

فهرست

- مطالعه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند قم با استفاده از مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در برش کانسار سلسنتین مادآباد (جنوب زنجان)
مهسا توری، افشین زهدی، حسین کوهستانی، فاسم نباتیان و میرعلی اصغر مختاری ۱
- رابطه دیاژنز، شکستگی، توزیع تخلخل ماتریکس و تولید چاه‌ها در مخزن بنگستان اهواز
مهدی خشنودکیا، محمد حسین آدابی، محبوبه حسینی برزی و محسن مسیحی ۱۷
- ژئوشیمی و تحولات دگرگونی اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان و نفوذی‌های همراه در شرق کرمان
شهریار محمودی و سلیمه دهقانی دشتابی ۳۱
- بررسی زمین‌شناسی، کانه‌زایی مس، رفتار زمین‌شیمی عناصر و ارتباط آن با سنگ میزبان ماسه‌سنگی در منطقه توچی، استان آذربایجان شرقی
بهالدین نخجوانی، سید تقی‌علوی و بهجت نظری ۴۷
- بررسی رخداد کانه‌زایی در کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان: براساس شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی
راضیه مهابادی و فرج‌الله فردوست ۶۵
- سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، ژئوشیمی و محاسبه تغییرات جرم عناصر طی فرایند دگرسانی گرمایی در کانسار اسکارن آهن اسپید (غرب قم)
نسما رحیمی، حسن میرزاده، مریم شبلی، محمدحسن کرمان و علیرضا حسینیان ۸۱
- زون‌بندی ژئومکانیکی سازندهای فراکان، زاکین و سرچاهان بر اساس مطالعات رسوب‌شناسی و مکانیک سنگی در یکی از میادین خلیج فارس
مهران کلهری، هوشنگ مهربانی، ابراهیم سفیداری، حسن اشراقی و بهنام واعظ لیواری ۹۹
- تفسیر داده‌های مغناطیسی هوایی به منظور تخمین عمق پی‌سنگ مغناطیسی و گسل‌های پنهان در منطقه بصیران، خراسان جنوبی
محمد محمدرزاده مقدم، غلامعباس فنائی خیرآباد، سعید میرزائی و میثم عابدی ۱۱۱

Contents

- Study of original carbonate mineralogy of the Qom Formation using petrography and geochemical evidence in celestite ore section, Madabad, south of Zanjan
Noori, M., Zohdi, A., Kouhestani, H., Nabatian, Gh. and Mokhtari, M.A.A 129
- The relationships between diagenesis, fracture, distribution of matrix porosity, and well productivities in Bangestan reservoir of Ahwaz field
Khoshnoodkia, M., Adabi, M.H., Hooseni-barzi, M. and Masihi, M. 130
- Geochemistry, and metamorphic evolution of the Sahib Az Zaman skarns and the related intrusion in East of Kerman
Mahmoudi, Sh. and Dahgani Dashtabi, S. 131
- Geology, copper mineralization and geochemical behavior of elements and their relationship with Sandstone host rock in Tupchi area, East Azerbaijan province
Nakhjavani, B., Alavi, S.G. and Nazari, B. 132
- Occurrence of copper mineralization of Abgareh deposit based on geology, mineralogy and geochemical evidences, south of Damghan
Mahabady, R. and Fardoost, F. 133
- Petrography, mineralography, geochemistry and calculation of elemental mass changes during hydrothermal alteration of Spid iron skarn ore deposit (West of Qom)
Rahimi, N., Mirnejad, H., Sheibi, M., Karamian, M.H. and Hoseinyan, A. 134
- Geomechanical zonation of the Faraghan, Zakeen and Sarchahan formations based on incorporation of rock mechanical and sedimentological studies, in one of the Persian Gulf oil fields
Kalhori, M., Mehrabi, H., Sfidari, E., Eshraghi, H. and Vaez Livari, B. 135
- Interpretation of aeromagnetic data for detection of magnetic basement and concealed faults in Basiran area, south of khorasan
Mohammadzadeh, M., Fanaee Kheirabad, Gh. A., Mirzaci, S. and Abedi, M. 136



سال ۱۳، شماره ۵۱، پاییز ۱۳۹۸
صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا نصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا نصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبدا... سعیدی، استاد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر سید کاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد جهاددانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسبه اسماعیلی

ویراستار:

مینا خطیبی مهر

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: پاییز ۱۳۹۸

نشانی:

تهران، خیابان انقلاب، خیابان ۱۶ آذر، پایین‌تر از نصرت، جنب انتشارات بعثت

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳-۴، ۲۹۹۰۳۰۳۷

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: journal.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 تأثیر 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.

مطالعه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند قم با استفاده از مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در برش کانسار سلسنتین مادآباد (جنوب زنجان)

مهسا نوری^۱، افشین زهدی^(۲)، حسین کوهستانی^۳، قاسم نباتیان^۲ و میرعلی اصغر مختاری^۳

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

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۱/۲۷

چکیده

سازند قم تنها مخزن گازی موجود در حوضه رسوبی ایران مرکزی محسوب می‌شود. این سازند در بیشتر مناطق این حوضه با ناپیوستگی فرسایشی بر روی نهشته‌های سازند قرمز تحتانی قرار گرفته و به صورت هم‌شیب توسط سازند قرمز بالایی پوشیده شده است. نهشته‌های سازند قم در برش کانسار سلسنتین مادآباد (جنوب زنجان) با ۱۹۰ متر ستبراً عمدتاً شامل سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای، سنگ آهک مارنی و مارن می‌باشد. پنج ریزخساره اصلی در بخش‌های سنگ آهکی این سازند در منطقه مادآباد قابل شناسایی است. این ریزخساره‌ها احتمالاً در یک پلت‌فرم کربناته از نوع شلف رسوب کرده‌اند. نتایج مطالعات پتروگرافی نشان‌دهنده ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی برای بخش‌های سنگ آهکی سازند قم در منطقه مادآباد می‌باشد. نتایج مطالعات ژئوشیمیایی (Na, Sr, Ca, Mg, Mn, Fe) نیز بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی در یک سیستم بسته دیاژنتیکی و با میزان پایین انحلال است. شواهد مذکور بیانگر نقش کلیدی تر شکستگی‌ها در مقایسه با فرآیندهای دیاژنتزی و انحلال در بالا رفتن کیفیت مخزنی سازند قم در میدان‌های گازی ایران مرکزی (نظیر میدان‌های سراج و البرز) است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، کانی‌شناسی اولیه کلسیتی، سازند قم، مادآباد، زنجان.

مقدمه

علاقه به مطالعه دیرینه‌شناسی، چینه‌شناسی و تکتونیک این سازند فسیلی بیشتر شد (Schuster and Wielandt, 1999). با وجود مطالعات متعدد انجام‌شده جهت تعیین ویژگی‌های مختلف زمین‌شناختی سازند قم (Furrer and Soder, 1955, Okhravi and Amini, 1998, Vaziri-Moghaddam and Torabi, 2004, Daneshian and

سازند قم با سن الیگومیوسن به‌عنوان مهم‌ترین سازند هیدروکربنی شناخته شده در پهنه ایران مرکزی و تنها مخزن گازی موجود در این حوضه رسوبی در نظر گرفته می‌شود. در سال ۱۹۳۴ با کشف ذخایر هیدروکربوری در سازند قم،

* نویسنده مرتبط: afshin.zohdi@znu.ac.ir

نمونه‌ها با حداقل محتوای فسفیل) انتخاب گردید. پودر نمونه‌ها در مرحله آماده‌سازی توسط مته‌های دندان‌پزشکی تهیه شد و برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی و تعیین ترکیب کلی سنگ به آزمایشگاه شرکت زرآزم در تهران ارسال و به روش‌های ICP و XRF آنالیز گردید.

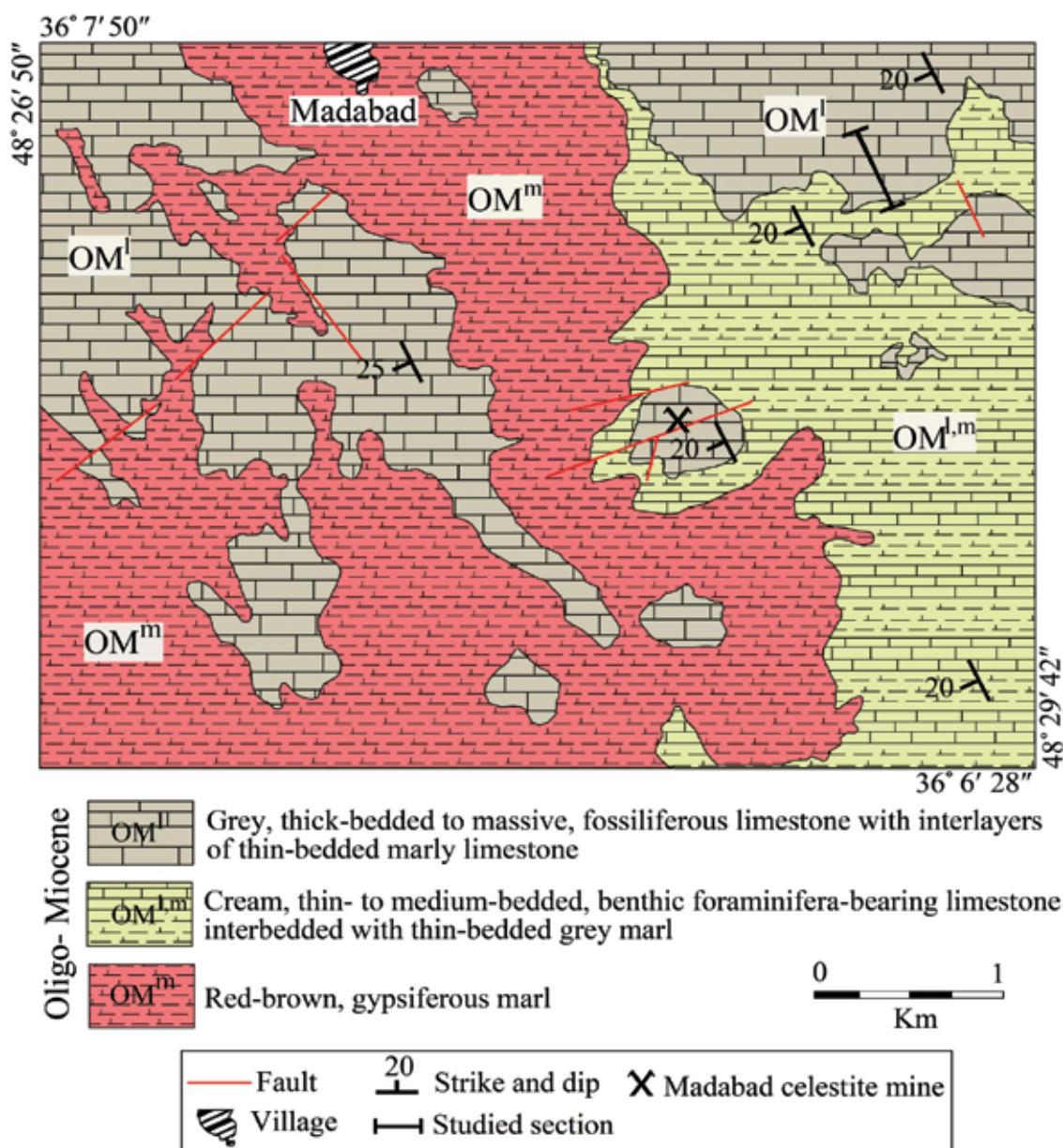
زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه مادآباد

در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران (آقائباتی، ۱۳۸۳)، منطقه مادآباد در پهنه ایران مرکزی واقع شده و بخشی از ورقه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰ سلطانیه-خدابنده (علوی نائینی، ۱۳۷۲) و حلب (شهیدی و بهار فیروزی، ۱۳۸۰)، می‌باشد. سازند قم در این منطقه با یک ناپیوستگی فرسایشی بر روی انباشته‌های سازند قرمز تحتانی قرار گرفته و به‌صورت هم‌شیب توسط نهشته‌های ماسه‌سنگی سازند قرمز بالایی پوشیده شده است. براساس مطالعات صحرایی انجام‌شده در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰، سازند قم در محدوده کانسار سلسنتین مادآباد از قدیم به جدید شامل مارن‌های ژئوپس‌دار، آهک‌های نازک تا متوسط لایه با میان‌لایه‌های مارنی و سنگ آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای با میان‌لایه‌های آهک مارنی می‌باشد (شکل‌های ۱ و ۲). روند عمومی لایه‌بندی در این واحدها شمال تا شمال‌باختر-جنوب تا جنوب‌خاور با شیب به سمت باختر-جنوب‌باختر است (شکل ۱). مارن‌های ژئوپس‌دار به رنگ قرمز تا قهوه‌ای بوده و بیشتر در بخش‌های مرکزی، جنوب و جنوب‌باختری منطقه گسترش دارند. این واحد به‌صورت پیوسته و هم‌شیب توسط آهک‌های نازک تا متوسط لایه کرم رنگ با میان‌لایه‌های مارنی پوشیده شده است. واحد اخیر بیشتر در بخش‌های خاوری منطقه گسترش داشته و فسیل‌های فرامینیفر بنتیک در بخش‌های آهکی آن به وفور دیده می‌شود. بالاترین بخش توالی سنگی منطقه از آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای خاکستری رنگ دارای قطعات فسیلی فراوان با میان‌لایه‌های آهک مارنی تشکیل شده است که به‌صورت هم‌شیب واحدهای زیرین خود را می‌پوشاند. این واحد بیشتر در بخش‌های شمال‌خاور و شمال‌باختر تا باختر منطقه گسترش داشته و میزبان کانه‌زایی سلسنتین منطقه می‌باشد.

Ramezani Dana, 2007, Reuter et al., 2009, Mohammadi et al., 2011)، تاکنون مطالعه علمی دقیقی در ارتباط با ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه این سازند انجام نشده است. لذا در این پژوهش، به‌منظور شناخت و تعیین شرایط رسوب‌گذاری و ترکیب کانی‌شناسی اولیه، یک برش چینه‌شناسی مناسب از این سازند در محدوده کانسار سلسنتین مادآباد انتخاب و مورد مطالعه دقیق صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی (عناصر اصلی و فرعی) قرار گرفت. نتایج حاصل از این پژوهش می‌تواند مورد توجه زمین‌شناسان به‌خصوص محققین حوزه رسوب و نفت قرار گیرد. کانسار سلسنتین مادآباد در فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری جنوب زنجان و ۲۲ کیلومتری باختر قیدار با موقعیت جغرافیایی ۴۸° ۲۹' ۱۵" طول خاوری و ۳۲° ۰۷' ۳۶" عرض شمالی واقع شده و از طریق جاده زنجان-قیدار و قیدار-کرسف-روستای مادآباد قابل دسترسی می‌باشد.

روش مطالعه

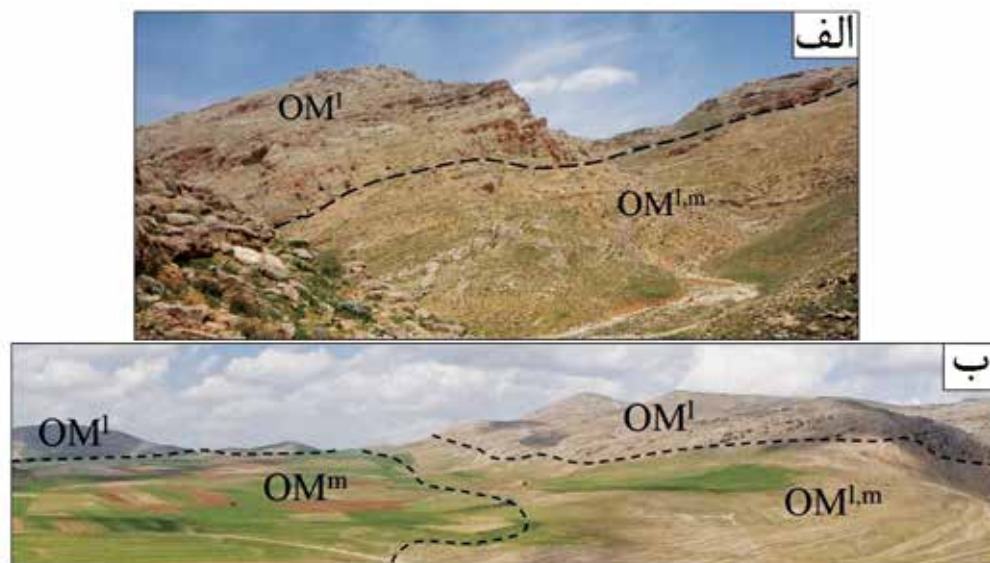
پس از مطالعات صحرایی و با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰ سلطانیه-خدابنده (علوی نائینی، ۱۳۷۲) و حلب (شهیدی و بهار فیروزی، ۱۳۸۰)، برش چینه‌شناسی مناسب از نهشته‌های الیگوسن تا میوسن پیشین معادل با بخش f سازند قم در محدوده کانسار سلسنتین مادآباد انتخاب گردید. طی مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، ستبر، رنگ، سنگ‌شناسی، مرز بین لایه‌ها و اندازه ذرات آنها مورد بررسی قرار گرفته و تعداد ۶۰ نمونه از کربنات‌های سازند قم برداشت شد. ویژگی‌های فسیل‌شناسی، سنگ‌شناسی و ریزرخساره‌ای نمونه‌ها، پس از رنگ‌آمیزی توسط محلول آلزارین قرمز (Dickson, 1966) در مقاطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفت. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته براساس تقسیم‌بندی‌های رایج و متداول نظیر دانه‌ام (Dunham, 1962) بوده است. در تفسیر ریزرخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی نیز از روش فولگل (Flügel, 2010) استفاده شده است. سپس، جهت بررسی‌های رخصاره‌ای و ژئوشیمیایی سازند قم در منطقه مورد مطالعه، ۲۰ نمونه کربناتی (دربگیرنده بخش میکرایتی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ تهیه شده از منطقه مادآباد (نوری، ۱۳۹۷)

از آهک مارنی و حاوی خردده‌های فسیلی جلبک قرمز، ۲/۵ متر آهک مارنی نازک‌لایه خاکستری رنگ فاقد فسیل، ۳۰ متر سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه و توده‌ای خاکستری رنگ با میان‌لایه‌هایی از آهک مارنی و دارای خردده‌های فسیلی خارپوست، ۲/۵ متر آهک مارنی نازک‌لایه خاکستری رنگ فاقد فسیل و سرانجام ۷۰ متر سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای خاکستری رنگ با میان‌لایه‌هایی از آهک مارنی و دارای خردده‌های فسیلی نظیر فرامینیفرهای بنتیک تشکیل شده است.

بخش کربناته سازند قم در منطقه مادآباد حدود ۱۹۰ متر ستبراً دارد. ستون چینه‌شناسی این سازند در برش کانسار مادآباد در شکل ۳ نشان داده شده است. مطابق این شکل، از دیدگاه سنگ‌شناسی این سازند از ۷ بخش شامل: ۲۵ متر تناوب سنگ آهک‌های نازک تا متوسط‌لایه کرم رنگ با میان‌لایه‌های مارنی و دارای فرامینیفرهای بنتیک بزرگ نظیر یولپیدینا، ۳۰ متر سنگ آهک ضخیم‌لایه خاکستری تا کرم رنگ حاوی قطعات فراوان مرجان، ۳۰ متر سنگ آهک ضخیم‌لایه خاکستری روشن تا تیره با میان‌لایه‌هایی



OM¹: Grey, thick-bedded to massive, fossiliferous limestone with interlayers of thin-bedded marly limestone

OM^{1,m}: Cream, thin- to medium-bedded, benthic foraminifera-bearing limestone interbedded with thin-bedded grey marl

OM^m: Red-brown, gypsiferous marl

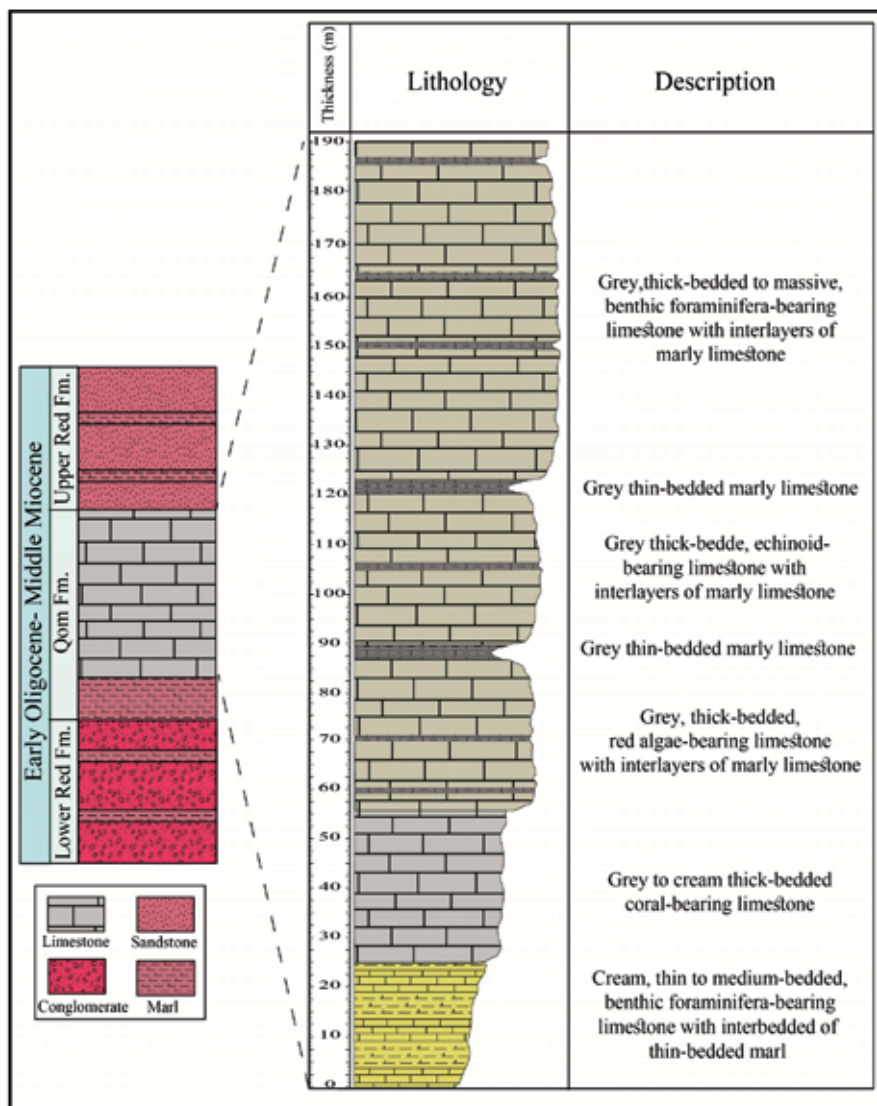
شکل ۲. نماهایی از واحدهای سنگی سازند قم در برش کانسار سلسنتین مادآباد (دید هر دو تصویر به سمت شمال‌باختر). الف) نمایی کلی از سازند قم در برش مورد مطالعه که بخش‌های پایینی آن از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه فسیل‌دار با میان‌لایه‌های مارنی و بخش‌های بالایی آن از سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای فسیل‌دار با میان‌لایه‌های سنگ آهک مارنی تشکیل شده است، ب) توالی سنگ آهک‌های سازند قم که بر روی مارن‌های نازک‌لایه قرمز مایل به قهوه‌ای دربرگیرنده کانی‌های تبخیری (ژیپس) قرار گرفته است

پتروگرافی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در منطقه مادآباد

پتروگرافی، پنج ریزرخساره اصلی در واحدهای سنگ آهکی سازند قم در منطقه مادآباد قابل شناسایی است (شکل ۴). این ریزرخساره‌ها از محیط‌های کم‌عمق به سمت عمیق شامل ریزرخساره پکستون حاوی مرجان و جلبک، ریزرخساره پکستون تا وکستون حاوی بایوکست و جلبک قرمز، ریزرخساره پکستون تا وکستون حاوی فرامینیفر بنتیک منفذدار، ریزرخساره وکستون حاوی خارپوست و جلبک قرمز و در نهایت ریزرخساره وکستون حاوی بایوکست جلبک قرمز و فرامینیفر پلانکتون می‌باشند. ریزرخساره پکستون حاوی مرجان و جلبک در صحرا به صورت سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه و خاکستری رنگ دیده شده و متعلق به بخش‌های قاعده‌ای توالی سازند قم در منطقه مورد مطالعه است. چارچوب اسکلتی اصلی این ریزرخساره را خُرده‌های درشت مرجان و جلبک قرمز با فراوانی به‌ترتیب

براساس نتایج مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آهکی سازند قم در منطقه مادآباد از آلوکم‌های اسکلتی مانند فرامینیفرهای بنتیک، جلبک قرمز، مرجان، خارپوست و فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل شده‌اند. این ذرات در زمینه‌ای از گِل کربناته و به صورت بافت گِل پشتیبان (وکستون) و گاهی دانه پشتیبان (پکستون) قرار گرفته‌اند (شکل ۴). نتایج مطالعات پتروگرافی بیانگر تخلخل پایین (حدود ۱ درصد) و نقش ناچیز پدیده‌های دیاژنتیکی نظیر انحلال در این سنگ‌ها می‌باشد. این شواهد می‌تواند تأییدی بر کانی‌شناسی اولیه کلسیتی برای سنگ‌های آهکی سازند قم در منطقه مورد مطالعه باشد.

