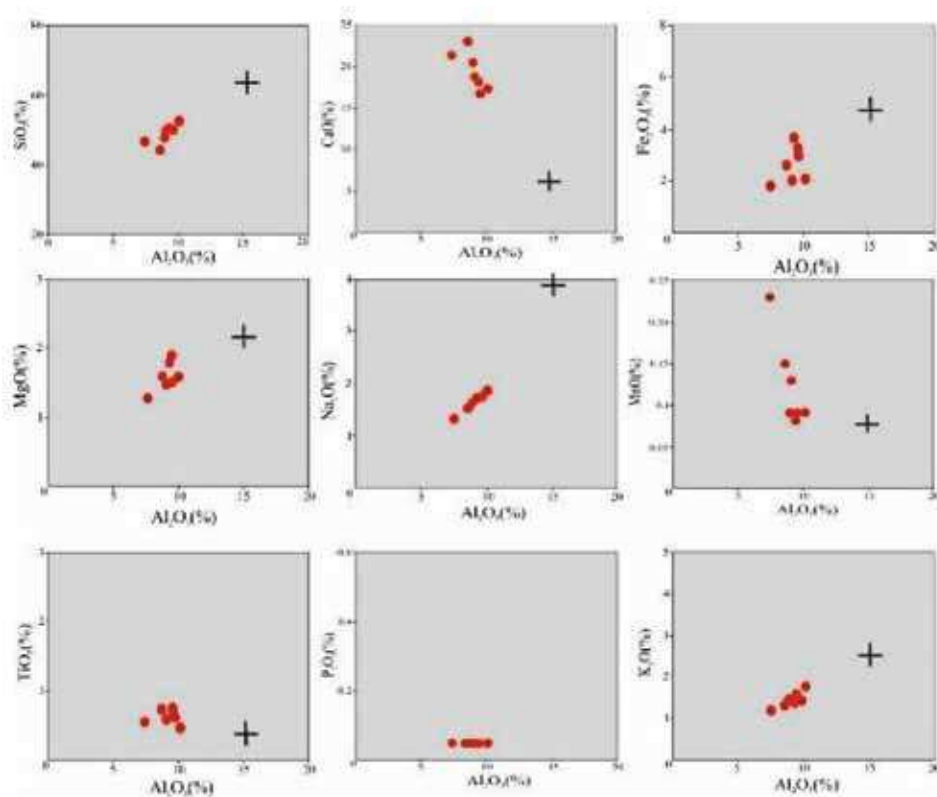
نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها براساس داده‌های ژئوشیمیایی

براساس نتایج مطالعات میکروسکوپی به‌دست‌آمده از سنگ میزبان این کانسار، مشخص شد که بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در کانسار قزلجه، ماسه‌سنگ نوع لیتارنایت هستند و تعدادی از نمونه‌ها نیز در محدوده لیتارنایت فلدسپات‌دار قرار می‌گیرند (میرحسینی و همکاران، ۱۳۹۹). علاوه بر مطالعات پتروگرافی برای نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها در محدوده کانه‌زایی قزلجه، از نسبت اکسیدهای اصلی برای پی بردن به نوع ماسه‌سنگ میزبان کانسنگ استفاده شد. ابتدا از طبقه‌بندی پتی‌جان (Pettijohn et al., 1972)، و رسم نمودارهای دو متغیره $\text{Log} (SiO_2/Al_2O_3) - \text{Log} (Na_2O/K_2O)$ استفاده شد و همان‌طور که در شکل ۱۳ نشان داده شده است، ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه در بخش لیتارنایت قرار گرفته‌اند. نتایج حاصل از این طبقه‌بندی با نتایج مطالعات میکروسکوپی هماهنگ می‌باشند.

که به‌طور مرسوم در تجزیه‌ی شیمیایی به‌صورت اکسید بیان می‌شوند (جدول ۱). توزیع عناصر اصلی، منعکس‌کننده کانی‌شناسی نمونه‌های مورد مطالعه است. در میان این اکسیدها، MgO ، CaO ، Na_2O متحرک و اکسیدهای TiO_2 و Al_2O_3 غیرمتحرک هستند (Bauluz et al., 2000). به دلیل اینکه Al_2O_3 در طی هوازدگی، دیازنز و متامورفیزم، به نسبت بدون تغییر است، همواره به‌عنوان فاکتوری جهت مقایسه بین لیتولوژی‌های مختلف به کار می‌رود (Cardenas et al., 1996). نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به Al_2O_3 در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که پراکندگی SiO_2 با Al_2O_3 همخوانی مثبت دارد که نشان‌دهنده وجود فلدسپارها، میکا و کانی‌های رسی در ماسه‌سنگ‌ها است (Dabard, 1990). در این نمودارها، TiO_2 ، P_2O_5 و MnO روند بخصوصی را نشان نمی‌دهند، Na_2O ، K_2O ، MgO و Fe_2O_3 روند مثبت و CaO روند منفی را با Al_2O_3 نشان می‌دهند. تبعیت اکسیدها از روند Al_2O_3 نشان‌دهنده فراوانی کانی‌های رسی در این ماسه‌سنگ‌ها است، چراکه این عنصر به‌طور خاص در آلومینوسیلیکات‌ها حضور دارد. همچنین حضور ماتریکس در فضای بین ذرات اصلی تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌ها، می‌تواند دلیلی دیگری بر حضور کانی‌های رسی در توالی مورد مطالعه باشد. مقدار بالای MgO ، CaO و Fe_2O_3 می‌تواند به علت وجود اکسیدهای آهن، خرده‌های

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی برای کانسار مس و سرب-روی قزلجه (مقادیر به درصد هستند)

| Sample No | Am-B1 | Am-11 | Am-17 | Am-31 | Am-32 | Am-34 | Am-35 | Am-6 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | ۴۴/۳۵ | ۵۲/۳۳ | ۴۶/۳۵ | ۲۸/۴۸ | ۵۰/۱۲ | ۵۰/۲۲ | ۴۹/۷۹ | ۴۲/۶۲ |
| Al ₂ O ₃ | ۸/۶۳ | ۱۰/۰۵ | ۷/۴۲ | ۹/۰۶ | ۹/۵۶ | ۹/۵۰ | ۹/۲۵ | - |
| BaO | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ |
| CaO | ۲۲/۸۰ | ۱۷/۳۱ | ۲۱/۲۹ | ۲۰/۴۲ | ۱۶/۷۲ | ۱۸/۰۳ | ۱۸/۳۸ | ۱۳/۵۱ |
| Fe ₂ O ₃ | ۲/۷۴ | ۲/۱۷ | ۱/۸۸ | ۲/۱۱ | ۳/۱۴ | ۳/۳۶ | ۳/۷۱ | ۱/۵۱ |
| K ₂ O | ۱/۳۵ | ۱/۸۱ | ۱/۲۰ | ۱/۴۹ | ۱/۵۱ | ۱/۵۶ | ۱/۴۷ | ۱/۴۶ |
| MgO | ۱/۵۶ | ۱/۵۶ | ۱/۲۸ | ۱/۴۷ | ۱/۵۰ | ۱/۸۷ | ۱/۷۶ | ۱/۱۶ |
| MnO | ۰/۱۵ | ۰/۰۹ | ۰/۲۳ | ۰/۱۳ | ۰/۰۸ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ |
| Na ₂ O | ۱/۵۰ | ۱/۸۷ | ۱/۳۴ | ۱/۶۳ | ۱/۷۴ | ۱/۷۲ | ۱/۶۹ | - |
| P ₂ O ₅ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ |
| SO ₃ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۱/۱۱ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۱۱ | ۱/۶۰ |
| TiO ₂ | ۰/۷۳ | ۰/۴۵ | ۰/۵۴ | ۰/۵۶ | ۰/۷۹ | ۰/۷۰ | ۰/۷۱ | ۰/۳۸ |
| LOI | ۱۶/۰۶ | ۱۲/۳۰ | ۱۶/۰۸ | ۱۴/۸۶ | ۱۲/۴۰ | ۱۲/۹۱ | ۱۳/۱۴ | ۱۶/۸۲ |

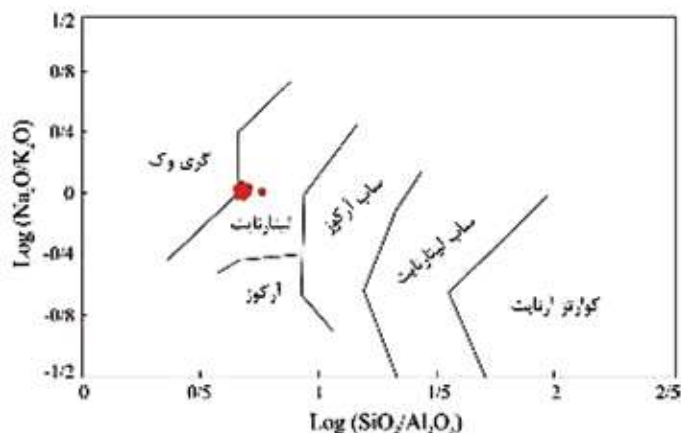


شکل ۱۲. بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به Al₂O₃، داده‌های UCC (+)، مربوط به پوسته قاره‌ای بالایی می‌باشد (Taylor and MacLennan, 1985)

Discrimination function 1 = 17.33 TiO₂ + 0.607 Al₂O₃ + 0.76 Fe₂O₃ (t) - 1.5 MgO + 0.616 CaO + 0.509 Na₂O - 1.224 K₂O - 9/09
 Discrimination function 2 = 0.445 TiO₂ + 0.07 Al₂O₃ - 0.25 Fe₂O₃ (t) - 1.142 MgO + 0.438 CaO + 1.475 Na₂O + 1.426 K₂O - 6.861

تعیین منشا با استفاده از عناصر اصلی

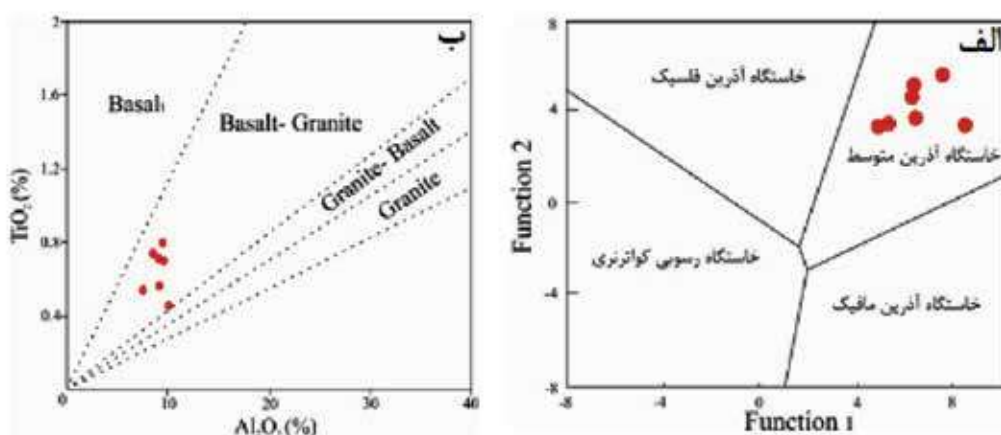
روسر و کورش (Roser and Korsch, 1988) نمودار تفکیکی را براساس نسبت اکسیدهای عناصر اصلی با توابع ترکیبی زیر معرفی کردند.



شکل ۱۳. طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌های کانسار قزلجه: طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها در نمودار $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ در مقابل $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ براساس (Pettijohn et al., 1972)

در سنگ‌های آواری نشانگر خوبی برای تفسیر سنگ منشأ این سنگ‌ها در مقایسه با دیگر عناصر می‌باشد (Paikaray et al., 2008). موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار نسبت Al_2O_3 به TiO_2 نشان می‌دهد که سنگ منشأ ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه در بخش بازالت-گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-ب).

این نمودار برای مشخص شدن چهار منشأ رسوبات ۱. خاستگاه آذرین فلسیک، ۲. خاستگاه آذرین حدواسط، ۳. خاستگاه رسوبی-کواترنری و ۴. خاستگاه آذرین مافیک به کار می‌رود. بر اساس شکل (۱۴-الف)، اکثر نمونه‌های آنالیز شده از سازند قرمز بالایی در ناحیه در بخش خاستگاه آذرین حدواسط قرار می‌گیرند. نسبت Al_2O_3 به TiO_2



شکل ۱۴. تعیین منشأ ماسه‌سنگ‌های کانسار مورد مطالعه براساس عناصر اصلی. الف) دیاگرام تفکیکی براساس عناصر اصلی (Rosser and Korsch, 1988)، ب) نمودار نسبت Al_2O_3 به TiO_2 (Paikaray et al., 2008)

تعیین محیط تکتونیکی براساس داده‌های ژئوشیمیایی

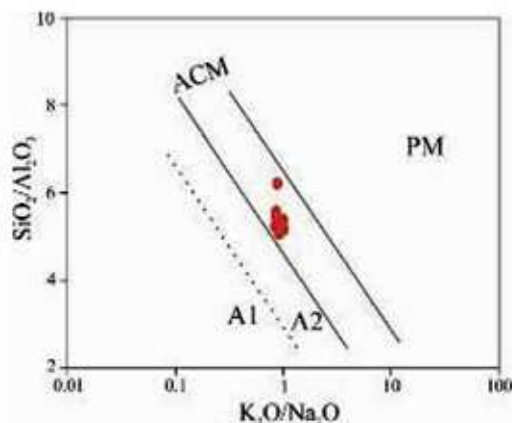
قاره‌ای فعال یا کوه‌زایی و حاشیه گسلی امتدادلغز را شامل می‌شود (Garzanti et al., 2007; Garzanti and Vezzoli, 2003; Dickinson et al., 1983; Dickinson and Suczek., 1979). مفید بودن بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های رسوبی با

جایگاه تکتونیکی، دو ویژگی بررسی نواحی خاستگاهی (شامل بلوک قاره‌ای، سیستم کمان‌های آتشفشانی و کمربندهای تصادمی) و بررسی نوع مرز بین صفحات (شامل حاشیه قاره‌ای غیرفعال یا ریفتی، حاشیه

ژئوشیمی در تفسیر جایگاه‌های زمین‌ساختی را با احتیاط پیشنهاد کرده‌اند.

نمودارهای دو متغیره‌ای برای تعیین محیط تکتونیکی و جایگاه زمین‌ساختی توسط روسر و کورش (Rosser and Korsch, 1986) ارائه شدند. براساس نمودار (شکل ۱۵) و رسم نسبت‌های $K_2O/Na_2O-SiO_2/Na_2O$ نمونه‌های مورد مطالعه در حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

استفاده از نمودارهای تفکیکی برای پی بردن به جایگاه زمین‌ساختی توسط محققان مختلفی شرح داده شده است (به‌عنوان مثال: Roser and Korsch, 1983; Bhatia, 1986). با این وجود، مشکلاتی در استفاده از ژئوشیمی سنگ‌های رسوبی برای تعیین محیط تکتونیکی وجود دارد، اما آرمسترانگ و ورما (Armstrong et al., 2004) به دلیل این ابهام در نمودارهای تفکیکی استفاده از



شکل ۱۵. نمودار موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در کانسار قزلبه (Rosser and Korsch, 1986)، (A1= Arc setting, basaltic and andesitic detritus; A2= Evolved arc setting, felsitic-plutonic detritus; ACM= Active Continental Margin; PM= Passive Margin)

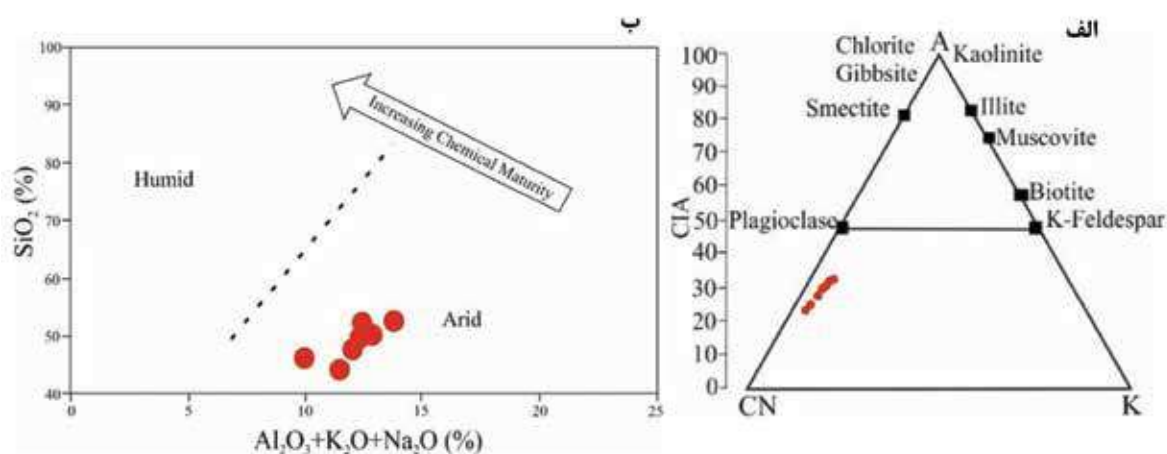
تعیین هوازدگی و آب‌وهوای سنگ منشاء ماسه‌سنگ‌ها براساس آنالیز ژئوشیمیایی

فرمول‌ها است. مقدار CaO در آنالیزهای ژئوشیمیایی مربوط به اجزای سیلیکاته و سیمان‌های دیاژنتیکی است، لذا این مقدار باید تصحیح گردد. میزان بالای CIA بیانگر حذف کاتیون‌های ناپایدار (Ca^{2+} , Na^+ , K^+) نسبت به اجزای باقیمانده پایدار (Ti^{4+} و Al^{3+}) در طی هوازدگی و میزان کم CIA نشان‌دهنده نبود دگرسانی شیمیایی و منعکس‌کننده شرایط سرد یا خشک می‌باشد (Nesbitt and Young, 1982). میزان هوازدگی را می‌توان با استفاده از نمودار سه‌تایی $Al_2O_3-CaO+Na_2O-K_2O$ به دست آورد. در این نمودار هوازدگی دارای روند موازی ضلع A-CN است. زیرا در مراحل اولیه هوازدگی میزان یون‌های سدیم و پتاسیم با تخریب و از بین رفتن میزان فلدسپات‌ها کم می‌شود و با ادامه‌ی این روند و تخریب فلدسپات‌های پتاسیم‌دار، یون پتاسیم نیز کاهش یافته و روند هوازدگی به سمت Al_2O_3 تغییر مکان می‌دهد (Paikaray et al., 2008). براساس این

میزان هوازدگی در ناحیه سنگ منشاء یکی از عواملی است که باعث تغییر در ترکیب شیمیایی ماسه‌سنگ‌ها می‌شود. لذا با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و وجود ارتباط بین عناصر قلیایی و قلیایی خاکی می‌توان میزان هوازدگی در سنگ‌های رسوبی را تعیین کرد (Nesbitt and Young, 1982). تاریخچه هوازدگی سنگ‌های آواری را اغلب توسط محاسبه نسبت اکسیدهای متحرک CaO و K_2O , Na_2O نسبت به اکسید غیرمتحرک Al_2O_3 تخمین می‌زنند (Nesbitt and Young, 1984, 1989). از اندیس‌های معمول هوازدگی می‌توان به اندیس هوازدگی نسبیت و یانگ (Nesbitt and Young, 1982)، اشاره کرد. نکته قابل توجه در محاسبه اندیس هوازدگی، قرارگیری تنها مقادیر CaO موجود در کانی‌های سیلیکاتی در این

نمودار، ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه تحت تاثیر هوازدگی شیمیایی پایین قرار گرفته و در شرایط مشابه آب و هوای گرم و خشک قرار داشته‌اند (شکل ۱۶-الف). حضور کانی‌های تبخیری در بخش‌هایی از سازند قرمز بالایی، می‌تواند تاییدی بر این شرایط آب و هوایی در زمان تشکیل ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه باشد.

در نمودار SiO_2 در برابر $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$ (Suttner and Dutta, 1986) ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه دارای آب و هوای خشک و بلوغ شیمیایی پایین می‌باشند (شکل ۱۶-ب).



شکل ۱۶. الف) نمودار روند هوازدگی توسط مثلث (A-CN-K) (Nesbitt and Young, 1982)، ب) نمودار تعیین‌کننده آب و هوایی (Suttner and Dutta, 1986)

شامل ماسه‌سنگ، کنگلومرا و کمی شیل تشکیل می‌شوند. محیط‌های ریفتی و کششی، نواحی دارای گنبد‌های نمکی و همچنین حوضه‌های فورلندی، برای تشکیل این کانسارها مناسب می‌باشند. همان‌طور که در بخش‌های قبلی مقاله نیز ذکر شد، سازند قرمز بالایی که میزبان کانه‌زایی کانسارهای مس در این ناحیه از زنجان می‌باشد، به همراه سازندهای قرمز زیرین و قم در یک حوضه فورلندی (Ballato et al., 2016) و یا حوضه بین کوهی (Maghfouri et al., 2020) تشکیل شده است. محیط تشکیل این کانسارها، محیط‌های ساحلی و نواحی کم‌عمق است (Kirkham et al., 1996; Hitzman et al., 2005). از عوامل احیاکننده در این تیپ از کانسارها می‌توان به واریزه‌های ارگانیکی که در ماسه‌سنگ‌های میزبان وجود دارد و همچنین مقدار کمتری پیریت اشاره کرد. از نمونه‌های این کانسارها می‌توان به کانسار Nacimiento در آمریکای Coroco (Woodward et al., 1974) در بولیوی (Avila-Salinas, 1990) و Lisbon Valley در آمریکا (Thorson et al., 2005) اشاره کرد.

نوع کانه‌زایی کانسار مس و سرب-روی قزلجه

کانسارهای سرب و روی با میزبان ماسه‌سنگی در گستره وسیعی از سنگ‌های کربناته تا سیلیسی آواری تشکیل می‌شوند. رده‌بندی‌های مختلفی برای کانسارهای مس با میزبان رسوبی ارائه شده‌اند؛ که می‌توان به رده‌بندی هیتزمن و همکاران (Hitzman et al., 2010) اشاره کرد. هیتزمن و همکاران (Hitzman et al., 2010) کانسارهای مس رسوبی را براساس نوع سنگ میزبان، همچنین نوع و میزان عامل احیا در محیط رسوب‌گذاری به سه دسته Redbed، Reduced facies و Revett تقسیم‌بندی کرده‌اند. با توجه به شواهد موجود در کانسار قزلجه، مانند سنگ میزبان ماسه‌سنگی، موقعیت تکتونیکی، محیط تشکیل، بافت و ساخت، ژئومتری ماده معدنی، دگرسانی غالب، فراوانی عامل احیا و عناصر همراه و عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی می‌توان گفت که کانسار مس و سرب-روی قزلجه از نوع کانسارهای مس رسوبی تیپ Redbed می‌باشد (جدول ۲). کانسارهای Redbed در توالی‌های رسوبی-تخریبی Redbed

نحوه تشکیل کانسار قزلجه

(1973). بعد از این مرحله، در مرحله دیاژنز اولیه طی فرآیند هیدرولیز، کانی‌های سیلیکاته و اکسیدی در توالی Redbed (مانند پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و مگنتیت) ناپایدار می‌شوند و باعث آزاد شدن آهن موجود در آن‌ها شده و به صورت آهن فریک در می‌آید. این هیدروکسیدها اطراف دانه‌های آواری تجمع پیدا کرده و باعث قرمز شدن رسوبات در حین دیاژنز اولیه می‌شوند (Walker, 1989). همچنین عناصر دیگری مثل سرب-روی، مس و نقره از درون شبکه کانی‌هایی از جمله فلدسپات‌ها، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و مگنتیت، هم‌زمان با آهن آزاد می‌شوند و وارد سیال اکسیدی می‌شوند. عناصر آزاد شده حین این مرحله توسط هیدروکسیدهای آهن جذب می‌شوند (Brown, 2003).

کانسارهای مس رسوبی در ماسه‌سنگ‌های میزبان کانه‌زایی در طی فرآیند دیاژنز تشکیل می‌شوند (Walker, 1989; Hitzman, 2005). با توجه به ویژگی‌های بیان شده و مدل‌های ارائه شده توسط کاکس و همکاران (Cox et al., 2007) و هیتزمن و همکاران (Hitzman et al., 2005) برای تشکیل کانسارهای مس رسوبی تیپ Redbed و تشابه کانی‌شناسی، سنگ میزبان و عامل احیا کانسار قزلجه، نحوه تشکیل این کانسار را می‌توان به صورت زیر بیان کرد:

در این نوع کانسارها در مرحله هم‌زمان با رسوب‌گذاری پیریت‌های فرامیوئیدال از ژل سولفیدی به همراه رسوبات ته‌نشست شده و متبلور می‌شوند (Love and Brockley,

جدول ۲. مقایسه کانسار قزلجه با کانسارهای مس رسوبی تیپ Redbed

| Deposite | Redbed Cu deposits | Ghezeljeh deposit |
|------------------------|---|--|
| Tectonic setting | Rift and in general the extensional setting which contains salt domes, foreland basins | Forland basin or intera-mountain basins which contain evaporative layers and salt domes |
| Deposition environment | Coastal environments and shallow areas | Probably coastal and tidal environment |
| Host rock | Redbed clastic sequence contains conglomerate, sandstone and marl | Sandstone and siltestone |
| Age | Neoproterozoic-Late Mesozoic-Early Cenozoic | Miocene |
| Geometry | Stratabound with bedding of lenzoid horizon | Stratabound with bedding of lenzoid horizon |
| Texture and structure | Disseminate, replacement, solution seams, cloform, relict | Disseminate, replacement, solution seams, framboidal pyrite, cloform relict |
| Mineralogy | Chalcopyrite, chalcocite, covellite, bornite, pyrite, galena, sphalerite, native copper and silver, | Chalcopyrite, chalcocite, bornite, pyrite, galena, sphalerite, covellite, cerussite, smithsonite, malachite, azurite |
| Dominant alteration | Bleaching | Bleaching |
| Copper source | Redbed sequence | sequence Redbed |
| Accompanying elements | Ag-Pb-Zn-U±Co | Ag-Pb-Zn |
| Ore controlling factor | Permeability of sandstone layers and the presence of plant fossil debris | Presence of a reducing agent such as framboidal pyrite and plant fossils, the permeability of the host rock, evaporate layers and salt domes, faults and fractures |
| Reference | Woodward et al. (1974), Cox et al. (2007), Thorson (2005), Avila-Salinas (1990), Flint (1989) | Mirhosseini et al. (2020) and the present study |

جوی بر روی کانسار تاثیر گذاشته و کانی‌های ثانویه از جمله سروریت، کوولیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت و اکسیدهای آهن از تجزیه و دگرسانی کانی‌های اولیه حاصل شده‌اند.

نتیجه‌گیری

براساس مطالعات صحرایی انجام شده در این پژوهش، واحدهای سنگی رخنمون یافته در کانسار قزلجه شامل سازندهای قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی هستند. کانه‌زایی مس و سرب-روی در کانسار قزلجه درون واحدهای ماسه‌سنگی سازند قرمز بالایی با سن میوسن رخ داده است. پژوهش‌های انجام شده در این ناحیه بیانگر آن است که سازند قرمز بالایی به همراه سازندهای قم و قرمز زیرین در یک حوضه فورلندی و حوضه‌های میان کوهی¹ تشکیل شده‌اند.

از عوامل مهم کانه‌زایی در این‌گونه کانسارها می‌توان به وجود عامل احیا، نفوذپذیری سنگ میزبان، لایه‌های تبخیری، گسل‌ها و شکستگی‌ها اشاره کرد. کانه‌زایی مس و سرب-روی در دو افق ماسه‌سنگی به‌صورت هم‌روند با لایه‌بندی رخ داده و دارای بافت‌های دانه‌پراکنده، شبه‌لامینه‌ای، جانیشینی، سیمان بین بلوری، بازماندی است. گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوسیت، کالکوپیریت و بورنیت کانی‌های اصلی این کانسار را نشان می‌دهند که در اثر فرآیندهای برونزاد به سروریت، مالاکیت، آزوریت، کوولیت و گوتیت دگرسان شده‌اند. وجود آثار و بقایای گیاهی در افق کانه‌زایی مس یکی از عوامل کنترل‌کننده و احیاکننده محیط و عامل اصلی ته‌نشست سولفیدها در این کانسار می‌باشد که در بسیاری از کانسارهای مس و سرب-روی با میزبان ماسه‌سنگی نیز گزارش شده است. همچنین کانه‌زایی مس در لایه‌های ماسه‌سنگی در نزدیکی آثار و بقایای گیاهی رخ داده که معرف شرایط احیایی برای ته‌نشست مواد معدنی می‌باشد. این کانسار از دید سنگ‌شناسی (سنگ میزبان ماسه‌سنگی)، موقعیت تکتونیکی، محیط تشکیل، کانی‌شناسی ماده معدنی، ساخت و بافت، چینه‌شناسی و

در کانسار قزلجه، در اثر بالآمدگی گنبد‌های نمکی از جمله چهارآباد و ایلجاق، سیالات موجود در لایه‌ها به چرخش درمی‌آیند که در اثر آب‌زدایی و انحلال کانی‌های تبخیری در توالی‌های سازند قرمز بالایی، باعث ایجاد سیالات غنی از کلرید با شوری متوسط تا بالا می‌شوند. این سیالات که حالت اکسیدان دارند باعث حمل فلزاتی مثل سرب و روی، مس و نقره می‌شوند که منشاء این فلزات شاید رسوبات قرمز قاره‌ای می‌باشد. براساس عزیززی و همکاران (Azizi et al., 2018)، سیالات غنی از کلر که از واحدهای تبخیری موجود در بخش‌های زیرین سازند قرمز بالایی منشا گرفته‌اند، عامل (کمپلکس) اصلی در حمل فلزات در کانسارهای این ناحیه به شمار می‌رود. در اثر فشار لایه‌های بالایی، آب بین سازندی خارج شده و تمرکز بالای مواد آلی در بخش‌های مختلف رسوبات لایه‌های احیا باعث احیایی شدن این سیال می‌شود. باکتری‌های بی‌هوازی، سولفات موجود در آب بین سازندی را احیا کرده و باعث تشکیل دگرسانی در افق و بخش‌های غنی از فسیل گیاهی و گوگرد می‌شود.

در این حالت، آهن موجود در بخش‌های احیایی به‌صورت پیریت دیازنتیک رسوب پیدا می‌کنند. سیال اکسیدی در مسیر چرخش (از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها) خود با رسیدن به افق احیایی غنی از مواد آلی و در اثر برخورد سیال احیایی، باعث تشکیل کانی‌های سولفیدی سرب-روی و مس شده و در نتیجه، کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، بورنیت، گالن و اسفالریت ته‌نشست پیدا می‌کنند. در کانسارهای مس با میزبان رسوبی، پیریت‌ها و سولفیدهای سرب و روی (گالن و اسفالریت) نسبت به سولفیدهای مس از جمله کالکوسیت در محیط‌های احیایی‌تر و دور از منشاء تشکیل می‌گردند و منطقه‌بندی فلزی را به‌وجود می‌آورند (Cox et al., 2007). از ویژگی‌های مهم کانسارهای مس رسوبی، منطقه‌بندی کانیایی و فلزی آن‌ها است. کانه‌زایی در کانسار قزلجه دارای منطقه‌بندی است و در افق زیرین کانه‌زایی مس رخ داده و در افق بالاتر و به فاصله ۵۰ متر از کانه‌زایی مس، کانه‌زایی سرب و روی تشکیل شده است که از منطقه‌بندی تشکیل شده در کانسارهای نوع Redbed تبعیت می‌کنند. بعد از کانه‌زایی و در اثر بالآمدگی، آب‌های

1. Intra-Mountain Basin

و رسوب‌شناسی ۱۰۸-۸۷: (۴) ۳۶.
- نخجوانی، ب.، علوی، س.غ. و نظری، ب.، ۱۳۹۸.
بررسی زمین‌شناسی، کانه‌زایی مس، رفتار زمین‌شیمی
عناصر و ارتباط آن با سنگ میزبان ماسه‌سنگی در منطقه
توپچی، استان آذربایجان شرقی، فصلنامه زمین‌شناسی
ایران، ۵۱، ۱۳، ۴۷-۶۳.