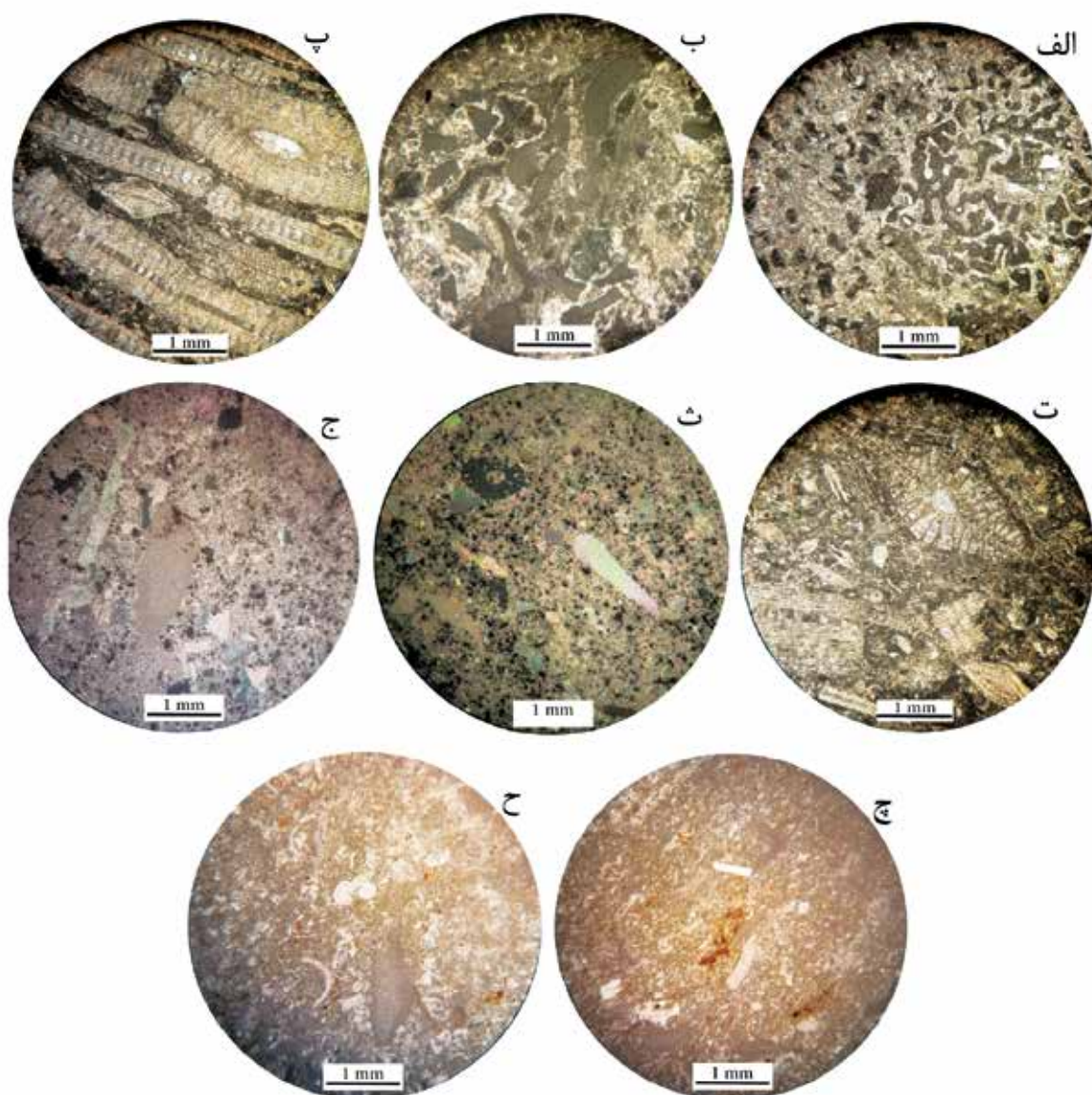
با توجه به مشاهدات صحرایی و نتایج مطالعات



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی سازند قم در برش کانسار مادآباد

چنین رخساره‌ای توسط حسینی‌نژاد و همکاران (۱۳۹۵) برای نهشته کربناته سازند قم در زمان میوسن واقع در جنوب‌باختر سمنان معرفی و شناسایی شده است. ریزرخساره پکستون تا وکستون حاوی فرامینیفر بنتیک منفذدار در صحرا بیشتر به صورت سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه کرم رنگ و سنگ آهک رسی نازک لایه خاکستری رنگ مشاهده است. این ریزرخساره مربوط به بخش‌های قاعده‌ای توالی سازند قم در منطقه مادآباد است که حاوی قطعات فسیلی درشت نظیر فرامینیفرهای بنتیک با دیواره هیالین (از جمله یولپیدینا) می‌باشد. ریزرخساره وکستون حاوی خارپوست و جلبک قرمز در صحرا عمدتاً در داخل

۱۸ و ۱۲ درصد تشکیل می‌دهند. فرامینیفرهای بنتیک با دیواره هیالین، قطعات نرم‌تان، خُرده‌های خارپوست و دوکفه‌ای نیز در مجموع با فراوانی ۱۶ درصد حضور دارند. ریزرخساره‌ی پکستون تا وکستون حاوی بایوکلست و جلبک قرمز در کل توالی سازند قم در منطقه مورد مطالعه قابل شناسایی می‌باشد، در مشاهدات صحرایی عمدتاً در داخل سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه با میان لایه‌های آهک مارنی تشکیل شده است. ذرات اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل جلبک قرمز کورالیناسه‌آ با فراوانی حدود ۲۰ درصد می‌باشد که در زمینه‌ای از گل کربناته و به صورت بافت گل پشتیبان تا دانه پشتیبان قرار گرفته‌اند. نظیر



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از ریزرخساره‌های شناسایی شده در سازند قم در برش کانسار مادآباد. الف) پکستون حاوی مرجان و جلبک قرمز (نمونه ۵۶)، ب) پکستون تا وکستون حاوی بایوکلیست جلبک قرمز (نمونه ۵۴)، پ و ت) پکستون تا وکستون حاوی فرامینیفر بنتیک منفذدار (نمونه‌های ۴۳ و ۴۴)، ث و ج) وکستون حاوی خارپوست و جلبک قرمز (نمونه‌های ۴۹ و ۵۰)، چ و ح) وکستون حاوی بایوکلیست جلبک قرمز و فرامینیفر پلانکتون (نمونه‌های ۶۷ و ۶۹)

تشکیل دهنده این ریزرخساره را جلبک قرمز با فراوانی ۱۰ درصد و فرامینیفرهای پلانکتون با فراوانی ۷ درصد تشکیل می‌دهند. اجتماع دانه‌های کربناتی سازند قم در برش کانسار مادآباد عمدتاً از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با دیواره هیالین و روشن تشکیل شده و همراهی آنها با جلبک‌های قرمز کورالیئاسه‌آ نیز به فراوانی در داخل ریزرخساره‌ها مشاهده می‌گردد. حضور قابل ملاحظه فرامینیفرهای بنتیک با دیواره هیالین و روشن همراه با فرامینیفرهای پلانکتون در ریزرخساره‌های شناسایی

سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری تا خاکستری متمایل به کرم واقع در بخش‌های زیرین توالی مورد مطالعه از سازند قم قرار گرفته است. ذرات اسکلتی اصلی این ریزرخساره خارپوست و جلبک قرمز با فراوانی به ترتیب ۱۸ و ۱۴ درصد می‌باشند. سنگ آهک در برگرفته ریزرخساره وکستون حاوی بایوکلیست جلبک قرمز و فرامینیفر پلانکتون، ضخیم تا توده‌ای خاکستری‌رنگ بوده و در بخش‌های فوقانی توالی سازند قم در منطقه مورد مطالعه قرار دارد. دانه‌های اصلی

کرد که تنوع بالای آلوکم‌های اسکلتی در ریزرخساره‌های شناسایی شده، بیانگر افزایش عمق آب و همچنین چرخش مناسب آب در محیط رسوب‌گذاری این ریزرخساره می‌باشد (محمدیان اصفهانی و همکاران، ۱۳۹۲). بنابراین با توجه به مواردی که بیان گردید، احتمالاً ریزرخساره‌های سازند قم در برش مورد مطالعه، در بخش‌های انتهایی شلف داخلی تا شلف میانی رسوب‌گذاری کرده‌اند.

مطالعات ژئوشیمیایی

نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی و فرعی ۲۰ نمونه از سنگ آهک‌های سازند قم در برش کانسار مادآباد در جدول ۱ ارائه شده است. براساس این جدول، مقدار استرانسیم در نمونه‌های سنگ آهکی مورد مطالعه، بین ۱۱۲ تا ۵۹۹ پی‌پی‌ام و مقدار سدیم بین ۳۷۱ تا ۵۱۹ پی‌پی‌ام در نوسان است. مقدار منگنز در این سنگ‌ها بین ۲۲ تا ۱۰۲ پی‌پی‌ام متغیر است. در نمونه‌های آهکی سازند قم در منطقه مورد مطالعه میزان آهن بین ۱۴۸ تا ۳۶۵۳ پی‌پی‌ام در تغییر است.

بحث و بررسی

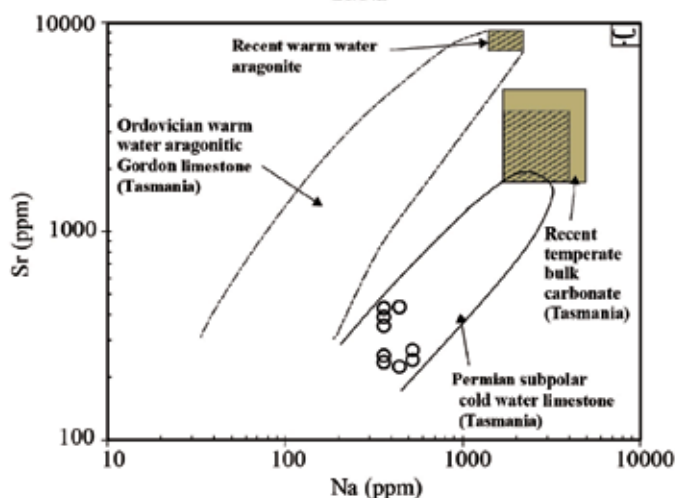
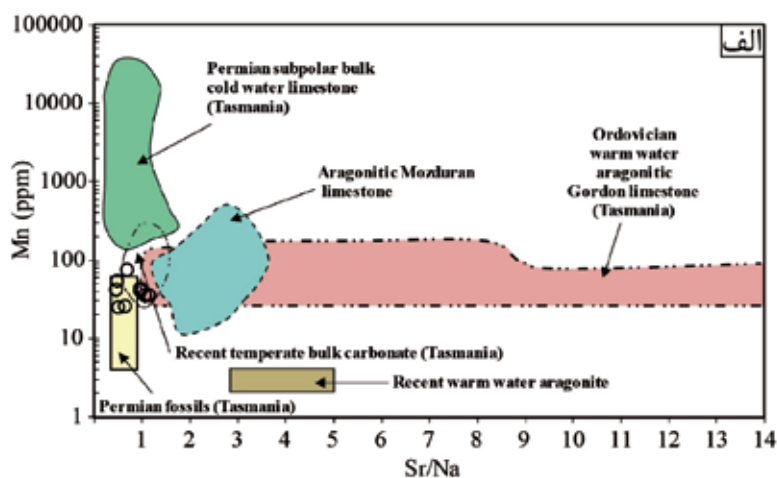
جهت تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه سنگ آهک‌های سازند قم در منطقه مادآباد و مقایسه آن با کربنات‌های آراگونیتی و کلسیتی عهد حاضر و دیرینه از نمودارهای مختلفی استفاده شد. با استفاده از نمودار Mn در مقابل نسبت Sr/Na می‌توان کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را از معادل‌های غیر حاره‌ای آنها تفکیک کرد (Winefeld et al., 1996; Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008; Adabi et al., 2010; Khatibi Mehr and Adabi, 2014). سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر دارای مقادیر منگنز پایین و نسبت Sr/Na بالا می‌باشند (Milliman, 1974). در حالی‌که در سنگ آهک‌های کلسیتی عهد حاضر و آهک‌های کلسیتی دیرینه، مقدار منگنز بالا و نسبت Sr/Na پایین (کمتر از ۱) است (آدابی، ۱۳۹۰). همچنین میزان پایین منگنز در کربنات‌ها به تبادل کمتر آب به سنگ نسبت داده می‌شود (آدابی، ۱۳۹۰). ترسیم مقادیر Mn در مقابل نسبت Sr/Na نشان می‌دهد که نسبت Sr/Na در نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در منطقه

شده و نبود ریزرخساره‌های متعلق به محیط‌های ساحلی و لاگون‌های محصور، بیانگر یک محیط رسوبی دریای باز و با شوری نرمال دریایی در حین رسوب‌گذاری نهشته‌های کربناته سازند قم در بخش‌های جنوب زنجان می‌باشد. در این برش، فابریک فنسترال، استروماتولیت، پیژوئید و ذارت آواری کوارتز که بیانگر محیط‌های جزر و مدی هستند، شناسایی و معرفی نشده است که خود گواهی بر یک محیط دریایی باز در حین رسوب‌گذاری سازند قم می‌باشد. لازم به توضیح است که ریزرخساره‌های سازند قم در بخش‌های باختری محدوده مورد مطالعه در این پژوهش، واقع در بخش‌های جنوب‌باختر زنجان (روستاهای قمچقای و دهشیر)، حاکی از ریفی بودن سازند کربناته قم می‌باشند. در این مناطق که در فاصله حدود ۳۰ کیلومتری منطقه مورد مطالعه در این تحقیق قرار دارد، حضور ریف‌های پیوسته و واقعی قابل تعقیب در صحرا با ضخامت زیاد و همچنین تغییرات سریع ریزرخساره‌ها و سنگ‌شناسی، دلیل محکمی بر وجود ریف‌های پیوسته (سدهای ریفی) برای کربنات‌های سازند قم می‌باشد (به‌عنوان مثال: پورمحمدی، ۱۳۹۲، عالی‌پور و همکاران، ۱۳۹۵، ربانی و زهدی، ۱۳۹۶). بنابراین، حوضه رسوبی سازند قم در منطقه مورد مطالعه در این تحقیق را با توجه به نوع ریزرخساره‌های شناسایی شده می‌توان ادامه بخش‌های عمیق‌تر دریا (عدم‌تاً بخش‌های شلف میانی) و مربوط به بخش‌های جلوی ریف و به سمت دریای باز در نظر گرفت. حضور غالب میکرایت و مقادیر کم سیمان در اکثر ریزرخساره‌ها نیز بیانگر یک محیط رسوبی کم انرژی و در زیر خط اثر امواج دریا در حالت طوفانی در زمان رسوب‌گذاری کربنات‌های سازند قم در منطقه مادآباد می‌باشد.

در منطقه مورد مطالعه با توجه به نوع بافت رسوبی و آلوکم‌های اسکلتی غالب، ریزرخساره پکستون حاوی مرجان و جلبک قرمز، احتمالاً در بخش‌های انتهایی شلف داخلی، ریزرخساره‌های دربرگیرنده جلبک قرمز، فرامینیفر بنتیک با دیواره هیالین و قطعات خارپوست در بخش‌های ابتدایی شلف میانی و ریزرخساره وکستون حاوی بایوکلیست فرامینیفر جلبک قرمز و پلانکتون، در بخش انتهایی شلف میانی برجای گذاشته شده‌اند. به‌طور کلی می‌توان بیان

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و فرعی برای سنگ آهک‌های سازند قم در برش کانسار مادآباد. مقادیر منیزیم و کلسیم بر حسب درصد وزنی و سایر عناصر بر حسب پی‌پی‌ام می‌باشد

Sample No.	M40	M41	M42	M43	M44	M45	M47	M48	M50	M51
Mg	0.30	0.20	0.25	0.40	0.27	0.28	0.35	0.30	0.18	0.20
Ca	38.52	39.02	39.09	38.33	39.26	39.33	38.32	39.61	39.50	39.38
Sr	416	394	430	599	310	346	425	197	264	112
Na	371	371<	371<	371<	371<	371<	371<	371<	371<	371<
Fe	1136	718	1385	1061	593	557	951	492	891	664
Mn	36	67	31	26	37	41	40	75	26	102
Sample No.	M52	M53	M54	M55	M56	M57	M58	M60	M62	M63
Mg	0.20	0.25	0.29	0.30	0.25	0.18	0.15	0.59	0.52	0.70
Ca	39.23	39.2	39.35	39.41	39.09	39.95	40.01	37.64	37.33	36.43
Sr	297	296	349	420	257	272	241	230	379	247
Na	-	371<	371	445	371	519	371	445	371	519
Fe	476	538	675	379	682	148	234	1954	1600	3653
Mn	51	22	41	43	71	26	27	53	36	42



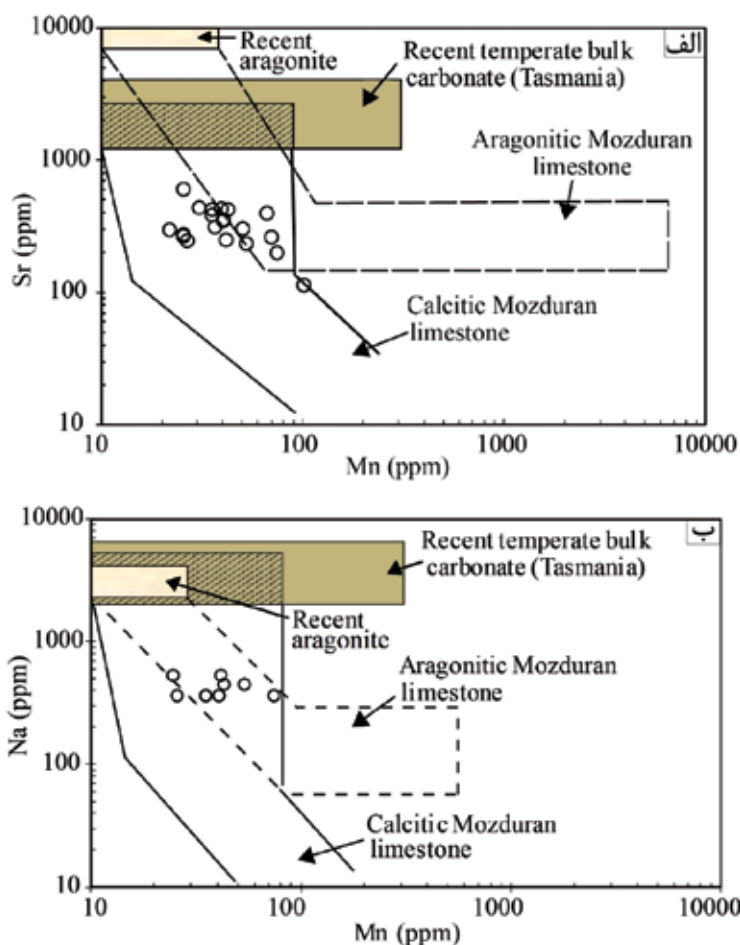
شکل ۵. موقعیت نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در برش کانسار مادآباد بر روی: الف) نمودار Mn در مقابل Sr/Na، ب) نمودار Sr در مقابل Na. برای مقایسه، محدوده‌های مربوط به کربنات‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1994)، نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر (Rao and Adabi 1992, Rao and Amini, 1995)، سنگ‌های آراگونیتی حاره‌ای اردوئین گوردون تاسمانیا (Rao, 1991)، سنگ آهک‌های آراگونیتی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) و فسیل‌ها و سنگ آهک‌های نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا (Rao, 1991) نیز ارائه شده است

که بیشتر نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در منطقه مورد مطالعه، در داخل محدوده کلسیتی سرد نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا، در استرالیا (Rao, 1991) واقع شده و دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی بوده‌اند.

مقایسه تغییرات Sr و Na در مقابل Mn در سنگ‌های آهکی سازند قم در منطقه مادآباد با محدوده‌های سنگ‌های آهکی آراگونیتی و کلسیتی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991) و نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر (Rao and Adabi, 1992) نشان می‌دهد که میزان استرانسیم در سنگ آهک‌های منطقه مورد مطالعه پایین‌تر از مقادیر معادل‌های عهد حاضر آنها بوده و در محدوده کلسیتی کربنات‌های مزدوران قرار گرفته است (شکل ۶). این نمودارها نیز بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی برای سنگ‌های آهکی سازند قم در منطقه مادآباد می‌باشند.

مادآباد کمتر از یک است به‌طوریکه اغلب نمونه‌ها در داخل یا نزدیکی محدوده‌های سنگ آهک‌های کلسیتی مناطق معتدله تاسمانیا قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). براساس این نمودار، سنگ‌های آهکی سازند قم در منطقه مادآباد احتمالاً دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی هستند.

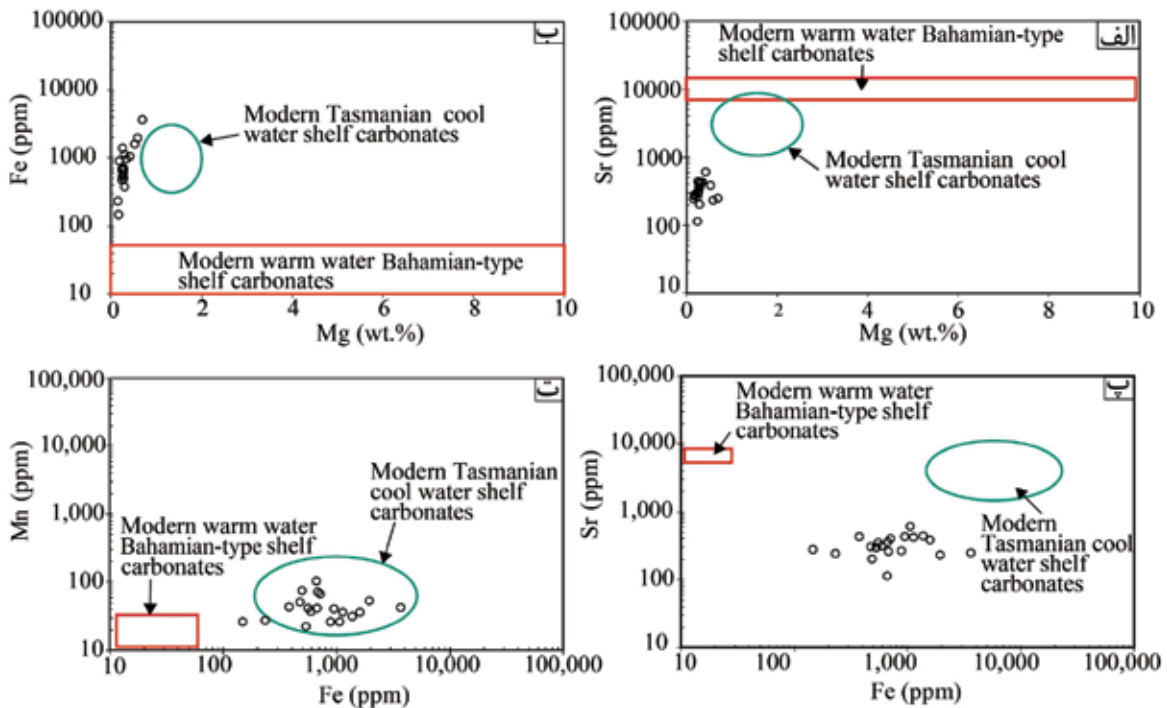
به‌طور معمول از مقادیر استرانسیم برای بررسی شرایط دیاژنزی، محیط دیرینه و تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه رسوبات کربناته استفاده می‌شود (Veizer and Demovic, 1973; Heydari et al., 2008; Adabi et al., 2010). نتایج به‌دست آمده از تجزیه‌های شیمیایی سنگ آهک‌های سازند قم در منطقه مورد مطالعه حاکی از آن است که مقادیر استرانسیم و سدیم در این نمونه‌ها به‌ترتیب بین ۱۱۲ تا ۵۹۹ و ۳۷۱ تا ۵۱۹ پی‌پی‌ام در نوسان است. ترسیم این داده‌ها بر روی نمودار Sr در مقابل Na (شکل ۵-ب) نشان می‌دهد



شکل ۶. موقعیت نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در برش کانسار مادآباد بر روی: الف) نمودار Sr در مقابل Mn، ب) نمودار Na در مقابل Mn. برای مقایسه، محدوده‌های مربوط به نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر (Rao and Adabi, 1992) و سنگ آهک‌های آراگونیتی و کلسیتی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) نیز ارائه شده است

است. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در منطقه مادآباد در نزدیکی و یا در داخل محدوده کربنات‌های شلف آب‌های سرد عهد حاضر تاسمانیا قرار گرفته است و دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی می‌باشند که با نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد.

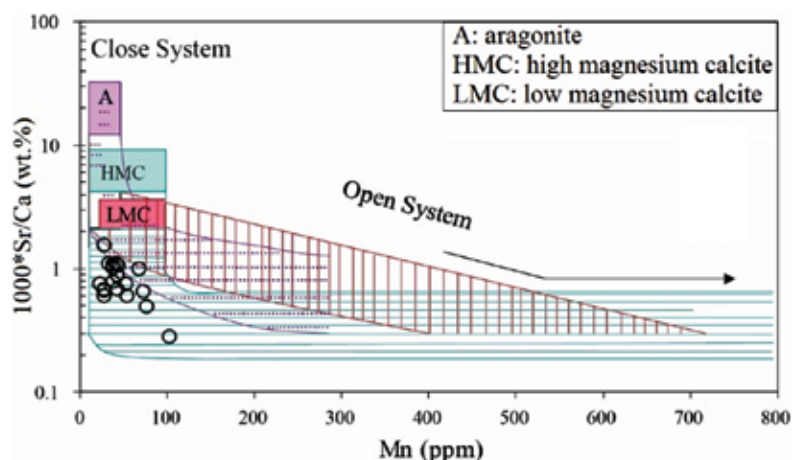
به‌منظور تأیید کانی‌شناسی اولیه کلسیتی برای نمونه‌های کربناتی سازند قم در منطقه مورد مطالعه، از نمودارهای ارائه شده توسط راتو (Rao, 1996) استفاده شده است (شکل ۷). در این شکل محدوده کربنات‌های شلف آب‌های گرم عهد حاضر نوع باهاما با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی و کلسیت پُر منیزیم و کربنات‌های شلف آب‌های سرد عهد حاضر تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی نیز نشان داده شده



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در برش کانسار مادآباد بر روی نمودارهای ارائه‌شده توسط راتو (Rao, 1996). برای مقایسه، محدوده‌های مربوط به کربنات‌های شلف آب‌های گرم عهد حاضر نوع باهاما و کربنات‌های شلف آب‌های سرد عهد حاضر تاسمانیا نیز ارائه شده است. در هر یک از شکل‌های الف تا ت، همان‌گونه که مشخص است نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در منطقه مورد مطالعه (داویر خالی) در نزدیکی و داخل محدوده کربنات‌های شلف آب‌های سرد عهد حاضر تاسمانیا قرار گرفته است که دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی می‌باشند، قرار گرفته است

(HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) (Brand and Veizer, 1980) نیز در این نمودار نشان داده شده است. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، نمونه‌های کربناتی سازند قم در منطقه مادآباد دارای مقادیر پایین (کمتر از یک) نسبت استرانسیم بهنجارشده به کلسیت و تغییرات ناچیز Mn بوده و در محدوده کلسیت‌های پُر منیزیم قرار می‌گیرند. این امر می‌تواند ناشی از بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی در این توالی باشد.

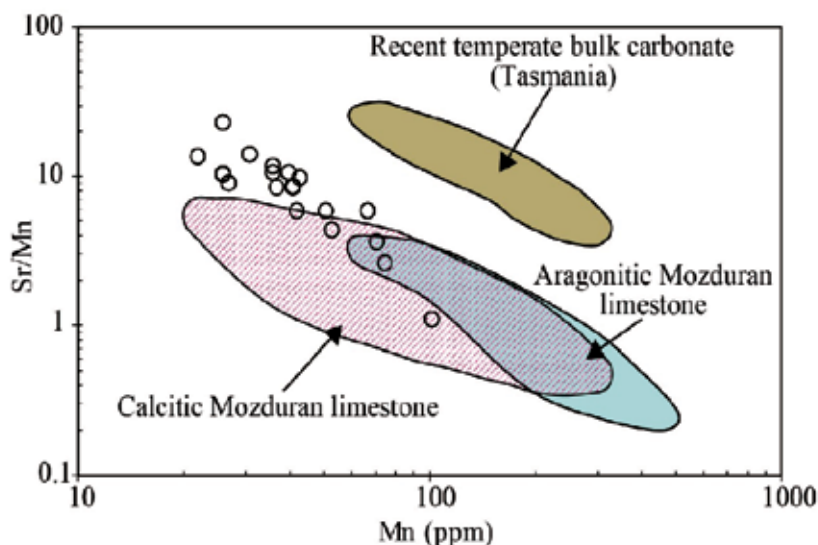
براساس نسبت استرانسیم بهنجارشده به کلسیت ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) در مقابل Mn، روند دیاژنز در سیستم‌های بسته و باز قابل تعیین است (Veizer, 1983). در سامانه‌های دیاژنزی بسته، میزان منگنز کاهش می‌یابد (Brand et al., 2006). در شکل ۸ تغییرات مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مقابل Mn برای نمونه‌های کربناتی سازند قم در منطقه مادآباد نشان داده شده است. برای مقایسه، محدوده‌های مربوط به روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پُر منیزیم



شکل ۸. موقعیت نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در برش کانسار مادآباد بر روی نمودار نسبت $1000 * Sr/Ca$ در مقابل Mn. برای مقایسه، محدوده‌های ارائه شده برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پرمینیم (HMC) و کلسیت کم‌مینیم (LMC) (Brand and Veizer, 1980) نیز ارائه شده است

موقعیت قرارگیری این نمونه‌ها بر روی نمودار نسبت Sr/Mn در برابر Mn (شکل ۹) نشان می‌دهد نمونه‌های کربناته سازند قم در مقایسه با کربنات‌های کلسیتی سازند مزدوران دارای مقادیر بیشتر نسبت Sr/Mn هستند. این امر بیانگر تأثیر کمتر فرایندهای دیاژنتزی و انحلال بر روی کربنات‌های سازند قم در منطقه مادآباد و حاکی از بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی است. این نتیجه‌گیری با ترسیم مقادیر Sr/Ca در مقابل Mn (شکل ۸) نیز تأیید می‌شود.

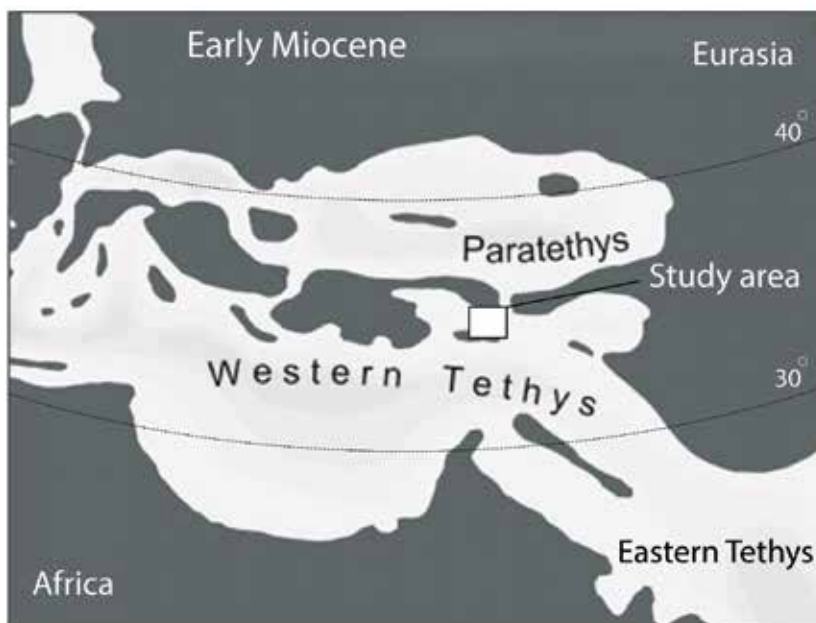
رسم نسبت Sr/Mn در برابر Mn به‌عنوان معیاری مفید برای برآورد میزان انحلال سنگ‌های کربناته کاربرد دارد (Rao, 1991). در اثر انحلال، آراگونیت و کلسیت پرمینیم ناپایدار شده و به کلسیت کم‌مینیم پایدار تبدیل می‌شوند. این فرآیند موجب کاهش چشمگیر میزان استرانسیم و افزایش میزان منگنز می‌شود (Budd, 2002). نمونه‌های آهکی سازند قم در منطقه مادآباد دارای نسبت Sr/Mn بالا (بین ۱ تا ۱۳) و مقدار Mn پایین تا متوسط می‌باشند.



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در برش کانسار مادآباد بر روی نمودار نسبت Sr/Mn در مقابل Mn. برای مقایسه، محدوده‌های مربوط به نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر (Rao and Adabi, 1992, Rao and Amini, 1995) و سنگ آهک‌های آراگونیتی و کلسیتی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) نیز ارائه شده است. این نمودار بیانگر تأثیر کمتر فرایندهای دیاژنتزی و انحلال و بسته بودن سیستم دیاژنتیکی برای سنگ آهک‌های سازند قم در این منطقه است

سازندهای کربناته آسماری (به سن الیگوسن-میوسن) و دالان (به سن پرمین) که به‌ترتیب به‌عنوان بزرگ‌ترین مخازن نفتی و گازی ایران محسوب می‌شوند، دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی بوده و فرآیندهای دیاژنزی و انحلال نقش به‌سزایی در افزایش کیفیت مخزنی آنها داشته‌اند (Honarmand and Amini, 2012; Adabi et al., 2017; Jafarian et al., 2016). در مقابل، همان‌گونه که در مطالب بالا توضیح داده شد، سازند قم دارای ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی با میزان انحلال پایین می‌باشد. بنابراین، فرآیندهای دیاژنزی به‌ویژه انحلال نقش چندانی در بالا رفتن کیفیت مخزنی این سازند نداشته است. لذا، عامل اصلی در بالا رفتن کیفیت مخزنی سازند قم در میدان‌های گازی ایران مرکزی (نظیر میدان‌های سراج و البرز) را می‌توان به وجود درزه‌ها و گسل‌ها نسبت داد. این مطلب توسط کرمی موحد و همکاران (Karami-Movahed. et al., 2016) نیز اشاره شده است.

موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه جغرافیایی دیرینه زمان میوسن (Harzhauser and Piller, 2007)، بیانگر قرارگیری این منطقه در عرض جغرافیایی ۳۵ درجه شمالی می‌باشد (شکل ۱۰). این امر تأییدی بر رسوب‌گذاری سازند قم در منطقه متعلق به کربنات‌های مناطق معتدله (temperate carbonate) و دلیلی بر ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی برای کربنات‌های این سازند است که با نتایج مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی هم‌خوانی دارد. ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند قم با سازند معادل آن در حوضه رسوبی زاگرس (سازند آسماری)، به‌دلیل رسوب‌گذاری سازند آسماری در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر (حدود ۲۰ درجه شمالی) متفاوت می‌باشد. مطالعات انجام‌شده بر روی سازند آسماری بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای نهشته‌های کربناته این سازند می‌باشد (کریمی مصدق و همکاران، ۱۳۸۹؛ کاک‌م و همکاران، ۱۳۹۳).



شکل ۱۰. موقعیت قرارگیری منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه جغرافیای دیرینه زمان میوسن (با اندکی تغییرات از Harzhauser and Piller, 2007)

نتیجه‌گیری

پتروگرافی، سنگ‌های آهکی سازند قم در منطقه مادآباد از آلوم‌های اسکلتی با زمینه‌ای از گل کربناته و به‌صورت بافت گل پشتیبان (وکستون) و گاهی دانه پشتیبان (پکستون) تشکیل شده‌اند. نتایج این مطالعات بیانگر نقش ناچیز

سازند قم در برش کانسار مادآباد ۱۹۰ متر ستبراً داشته و از سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای، سنگ آهک مارنی و مارن تشکیل شده است. براساس نتایج مطالعات

۱۳۹۵. زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند قم در برش تلن کوه (جنوب‌باختری سمنان). رسوب‌شناسی کاربردی، ۷، ۱۰۱-۱۱۶.

- شهیدی، ع. و بهار فیروزی، خ.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی حلب، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- عالی‌پور، ش.، میرزایی عطاءآبادی، م.، زهدی، ا. و رحمانی، ع.، ۱۳۹۵. چینه‌شناسی و ریزرخساره‌های سازند قم در منطقه قمچقای، جنوب زنجان. یازدهمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، ۱۷-۱۸ اسفند ۱۳۹۵، دانشگاه پیام نور طبس، ۱۹۰.

- علوی نائینی، م.، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی خدابنده-سلطانیه، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- کاک‌مم، ا.، آدابی، م.ح. و صادقی، ع.، ۱۳۹۳. دیاژنز میکروفاسیس و تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند آسماری در برش کوه ریگ، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۳۱، ۹۱-۱۰۶.

- کریمی مصدق، ز.، آدابی، م.ح. و صادقی، ع.، ۱۳۸۹. ژئوشیمی سازند آسماری در مقاطع سطح‌الارضی تنگ سپو و تنگ بن در ناحیه استان کهگیلویه و بویراحد، فصلنامه علوم زمین، ۷۶، ۲۳-۳۲.

- محمدیان اصفهانی، م.، صفری، ا. و وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۲. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه بیجگان (شمال‌شرق دلیجان). رخساره‌های رسوبی، ۶، ۶۵-۷۶.

- نوری، م.، ۱۳۹۷. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار سلسستین مادآباد، باختر قیدار. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه زنجان، ۱۱۲.

- Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, 267-277.

- Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72, 253-267.

پدیده‌های دیاژنتیکی نظیر انحلال در این سنگ‌ها و تأییدی بر کانی‌شناسی اولیه کلسیتی آنها است. پنج ریزرخساره اصلی در بخش‌های سنگ آهکی سازند قم در منطقه مادآباد قابل شناسایی است. توزیع فرامینیرها و سایر اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی و همچنین تغییرات جانبی و عمودی ریزرخساره‌ها نشان می‌دهد که مدل رخساره‌ای سازند قم در برش مذکور در پلت‌فرم‌های کربناته نوع شلف نهشته شده است.

تغییرات Mn در مقابل نسبت Sr/Na و Sr در مقابل Na برای نمونه‌های سنگ آهکی سازند قم در منطقه مادآباد و مقایسه آنها با محدوده‌های کلسیتی و آراگونیتی بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی آنها می‌باشد. این نمونه‌ها دارای مقادیر پایین (کمتر از یک) نسبت استرانسیم بهنجار شده به کلسیت (Sr/Ca)*^{۱۰۰۰} و تغییرات ناچیز Mn بوده و در محدوده کلسیت‌های پُر منیزیم قرار می‌گیرند. از طرف دیگر، این نمونه‌ها دارای نسبت Sr/Mn بالا (بین ۱ تا ۱۳) و مقدار Mn پایین تا متوسط می‌باشند. این امر بیانگر تأثیر کم فرآیندهای انحلال بوده و می‌تواند دلیلی بر بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی باشد. شواهد مذکور بیانگر نقش کلیدی شکستگی‌ها در مقایسه با فرآیندهای دیاژنتزی و انحلال در بالا رفتن کیفیت مخزنی سازند قم در میدان‌های گازی ایران مرکزی (نظیر میدان‌های سراج و البرز) است.

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آرین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳.

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

- پورمحمدی، س.، ۱۳۹۲. سکانس استراتیگرافی و بیوفاسیس سازند قم در برش دهشیر بالا (جنوب‌غرب زنجان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه، ۲۹۱.

- ربانی، ج. و زهدی، ا.، ۱۳۹۶. تحلیل شرایط پالئوآکولوژی کلنی‌های مرجانی ریف‌ساز میوسن پیشین در شمال‌باختر زنجان. چهارمین همایش منطقه‌ای تغییر اقلیم و گرمایش زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، ۵.

- حسینی‌نژاد، س.م.، رامه، ح. و اهری‌پور، ر.

- Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2016. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). *Carbonates and Evaporites*, 31, 69-85.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghaveishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), southwest Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 148-160.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II, stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 987-997.
- Brand, U., Azmy, K. and Veizer, J., 2006. Evaluation of the salinic I tectonic, Canadian glacial and Ireviken biotic events: Biochemostratigraphy of the Lower Silurian succession in the Niagara Gorge area, Canada and U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241, 192-213.
- Budd, D., 2002. The relative roles of compaction and early cementation in the destruction of permeability in carbonate grainstones: A case study from the Paleogene of west-central Florida. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 116-128.
- Daneshian, J. and Ramezani-Dana, L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 844-858.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 491-505.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1, 108-121.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 976.
- Furrer, M.A. and Soder, P.A., 1955. The Oligo-Miocene Formation in the Qom region (Iran). *Proceeding. 4th World Petroleum Congress*, 6-15 June, Roma, Italy, 267-277.
- Harzhauser, M. and Piller, W.E., 2007. Benchmark data of a changing sea-palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253, 8-31.
- Heydari, E., Arzani, N. and Hassanzadeh, J., 2008. Mantle plume: The invisible serial killer-application to the Permian-Triassic boundary mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 264, 147-162.
- Honarmand, J. and Amini, A., 2012. Diagenetic processes and reservoir properties in the ooid grainstones of the Asmari Formation, Cheshmeh Khush Oil Field, SW Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 81, 70-79.
- Jafarian, A., Javanbakht, M., Koeshidayatullah, A., Pimentel, N., Salad Hersi, O., Yahyaiei, A. and Beigi, M., 2017. Paleoenvironmental, diagenetic, and eustatic controls on the Permo-Triassic carbonate-evaporite reservoir quality, Upper Dalan and Kangan formations, Lavan Gas Field, Zagros Basin. *Geological Journal*, 53, 1442-1457.
- Karami-Movahed, F., Aleali, M. and Ghazanfari, P., 2016. Facies analysis, depositional environment and diagenetic features of the Qom Formation in the Saran Semnan, Central Iran.

Open Journal of Geology, 6, 349-362.

- Khatibi Mehr, M. and Adabi, M.H., 2014. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 13, 127-148.
- Milliman, J., 1974. *Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1*. Springer-Verlag, New York, 375.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri Moghaddam, H., Vaziri, M.R., and Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, south of the Kashan, Central Iran. *Carbonates and Evaporites*, 26, 255-271.
- Okhravi, R. and Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin, Iran). *Sedimentary Geology*, 118, 37-54.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6, 83-106.
- Rao, C.P., 1996. *Modern Carbonates Tropical Temperate Polar*. Introduction to Sedimentology and Geochemistry. Howrah, Tasmania, 206.
- Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103, 249-272.
- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf. Carbonates, western Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 10, 114-123.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U. and Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): Evidence for an Early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 627-650.
- Schuster, F. and Wielandt, U., 1999. Oligocene and early Miocene coral faunas from Iran: paleoecology and paleobiogeography. *International Journal of Earth Sciences*, 88, 571-581.
- Vaziri-Moghaddam, H. and Torabi, H., 2004. Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession, Central basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 6, 321-344.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 11, 265-299.
- Veizer, J. and Demovic, R., 1973. Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequence of the western Carpathians. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43,1, 258-271.
- Winefeld, P.R., Nelson C.S. and Hodder, A.P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry, a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, 11, 19-31.

رابطه دیاژنز، شکستگی، توزیع تخلخل ماتریکس و تولید چاه‌ها در مخزن بنگستان اهواز

مهدی خشنودکیا^۱، محمد حسین آدابی^{۲(و*)}، محبوبه حسینی برزی^۳ و محسن مسیحی^۴

۱. دانشجوی دکترا گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

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

۳. دانشیار گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۴. استاد گروه مهندسی شیمی و نفت، دانشگاه صنعتی شریف

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۴/۲۷

چکیده

مخزن بنگستان میدان اهواز متشکل از سازندهای ایلام و سروک با ضخامت تقریبی ۱۰۰۰ متر در دوره کرتاسه بالایی در شرایط تکتونیکی و رسوبی متفاوت رسوب‌گذاری کرده است و متشکل از ۴ زون مخزنی (C-E-G-I) می‌باشد، که توسط زون‌های متراکم و ناترو (A, B, D, F, H) جدا شده‌اند. این مخزن، تکراری از رخساره‌های رسوبی پشته‌های سدی بوده، که به سمت محیط لاگون (D-H-C3) رخساره می‌دهد، به استثنای جوان‌ترین سکانس که رفتاری عمیق شونده را نشان می‌دهد. رسوب‌گذاری در رخساره‌های پشته‌های سدی تغییرات فراوان رسوبی را در جهت عمودی و افقی در زون‌های I-G-E-F-C3 نشان می‌دهد، که اثر این تغییرات در گستره مخزن دیده می‌شود. همچنین اثرات گسل‌های قدیمی با روند تقریباً شمالی-جنوبی در گستره مخزن بنگستان باعث تغییر در جغرافیای قدیمی حوضه شده، که نقش موثری را در تغییرات دیاژنتیک، جایگاه رسوب‌گذاری و در نهایت عملکرد مخزن متعارف و شکسته شده دارد. تخلخل ماتریکس در زون‌های (I-G-E-C3) متأثر از فابریک می‌باشد. بنابراین رخساره‌های گرینستون و پکستون کیفیت مخزنی بهتری نسبت به وکستون و مادستون دارد. دیاژنز و آب‌های متئوریک بر سطوح رخنمون یافته در بالای هر سیکل تأثیر گذاشته است و بهترین کیفیت مخزنی در رخساره‌های گرینستون و پکستون که تأثیرات آب‌های متئوریک را تجربه کرده‌اند، وجود دارد. لذا رخنمون رخساره‌های مخزنی در بالای هر سیکل در مخزن بنگستان اهواز و تحت تأثیر قرار گرفتن آن توسط آب‌های متئوریک نقش اساسی در تولید از مخزن بازی می‌کند. اما در زون C1 مخزن بنگستان اهواز که حاوی رخساره‌ای از جنس آهک گل سفیدی می‌باشد، پدیده غالب انحلال و دیاژنز متئوریکی است که باعث افزایش تخلخل و عدم افزایش تراوایی گردیده است. لذا رفتار دیاژنزی متفاوت در مقایسه با زون‌های دیگر مخزنی بنگستان اهواز دارد. از طرفی شکستگی‌ها از مرکز به سمت شرق مخزن بنگستان و عمدتاً در زون‌های E-F-G توسعه یافته است. وجود شکستگی‌های باز توسط داده‌های هرزروی، آنالیز ساختمانی-رسوبی و دینامیک مخزن تأیید شده است. افزایش هرزروی گل حفاری در بعضی از نواحی زون‌های متراکم (D-F-H) می‌تواند شاهدهی بر ارتباط عمودی دو مخزن و نبود سد رسوبی در آن نواحی باشد.

واژه‌های کلیدی: دیاژنز، شکستگی، تولید چاه، بنگستان اهواز.

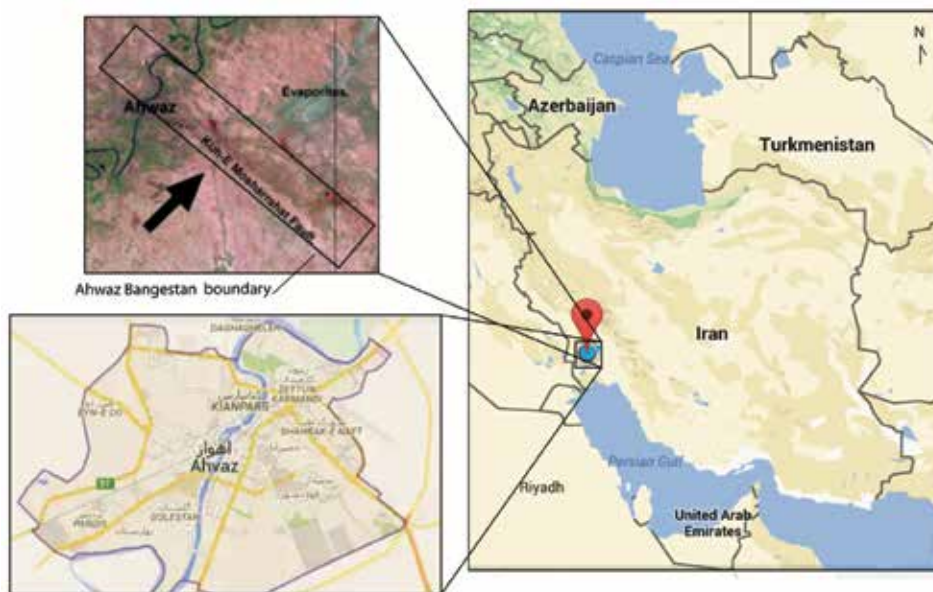
مقدمه

فاکتورهای زمین‌شناسی می‌توانند ارزیابی مناسبی برای کنترل خصوصیات هتروژنی و کیفیت مخزنی باشند. از آنجایی که اکثر مخازن خاورمیانه و به‌ویژه کمربند رسوب‌گذاری زاگرس از نوع کربنات‌های شکافدار می‌باشند، لذا شناخت این فاکتورها و نحوه عملکرد آنها در فهم رفتار مخزن در وضعیت حال و پیش‌بینی تغییرات آن در مراحل بعدی تولید و بازیافت ثانویه مخزن موثر و مهم تلقی می‌شود. به‌طور کلی از نگاه رسوب‌شناسی عوامل کنترل‌کننده کیفیت مخزنی شامل عوامل محیطی (در زمان رسوب‌گذاری یا کمی بعد از رسوب‌گذاری تاثیر گذاشته) و عوامل دیاژنتیکی (بعد از نهشته شدن رسوبات اتفاق افتاده) است که موجب افزایش یا کاهش کیفیت مخزنی شده است، لذا پارامترهایی چون انحلال، سیمانی شدن، شکستگی و نئومورفیسم در کاهش یا افزایش کیفیت مخزنی نقش داشته‌اند. در این مطالعه سعی شده تا نقش فاکتورهای زمین‌شناسی از دیدگاه دیاژنز و ارتباط آن با توسعه شکستگی‌ها و تولید چاه‌ها مورد بررسی قرار گیرند، تا بر این اساس بتوان نواحی که عوامل دیاژنتیک تاثیر مثبتی یا منفی در توسعه کیفیت مخزنی دارند را شناسایی کرد.