- نوری، م.، کوهستانی، ح.، نباتیان، ق.، مختاری،
م.ع.ا. و زهدی، ا.، ۱۴۰۰. زمین‌شناسی، کانه‌زایی و
ژنز کانسار سلسنتین مادآباد، جنوب زنجان، فصلنامه
زمین‌شناسی ایران، ۶۰، ۱۵، ۵۹-۷۵.

- نوری، م.، زهدی، ا.، کوهستانی، ح.، نباتیان،
ق. و مختاری، م.ع.ا.، ۱۳۹۸. مطالعه کانی‌شناسی اولیه
کربنات‌های سازند قم با استفاده از مطالعات پتروگرافی
و ژئوشیمیایی در بُرش کانسار سلسنتین مادآباد (جنوب
زنجان)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۱، ۱۵-۱.

- Aghanabati, A., 2005. Geology of Iran.
Geological Survey of Iran, Tehran, 538.

- Aghanabati A., 1998. Major sedimentary
and structural units of Iran (map). Geosciences 7:
29-30.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and struc-
tural characteristics of the Paleo-Tethys rem-
nants in northeastern Iran. Geological Society of
America Bulletin, 103(8): 983-992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCO T>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCO T>2.3.CO;2)

- Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Verma,
S. P. and Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of
sandstones from the Upper Miocene Kudankulam
Formation, southern India: Implications for provenance,
weathering and tectonic setting. Journal of
Sedimentary Research, 74(2), 285-297.

- Avila-Salinas, W., 1990. Origin of the
copper ores at Corocoro, Bolivia. In: L. Fontboté,
G.C. Amstutz, M. Cardozo, E. Cedillo and
J. Frutos (Editors), Stratabound Ore Deposits in
the Andes. Special Publication 8 of the Society for
Geology Applied to Mineral Deposits, 8. Springer,
Berlin, Heidelberg, 1-52.

- Azizi, H., Hosseinzadeh, M. R., Moayyed,

عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی مشابه کانسارهای رسوبی تیپ
Redbed است. مطالعات انجام گرفته بر روی کانسارهای
اورتاسو و چرلانقوش و قزلجه نتایج حاصل از این
مطالعات را تایید می‌کنند که محیط تشکیل این کانسارها
در سازند قرمز بالایی محیط‌های رودخانه‌ای و جزرومدی
بوده است. مطالعه کانسار مس و سرب-روی قزلجه می‌تواند
الگوی برای بررسی و اکتشاف این نوع کانسارها و بررسی
عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز آنها باشد.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مادی و معنوی دانشگاه
زنجان در انجام این پژوهش سپاسگزاری می‌کنند. همچنین
نویسندگان از داورهای محترم نیز به دلیل ارائه نظرات
سازنده آنها که موجب غنای مقاله شد، سپاسگزارند.

منابع

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

- حقیقی، آ.، ۱۳۹۵. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی،
ژئوشیمی و ژنز کانسار سرب-روی اورتاسو، شمال غرب
زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین،
دانشگاه زنجان، ۱۴۰.

- رجب‌زاده، ع.، کوهستانی، ح.، مختاری،
م.ع.ا. و زهدی، ا.، ۱۳۹۵. سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی
سنگ میزبان کانسار سرب-روی و مس چهارآباد، شمال
باختر زنجان، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و
کانی‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- شکوری نکو، ن.، ۱۳۹۷. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و
خاستگاه کانسار سرب و روی ساری‌کند، شمال غرب زنجان،
پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین، دانشگاه
زنجان، ۱۴۷.

- لطفی، م.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی ماهنشان
با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات
معدنی کشور.

- میرحسینی، ع.، نباتیان، ق.، زهدی، ا. و سلسانی،
آ.، ۱۳۹۹. چینه‌نگاری سنگی، پتروگرافی و ژئوشیمی
ماسه‌سنگ‌های بخش میانی سازند قرمز بالایی منطقه
قزلجه، شمال غرب زنجان، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری

- M. and Siahcheshm, K., 2018. Geology and geochemistry of the sediment-hosted stratabound red bed-type Cu-Pb (Zn-Ag) mineralization in the Dozkand-Moshampa Area, NW Zanjan, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 195(2): 123-143. DOI: 10.1127/njma/2018/0101
- Ballato, P., Cifelli, F., Heidarzadeh, Gh., Ghassemi, M. R., Wickert, A. D., Hassanzadeh, J., Dupont-Nivet, G., Balling, P., Sudo, M., Zeilinger, G., Schmitt, A.K., Mattei, M. and Strecker, M.R., 2016. Tectono-sedimentary evolution of the northern Iranian Plateau: Insights from middle-late Miocene foreland-basin deposits. *Basin Research*, 29(4): 417-446. <https://doi.org/10.1111/bre.12180>
 - Bauluz, B., Mayayo, M. J., Fernandez-Nieto, C. and Lopez, J. M. G., 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): Implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168(1-2): 135-150.
 - Bhatia, M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91(6): 611-627.
 - Brown, M., 2006. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology*, 34(11): 961-964. <https://doi.org/10.1130/G22853A.1>
 - Brown, A. C., 2003. Redbeds: Source of metals for sediment-hosted stratiform copper, sandstone copper, sandstone lead and sandstone uranium-vanadium deposits. *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: Evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments*. Geological Association of Canada, *Geotext*, 4: 121-133.
 - Cardenas, A. A., Girty, G. H., Hanson, A. D., Lahren, M. M., Knaack, C. and Johnson, D., 1996. Assessing differences in composition between low metamorphic grade mudstones and high-grade schists using logratio techniques. *The Journal of Geology*, 104(3): 279-293.
 - Cox D. P., Lindsey D. A., Singer D. A. and Diggles M. F., 2007. Sediment-hosted copper deposits of the world-deposit models and database. U.S. Geological Survey, Open-file report 03-107, 50 p. <https://doi.org/10.3133/ofr2003107>
 - Dabard, M. P., 1990. Lower Proterozoic (Upper Proterozoic) of the Armorican Massif (France): Geodynamic evolution of source areas revealed by sandstone petrography and geochemistry. *Sedimentary Geology*, 69(1-2): 45-58.
 - Das, B. K., Al-Mikhlaifi, A. S. and Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 649-668.
 - Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*.
 - Dickinson, W. R. and Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Aapg Bulletin*, 63(12): 2164-2182.
 - Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F. and Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2): 222-235.
 - Durieux, C. G. and Brown, A. C., 2007. Geological context, mineralization, and timing of the Juramento sediment-hosted stratiform copper-silver deposit, Salta district, northwestern Argentina. *Mineralium Deposita* 42(8): 879-899. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0138-2>
 - Flint, S. S., 1989. Sediment-hosted stratabound copper deposits of the Central Andes. *Geological Association of Canada Special Paper* 36: 371-398. <https://www.research.manchester.ac.uk/portal/en/publications/sedimenthosted-stratabound-copper-deposits-of-the-central-andes>

- (290b89f5-8f57-400a-b3a0-e8979b8dedfa)/export.html#export
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G. and Ando, S., 2007. Orogenic belts and orogenic sediment provenance. *The Journal of Geology*, 115(3): 315-334.
 - Garzanti, E. and Vezzoli, G., 2003. A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research*, 73(5): 830-837.
 - Hitzman, M.W., Selley, D. and Bull, S., 2010. Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through Earth history. *Economic Geology*, 105(3): 627-639. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.627>
 - Hitzman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J. and Selley, D., 2005. The sediment-hosted stratiform copper ore system. In: J. F. H. Thompson, R. J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), 100th Anniversary volume. Society of Economic Geologists, Littleton, 609-642.
 - Kirkham, R. V., Eckstrand, O. R., Sinclair, W. D. and Thorpe, R. I., 1996. Sediment-hosted copper. *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, 223-240.
 - Love, L. G. and Brockley, H., 1973. Peripheral radial texture in framboids of poly-framboidal pyrite. *Fortschr. Miner*, 50(3): 264-269. <https://doi.org/10.1007/BF00563277>
 - MacIntyre, T. J., 2005. Fault-controlled hydrocarbon-related bleaching and sediment-hosted copper mineralization of the Jurassic Wingate sandstone at the Cashin Mine, Montrose county, Colorado. M.Sc. thesis, Colorado School of Mines, Colorado, United State, 360 pp.
 - Maghfouri, S., Rastad, E., Borg, G., Hosseinzadeh, M. R., Movahednia, M., Mahdavi, A. and Mousivand, F., 2020. Temporal-spatial distribution of sediment-hosted stratabound copper deposits in Iran; Implications for future exploration. *Ore Geology Reviews* 127(1): 1-30. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103834>
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *The Journal of Geology*, 97(2): 129-147.
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7): 1523-1534.
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(5885): 715.
 - Paikaray, S., Banerjee, S. and Mukherji, S., 2008. Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: Implications on provenance, tectonics and paleoweathering. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(1): 34-48.
 - Pettijohn F. J., Potter P. E. and Siever R., 1972. *Sand and sandstones*. Springer-Verlog, New York.
 - Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology*, 94(5): 635-650.
 - Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical geology*, 67(1-2): 119-139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)
 - Suttner, L. J. and Dutta, P. K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate; I, Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Research*, 56(3): 329-345. <https://doi.org/10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D>
 - Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*.

- Thorson, J.P., 2005. Lisbon valley sediment-hosted copper deposits and Paradox basin fluids trip. Society of Economic Geologists, USA, guidebook series 37, 43pp. <https://doi.org/10.5382/GB.37>
- Tucker, M. E., 2009. Sedimentary petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks. John Wiley and Sons, London, 272 pp.
- Walker, T. R., 1989. Application of diagenetic alterations in redbeds to the origin of copper in stratiform copper deposits. In: R. W. Boyle, A. C. Brown, W. Jefferson, E. C. Jowett and R. V. Kirkham (Editors), sediment-hosted stratiform copper deposit. Geological Association of Canada, Canada, 36: 85-96.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95(1): 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Woodward, L. A., Kaufman, W. H., Schumacher, O. L., and Talbott, L. W., 1974. Strata-bound copper deposits in Triassic sandstone of Sierra Nacimiento, New Mexico. Economic Geology 69(1): 108-120. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.1.108>

زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پراکندگی عناصر در زون‌های دگرسانی نقدوز-زایللیک، زون ماگمایی ارسباران

محمد رضا حسین‌زاده^(۱)، سجاد مغفوری^(۲)، محسن مؤید^(۳)، زهرا هادوی چهاربرج^(۴) و نصیر عامل^(۴)

۱. استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
۳. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۴. دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۶/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۹/۱۱

چکیده

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب شرقی اهر و ۴۰ کیلومتری شمال غربی مشکین‌شهر و اطراف روستای نقدوز قرار گرفته است. دگرسانی گرمایی منجر به گسترش زون‌های آرژیلیک، آرژیلیک-سیلیسی، سیلیسی و پروپیلیتی در این منطقه شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، نمونه‌ها ترکیبی در حد آندزیت-آندزیت بازالتی، داسیت، ریوداسیت، ریولیت و لیتیک توف دارند و اغلب دارای بافت‌های پورفیریک، گلومروپورفیریک، هیالومیکروولیتی و میکروولیتی پورفیریک می‌باشند. آنالیز XRD نمونه‌های دگرسان، کریستوبالیت، ناترولیت، کائولینیت، کوارتز، آلبیت، سانیدین و ارتوکلاز را به‌عنوان کانی‌های اصلی نشان می‌دهد. مطالعات ژئوشیمی نشان داد که سیال دگرسان‌کننده دارای منشأ گرمایی بوده و فرایندهای سوپرژن نیز نقش مهمی در ایجاد زون دگرسانی داشته است. در این بررسی، از روش عنصر بی‌تحرك، برای محاسبه تغییرات جرم و میزان انتقال عناصر نادر خاکی در طی فرایند دگرسانی گرمایی استفاده شد. نسبت (Eu/Eu^*) در نمونه‌های دگرسان بالاتر از نمونه تقریباً سالم است و نسبت (Ce/Ce^*) برای نمونه به‌نسبت سالم یک و بیشتر نمونه‌های دگرسان بزرگتر از یک است. نسبت $(La/Yb)_n$ نشان داد که تهی‌شدگی عناصر HREE نسبت به عناصر LREE در نمونه‌های دگرسان بیشتر از نمونه سالم است و غنی‌شدگی LREE نیز ممکن است باعث افزایش این نسبت شود. نسبت $(La/Sm)_n$ در نمونه‌های دگرسان بیشتر از نمونه سالم است که حاکی از تهی‌شدگی بیشتر عناصر MREE نسبت به LREE می‌باشد. با توجه به نحوه توزیع عناصر نادر خاکی در منطقه دگرسان به نظر می‌رسد رفتار عناصر تحت تأثیر pH، تغییرات دما و فشار، Eh، جذب سطحی توسط رس‌ها و اکسید آهن و فراوانی لیگاندهای یونی قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، دگرسانی، الگوی پراکندگی عناصر، نقدوز-زایللیک، زون ارسباران.

مقدمه

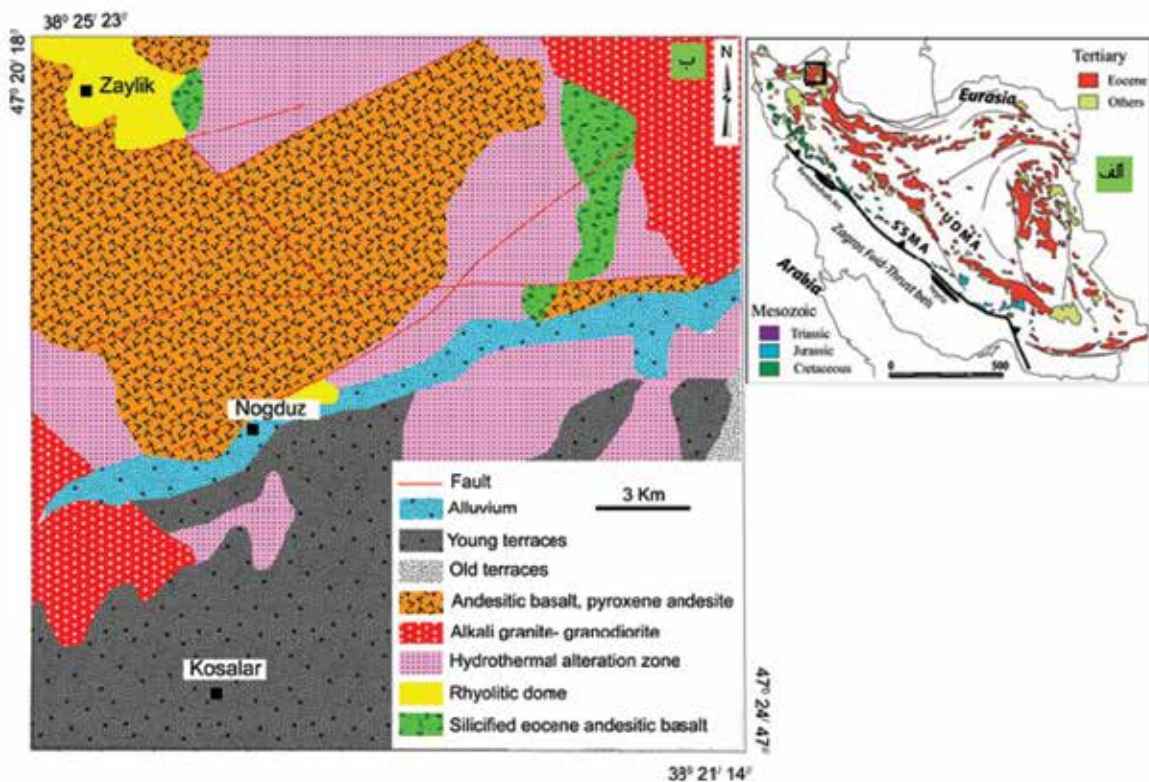
و اکتشافات معدنی کشور و همچنین محققین علوم زمین در منطقه نقدوز-زایللیک صورت گرفته است، منجر به شناسایی رخدادهای متنوعی از دگرسانی در این ناحیه شده است. از جمله مهم‌ترین این مطالعات می‌توان به تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر توسط مهدوی و امینی‌فضل (۱۳۶۷) و اکتشاف طلا در

منطقه مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری جنوب‌شرقی اهر و ۴۰ کیلومتری شمال‌غربی مشکین‌شهر واقع شده است. مطالعاتی که در چند سال اخیر توسط سازمان زمین‌شناسی

* نویسنده مرتبط: mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی و نیز تفکیک انواع دگرسانی و تعیین الگوی پراکندگی عناصر اصلی و نادر خاکی می‌باشد. نوروزی و همکاران (۱۳۸۴) مطالعاتی را بر روی دگرسانی و کانه‌زائی مرتبط با آن در منطقه زایلیک انجام داده‌اند.

محدوده صفی خانلو-نقدوز توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در سال ۱۳۸۲ اشاره کرد. قدیرزاده و همکاران (۱۳۸۳) کانی‌سازی در این منطقه را از نوع اپی‌ترمال HS دانسته و دگرسانی‌های موجود را به این نوع کانی‌سازی ارتباط دادند. هدف از این نوشتار، شناسایی دقیق زون‌های دگرسانی در منطقه به کمک یافته‌های صحرایی و مطالعات



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی-ساختاری ایران که موقعیت منطقه مورد مطالعه با علامت کادر بر روی زون ماگمایی ارسباران نشان داده شده است (Agard et al., 2011)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه نقدوز-زایلیک که بیشتر منطقه را دگرسانی دربرگرفته است (با تغییرات از مهدوی و امینی فضل، ۱۳۶۷)

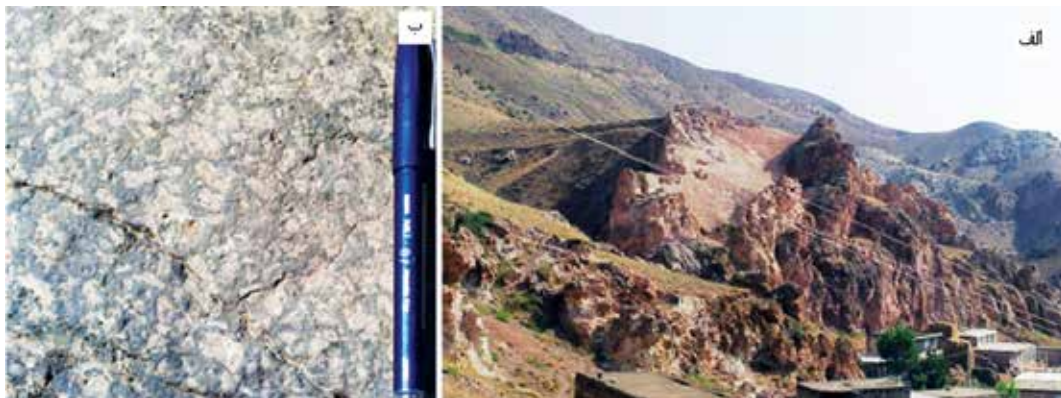
زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کمر بند آتشفشانی سنوزوئیک در شمال غرب ایران یکی از مناطق فلززایی مس-مولیبدن-طلا می‌باشد که به‌عنوان زون آذربایجان یا زون ارسباران نیز شناخته می‌شود (حسین زاده و همکاران، ۱۳۹۵، مغفوری و همکاران، ۱۳۹۸) (شکل ۱). یکی از شاخصه‌های کمر بند فلززایی ارسباران گسترش تیپ‌های مختلف دگرسانی به‌عنوان شواهدی از فعالیت گرمایی می‌باشد که در برخی موارد با کانی‌زایی‌های متعدد (پورفیری، اسکارنی، اپی‌ترمال و رگه‌ای) همراه هستند.

روش پژوهش

در انجام این پژوهش، پس از انجام عملیات صحرایی و کنترل واحدهای سنگی موجود در نقشه زمین‌شناسی، نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و زون‌های دگرسان انجام شد و سپس با تعداد ۲۰ عدد مقطع نازک، مطالعه پتروگرافی بر روی نمونه‌ها صورت گرفت. همچنین برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی تعداد ۱۱ نمونه جهت آنالیز به روش ICP-OES و ۵ نمونه جهت آنالیز XRD به آزمایشگاه کانساران بینالود ارسال شد.

منطقه دارد (شکل ۲). تأثیر سیالات گرمابی بر روی این واحد سبب گسترش زون‌های کائولینیتی، آلونیتی، آرژیلیک، پروپیلیتی و سیلیسی شده است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت کانی‌های اصلی سنگ است و کانی‌های فرعی شامل الیوین، آپاتیت و کانی‌های تیره می‌باشند. کلسیت، سرپسیت، کلریت، اپیدوت، رس (کائولینیت و ناترولیت، طبق نتایج آنالیز XRD، جدول ۱)، پرهنیت و اکسیدهای آهن (هماتیت) به صورت ثانویه در سنگ تشکیل شده‌اند.



شکل ۲. الف) رخنه‌ای از واحد آندزیت بازالتی و بازالتی به همراه لایه‌های آذرآواری، ب) تصویر نمونه‌دستی از گدازه آندزیتی که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در آن به خوبی قابل مشاهده است

غیرعادی و تأثیر انحلال ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما باشد (Shelley, 1993).
- واحد آذرآواری (لیتیک توف-توف): این واحد شامل تناوبی از توف، لیتیک توف، کریستال توف و ایگنمبریت می‌باشد (شکل ۳) که تحت تأثیر سیالات گرمابی دگرسان شده‌اند. قطعات تشکیل‌دهنده این واحد آذرآواری شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و قطعات لیتیک می‌باشند.

دگرسانی منطقه نقدوز-زایلیک

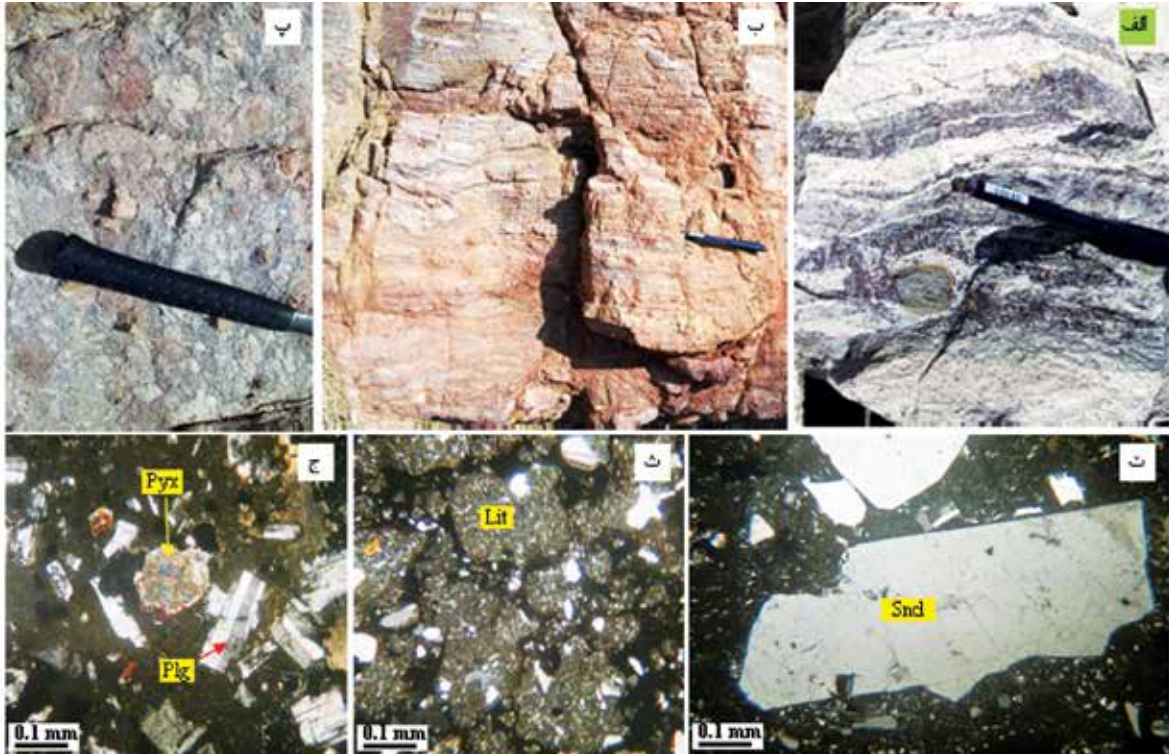
دگرسانی فراگیر، متنوع و نسبتاً شدیدی شامل انواع آرژیلیک، آرژیلیک-سیلیسی، سیلیسی و پروپیلیتی در واحدهای آتشفشانی منطقه نقدوز-زایلیک صورت گرفته و در اطراف گل‌ها و شکستگی‌ها شدت این تغییرات بیشتر است.

از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی، محدوده نقدوز-زایلیک در بخش شمال غرب نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ اهر (باباخانی و همکاران، ۱۳۶۹) و بخش مرکزی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ اهر (مهدوی و امینی‌فضلی، ۱۳۶۷) واقع شده که به طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی پوشیده شده است. بر اساس مطالعات صحرایی، واحدهای اصلی در محدوده مورد مطالعه شامل آندزیت بازالتی، گنبد ریولیتی، داسیت و واحدهای آذرآواری می‌باشند (شکل ۱):

- واحد آندزیت بازالتی-آندزیتی: این واحد با سن ائوسن شامل تناوب گدازه‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری می‌باشد و بیشترین گسترش را در شمال و شمال شرقی

- واحد داسیتی-ریولیتی: واحدهای بعد از ائوسن، شامل گنبد‌های ریولیتی، واحد داسیتی و در بعضی بخش‌ها ایگنمبریت می‌باشند (شکل ۳). این واحدهای فلسیک در نزدیکی روستاهای نقدوز و زایلیک بیشترین گسترش دارند. در مقاطع میکروسکوپی واحد ریولیتی دارای میکروولیت‌های ریز در زمینه شیشه‌ای است و فنوکریست‌های اصلی آن شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و سانیدین می‌باشند (شکل ۳). بافت شاخص این واحد، میکروولیتی پورفیری با زمینه شیشه‌ای و جریان‌ی می‌باشد و همچنین بافت‌های تراکیتی، کومولائی (اجتماع پلاژیوکلازها با ادخال پیروکسن)، هیالومیکروولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و بادامکی نیز قابل مشاهده می‌باشند. کوارتز دارای خاموشی موجی و خوردگی خلیجی است که مورد اخیر ممکن است ناشی از رشد

بعضی از این دگرسانی‌ها به‌طور محلی همراه با کانی‌زایی می‌باشند که از آن جمله می‌توان به کانی‌زایی اپی‌ترمال در منطقه زایللیک اشاره کرد (نوروزی و همکاران، ۱۳۸۴). در زیر به توصیف مختصر زون‌های دگرسانی پرداخته می‌شود:



شکل ۳. الف) نمونه دستی از واحد ریولیتی با بافت جریان‌ی، ب) تصویر رخنمونی از واحد توفی با لایه‌بندی ظریف، پ) رخنمونی از واحد آذراواری لیتیک توف، ت) تصویر میکروسکوپی از واحد ریولیتی که دارای کانی سانیدین (Snd) است (XPL)، ث) تصویر میکروسکوپی از واحد توفی با فراوانی قطعات لیتیک (Lit) (XPL)، ج) تصویر میکروسکوپی از واحد آندزیت بازالتی متشکل از پلاژیوکلاز (Plg) و پیروکسن (Pyx) (XPL)

دگرسانی سیلیسی (کلاهک سیلیسی)

در طی رخداد دگرسانی سیلیسی، کانی‌شناسی اولیه سنگ از بین رفته و کوارتز به‌صورت فراگیر جانشین همه کانی‌های اولیه شده است. سنگ اولیه، کاملاً سیلیسی شده و بافت و ترکیب آن قابل تشخیص نمی‌باشد. این کلاهک سیلیسی به رنگ تیره (آغشتگی با آهن) به‌صورت سخت و برجسته در بیشتر بخش‌های منطقه نقدوز-زایللیک بروز دارد و تاثیر شدید سیالات گرمابی را بر روی واحدهای سنگی و شستشوی آنها نشان می‌دهد (شکل ۴).



شکل ۴. رخنمونی از کلاهک سیلیسی و دگرسانی آرژیلیک-سیلیسی در بخش زیرین آن

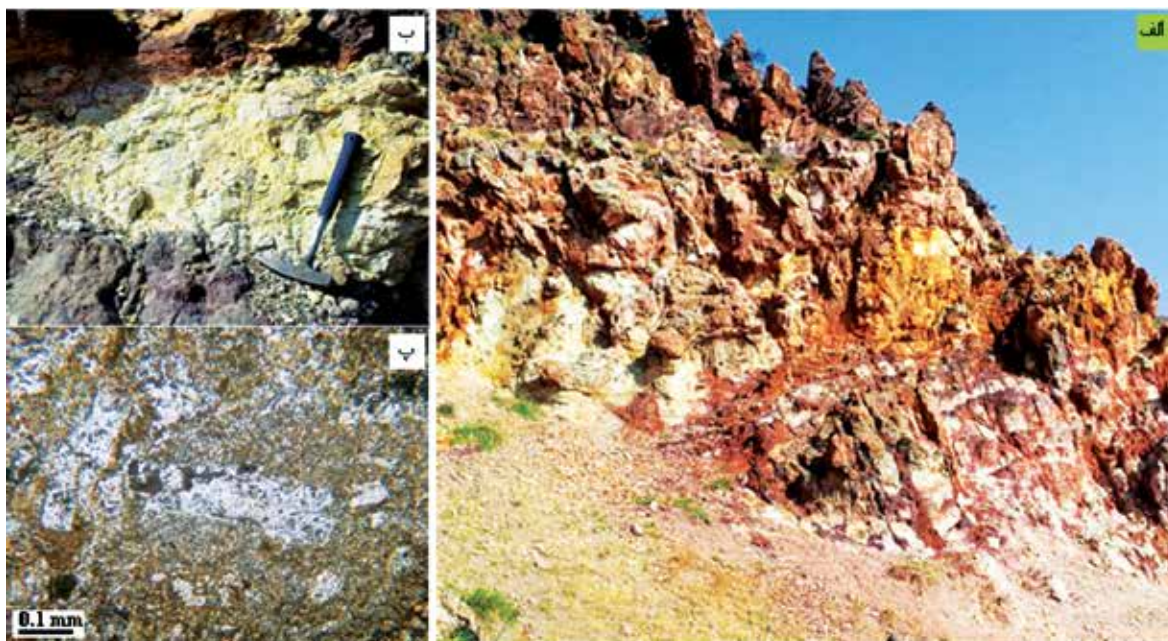
دگرسانی آرژلیک و آرژلیک-سیلیسی

نمونه‌های این دگرسانی در جدول ۱ آمده است.

دگرسانی پروپیلیتی

کانی‌های حاصل از این دگرسانی در منطقه عبارتند از: کلریت (۵ تا ۱۰٪)، اپیدوت (۱ تا ۵٪)، سریسیت و کربنات (شکل ۶). در بعضی از نمونه‌ها هورنبلند کاملاً به کانی‌های اپیک تبدیل شده است. کربنات‌ها در مرکز بلورهای پلاژیوکلاز، به صورت رگه‌ای یا پراکنده در متن سنگ حضور دارند. فراوانی کربنات در مقایسه با سریسیت در این زون بیشتر است.