جایگاه زمین‌شناسی

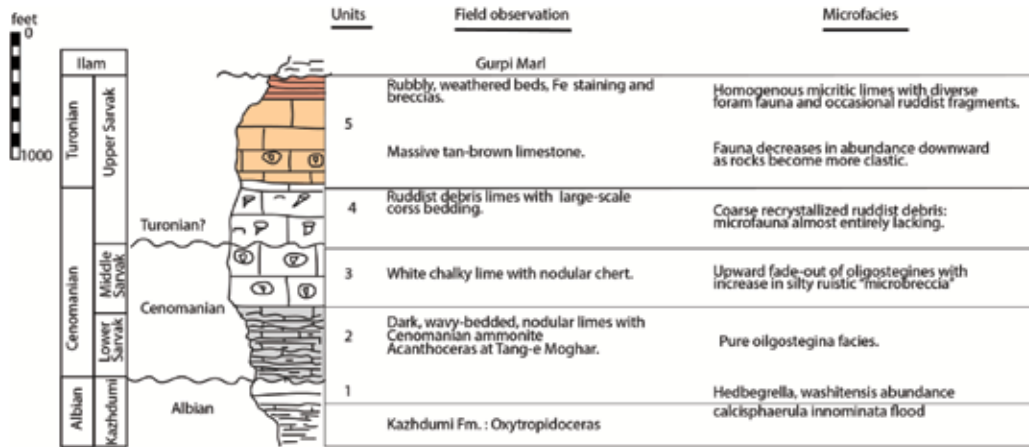
میدان اهواز یکی از بزرگترین میادین ایران می‌باشد و شهر اهواز بر روی بخشی از آن قرار دارد (شکل ۱). میدان اهواز متشکل از مخازن آسماری (تخریبی-کربناته)، بنگستان (کربناته) و خامی (کربناته) می‌باشد. مخزن بنگستان تاقدیس اهواز در یک حوضه فورلند^۱ در اقیانوس نتوتیس در دوران کرتاسه در شرایط رسوب‌گذاری و تکتونیک متفاوت ته‌نشست کرده است. گروه بنگستان شامل سازندهای ایلام و سروک می‌باشد (شکل ۲)، که در ناحیه مطالعه عمدتاً تکرار رخساره‌های پشته‌های سدی و لاگون به همراه توزیع خرده‌های رودیست می‌باشد.

میدان اهواز تاقدیس سینوسی کم‌شیب و نامتقارن با روند شمال غربی-جنوب شرقی است، که به سمت جنوب غرب باریک‌تر و مرتفع‌تر می‌شود (Speer and Baker, 1978). بر اساس خصوصیات سنگ‌شناسی، مخزن بنگستان به ۱۷ زون تقسیم شده است (گزارش ۸۰۷۹، ۱۳۹۴). متوسط ضخامت چینه‌ای مخزن بنگستان در میدان نفتی اهواز ۹۰۰ متر می‌باشد (شکل ۳). این مخزن به ترتیب از چهار زون مخزنی (C-E-G-I) تشکیل شده است که توسط زون‌های آهکی متراکم و ناتروا (D-F-H) جدا شده‌اند. نام‌گذاری گرمخانه‌ها از بالا به سمت پایین به ترتیب حروف الفبای انگلیسی ("A" to "J") می‌باشد (شکل ۳).

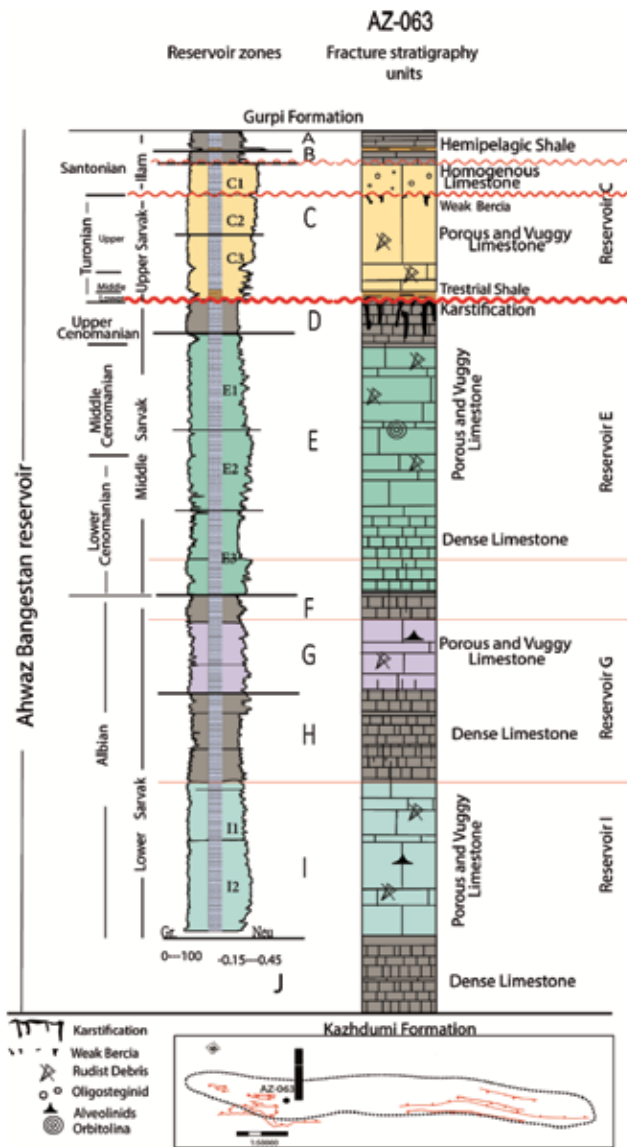


شکل ۱. جایگاه میدان اهواز در جنوب غرب ایران با راستای شمال غرب-جنوب شرق

1. Foreland basin



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی سازند بنگستان در دوران کرتاسه در جنوب غرب ایران و نواحی اطراف، مهم‌ترین سنگ منشا برای مخازن بنگستان دوره کرتاسه بالایی سازند کژدمی می‌باشد (باز طراحی گزارش James and Wynd, 1965)

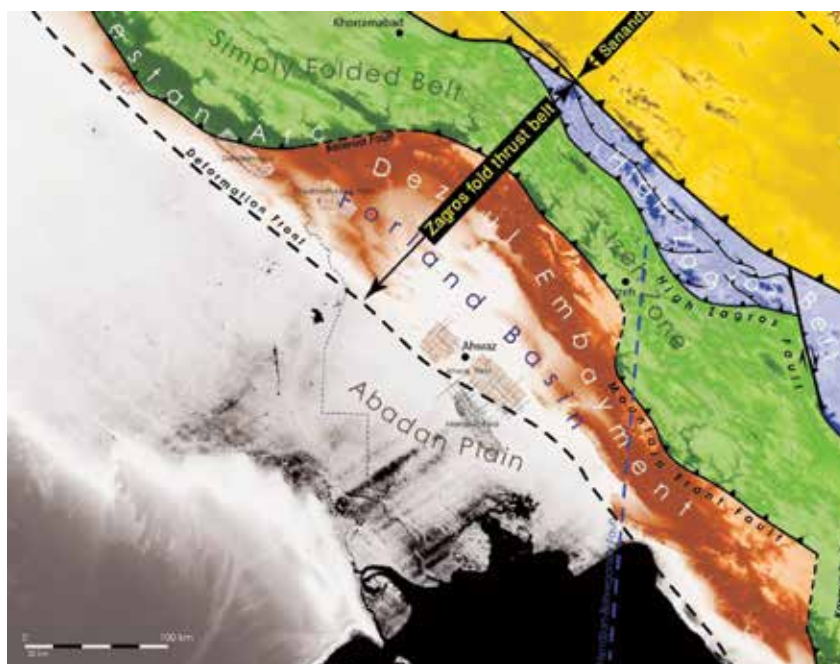


شکل ۳. نمایش زون‌های مخزنی و غیر مخزنی در بنگستان اهواز. در بعضی از نواحی مخزن زون‌های غیر مخزنی به دلیل توسعه شکستگی‌ها نقش مخازن را بازی کرده است

مطالعات قبلی

شد (Berberian, 1995) (شکل ۴). از دیدگاه رابطه بین شکستگی‌ها و تولید چاه‌های بنگستان اهواز مطالعه‌ای با ۲۰ حلقه چاه ابتدایی در این مخزن انجام شد و عمده شکستگی‌ها در جهت شرق و میانه مخزن معرفی کردند (Speers and Baker 1978). همچنین از دیدگاه رسوب‌شناسی می‌توان به مطالعه مغزه در مخزن بنگستان اهواز اشاره کرد که به معرفی ۷ سیکل رسوبی انجامید (Bolz, 1978).

مقالات فراوانی در مورد حوضه زاگرس در توصیف تقسیمات زمین‌شناسی آن وجود دارد. در ابتدا حوضه زاگرس به زون‌های ساختاری زاگرس چین‌خورده ساده^۱، زون تراستی هم‌آغوش^۲ و زون دگرگونی^۳ تقسیم شد (Falcon, 1961). بعد از آن تقسیم‌بندی جدیدتری شامل زون گسل تراستی زاگرس مرتفع^۴، فروافتادگی دزفول^۵ که میدان اهواز در این ناحیه قرار دارد، نوارچین خورده ساده^۶ و دشت آبادان ارائه



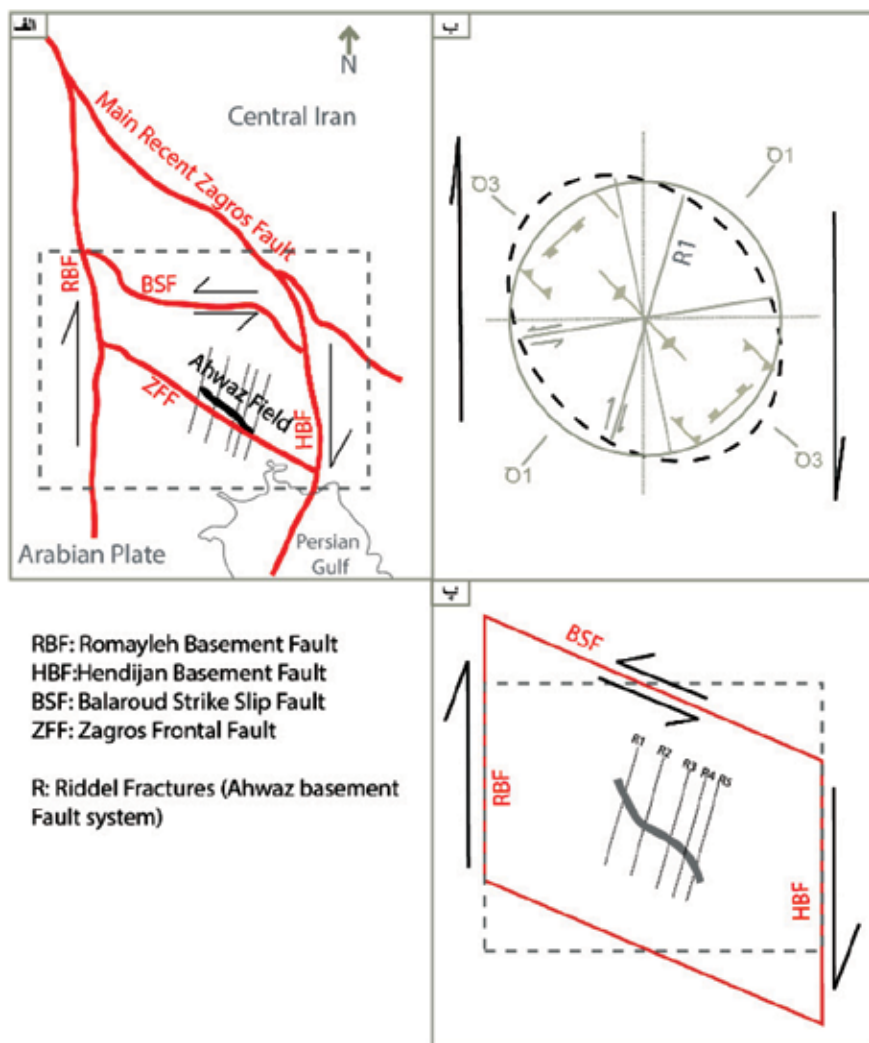
شکل ۴. تقسیمات زمین‌شناسی ساختاری زاگرس که موقعیت میدان اهواز در آن مشخص شده. بر این اساس میدان اهواز در ناحیه ساختاری فروافتادگی دزفول قرار می‌گیرد (Berberian, 1995, Falcon, 1961)

داده‌ها و روش کار

در این مطالعه از داده‌های مغزه و خرده‌های حفاری ۱۳ حلقه چاه (۱۱۶-۲۱۴-۲۱۷-۳۴۷-۳۵۴-۳۵۵-۳۶۰-۳۶۳-۳۶۸-۳۶۹-۳۹۶-۶۳-۳۸۳) استفاده شده است تا با بررسی کیفیت مخزنی مغزه‌ها و خرده‌های حفاری از

1. Simply folded belt
2. Imbricated thrust
3. Metamorphic complex
4. High Zagros thrust fault
5. Dezful Embayment
6. Simply folded belt
7. Structural deformation
8. Riddle

بر اساس یک مطالعه ساختاری میدان اهواز بر اثر تکتونیک ناحیه‌ای گسل‌های اصلی زاگرس (گسل هندبجان در شرق-گسل بالارود در شمال-گسل رومیله در غرب و گسل پیش‌کمانی زاگرس در جنوب) در یک چارچوب پی‌سنگی لوزی شکل قرار دارد (شکل ۵ الف-ب-پ). بر اثر فعالیت تکتونیکی این گسل‌ها میدان اهواز متاثر از یک تغییر شکل ساختاری^۷ شده است، که باعث ایجاد یک سری گسل و شکستگی ریدل^۸ با امتداد آزیموتی ۱۷ درجه شمالی شده است (ارزانی و حیدری ۱۳۸۷).



شکل ۵. عناصر اصلی چهارچوب پی‌سنگی و مدل پیشنهادی تغییر شکل ساختمانی تاکدیس اهواز (با کمی تغییرات از ارزانی و حیدری ۱۳۸۷)، الف) تاکدیس اهواز در بین گسل هندیدجان در شرق-گسل بالارود در شمال-گسل رومیله در غرب و گسل پیش‌کمانی زاگرس در جنوب قرار دارد، ب) بیضی تنش به همراه سیستم گسل امتداد لغز، پ) تاکدیس اهواز در چارچوب پی‌سنگی لوزی شکل قرار دارد

دیاژنز مخزن در چاه ۶۳ بنگستان اهواز به دلیل داشتن اطلاعات کامل مغزه استفاده شده است. در ادامه نتایج سنگ‌شناسی به صورت جانبی مورد بررسی قرار گرفت، تا تغییرات دیاژنتیک و رخساره‌ای مشاهده شده در مقاطع نازک بررسی شود. در نهایت برای فهم بهتر رفتار مخزن بنگستان از داده‌های هرزروی گل حفاری در هر زون، داده‌های دینامیک و تولید مخزن بنگستان اهواز برای پاسخ‌گویی به ابهامات موجود در مورد رفتار هتروژنی مخزن و یگانه یا دو گانه بودن نوع تخلخل موثر در تولید نفت در گستره مخزن استفاده شده است.

دیدگاه شکستگی، تغییرات رخساره‌ای و تطابق با لاک‌های پتروفیزیکی رفتار هتروژنی مخزن درک شود. همچنین بر اساس مقاطع نازک به دست آمده از مغزه‌ها و خرده‌های حفاری تاثیر عوامل دیاژنز در کیفیت مخزنی و همچنین تغییرات رخساره‌ای مشخص شد. البته لازم به ذکر است درک کامل سناریوی مخزن در چاه‌هایی که عمدتاً مغزه گیری به صورت ناقص صورت گرفته است و باید از داده‌های خرده حفاری استفاده شود با درصد بالایی از عدم قطعیت و کمبود اطلاعات مناسب همراه است. لذا عمده تصاویر مقاطع نازک و ستون چینه‌شناسی مخزن بنگستان برای درک بهتر خواننده از رسوب‌گذاری متوالی و تاثیر فرایندهای

دیاژنز

است. اما نیمه شرقی میدان متأثر از فرایند سیمانی شدن اولیه و دولومیتی شدن غیر موثر و همچنین پدیده انحلال کمتر قرار گرفته است، که تا حدودی کیفیت مخزنی را پایین آورده است. ادامه به سمت بالا به تدریج از ضخامت رخساره لاگونی کاسته شده و بر ضخامت رخساره سدهای ریفی با خرده‌های فراوان رودیست و سدهای میان جزر و مدی افزوده می‌شود. تغییرات سریع محیط رسوبی به صورت عمودی و جانبی تایید بر وجود رخساره پشته‌های سدی می‌باشد. عمده‌ترین فرایند دیاژنتیک مشاهده شده در این زون فرایند سیمانی شدن، انحلال و گهگاهی پدیده نئومورفیسم است. زون II نشان‌دهنده کاهش ضخامت رخساره‌های مخزنی به سمت بالا و تغییرات محیط رسوبی در مقطع طولی و عمودی می‌باشد. این زون متأثر از پدیده دیاژنتیک سیمانی شدن و نئومورفیسم قرار گرفته است (شکل ۶ ب). زون H با رخساره مادستونی دارای تخلخل بسیار پایینی می‌باشند و پدیده‌های دیاژنتزی مشاهده شده در این زون حاکی از سیمانی شدن و نئومورفیسم است (شکل ۶ پ-ت).

۲- مخزن میانی (زون‌های G و F)

زون G متشکل از رخساره‌های پشته‌های سدی و لاگون است و تحت تاثیر پدیده دیاژنتیک سازنده و یا مخرب قرار گرفته است. پدیده‌های مهم دیاژنتیک مشاهده شده انحلال، سیمانی شدن و کمتر شواهدی از نئومورفیسم دیده می‌شود (شکل ۷ الف). تخلخل ماتریکس این زون پایین و متأثر از رخساره‌های رسوبی و پدیده دیاژنتزی سیمانی شدن و نئومورفیسم است. زون F با رخساره مادستون دارای کیفیت مخزنی پایینی است، که این امر متأثر از نوع رخساره رسوبی و شرایط دیاژنتیک سیمانی شدن و دولومیتی شدن مخرب است (شکل ۷ ب). رخساره غالب در زون F لاگونی و تا حدودی هم در انتهای شرق میدان رخساره دریای باز را نشان می‌دهد.

۳- مخزن میانی (زون‌های E و D)

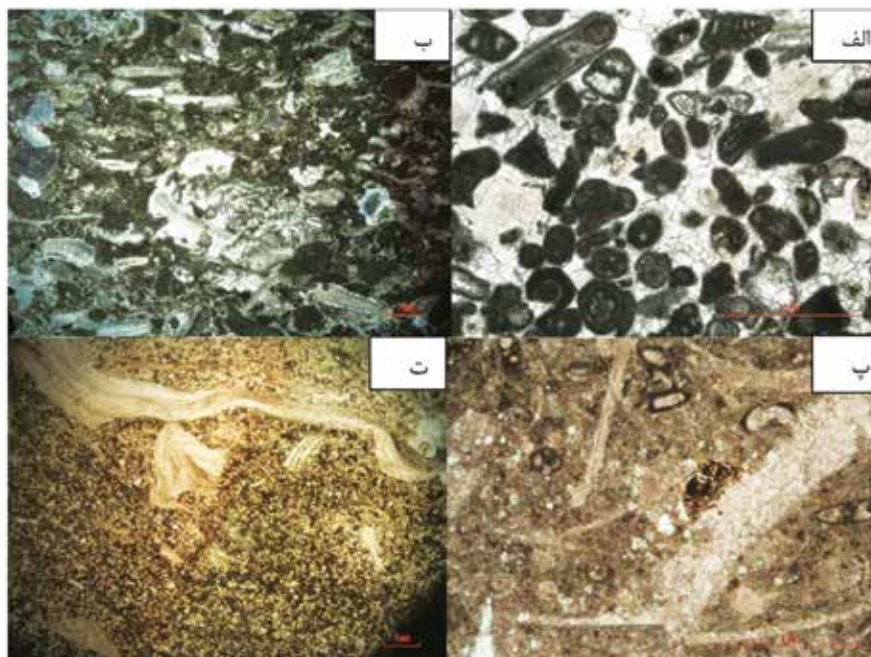
زون E عمدتاً با رخساره پشته‌های سدی و کیفیت مخزنی بهتری شروع شده و به رخساره عمدتاً لاگون ختم می‌شوند

مخزن بنگستان اهواز از چهار مخزن^۱ تشکیل شده است که توسط لایه‌های متراکم کریناته از هم جدا شده‌اند. نام‌گذاری سنگ‌شناسی این زون‌ها بر اساس ترتیب حروف الفبای انگلیسی از A تا J می‌باشد، که زون‌های C-E-G-I دارای کیفیت مخزنی مناسبی می‌باشند. زون مخزنی I از آهک‌های با تخلخلی در حدود ۱۵ تا ۸ درصد خواص مخزنی مناسبی دارد. این زون در آغاز بر روی زون J در سازند سروک با ضخامت تقریبی ۱۰۰ متر رسوب‌گذاری کرده است و زون J با تخلخل زیر سه درصد فاقد هرگونه خواص مخزنی می‌باشد. زون مخزنی I در ادامه از کیفیت مخزنی آن کاسته شده و به زون H بدون تخلخل تبدیل می‌شود. زون H با ضخامت تقریبی ۴۰ متر غالباً به‌عنوان یک زون متراکم غیرمخزنی و جداکننده زون‌های G در بالا و زون I در پایین می‌باشد. زون مخزنی G با تخلخلی در حدود ۷ درصد خواص مخزنی مناسبی دارد. در ادامه این زون به زون F با ضخامت تقریبی ۱۱۰ متر با میانگین تخلخل در حدود ۳ درصد تبدیل می‌شود. تخلخل ماتریکس این زون تخلخل پایینی را نشان می‌دهد. زون مخزنی E با ضخامت تقریبی ۲۰۰ متر تشکیل شده است. از دیدگاه سنگ مخزنی، بهترین پارامترهای مخزنی و بهره‌ده را شامل می‌شود. تخلخل این زون در حدود ۸ درصد و مستعد تولید از شکستگی هست. در نهایت این زون به زون متراکم D با ضخامت ۴۰ متر و تخلخل ۳ درصد ختم می‌شود. زون مخزنی C با ضخامت تقریبی ۱۵۰ متر و تخلخلی در رنج ۱۵ تا ۲۵ درصد تشکیل شده است. در ادامه به زون‌های متراکم A-B با ضخامت ۲۵ متر و تخلخل ۳ درصد ختم می‌شود (شکل ۳).

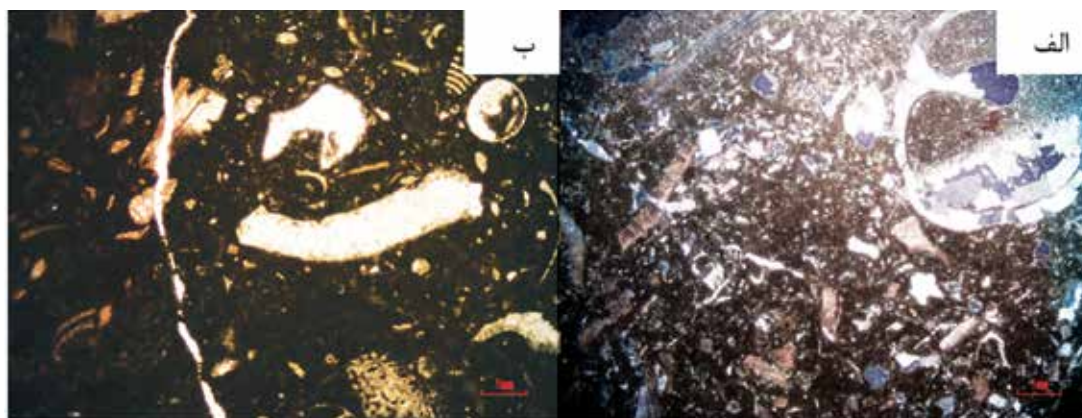
۱- مخزن پایینی (زون‌های I و H)

زون I2 در مقطع طولی دارای کیفیت مخزنی مناسب و عمدتاً به همراه رخساره‌های گرینستون فسیل‌دار و حاوی خرده‌های فراوان رودیست می‌باشند (شکل ۶ الف). نیمه غربی میدان تحت تاثیر فرایند انحلال و سیمانی شدن اولیه قرار گرفته و نقش مثبتی در افزایش تخلخل ماتریکس داشته

1. Multiple reservoir



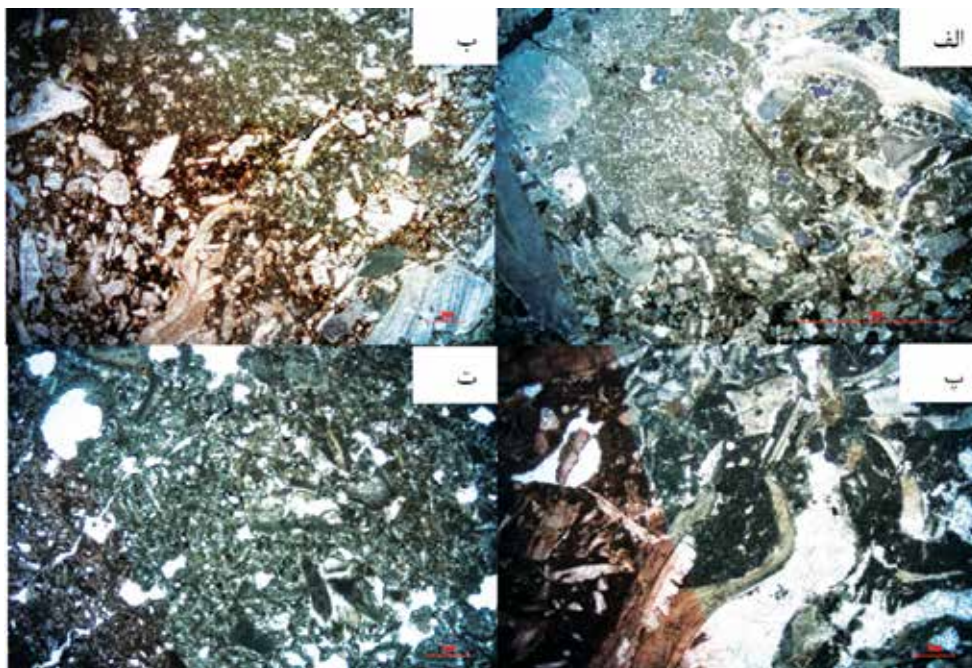
شکل ۶. الف) زون I2، رخساره گرینستون فسیل دار (زیر محیط سدی) (عمق ۴۲۴۰ متری)، ب) زون II، رخساره پکستون فسیل دار حاوی خرده‌های فراوان رودیست (لاگون) (عمق ۴۰۹۰ متری)، پ) زون H، رخساره پکستون کرینوئیدار که قطعات کرینوئید تحت تاثیر سیمان سین تاکسیال قرار گرفته است (لاگون) (عمق ۳۹۸۰ متری)، ت) زون H، رخساره وکستون گاستروپوددار و رودیست تحت تاثیر فرایند دولومیتی شدن قرار گرفته است (لاگون) (عمق ۴۰۱۸ متری) (تمامی شکل‌ها از چاه ۶۳ بنگستان اهواز)



شکل ۷. الف) زون G، رخساره پکستون فسیل دار گل غالب تحت تاثیر انحلال قالبی قرار گرفته (لاگون) (۳۸۴۹ متری)، ب) زون F، رخساره پکستون بایوکلاست دار تحت تاثیر سیمانی شدن قرار گرفته (لاگون) (۳۷۴۷ متری) (تمامی شکل‌ها چاه ۶۳ بنگستان اهواز)

و انحلال می‌باشد (شکل ۸ الف-ب) و در رخساره‌هایی که دارای کیفیت مخزنی از نوع ماتریکس پایین‌تری می‌باشند، پدیده‌های دیاژنتیک غالب از نوع سیمانی شدن، دولومیتی شدن و نئومورفیسم است. زون D بیانگر رخساره لاگونی است و کیفیت مخزنی بسیار پایینی داشته، که با دیاژنز نئومورفیسم و سیمانی شدن همراه است (شکل ۸ ت).

(شکل ۸ پ). زون E دارای تناوبی از رخساره‌های لاگون و پشته‌های سدی است که به سمت بالا شروع به پس‌روی و کاهش ضخامت رخساره پشته‌های سدی و تغییر به رخساره لاگون می‌شود. از سمت غرب به شرق میدان از ضخامت رخساره پشته‌های سدی کاسته شده و بر ضخامت رخساره لاگونی افزوده می‌شود. پدیده‌های دیاژنتیک مشاهده شده در این زون که کیفیت مخزنی بالایی دارند، سیمانی شدن



شکل ۸. الف) زون E2، رخساره پکستون بایوکلاست دار که تحت تاثیر انحلال حفره‌ای قرار گرفته است (لاگون) (عمق ۳۶۸۷ متری)، ب) زون E2، رخساره پکستون رودیست دار که تحت تاثیر انحلال حفره‌ای قرار گرفته است (سدی) (عمق ۳۶۸۷ متری)، پ) زون E1، رخساره پکستون مرجانی-فسیل دار که تحت تاثیر انحلال حفره‌ای و تخلخل قالبی قرار گرفته است (سدی) (عمق ۳۵۷۹ متری)، ت) زون D، رخساره وکستون خرده فسیل دار که فسیل‌ها تحت تاثیر سیمانی شدن قرار گرفته است (لاگون) (عمق ۳۵۳۳ متری). (تمامی شکل‌ها از چاه ۶۳ بنگستان اهواز می‌باشد)

بایوکلاست‌دار گل غالب تبدیل می‌شود (شکل ۹ ت). این زون تحت تاثیر سیمانی شدن قرار گرفته است و تخلخل مخزنی خود را از دست داده است. زون A با رخساره اووئید-آنکوئید گرینستونی جا به جا شده به محیط عمیق که تحت تاثیر سیمانی شدن و دولومیتی شدن قرار گرفته و در نتیجه کیفیت مخزنی پایینی دارد (شکل ۹ ث).

شکستگی

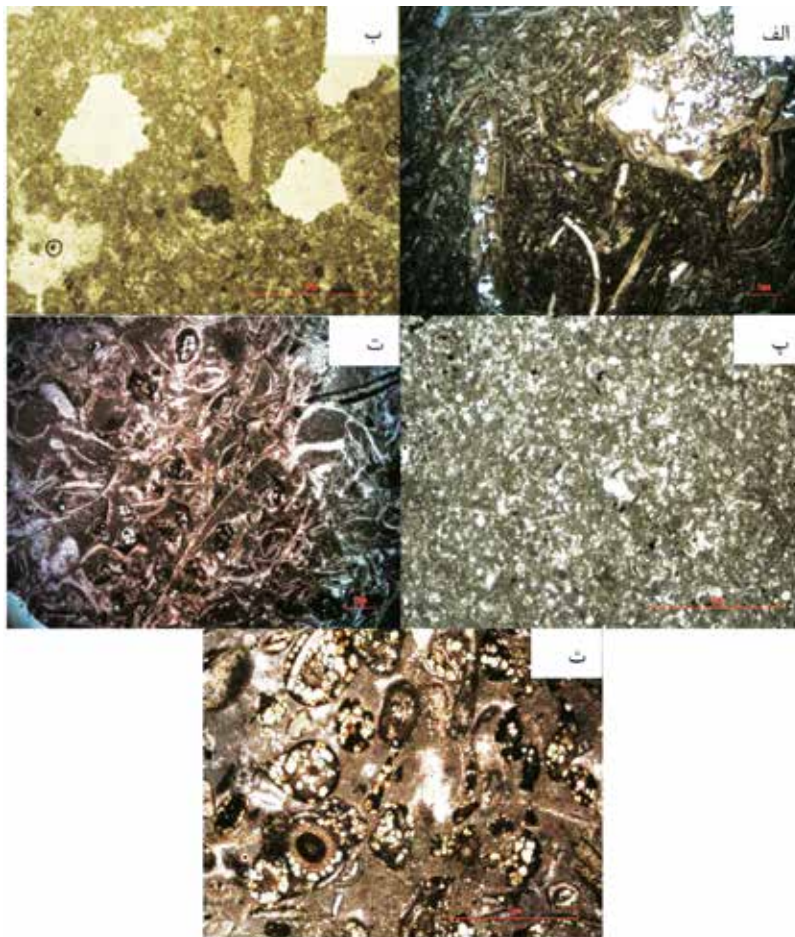
توزیع شکستگی‌های باز در زون‌های E-F-G بر اساس داده‌های هرزروی گل حفاری در زون‌های متراکم، اطلاعات دینامیک و شناخت رخساره رسوبی است. بر اساس اطلاعات موجود توسعه شکستگی عمدتاً در شرق و مرکز مخزن بنگستان قرار دارد (شکل ۱۰).

زون‌های غیر مخزنی H-F-D به دلیل وجود رخساره آهک متراکم مقدار هرزروی گل حفاری بسیار پایین است، لذا می‌توانند به‌عنوان یک مانع^۱ میان زون‌های مخزنی عمل

1. Barrier

۴- مخزن بالایی (زون‌های A و B، C)

زون C3 تناوبی از رخساره‌های لاگون و پشته‌های سدی است. این زون در غرب و میانه میدان کیفیت مخزنی خوب و در شرق دارای کیفیت مخزنی پایین است. دیاژنز غالب بیشتر انحلال و نئومورفیسم در نیمه غربی و در نیمه شرقی با دولومیتی شدن، سیمانی شدن و انحلال کمتر همراه است (شکل ۹ الف). زون C2 تحت تاثیر فرایند انحلال شدید سیالات متئوریکی تخلخل حفره‌ای بالایی ایجاد کرده است. این زون رخساره غالباً لاگونی و کمتر پشته‌های سدی دارد. پدیده دیاژنتیک موثر در غرب میدان غالباً انحلال و نئومورفیسم است. زون C1 همراه با انحلال شدید بر اثر سیالات متئوریکی است. این زون کیفیت مخزنی بسیار خوبی دارد و با رخساره‌های عمدتاً دریای باز شناخته می‌شود. پدیده دیاژنز متئوریکی است که روند تاثیر این دیاژنز از سمت غرب به سمت شرق مخزن بنگستان است (شکل ۹ ب). زون B با رسوبات وکستون پلاژیک گلوبوترونکانادار و هدبرژیل همراه است (شکل ۹ پ) که در ادامه به پکستون فسیل‌دار-



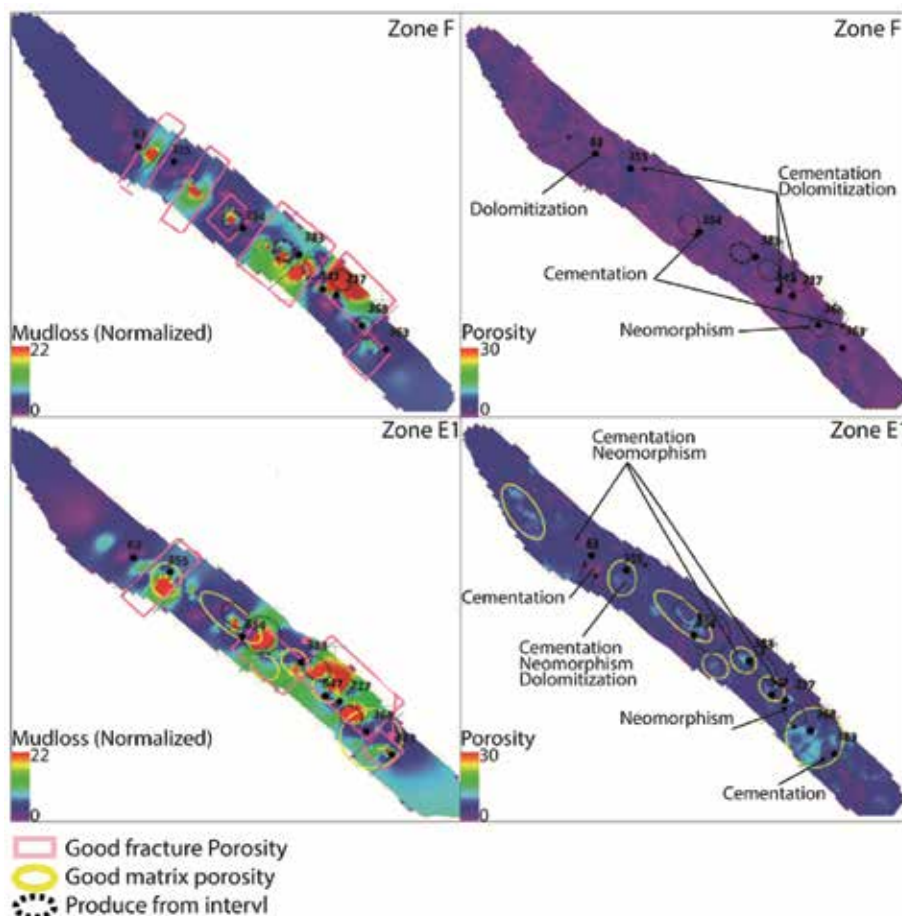
شکل ۹. الف) زون C3، رخساره پکستون رودیست دار که تحت تاثیر انحلال قرار گرفته است (لاگون) (عمق ۳۵۰۵ متری)، ب) زون C1، رخساره وکستون فسیل دار که تحت تاثیر پدیده انحلال شدید و نئومورفیسم قرار گرفته است (لاگون) (عمق ۳۳۶۷ متری)، پ) زون B، رخساره پکستون پلاژیک گلوبوترونکانادار و هدبرژایلا (پلاژیک) (عمق ۳۳۵۷ متری)، ت) زون B، رخساره وکستون فسیل دار که تحت تاثیر سیمانی شدن قرار گرفته است (لاگون) (عمق ۳۳۳۵ متری)، ث) زون A-رخساره اووئید-آنکوئید گرینستون جا به جا شده که تحت تاثیر سیمانی شدن و دولومیتی شدن قرار گرفته است (لاگون) (عمق ۳۳۳۳ متری)، (تمامی شکل‌ها از چاه ۶۳ بنگستان اهواز می‌باشد)

شناخت نواحی مستعد تولید بر اساس دیاژنر، شکستگی و تخلخل از دیدگاه تخلخل ماتریکس

نیمه غربی میدان به طرف دماغه غرب در زون I2 کیفیت مخزنی بهتری در توسعه مخزنی دارد. زون II تغییرات سریع محیط رسوبی در جهت عمودی و جانبی باعث تغییر کیفیت مخزنی به صورت محلی می‌شود، نیمه غربی به سمت دماغه غرب میدان عمدتاً کیفیت مخزنی مستعدتری برای توسعه دارا می‌باشد. زون H عمدتاً کیفیت مخزنی و تخلخل ماتریکس بسیار پایین دارد. زون G در گستره مخزن با رخساره پشته‌های سدی (کیفیت مخزنی مستعدتر) و لاگون (کیفیت مخزنی پایین‌تر) است، که در سه محدوده شرقی،

کند، اما در مناطقی که هرزروی گل حفاری بسیار بالا است، احتمال ارتباط این دو مخزن به دلیل شکستگی باز با خاصیت هدایت سیال وجود دارد (شکل ۱۰).

در میان زون‌های مخزنی تنها زون C1 به دلیل رسوب‌گذاری هموزن و تخلخل (۱۵-۲۵ درصد) توسعه شکستگی بسیار ضعیف در گستره مخزن می‌باشند. اما زون‌های دیگر مخزنی به دلیل خاصیت هتروژنتیکی در راستای عمودی و افقی، پتانسیل توسعه شکستگی را دارند. زون E در گستره مخزن از سمت غرب به شرق از ضخامت رخساره‌های دارای تخلخل ماتریکس خوب کاسته شده و لذا توسعه میدان در شرق و مرکز مخزن با کیفیت مخزنی پایین‌تر به دلیل استعداد شکستگی است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. توزیع شکستگی‌های باز در زون‌های E-F بر اساس داده‌های هرزروی گل حفاری در زون‌های متراکم، اطلاعات دینامیک و شناخت رخساره رسوبی است. بر اساس اطلاعات موجود توسعه شکستگی عمدتاً در شرق و مرکز مخزن بنگستان قرار دارد

از دیدگاه تخلخل شکستگی

توزیع شکستگی‌های باز در زون‌های E-F-G مخزن بنگستان دیده شده است. از طرفی هرزروی شدید گل حفاری به احتمال زیاد متأثر از شکستگی‌های باز می‌باشد. هرزروی زیاد در گرمخانه‌هایی که دارای محدوده‌هایی با تخلخل پایین (کیفیت مخزنی پایین) است، مبین وجود شکستگی باز می‌باشند. داده‌های هرزروی گل حفاری پیشنهاد می‌کند که چاه‌هایی با بهترین شکستگی در شرق و مرکز مخزن بنگستان میدان اهواز قرار دارد. در زون E در گستره مخزن از سمت غرب به شرق میدان از ضخامت رخساره‌های دارای تخلخل مناسب ماتریکس کاسته شده و لذا توسعه میدان در شرق و مرکز مخزن با کیفیت مخزنی پایین‌تر به دلیل استعداد شکستگی توصیه می‌شود. کربنات‌های متراکم زون D دارای تخلخل ماتریکس پایینی بوده و مقادیر هرزروی گل

میانی و غربی وجود دارد. زون F عمدتاً تخلخل ماتریکس و کیفیت مخزنی پایینی دارند که متأثر از رخساره‌های رسوبی است. در زون E در گستره مخزن از سمت غرب به سمت شرق میدان از ضخامت رخساره‌های سدی کاسته شده و بر ضخامت رخساره‌های لاگونی افزوده می‌شود. زون D کیفیت مخزنی پایینی را پیشنهاد می‌کند. زون C3 در غرب و بخش میانی کیفیت مخزنی خوب و در بخش شرقی با کیفیت مخزنی پایین توسعه یافته است. در زون C2 پدیده دیاژنتیک در افزایش کیفیت مخزنی تأثیر بیشتری در بخش غربی نسبت به شرقی داشته است. زون C1 همراه با انحلال شدید متأثر از سیالات متئوریک است و افزایش کیفیت مخزنی در سمت غرب بیشتر از شرق است و توسعه میدان در گستره غربی توصیه می‌گردد. زون B و A کیفیت مخزنی پایینی دارند.

آغاز چین خوردگی زاگرس احتمالاً در اوایل میوسن با چین خوردگی رسوبات قبل‌ی و رسوب‌گذاری تبخیری‌های گچساران همراه بوده است (Sherkati et al., 2005). اما چین خوردگی اصلی زاگرس در زمان میوپلیوسن اتفاق افتاده است. این فاز از چین خوردگی در زمان میوپلیوسن باعث ادامه چین خوردگی ساختارها و همچنین تغییر در امتداد ژئومتری ساختارها شده است (Saadallah et al., 2019). از طرفی تغییر در امتداد ژئومتری ساختارها غالباً به دلیل حضور گسل‌های عمیق شمالی-جنوبی (گسل‌های امتداد لغز راستگرد کازرون و ایزه و دیگر گسل‌های کوچک‌تر با امتداد شمالی-جنوبی) در جغرافیای گذشته حوضه بوده است (Saadallah et al., 2019) که باعث تغییرات جانبی رخساره‌های رسوبی در حوضه زاگرس شده است (Saadallah et al., 2019). در نهایت آخرین حادثه تکتونیکی زاگرس باعث تکامل کلی گسل‌های پی‌سنگی معکوس زاگرس در طول زمان پلیوسن تا کواترنری و توپوگرافی حال کوه‌های زاگرس و تغییرات ساختاری شدیدتر شده است (Navabpour et al., 2010). بر اثر فعالیت تکتونیکی این گسل‌های شمالی-جنوبی در ناحیه میدان اهواز باعث تغییر در امتداد ساختار و ایجاد کوریدورهای شکستگی شده است.

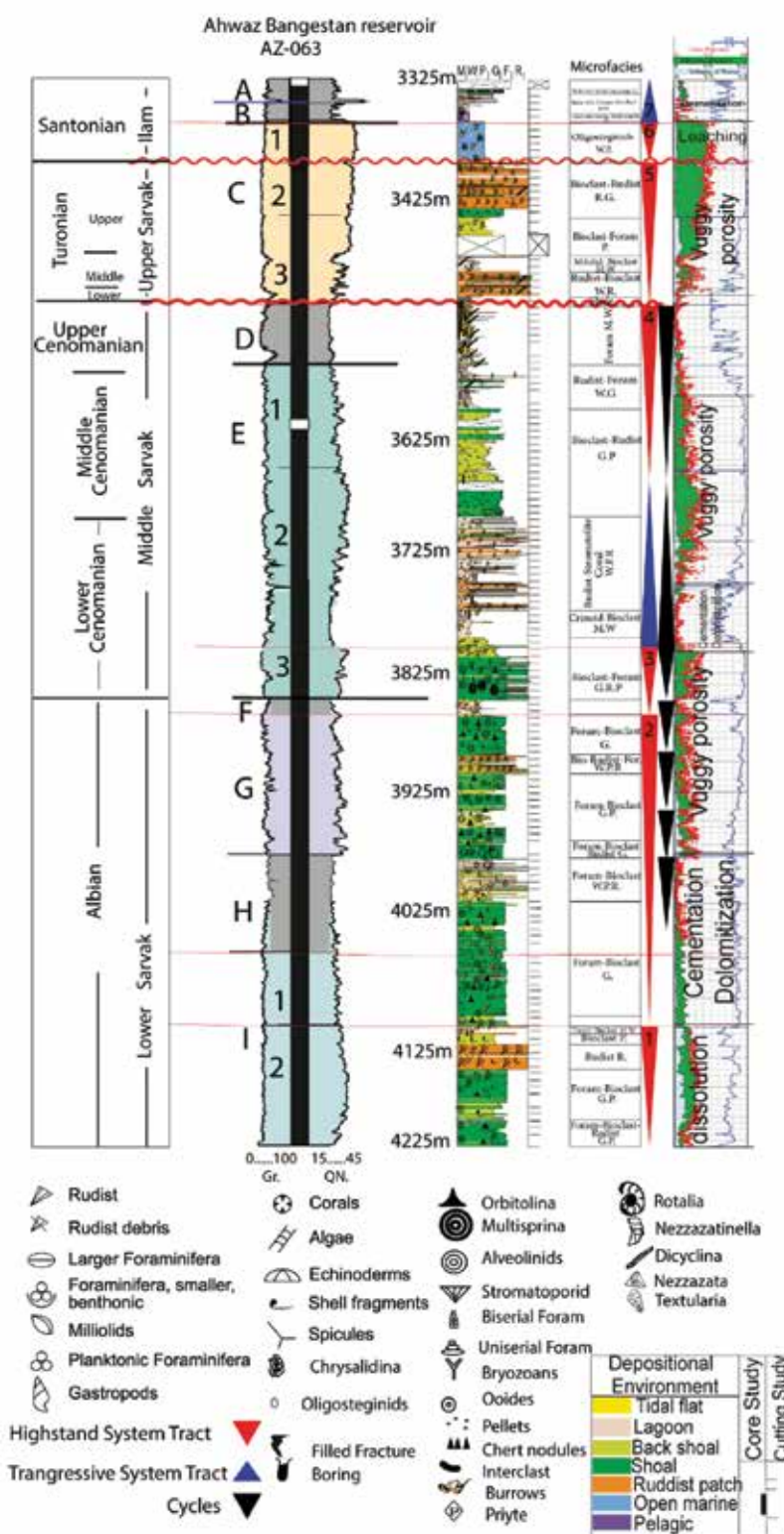
تأثیر این گسل‌های پی‌سنگی قدیمی را می‌توان به‌طور مثال در تأثیر متفاوت دیاژنز در زون C1 و یا تغییرات رخساره رسوبی و محیط رسوبی در زون‌های G-E در راستای این گسل‌ها دنبال کرد (شکل ۱۲). لذا تأثیر این گسل‌های قدیمی در گستره مخزن بنگستان باعث تغییر در جغرافیای قدیمی حوضه شده است، که نقش موثری را در تغییرات جایگاه رسوب‌گذاری گذشته، تغییرات رخساره‌ای، تغییرات دیاژنتیک و در نهایت عملکرد مخزن متعارف و شکسته شده داشته است. علاوه بر این، تأثیر گسل‌ها باعث به وجود آمدن کوریدورهای شکستگی در نواحی از مخزن شده است (شکل ۱۲). وجود این کوریدورهای شکستگی را علاوه بر شواهد زمین‌شناسی ذکر شده، می‌توان بر اساس اطلاعات هرزروی گل حفاری و اطلاعات دینامیک مخزن همراه با نرخ تولید هیدروکربور بسیار بالاتر را به توسعه شکستگی‌های باز نسبت داد.