مهم‌ترین و گسترده‌ترین تغییرات در منطقه، دگرسانی آرژلیک می‌باشد (شکل ۴ و ۵) که با حضور کانی‌های کوارتز، کائولینیت، ناترولیت، ایلیت، مونتموریلونیت و سریسیت (بر اساس مطالعات میکروسکوپی و آنالیز XRD) مشخص می‌شود (جدول ۱). به دلیل شدت این دگرسانی، هیچ آثاری از بافت و کانی‌های اولیه سنگ باقی نمانده است (شکل ۵). این دگرسانی در حاشیه کلاهک‌های سیلیسی شدیداً متأثر از سیلیس بوده و یک زون دگرسانی بینابینی آرژلیک-سیلیسی را پدید آورده است (شکل ۴). نتایج آنالیز



شکل ۵. الف) رخنمونی از دگرسانی آرژلیک با آغستگی هماتی، ب) رخنمونی از دگرسانی آرژلیک با تخریب کامل بافت سنگ اولیه، ت) تصویر میکروسکوپی دگرسانی آرژلیک-سیلیسی، که پلاژیوکلازها کاملاً سیلیسی شده‌اند (XPL)

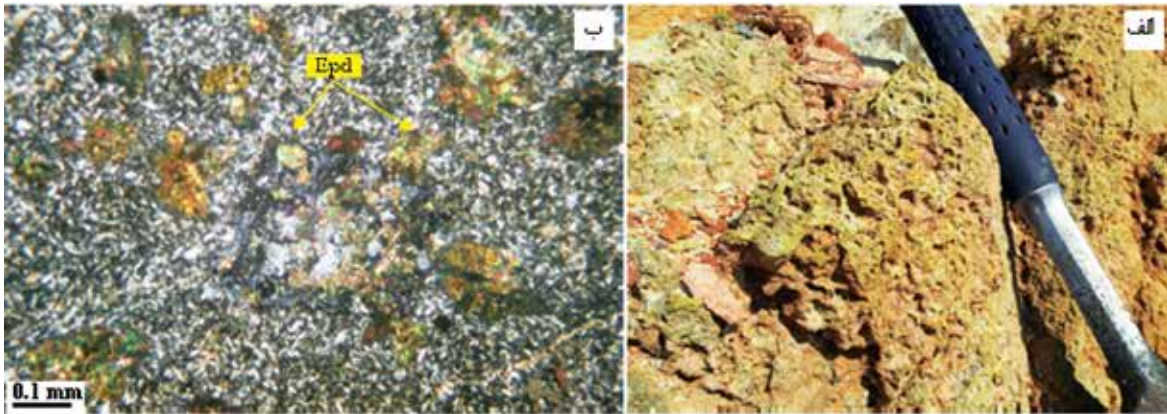
ژئوشیمی دگرسانی

جهت بررسی ژئوشیمی و الگوی پراکندگی عناصر در طی دگرسانی منطقه از نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب استفاده شده است. هدف اصلی از این مطالعه شناخت تغییرات عنصری و تعقیب روند پراکندگی عناصر در طی دگرسانی، تعیین منشأ سیال دگرسان کننده و بررسی تبادل جرم عناصر می‌باشد.

شاخص شیمیایی دگرسانی (Chemical Index of Alteration)

افزایش درجه دگرسانی به کاهش CaO ، K_2O ، MgO و Na_2O و غنی‌شدگی از Al_2O_3 منجر می‌شود. برای بررسی این موارد از اندیس شیمیایی دگرسانی یا Chemical Index of Alteration (CIA) استفاده می‌شود. محاسبه این پارامتر بر طبق فرمول زیر است (Nessbitt and Young, 1984).

$$\text{CIA} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})} \times 100$$



شکل ۶. دگرسانی پروپلیتیک که رنگ سبز به سنگ آندزیتی داده است. (ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پروپلیتیک با فراوانی اپیدوت (Epd) (XPL)

جدول ۱. نتایج آنالیز XRD از نمونه‌های دگرسان منطقه نقدوز-زایللیک

| شماره نمونه | نوع نمونه | کانی‌های اصلی | کانی‌های فرعی |
|-------------|------------------------|--|----------------|
| H13 | دگرسانی آرژیلیک | کریستوبالیت، ناترولیت، کائولینیت | کوارتز |
| H23 | دگرسانی آرژیلیک-سیلیسی | کریستوبالیت، ناترولیت، کائولینیت، کوارتز | - |
| H28 | دگرسانی سیلیسی | کوارتز، سانیدین، آلبیت | هماتیت، بیوتیت |
| H29 | دگرسانی سیلیسی | کوارتز، آلبیت، ارتوکلاز | هماتیت، بیوتیت |

(سالم‌ترین نمونه) نشان می‌دهد. رسم مقادیر جدول ۲ در نمودار ACNK، نزدیک شدن نمونه‌های مربوط به دگرسانی آرژیلیک و آرژیلیک-سیلیسی و سیلیسی را به قطب A نشان می‌دهد، نمونه‌های پروپلیتیک به سمت قطب CN انحراف یافته و نمونه‌های نسبتاً سالم، تقریباً نزدیک خط آلکالی فلدسپار-پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند (شکل ۷).

بر این اساس پارامتر CIA برای سنگ‌های سالم حداکثر ۵۰٪ است که با افزایش شدت دگرسانی و حمل تمام عناصر قلیایی، این رقم می‌تواند تا ۱۰۰٪ افزایش یابد. محاسبه اندیس مذکور برای نمونه‌های مختلف منطقه مورد مطالعه (جدول ۲)، بیشترین و کمترین مقدار را به ترتیب برای نمونه‌های H13 (با بیشترین دگرسانی) و H21

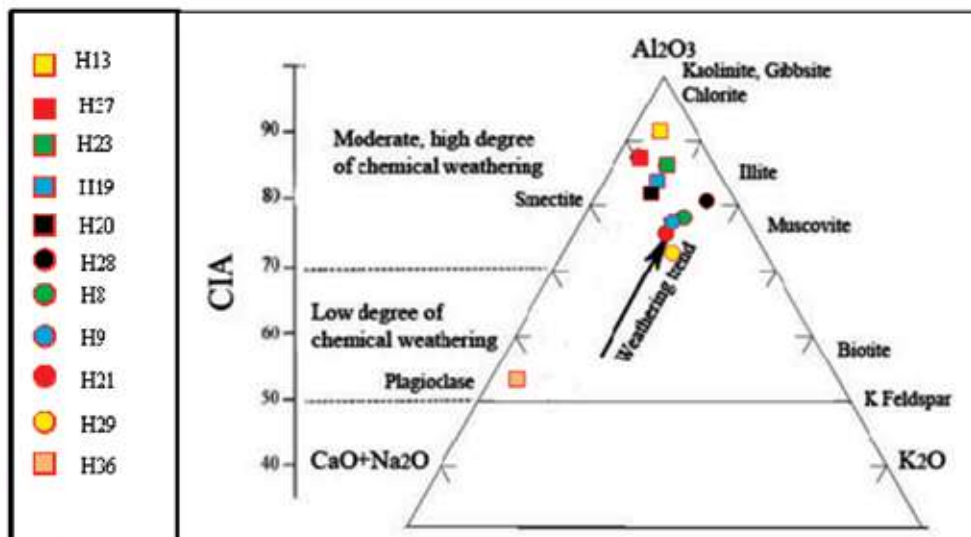
جدول ۲. اندیس شیمیایی (CIA) نمونه‌های مربوط به منطقه نقدوز-زایللیک.

| نمونه | H ₈ | H ₉ | H ₁₃ | H ₁₉ | H ₂₀ | H ₂₁ | H ₂₃ | H ₂₈ | H ₂₉ | H ₃₆ | H ₃₇ |
|-------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| CIA | ۶۲/۹۰ | ۵۸/۵۴ | ۹۱/۰۷ | ۵۹/۲۱ | ۵۹/۱۳ | ۵۳/۸۰ | ۸۴/۶۹ | ۷۰/۵۲ | ۶۰/۲۹ | ۶۸ | ۸۹/۳۷ |

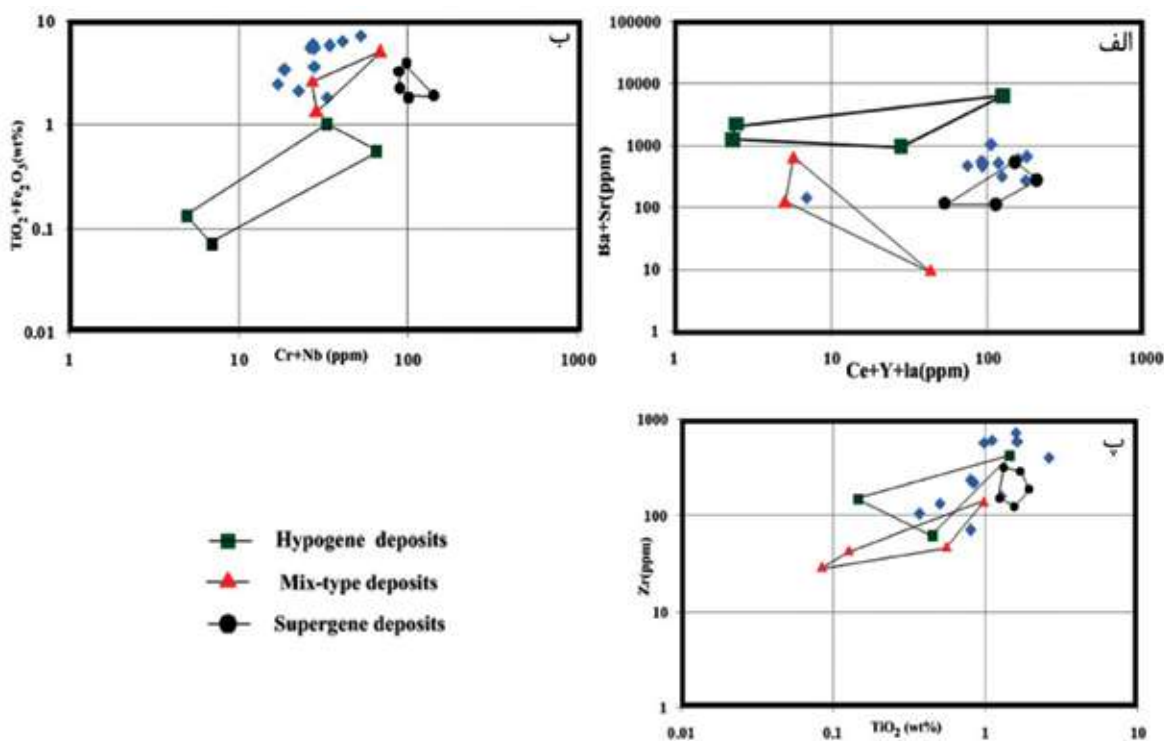
تعیین منشأ سیالات دگرسان کننده

TiO₂ از مقادیر TiO₂ برای تعیین منشأ استفاده شده است. (2003) Maiza et al. معتقدند که مقادیر TiO₂ کمتر از یک مربوط به منشأ هیپوزن و بیشتر از یک مربوط به منشأ سوپرزن می‌باشد. مقدار TiO₂ در نمونه‌های مورد مطالعه در ۶ مورد کمتر از یک و در ۵ مورد بیشتر از یک می‌باشد. طبق این نمودارها، هر دو فرآیند سوپرزن و هیپوزن در گسترش دگرسانی در منطقه نقش داشتند و نقش فرآیند سوپرزن پررنگ‌تر بوده است (شکل ۸).

جهت تعیین منشأ سیالات دگرسان کننده سنگ‌های منطقه از نمودارهای Ba+Sr در مقابل Ca+Y+La و TiO₂+Fe₂O₃ در مقابل Cr+Nb (Dill et al, 1997) و Zr در مقابل TiO₂ (Maiza et al., 2003) استفاده شد. بر این اساس در نمودارهای Ba+Sr در مقابل Ca+Y+La و TiO₂+Fe₂O₃ در مقابل Cr+Nb، نمونه‌های مورد مطالعه گرایش به ناحیه سوپرزن دارند. در نمودار Zr در مقابل



شکل ۷. موقعیت نمونه‌ها در نمودار ACNK (Nessbitt and Young, 1984). بیشتر نمونه‌ها در نزدیکی محدوده غنی از Al قرار می‌گیرند



شکل ۸. الف) نمودار Ba+Sr در مقابل Ca+Y+La، بیشتر نمونه‌ها در محدوده سیالات سوپروژن قرار می‌گیرند، ب) نمودار $TiO_2+Fe_2O_3$ در مقابل Cr+Nb (Dill et al, 1997)، نمونه‌ها در نزدیکی بخش اختلاط سیالات هیپوژن و سوپروژن قرار می‌گیرند، پ) نمودار Zr در مقابل TiO_2 (Maiza et al., 2003) جهت تعیین منشأ محلول دگرسان

تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی

به‌طور کلی، همه عناصر اصلی و فرعی کم‌وبیش متحرک می‌باشند و عملاً هیچ عنصری بی‌تحرك نیست. کاهش SiO_2 در سنگ‌های با دگرسانی حدواسط و نمونه‌های

محاسبات انتقال جرم عناصر

برای بررسی رفتار عناصر در محیط دگرسانی، از نمودارهایی تحت عنوان افزایش و کاهش (Gain and Loss) استفاده شد.

محلول‌های گرمایی می‌شود و از دگرسانی‌های حدواسط به سمت دگرسانی آرژیلیک و سیلیسی، تهی‌شدگی آن شدت می‌یابد (شکل ۹).

بخش عمده K_2O موجود در سنگ در خمیره اسیدی سنگ حضور دارد و در طی دگرسانی به علت تحرک زیاد عنصر پتاسیم توسط محلول‌های گرمایی از محیط خارج می‌شود و در اکثر مراحل دگرسانی، تهی‌شدگی K_2O را شاهد هستیم. پتاسیم آزاد شده، در ساختار کانی‌هایی چون سریسیت تثبیت می‌شود و لذا در نمونه‌های سریسیتی، تهی‌شدگی K_2O کمتر است. تثبیت K در ساختار کانی‌های رسی (Mutakyahwa et al., 2000) نیز باعث افزایش K_2O در نمونه‌های آرژیلیک شده است (شکل ۹).

بالا بودن SO_3 ، طبیعت سولفور محلول هیدروترمال را بازگو می‌کند. این سولفور تبدیل به سولفات شده و لذا محلول خاصیت اسیدی یافته و کانی‌هایی چون کائولینیت و سیلیس را به وجود آورده است (شکل ۹). کاهش P_2O_5 و LOI، نشانگر مقدار اندک مواد فرار در محلول است و همچنین P_2O_5 پائین احتمالاً به واسطه تخریب و دگرسانی آپاتیت‌های موجود در سنگ مادر (Gouveia et al., 1993) می‌باشد (شکل ۹). میزان عناصر فرار در طی فرآیندهای مختلف دگرسانی بالا است ولی در مورد نمونه‌های با دگرسانی سیلیسی چندان قابل ملاحظه نیست چرا که زون سیلیسی در مرحله نهایی تشکیل شده و در حقیقت شیرابه باقی مانده محلول‌های گرمایی بوده است. با شدت یافتن میزان دگرسانی آرژیلیک، میزان عناصر فرار نیز افزایش نشان داده است که نقش این عناصر را در ایجاد و توسعه این زون بیان می‌کند.

تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر جزئی عبوری (TTE)

عناصر جزئی عبوری شامل Sc، Ni، Co، V، Cr، Mo، W، Cu و Zn می‌باشند. الگوی تغییر جرم V و Co شبیه هم است و اغلب روند کاهشی دارند (شکل ۱۰). Ni در بعضی نمونه‌ها روند افزایشی و در بعضی روند کاهشی دارد. معمولاً Ni، Co و V رفتار مشابه با Fe دارند و همبستگی

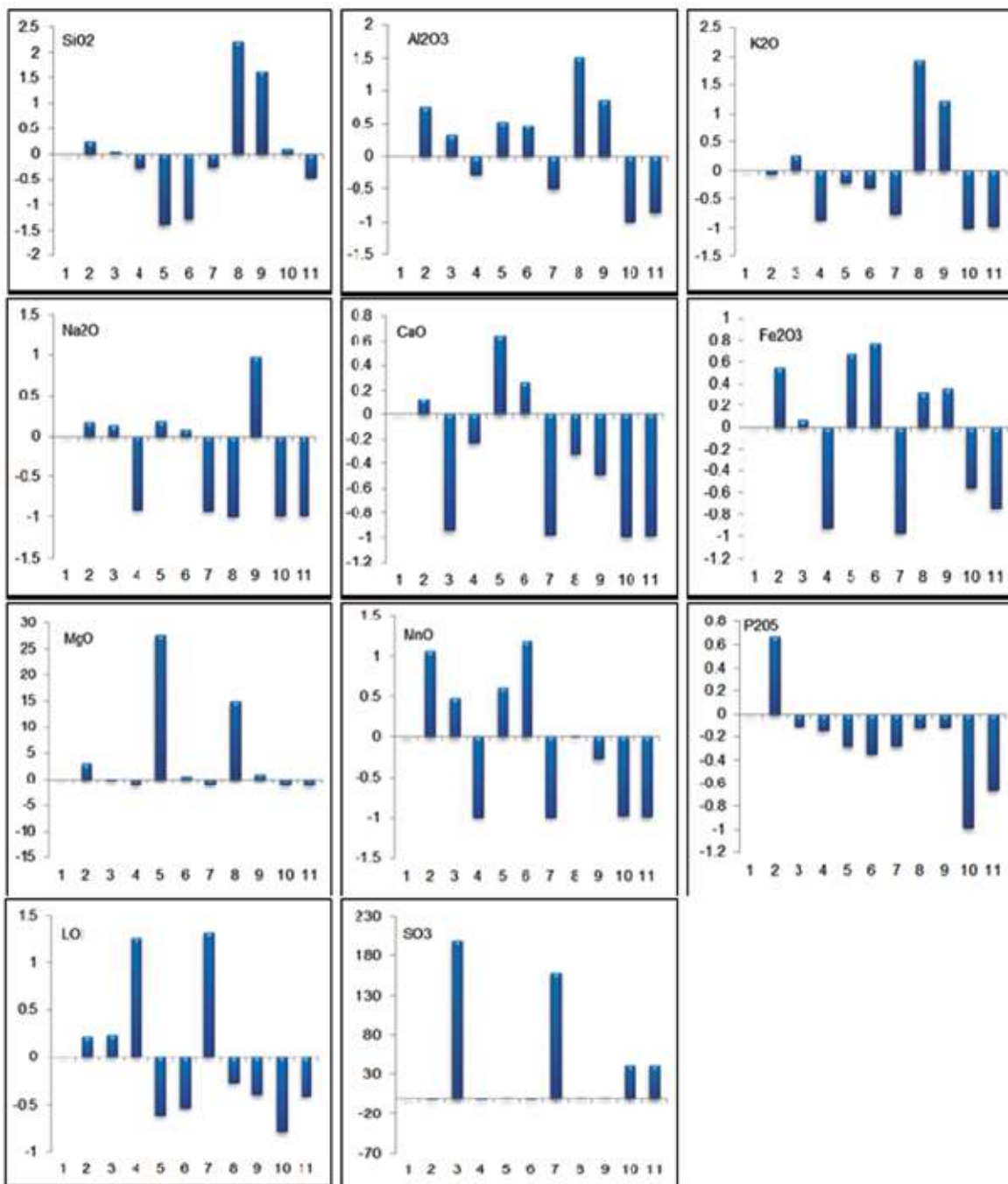
آرژیلیک نتیجه تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز، الیون و پیروکسن در طی تشکیل کلریت و کائولینیت است. این واکنش‌ها همراه با آزاد شدن SiO_2 هستند. بخشی از سیلیس آزاد شده ممکن است توسط محلول حمل شده و از محیط خارج شود. در دگرسانی سیلیسی میزان SiO_2 نسبت به سنگ اولیه افزایش یافته است. افزایش سیلیس در نتیجه تثبیت SiO_2 پس از شستشوی کامل کاتیون‌های قلیایی بود (ظفرزاده و همکاران، ۱۴۰۱؛ Karakaya, 2009) و همچنین محلول‌های غنی از SiO_2 بخشی از سیلیس مورد نیاز را تأمین می‌کنند (شکل ۹).

عنصر Al جزء عناصر کم‌تحرک است (Karakaya, 2009) که پس از شستشوی کاتیون‌های قلیایی در سنگ باقی مانده و در نمونه‌های آرژیلیک، غنی‌شدگی Al_2O_3 را سبب می‌شود. با این حال، حضور محلول شدیداً اسیدی باعث تحرک Al و خروج آن از محیط و تشکیل در زون سیلیسی شده است (شکل ۹).

اکسیداسیون پیریت و تشکیل کانی‌های اکسید آهن مانند هماتیت باعث افزایش میزان Fe_2O_3 نمونه‌ها شده است. در بعضی موارد نیز آهن موجود در کانی‌های مافیک طی دگرسانی شسته شده و سبب کاهش Fe_2O_3 شده است. این آهن ممکن است مجدداً وارد ساختمان کانی‌های ثانویه آهن‌دار شود. به طور کلی، تغییرات FeO و Fe_2O_3 روند افزایش یا کاهش منظمی را نشان نمی‌دهند (شکل ۹).

کاتیون‌های Mg^{2+} ، Mn^{2+} ، Ca^{2+} موجود در ساختمان کانی‌های مافیک در محیط‌های گرمایی متحرک‌اند و در مراحل اولیه دگرسانی از ساختمان کانی‌های مافیک آزاد شده، وارد ساختمان کانی‌هایی چون کلریت، سرپانتین، کائولینیت و غیره می‌شوند. با پیشرفت دگرسانی تهی‌شدگی این عناصر بیشتر می‌شود (Arsalan et al., 2006, Van Der Weijden, 1995) در دگرسانی سیلیسی این عناصر به‌طور کامل از سنگ خارج شده‌اند. تشکیل سریسیت نیز به کاهش CaO منجر می‌شود (شکل ۹).

در سنگ مادر غیر دگرسان، Na^+ در ساختمان پلاژیوکلاز و فلدسپارهای موجود در خمیره اسیدی سنگ حضور دارد. تحرک زیاد این عنصر باعث خروج سریع آن از سنگ توسط



شکل ۹. تغییرات رفتار عناصر اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه [نمونه ۱ (H21) نمونه سالم و نمونه‌های ۲ (H19)، ۳ (H13)، ۴ (H9)، ۵ (H8)، ۶ (H20)، ۷ (H23)، ۸ (H28)، ۹ (H29)، ۱۰ (H36)، ۱۱ (H37) دگرسان می‌باشند]

می‌دهد. Cu همبستگی مثبت با Fe (۰/۴۶) دارد در نتیجه افزایش آن می‌تواند به دلیل جذب توسط هیدرواکسیدهای آهن باشد (Plank and Langmuir, 1988). خروج بخشی از Zn از سیستم می‌تواند به واسطه تخریب فلدسپارهای سنگ مادر باشد (Plank and Langmuir, 1988). عنصر Cr در

مثبت این عناصر با Ca، Fe و Mg بیانگر این است که در اثر تخریب کانی‌های فرومنیزین در طی دگرسانی، به داخل محلول گرمایی آزاد شده و تهی‌شدگی نشان می‌دهند. Cu در بیشتر نمونه‌ها روند کاهشی داشته که به واسطه دگرسانی فلدسپارها در طی واکنش آب و سنگ در pH پایین رخ

داشته‌اند (Henderson, 1984). با توجه به رفتار مشابه Ba، K، Rb و یا به دلیل داشتن همبستگی مثبت با Na و Al (جدول ۴)، Ba (۰/۶۵-۰/۷۵)، K (۰/۶۸-۰/۸۹) و Rb (۰/۷۶-۰/۸۹) کانی‌های رسی می‌توانند در تثبیت این عنصر نقش داشته باشند. غنی‌شدگی Rb در سنگ دگرسان ممکن است در ارتباط با تشکیل سربیسیت باشد (Arsalan et al., 2006).

عنصر Th دارای همبستگی مثبت با Zr (۰/۷۵) و P (۰/۵۷) می‌باشد. کانی‌های آناز، زیرکن و مونازیت می‌توانند سبب تثبیت این عنصر شوند و از سوی دیگر احتمالاً اکسیدها و هیدرواکسیدهای Fe عامل دیگر تثبیت این عنصر هستند (Taboada et al., 2006). عنصر U نسبتاً متحرک است و شرایط اکسیدان و احیا رفتار آن را کنترل می‌کند. این عنصر در شرایط اکسیدان به صورت U^{6+} از سیستم خارج می‌شود، ولی در این مورد غنی‌شدگی U می‌تواند به دلیل جذب سطحی به‌وسیله کانی‌های رسی و روبش و تمرکز توسط اکسیدهای Fe رخ داده باشد (Barnett et al., 2000). افزایش نسبت Rb/Sr و افزایش جرم Rb با پیشرفت دگرسانی و غنی‌شدگی Ba در سنگ دگرسان شده ممکن است در ارتباط با تشکیل کانی سربیسیت باشد (شکل ۱۰) (Karakaya et al., 2009).

تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی (REE)

عناصر LREE شامل La، Ce، Eu، Sm، Nd و Pr در طی دگرسانی نسبت به نمونه سالم عمدتاً افزایش و به‌طور جزئی کاهش نشان می‌دهند (شکل ۱۳). غنی‌شدگی LREE‌ها به دلیل حضور کانی‌های ثانویه میزبان این عناصر مانند کلریت، سربیسیت، کانی‌های رسی مثل کائولینیت و ناترولیت و اکسیدهای آهن همانند هماتیت می‌باشد (Fulginiti et al., 1999). با توجه به جدول ۴ همبستگی مثبت متوسط تا بالای عناصر نادر خاکی سبک با Al (۰/۶۱-۰/۸۷) نشان می‌دهد که کانی‌های رسی نقش کنترلی مهمی در توزیع اغلب LREE‌ها داشته‌اند. همبستگی متوسط با عنصر K (۰/۳۴) تا (۰/۶۹) احتمالاً دلیلی بر جان‌شینی این عناصر به‌جای K

نمونه‌ها با دگرسانی آرژلیک و آرژلیک-سیلیسی، تهی شده و در نمونه‌های با دگرسانی پروپیلیتیک غنی شده است. به‌طور کلی، عناصر جزئی عبوری در منطقه مورد مطالعه، با پیشرفت دگرسانی، تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۰).

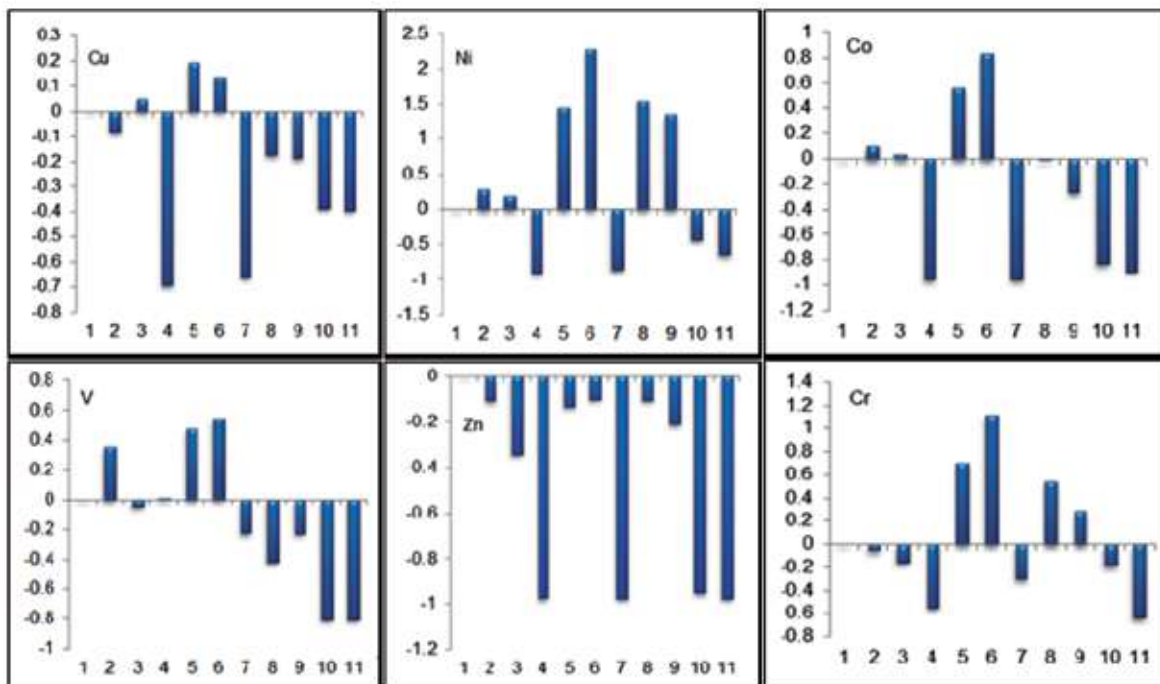
تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE)

عناصر با قدرت میدان بالا شامل عناصر Nb، P، Y، Ta، Hf و Zr می‌باشند. الگوی تغییرات این عناصر به دلیل تحرک پائین در طی دگرسانی به‌غیر از عنصر Y شبیه هم می‌باشد (شکل ۱۱). عنصر Y دارای همبستگی مثبت با HREE بوده و رفتاری شبیه به این عناصر نشان می‌دهد. با توجه به همبستگی مثبت Ta و Nb با عنصر Al (۰/۸۲ و ۰/۸۴) به نظر می‌رسد جذب سطحی این عناصر توسط کانی‌های رسی باعث افزایش جرم آنها شده است (Panahi et al., 2000).

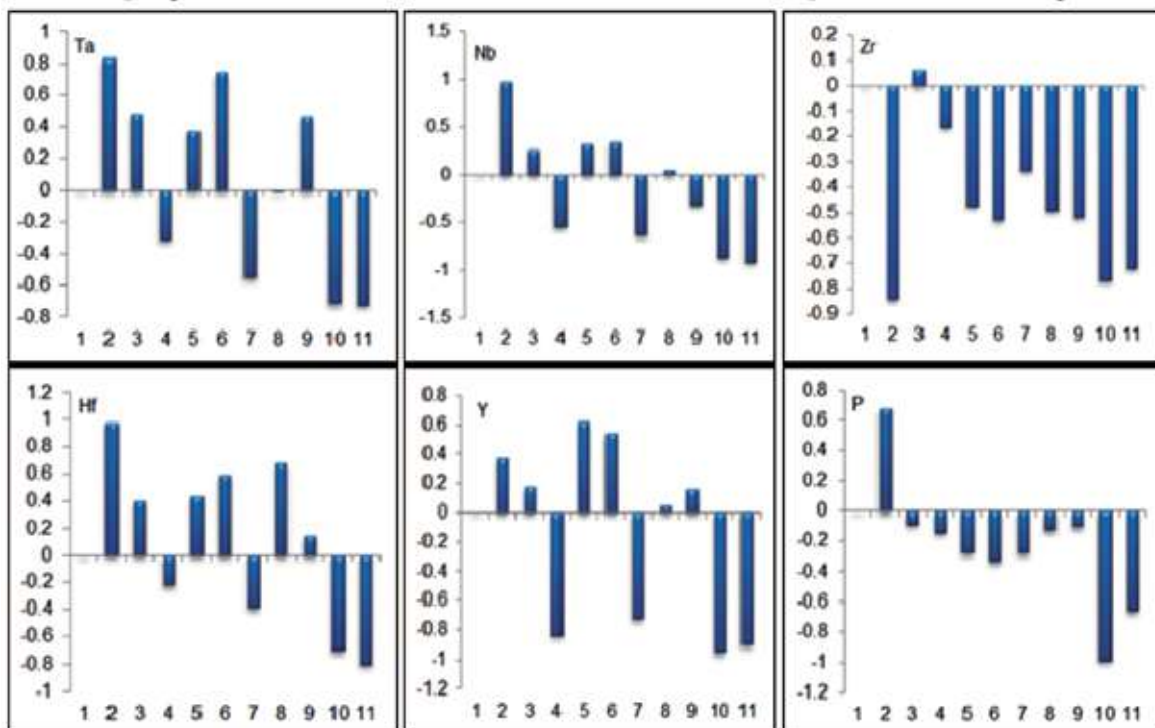
به دلیل همبستگی مثبت Hf با Zr، کانی زیرکن نقش مهمی در تثبیت این عناصر داشته است (John et al., 2008). تحرک عناصر HFSE توسط عوامل مختلفی مانند دما، فشار، میزان pH و ترکیب شیمیایی محلول کنترل می‌شود (Jan et al., 2005). دمای دگرسانی مهم‌ترین عامل در افزایش و کاهش میزان این عناصر می‌باشد. اگر دمای دگرسانی بالا باشد میزان عناصر Al، Zr، HFSE، Y و HREE کاهش می‌یابد ولی با کاهش دما مقادیر این عناصر روند افزایشی نشان می‌دهد (Salvi and Williams-jones, 1996). با توجه به افزایش این عناصر در نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه‌های سالم، باید گفت دمای دگرسانی در منطقه مورد مطالعه پایین بوده است.

تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)

عناصر لیتوفیل درشت یون شامل عناصر Ba، K، Rb، U، Pb و Th می‌باشند. عنصر Sr در اغلب نمونه‌ها نسبت به سنگ والد افزایش جرم نشان می‌دهد (شکل ۱۰). این عنصر همبستگی مثبت با عنصر P (۰/۵۹) نشان می‌دهد (جدول ۴). کانی‌های رسی نقش مهمی در تثبیت این عنصر



شکل ۱۰. تغییرات رفتار عناصر جزئی عبوری (TTE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایلک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)



شکل ۱۰. تغییرات رفتار عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایلک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)

در طی فرایند سرسیتی شدن است. همچنین همبستگی مثبت با Fe (۰/۲۲ تا ۰/۸۳) به‌جز La و Ce نشان از نقش کم‌رنگ اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن در تمرکز LREEها در زون‌های دگرسان دارد. تهی‌شدگی جزئی LREEها در بعضی از نمونه‌های دگرسان به‌وسیله لیگاند یونی SO_4^{2-} و در pH پایین رخ می‌دهد. عناصر HREE شامل

Ce^{3+} حضور دارند و در شرایط اکسیدی به صورت Eu^{3+} و Ce^{4+} در می‌آیند که در این حالت، پتانسیل یونی بیشتر و تحرک کمتری دارند. لذا عناصر REE در اثر برخی فرآیندها می‌توانند از یکدیگر جدا شوند (Maynard, 1983, Panhi et al., 2000). برای بررسی رفتار این دو عنصر در نمونه‌های دگرسان، نسبت‌های (Eu/Eu^*) و (Ce/Ce^*) با استفاده از فرمول‌های زیر محاسبه شده و نتایج در جدول ۳ آمده است.

$$Eu/Eu^* = E_{un} / [((Sm) \times (Gdn))^{1/2}]$$

$$Ce/Ce^* = C_{en} / [((La) \times (Prm))^{1/2}]$$

بر اساس این محاسبات، نسبت (Eu/Eu^*) در نمونه‌های دگرسان بالاتر از نمونه تقریباً سالم است که نشان می‌دهد Eu آزاد شده از ساختار فلدسپارها در این زون، در شرایط اکسیدی و در دما و فشار پایین به صورت Eu^{3+} اکسید و نامتحرک شده و در محیط باقی‌مانده است. نسبت (Ce/Ce^*) برای نمونه‌های سالم و بیشتر نمونه‌های دگرسان بزرگتر از یک است که حاکی از فعالیت نسبتاً بالای اکسیژن در زمان تبلور ماگما است (Rollinson, 1993). در نمونه‌های دگرسان این نسبت کمتر از نمونه سالم است زیرا Ce^{3+} در شرایط دگرسانی سطحی می‌تواند به Ce^{4+} اکسید شود. حلالیت Ce در حالت اکسیدان کمتر است و لذا در ساختمان کانی‌های رسی جایگزین شده و آنومالی مثبت ایجاد می‌کند (Laufer et al., 1984, Taunton et al., 2000).

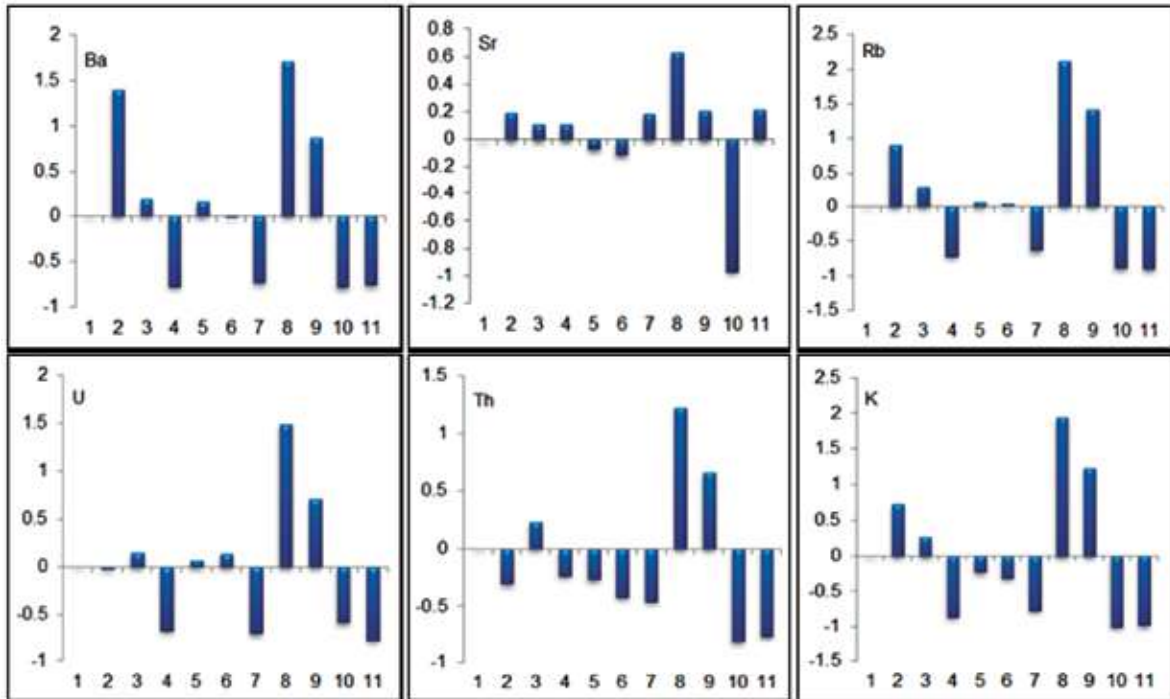
Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu و Gd نیز همانند LREEها در طی دگرسانی هم تهی‌شدگی و هم غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۱ و ۱۲). HREEها با Al همبستگی مثبت ($0/61$ تا $0/82$) دارند که می‌تواند ناشی از جذب سطحی توسط کانی‌های رسی باشد. همبستگی مثبت این عناصر با Fe ($0/32$ تا $0/83$) ناشی از جذب سطحی و ترجیحی توسط اکسید آهن است. این عناصر با لیگاندهای F^- ، CO_3^{2-} ، SO_4^{2-} و Cl^- تشکیل کمپلکس داده که باعث افزایش تحرک و انحلال‌پذیری آنها می‌شود (Wood, 2006). طبق Muchangos (2006) با افزایش pH محلول، پایداری کمپلکس‌های HREE بیشتر از کمپلکس‌های LREE است و همین موضوع باعث تفریق LREEها از HREEها می‌شود. با توجه به درجه تفریق بسیار پایین LREEها از HREEها (شکل ۱۱ و ۱۲) در منطقه مورد مطالعه، به نظر می‌رسد pH محلول‌های عامل دگرسان پایین بوده است. به‌طور کلی می‌توان گفت روندهای افزایشی و کاهش‌ی برای اغلب عناصر نادر خاکی ناشی از تغییر شرایط دگرسانی شیمیایی نظیر pH، دما، Eh و لیگاندهای یونی در طی دگرسانی است (Karakaya et al., 2009).

تفسیر ناهنجاری‌های Eu و Ce

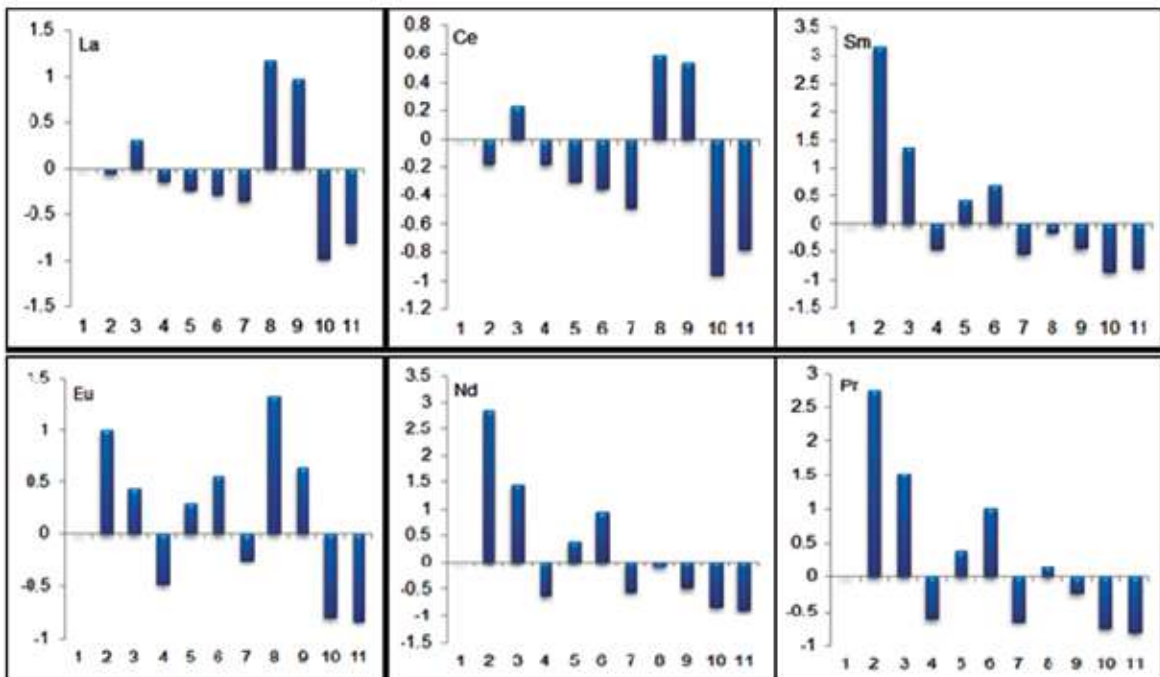
Eu و Ce رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی نسبت به سایر اعضای REE داشته و در شرایط احیایی به صورت Eu^{2+} و

جدول ۳. مقادیر نسبت‌های REE در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایلک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)

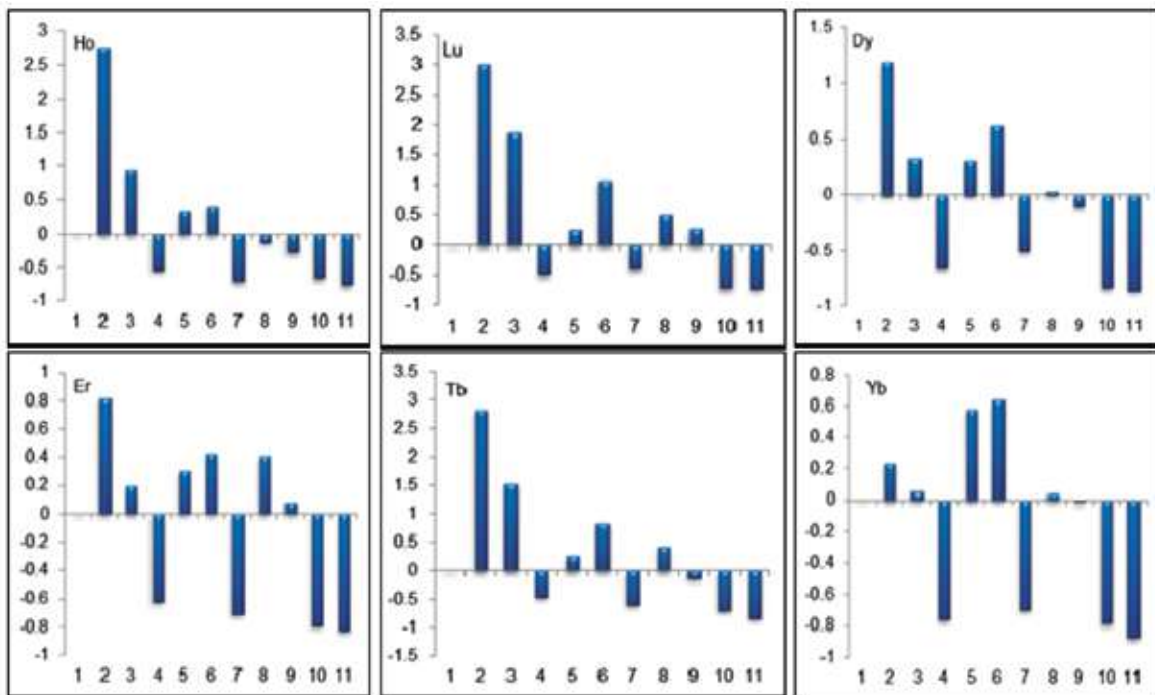
| شماره نمونه | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۵ | ۶ | ۷ | ۸ | ۹ | ۱۰ | ۱۱ |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Eu/Eu* | ۰/۹۳ | ۱/۱۹ | ۱/۰۹ | ۱/۷۵ | ۱/۷۷ | ۱/۸۹ | ۳/۰۳ | ۴/۰۸ | ۴/۵۶ | ۲/۳۳ | ۱/۷۴ |
| Ce/Ce* | ۶/۰۹ | ۴/۰۳ | ۱/۰۷ | ۱/۲۱ | ۱/۸۳ | ۱/۱۱ | ۰/۳۵ | ۰/۲۰ | ۰/۱۶ | ۰/۲۶ | ۰/۵۳ |
| (La/Sm)n | ۴/۱۹ | ۱۰/۳۸ | ۲۹/۳۸ | ۱۰/۱۴ | ۷/۷۵ | ۱۸/۵۴ | ۲۵/۷۴ | ۴۶/۸۲ | ۶۵/۵۱ | ۲/۲۸ | ۱۶/۳۰ |
| (La/Yb)n | ۱۱/۱۱ | ۱۸/۱۸ | ۵۱/۹۴ | ۷/۱۱ | ۶/۳۰ | ۱۴/۵۴ | ۳۰/۹۷ | ۳۰/۳۰ | ۲۸/۹۵ | ۱/۲۱ | ۲۲/۲۲ |
| (Tb/Yb)n | ۱/۵۱ | ۱/۱۶ | ۱/۰۹ | ۰/۳۸ | ۰/۵۴ | ۰/۴۸ | ۰/۶۶ | ۰/۶۶ | ۰/۴۲ | ۰/۶۸ | ۰/۶۳ |
| totREE | ۱۳۴/۷ | ۱۹۵/۹ | ۱۸۲/۵ | ۹۴/۵۳ | ۹۹/۵۶ | ۱۶۰/۳ | ۱۲۹ | ۹۱/۵۶ | ۱۱۴/۱ | ۱۰/۶۲ | ۷۷/۳۲ |



شکل ۱۲. تغییرات رفتار عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایلک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)



شکل ۱۱. تغییرات رفتار عناصر نادر خاکی سبک (REE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایلک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)



شکل ۱۲. تغییرات رفتار عناصر نادر خاکی سنگین (REE) در نمونه‌های منطقه نقدوز-زایللیک (شماره نمونه‌ها مشابه شکل ۹ می‌باشد)

نتیجه‌گیری

منطقه زایللیک شرایط متفاوت می‌باشد به طوری که تشکیل کانی‌زایی طلای اپی ترمال در ارتباط با همین دگرسانی‌ها نشان‌دهنده تاثیر بیشتر سیالات هیپوژن کانه دار در منطقه زایللیک می‌باشد. در مطالعات ژئوشیمیایی مشخص شد که مقدار SO_3 در سیال بالا می‌باشد که این نشان‌دهنده طبیعت سولفور سیالات دگرسان کننده می‌باشد. در اثر برخورد این سیال سولفور دار با سیالات جوی یا با سطح ایستابی باعث بالا رفتن شرایط اسیدی سیال شده و دگرسانی سیلیسی را در منطقه پدید آورده است که چنین مکانیسمی بیشتر در طی فرآیندهای کانی‌زایی اپی ترمال با سولفیداسیون بالا مشاهده می‌شود. بنابراین گسترش دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک در منطقه نشان‌دهنده خاصیت فوق اسیدی سیال دگرسان کننده می‌باشد. از طرف دیگر پایین بودن مقدار P_2O_5 و LOI، نشان‌دهنده کم بودن مواد فرار در سیال است و این خود نیز تایید کننده سیال سوپرژن در تشکیل دگرسانی‌های منطقه می‌باشد، به طوری که اگر تاثیر سیال هیپوژن به مراتب بیشتر بود باید مقادیر P_2O_5 و LOI و میزان مواد فرار بالا می‌بود که در طی مطالعات ژئوشیمیایی این

مجموعه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی در منطقه نقدوز-زایللیک نشان داد که سنگ‌های منطقه دارای طیف ترکیبی از سنگ‌های مافیک تا سنگ‌های فلسیک می‌باشند به طوری که سنگ‌های منطقه از نوع آندزیت-بازالت، داسیت، ریولیت و لیتیک توف هستند. این سنگ‌ها تحت تاثیر سیالات گرمایی قرار گرفته و دگرسان شده‌اند. تاثیر دگرسانی بر روی سنگ‌های منطقه باعث تغییر در بافت، رنگ و ماهیت سنگ‌ها به دگرسانی‌های آرژیلیک، سیلیسی و پروپلیتیک شده است. دگرسانی آرژیلیک دگرسانی فراگیر در منطقه نقدوز-زایللیک بوده و کل منطقه را به رنگ سفید کرمی درآورده است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان‌دهنده ایجاد دگرسانی در اثر سیالات سوپرژن و هیپوژن می‌باشد ولی تاثیر سیالات سوپرژن به مراتب بیشتر از فرآیندهای هیپوژن است که نبود کانی‌زایی در منطقه نقدوز نیز تایید کننده این مطلب است به طوری که اگر منطقه تحت تاثیر فرآیندهای هیپوژن، دگرسان شده بود. باید این سیالات هیپوژن باعث ایجاد کانی‌زایی از نوع اپی ترمال و یا از نوع پورفیری می‌کرد که در منطقه نقدوز چنین کانی‌زایی مشاهده نشده است ولی در

تایید نشد. بنابراین دگرسانی‌های منطقه نقدوز-زایلیک، دگرسانی‌ها نسبت به هم، تایید کننده این مطلب می‌باشد. بخصوص منطقه نقدوز بیشتر در اثر سیالات سوپرژن تشکیل شده است که نداشتن منطقه‌بندی دگرسانی و نامنظم بودن

جدول ۴. ضرایب همبستگی اسپیرمن بین عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه منطقه نقدوز-زایلیک

| | Si | Ag | Al | As | Ba | Be | Bi | Ca | Cd | Ce | Co | Cr |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | ۱ | | | | | | | | | | | |
| Ag | ۰/۰۹ | ۱ | | | | | | | | | | |
| Al | -۰/۹۶ | -۰/۱۴ | ۱ | | | | | | | | | |
| As | ۰/۳۵ | ۰/۶۴ | -۰/۴۳ | ۱ | | | | | | | | |
| Ba | -۰/۶۳ | -۰/۴۰ | ۰/۶۵ | -۰/۱۶ | ۱ | | | | | | | |
| Be | -۰/۳۶ | -۰/۴۵ | ۰/۴۹ | -۰/۲۹ | ۰/۷۲ | ۱ | | | | | | |
| Bi | -۰/۳۷ | -۰/۳۱ | ۰/۳۵ | -۰/۰۸ | ۰/۷۵ | ۰/۲۵ | ۱ | | | | | |
| Ca | -۰/۷۶ | -۰/۳۰ | ۰/۷۱ | -۰/۳۳ | ۰/۶۶ | ۰/۳۰ | ۰/۳۲ | ۱ | | | | |
| Cd | -۰/۱۸ | ۰/۸۳ | ۰/۰۸ | ۰/۴۴ | -۰/۱۵ | -۰/۰۸ | -۰/۳۴ | -۰/۰۱ | ۱ | | | |
| Ce | -۰/۶۱ | -۰/۴۳ | ۰/۶۱ | -۰/۱۶ | ۰/۱۴ | ۰/۲۹ | -۰/۰۸ | ۰/۱۰ | ۰/۶۲ | ۱ | | |
| Co | -۰/۶۵ | -۰/۲۴ | ۰/۵۹ | -۰/۲۴ | ۰/۵۳ | ۰/۲۵ | ۰/۱۴ | ۰/۹۷ | ۰/۰۶ | ۰/۰۳ | ۱ | |
| Cr | -۰/۲۲ | ۰/۱۰ | ۰/۰۸ | -۰/۰۵ | -۰/۱۷ | -۰/۵۰ | -۰/۲۱ | ۰/۵۳ | ۰/۰۷ | -۰/۲۶ | ۰/۶۲ | ۱ |
| Cs | -۰/۶۸ | -۰/۴۷ | ۰/۷۷ | -۰/۴۹ | ۰/۸۱ | ۰/۸۴ | ۰/۴۷ | ۰/۵۲ | -۰/۱۹ | ۰/۳۹ | ۰/۳۸ | -۰/۲۷ |
| Cu | -۰/۰۳ | ۰/۵۲ | -۰/۱۴ | ۰/۶۸ | ۰/۰۴ | -۰/۲۸ | -۰/۰۶ | ۰/۲۸ | ۰/۵۷ | -۰/۰۵ | ۰/۳۸ | ۰/۴۱ |
| Dy | -۰/۸۷ | -۰/۱۵ | ۰/۷۸ | -۰/۳۱ | ۰/۷۴ | ۰/۲۷ | ۰/۵۹ | ۰/۸۵ | ۰/۰۲ | ۰/۲۸ | ۰/۷۵ | ۰/۳۵ |
| Ev | -۰/۸۸ | -۰/۱۹ | ۰/۸۲ | -۰/۲۸ | ۰/۷۹ | ۰/۳۸ | ۰/۵۴ | ۰/۹۲ | ۰/۰۸ | ۰/۳۰ | ۰/۸۴ | ۰/۳۱ |
| Eu | -۰/۹۱ | -۰/۱۵ | ۰/۸۷ | -۰/۴۴ | ۰/۶۹ | ۰/۴۲ | ۰/۴۹ | ۰/۶۹ | -۰/۰۱ | ۰/۴۶ | ۰/۵۷ | ۰/۱۸ |
| Gd | -۰/۷۷ | ۰/۵۰ | ۰/۷۵ | -۰/۳۰ | ۰/۶۰ | ۰/۲۲ | ۰/۶۷ | ۰/۵۰ | ۰/۰۶ | ۰/۵۰ | ۰/۳۵ | -۰/۰۸ |
| Fe | -۰/۵۱ | -۰/۳۳ | ۰/۴۶ | -۰/۰۹ | ۰/۶۲ | ۰/۲۸ | ۰/۳۰ | ۰/۹۲ | -۰/۰۲ | -۰/۱۵ | ۰/۹۴ | ۰/۵۱ |
| Hf | -۰/۹۳ | ۰/۰۰۶ | ۰/۸۶ | -۰/۳۸ | ۰/۵۴ | ۰/۱۵ | ۰/۴۸ | ۰/۷۱ | ۰/۱۳ | ۰/۵۳ | ۰/۵۹ | ۰/۲۶ |
| Ho | -۰/۶۷ | -۰/۱۹ | ۰/۶۱ | -۰/۱۴ | ۰/۸۱ | ۰/۳۱ | ۰/۸۱ | ۰/۶۶ | ۰/۰۳ | ۰/۲۰ | ۰/۵۳ | ۰/۰۲ |
| K | -۰/۶۱ | -۰/۴۶ | ۰/۶۸ | -۰/۴۱ | ۰/۸۶ | ۰/۹۳ | ۰/۴۴ | ۰/۵۴ | -۰/۱۱ | ۰/۳۴ | ۰/۴۳ | -۰/۳۱ |
| La | -۰/۶۱ | ۰/۳۰ | ۰/۶۴ | -۰/۲۷ | ۰/۱۷ | ۰/۳۹ | -۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۴۶ | ۰/۹۶ | -۰/۰۳ | -۰/۳۳ |
| Li | -۰/۰۴ | ۰/۵۵ | ۰/۱۲ | ۰/۳۸ | -۰/۱۰ | ۰/۰۷ | -۰/۰۶ | -۰/۴۲ | ۰/۵۲ | ۰/۵۶ | -۰/۴۶ | -۰/۵۲ |
| Lu | -۰/۷۲ | -۰/۱۳ | ۰/۶۶ | -۰/۱۸ | ۰/۷۶ | ۰/۳۷ | ۰/۶۸ | ۰/۶۳ | ۰/۰۳ | ۰/۳۰ | ۰/۵۳ | ۰/۰۴ |
| Mg | -۰/۶۵ | -۰/۳۲ | ۰/۶۲ | -۰/۲۸ | ۰/۴۶ | ۰/۰۹ | ۰/۲۵ | ۰/۸۹ | -۰/۱۶ | -۰/۰۸ | ۰/۹۰ | ۰/۶۶ |
| Mn | -۰/۷۷ | -۰/۳۴ | ۰/۷۲ | -۰/۳۳ | ۰/۷۳ | ۰/۳۸ | ۰/۴۲ | ۰/۹۷ | -۰/۰۴ | ۰/۱۰ | ۰/۹۳ | ۰/۴۳ |
| Mo | ۰/۴۲ | ۰/۶۷ | -۰/۴۹ | ۰/۹۸ | -۰/۲۷ | -۰/۳۸ | ۰/۱۲ | -۰/۴۰ | ۰/۴۷ | -۰/۱۴ | -۰/۳۱ | -۰/۰۶ |
| Na | -۰/۶۲ | -۰/۵۱ | ۰/۷۰ | -۰/۴۴ | ۰/۷۴ | ۰/۸۳ | ۰/۱۸ | ۰/۷۳ | -۰/۰۹ | ۰/۲۳ | ۰/۷۰ | ۰/۰۳ |
| Nb | -۰/۹۱ | -۰/۱۵ | ۰/۸۴ | -۰/۳۸ | ۰/۷۲ | ۰/۲۹ | ۰/۵۶ | ۰/۸۵ | ۰/۰۵ | ۰/۴۰ | ۰/۷۳ | ۰/۲۷ |
| Nd | -۰/۷۶ | -۰/۱۹ | ۰/۶۹ | -۰/۲۵ | ۰/۷۷ | ۰/۳۳ | ۰/۷۰ | ۰/۷۲ | -۰/۰۲ | ۰/۲۶ | ۰/۶۱ | ۰/۱۳ |
| Ni | -۰/۳۶ | -۰/۳۰ | ۰/۳۵ | -۰/۰۹ | ۰/۳۰ | ۰/۱۲ | -۰/۰۳ | ۰/۷۶ | -۰/۰۶ | ۰/۲۷ | ۰/۸۶ | ۰/۶۹ |
| P | -۰/۶۲ | ۰/۵۴ | ۰/۵۲ | ۰/۰۸ | ۰/۲۸ | -۰/۰۳ | ۰/۴۱ | ۰/۱۲ | ۰/۴۶ | ۰/۷۲ | -۰/۰۲ | -۰/۱۱ |
| Pb | -۰/۱۳ | -۰/۰۳ | ۰/۱۵ | ۰/۴۳ | ۰/۴۵ | ۰/۳۶ | ۰/۲۵ | ۰/۰۸ | -۰/۱۸ | -۰/۱۵ | ۰/۰۶ | -۰/۱۴ |
| Pr | -۰/۷۴ | -۰/۲۰ | ۰/۶۸ | -۰/۲۱ | ۰/۷۹ | ۰/۳۷ | ۰/۶۸ | ۰/۷۳ | ۰ | ۰/۲۴ | ۰/۶۴ | ۰/۱۲ |
| Rb | -۰/۶۸ | -۰/۴۸ | ۰/۷۶ | -۰/۴۳ | ۰/۸۸ | ۰/۸۸ | ۰/۴۹ | ۰/۶۰ | -۰/۱۶ | ۰/۳۳ | ۰/۴۹ | -۰/۲۲ |
| S | ۰/۱۹ | ۰/۶۲ | -۰/۲۷ | ۰/۲۰ | -۰/۶۳ | -۰/۶۴ | -۰/۲۰ | -۰/۶۴ | ۰/۲۰ | ۰/۲۳ | -۰/۶۷ | -۰/۰۵ |
| Sb | -۰/۱۹ | ۰/۰۵ | ۰/۲۶ | ۰/۳۴ | ۰/۱۸ | ۰/۲۲ | -۰/۰۹ | -۰/۲۴ | ۰/۱۷ | -۰/۰۳ | ۰/۳۳ | ۰/۲۰ |
| Sc | -۰/۷۱ | ۰/۲۷ | ۰/۶۴ | -۰/۱۶ | ۰/۰۱ | -۰/۲۹ | -۰/۰۴ | ۰/۵۶ | ۰/۲۹ | ۰/۴۱ | ۰/۵۴ | ۰/۶۲ |
| Sn | -۰/۴۷ | -۰/۳۴ | ۰/۵۵ | -۰/۲۹ | ۰/۵۲ | ۰/۳۵ | ۰/۵۱ | ۰/۳۷ | -۰/۱۳ | ۰/۲۹ | ۰/۲۷ | -۰/۲۹ |
| Sr | -۰/۰۱ | ۰/۸۹ | ۰/۰۹ | ۰/۷۸ | -۰/۲۰ | -۰/۳۵ | -۰/۰۷ | -۰/۳۳ | ۰/۶۴ | ۰/۳۳ | -۰/۳۲ | -۰/۰۵ |

ادامه جدول ۴.

| | Si | Ag | Al | As | Ba | Be | Bi | Ca | Cd | Ce | Co | Cr |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sm | -۰/۷۵ | -۰/۱۳ | +۰/۶۸ | -۰/۱۷ | +۰/۷۸ | +۰/۳۱ | +۰/۷۶ | +۰/۶۶ | . | +۰/۲۸ | +۰/۵۳ | +۰/۰۵ |
| Ta | -۰/۸۷ | +۰/۰۷ | +۰/۸۲ | -۰/۱۹ | +۰/۵۵ | +۰/۱۵ | +۰/۴۰ | +۰/۷۷ | +۰/۳۱ | +۰/۴۸ | +۰/۷۱ | +۰/۳۵ |
| Tb | -۰/۷۴ | +۰/۲۰ | +۰/۶۸ | -۰/۲۵ | +۰/۷۸ | +۰/۳۸ | +۰/۷۱ | +۰/۶۷ | -۰/۰۱ | +۰/۲۹ | +۰/۵۶ | +۰/۰۳ |
| Th | -۰/۴۵ | -۰/۴۰ | +۰/۴۸ | -۰/۱۵ | +۰/۰۵ | +۰/۳۶ | -۰/۲۳ | -۰/۰۴ | +۰/۵۸ | +۰/۹۶ | -۰/۱۰ | -۰/۳۸ |
| Ti | -۰/۳۱ | +۰/۸۶ | -۰/۴۶ | +۰/۷۸ | -۰/۴۸ | -۰/۶۷ | -۰/۱۷ | -۰/۴۵ | +۰/۵۶ | +۰/۰۶ | -۰/۴۰ | +۰/۰۷ |
| Tm | -۰/۶۶ | +۰/۱۵ | +۰/۶۰ | -۰/۱۵ | +۰/۷۷ | +۰/۳۵ | +۰/۷۳ | +۰/۶۰ | . | +۰/۲۶ | +۰/۴۸ | -۰/۰۲ |
| U | -۰/۵۶ | +۰/۲۹ | +۰/۵۹ | -۰/۳۳ | +۰/۶۰ | +۰/۷۴ | -۰/۰۱ | +۰/۷۲ | +۰/۱۷ | +۰/۳۰ | +۰/۷۵ | +۰/۱۰ |
| V | -۰/۷۳ | +۰/۳۴ | +۰/۶۴ | -۰/۲۷ | +۰/۰۴ | -۰/۲۹ | +۰/۱۳ | +۰/۴۲ | +۰/۳۰ | +۰/۵۸ | +۰/۳۳ | +۰/۴۲ |
| Y | -۰/۸۳ | +۰/۲۴ | +۰/۷۷ | -۰/۳۳ | +۰/۶۵ | +۰/۳۶ | +۰/۲۶ | +۰/۹۷ | +۰/۰۴ | +۰/۲۳ | +۰/۹۳ | +۰/۴۹ |
| Yb | -۰/۷۸ | -۰/۲۰ | +۰/۷۱ | -۰/۳۴ | +۰/۵۴ | +۰/۲۰ | +۰/۱۹ | +۰/۹۷ | +۰/۰۶ | +۰/۱۶ | +۰/۹۶ | +۰/۶۳ |
| Zn | -۰/۶۹ | -۰/۲۸ | +۰/۶۵ | -۰/۳۵ | +۰/۶۹ | +۰/۵۱ | +۰/۲۴ | +۰/۹۱ | +۰/۱۱ | +۰/۲۱ | +۰/۸۸ | +۰/۳۳ |
| Zr | -۰/۲۳ | +۰/۷۵ | +۰/۱۲ | +۰/۰۷ | +۰/۳۷ | -۰/۲۸ | +۰/۳۸ | -۰/۱۷ | +۰/۷۳ | +۰/۷۶ | -۰/۱۷ | +۰/۰۱ |

| | Cs | Cu | Dy | Er | Eu | Gd | Fe | Hf | Ho | K | La | Li |
|----|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cs | ۱ | | | | | | | | | | | |
| Cu | -۰/۳۸ | ۱ | | | | | | | | | | |
| Dy | +۰/۵۷ | +۰/۱۹ | ۱ | | | | | | | | | |
| Er | +۰/۶۲ | +۰/۲۴ | +۰/۹۶ | ۱ | | | | | | | | |
| Eu | +۰/۷۲ | -۰/۰۹ | +۰/۹۱ | +۰/۱۸۳ | ۱ | | | | | | | |
| Gd | +۰/۴۷ | -۰/۰۳ | +۰/۷۸ | +۰/۷۶ | +۰/۷۳ | ۱ | | | | | | |
| Fe | +۰/۳۵ | +۰/۴۶ | +۰/۶۹ | +۰/۸۰ | +۰/۴۵ | +۰/۳۲ | ۱ | | | | | |
| Hf | +۰/۵۰ | +۰/۰۵ | +۰/۹۰ | +۰/۸۶ | +۰/۸۸ | +۰/۹۰ | +۰/۴۶ | ۱ | | | | |
| Ho | +۰/۵۰ | +۰/۲۲ | +۰/۸۷ | +۰/۸۶ | +۰/۷۳ | +۰/۸۶ | +۰/۵۹ | +۰/۷۸ | ۱ | | | |
| K | +۰/۱۹۴ | -۰/۲۳ | +۰/۵۸ | +۰/۶۴ | +۰/۶۹ | +۰/۴۵ | +۰/۴۳ | +۰/۴۴ | +۰/۵۶ | ۱ | | |
| La | +۰/۵۱ | -۰/۲۶ | +۰/۲۶ | +۰/۲۵ | +۰/۵۱ | +۰/۴۶ | -۰/۲۲ | +۰/۵۰ | +۰/۱۵ | +۰/۴۴ | ۱ | |
| Li | +۰/۰۴ | -۰/۰۹ | -۰/۳۰ | -۰/۲۳ | -۰/۱۷ | +۰/۰۹ | -۰/۴۷ | -۰/۰۵ | +۰/۱۹ | -۰/۰۶ | +۰/۵۴ | ۱ |
| Lu | +۰/۵۱ | +۰/۱۸ | +۰/۸۹ | +۰/۸۴ | +۰/۸۲ | +۰/۸۴ | +۰/۵۴ | +۰/۸۱ | +۰/۹۴ | +۰/۶۰ | +۰/۲۷ | -۰/۲۱ |
| Mg | +۰/۳۱ | +۰/۲۱ | +۰/۷۵ | +۰/۷۹ | +۰/۶۱ | +۰/۴۴ | +۰/۸۵ | +۰/۶۵ | +۰/۵۵ | +۰/۳۰ | -۰/۱۰ | -۰/۴۷ |
| Mn | +۰/۵۵ | +۰/۲۵ | +۰/۹۰ | +۰/۹۵ | +۰/۷۵ | +۰/۵۹ | +۰/۹۱ | +۰/۷۴ | +۰/۷۶ | +۰/۶۱ | +۰/۰۷ | -۰/۴۳ |
| Mo | +۰/۵۹ | +۰/۶۶ | -۰/۳۹ | -۰/۳۶ | -۰/۵۳ | -۰/۳۰ | -۰/۱۷ | -۰/۴۰ | -۰/۱۹ | -۰/۵۲ | -۰/۲۷ | +۰/۴۲ |
| Na | +۰/۸۳ | -۰/۱۰ | +۰/۵۶ | +۰/۶۸ | +۰/۶۱ | +۰/۲۹ | +۰/۶۶ | +۰/۴۱ | +۰/۴۱ | +۰/۸۹ | +۰/۲۹ | -۰/۲۰ |
| Nb | +۰/۶۰ | +۰/۱۵ | +۰/۹۷ | +۰/۹۶ | +۰/۸۸ | +۰/۸۵ | +۰/۶۶ | +۰/۹۴ | +۰/۸۷ | +۰/۵۸ | +۰/۳۵ | -۰/۲۱ |
| Nd | +۰/۵۲ | +۰/۱۸ | +۰/۹۴ | +۰/۹۰ | +۰/۸۴ | +۰/۸۶ | +۰/۶۱ | +۰/۸۵ | +۰/۹۶ | +۰/۵۹ | +۰/۲۳ | -۰/۲۸ |
| Ni | +۰/۱۷ | +۰/۳۱ | +۰/۴۵ | +۰/۵۵ | +۰/۲۹ | +۰/۰۱ | +۰/۸۶ | +۰/۲۶ | +۰/۲۱ | +۰/۲۱ | -۰/۲۹ | -۰/۴۵ |
| P | +۰/۲۷ | +۰/۱۲ | +۰/۴۹ | +۰/۴۰ | +۰/۵۳ | +۰/۶۷ | -۰/۱۱ | +۰/۶۶ | +۰/۴۹ | +۰/۱۶ | +۰/۶۶ | +۰/۵۰ |
| Pb | +۰/۳۴ | +۰/۱۴ | +۰/۱۲ | +۰/۱۱ | +۰/۲۲ | -۰/۱۰ | +۰/۱۵ | -۰/۰۶ | +۰/۱۳ | +۰/۳۳ | -۰/۰۵ | +۰/۰۶ |
| Pr | +۰/۵۱ | +۰/۲۱ | +۰/۹۲ | +۰/۹۰ | +۰/۸۱ | +۰/۸۴ | +۰/۶۵ | +۰/۸۲ | +۰/۹۶ | +۰/۶۰ | +۰/۲۰ | -۰/۲۸ |
| Rb | +۰/۹۶ | -۰/۲۵ | +۰/۶۵ | +۰/۷۰ | +۰/۷۶ | +۰/۵۱ | +۰/۴۸ | +۰/۵۲ | +۰/۶۰ | +۰/۹۸ | +۰/۴۳ | -۰/۰۷ |
| S | +۰/۴۷ | -۰/۱۳ | -۰/۳۳ | -۰/۵۱ | -۰/۱۸ | -۰/۰۷ | -۰/۷۹ | -۰/۰۷ | -۰/۳۵ | -۰/۶۲ | +۰/۲۴ | +۰/۳۸ |
| Sb | +۰/۱۷ | +۰/۱۸ | +۰/۰۵ | +۰/۱۶ | +۰/۰۵ | -۰/۱۳ | +۰/۳۹ | -۰/۰۲ | -۰/۰۶ | +۰/۱۴ | -۰/۰۱ | +۰/۲۷ |
| Sc | +۰/۰۷ | +۰/۱۹ | +۰/۵۵ | +۰/۵۴ | +۰/۵۰ | +۰/۴۸ | +۰/۳۶ | +۰/۷۳ | +۰/۲۷ | -۰/۰۷ | +۰/۳۵ | +۰/۰۶ |
| Sn | +۰/۳۷ | -۰/۰۹ | +۰/۴۸ | +۰/۵۶ | +۰/۴۲ | +۰/۸۱ | +۰/۳۲ | +۰/۵۹ | +۰/۷۱ | +۰/۴۲ | +۰/۲۶ | +۰/۰۹ |
| Sr | +۰/۳۳ | +۰/۴۹ | -۰/۱۱ | -۰/۱۷ | -۰/۱۰ | -۰/۰۳ | -۰/۳۲ | -۰/۰۴ | -۰/۰۷ | -۰/۳۶ | +۰/۲۴ | +۰/۶۰ |
| Sm | +۰/۵۱ | +۰/۱۸ | +۰/۹۱ | +۰/۸۷ | +۰/۸۱ | +۰/۸۹ | +۰/۵۵ | +۰/۸۵ | +۰/۹۸ | +۰/۵۶ | +۰/۲۵ | -۰/۱۸ |

ادامه جدول ۴.

| | Cs | Cu | Dy | Er | Eu | Gd | Fe | Hf | Ho | K | La | Li |
|----|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ta | ۰/۴۱ | ۰/۳۰ | ۰/۸۹ | ۰/۹۰ | ۰/۷۸ | ۰/۸۲ | ۰/۶۴ | ۰/۹۲ | ۰/۷۸ | ۰/۴۱ | ۰/۴۰ | -۰/۰۵ |
| Tb | ۰/۵۳ | ۰/۱۴ | ۰/۹۰ | ۰/۸۷ | ۰/۸۱ | ۰/۹۸ | ۰/۵۷ | ۰/۸۳ | ۰/۹۷ | ۰/۶۱ | ۰/۲۶ | -۰/۲۲ |
| Th | ۰/۳۶ | -۰/۱۴ | ۰/۰۹ | ۰/۱۲ | ۰/۳۲ | ۰/۳۲ | -۰/۲۸ | ۰/۳۳ | ۰/۰۱ | ۰/۳۴ | ۰/۹۵ | ۰/۵۷ |
| Ti | ۰/۷۱ | ۰/۶۰ | -۰/۲۹ | -۰/۳۶ | -۰/۴۰ | -۰/۱۵ | -۰/۳۷ | -۰/۱۹ | -۰/۱۷ | -۰/۶۹ | -۰/۰۸ | ۰/۳۶ |
| Tm | ۰/۴۷ | ۰/۲۱ | ۰/۸۵ | ۰/۸۲ | ۰/۷۴ | ۰/۸۶ | ۰/۵۳ | ۰/۷۷ | ۰/۹۷ | ۰/۵۷ | ۰/۲۲ | -۰/۲۱ |
| U | ۰/۶۴ | ۰/۱۲ | ۰/۵۱ | ۰/۶۶ | ۰/۵۲ | ۰/۲۳ | ۰/۶۸ | ۰/۳۷ | ۰/۳۵ | ۰/۷۷ | ۰/۳۰ | -۰/۲۲ |
| V | ۰/۱۴ | ۰/۰۵ | ۰/۵۹ | ۰/۵۱ | ۰/۵۸ | ۰/۶۴ | ۰/۱۳ | ۰/۸۱ | ۰/۳۷ | -۰/۰۲ | ۰/۵۲ | ۰/۱۴ |
| Y | ۰/۵۹ | ۰/۲۶ | ۰/۸۷ | ۰/۹۲ | ۰/۷۸ | ۰/۵۰ | ۰/۸۶ | ۰/۷۴ | ۰/۶۴ | ۰/۵۹ | ۰/۲۱ | -۰/۳۸ |
| Yb | ۰/۴۵ | ۰/۳۱ | ۰/۸۴ | ۰/۸۹ | ۰/۷۱ | ۰/۴۷ | ۰/۸۷ | ۰/۷۳ | ۰/۵۸ | ۰/۴۵ | ۰/۱۲ | -۰/۴۳ |
| Zn | ۰/۶۴ | ۰/۲۴ | ۰/۷۳ | ۰/۸۴ | ۰/۶۲ | ۰/۳۷ | ۰/۸۳ | ۰/۵۶ | ۰/۵۵ | ۰/۶۹ | ۰/۱۷ | -۰/۳۰ |
| Zr | ۰/۲۰ | ۰/۲۰ | ۰/۰۱ | -۰/۰۴ | ۰/۰۸ | ۰/۱۸ | -۰/۳۸ | ۰/۲۶ | -۰/۱۰ | -۰/۲۳ | ۰/۶۶ | ۰/۴۱ |

| | Lu | Mg | Mn | Mo | Na | Nb | Nd | Ni | P | Pb | Pr |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Lu | ۱ | | | | | | | | | | |
| Mg | ۰/۵۶ | ۱ | | | | | | | | | |
| Mn | ۰/۷۶ | ۰/۸۹ | ۱ | | | | | | | | |
| Mo | -۰/۲۴ | -۰/۳۴ | -۰/۴۱ | ۱ | | | | | | | |
| Na | ۰/۴۵ | ۰/۵۵ | ۰/۷۴ | -۰/۵۵ | ۱ | | | | | | |
| Nb | ۰/۸۵ | ۰/۷۲ | ۰/۸۸ | -۰/۴۳ | ۰/۵۸ | ۱ | | | | | |
| Nd | ۰/۹۸ | ۰/۶۴ | ۰/۸۳ | -۰/۳۱ | ۰/۴۹ | ۰/۹۲ | ۱ | | | | |
| Ni | ۰/۲۴ | ۰/۸۷ | ۰/۷۳ | -۰/۱۶ | ۰/۵۶ | ۰/۳۸ | ۰/۳۰ | ۱ | | | |
| P | ۰/۴۷ | -۰/۰۲ | ۰/۱۳ | ۰/۰۸ | -۰/۰۷ | ۰/۵۳ | ۰/۴۶ | -۰/۳۵ | ۱ | | |
| Pb | ۰/۱۶ | ۰/۱۱ | ۰/۱۱ | ۰/۲۹ | ۰/۲۷ | ۰/۰۱ | ۰/۱۲ | ۰/۱۶ | ۰/۰۳ | ۱ | |
| Pr | ۰/۹۸ | ۰/۶۶ | ۰/۸۴ | -۰/۲۸ | ۰/۵۲ | ۰/۹۰ | ۰/۹۹ | ۰/۳۵ | ۰/۴۱ | ۰/۱۳ | ۱ |
| Rb | ۰/۶۴ | ۰/۴۱ | ۰/۶۷ | -۰/۵۵ | ۰/۸۹ | ۰/۶۵ | ۰/۶۴ | ۰/۲۹ | ۰/۱۹ | ۰/۳۶ | ۰/۶۵ |
| S | -۰/۳۰ | -۰/۵۱ | -۰/۶۶ | ۰/۲۷ | ۰/۷۹ | -۰/۳۳ | -۰/۳۴ | -۰/۶۶ | ۰/۴۵ | -۰/۱۵ | -۰/۴۱ |
| Sb | -۰/۰۱ | ۰/۳۹ | ۰/۲۳ | ۰/۲۷ | ۰/۳۲ | -۰/۰۱ | -۰/۰۴ | ۰/۶۲ | -۰/۱۳ | ۰/۴۷ | ۰ |
| Sc | ۰/۳۰ | ۰/۶۶ | ۰/۴۸ | -۰/۱۵ | ۰/۱۳ | ۰/۵۹ | ۰/۳۶ | ۰/۴۴ | ۰/۴۶ | -۰/۱۴ | ۰/۳۴ |
| Sn | ۰/۶۸ | ۰/۳۸ | ۰/۴۹ | -۰/۲۶ | ۰/۳۴ | ۰/۵۹ | ۰/۶۸ | ۰/۰۶ | ۰/۲۳ | -۰/۱۱ | ۰/۷۰ |
| Sr | -۰/۰۴ | -۰/۳۱ | -۰/۳۴ | ۰/۷۸ | -۰/۴۹ | -۰/۱۴ | -۰/۱۱ | ۰/۳۳ | ۰/۵۹ | ۰/۳۲ | -۰/۱۳ |
| Sm | ۰/۹۷ | ۰/۵۷ | ۰/۷۶ | -۰/۲۳ | ۰/۴۲ | ۰/۹۰ | ۰/۹۸ | ۰/۲۱ | ۰/۵۵ | ۰/۱۵ | ۰/۹۷ |
| Ta | ۰/۸۲ | ۰/۷۳ | ۰/۸۱ | -۰/۲۲ | ۰/۴۴ | ۰/۹۰ | ۰/۸۴ | ۰/۴۵ | ۰/۵۶ | -۰/۰۶ | ۰/۸۴ |
| Tb | ۰/۹۸ | ۰/۵۸ | ۰/۷۹ | -۰/۳۰ | ۰/۴۸ | ۰/۸۹ | ۰/۹۹ | ۰/۲۴ | ۰/۴۶ | -۰/۰۹ | ۰/۹۹ |
| Th | ۰/۱۳ | -۰/۲۵ | -۰/۰۵ | -۰/۱۴ | ۰/۲۳ | ۰/۲۱ | ۰/۰۸ | -۰/۳۷ | ۰/۵۷ | -۰/۱۱ | ۰/۰۷ |
| Ti | -۰/۲۰ | -۰/۴۱ | -۰/۴۸ | ۰/۸۳ | -۰/۷۸ | -۰/۳۱ | -۰/۲۵ | -۰/۳۹ | ۰/۳۶ | -۰/۰۱ | -۰/۲۶ |
| Tm | ۰/۹۸ | ۰/۵۰ | ۰/۷۳ | -۰/۲۰ | ۰/۴۱ | ۰/۸۴ | ۰/۹۷ | ۰/۱۶ | ۰/۴۸ | ۰/۱۲ | ۰/۹۷ |
| U | ۰/۴۳ | ۰/۵۱ | ۰/۷۳ | -۰/۴۲ | ۰/۹۲ | ۰/۵۴ | ۰/۴۵ | ۰/۵۷ | -۰/۰۹ | ۰/۱۲ | ۰/۴۹ |
| V | ۳۸۰ | ۰/۴۲ | ۰/۳۶ | -۰/۲۴ | ۰/۰۰۵ | ۰/۶۵ | ۰/۴۴ | ۰/۰۸ | ۰/۷۲ | -۰/۲۸ | ۰/۳۸ |
| Y | ۰/۶۶ | ۰/۸۶ | ۰/۹۵ | -۰/۴۲ | ۰/۷۶ | ۰/۸۶ | ۰/۷۳ | ۰/۷۲ | ۰/۲۰ | ۰/۱۶ | ۰/۷۴ |
| Yb | ۰/۵۹ | ۰/۹۰ | ۰/۹۴ | -۰/۴۱ | ۰/۶۷ | ۰/۸۴ | ۰/۶۸ | ۰/۷۷ | ۰/۱۶ | ۰/۰۴ | ۰/۶۹ |
| Zn | ۰/۵۱ | ۰/۶۵ | ۰/۸۷ | ۰/۴۳ | ۰/۸۴ | ۰/۷۵ | ۰/۵۹ | ۰/۶۲ | ۰/۱۱ | ۰/۰۴ | ۰/۶۱ |
| Zr | -۰/۰۱ | -۰/۲۹ | -۰/۲۲ | ۰/۱۳ | -۰/۲۹ | ۰/۰۹ | -۰/۰۴ | -۰/۴۳ | ۰/۶۲ | -۰/۳۷ | -۰/۰۷ |

ادامه جدول ۴.

| | Rb | S | Sb | Sc | Sn | Sr | Sm | Ta | Tb | Th | Ti |
|----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Rb | ۱ | | | | | | | | | | |
| S | -/۶۰ | ۱ | | | | | | | | | |
| Sb | ۰/۲۱ | -/۳۲ | ۱ | | | | | | | | |
| Sc | ۰/۰۴ | ۰/۱۴ | ۰/۲۵ | ۱ | | | | | | | |
| Sn | ۰/۴۵ | -/۳۳ | -/۰۷ | ۰/۲۱ | ۱ | | | | | | |
| Sr | -/۳۶ | ۰/۶۰ | ۰/۱۸ | ۰/۱۹ | -/۲۵ | ۱ | | | | | |
| Sm | ۰/۶۲ | -/۲۸ | -/۰۵ | ۰/۳۵ | ۰/۷۰ | -/۰۲ | ۱ | | | | |
| Ta | ۰/۴۹ | -/۲۳ | ۰/۲۰ | ۰/۷۲ | ۰/۵۹ | ۰/۰۴ | ۰/۸۳ | ۱ | | | |
| Tb | ۰/۶۶ | -/۳۵ | -/۰۶ | ۰/۳۱ | ۰/۷۴ | -/۱۲ | ۰/۹۸ | ۰/۸۲ | ۱ | | |
| Th | ۰/۲۹ | ۰/۲۳ | -/۱۰ | ۰/۲۳ | ۰/۱۸ | ۰/۲۹ | ۰/۱۰ | ۰/۲۶ | ۰/۱۲ | ۱ | |
| Ti | -/۷۱ | ۰/۶۵ | -/۰۹ | ۰/۰۵ | -/۳۱ | ۰/۸۵ | -/۱۷ | -/۱۱ | -/۲۶ | ۰/۰۲ | |
| Tm | ۰/۶۰ | -/۳۱ | -/۱۱ | ۰/۲۳ | ۰/۷۳ | -/۰۵ | ۰/۹۸ | ۰/۷۸ | ۰/۹۸ | ۰/۱۰ | -/۱۶ |
| U | ۰/۷۴ | -/۷۷ | ۰/۲۵ | ۰/۱۵ | ۰/۲۷ | -/۳۹ | ۰/۳۶ | ۰/۴۷ | ۰/۴۵ | ۰/۳۱ | -/۶۰ |
| V | ۰/۰۶ | ۰/۳۶ | ۰/۰۶ | ۰/۸۹ | ۰/۲۴ | ۰/۲۴ | ۰/۴۵ | ۰/۷۱ | ۰/۴۰ | ۰/۳۹ | ۰/۱۳ |
| Y | ۰/۶۶ | -/۵۶ | ۰/۲۸ | ۰/۵۹ | ۰/۳۵ | -/۲۵ | ۰/۶۷ | ۰/۸۰ | ۰/۶۷ | ۰/۰۸ | -/۴۴ |
| Yb | ۰/۵۲ | -/۵۲ | ۰/۲۴ | ۰/۶۶ | ۰/۲۹ | -/۲۶ | ۰/۶۱ | ۰/۸۰ | ۰/۶۲ | ۰/۰۱ | -/۳۸ |
| Zn | ۰/۷۰ | -/۷۱ | ۰/۱۸ | ۰/۳۴ | ۰/۲۳ | -/۳۶ | ۰/۵۳ | ۰/۶۳ | ۰/۵۶ | ۰/۱۲ | -/۵۱ |
| Zr | -/۲۷ | ۰/۶۰ | -/۳۲ | ۰/۳۹ | -/۰۷ | ۰/۵۵ | -/۰۲ | ۰/۲۲ | -/۰۴ | ۰/۷۵ | ۰/۵۳ |

| | Tm | U | V | Y | Yb | Zn | Zr |
|----|------|------|------|------|------|------|----|
| Tm | ۱ | | | | | | |
| U | ۰/۳۸ | ۱ | | | | | |
| V | ۰/۳۴ | ۰/۰۷ | ۱ | | | | |
| Y | ۰/۶۱ | ۰/۷۵ | ۰/۴۶ | ۱ | | | |
| Yb | ۰/۵۴ | ۰/۶۹ | ۰/۵۲ | ۰/۹۸ | ۱ | | |
| Zn | ۰/۵۰ | ۰/۸۵ | ۰/۲۶ | ۰/۸۹ | ۰/۸۷ | ۱ | |
| Zr | -/۰۲ | -/۰۸ | ۰/۵۸ | -/۰۷ | -/۰۴ | -/۱۰ | ۱ |

منابع

- ر. و مهدوی، ا.، ۱۴۰۱. الگوی تشکیل کانسار دو چپله، شرق میامی؛ بر پایه شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۶، ۶۴، ۱-۱۵.
- قدیم‌زاده، ح.، مهرپرتو، م.، محمدی، ب.، ۱۳۸۲. پروژه اکتشافات نیمه تفصیلی-تفضیلی طلا در محدوده اکتشافی صفی خانلو-نقدوز (جنوب شرق اهر)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی تبریز.
- قدیم‌زاده، ح.، مهرپرتو، م. و محمدی، ب.، ۱۳۸۳. زایش طلا در محدوده اکتشافی صفی خانلو-نقدوز (جنوب خاوری اهر)، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- مغفوری، س.، موحدنیا، م. و حسین‌زاده، م.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانزه‌زایی اسدی، ن.، همکاران، ۱۳۸۹. بررسی ویژگی‌های دگرسانی در محدوده آبترش-یوزباشی چای و تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر (اصلی و کمیاب) در محیط دگرسانی، پترولوژی، سال اول، شماره سوم، ۱۱-۲۸.
- باباخانی، ع. و لسکویه، ج.، دیو، ۱۳۶۹. شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر، ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسین‌زاده، م.، مغفوری، س.، موید، م. و فرید اصل، و.، ۱۳۹۵. معرفی کانسار مس ماری به‌عنوان یک ذخیره چینه کران نوع مانتو در پهنه طارم، شمال غرب ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۰، ۳۸، ۱۷-۳۷.
- ظفرزاده، م.، موسیوند، ف.، رضانی اومالی،

geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 510

- John, T., Kelmed. R., Carl, J. G. and Schonberg. D. G., 2008. Trace element mobilization in slab due to non steady-state fluid rock interaction: Constrations formation eclogite-Facies transport Vein in bluechist (Tianshan, China). *Lithos* 10, 31-24.

- Karakaya N., 2009. REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the ErenlerD-aglVolcanics (Konya, Turkey) and kaoliniteoccurrence", *Journal of Geochemical Exploration* 101 185-208.

- Laufer F., Yariv S., Steinberg M., 1984. The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite, *Clay Minerals* 19. 137-149.

- Maiza P. J., Pieroni D. and Marfil S. A., 2003. Geochemistry of hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos, Province of Rlo Negro, Argentina", In: Dominguez, E. A., Mas, G. R., Cravero, F. (Eds.), 2001, *A Clay Odyssey*. Elsevier, Amsterdam 123-130.

- Maynard, J.B., 1983. *Geochemistry of sedimentary ore deposits*, Springer 305.

- Muchangos, A. C., 2006. The mobility of rare earth and other elements in process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambique), *Journal of Geochemical Exploration*, 88 300-303.

- Mutakyahwa, M. K. D., Ikingura, J. R. and Mruima, A. H., 2000. Geology and geochemistry of bauxite deposits in Lushoto district, Usambara Vill Marie Quebe, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64,2199-2220.

- Nessbitt, H. W. and Young, G. M. 1984. Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299: 715-717.

- Panahi A., Young G.M. and Rainbird R.H., 2000. Behavior of major and trace elements including REE during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada", *Geochimica*

آهن در توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک کانسار داش آغل، شمال شرق بوکان، پهنه سندج-سیرجان، فصلنامه زمین شناسی ایران، ۱۳، ۵۰، ۷۵-۸۸

- مهدوی، م.، همکاران، ۱۳۵۶. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

- نوروزی، ا. و مهرپرتو، م.، ۱۳۸۴. بررسی تیپ ژنتیکی و کانی سازی ذخیره طلای اپی ترمال واقع در رگه سیلیسی شماره ۳ روستای زاگلیگ-اهر، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P. and Meyer, P., 2011. Zagros orogeny: a subduction dominated process, *Geol. Mag.*: 1-34.

- Arslan M., Kadir S., Abdioglu E. and Kolayli H., 2003. Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks Northern Main, *Economic Geology* 11 391-415.

- Barnett, M. J., P.M., Brook, S. C. and Selim. H. M., 2000. Adsorption and transport of U (VI) in subsurface Media. *Soil Science Society of American Journal* 68, 908-914.

- Dill H., Bosse R., Henning H. and Fricke A, 1997. Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita*, 32, 149-163.

- Fulignati, P., Gioncada, A. and Sbrana, A., 1999. Rareelement (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88 325-342.

- Gouveia, M. A., M. I. Prudencio, M. O. Figueiredo, L. C. J. Pereira, J. C. Waerrnborgh, I. Morgado, T. Pena, and A. Lopes, 1993. Behaviour of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal [J]: *Chemical Geology* 107, 293-296.

- Henderson P, 1984. Rare earth element

et Cosmochimica Acta 64 2199-2220.

- Plank, T. and Langmuir, C. H., 1988. The chemical composition of subducting sediment And its consequence for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145,325-394.

- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and Technical, London. Şengör, A.M.C., Görür, N. and Saroglu, F., 1985. "Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: Biddle T.R., Christie-Blick N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin formation and Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Min. Spec. Publ.*, 37: 227-264.

- Salvis., Williams-Jones A. E., 1996. The role of hydrothermal processes in concentrating highfield strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada", *Geochimica et CosmochimicaActa* 60 1917-1932

- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, Chapman and Hall.

- Taboada. T., Cortizas, A. M., Gscia, C. and Garcia-Rodeja, F., 2006. U and Thweathering and pedogenetic profile devvolved on granitic rock form NW Spain *Science of the total Environmental*, 356,.192-206.

- Taunton A. E., Welch S. A. and Banfield J. F., 2000. Geomicrobiological controls on light rare earth element, Y and Ba distribution during granite weathering and soil formation", *Journal of Alloys and Compounds* 303-304 30-36.

- Van der Weijden, C. H. and R. D. Van der Weijden, 1995. Mobility of major, minor and some redox-sensitive trace elements and rare earth elements during weathering of four granitoids in central Portugal [J]: *Chem. Geol.*, 125, 149-168.

- Wood, D. A., 2006. Rare element systematic of acidic maters from the Taupo volcanic zone Newzealand *Journal of Geochemical exploration*, 99,424-427.

پالینواستراتیگرافی و پالئواکولوژی نهشته‌های ژوراسیک میانی، تپال، غرب شاهرود، البرز شرقی

فرشته سجادی^۱، فیروزه هاشمی یزدی^(۲) و حسین هاشمی^۳

۱. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران
۲. استادیار، گروه دیرینه‌شناسی گیاهی، مؤسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع کشور، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران
۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۰/۲۰

چکیده

از داده‌های پالینولوژی برای پالینواستراتیگرافی و بازسازی برخی پارامترهای محیط تشکیل نهشته‌های ژوراسیک میانی (بازوسین-کالوین) در برش چینه‌شناسی تپال، غرب شاهرود، البرز شرقی، استفاده شده است. در نهشته‌های مورد مطالعه (سازند دلیچای) پالینوفلورای متنوعی با حفظ‌شدگی به نسبت خوب، به ترتیب فراوانی شامل میوسپورها (اسپور و پولن‌ها)، سیست داینوفلاژله‌ها، اسپور قارچ‌ها، پوسته داخلی فرامینیفرها، آکریتارک‌ها و تاسمانیت‌ها وجود دارند. در پالینوفلورای بیان‌شده ۲۲ گونه اسپور (متعلق به ۱۸ جنس)، ۱۵ گونه پولن (منتسب به ۹ جنس) و ۲۸ گونه سیست داینوفلاژله (مربوط به ۱۵ جنس) شناسایی شده‌اند. بر اساس گسترش چینه‌شناسی میوسپورها، یک بیوزون تجمعی با عنوان *Klukisporites variegatus-Araucariacites australis-Cerebropollenites macroverrucosus Assemblage Zone* و بر اساس گسترش چینه‌شناسی داینوسیست‌ها سه پالینوزون شامل *Cribroperidinium crispum Total Range Biozone* (بازوسین پسین)، *Dichadogonyaulax sellwoodii Interval Biozone* (باتونین-کالوین پیشین)، و *continuum Interval Biozone* (کالوین پیشین-میانی)، معرفی شده‌اند. برای بازسازی محیط دیرینه نهشته‌های مورد مطالعه، از پارامترهای زیر استفاده شد: فراوانی و تنوع اسپورهای مربوط به سرخس‌ها، فراوانی نسبی عناصر *drier/wetter* و *warmer/cooler* در گروه‌های گیاهی مختلف، نسبت عناصر پالینولوژی و پالینوفاسیس، وجود داینوسیست‌های شاخص آب‌های کم‌عمق دیرینه چون *Dichadogonyaulax sellwoodii*، *Ctenidodinium*، *Gonyaulacysta jurassica*، *Pareodinia ceratophora*، *centriconnata*، *Nannoceratopsis pellucida*، *Gonyaulacysta jurassica*، *Pareodinia ceratophora*، *Valensiella ovulum*، *Pareodinia spp.*، *Nannoceratopsis gracilis* و *Gonyaulacysta jurassica* مانند *Gonyaulacysta jurassica* تا معتدل همراه برخی از گونه‌های داینوفلاژله شاخص آب‌های گرم تا معتدل مانند *Gonyaulacysta jurassica*، *Pareodinia ceratophora*، *centriconnata*، *Nannoceratopsis pellucida*، *Gonyaulacysta jurassica*، *Pareodinia ceratophora*، *Valensiella ovulum*، *Pareodinia spp.*، *Nannoceratopsis gracilis* و *Gonyaulacysta jurassica* همراه برخی از گونه‌های داینوفلاژله شاخص آب‌های گرم تا معتدل مانند *Gonyaulacysta jurassica*، *Pareodinia ceratophora*، *centriconnata*، *Nannoceratopsis pellucida*، *Gonyaulacysta jurassica*، *Pareodinia ceratophora*، *Valensiella ovulum*، *Pareodinia spp.*، *Nannoceratopsis gracilis* و *Gonyaulacysta jurassica* بر اساس شواهد بیان‌شده نهشته‌های مورد مطالعه در یک محیط دریایی، حاشیه قاره‌ای، کم اکسیژن، با نرخ رسوب‌گذاری پایین و با شرایط آب‌وهوای گرم و مرطوب که خشکی‌های اطراف آن حاوی پوشش گیاهی، اغلب شامل سرخس‌ها، وجود داشته، تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: البرز شرقی، پالئواکولوژی، پالینواستراتیگرافی، ژوراسیک میانی، سازند دلیچای.