حفاری بسیار کم است. هرچند مقادیر بالای هرزروی در برخی از بخش‌های میدان گویای سیستم شکستگی خوب در این زون است. داده‌های هرزروی گل حفاری مقادیر کمی را در زون F نشان می‌دهد. لذا زون F به‌عنوان یک مانع برای زون‌های E و G عمل کرده است. در مناطقی که هرزروی گل حفاری بالایی را نشان می‌دهد، احتمال ارتباط این دو مخزن وجود دارد. تأثیر سیستم شکستگی در زون C ضعیف بوده، به‌استثنای شرق مخزن، در زون C3 که دارای رخساره‌هایی باکیفیت مخزنی پایین می‌باشد و توسعه مخزن از رخساره‌هایی باکیفیت مخزنی پایین که متأثر از سیستم شکستگی بوده، مناسب هست.

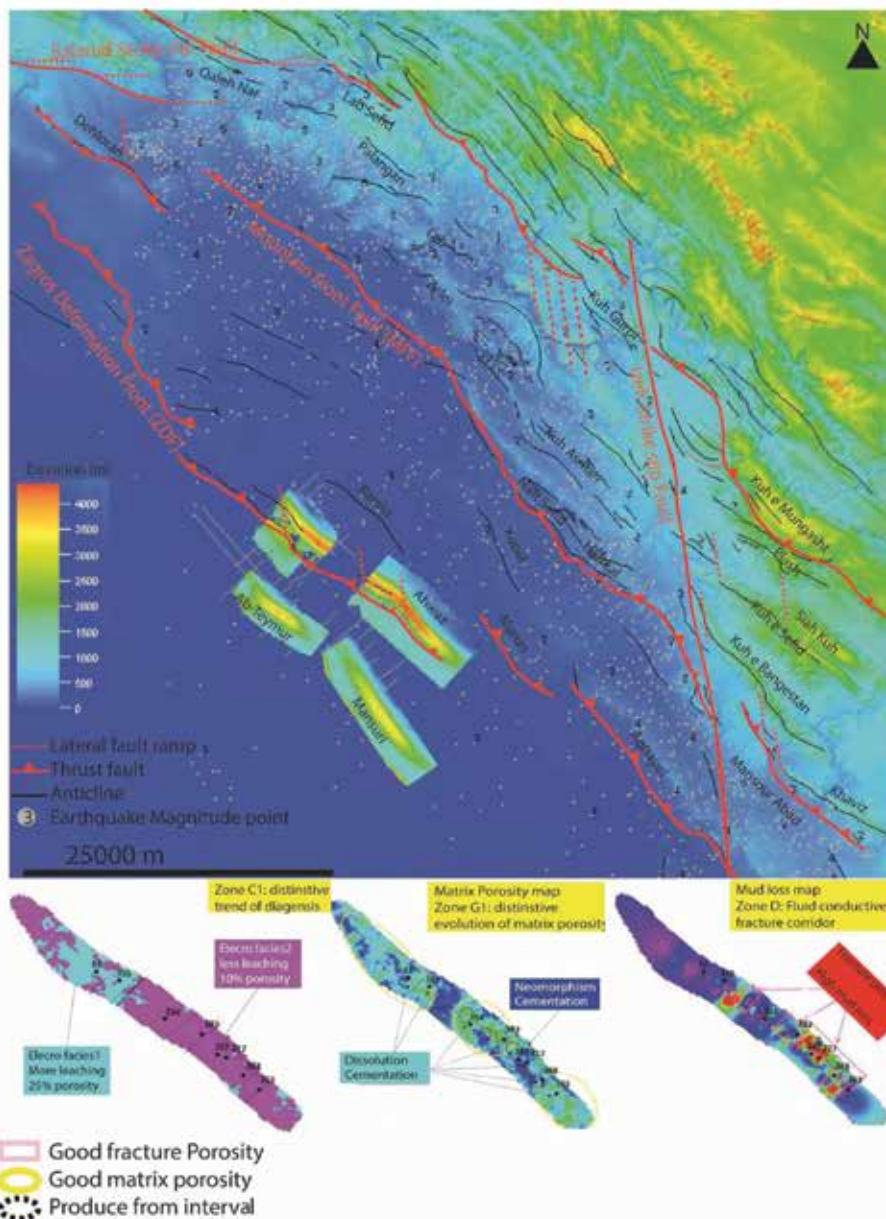
نقش عوامل زمین‌شناسی در کیفیت مخزن بنگستان

مخزن بنگستان با رخساره‌های پشته‌های سدی و لاگونی که در دریای کم‌عمق نهشته شده است دارای کیفیت خوب و بد مخزنی می‌باشد (شکل ۱۱). این سکانس دریای کم‌عمق وسیع نشان‌دهنده فرونشست پیوسته حوضه (یا بالا آمدن آب دریا) است و با نرخ زیاد رسوب‌گذاری حوضه تأثیر متقابل دارد. شواهدی از خروج رسوبات در این حوضه مشاهده شده است که بعضی در مقیاس محلی و بعضی ناحیه‌ای است و نشان‌دهنده این است که نرخ رسوب‌گذاری نرخ فرونشست را نامتعادل کرده است. این وقفه‌های رسوبی باعث تشکیل سیمان متئوریک و هوازدگی می‌شود و نقش بسیار کلیدی در افزایش تولید از یک مخزن با کیفیت خوب دارد. اما جوان‌ترین سکانس با رخساره وکستون اولیگوسترنید متأثر از دیاژنز متئوریک دارای کیفیت خوب مخزنی و در ادامه به وکستون اولیگوسترنید دار و گلوبوترونکانادار پلاژیک (بازتابی از یک محیط شیب قاره‌ای تا دریای عمیق) و بدون کیفیت مخزنی ختم می‌شود.

بر اساس مطالعات انجام شده در کمربند زاگرس گسله‌های پی‌سنگی متعددی شناخته شده است که شواهدی از تجدید فعالیت پی‌سنگی را نمایش می‌دهند (Mc Quillan, 1991; Berberian, 1995). بعضی از این گسل‌های پی‌سنگی در کمربند زاگرس ساختار شمال غربی (گسل زاگرس) و بعضی ساختار شمالی-جنوبی (گسل هنديجان) و حتی شرقی-غربی (گسل بالارود) دارند.



شکل ۱۱. تغییرات رخساره‌های رسوبی و تاثیر دیاژنز در چاه ۶۳ بنگستان اهواز که تکراری از رخساره‌های رسوبی عمدتاً پشته‌های سدی به سمت محیط لاگون (D-H-C3) تغییر رخساره می‌دهد، به‌استثنای جوان‌ترین سکانس که رفتاری عمیق شونده را نشان می‌دهد. تخلخل ماتریکس در زون‌های (I-G-E-C3) متأثر از فابریک می‌باشد. لذا رخساره‌های گرینستون و پکستون کیفیت مخزنی بهتری نسبت به وکستون و مادستون دارد. دیاژنز و آب‌های متئوریک بر سطوح رخنمون یافته در بالای هر سیکل تاثیر گذاشته است و بهترین کیفیت مخزنی در رخساره‌های گرینستون و پکستون که تاثیرات آب‌های متئوریک را تجربه کرده‌اند، وجود دارد. در زون C1 مخزن بنگستان اهواز که حاوی رخساره‌ای از جنس آهک گل سفید می‌باشد، پدیده غالب انحلال و دیاژنز متئوریکی است



شکل ۱۲. تاثیرهای گسل قدیمی با روند تقریباً شمالی-جنوبی در گستره مخزن بنگستان باعث تغییر در جغرافیای قدیمی حوضه شده است. این گسل‌ها نقش موثری را در تغییرات دیاژنتیک واضح در زون C1 با تفاوت در نوع الکتروفاسیس و تخلخل ماتریکس به دلیل جایگاه متفاوت تاثیر فرایندهای دیاژنز متئوریک متأثر از جغرافیای دیرینه و همچنین جایگاه رسوب‌گذاری متفاوت در طول گستره مخزن در زمان رسوب‌گذاری و در ادامه تاثیر آن بر تخلخل ماتریکس و تخلخل شکستگی از نوع عملکرد مخزن متعارف و شکسته شده است

نتیجه‌گیری

است. توالی رسوب‌گذاری رخساره‌ها عمدتاً سکانس‌های رسوبی دریای کم‌عمق شونده را نشان می‌دهد، که شاهدهی بر فرونشست پیوسته حوضه (یا بالا آمدن آب دریا) است و با نرخ زیاد رسوب‌گذاری حوضه تاثیر متقابل دارد. اما جوان‌ترین سکانس با رخساره وکستون اولیگوسترنیدار متأثر از دیاژنز متئوریک فراوان و کیفیت خوب مخزنی و در ادامه به وکستون اولیگوسترنیدار و گلوبوترونکانادار پلاژیک

مخزن بنگستان در میدان اهواز از سازندهای ایلام و سروک به ضخامت تقریبی ۱۰۰۰ متر می‌باشد که در دوره زمانی آلبین پایانی تا سانتونین رسوب کرده است. رخساره‌های این مخزن عمدتاً شامل پشته‌های سدی و لاگونی می‌باشد که در یک دریای کم‌عمق نهشته شده است. وجود این رخساره‌ها نقش بسیار مهمی در ایجاد کیفیت خوب و بد مخزنی داشته

- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Bolz, H., 1978. Core study in Bangestan reservoir of the Ahwaz field, Oil Service Company of Iran, interior published report No. 1276: 27.
- Falcon, N.L., 1961. Major earth-flexing in the Zagros Mountains of southwest Iran. *Quarterly journal of the Geological Society of London*, 117, 367-376.
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 49, 2182-2245.
- Mc Quillan, H., Twerenbold, E. F., Sangree, J. B. and Masson, P. H., 1961; Asmari Fracture Study. IOEPC, 104-742.
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2010. Mesozoic Extensional brittle tectonics of Arabian passive Margin inverted in zagros collision, (Iran, Interior Fars) *Geological Society of London*.
- Saadallah, N., Roustaie, M., Salehi, M. A., Najafzadeh, K., Edalat. A. and Shojae, S., 2019. Mansoorabad PSTM/PSDM 3D Seismic Interpretation Structural Modeling and Velocity Modeling Report. (Interior report NISOC), 240.
- Sherhati, S., Molinaro, M., Frizon De Lamotte, D. and Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology*, 27, 1680-1696.
- Speers, R.G., and Baker, S.N., 1978. Ahwaz Bangestan reservoirs relationship between fracture distribution matrix porosity and well productions, Oil Service Company of Iran, interior published report No: 3458.

که بازتابی از یک محیط شیب قاره تا دریای عمیق و بدون کیفیت مخزنی است، ختم می‌شود و توالی رسوب‌گذاری رخساره‌ای با سکانس رسوبی عمیق شونده را نشان می‌دهد. شواهد خروج از آب که در رسوبات این حوضه در ناحیه مورد مطالعه مشاهده می‌شود در مقیاس محلی و بعضی ناحیه‌ای قابل شناسایی و دنبال کردن است و نشان‌دهنده این موضوع است که نرخ رسوب‌گذاری، نرخ فرونشست را نامتعادل کرده است. این وقفه‌های رسوبی باعث تشکیل سیمان متتوریک و هوازدگی در رخساره‌ها شده است و نقش بسیار کلیدی در افزایش تولید از مخزن را دارد.

تکتونیک ناحیه‌ای باعث شده تا حوضه رسوب‌گذاری گروه بنگستان متأثر از یک سری گسل با امتداد شمالی-جنوبی شود. لذا تاثیر این گسل قدیمی در گستره مخزن بنگستان باعث تغییر در جغرافیای قدیمی حوضه شده است، که نقش موثری را در تغییرات جایگاه رسوب‌گذاری گذشته، تغییرات رخساره‌ای، تغییرات دیاژنتیک و در نهایت عملکرد مخزن متعارف و شکسته شده داشته است. علاوه بر این، تاثیر گسل‌ها باعث به وجود آمدن کوریدورهای شکستگی در نواحی از مخزن شده است. وجود این کوریدورهای شکستگی را علاوه بر شواهد زمین‌شناسی ذکر شده، می‌توان بر اساس اطلاعات هرزروی گل حفاری و اطلاعات دینامیک مخزن که همراه با نرخ تولید هیدروکربور بسیار بالاتری است مربوط به توسعه شکستگی‌های باز دانست.

قدردانی

مولفان مقاله از شرکت مناطق نفت‌خیز جنوب برای حمایت مالی و در اختیار قرار دادن اطلاعات مربوطه کمال تشکر را دارند.

منابع

- ارزانی، ع. و حیدری، خ.، ۱۳۸۷. تحلیل ساختاری میدان نفتی اهواز با نگرش ویژه بر شکستگی‌های آن، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، گزارش داخلی شماره پ-۶۳۹۷.
- شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ۱۳۹۴. بررسی کیفیت مخزنی بنگستان میدان اهواز، گزارش داخلی شماره پ-۸۰۷۹.

ژئوشیمی و تحولات دگرگونی اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان و نفوذی‌های همراه در شرق کرمان

شهریار محمودی^(۱) و سلیمه دهقانی دشتابی^(۲)

۱. استادیار گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۲. دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۳/۲۲

چکیده

کوه صاحب‌الزمان در هشت کیلومتری شمال شرق شهر کرمان و در مرز زون ارومیه دختر و ایران مرکزی واقع است. در این منطقه چند رخنمون از توده آذرین جوان با ترکیب دیوریتی که با توجه به شواهد چینه‌شناسی مربوط به دوران سنوزوئیک است، وجود دارد. این توده‌ها در سنگ‌های آهکی کرتاسه نفوذ کرده و هاله‌های دگرگونی با رخنمون‌های کم ضخامت اسکارن ایجاد کرده‌اند. با توجه به خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان در گروه اسکارن‌های کالک سیلیکاته قرار می‌گیرد. بر اساس مطالعات انجام شده، بر اساس تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش XRF جهت مهاجرت یون‌های سیلیسیم، منیزیم، آهن، و عناصر کمیاب از توده به سمت سنگ میزبان آهکی و در جهت مخالف انتقال کلسیم و منیزیم به سمت توده انجام شده است. کانی‌های اصلی سنگ‌های آذرین شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و فلدسپار الکالن است. در بخش خارجی توده آذرین (آندواسکارن) مونتی‌سلیت نیز دیده می‌شود. در اسکارن‌های این ناحیه کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، ایدوکراز، اپیدوت و کلسیت حضور دارند. بر پایه بررسی‌های ژئوشیمیایی، گارنت‌ها از نوع گروسولار-آندرادیت و کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید است و ولستونیت نیز وجود دارد. مقایسه ترکیب شیمیایی نمونه‌های اسکارن با سنگ‌های آذرین نشان می‌دهد، در شروع جایگزینی توده نقش اصلی در تامین سیالات متاسوماتیکی بر عهده سیالات داغ با منشأ جوی که در سنگ میزبان آهکی وجود داشته، بوده است و پس از جایگزینی و تبلور توده اصلی نفوذی، سیالات مشتق شده از توده نقش اصلی را ایفا کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: اسکارن کوه صاحب‌الزمان، شیمی کانی، متاسوماتیسم، ترموبارومتري.

مقدمه

واحدهای زمین‌شناسی و گسترش حوزه‌های رسوبی منطقه مورد مطالعه در مرز زون ایران مرکزی و زون ارومیه دختر قرار دارد. از نظر واحدهای تکتونیکی منطقه مورد مطالعه مرتبط با بخش جنوبی ایران مرکزی و رشته کوه‌های شرق کرمان است. در منطقه کوه‌های شرق کرمان، به جز رخنمون‌های مربوط به سازند ریزو و دزو سنگ‌های پالئوزوئیک بندرت

شهر کرمان و مناطق اطراف آن از نظر زمین‌شناسی شامل بخش‌هایی از فلات مرکزی ایران و حاشیه زون سندج سیرجان است که در طول تاریخ زمین‌شناسی، از پرکامبرین تا کنون، پویایی ساختاری بسیار زیادی داشته است (Huckriede et al., 1962; Beygi et al., 2016). از نظر

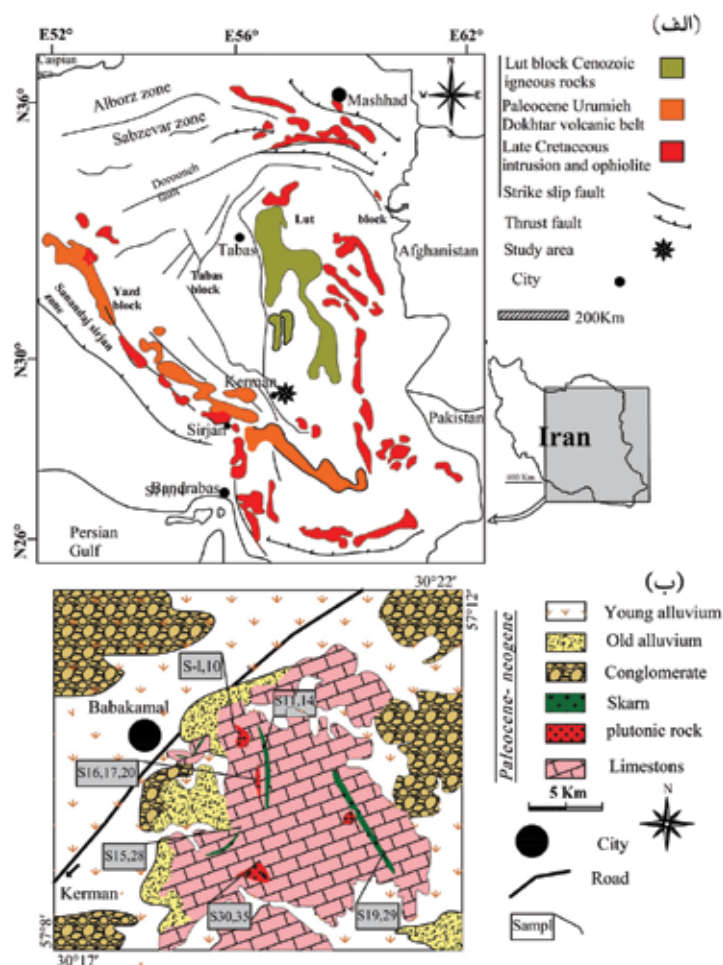
* نویسنده مرتبط: S.mahmoudi@khu.ac.ir

شمال شرق شهر کرمان و بین طول‌های شمالی $57^{\circ}7'$ تا $57^{\circ}11'$ و بین عرض‌های شرقی $30^{\circ}16'$ تا $30^{\circ}23'$ واقع شده و وسعتی حدود ۶۶ کیلومترمربع را دربر می‌گیرد. حرکات کوهزایی لارامید در اواخر کرتاسه باعث تشکیل این ارتفاعات شده است (Nabavi, 1971). لیتولوژی این رخنمون‌ها اغلب آهکی مربوط به کرتاسه که به صورت دگرشیب بر روی مجموعه‌های هم‌عرض سازند شمشک قرار دارد که با ضخامت‌های متفاوت و به صورت یک تاقدیس پلانژدار دیده می‌شود. در این محدوده، بخش‌های شمال-غربی رخنمون کرتاسه به طور دگرشیب توسط کنگلومرای کرمان به سن پالئوسن پوشیده شده است. مطالعه عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که گسلش در راستای شمال-شمال غربی و جنوب-جنوب شرقی توسعه یافته است. در این منطقه نفوذی‌های دیوریتی-مونزوسینیتی به سن سنوزوئیک در رخنمون‌های آهکی کرتاسه نفوذ کرده و هاله‌های کم‌ضخامت اسکارن ایجاد کرده‌اند. مسیر پارک جنگلی قائم و خیابان سعیدی-بابا کمالی آسان‌ترین راه دسترسی به این منطقه است. چینه‌شناسی این منطقه توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و به وسیله زمین‌شناسان اروپایی (Huckriede et al., 1962). مورد مطالعه قرار گرفته که بر اساس آن، سازندهای کرتاسه از پایین به بالا شامل شش واحد لیتواستراتیگرافی به صورت زیر است: کنگلومرای قاعده‌ای با ضخامت ۱۵ متر که با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی شیل‌های ژوراسیک و یا آهک‌های تریاس قرار دارد. واحدی مرکب از ماسه سنگ‌های سرخ رنگ مایل به قهوه‌ای که ضخامت آن از ۲۰ تا ۱۵۰ متر تغییر می‌کند. دولومیت‌های زردرنگ که روی ماسه‌سنگ‌ها را می‌پوشاند و به طرف بالا رفته‌رفته آهکی می‌شوند (شکل ۱-ب). تناوب مارن و سنگ آهک به ضخامت ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر. سن این واحد مارنی-آهکی، بر اساس فسیل‌های مختلف، آلبین تعیین شده است. تناوب ماسه‌سنگ و سنگ آهک حاوی مرجان، آمونیت و اوربیتولین به ضخامت ۸۰ متر که سن آن، با قید احتمال، آلبین تعیین شده است. آهک توده‌ای حاوی اوربیتولین به ضخامت ۳۰۰ متر که به سنونین نسبت داده شده است.

دیده می‌شود. اما رسوبات تریاس-لیاس بسیار ضخیم بوده و روند کلی آن‌ها شمالی-جنوبی است (Sabzehei et al., 1999). در طی سنوزوئیک تحت تاثیر فعالیت‌های شدید ماگمایی در این منطقه رخنمون‌های کوچک و پراکنده‌ای از نفوذی‌های مونزونیتی تا دیوریتی به وجود آمده است. بخش عمده فعالیت‌های ماگمایی شمال و شرق کرمان در ارتباط با زون فرورانشی حاشیه آقیانوسی نئوتتیس است (Berberian, Stampfli, 2000; Verdel et al., 2011). در منطقه مورد مطالعه هاله‌های اسکارنی از دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های رسوبی آهکی و مارنی در اطراف توده‌های مذکور به وجود آمده است، که کانی‌شناسی و ژئوشیمی آنها در ارتباط با مکانیسم‌های موثر در تشکیل این توده‌ها در این پژوهش مورد بحث قرار گرفته است. به اعتقاد محققین پیشرو در مطالعه مجموعه‌های اسکارنی و از دیدگاه مکانیسم‌های موثر در تشکیل اسکارن‌ها دو فرایند اصلی موثر هستند که شامل (۱) تبادل مواد بین توده نفوذی و سنگ‌های مجاور از طریق نشر در دو جهت محل تماس سنگ نفوذی و توده دربرگیرنده که به اسکارن‌های متاسوماتیک موسوم است و (۲) نوعی از اسکارن‌ها که در اثر تبادل مواد تنها از طرف توده به سمت هاله مجاورتی صورت می‌گیرد. عمدتاً گروه دوم یاد شده از اسکارن‌ها در فاصله دورتری از توده نفوذی و دور از محل تماس توده و سنگ دربرگیرنده تشکیل می‌شوند که اسکارن‌های تراوشی نامیده می‌شوند (Smirnov, 1976; Korzhinsky, 1948). مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و سنگ‌های اسکارنی ابزاری اساسی در تعیین میزان و نحوه انتقال یون‌های فلزی موثر در ترکیب کانی‌شناسی و کانسارهای همراه در توده نفوذی و سنگ میزبان اسکارن است (Einaudi et al., 1981; Yardley et al., 1995; Meinert et al., 2003; Meinert, 1992; Yin et al., 2017; Ducoux et al., 2017).

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون ایران مرکزی است (شکل ۱-الف). کوه صاحب‌الزمان تقریباً در هشت کیلومتری



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه. در زون‌های ساختاری ایران، ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی کوه صاحب‌الزمان و محل نمونه‌ای برداشته شده، اقتباس از سبزه‌ای و همکاران (Sabzehei et al., 1999)

روش کار

نرم‌افزارهای مرتبط مطالعات سنگ دگرگونی، excel, minpet, Gcdkit, igpet و petrograph استفاده شد.