مقدمه

رسوبات مارنی-آهکی ژوراسیک میانی سازند دلیچای (Steiger, 1966) در البرز، معرف نخستین واحد سنگی از رسوبات دریایی ژوراسیک است و در دامنه جنوبی این کوه‌ها رخنمون دارد. سیمای تپه‌ماهوری و زود فرسا به رنگ سبز مایل به خاکستری روشن این سازند، به‌سادگی آن را از ردیف‌های تیره زغال دار پایینی گروه شمشک و صخره‌های بلند آهکی سازند لار در بالا قابل تفکیک می‌کند (آقانباتی ۱۳۷۷).

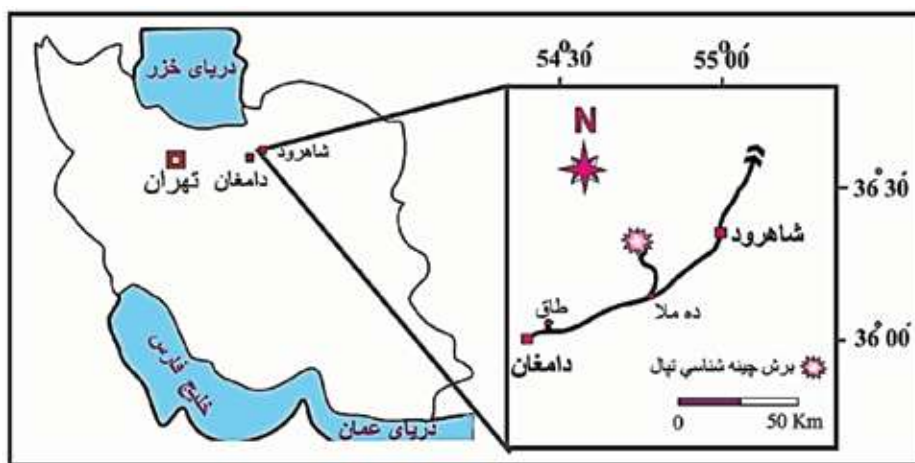
مطالعات پالینولوژی متعددی بر روی شیل‌های سازند دلیچای انجام شده است به‌عنوان مثال می‌توان به: ویلر و سارجنت (Wheeler and Sarjeant, 1990)، خاکی (۱۳۸۰)، صباغیان (۱۳۸۸)، مافی و همکاران (Mafi et al., 2013)، قاسمی‌نژاد و همکاران (Ghasemi-Nejad et al., 2012)، نویدی ایزد (۱۳۹۲)، اسکوپین و همکاران (Skupien et al., 2015)، هاشمی‌یزدی (۱۳۸۷، ۱۳۹۴)، ده‌بزرگی و همکاران (Dehbozorgi et al., 2013) (ده‌بزرگی ۱۳۹۲ و ۱۳۹۹)، هاشمی‌یزدی و همکاران (Hashmi Yazdi et al., 2015)، درمنکی فراهانی (۱۳۹۵)، سجادی و درمنکی فراهانی (۱۳۹۶)، سجادی و همکاران (۱۳۹۷)، هاشمی‌یزدی و همکاران (۱۳۹۷)، محمدخانی و زارعی (۱۳۹۷)، ارکانی (۱۳۹۷)، بشیری (۱۳۹۸) و افشار (۱۳۹۹) اشاره کرد.

در این مطالعه از پالینومورف‌ها برای تعیین قرابت گیاهی

میوسپورها، بررسی اکوگروه‌های اسپورومورفی، اثر نوسانات سطح آب دریا بر تنوع و فراوانی عناصر پالینومورفی، نوع محیط‌زیست داینوسیست‌ها، مطالعه محتوای مواد ارگانیکی اسلایدهای پالینولوژی (پالینوفاسیس) و ... استفاده شده است.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی برش چینه‌شناسی تپال

برش چینه‌شناسی تپال در البرز شرقی، در ۲۰ کیلومتری غرب شاهرود، در دامنه کوه تپال در عرض جغرافیایی $36^{\circ} 22' 60''$ شمالی و طول جغرافیایی $54^{\circ} 44' 33''$ شرقی واقع شده است (شکل ۱). پس از طی مسافت ۱۱ کیلومتر در بخش شمالی جاده اصلی، این برش در مجاورت یک معدن متروکه زغال‌سنگ قابل رؤیت می‌باشد. بخش عمده سنگ‌های ژوراسیک میانی در این برش چینه‌شناسی، با ضخامت ۱۸۴ متر، بیشتر از مارن، شیل، ماسه‌سنگ‌های آهکی، سیلتستون و سنگ‌آهک تشکیل شده است (شکل ۲). در این برش چینه‌شناسی سازند دلیچای با ناپیوستگی فرسایشی موازی، با چندین متر ماسه‌سنگ آهکی سرخ تا آجری رنگ، بر روی سازند شمشک قرار دارد و در بالا به‌صورت هم‌شیب و تدریجی به سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز سازند لار تبدیل می‌شود. در ستون چینه‌شناسی (شکل ۲) نیز مرز دو سازند دلیچای و لار، در محل رؤیت سنگ‌آهک‌های چرت‌دار تعیین شده است.

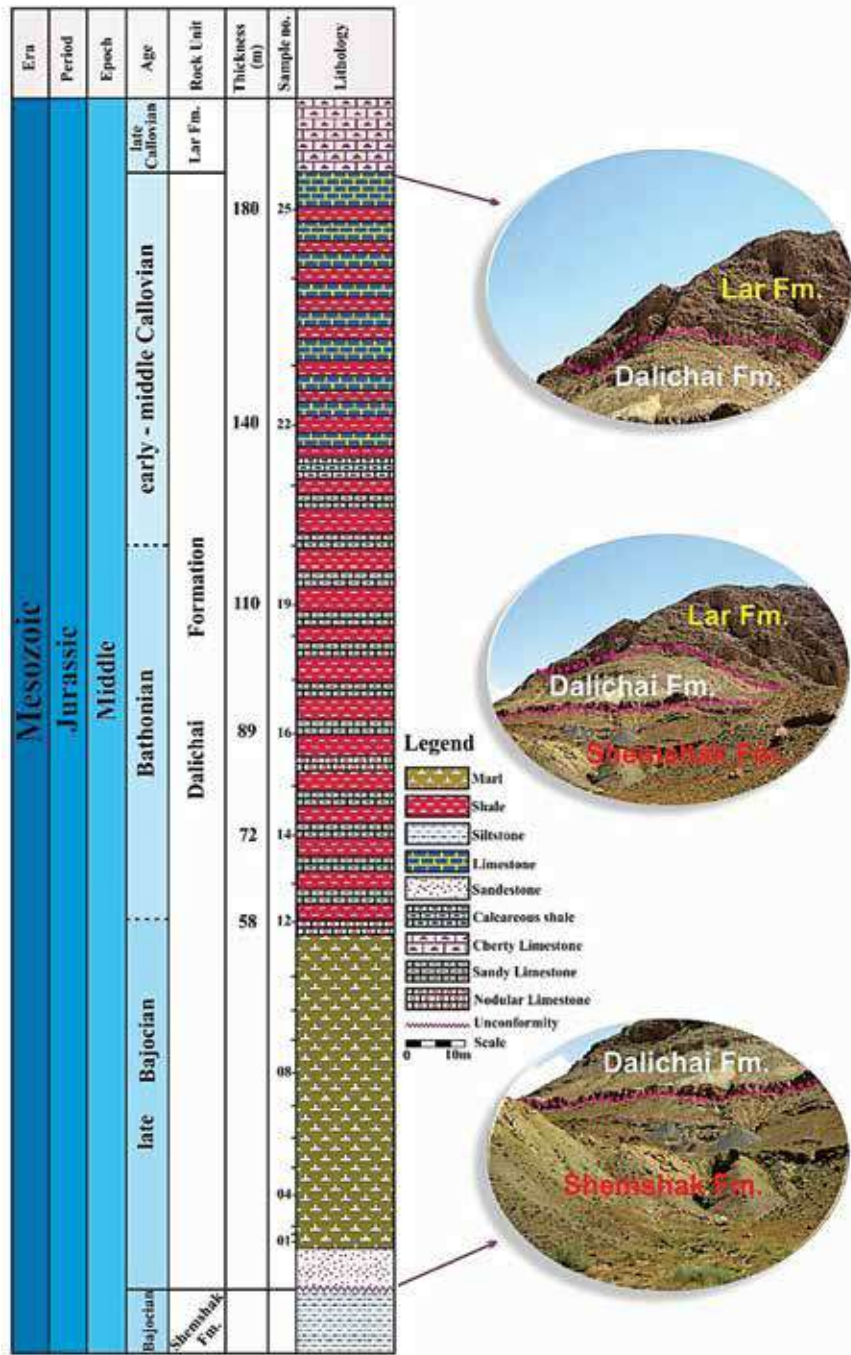


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی تپال

روش مطالعه

تهیه شده توسط میکروسکوپ نوری Leitz (مدل SM-LUX-POL) با لنزهای 40x و 100x مطالعه شدند. عکس برداری از پالینومورفها با استفاده از عدسی شیئی 100 و به کار بردن روغن ایمرسیون توسط دوربین دیجیتالی نوع Canon مدل Power Shot A1100 صورت پذیرفت.

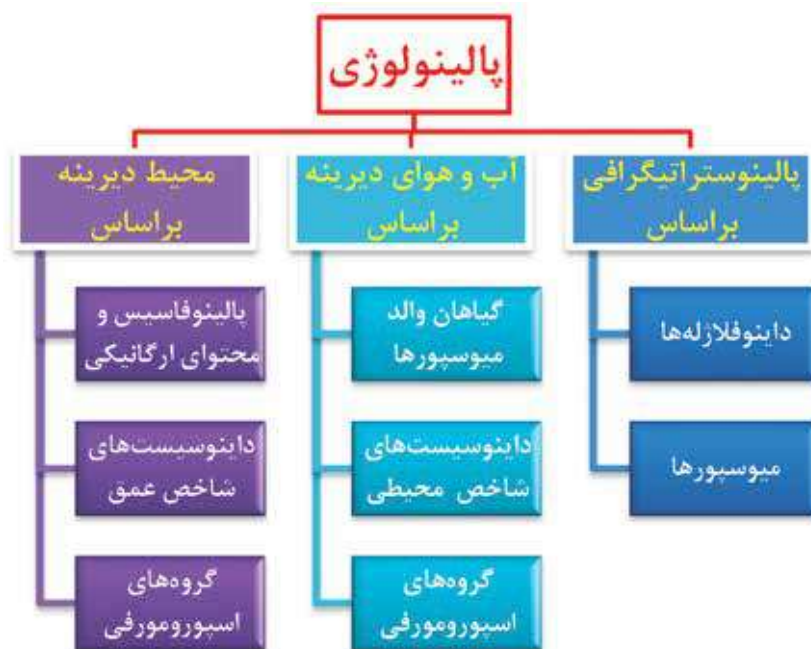
تعداد 25 نمونه از شیل و شیل های آهکی برش چینه شناسی تپال، جمع آوری شد (شکل 2). برای جداسازی پالینومورفها از رسوبات دربرگیرنده و تهیه اسلایدهای پالینولوژی از روش فیپس و پلی فورد (Phipps and Playford, 1984) استفاده شد. اسلایدهای



شکل 2. ستون چینه شناسی سازند دلیچای در برش چینه شناسی تپال

هریک از گروه‌های پالینومورفی شامل اسپورها، پولن‌ها، سیست داینوفلاژله‌ها، آستر داخلی فرامینیفرها، قطعات چوب، اکریتارک‌ها و مواد ارگانیکی بی‌شکل تعیین شد. نتایج حاصل به مثلث تایسون منتقل و تفسیر محیط رسوبی دیرینه انجام پذیرفت. همچنین به منظور تعیین آب‌وهوای دیرینه، نمودارهای فراوانی گروه‌های مختلف اسپورومورفی و قرابت میوسپورها رسم و تفسیر اقلیم دیرینه انجام شد.

براساس پراکندگی چینه‌شناسی میوسپورها و داینوسیست‌ها، الگوی پالینواستراتیگرافی پیشنهاد شد. همچنین براساس نوع میوسپورها و داینوسیست‌ها، آب و هوا و محیط دیرینه بازسازی شد. به منظور بررسی آماری عناصر ارگانیکی موجود در اسلایدهای پالینولوژی (شکل ۳) از هر نمونه، سه اسلاید و در هر اسلاید ۱۵ میدان دید به طور اتفاقی انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفت. در این بررسی عناصر پالینولوژی تفکیک و شمارش شده و درصد فراوانی



شکل ۳. نمودار شاخه‌های مطالعاتی پالینومورف‌ها در برش چینه‌شناسی تپال

تحت کنترل فاکتورهای مختلفی از جمله عرض جغرافیایی، شرایط آب و هوایی، ارتفاع، و میزان بارش می‌باشد (Dodd and Stanton, 1990). بنابراین، از گیاهان مولد اسپورها و پولن‌ها می‌توان برای تعیین جغرافیای قدیمی، آکولوژی دیرینه^۲ و آب‌وهوای گذشته^۳ استفاده کرد. شناسایی داینوفلاژله‌های شاخص محیط نیز در تکمیل روند مطالعات بسیار مفید می‌باشند. همچنین با استفاده از میوسپورها و داینوفلاژله‌های شاخص، تعیین سن و تطابق چینه‌شناسی رسوبات میزبان آنها به خوبی امکان‌پذیر است.

بحث

پالینومورف‌ها شاخص‌های مهمی در تعیین سن، نوع محیط رسوب‌گذاری و منشأ رسوبات می‌باشند (Batten, 1996; Traverse, 2007). پالینومورف‌های دریایی (داینوفلاژله‌ها، اکریتارک‌ها و کیتینوزوآها) نماینده شرایط زیست‌محیطی دریایی و پالینومورف‌های خشکی (اسپورها و پولن‌ها) نماینده شرایط آب و هوایی قاره‌ای می‌باشند (Traverse, 2007). اسپورها و پولن‌ها که در حقیقت عامل تولیدمثل گیاهان می‌باشند در بازسازی شرایط محیطی دارای اهمیت خاصی هستند. زیرا از زمان ظهور گیاهان بر روی زمین تاکنون تنوع و پراکندگی جغرافیایی آنها

1. Palaeogeography
2. Palaeoecology
3. Palaeoclimatology

spiculata, *Gonyaulacysta eisenacki*, *G. pectinigera*, *Valensiella ovulum*, *Escharisphaeridia pocockii*, *Mendicodinium morgenrothii*, *Ctenidodinium cornigera*.

۲. *Dichadogonyaulax sellwoodii* Interval Biozone
این پالینوزون با گستره سنی باتونین تا کالوین پیشین، به ضخامت ۱۳۷ متر، در فاصله بین آخرین حضور *Cribroperidinium crispum* در نمونه شماره ۱۲ (۵۸ متری از قاعده برش) و آخرین حضور *Ctenidodinium combazii* در نمونه ۲۲ (۱۴۰ متری از قاعده برش) قرار دارد. پالینوزون بیان شده با پالینوزون *Ctenidodinium sellwoodii* Zone and Thomas, 1992; Poulsen and Riding, 2003) مربوط به شمال غربی اروپا (Riding قابل انطباق است. همچنین این پالینوزون با پالینوزون جهانی *Ctenidodinium combazii-Ctenidodinium sellwoodii* Zone معرفی شده در انگلستان (Woollam and Riding, 1983) مطابقت دارد. داینوسیست *Dichadogonyaulax sellwoodii* گونه شاخص باتونین-کالوین پیشین در انگلستان و مصر می باشد (Riding, 1987) و حداکثر گسترش زمانی *Ctenidodinium combazii* نیز در کالوین پیشین قرار دارد (Riding and Hubbard, 1999; Smelror and Dietl, 1994; Riding and Thomas, 1992; Riley and Fenton, 1982). این گونه همچنین از کالوین پیشین پرتغال (Smelror et al., 1991) نیز گزارش شده است.

سایر گونه‌های این پالینوزون عبارتند از:

Nannoceratopsis pellucida, *N. gracilis*, *Gonyaulacysta eisenacki*, *G. pectinigera*, *G. jurassica*, *Valensiella ovulum*, *N. spiculata*, *Pareodinia ceratophora*, *P. halosa*, *P. antennata*, *P. prolongata*, *Ceratium sp.*, *Dichadogonyaulax sellwoodii*, *Mendicodinium scabratum*, *Meiourogoniaulax planoseptata*, *M. caytonensis*.

- لازم به ذکر است که ساب زون a (Subzone a) با سن باتونین پیشین-میانی به علت نبود گونه *Carpathod-*

پالینواستراتیگرافی و تعیین سن سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی تپال

در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه پالینومورف‌های متنوعی شامل انواع میوسپورها، داینوسیست‌ها، پوسته داخلی فرامینیفرها، تاسمانیت‌ها و آکریتارک‌ها با حفظ‌شدگی خوب وجود دارند (پلیت‌های ۱ و ۲). رسوبات مورد مطالعه حاوی ۲۲ گونه اسپور (متعلق به ۱۸ جنس)، ۱۵ گونه پولن (متعلق به ۹ جنس) و ۲۸ گونه داینوفلاژله (متعلق به ۱۵ جنس) می‌باشند. تعیین سن و پالینواستراتیگرافی سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی تپال بر اساس داینوسیست‌ها و میوسپورها انجام پذیرفت (شکل ۴).

پالینواستراتیگرافی و تعیین سن بر اساس داینوسیست‌ها

گسترش جغرافیایی وسیع بسیاری از داینوفلاژله‌های ژوراسیک در نیمکره شمالی منجر به استفاده از آنها به عنوان ابزار مناسب برای بیواستراتیگرافی شده است (Poulsen and Riding, 2003; Riding and Thomas, 1992) بر همین مبنا سه پالینوزون (شکل ۴) بر اساس حضور، ظهور و انقراض داینوسیست‌های سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی تپال معرفی شده‌اند:

۱. *Cribroperidinium crispum* Total Range Biozone
پالینوزون بیان شده با گسترش سنی باژوسین پسین بر اساس اولین حضور^۱ و آخرین حضور^۲ داینوسیست *Acanthaulax crispa* (*Cribroperidinium crispum*) تعریف شده است که از پالینوزون *A. crispa* Total Range Biozone ارائه شده برای لایه‌های باژوسین پیشین تا پسین (Riding and Thomas, 1992) و باژوسین پسین (Woollam and Riding, 1983) در انگلستان دریافت شده است. این بایوزون در برش چینه‌شناسی تپال از قاعده برش با ظهور *Cribroperidinium crispum* آغاز و تا نمونه شماره ۱۲ (۵۸ متری از قاعده برش) با آخرین حضور این گونه خاتمه می‌یابد.

گونه‌های دیگر این پالینوزون عبارتند از:

Nannoceratopsis pellucida, *N. senex*, *N. gracilis*, *N.*

1. FAD: First appearance datum

2. LAD: Last appearance datum

چینه‌شناسی تپال قابل شناسایی می‌باشد (شکل ۳).

دیگر میوسپوره‌های این پالینوزون عبارتند از:

Dictyophyllidites mortonii, *Dictyophyllidites harrisii*, *Cyathidites australis*, *Gleicheniidites senonicus*, *Classopollis classoides*, *Alisporites lowoodensis*, *Ricciisporites tuberculatus*, *Concavissimisporites punctatus*, *Limbosporites spp.*, *Cycadopites grandis*, *Chasmatosporites apertus*, *Alisporites australis*, *Todisporites minor*, *Todisporites major*, *Perinopollenites elatoides*, *Callialasporites segmentatus*, *Concavissimisporites verrucosus*, *Callialasporites turbatus*, *Callialasporites dampieri*, *Densoisporites velatus*, *Chasmatosporites major*, *Osmundacidites senectus*, *Alisporites similis*, *Alisporites grandis*, *Matonisporites crassiangulatus*, *Deltoidospora hallii*, *Calamospora tener*, *Lycopodiumsporites rugulatus*, *Camarozonosporites ramosus*, *Verrucosisporites major*, *Granulatisporites granulatus*, *Sellasporea passa*, *Osmundacidites wellmanii*, *Rugulatisporites neuquenensis*.

تاکنون گونه *Klukisporites variegatus* از ژوراسیک

ایران (لیاس پسین-دوگر)، از ژوراسیک-کرتاسه پیشین استرالیا، آلتین گروئنلند، ژوراسیک میانی-بالایی نروژ و باژوسین-کالوین مصر گزارش شده است. گونه‌های *Osmundacidites senectus* به سن تریاس پیشین-ژوراسیک میانی، و *Concavissimisporites verrucosus* نیز با بازه زمانی ژوراسیک میانی-کرتاسه پیشین می‌باشند (هاشمی‌یزدی و همکاران، ۱۳۹۷). وجود گونه بیان شده در نهشته‌های سازند دلیچای، مؤید سن ژوراسیک میانی (دوگر) برای این واحد سنگی در برش چینه‌شناسی تپال می‌باشد.

بازسازی آب‌وهوای دیرینه

بازسازی آب‌وهوای دیرینه براساس گیاهان والد میوسپورها

بازسازی بوم‌شناسی دیرینه بر مبنای گیاهان والد میوسپوره‌های موجود در برش چینه‌شناسی تپال نشان می‌دهد که سرخس‌ها با ۴۸٪، حداکثر تنوع و فراوانی را

در این پالینوزون تشخیص داده نشد. داینوسیست‌هایی از قبیل *Ctenidodinium*، *Meiourogonyaulax*، *Nannoceratopsis* و *Pareodinia* که شاخص ژوراسیک میانی (باژوسین-باتونین) در جهان به‌خصوص در آفریقا (El Bealy et al., 1997, 2002; Ibrahim et al., 2001; Mahmoud and Moawad, 2000; Aboul Ela and El Shamma, 1997; Ibrahim and El Bealy, 1995; El Bealy, 1994; Aboul Ela and Mahrous, 1990) آسیا و (Mao and Bian, 2000) اروپا (Gedl, 2008; Feist-Burkhardt and Monteil, 2001; Fenton et al., 1980; Fenton and Fisher, 1978) می‌باشند در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه حضور دارند.

۳. Ctenidodinium continuum Interval Biozone

بایوزون بیان شده با گستره زمانی کالوین پیشین تا میانی، به ضخامت ۴۲ متر، با آخرین حضور *Ctenidodinium combazii* و اولین حضور *Scriniodinium crystallinum* معرفی شده است (Riding and Thomas, 1992) این بایوزون از نمونه شماره ۲۲ تا نمونه شماره ۲۵ (۴۲ متر آخر برش چینه‌شناسی تپال) را در برمی‌گیرد.

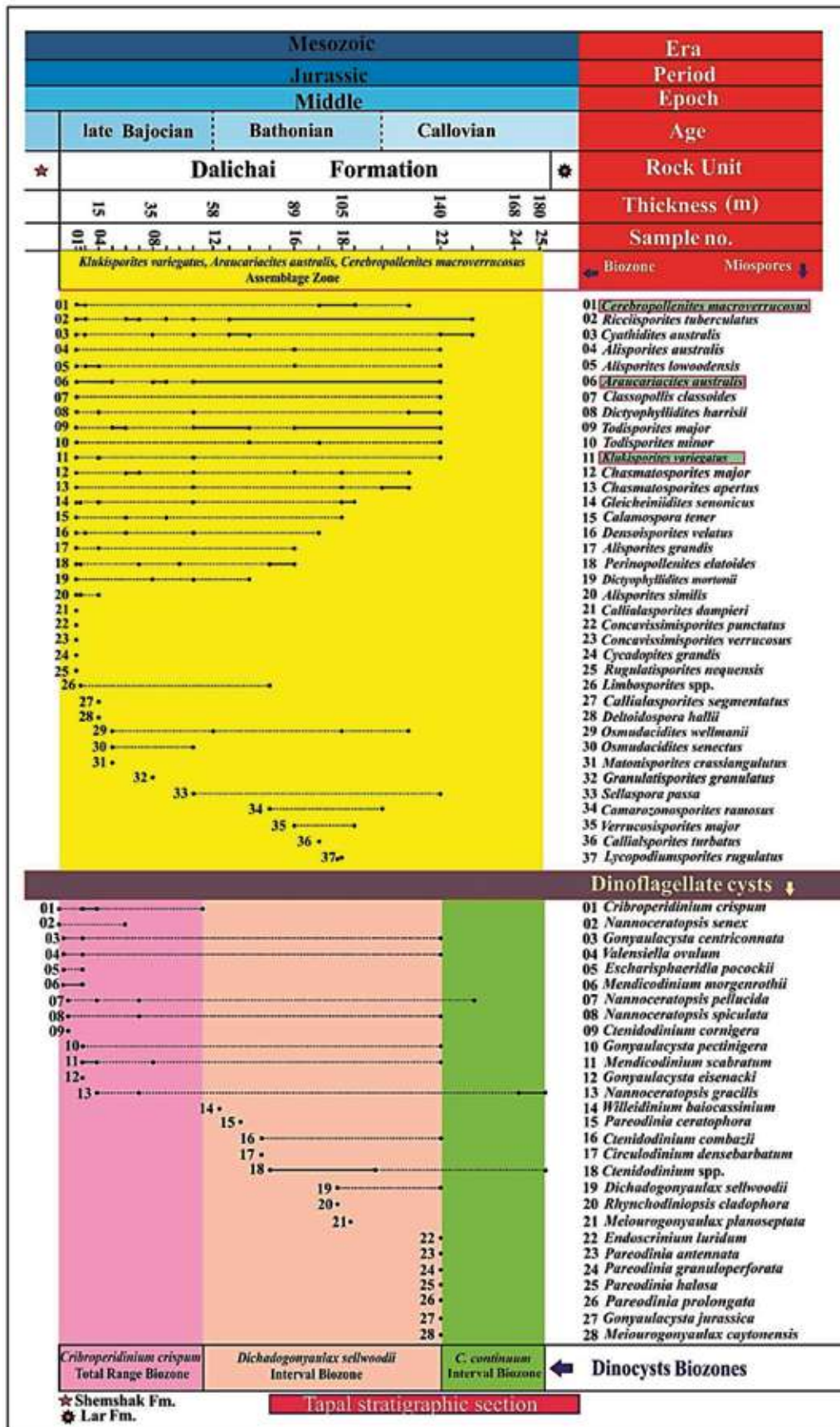
دیگر گونه‌های همراه این پالینوزون عبارتند از:

Ceratium spp., *Nannoceratopsis pellucida*, *N. gracilis*.

در مجموع سن سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی تپال بر اساس داینوسیست‌های شناسایی شده و شاخص باژوسین پسین-کالوین پیشین تا میانی می‌باشد.

پالینواستراتیگرافی و تعیین سن بر اساس میوسپورها

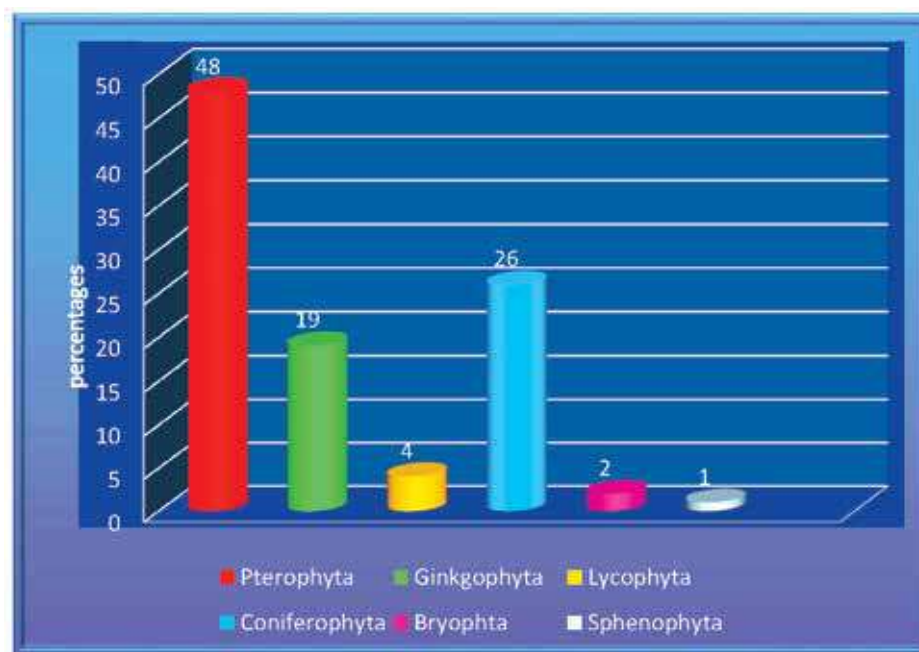
هاشمی‌یزدی و همکاران (۱۳۹۷) با توجه به پراکندگی چینه‌شناسی میوسپوره‌های موجود در نهشته‌های سازند دلیچای پالینوزون تجمعی *Klukisporites variegatus-Araucariacites australis-Cerebropollenites macroverrucosus Assemblage Zone* را در گستره زمانی ژوراسیک میانی (باژوسین پسین-کالوین پیشین تا میانی) در البرز مرکزی معرفی کردند. این پالینوزون در برش



شکل ۴. گسترش چینه‌شناسی میوسپورها و سیست داینوفلاژله‌های سازند دلچای در برش چینه‌شناسی تپال، البرز شرقی

همکاران، ۱۳۹۳).
 با توجه به اینکه وجود قارچ‌ها نشانگر آب‌وهوای گرم و مرطوب است، حضور اسپور قارچ‌ها در رسوبات مورد مطالعه حاکیست آب‌وهوای گرم و مرطوب در زمان تشکیل این نهشته‌ها را تایید می‌کند (پلیت ۲).

دارند و پس از آنها به ترتیب فراوانی، مخروطیان ۲۶٪، زینکوفیت‌ها ۱۹٪، لیکوفیت‌ها ۴٪، بریوفیت‌ها ۲٪ و اسفنوفیت‌ها ۱٪ حضور دارند (شکل ۵). با در نظر گرفتن شرایط محیط زندگی نمونه‌های امروزی گیاهان والد میوسپورها، می‌توان نتیجه گرفت نهشته‌های مورد مطالعه در شرایط آب و هوای گرم تا نیمه گرم و مرطوب تشکیل شده‌اند (هاشمی یزدی و



شکل ۵. نمودار درصد فراوانی گروه‌های مختلف گیاهان والد میوسپورها در سازند دلیچای، برش چینه‌شناسی تپال، البرز شرقی

بازسازی آب‌وهوای دیرینه براساس داینوسیست‌های شاخص دمایی

(Riding and Hubbard, 1999). بنابراین با مطالعه گونه‌های شاخص دمایی داینوفلاژله‌ها، می‌توان تا حدودی وضعیت کلی دمای آب دریا را در زمان تشکیل رسوبات حاوی آنها بازسازی کرد.