سنگ‌شناسی توده نفوذی

بر اساس طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین، نمونه‌های تجزیه شده جزء سنگ‌های حدواسط و در گروه دیوریت‌ها قرار می‌گیرد (Cox et al., 1979)، (شکل ۲). بر اساس مطالعات پتروگرافی، توده نفوذی دارای چهار فاز اصلی سنگی شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت و مونزوسینیت است. دیوریت‌ها: با ترکیب کانی‌شناسی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول به‌عنوان کانی اصلی (شکل ۳-الف)، کوارتز و بلورهای خود شکل پیروکسن به‌عنوان کانی فرعی و اپیدوت،

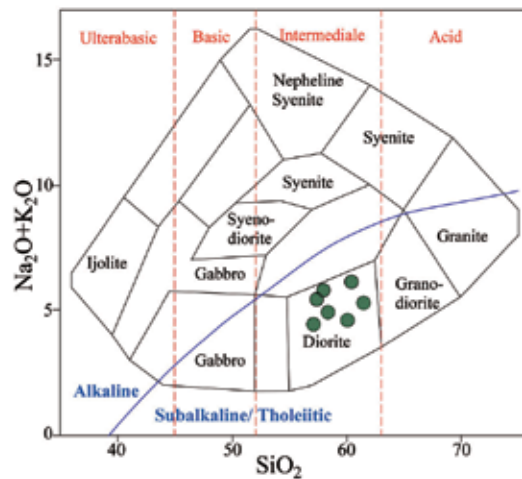
مطالعات صحرایی انجام گرفته در منطقه منتهی به برداشت ۶۰ عدد نمونه شد که از این تعداد ۴۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شده است، پس از انجام مطالعات پتروگرافی هفت عدد از نمونه سنگ‌های آذرین و هشت نمونه نیز از نمونه‌های اسکارنی مورد تجزیه شیمیایی به روش XRF قرار گرفت. از دو نمونه سنگ میزبان توده نفوذی که عمدتاً از سنگ آهک خالص و فاقد آثار دگرگونی بودند تجزیه شیمیایی به عمل آمد که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. تعداد شش مقطع میکروسکوپی از رزون‌های مختلف اسکارنی در مرکز تحقیقات فراوری توسط دستگاه Cameca X-100 با قطر بیم ۲۰nم و شدت جریان 20nA 20keV مورد تجزیه نقطه‌ای دقیق (EPMA) قرار گرفت. برای تحلیل داده‌ها جمع‌آوری شده از

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش XRF سنگ‌های آذرین و هاله اسکارنی و سنگ اهک میزبان (نمونه S35) در کوه صاحب‌الزمان شمال شرق کرمان بر حسب درصد

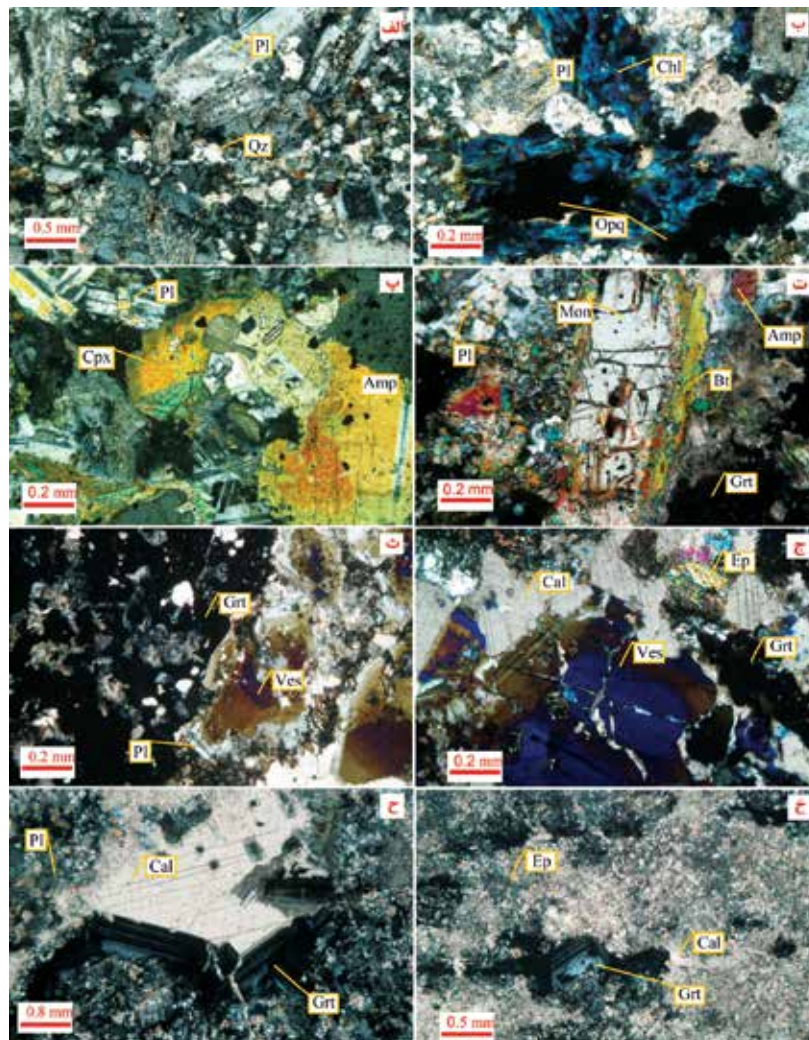
	Igneous rocks									
	S1	S10	S16	S17	S20	S30	S33			
<i>SiO₂</i>	54.81	58.25	61.25	59.47	63.39	59.22	59.89			
<i>Al₂O₃</i>	13.98	13.33	14.9	15.17	12.38	14.14	13.69			
<i>Fe₂O₃</i>	6.13	5.68	6	3.69	8.77	5.54	4.54			
<i>MgO</i>	0.06	0.99	0.01	0.52	0.59	0.98	2.01			
<i>CaO</i>	15.33	14.5	13.01	13.08	7.84	13.9	13.36			
<i>Na₂O</i>	4.53	3.96	3.12	3.67	2.89	2.54	2.11			
<i>K₂O</i>	2.56	2.2	2.3	3.52	2.36	2.42	2.61			
<i>TiO₂</i>	0.36	0.97	0.88	0.54	0.89	0.75	0.48			
<i>MnO</i>	0.91	0.75	0.56	0.06	0.13	0.84	0.42			
<i>P₂O₅</i>	0.69	0.26	0.23	0.22	0.24	0.27	0.23			
<i>Total</i>	99.36	100.9	102.3	99.94	99.41	100.6	99.34			
	Skarn rocks									
	S2	S4	S6	S11	S15	S19	S26			
<i>SiO₂</i>	10.75	43.89	39.85	29.2	37.95	32.14	34.89	36.15	25.93	10.2
<i>Al₂O₃</i>	2.11	7.17	7.15	11.11	7.71	12.34	9.8	10.2	12.5	1.99
<i>CaO</i>	53.83	29.48	25.88	40.2	41.65	42.61	40	36.25	33.69	52.38
<i>Fe₂O₃</i>	1.38	3.69	3.33	5.5	6.14	3.92	4.24	7.8	8.87	1.36
<i>MgO</i>	1.29	6.08	6.08	3.37	2.12	5.26	5.5	4.5	3.79	1.4
<i>K₂O</i>	0.33	2.53	2.85	2.2	2.25	2.7	2	1.9	1.44	0.29
<i>Na₂O</i>	0.13	0.48	DL>	DL>	DL>	DL>	DL>	DL>	DL>	0.1
<i>TiO₂</i>	DL>	DL>	0.48	0.55	0.64	DL>	0.45	DL>	0.79	DL>
<i>P₂O₅</i>	DL>	0.12	0.1	0.15	0.17	0.31	DL>	DL>	0.09	DL>
<i>SrO</i>	0.21	0.11	0.09	0.1	DL>	0.09	0.09	0.08	0.23	0.1
<i>SO₃</i>	0.11	0.12	0.16	0.2	0.29	0.14	0.19	0.15	DL>	0.19
<i>L.O.I</i>	29.74	6.34	13.84	9.58	3.33	3.69	6.5	10	8.87	29.74
<i>Total</i>	99.88	100	99.8	102.2	102.3	101.2	101.56	107	96.2	97.75

به این رخساره سنگی است. در نمونه‌هایی که از بخش داخلی همبری توده نفوذی با اسکارن برداشت شده‌اند درشت بلورهای مونتی‌سلیت نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-ت، ج). این درشت بلورها، به علت متاسوماتیسم، در حاشیه به انواع میکا، آمفیبول و گاهی اپیدت تبدیل شده‌اند. برجستگی مونتی‌سلیت از اورتوپیروکسن بسیار قوی‌تر است اما زاویه 27α در مونتی‌سلیت که توسط پلاتین تئودولیت اندازه‌گیری شده برابر با ۷۳ تا ۷۵ درجه می‌باشد که به گروه هیپرستن نزدیک است (شکل ۳-پ). در این نمونه از اسکارن حاشیه مونزودیوریت گاهی گارنت و وزویانیت نیز متبلور شده است (شکل ۳-ث، خ). این گروه از اسکارن‌ها اغلب در اطراف نفوذی‌های مشابه در اطراف خرده قاره ایران مرکزی در هاله اسکارنی حاوی کانسار مس و آهن قابل مشاهده هستند (نقی‌پور و همکاران، ۱۳۹۰).

اسفن، کلریت، به صورت ثانویه است. زمینه سنگ تمام بلورین (هولو کریستالین) بوده، اپیدوت و کلریت کانی ثانوی هستند. کوارتز دیوریت‌ها: حاوی پلاژیوکلاز، کوارتز، اکسید آهن و بیوتیت به عنوان کانی‌های اولیه و کلریت به عنوان کانی ثانوی است (شکل ۳-ب). مونزوسینیت: شامل پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، به عنوان کانی اصلی و اسفن، آپاتیت، ایلمنیت و اکسید آهن به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ هستند. مسکویت، کلریت، کلسیت و اپیدوت کانی‌های ثانوی سنگ هستند. بافت‌های اصلی در زمینه این سنگ گرانولار و بافت‌های فرعی پوئی‌کیلیتیک است. مونزونیت‌ها: شامل کانی‌های عمده پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن و آلکالی فلدسپار به عنوان کانی فرعی است. کانی‌های ثانوی شامل بیوتیت و کلریت هستند (شکل ۳-پ). نمونه‌هایی که از همبری توده نفوذی با اسکارن برداشت شده‌اند، متعلق



شکل ۲. موقعیت نمونه‌های آذرین تجزیه شده منطقه بر روی نمودار آکالن-سیلیس (Cox et al., 1979)



شکل ۳. الف) تصویر میکروسکوپی دیوریت فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز با بافت هولوکریستالین، ب) تشکیل کانی‌های کلریت و اکسیدهای آهن درون توده تحت تاثیر اتومتاسوماتیسم، پ) تصویر مونزونیت حاوی بلورهای پیروکسن و آمفیبول، ت) نمونه‌های که در همبری در حاله اسکارنی برداشت شده و در آن بلورهای درشت مونتیسلیت مشاهده می‌گردند، ث) اسکارن زون گارنت وزوویانیت در همبری نزدیک توده فاقد آبدار، ج) تصویر میکروسکوپی گارنت کلسیت و اپیدوت در زون گارنت ولاستونیت، ح) اسکارن که گارنت در حاشیه کلسیت و در اثر واکنش کلسیت و پلاژیوکلاز متبلور شده است، خ) پارازنز کلسیت و فلدسپار و تبلور آمفیبول و ناپایداری گارنت. علایم اختصاری از مقاله (Whitney and Evans, 2010)

پتروگرافی اسکارن‌ها

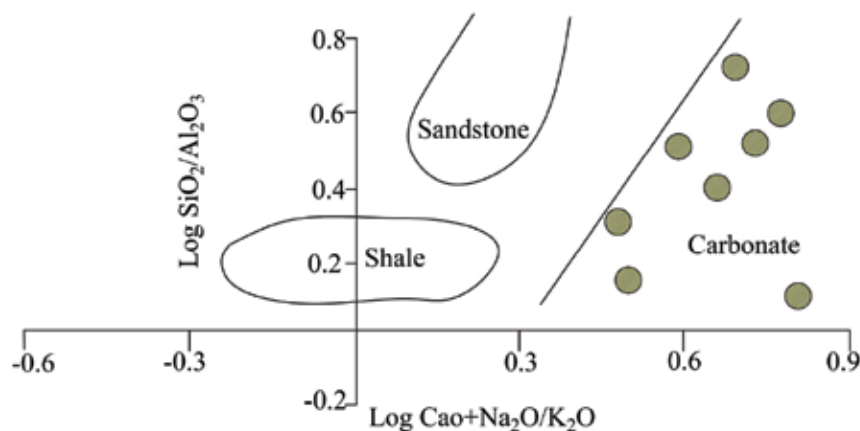
فراوانی گارنت، کلسیت، ایدوکراز و کلریت هستند (شکل ۳-ح). ایدوکراز در نور متقاطع دارای بیرفرنژانس غیرعادی است و به رنگ‌های آبی و قهوه‌ای مشاهده می‌شود. بلورهای کلسیت در این زون نسبتاً ناپایدار است و کلریت به فراوانی یافت می‌شود. زون گارنت-ولاستونیت اسکارن: کانی‌های تشکیل‌دهنده به ترتیب فراوانی ولاستونیت، کلسیت و گارنت هستند (شکل ۳-ح). بلورهای ولاستونیت به صورت تیغه‌هایی با بیرفرنژانس پایین مشاهده می‌شوند. این بلورها در حال تبدیل به کلسیت هستند و سیلیس آزاد شده، در حضور سیالات غنی از پتاسیم و آلومینیوم باعث تبلور درشت بلورهای مسکویت شده است. بلورهای آمفیبول کلسیک به صورت ریز بلور در این زون مشاهده می‌شود (شکل ۳-خ). این زون در محدود نزدیک به توده دیده می‌شود. زون دیوپسید-ایدوکراز-ولاستونیت اسکارن: کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی کلسیت، ولاستونیت، ایدوکراز و دیوپسید هستند. در این زون بلورهای گارنت ناپایدار است. بافت موزائیکی ایجاد شده در این گروه حکایت از تعادل ترمودینامیکی کامل در سنگ دارد. در جدول ۲ روابط پاراژنتیک موجود برحسب شدت دگرگونی خلاصه شده است.

در منطقه مورد مطالعه رخنمون‌های توده آذرین و سنگ‌های اسکارنی محدود است. با این وجود می‌توان برحسب پاراژنز غالب، زون‌های مختلف اسکارنی را مشاهده کرد. روش‌های متنوعی در تقسیم‌بندی اسکارن‌ها متداول است که شامل محل تشکیل نسبت به سطح همبری، کانسارهای همراه و زون‌های دگرگونی (Einaudi et al., 1981) است. زون‌های اسکارنی بر اساس کانی‌های شاخص نیز طبقه‌بندی شده که این زون‌ها در منطقه مورد مطالعه شامل زون‌های ایدوکراز-گارنت-دیوپسید است: این زون در همبری نزدیک توده ایجاد شده و معمولاً فاقد کانی‌های آبدار است. بلورهای پیروکسن اغلب به صورت ادخال درون بلورهای گارنت رشد کرده است. با توجه به پاراژنز موجود حداکثر درجه دگرگونی و بالاترین زون دگرگونی را نشان می‌دهد (شکل ۳-پ). زون اپیدوت-گارنت اسکارن: سنگ‌ها در این زون شامل گارنت، کلسیت و اپیدوت هستند. بلورهای کلسیت درشت با پایداری بیشتر نسبت به زون پیروکسن اسکارن دیده می‌شوند. بلور خود شکل کلسیت با رخ واضح نشان از پایداری این کانی دارد. این زون با فاصله نسبتاً دورتر از توده قابل مشاهده است (شکل ۳-خ). زون کلریت-ایدوکراز-گارنت اسکارن: کانی‌های تشکیل‌دهنده، به ترتیب

جدول ۲. روابط پاراژنتیک کانی‌ها بر مبنای شواهد بافتی

Minerals	Protgrade Low temperature contact	Prograde High temperature contact	Retrograde (Weathering)
Diopside			
Wollastonite			
Andradite			
Grassular			
Vesuvianite			
Epidote			
Calcite			
Quartz			
Time →			

پروتولیت اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان کرمان اگرچه رخنمون سازندهای مشاهده شده و مطالعات پتروگرافی در نزدیکی همبندی سنگ‌های اسکارنی دال بر پروتولیت کربناته است ولی همچنین مطالعات ژئوشیمیایی شامل نتایج XRF این سنگ‌ها (جدول ۱) که شامل دو نمونه غیر دگرگونه و بقیه دگرگونه است جهت تایید نتایج پتروگرافی در نمودار گرلز و مکنزی (Garrels and Mackenzie, 1972) قرار داده شده که صحت داده‌های پتروگرافی را مورد تایید قرار می‌دهد (شکل ۴). پروتولیت کربناته حاوی حداقل ۱۰ درصد سیلیس و سرشار از کلسیم (حدود ۵۳ درصد) است. بخش بزرگ اسکارن‌های مورد مطالعه حاوی ۲۶ تا ۴۳ درصد سیلیس هستند و مقداری Al نیز به ترکیب اولیه کربناته افزوده شده که منشاء ماگمایی به ۴۲ تا ۲۵ درصد رسیده است.



شکل ۴. تشخیص سنگ اولیه اسکارن کوه صاحب‌الزمان کرمان بر اساس نمودار گرلز و مکنزی (Garrels and Mackenzie, 1972)

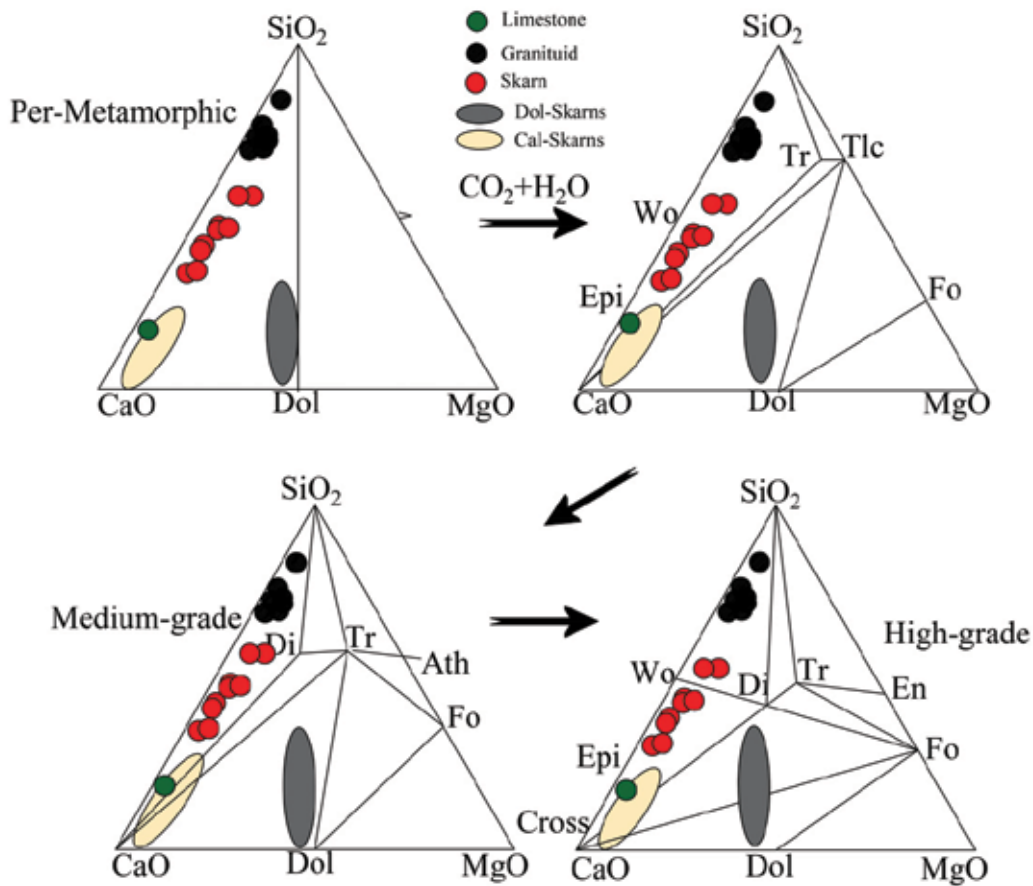
نشده و در صد دیوپسید هم تقریباً کم است. با توجه به پاراژنز موجود و شباهت‌های فراوان با مجموعه‌های اسکارنی دیگر باید گفت متحرک‌ترین، عنصری که در متاسوماتیسم دخالت داشته سیلیس بوده و سبب شده سنگ آهکی به سنگی سرشار از سیلیس تبدیل طی واکنش‌های زنجیره‌ای معمول در سنگ‌های اسکارنی تبدیل شود (Ducoux et al., 1995; Ray et al., 2017).

در نمودار (Winter, 2001), $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$, نیز که بر اساس مجموع درصد اکسیدهای یاد شده ترسیم شده است بیانگر مهاجرت و تحرک بالای SiO_2 و تا اندازه‌ای Al_2O_3 مورد نیاز برای تشکیل اسکارن از توده نفوذی به سمت سنگ میزبان است (شکل ۶) (Newberry, 1982).

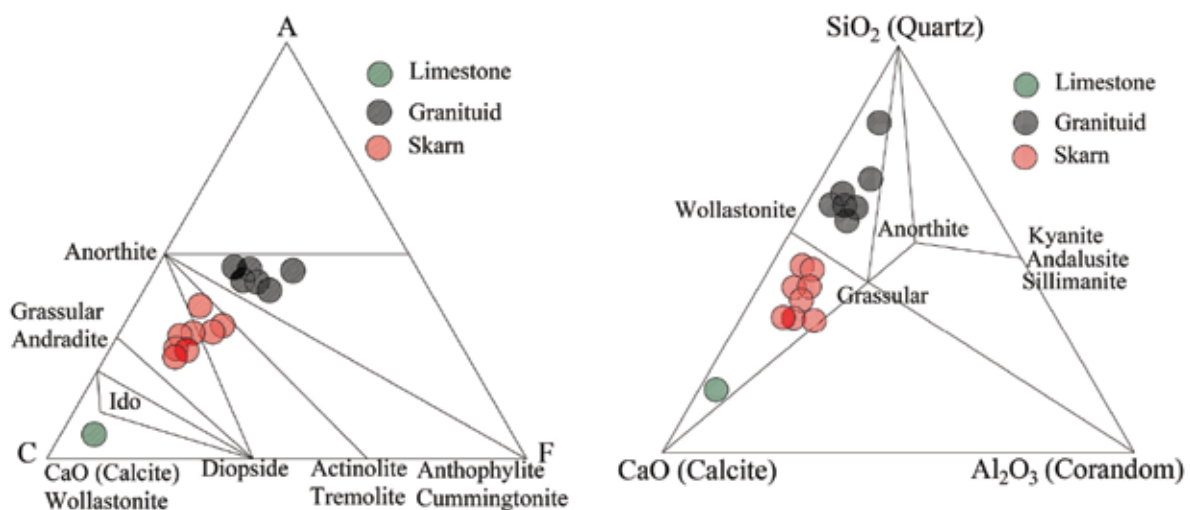
نمودار ACF (Winckler, 1976) نمونه‌ها به طرف قطب A تغییر مکان داده‌اند و این نشان می‌دهد که عنصر آلومینیوم (Al) نیز در شرایط ترمودینامیک حین دگرگونی دارای تحرک شیمیایی بوده است و وارد سنگ آهک شده است (شکل ۷).

رابطه‌ی پاراژنز و ژئوشیمی اسکارن کوه صاحب‌الزمان

بر اساس نمودار $\text{SiO}_2\text{-MgO-CaO}$ Tracy and Frost (1991) ترکیب شیمیایی اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه نزدیک به ضلع CaO-SiO_2 قرار داشته و از قطب CaO به سمت SiO_2 حرکت کرده است (شکل ۵). با توجه به حضور ولاستونیت و دیوپسید در اسکارن منطقه، سنگ کربناته میزبان آن آهک مقداری دولومیتی بوده است. اگر سنگ آهک به صورت ایزوشیمیایی دگرگونی پیدا می‌کرد، پاراژنز مشاهده شده گوشه مثلث (شکل ۵) باقی می‌ماند. درحالی‌که پاراژنز نمونه‌های اسکارن به طرف قطب SiO_2 کشیده شده است. این پدیده بیانگر مهاجرت سیلیس از توده ماگمایی به سمت سنگ میزبان است. بنابراین پدیده اسکارنی شدن کوه صاحب‌الزمان کرمان، آلوشیمیایی بوده است نه ایزوشیمیایی. تجزیه شیمیایی سنگ آهک میزبان غیر دگرگونی (جدول ۱) نشان می‌دهد میزان MgO اولیه در سنگ میزبان ناچیز بوده است. لذا فورستریت ساخته



شکل ۵. پارازنهای دگرگونی سنگ‌های کربناته در مثلث $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO}$ و نحوه تغییر پارازنز آنها نسبت به افزایش درجه حرارت (اقتباس از تریستی و فراست (Tracy and Frost, 1991). مثلث سبز رنگ زون‌های درجه پایین و سنگ میزبان دایره‌های مشکی زون‌های نزدیک به توده و درجه بالا است



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های تجزیه شده‌ی اسکارن‌ها و سنگ‌های آذرین کوه صاحب‌الزمان کرمان بر روی نمودار ACF (Winckler, 1976) این نمودار نشان می‌دهد که علاوه بر سیلیس، Al نیز از توده آذرین به سمت سنگ‌های آهکی جریان پیدا کرده است

شکل ۶. موقعیت نمونه‌های تجزیه شده‌ی اسکارن و سنگ‌های آذرین کوه صاحب‌الزمان کرمان بر روی نمودار $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ (Winter, 2001) در این نمودار نیز یک انقطاع بین سنگ‌های آذرین و اسکارن مشاهده می‌شود

نتایج تجزیه شیمیایی نقطه‌ای

ترکیب شیمیایی کانی‌هایی در حین دگرگونی بیانگر شرایط ترمودینامیکی و شیمیایی در سنگ است. محلول‌های جامد با توجه به PT-X موجود تحولات دگرگونی را در خود ثبت و ضبط می‌کنند. از این رو تعدادی از کانی‌های موجود توسط روش (EPMA) تجزیه و مورد بررسی قرار گرفته است.