در برش چینه‌شناسی تپال برخی از گونه‌های داینوفلاژله شاخص آب‌های گرم تا معتدل مانند *Gonyaulacysta centriconnata*, *Nannoceratopsis pellucida*, *Gonyaulacysta jurassica*, *Pareodinia ceratophora* شناسایی شدند که شرایط آب‌وهوای گرم در زمان تشکیل رسوبات مورد مطالعه را تایید می‌کند.

امروزه بیشترین فراوانی و تنوع داینوفلاژله‌ها در آب‌های نرمال (چه از نظر دمایی و چه از نظر شوری) دیده می‌شود، ولی داینوفلاژله‌هایی نیز وجود دارند که به تغییرات دمایی حساس هستند و تنها در یک گستره دمایی خاص قادر به ادامه حیات می‌باشند. به همین دلیل عرض جغرافیایی یکی از عوامل مهم در پراکندگی و انتشار داینوفلاژله‌ها می‌باشد. داینوفلاژله‌های متعلق به محدوده زمانی ژوراسیک نیز از این قاعده مستثنی نیست و به سه گروه اصلی فرم‌های آب‌های سرد^۱، فرم‌های آب‌های حد واسط^۲ یا معتدل^۳ و فرم‌های آب‌های گرم^۳ تقسیم‌بندی شده‌اند

1. Cold water taxa
2. Intermediate water taxa
3. Warm water taxa

استفاده قرار گرفت.

برای بررسی شرایط محیطی حوضه رسوبی مورد مطالعه، درصد فراوانی نسبی سه گروه اصلی عناصر پالینولوژی شامل مواد ارگانیکی بی‌شکل، پالینومورف‌های دریایی و فیتوکلاست‌ها محاسبه شدند و نتایج حاصل به نمودار سه‌گانه تایسون (Tyson, 1993) منتقل شد (شکل ۶).

گاهی اوقات در تعیین محیط دیرینه با استفاده از فاسیس‌های تعیین شده توسط تایسون، برای یک نوع پالینوفاسیس، بیش از یک محیط دیرینه پیشنهاد شده است. بنابراین برای تعیین دقیق محیط دیرینه از فاکتورهای دیگری نیز استفاده می‌شود. از جمله این فاکتورها نسبت مواد ارگانیکی بی‌شکل به پالینومورف‌های دریایی^۸، نسبت AOM شفاف به AOM تیره، نسبت ماسرال‌های قهوه‌ای^۹ به ماسرال‌های تیره^{۱۰}، میزان پالینوماسرال‌های اپک هم بعد به پالینوماسرال‌های اپک تیغه‌ای شکل^{۱۱} و نسبت عناصر خشکی به دریایی^{۱۲} می‌باشند. در راستای تحقق این نتایج، نمودار درصد فراوانی فاکتورهای بیان‌شده در طول ستون استراتیگرافی رسم شد (شکل ۷). مطالعه و مقایسهٔ مجموعه این فاکتورها نشان‌دهنده میزان اکسیژن، نرخ رسوب‌گذاری و میزان انرژی محیط دیرینه موثر در حفاظت مواد ارگانیکی می‌باشد.

همان‌گونه که ملاحظه می‌شود در طول برش چینه‌شناسی تپال، سه نوع پالینوفاسیس I, II, VI از پالینوفاسیس‌های معرفی شده توسط تایسون دیده می‌شود (شکل ۶).

پالینوفاسیس I: در این رخساره، درصد فیتوکلاست نمونه‌ها بین ۹۵٪ تا ۱۰۰٪، AOM کمتر از پنج درصد و مقدار داینوفلاژله‌ها کمتر از ۱۰٪ می‌باشد. طبق نظر

1. Wetter
2. Drier
3. Warmer
4. Cooler
5. PH: Phytoclast
6. Marine Palynomorphs(MP)
7. AOM: Amorphous Organic Matter
8. Amorphous Organic Matter/Marine Palynomorphs
9. Brown Palynomacerals
10. Opaque Palynomacerals
11. Equidimensional Opaque Palynomacerals/Blade-shape Opaque Palynomacerals
12. Terrestrial/Marine Palynomorph

بازسازی آب‌وهوای دیرینه براساس گروه‌های اسپورومورفی

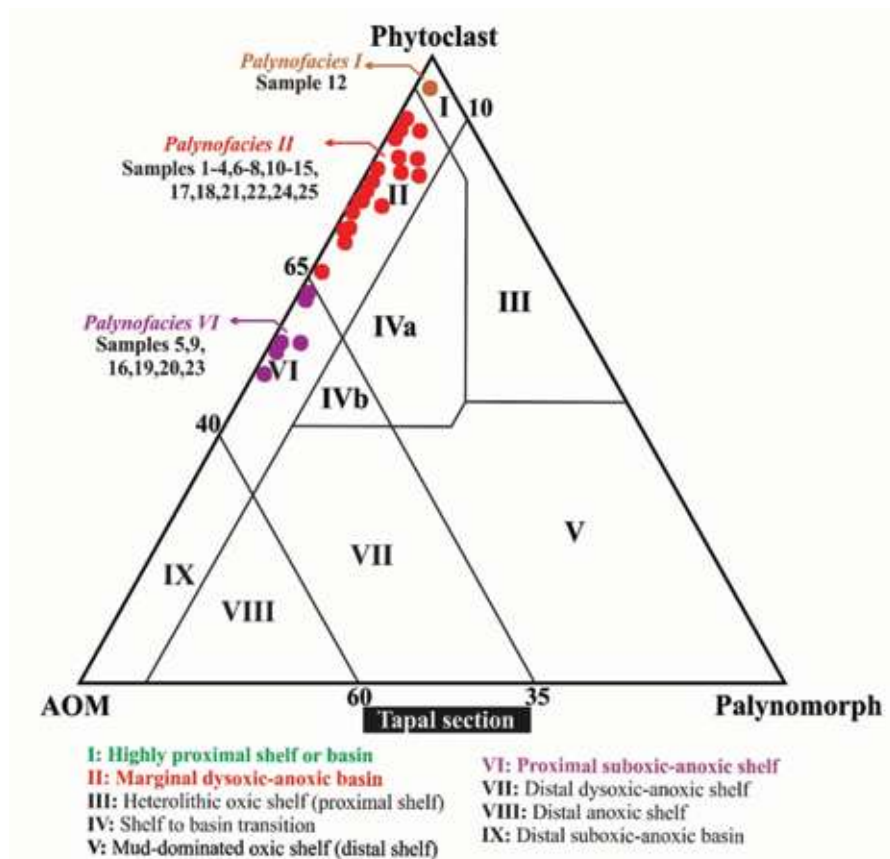
محیط زندگی گیاهان والد میوسپورها در چهار گروه اسپورومورفی شامل گیاهان رطوبت دوست^۱، گیاهان خشکی دوست^۲ گیاهان گرمادوست^۳ و گیاهان سرمادوست^۴ طبقه‌بندی شده‌اند. براساس تغییرات نسبی عناصر warmer/cooler و drier/wetter، در سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی تپال، آب‌وهوای گرم تا نیمه گرم و مرطوب در زمان تشکیل تعیین شد (هاشمی یزدی و همکاران، ۱۳۹۶).

بازسازی محیط دیرینه

بازسازی محیط دیرینه بر اساس محتوای ارگانیکی

یکی از راه‌های تفسیر محیط دیرینه، مطالعه مواد آلی موجود در اسلایدهای پالینولوژی می‌باشد. در این روش برای تعیین رخساره و بازسازی محیط دیرینه حوضه رسوبی، از الگوی پراکندگی پالینومورف‌ها و دیگر خرده‌های ارگانیکی استفاده می‌شود (Tyson, 1993). تغییر در ترکیب تجمع‌های پالینومورفی و انواع پالینوفاسیس، اطلاعات با ارزشی درباره تفسیر محیط رسوبی با توجه خاص به عمق و نوسانات سطح آب و عوامل انتقال فراهم می‌آورد (Tyson, 1993; Smelror and Leereveld, 1989).

به‌منظور تسریع و تسهیل روند انجام کار پالینوفاسیس نیاز به طبقه‌بندی عناصر پالینولوژی می‌باشد که تاکنون در این زمینه، دسته‌بندی‌های بسیار متفاوت به‌وسیله محققین و پالینولوژیست‌های متعدد (e.g. Batten, 1996; Van der Zwan, 1990; Boulter and Riddick, 1986) ارائه شده است. بسیاری از آنها سلیقه‌ای هستند و شاید نتوان استاندارد خاصی برای آنها در نظر گرفت. در سال‌های اخیر بیشتر از طبقه‌بندی کلی تایسون (Tyson, 1995) استفاده شده است. بر اساس این دسته‌بندی عناصر آلی موجود در اسلایدهای پالینولوژی به سه گروه عمده تقسیم می‌شوند. این سه گروه عبارتند از: فیتوکلاست^۵، پالینومورف دریایی^۶ و مواد ارگانیکی بی‌شکل یا آمورف^۷. در این پژوهش طبقه‌بندی عناصر پالینولوژی به روش تایسون (Tyson, 1995) مورد



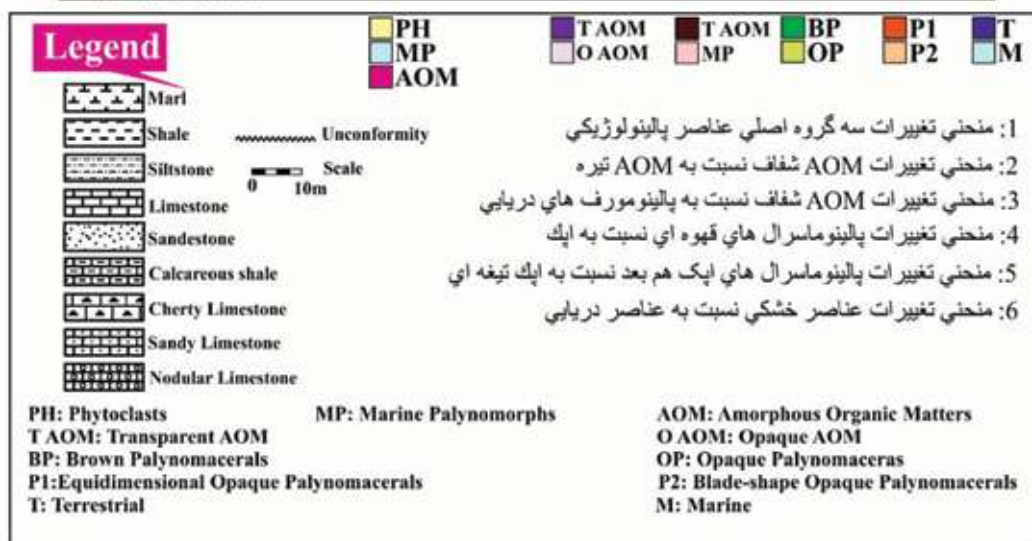
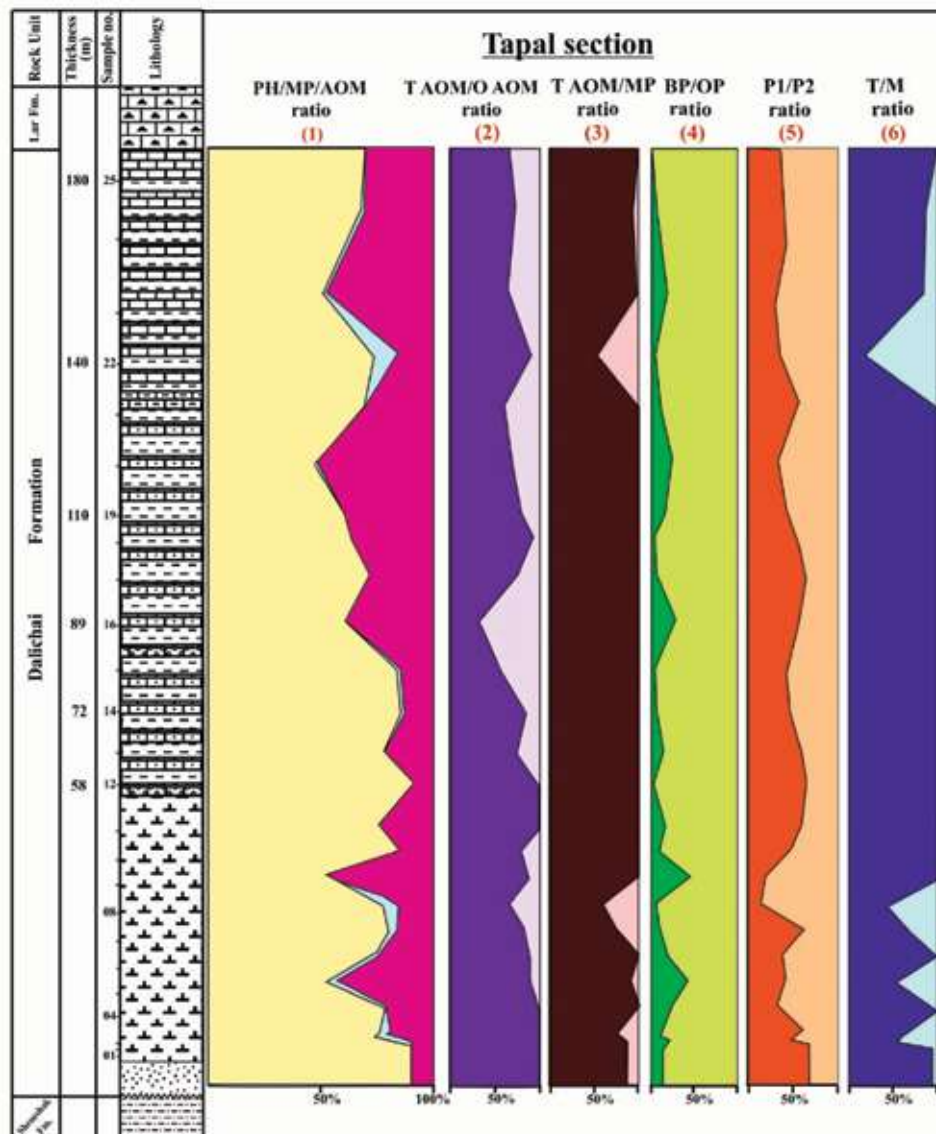
شکل ۶. نمایش جایگاه نمونه‌های مطالعه شده در برش چینه‌شناسی تپال بر روی نمودار سه گانه تاپسون (Tyson, 1993)

از آب وجود داشته است. پالینوفاسیس II: در این رخساره، درصد فیتوکلاست نمونه‌ها بین ۶۵٪ تا ۹۵٪، AOM کمتر از ۳۵٪ و مقدار داینوفلاژله‌ها بسیار کم یا نادر می‌باشد. این نوع پالینوفاسیس در حد فاصل نمونه‌های ۴-۱، ۸-۵، ۱۱-۹، ۱۶-۱۸، ۲۰-۲۲ و ۲۳-۲۵ یعنی در ضخامت‌های ۱۵ متر اول، ۲۰-۳۵، ۴۰-۵۰، ۸۹-۱۰۵، ۱۲۰-۱۴۰ و ۱۸۰-۱۵۲ متری برش چینه‌شناسی بیان شده دیده می‌شود. پالینوفاسیس بیان شده بیانگر یک محیط کم‌عمق (حوضه حاشیه‌ای) کم اکسیژن تا فاقد اکسیژن می‌باشد (Tyson, 1993).

پالینوفاسیس VI: در این نوع پالینوفاسیس سیستم‌های داینوفلاژله‌ها کمتر از ۱۰ درصد از عناصر پالینولوژی اسلایدها را به خود اختصاص داده‌اند. درصد AOM نمونه‌ها بین ۳۵٪ تا ۶۰٪ و فیتوکلاست‌ها بین ۴۰٪ تا ۶۵٪ می‌باشند. محیط رسوب‌گذاری این رخساره یک

تاپسون (Tyson, 1993) این نوع پالینوفاسیس می‌تواند بیانگر محیط بسیار نزدیک به ساحل و یا حوضه عمیق دریایی باشد. اگرچه بالا بودن نسبت اجزای قاره‌ای نشان‌دهنده محیط رسوب‌گذاری نزدیک به منشأ است ولی در محیط‌های عمیق دریایی هم ممکن است به دلیل شرایط خاص محیطی و از بین رفتن سایر مواد آلی، نتایج مشابهی دیده شود. در این‌گونه موارد به مطالعه سایر فاکتورهای محیطی در کنار نمودار تاپسون پرداخته می‌شود.

این نوع پالینوفاسیس در حد فاصل نمونه‌های ۱۱-۱۲ یعنی در ضخامت ۵۰ تا ۵۸ متری برش چینه‌شناسی تپال مشاهده می‌شود. پالینوفاسیس بیان شده نشان از یک محیط رسوب‌گذاری نزدیک به منشأ، یک محیط فلات بسیار پروکسیمال و بسیار کم‌عمق دارد. به عبارت دیگر در گستره زمانی این نوع پالینوفاسیس یا سطح آب بسیار پایین آمده یا یک مرحله نزدیک به خروج



شکل ۷. نمایش تغییرات فاکتورهای تفسیر محیطی و عناصر اصلی پالینولوژی در طول ستون چینه‌شناسی سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی تپال

یک فرم مستقل ندانسته و آن را یک فرم حدواسط بین پروکسیمست و کوریت می‌دانند. با بررسی نحوه زندگی بسیاری از گونه‌های داینوفلاژله‌ها نسبت به سطح آب، مشخص شد، داینوفلاژله‌های دریایی راهنمای قابل اعتمادی برای تشخیص روند پروکسیمال-دیستال می‌باشند. بر این اساس سیستم‌هایی که دارای پروسس‌های طویل می‌باشند^۵ بیشتر ساکن محیط‌های آرام و کم انرژی دور از ساحل هستند و فراوانی آنها شرایط دریایی باز را نشان می‌دهد و افزایش فرم‌های کوریت در مقایسه با فرم‌های دیگر نشان‌دهنده عمیق شدن حوضه رسوب‌گذاری می‌باشد. فرم‌های با پروسس‌های کوتاه یا فاقد پروسس^۶ محیط‌های پراثری ساحلی و یا نزدیک به ساحل را نشان می‌دهند. در مجموع تجمعات داینوسیست‌ها نزدیک به ساحل متنوع‌تر هستند و دارای دیواره ضخیم‌تری نسبت به تجمعات دور از ساحل می‌باشند به همین دلیل شرایط ناپایدار ساحلی را به خوبی تحمل می‌کنند (Carvalho, 2004; Ghasemi-Nejad, 2001; Scull et al., 1966; Vozzhennikova, 1965).

در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه، تنها فرم‌های پروکسیمت، پروکسیموکوریت و کوریت مشاهده شدند که خود نشان‌دهنده محیط دیرینه پراثری و کم‌عمق نزدیک به ساحل در زمان نهشته شدن سازند دلیچای می‌باشد.

بازسازی محیط دیرینه براساس داینوسیست‌های شاخص عمق

از دیگر کاربردهای شناخته شده برای داینوسیست‌ها، تشخیص عمق محیط رسوبی دیرینه با استفاده از داینوسیست‌های شاخص اعماق کم یا زیاد می‌باشد. در مطالعات انجام شده توسط فیشر و همکاران (Fisher et al., 1980) داینوسیست‌هایی چون

Dichadogonyaulax sellwoodii, *Ctenidodinium spp.*, *Valensiella ovulum*, *Pareodinia spp.*,

1. Proximate
2. Proximochoerate
3. Chorate
4. Cavate
5. Chorate
6. Proximate

محیط شلف نزدیک به منشأ با اکسیژن کم یا نبود اکسیژن می‌باشد. پالینوفاسیس بیان‌شده در حد فاصل نمونه‌های ۴-۵، ۸-۹، ۱۲-۱۶، ۱۸-۲۰ و ۲۲-۲۳ یعنی در ضخامت‌های ۱۵-۲۰، ۳۵-۴۰، ۵۸-۸۹، ۱۲۰-۱۰۵ و ۱۴۰-۱۵۲ متری برش چینه‌شناسی تپال قرار دارد و یک محیط دیرینه ساحلی کم اکسیژن تا شلف بدون اکسیژن را نشان می‌دهد.

در برش چینه‌شناسی تپال، نسبت AOM شفاف به AOM تیره اصولاً بیش از یک می‌باشد (شکل ۷) و این موضوع حکایت از شرایط کم اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری پایین دارد. همچنین بالا بودن نسبت عناصر خشکی به دریایی و نسبت پالینوماسرال‌های اپک هم بعد نسبت به تیغه‌ای شکل، وجود محیط کم‌عمق نزدیک به ساحل را نشان می‌دهد. حضور اکریتارک‌ها به همراه داینوفلاژله‌های نوع پروکسیمیت و بالا بودن نسبت اسپورها به پولن‌های دو باله، محیط دیرینه کم‌عمق نزدیک ساحل را تایید می‌کند. در مجموع برای برش چینه‌شناسی تپال، یک محیط دیرینه کم‌عمق پیشنهاد می‌شود و با توجه به پالینوفاسیس نوع I به نظر می‌رسد یک مرحله نزدیک به خروج از آب یا یک محیط فلات قاره بسیار پروکسیمال را در انتهای بازوسین در حد فاصل نمونه‌های ۱۱-۱۲ یعنی در ضخامت ۵۰ تا ۵۸ متری تجربه کرده است.

بازسازی محیط دیرینه براساس مورفولوژی داینوسیست‌ها

داینوسیست‌ها که یکی از مهم‌ترین پارامترهای پالینولوژی محسوب می‌شوند به علت پراکندگی جغرافیایی وسیع، محدودیت زمانی، ویژگی‌های مورفولوژی و تنوع بالا به‌عنوان فسیل راهنما و شاخص در تفسیر توالی‌های پیشروی و پسروی و تغییرات نسبی سطح آب دریا مورد استفاده قرار می‌گیرند (Schioler, 1992; Gorin and Steffen, 1991; Habib and Miller, 1989). داینوسیست‌ها از نظر مورفولوژی به چهار فرم پروکسیمست، پروکسیموکوریت^۲، کوریت^۳ و کوریت^۴ طبقه‌بندی می‌شوند. (Sarjeant, 1974) البته برخی از پالینولوژیست‌ها فرم پروکسیموکوریت را

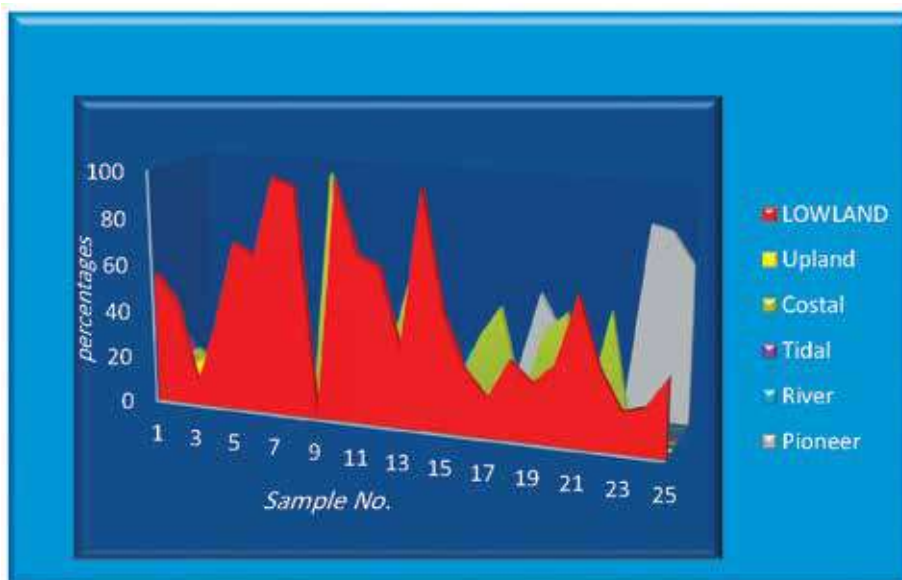
می‌رسند) و بیشترین درصد میوسپورها مربوط به جامعه گیاهی Lowland SEG می‌باشند البته تمامی گروه‌های اسپورومورفی در توزیع عمودی خود نوساناتی دارند که منعکس‌کننده تغییرات مقطعی محیطی می‌باشد. در این مطالعه تنها ارتباط بین سه گروه گیاهی شامل گیاهان سازگار با مناطق پست و دشت‌ها^۱، گیاهان سازگار با مناطق ساحلی^۲ و گیاهان سازگار با مناطق مرتفع^۳ به دلیل حساس‌تر بودن نسبت به تغییرات اقلیمی، مورد بررسی قرار گرفتند. در بخش بزرگ برش چینه‌شناسی بیان شده، کاهش در نسبت جوامع گیاهی Upland/Lowland همچنین افزایش در نسبت جوامع گیاهی Lowland/Coastal-Tidal influenced دیده می‌شود. البته گاهی نسبت جامعه گیاهی Lowland کاهش یافته و جوامع گیاهی Coastal-Tidal influenced افزایش می‌یابند که این روند مؤید آن است که حوضه رسوب‌گذاری مورد مطالعه، یک محیط رسوبی کم‌عمق بوده که گاهی شاهد بالآمدگی بسیار کم سطح آب دریا می‌باشند (هاشمی یزدی و همکاران، ۱۳۹۶).

Nannoceratopsis gracilis.

مشخصه آب‌های کم‌عمق معرفی شده‌اند. همچنین تحقیقات نشان داده است که گونه‌هایی چون *Valensiella ovulum*, *Nannoceratopsis gracilis* در برابر شوری مقاوم هستند و شاخص محیط‌های کم‌عمق می‌باشند (Fensome, 1979). حضور داینوسیست‌های بیان شده در برش چینه‌شناسی تپال، شاهی دیگر بر عمق کم حوضه رسوب‌گذاری در زمان نهشته شدن این رسوبات می‌باشد.

بازسازی محیط دیرینه براساس گروه‌های اسپورومورفی

مطالعه نمودار اکوگروه‌های اسپورومورفی سازند دلیچای در طول برش چینه‌شناسی تپال (البرز شرقی) نشان می‌دهد که در برش چینه‌شناسی تپال، میوسپورهای موجود در تمام گروه‌های شش‌گانه گیاهی در طبقه‌بندی آبینک (Abbink et al., 2004) در زمان تشکیل سازند دلیچای حضور داشتند (شکل ۸) که کمترین درصد میوسپورهای شناسایی شده مربوط به جامعه گیاهی River SEG (معمولاً از چند درصد تجاوز نکرده و حتی گاهی به صفر



شکل ۸. نمودار تغییرات فراوانی اکوگروه‌های اسپورومورفی در سازند دلیچای، برش چینه‌شناسی تپال

1. Lowland
2. Coastal
3. Upland

نتیجه‌گیری

محیط زندگی نمونه‌های امروزی این گیاهان و همچنین حضور اسپور قارچ‌ها، می‌توان نتیجه گرفت این نهشته‌ها در شرایط آب‌وهوای گرم تا نیمه گرم و مرطوب تشکیل شده‌اند. همچنین مطالعه نسبت اسپورومورف‌ها و الگوی فراوانی نسبی عناصر *drier/wetter* و *warmer/cooler*، نیز حاکمیت آب‌وهوای گرم و مرطوب در زمان تشکیل این رسوبات را نشان می‌دهد. وجود برخی داینوفلاژله‌های شاخص آب‌های گرم تا معتدل مانند *Gonyaulacysta centriconnata*, *Nannoceratopsis pellucida*, *Gonyaulacysta jurassica*, *Pareodinia ceratophora*,

نیز تأییدی دیگر بر این نوع شرایط می‌باشد.

بررسی نسبت عناصر پالینولوژی، منجر به شناسایی سه نوع پالینوفاسیس (I, II, VI) شدند. پالینوفاسیس‌های بیان‌شده و نسبت بیش از یک AOM شفاف به AOM تیره، حکایت از شرایط کم اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری پایین دارد. همچنین بالا بودن نسبت عناصر خشکی به دریایی و نسبت پالینوماسرال‌های اپک هم بعد نسبت به تیغه‌ای شکل وجود محیط کم عمق نزدیک به ساحل را برای این برش چینه‌شناسی نشان می‌دهد. تجزیه و تحلیل پالینوفاسیس‌های بیان‌شده به همراه مطالعه اکوگروه‌های اسپورومورفی و جوامع گیاهی مرتبط با آنها حکایت از رسوب‌گذاری در محیط دیرینه به نسبت کم عمق می‌کند. وجود اکریتارک‌ها به همراه فراوانی به نسبت خوب داینوفلاژله‌های پروکسیمت و حضور داینوفلاژله‌های شاخص محیط دریایی کم عمق چون *Dichadogonyaulax sellwoodii*, *Ctenidodinium spp.*, *Valensiella ovulum*, *Pareodinia spp.*, *Nannoceratopsis gracilis*.

نیز همین نتیجه‌گیری را تأیید می‌کند.

پالینومورف‌های متنوعی شاخص محیط‌های دریایی و قاره‌ای با حفظ‌شدگی به نسبت خوب، شامل میوسپورها (اسپور و پولن‌ها)، سیست داینوفلاژله‌ها، اسپور قارچ‌ها، پوسته داخلی فرامینیفرها، تاسمانیت‌ها و آکریتارک‌ها در نهشته‌های سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی تپال (البرز شرقی) وجود دارند. وجود داینوفلاژله‌های *Cribroperidinium crispum* (با گستره زمانی باژوسین پسین) و *Ctenidodinium combazii* (با گستره زمانی باتونین-کالوین پیشین) سن باژوسین پسین-کالوین را برای این واحد سنگی تأیید می‌شوند.

با توجه به گسترش چینه‌شناسی میوسپورهای موجود، یک پالینوزون تجمعی، *Klukisporites variegatus*, *Araucariacites australis*, *Cerebropollenites macroverrucosus* Assemblage Zone با گستره زمانی ژوراسیک میانی شناسایی شدند.

همچنین با توجه به گسترش چینه‌شناسی سیست داینوفلاژله‌ها، سه بیوزون *Cribroperidinium crispum* Total Range Biozone، به سن باژوسین پسین *Dichadogonyaulax sellwoodii* Interval Biozone، به سن باتونین تا کالوین پیشین و بیوزون *Ctenidodinium continuum* Interval Biozone به سن کالوین پیشین تا میانی شناسایی شدند.

با توجه به گیاهان والد میوسپورها، به ترتیب فراوانی، سرخس‌ها (Pterophyta)، مخروطیان (Coniferophyta)، ژینکوفیتا (Ginkgophyta)، لیکوفیتا (Lycophyta) بریوفیتا (Bryophyta) و اسفنوفیتا (Sphenophyta) در پوشش گیاهی اطراف محیط تشکیل نهشته‌های سازند دلیچای وجود داشتند. با در نظر گرفتن شرایط

Plate 1

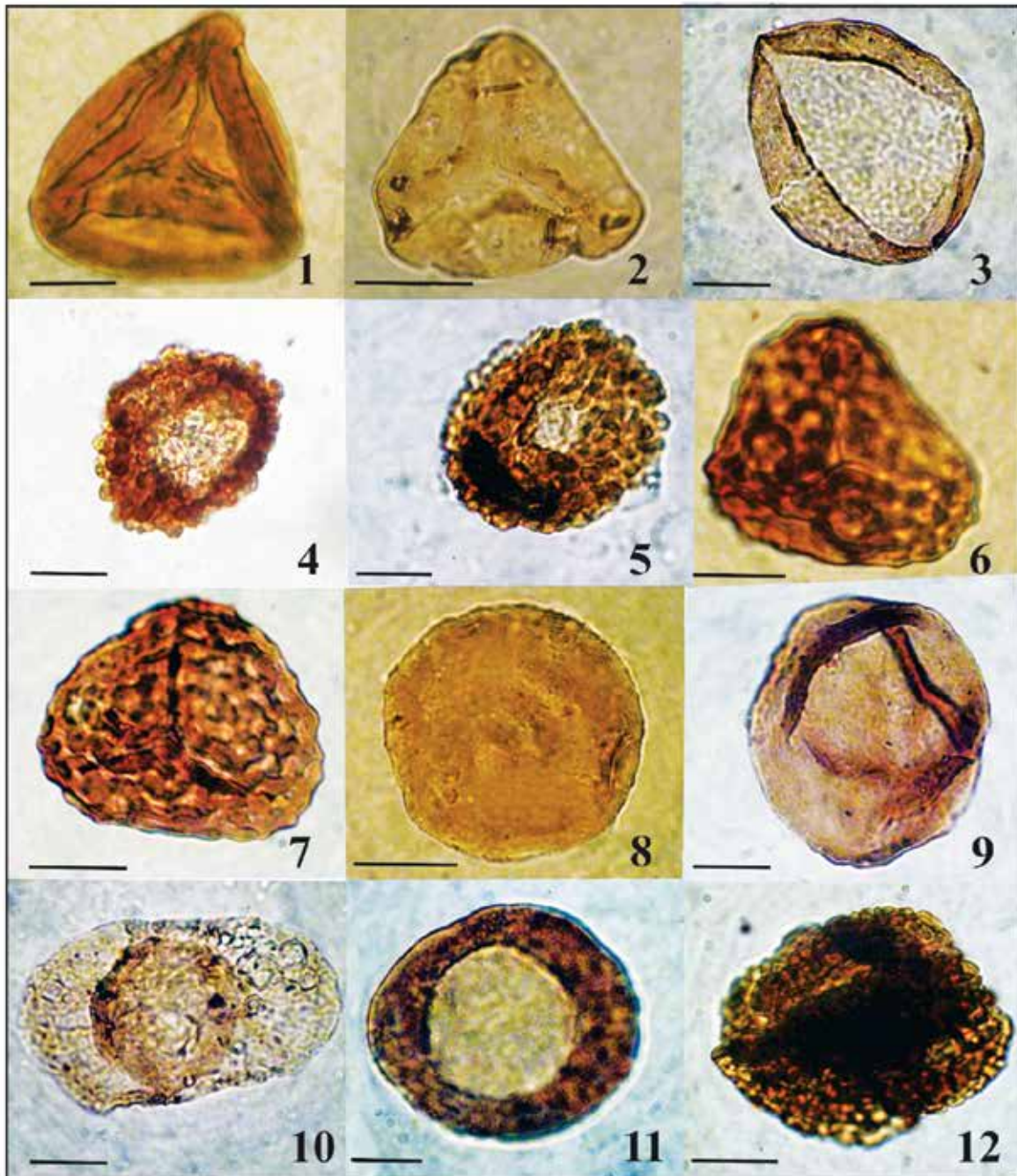


Plate 1. (1) *Gleicheniidites senonicus* Ross emend. Skarby, 1964; proximal focus; (2) *Dictyophyllidites harrisii* Couper, 1958; proximal focus; (3) *Chasmatosporites major* Nilsson, 1958; distal focus; (4, 5) *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thiergart) Schulz, 1967, median foci; (6, 7) *Klukisporites variegatus* Couper, 1958, proximal foci; (8, 9) *Araucariacites australis* Cookson ex Couper, 1953, median foci; (10) *Alisporites similis* (Balme) Dettmann, 1963, median focus.; (11) *Chasmatosporites apertus* (Rogalska) Nilsson, 1958; distal focus; (12) *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad, 1954, median focus. Scale bar equals 20 μ m.

Plate 2

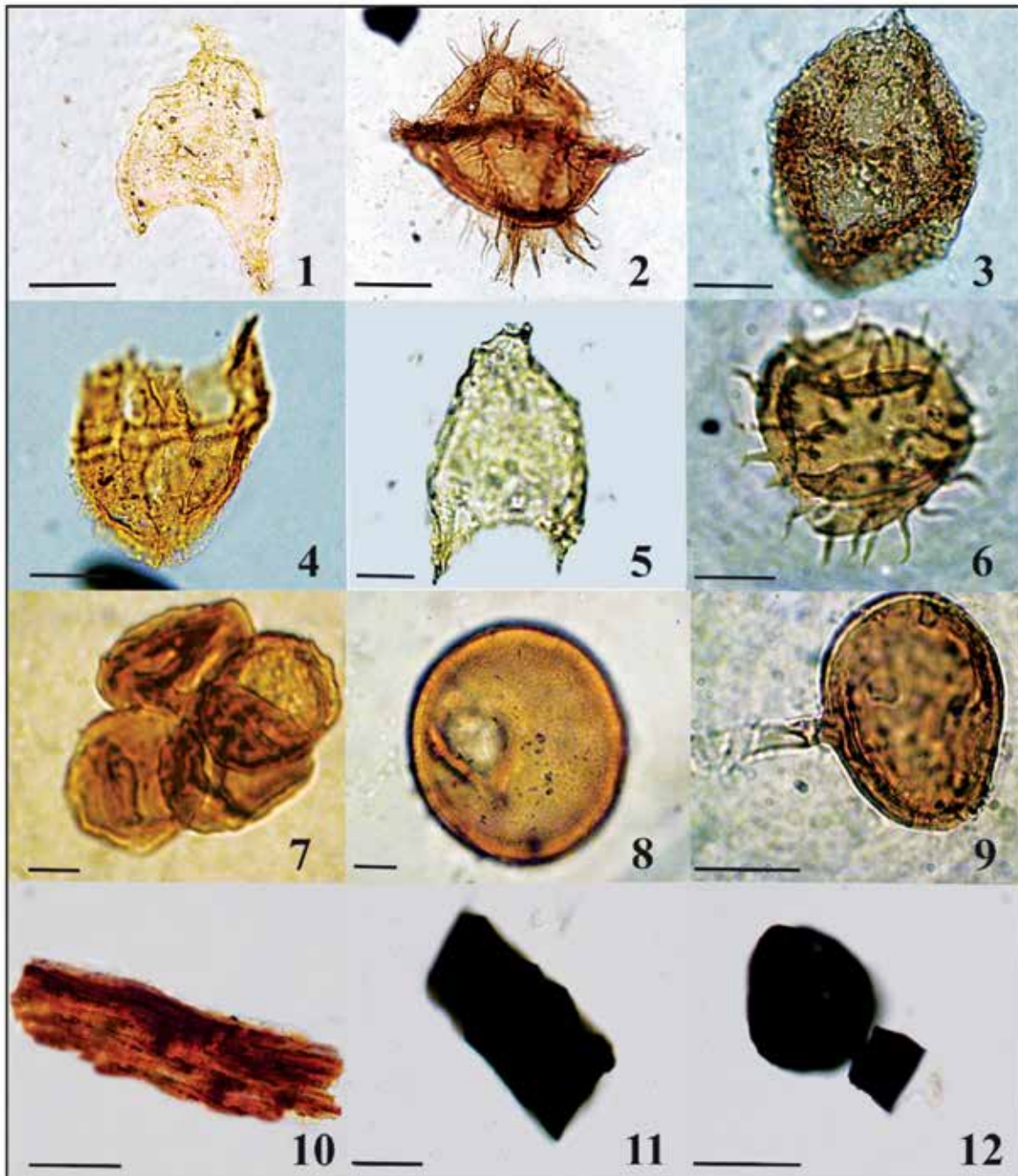


Plate 2. (1) *Nannoceratopsis gracilis* Alberti emend. Evitt, 1962; (2) *Ctenidodinium combazii* Dupin, 1968; (3) *Cribroperidinium crispum* (Wetzel) Fenton, 1981; (4) *Meiourogonyaulax caytonensis* (Sarjeant) Sarjeant, 1969; (5) *Nannoceratopsis spiculata* Stover, 1966; (6) *Micrhystridium* sp.; (7) Spore in tetrad; median foci; (8) *Tasmanites* sp., median focus; (9) Fungal spore, median focus; (10) Plant tissue; (11) Blad-shape Opaque palynomaceral; (12) Equidimensional Opaque palynomaceral. Scale bar equals 20 μ m.

منابع

- ارکانی، ع.، ۱۳۹۷. پالینواستراتیگرافی و دیرین بوم‌شناسی سازند دلیچای در روستای بار (شمال نیشابور) به‌منظور تهیه‌ی نقشه دیرین بوم‌شناسی البرز و کپه داغ در تریاس و ژوراسیک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۱۰۷.
- افشار، آ.، ۱۳۹۹. پالینواستراتیگرافی قسمت فوقانی سازند شمشک و قاعده سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی برمهان، شمال نیشابور. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، ۲۱۷.
- آقاناتی، ع.، ۱۳۷۷. چینه‌شناسی ژوراسیک ایران. جلد اول و دوم، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۴۶.
- بشیری، ن.، ۱۳۹۸. پالینولوژی سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی اندریه. شمال غرب فیروزکوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، ۲۰۷.
- خاکی، و.، ۱۳۸۰. پالینواستراتیگرافی رسوبات ژوراسیک بالایی منطقه کوه سفید کوه‌های سلطانیه در جنوب شرق زنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۰۱.
- درمنکی فراهانی، س.، ۱۳۹۵. پالینولوژی سازند دلیچای در جنوب شرق (برش گویداغ) و شمال غرب (برش آهق) مراغه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۱۸۸.
- ده بزرگی، ا.، ۱۳۹۲. پالینولوژی و پالئوآکولوژی رسوبات ژوراسیک میانی (سازندهای دلیچای و بغمشاه) شرق سمنان (منطقه جام). پایان‌نامه دکتری، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۳۲۰.
- ده بزرگی، ا.، ۱۳۹۹. پالینواستراتیگرافی، آب‌وهوا و محیط دیرینه سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم (البرز شرقی). مجله دو فصلنامه رخساره‌های رسوبی، سال ۱۶، ۸، ۲۰-۱۲.
- سجادی هزاوه، ف.، درمنکی فراهانی، س. و هاشمی یزدی، ف.، ۱۳۹۷. پالینولوژی سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی گویداغ، جنوب شرقی مراغه بر مبنای داینوفلاژله‌ها. مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۴، ۹۱-۱۰۸.
- سجادی هزاوه، ف. و درمنکی فراهانی، س.، ۱۳۹۶. پالینواستراتیگرافی و پالئوآکولوژی نهشته‌های ژوراسیک میانی در جنوب شرقی مراغه، براساس پالینومورف‌های خشکی مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۶۷، ۴۱-۶۴.
- صباغیان، ح.، ۱۳۸۸. پالینواستراتیگرافی سازند دلیچای در کوه راهبند مهدی‌شهر، البرز مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۱۱۰.
- محمدخانی، خ. و زارعی، ا.، ۱۳۹۷. پالینواستراتیگرافی سازند دلیچای در برش درجین در شمال سمنان، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال ۳۴، ۷۳، ۲۱-۳۸.
- نویدی ایزد، ن.، ۱۳۹۲. پالینواستراتیگرافی سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی دیکتاش، شمال شرق سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۲۲۰.
- هاشمی یزدی، ف.، سجادی، ف. و هاشمی، ح.، ۱۳۹۷. پالینواستراتیگرافی رسوبات ژوراسیک میانی (دوگر) البرز مرکزی و شرقی، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۴، ۷۲، ۲۱-۳۶.
- هاشمی یزدی، ف.، ده بزرگی، ا.، سجادی، ف. و هاشمی، ح.، ۱۳۹۶. استفاده از گروه‌های اسپورومورفی در بازسازی محیط رسوبی سازند دلیچای در دو برش چینه‌شناسی شرف (البرز مرکزی) و تپال (البرز شرقی). مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۳، ۶۸، ۱-۱۴.
- هاشمی یزدی، ف.، ۱۳۹۴. پالینولوژی و پالئوآکولوژی سازند دلیچای در حوضه البرز مرکزی-شرقی و سازند هجدک در شرق ایران مرکزی. پایان‌نامه دکتری، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۳۸۸.
- هاشمی یزدی، ف. سجادی، ف. و هاشمی، ح.، ۱۳۹۳. پالئوآکولوژی رسوبات ژوراسیک میانی در البرز مرکزی و شرقی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۸، ۳۲، ۳-۱۷.
- هاشمی یزدی، ف.، ۱۳۸۷. پالینواستراتیگرافی سازند دلیچای در برش بلو، شمال سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۱۲۹.

- Abbink, O.A., Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A. and Visscher, H., 2004. A spore-morph ecogroup model for the Northwest European Jurassic-Lower Cretaceous: concepts and framework. Netherlands. Journal of Geosciences, Geologieen Mijnbouw, 83, 17-38.
- Aboul Ela, N.M. and El Shamma, A.A., 1997. Palynostratigraphy of the Middle-Upper Jurassic rocks in El-Giddi borehole, North Sinai, Egypt. Acta Geologica Polonica, 41, 45-55.
- Aboul Ela, N.M. and Mahrous, H.A., 1990. Bathonian dinoflagellate cysts from the sub-surface Jurassic of North Western Desert Egypt. MERC Ain Shams University of Earth Sciences Series, 4, 95-111.
- Batten, D.J., 1996. Upper Jurassic and Cretaceous miospores. Chapter 26A, Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In: Jansoni, J. and McGregor, D.C. (eds.): Palynology: Principles and Application, American Association Stratigraphic Palynologists Foundation, 3, 1011-1064.
- Boulter, M. C. and Riddick, A., 1986. Classification and analysis of palynodebris from the Paleocene sediments of the Forties Field. Sedimentology, 33, 871-886.
- Carvalho, M.A., 2004. Palynological Assemblage from Aptian/ Albian of the Sergipe Basin: paleoenvironmental reconstruction. Revista Brasileira de Paleontologia, 7(2), 159-168.
- Dehbozorgi, A., Sajjadi, F. and Hashemi, H., 2013. Middle Jurassic palynomorphs of the Dalichai Formation, central Alborz Ranges, northeastern Iran: Paleocological inferences. Science China Earth Sciences, 56, 12, 2107-2115.
- Dodd, J.R. and Stanton, J.R. S.S., 1990. Paleocology: concepts and applications.. 2nd ed., Wiley, New York, 501.
- El Beialy, S.Y. and Ibrahim, M., 1997. Callovian-Oxfordian (Middle-Upper Jurassic) microplankton and miospores from the Masajid Formation, WX1 boreholes, El Maghra area, North Sinai, Egypt. Biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 204, 379-398.
- El Beialy, S.Y., 1994. Middle Jurassic and Neocomian palynomorphs from the Mamura IX borehole, Western Desert, Egypt. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 193, 195-208.
- Feist-Burkhardt, S. and Monteil, E., 2001. Gonyaulacacean dinoflagellate cysts with multiplate precingular archaeopyle. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, v.219, Fensome, R.A., 1979. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Middle and Upper Jurassic of Jameson Land, East Greenland. Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse, 132, 98.
- Fenton, J.P.G., Neves, R. and Piel, K.M., 1980. Dinoflagellate cysts and acritarchs from Upper Bajocian to Middle Bathonian strata of central and southern England. Palaeontology, 23, 151-170.
- Fenton, J.P.G. and Fisher, M.J., 1978. Regional distribution of marine microplankton in the Bajocian and Bathonian of north-west Europe. Palínologia, número extraordinario, 1, 233-243.
- Fisher, M.J. and Riley, L.A., 1980: The stratigraphic distribution of dinoflagellate cysts at the boreal Jurassic-Cretaceous boundary. Proceedings of the 4th International Palynological Conference (Lucknow) 2, 313-329
- Gedl, P., 2008. Organic-walled dinoflagellate cyst stratigraphy of dark Middle Jurassic marine deposits of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. Studia Geologica Polonica, 131, 7-227.
- Ghasemi-Nejad, E., Sabbaghiyan, H. and Mosaddegh, H., 2012. Paleobiogeographic implications of late Bajocian-late Callovian (Middle Jurassic) dinoflagellate cysts from the Central

- Alborz Mountain, northern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43, 1-10.
- Ghasemi-Nejad, E., 2001. Dinocyst Morphotype Groups Versus Sequence Stratigraphy of the Upper Jurassic Sediments of the Northern Switzerland Sedimentary Basin. *International Journal of Science*, 2.
 - Gorin, G.E. and Steffen, D., 1991. Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates-example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85, 303-320.
 - Habib, D. and Miller, J.A., 1989. Dinoflagellate species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic coastal plain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74, 23-47.
 - Hashemi Yazdi, F., Sajjadi, F. and Dehbozorgi, A., 2015. A new lycophyte miospore species from the middle Jurassic of Iran. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 18(2).
 - Ibrahim, M.I.A., Aboul Ela, N.M. and Kholeif, S.E., 2001. Palynostratigraphy of Jurassic to Lower Cretaceous sequences from the Eastern Desert of Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 32(2), 269-297. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(01\)90007-7](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(01)90007-7).
 - Ibrahim, M.I.A. and El Beialy, S. 1995. Kimmeridgian-Barremian palynostratigraphy of the Malha-1 borehole, North Sinai, Egypt. *Sciences Géologiques Bulletin*, 48(4), 187-209.
 - Mafi, A., Ghasemi-Nejad, E., Ashouri, A. and Vahidi-Nia, M., 2013. Dinoflagellate cysts from the upper Bajocian-lower Oxfordian of the Dalichai Formation in Binalud Mountains (NE Iran) their biostratigraphical and biogeographical significance. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(9), 3683-3692.
 - Mahmoud, M.S. and Moawad, A.M.M., 2000. Jurassic-Cretaceous (Bathonian to Cenomanian) palynology and stratigraphy of the West Tiba-1 borehole, northern Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 30(2), 401-416. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00026-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00026-9).
 - Phipps, D. and Playford, G., 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. Department of Geology, University of Queensland. *Papers*, 11(1), 1-23.
 - Poulsen, N.E. and Riding, J.B., 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. In: Ineson, J.R. and Surlyk, F. (eds). *The Jurassic of Denmark and Greenland*. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, 1, 115-144.
 - Riding, J.B. and Hubbard, N.L.B., 1999. Jurassic (Toarcian to Kimmeridgian) Dinoflagellate Cysts and Paleoclimates. *Palynology*, 23, 15-30.
 - Riding, J.B. and Thomas, J.E., 1992. Dinoflagellate cysts of the Jurassic System. In: Powell, A.J. (ed), *A stratigraphic index of dinoflagellate cysts*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall, London, 7-97.
 - Riding, J.B., 1987. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Nettleton Bottom Borehole (Jurassic: Hettangian to Kimmeridgian), Lincolnshire, England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 46, 231-266.
 - Riley, L.A. and Fenton, J.P.G., 1982. A dinocyst zonation for the Callovian to Middle Oxfordian succession (Jurassic) of northwest Europe. *Palynology*, 6, 193-202.
 - Scull, B.J., Felix, C.J., McCaleb, S.B. and Shaw, W.G., 1966. The inter-discipline approach to paleoenvironmental interpretations. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 16: 81-117.
 - Sarjeant, W.A.S., 1974. *Fossil and living dinoflagellates*. London: Academic Press, 182.

- Schioler, P., 1992. Dinoflagellate cysts from the Arnager Limestone Formation (Coniacian, Late Cretaceous), Bornholm, Denmark. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 72, 1-25.
- Skupien, P., Pavlus, J., Falahatgar, M. and Javidan, M., 2015. Middle Jurassic organic-walled dinoflagellate cysts and palynofacies from Telma-Dareh, south of Sari, northern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 223, 128-137.
- Smelror, M. and Dietl, G., 1994. Dinoflagellates cysts of the Bathonian/Callovian boundary beds in Southern Germany. *Geobios*, 17, 453-459.
- Smelror, M., Arhus, N., Melendez, G. L. M. and Lardies, M. D., 1991. A reconnaissance study of Bathonian to Oxfordian (Jurassic) dinoflagellates and acritarchs from the Zaragoza region (NE Spain) and Figueira da Foz (Portugal). *Revista Española de Micropaleontología*, 23(2), 47-82.
- Smelror, M. and Leereveld, H., 1989. Dinoflagellate cyst and acritarch assemblages from the Late Bathonian-Early Oxfordian of Montange Crussol, Rhône Valley, southern France. *Palynology*, 13, 121-141.
- Steiger, R., 1966. Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentral Elburz/Iran). *Geologischen Institute der Eidgenossischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich*, 68, 1-145.
- Traverse A., 2007. *Paleopalynology*. 2nd ed. Springer, Dordrecht, Netherlands, 813.
- Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. In: Jenkins D.G. (ed), *Applied Micropaleontology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 153-172.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary organic matter; organic facies and palynofacies*. Chapman and Hall, London, 615.
- Van der Zwan, C.J., 1990. Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draugen Field, offshore Mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62, 157-186.
- Vozzhennikova, T. F., 1965. Introduction to the study of fossil peridinian algae. Nauka Publishers, Moscow, 154.
- Wheeler, J.W. and Sarjeant, W.A.S., 1990. Jurassic and Cretaceous palynomorphs from the central Alborz Mountains, Iran. Their significance in biostratigraphy and palaeogeography. *Modern Geology*, 14(4), 375.
- Woollam, R. and Riding, J.B., 1983. Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic. *Institute of Geological Sciences*, 83/2, 42.

Geochemistry and Mineral Chemistry of the Ahowan intrusion rocks, northeast Semnan (Central Iran)

Kamran, S.¹, Ahmadi Khalaji, A.², Rezaei-Kahkhaei, M.³ and Zahra Tahmasbi⁴

1. Ph.D. Graduate, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

3. Assistant Professor, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood Technical University, Shahrood, Iran

4. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Received: 7 September 2022

Accepted: 19 December 2022

Abstract

The studied rocks are cropped out in the northeast of Semnan area. These rocks are composed of monzogabbro-monzodiorite and are intruded in the Eocene sedimentary and volcanic rocks. Plagioclase and clinopyroxene are the main constituent minerals of these rocks. The studied rocks represent granular and poikilitic textures. Based on EMPA data, clinopyroxenes, and plagioclases are diopside and augite and andesine, labradorite and bitonite in compositions and are formed in temperatures ranging from 1104 to 1168 and less than 700 °C respectively. Based on tectonic discrimination diagrams, the investigated samples fall into volcanic arc domain resulted from subduction of Neothetian oceanic lithosphere beneath Central Iran block.

Keywords: Thermobarometry, Semnan, Mineral chemistry, Volcanic arc, Gabbro.

Effect of water seepage and dissolution on the stability of Neyshabur bar dam

Karbasi Maroof, M.T.¹, Nassery, H.R.² and Alijani, F.³

1. Ph.D. Student of Hydrogeology, Department of Earth Sciences, Tehran Shahid Beheshti University

2. Professor, Department of Earth Sciences, Tehran Shahid Beheshti University

3. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Tehran Shahid Beheshti University

Received: 28 July 2021

Accepted: 30 October 2021

Abstract

Bar dam has been constructed in the northwest of Neyshabur city, off-stream Bar river to provide the urban drinking water and Neyshabur steel factory water demand. The water balance of the Bar dam has indicated 35-70% water seepage from the dam reservoir during six trial water intakes. The significant seepage, high concentration of solutes in the leaked water, impact on water resources planning and projected allocations threaten the stability of the Bar dam. Analysis of the observation wells hydrograph indicated major water seepage from the central part of the foundation of the main dam site and minor seepage from other areas. Water seepage modeling using MODFLOW software showed that 75% of the volume of the leaked water passed through the foundation of the main dam site. Furthermore, the chemical analysis of the leaked water samples indicated an increase in total dissolve solids to more than 5 to 10 times, especially in the central and left parts of the dam reservoir. The amount of the dissolved material due to water seepage from the main dam site was calculated based on the data collected from the modeling of water seepage from the dam reservoir, results of hydrochemical sampling, time series analysis of the seepage rate, and mass balance of the dam reservoir water. Finally, the effect of dissolution on the increase of porosity was investigated and based on the results, the maximum annual development of porosity in the middle part of the main dam axis was about 0.06%.

Keywords: Bar dam, Dissolution of dam site, Seepage modeling.

Investigation of tectonics, fault data and their relationship with mineralization and alteration in Asbkhan, Heris area (East Azerbaijan Province-Northwest Iran)

Yadegari, N.¹, Alavi, S.G.² and Moayyed, M.³

1. Ph.D. Students, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

2. Assistant Professor Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

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

Received: 28 October 2021

Accepted: 18 January 2022

Abstract

The study area is located in the south of Qushadagh mountain range, in the north of Asbkhan village, Heris township and in East Azarbaijan province. In terms of structural geology of Iran, this area is located in the main zone of Central Iran and Alborz-Azerbaijan sub-zone. The geological units of the region are including Eocene igneous and pyroclastic rocks with combination of andesitic, trachyandesitic, basaltic, tuffic and ignembritic pyroclastics. The semi-deep intrusive mass with Oligocene age, with the combination of quartz diorite, diorite and quartz monzonite in the form of stock and dyke is exposed in the area. Structural studies, including fault plates, slickenside on them, and the joints system in various lithologies, indicate at least two general stress directions in the range, which can be created following one tectonic regime or two tectonic regimes. If we consider the tectonic regime as a phase and consider the tensors with different directions as the result of rotation in the fault plates, We can introduce a general strike-slip regime with a general north-south trend that controls the existing structures of the region. At the same time, the infiltration of intrusive masses caused the disintegration of these structures and made the issue more complicated. In general, faults with a northwest-southeast trend and a right on strike-slip mechanism, form the main structures of the area. Other faults are controlled by the main structures following the Riddle fractures system. Based on the system of joints in four different lithologies, lithological units from the oldest to the newest include: basaltic andesite, quartz diorite, quartz monzonite (porphyry mass) and diorite, in which the diversity of the joints system is reduced from older to newer rocks. The northwest-southeast tectonic system has been involved in the development of argillic alteration and the northeast-southwest system has been important in the development of siliceous and mineralized veins.

Keywords: Asbkhan, Joint, Tectonic, Fault.

Geology, mineralization, mineralogy, structure and texture in the Ghezeljeh Cu, Pb-Zn deposit, NW Zanjan

Mir Hosseini, S.A.¹, Nabatian, Gh.², Zohdi A.² and Salsani, A.³

1. M.Sc. Student in Economic Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

3. Director of the Simin Madan-e-Alborz Company, Zanjan, Iran

Received: 28 August 2022

Accepted: 8 January 2023

Abstract

Ghezeljeh deposit is located in the Central Iranian zone, in the Zanjan province and northeast of the Mahneshan city. The rock units in this area belong to the Oligo-Miocene, which contain Lower Red, Qom and Upper Red formations. The Upper Red Formation in Ghezeljeh region has about 750 m thickness and mainly consists of brown to green marl intercalations with sandstones. In this area, the alternation of marl and sandstone sequences contain sandstone layers with thickness about 2 to 8 meters, in two horizons of which copper-lead and zinc mineralization has occurred. Copper mineralization, is observed in the lower part of the lead-zinc mineralization zone in the sandstone unit. In the Ghezeljeh deposit, the host rocks of the copper ores, are gray sandstones and conglomerates which are intercalated with red and gray marl units. According to field and microscopic studies, the main ore minerals consist of pyrite, chalcocite, chalcopyrite, bornite, galena and sphalerite which are associated with the secondary minerals such as serosite, malachite, azurite, covellite, smithsonite and goethite. The ore mineral textures consist of disseminate, framboidal pyrite, solution seams, interparticle cement, replacement and relict. Preliminary fieldwork studies in the Ghezeljeh region also show that organic matter including plant remains and diagenetic pyrite are the effective factors to concentrate and mineralization. It is noteworthy that the grade of lead, zinc and copper, in Ghezeljeh deposit are 6%, 3% and 1%, respectively. Generally, host rock, tectonic setting, sedimentary environment, mineralogy, texture, mineralization control factors all confirm that the studied mineralization has more similarities with Redbed type copper deposits.

Keywords: Upper Red Formation, Redbed type copper deposits, Central Iran, Ghezeljeh, Zanjan.

Geology, Alteration, Geochemistry and Element distribution in Alteration Zones of Nughdoz-Zaylik Area, Arasbaran Magmatic Zone

Hosseinzadeh, M. R.¹, Maghfouri, S.², Moayyed, M.¹, Hadavi Chaharborj, Z.⁴
and Amel, N.⁵

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

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

3. M.Sc. Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University

4. Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University

Received: 6 September 2021

Accepted: 2 December 2021

Abstract

The study area is located in 25 km SE of Ahar and 40 km NW of Meshkin-Shahr around Naqadouz village. Hydrothermal alteration has resulted in the developing of Argillic, Argillic-Silicic, Silicic and propylitic zones in this area. Based on petrographic studies, the altered rocks are basaltic andesite, andesite, dacite, rhyolite and lithic tuff in composition, with porphyry, glomeroporphyry, hyalomicroclitic and microclitic porphyric textures. The XRD analysis of altered samples show cristobalite, natrilite, kaolinite, quartz, albite, sanidine and orthoclase as the main minerals. Geochemical studies indicate that the alteration fluid has hydrothermal source and supergene processes are more important than hypogene processes. In this study, we use the immobile element method to calculate mass-changes and trace elements transmission amount during hydrothermal alteration. The Eu/Eu^* ratio is higher in altered samples than relatively unaltered samples and the ratio of Ce/Ce^* is more than 1 for the relatively unaltered and most altered samples. The ratio of $(La/Yb)_n$ indicated that the depletion of HREE in altered samples is more than LREE, and LREE enrichment can increase this ratio. The lower ratio of $(Tb/Yb)_n$ in altered than unaltered samples indicate less depletion of HREE relative to MREE. Considering the distribution pattern of REE's in alteration zones, it seems that the behavior of elements are controlled by pH, T & P changes, Eh, preferred absorption by clayey and iron oxide minerals and ligands frequency including SO_2^{-4} , PO_4^{+3} , Cl^- , F^- , CO_2^{-3} .

Keywords: Geochemistry, Alteration, Element distribution, Nughdoz-Zaylik Area, Arasbaran zone.

Palynostratigraphy and palaeoecology of the Middle Jurassic strata, Tapal, west of Shahrood, eastern Alborz

Sajjadi, F.¹, Hashemi Yazdi, F.² and Hashemi, H.³

1. Associate Professor, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

2. Assistant Professor, Palaeobotany Department, Research Institute of Forests and Rangelands, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Tehran, Iran

3. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Kharazmi, Tehran, Iran

Received: 6 September 2022

Accepted: 10 January 2023

Abstract

Palynological data are used for palynostratigraphy and reconstruction of some environmental parameters of the Middle Jurassic (Bajocian-Callovian) deposits at the Tapal stratigraphic section, west of Shahrood, eastern Alborz. The studied strata (Dalichai Formation) contain diverse, relatively well-preserved palynofloras, including miospores (spores and pollens), dinoflagellates cysts, fungal spores, foraminiferal test linings, acritarchs and Tasmanites. The palynofloras include 22 species of spores (belonging to 18 genera), 15 species of pollen (attributed to 9 genera) and 28 species of dinoflagellate cysts (assigned to 15 genera).

Based on the stratigraphic distribution of miospores, the *Klukisporites variegatus-Araucariacites australis-Cerebropollenites macroverrucosus* Assemblage Zone is recognized in the sequence examined. Presence of some index dinoflagellate species led to the identification of three successive biozones including, in an ascending order, *Cribroperidium crispum* Total Range Zone (late Bajocian), *Dichadogonyaulax sellwoodii* Interval Zone (Bathonian-early Callovian) and *Ctenidodinium continuum* Interval Biozone (early-middle Callovian).

To reconstruct some parameters of the sedimentary environments of the studied strata, evidences such as frequency and diversity of spores attributable to ferns, relative abundance of drier/wetter and warmer/cooler elements in different plant communities, ratio of palynological elements and palynofacies, presence of index shallow water dinoflagellate cysts for instance *Dichadogonyaulax sellwoodii*, *Ctenidodinium* spp., *Valensiella ovulum*, *Pareodinia* spp., *Nannoceratopsis gracilis*, abundance of proximate dinocysts forms, presence of fungal spores and warm - temperate water dinoflagellate (*Gonyaulacysta centriconnata*, *Nannoceratopsis pellucida*, *Gonyaulacysta jurassica*, *Pareodinia ceratophora*) are utilized. Based on the above criteria, the material examined seems to have been deposited in a marine margin, low oxygen environment, with low rate sedimentation, under hot and humid climate conditions, where the surrounding terrestrial vegetation was dominated by ferns.

Keywords: Dalichai formation, Eastern Alborz, Palaeoecology, Palynostratigraphy, Middle Jurassic.



Vol. 17, No. 65, Spring 2023

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

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

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

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

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

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

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

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

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

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

Dr. Khodaei, K., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

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

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

Executive Director: Esmaili, E.

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

Designer: Ansari, A.

Published: Spring 2023

Print: Toos

Print address: Eneghlab, at the beginning of Azadi St., in front of Bank Mellat, Tehran, Iran

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

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

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir

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

This journal is indexed in the following sites:

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