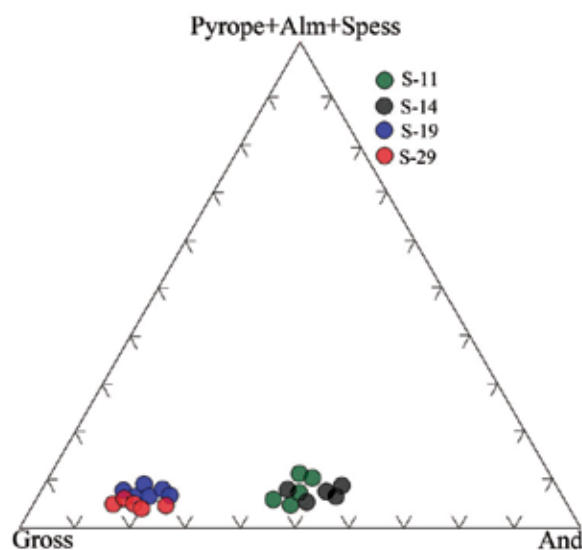
گارنت: ترکیب شیمیایی ۲۰ نقطه از گارنت‌ها و فرمول ساختاری بر مبنای بر مبنای ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است در جدول ۳ آمده و اعضاء نهایی به روش دیر و همکاران (Deer et al., 1989) محاسبه شده است. بر اساس نمودار مینرت (Meinert, 1982) ترکیب گارنت‌های تجزیه شده حدواسط بین گروسولر و آندرادیت است (شکل ۸).

جدول ۳. ترکیب شیمیایی گارنت‌های تجزیه شده اسکارن منطقه کوه صاحب‌الزمان به روش (EPMA) به همراه کاتیون‌ها و درصد اعضاء نهایی محاسبه شده بر پایه ۱۲ اتم اکسیژن

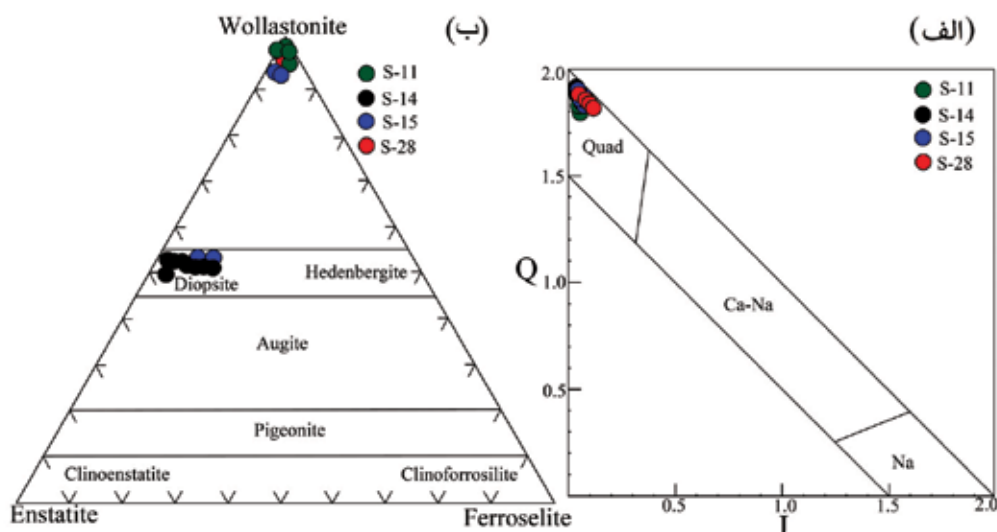
Point	S11					S14					S29					S19				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO ₂	37.86	37.80	38.30	37.60	37.82	38.36	37.80	37.90	37.77	37.69	38.09	37.9	37.59	37.87	37.4	37.62	38	37.90	38.00	37.99
TiO ₂	0.19	0.21	0.12	0.19	0.21	0.22	0.29	0.25	0.23	0.19	1.04	0.44	0.58	0.75	0.85	0.92	0.68	0.90	1.00	0.92
Al ₂ O ₃	10.69	10.85	10.78	10.7	10.79	10.9	8.89	10.83	10.74	10.75	17.05	16.85	16.28	16.89	16.32	16.51	16.2	16.99	17	16.52
FeO	15.95	16	17.53	15.55	16.7	16.93	18.77	17.99	18.3	16.9	7.66	8.11	7.95	9.93	7.99	10.23	10	8.33	9.5	8.45
MgO	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06	0.07	0.03	0.05	0.07	0.08	33.69	33.61	33.00	33.87	33.53	0.45	0.45	0.40	0.43	0.46
CaO	33.85	33.4	33.5	33.9	33.69	33.88	33.48	33.8	33.93	33.84	0.04	BD	0.01	0.01	BD	32.94	33.7	33.25	33.12	33.89
Na ₂ O	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.47	0.4	0.41	0.44	0.41	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.09	0.04	0.03	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
F	0.10	0.10	0.20	0.10	0.20	0.03	0.06	0.02	0.03	0.02	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Si	0.6301	0.6291	0.637	0.626	0.629	0.6384	0.6291	0.631	0.629	0.6272	0.634	0.631	0.626	0.6302	0.622	0.626	0.632	0.631	0.632	0.632
Ti	0.0024	0.0026	0.002	0.002	0.003	0.0028	0.0036	0.003	0.003	0.0024	0.013	0.006	0.007	0.0094	0.011	0.012	0.009	0.011	0.013	0.012
Al	0.2097	0.2128	0.211	0.21	0.212	0.2138	0.1744	0.212	0.211	0.2109	0.334	0.331	0.319	0.3313	0.32	0.324	0.318	0.333	0.333	0.324
Fe	0.222	0.2227	0.244	0.216	0.232	0.2356	0.2612	0.25	0.255	0.2352	0.107	0.113	0.111	0.1382	0.111	0.142	0.139	0.116	0.132	0.118
Mg	0.0017	0.0015	0.001	1E-03	0.001	0.0017	0.0007	0.001	0.002	0.002	0.836	0.834	0.819	0.8402	0.832	0.011	0.011	0.01	0.011	0.011
Ca	0.6036	0.5956	0.597	0.604	0.601	0.6041	0.597	0.603	0.605	0.6034	0.001	0	0.001	0.0002	0	0.587	0.601	0.593	0.591	0.604
Na	0	0.0006	3E-04	1E-03	0	0.0003	0.0003	0	0	0.0003	0.015	0.013	0.013	0.0142	0.013	6E-04	0	3E-04	0	3E-04
K	0	0.0002	4E-04	6E-04	0	0.0004	0.0004	0	0	0.0002	0.002	8E-04	0	0.0004	0.001	2E-04	0	2E-04	0	2E-04
Si	3.039	3.43	2.29	3.35	3.22	3.11	2.984	2.996	3.032	3.065	2.985	2.996	0.003	2.941	2.984	2.98	2.964	2.984	2.992	2.955
Al ^{VI}	1.05	1.063	1.039	1.051	1.05	1.047	0.019	1.04	1.049	0.882	1.581	1.589	1.554	1.513	1.542	1.531	1.55	1.582	1.491	1.509
Ca	2.926	2.881	2.839	2.932	2.884	2.897	2.872	2.863	2.869	2.909	2.829	2.847	2.823	2.819	2.866	2.849	2.768	2.805	2.824	2.733
Mg	0.008	0.007	0.008	0.004	0.007	0.009	0.008	0.005	0.008	0.003	0.054	0.048	0.048	0.05	0.048	0.053	0.05	0.046	0.052	0.050
Fe ²⁺	0.28	0.32	0.374	0.278	0.3333	0.331	0.379	0.378	0.342	0.321	0.189	0.199	0.198	0.257	0.177	0.192	0.277	0.229	0.245	0.29
Fe ³⁺	0.771	0.757	0.785	0.771	0.782	0.798	0.829	0.81	0.777	0.883	0.312	0.336	0.332	0.387	0.355	0.361	0.342	0.319	0.409	0.38
Ti	0.012	0.015	0.016	0.014	0.016	0.011	0.013	0.014	0.013	0.017	0.065	0.024	0.037	0.043	0.051	0.054	0.058	0.053	0.039	0.054
P ₂ O ₅	0.276	0.235	0.271	0.158	0.235	0.315	0.275	0.196	0.196	0.271	0.8	0.557	0.59	0.704	0.604	0.77	0.652	0.543	0.739	0.61
Al _{IV}	3.842	4.564	6.601	3.801	4.928	3.947	4.01	4.82	4.816	5.601	5.485	4.397	6.44	4.023	4.097	4.502	6.92	6.233	4.643	6.35
And	52.38	46.567	48.437	47.506	48.382	50.043	53.025	51.333	51.996	47.994	17.141	20.294	17.547	25.746	20.732	21.176	20.652	18.223	25.634	23.96
Gross	43.502	47.633	44.691	48.535	48.382	45.695	42.69	43.661	42.993	46.135	75.57	73.752	74.424	68.52	73.566	72.551	70.776	73.981	67.983	68.02

کلیئوپروکسن: با توجه به خصوصیات نوری، کلیئوپروکسن جزء کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی اسکارن منطقه هستند. جهت شناخت دقیق ترکیب این کانی‌ها، تعداد ۲۰ نقطه از این کانی‌ها به روش EPMA تجزیه شده است. ترکیب شیمیایی این کانی‌ها به همراه کاتیون‌های آن‌ها در جدول ۴ آورده شده است. کاتیون‌های دیوپسید بر پایه ۶ اکسیژن و کاتیون‌های ولاستونیت بر پایه ۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است. با توجه به طبقه‌بندی موریموتو (Morimoto et al., 1988) ترکیب این کانی‌ها ولاستونیت (شکل ۹ الف) و دیوپسید است (شکل ۹ ب).

بنابراین می‌توان گفت که دلیل آنیزوتروپی گارنت‌های منطقه ناشی از جایگزینی Fe و Al در موقعیت‌های اکتاهدری همزمان با متاسوماتیسم است. همچنین میزان گراسولار از مرکز گارنت‌ها به سمت حاشیه افزایش می‌یابد (شکل ۸) که بیانگر محیط اسیدی و pH پایین سیالات متاسوماتیکی است که با مطالعات انجام شده در این زمینه مطابقت دارد (Gao et al., 2014). همچنین شرایط حاکم در منطقه صاحب‌الزمان کرمان با شرایط مشابه اسکارن زائی در فوگاسیته پایین اکسیژن در حین متاسوماتیسم در مناطق دیگر مطابقت دارد (Jamtveit et al., 1993).



شکل ۸. ترکیب گارنت‌های آنالیز شده اسکارن منطقه مورد مطالعه (Meinert, 1982)



شکل ۹. سمت راست: موقعیت کانی‌های ولاستونیت و دیوپسید بر روی نمودار Q و J موریموتو و همکاران (Morimoto et al., 1988)، (ب) تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988)

جدول ۴. ترکیب شیمیایی ولاستونیت‌ها و دیوپسیدهای کوه صاحب‌الزمان تجزیه شده اسکارن‌های منطقه به روش EPMA به همراه کاتیون‌ها. درصد بیشتر از ۵۰ ولاستونیت در دیوپسید نشانه وجود مقدار کمی مولکول چرماک ($(CaAl^{+5})(SiAlO_6^{-5})$) در دیوپسید است که در فرمول به صورت ولاستونیت منظور می‌شود. محاسبات بر مبنای ۴ اکسیژن انجام شده است

Point	S14								S15				S11				S28			
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	53.30	50.70	51.28	51.85	5.92	51.99	51.00	50.80	51.20	50.93	51.11	51.2	51.13	51.1	51.11	51.12	51.1	51.11	51.14	51.13
TiO ₂	0.31	0.51	0.49	0.53	0.43	0.45	0.6	0.39	0.59	0.47	0.2	0.19	0.13	0.23	0.18	0.12	0.16	0.17	0.18	0.15
Al ₂ O ₃	2.23	5.17	3.39	4.95	3.2	3.95	2.99	3	2.77	4.32	0.21	0.17	0.18	0.19	0.2	0.17	0.16	0.18	0.19	0.17
FeO	3.35	2.45	2.01	3.2	2.95	2	3	2.9	3.23	2.78	0.7	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.1	0.3	0.2	0.1
MgO	16.29	15.41	16.23	16.27	16.3	16.38	15.99	16	16.32	16.48	0.08	0.04	0.02	0.01	0.05	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03
CaO	24.22	24.46	24.9	24.7	24.12	24.5	24.8	24.82	24.23	24.18	46.41	46.55	46.4	46.5	46.57	46.6	46.43	46.56	46.42	46.53
Na ₂ O	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05	0.03	0.04
Si	1.933	1.865	1.901	1.858	1.89	1.9	1.889	1.888	1.895	1.886	2.004	2.016	2.018	2.013	2.012	2.01	2.017	2.011	2.013	2.015
Ti	0.009	0.014	0.003	0.014	0.012	0.012	0.017	0.011	0.016	0.013	0.006	0.006	0.004	0.007	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004
Al	0.197	0.224	0.174	0.014	0.14	0.17	0.131	0.131	0.121	0.186	0.01	0.008	0.008	0.009	0.009	0.008	0.007	0.005	0.009	0.008
Fe	0.104	0.075	0.031	0.096	0.092	0.061	0.06	0.091	0.1	0.085	0.023	0.001	0.003	0.007	0.003	0.001	0.003	0.003	0.007	0.003
Mg	0.903	0.845	0.897	0.869	0.92	0.892	0.883	0.886	0.901	0.899	0.005	0.002	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002
Ca	0.959	0.972	0.99	0.948	0.959	0.959	0.974	0.988	0.961	0.948	1.95	1.964	1.962	1.962	1.965	1.963	1.963	1.963	1.958	1.95
Na	0.004	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.004	0.006	0.006	0.004	0.006	0.006	0.004	0.003	0.004	0.004	0.002	0.002	0.003	0.005
Fs	3.12	2.85	0.42	1.63	2.74	1.58	0.66	0.74	2.03	1.13	0.16	0	0.17	0.33	0.17	0.5	0.17	0.17	0.23	0.17
En	46.98	45.18	47.36	47.67	46.78	46.54	46.97	46.93	47.39	48.12	0.24	0.11	0.06	0.03	0.15	0.09	0.12	0.18	0.12	0.09
Wo	49.9	51.97	52.22	50.7	50.39	51.88	52.37	52.33	50.57	50.75	98.6	99.89	99.77	99.64	99.68	99.41	99.77	99.65	99.55	99.74

بحث

ژئوترموبارومتری

تجزیه کانی‌ها به روش میکروپروب (تجزیه شیمیایی نقطه‌ای دقیق یا EPMA)، درک بهتری از شرایط حرارت و فشار تشکیل کانی‌ها را در دگرگونی فراهم ساخته است. ترمومتری سنگ‌های دگرگونی در اسکارن‌ها بیشتر بر مبنای توزیع Fe^{+2} و Mg^{+2} بین زوج کانی‌های همزیست مانند الیوبن، گارنت، کلینوپیروکسن، اورتوپیروکسن، اسپینل، ایلمنیت، کردیریت، فنزیت، کلریت و هورنبلند انجام می‌گیرد (Bohlen and Lindsley, 1987). در این تحقیق، ژئوترموتر گارنت-کلینوپیروکسن و همچنین آمفیبول-کلینوپیروکسن برای محاسبه دما و فشار استفاده شده است. در روش گارنت-کلینوپیروکسن، ضریب توزیع کلسیم در گارنت و کلینوپیروکسن را به‌طور جداگانه محاسبه کرده و مقادیر به‌دست‌آمده را بر روی نمودار مربوطه (شکل ۱۰ الف) انتقال داده و حرارت تشکیل این دو کانی را بر مبنای مطالعات تجری بوهلن و لندزی به دست می‌آوریم (Bohlen and Lindsley, 1987). حرارت تبلور این دو کانی ۵۸۰ تا ۶۰۰ درجه به‌دست‌آمده است. همچنین ضریب

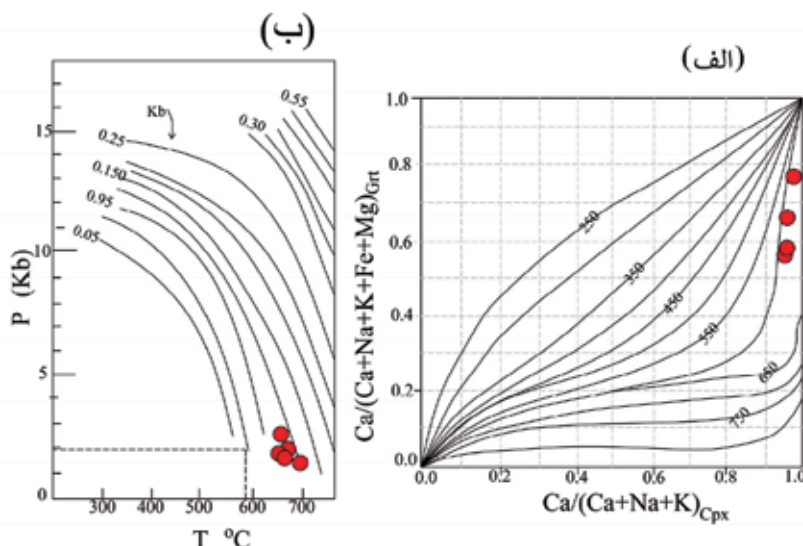
ایدوکرز: جهت شناخت بهتر ترکیب بلورهای ایدوکرز، تعداد ۵ نقطه از این کانی، به روش EPMA تجزیه شده است. ترکیب شیمیایی این کانی به همراه تعداد کاتیون‌ها بر مبنای ۳۸ اتم اکسیژن در جدول ۵ آورده شده است. فرمول ایدوکرزها به شرح جدول ۵ است.

جدول ۵. ترکیب شیمیایی ایدوکرزهای تجزیه شده اسکارن منطقه با روش EPMA به همراه کاتیون‌ها بر پایه ۳۸ اتم اکسیژن

Point	S14			S19	
	1	2	3	1	2
SiO ₂	39.95	36.32	35.78	34.61	35.43
Al ₂ O ₃	15.94	15.74	15.38	17.49	17.30
FeO	3.83	4.63	4.97	2.66	3.79
Mg	3.34	3.9	3.35	4.26	4.42
MnO	1.34	1.67	2.82	1.44	2.21
CaO	35.4	34.89	34.69	35.41	35.35
H ₂ O	2.53	2.41	2.82	1.44	2.21
Si	8.77	8.79	8.79	8.50	8.52
Al	4.57	4.48	4.45	5.05	4.90
Fe	0.78	0.93	4.97	0.54	0.76
Mg	1.22	1.42	1.98	1.57	1.06
Mn	0.27	0.34	0.58	0.3	0.45

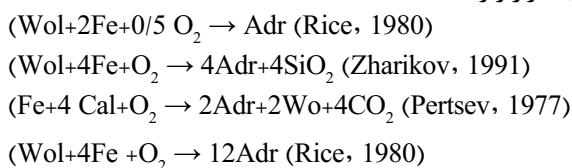
سریوش (ضخامت سنگ پوششی).
دمای توده نفوذی (دهقانی، ۱۳۹۴) حدود ۷۳۰ درجه است که با دمای به دست‌آمده از نتایج ترموبارومتري در اسکارن‌های هاله دگرگونی مجاورتی مطابقت دارد. همچنین فشارهای ۲ تا ۲/۵ کیلوبار برای عمق جایگزینی توده آذرین به دست آمده است که با نتایج این تحقیق مطابقت دارد.

توزیع منیزیم دو کانی و ضریب KD بر اساس مطابق روابط ارائه شده توسط بوهلن و لیندزی، میانگین فشار تشکیل این دو کانی ۲ کیلوبار به دست آمده است (شکل ۱۰ ب). با توجه به ضخامت آهک‌های کرتاسه (۲۰۰ تا ۳۰۰ متر) در حوالی کرمان، فشار ۲ کیلوبار، معادل هفت کیلومتر عمق (بر روی سنگ آهک‌ها) زیاد است. فشار بالای به دست آمده می‌تواند ناشی از تانسین سیالات باشد نه وزن



شکل ۱۰. الف) ارزیابی دمای تشکیل کانی‌های گارنت و کلینوپیروکسن بر اساس نقاط تجزیه شده که در تعادل شیمیایی قرار داشته‌اند، ب) فشار موجود بر اساس ثابت توزیع آهن و منیزیم (Bohlen and Lindsley, 1987)

طبق این واکنش می‌توان نتیجه گرفت، در نمونه‌های اسکارن منطقه، طی دگرگونی قهقرایی ابتدا اپیدوت تشکیل شده و بعد به گارنت تبدیل شده است. واکنش‌های احتمالی دیگری که ممکن است در اسکارن‌های منطقه رخ داده باشد به قرار زیر است:

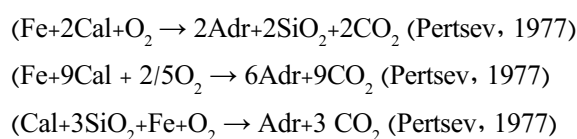


با توجه به اینکه برای تشکیل گارنت (آندرادیت)، آهن مورد نیاز است، می‌توان نتیجه گرفت که آهن مورد نیاز برای تشکیل آندرادیت از توده نفوذی به سمت اسکارن انتشار یافته است. واکنش‌های تشکیل دیوپسید: با توجه به اینکه سنگ اولیه اسکارن، آهک کمی دولومیتی بوده است، تبلور دیوپسید را می‌توان از طریق واکنش زیر توجیه کرد:

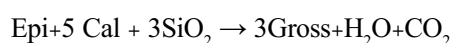
واکنش‌های دگرگونی

واکنش‌های تشکیل گارنت: همان‌طور که در بخش پتروگرافی اسکارن‌ها ذکر شد، گارنت‌ها تقریباً در تمامی نمونه‌های اسکارن منطقه حضور دارند. نتایج آنالیز مایکروپروب نشان داد که گارنت‌ها متعلق به سری اوگراندیت بوده و ترکیب بین دو عضو نهایی گروسولر-آندرادیت دارند. به‌طور کلی، گارنت‌های اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه به صورت‌های زونه (ایزوتروپ و انیزوتروپ) و غیرزونه مشاهده شده‌اند.

گارنت می‌تواند طبق واکنش‌های زیر تشکیل گردد:



گروسولر می‌تواند از طریق واکنش زیر تشکیل گردد:

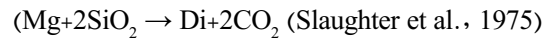


اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان کرمان مورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به واکنش‌های بیان شده و مطالبی که در بخش پتروگرافی اسکارن‌ها شرح داده شد، می‌توان نتیجه گرفت که در این منطقه، احتمالاً ابتدا گارنت‌ها (نسل اول گارنت‌ها) به همراه ولاستونیت و دیوپسید، در طی دگرگونی پیش‌رونده متبلور شده‌اند. سپس طی دگرگونی پس‌رونده اپیدوت تشکیل شده است که نشان‌دهنده‌ی فوگاسیته بالای اکسیژن است. تبدیل گارنت به ایدوکراز در طی دگرگونی پس‌رونده، در اثر افزایش فشار بخار آب و کاهش CO_2 به وقوع پیوسته است. تبدیل اپیدوت به گارنت (نسل دوم گارنت‌ها) و همچنین تبدیل گارنت به کلریت نیز در طی دگرگونی پس‌رونده صورت گرفته است. رخساره‌های تشکیل‌دهنده‌ی اسکارن در کوه صاحب‌الزمان کرمان ۱- رخساره سانیدینیت، ۲- رخساره پیروکسن هورنفلس، ۳- رخساره هورنبلند هورنفلس، ۴- رخساره آل‌بیت-اپیدوت هورنفلس است.

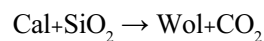
رخساره هورنبلند هورنفلس: این رخساره در حرارتی بین ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بخار آب ۱ تا ۳ کیلو بار به‌وجود می‌آید (Yardley et al., 1995). آنها عقیده دارند که رخساره هورنبلند هورنفلس را می‌توان رخساره هورنبلند فشار پایین نامید. حد بالایی این رخساره با واکنش $CO_2 + Wo \rightarrow SiO_2 + Cal$ مشخص می‌شود و پارائنز کانیایی دیوپسید + کلسیت در اواخر این رخساره و اوایل رخساره هورنبلند هورنفلس جای دارد (Reverdatto, 1973). در منطقه مورد مطالعه مجموعه کانیایی دیوپسید+گارنت+کلسیت یا دیوپسید+گارنت+کوارتز و کوارتز به این رخساره تعلق دارند.

رخساره آل‌بیت-اپیدوت هورنفلس: این رخساره به پایین‌ترین درجه حرارت رخساره‌های دگرگونی مجاورتی تعلق دارد. برای این رخساره درجه حرارت بین ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در نظر می‌گیرند. کانی‌های شاخص این رخساره در منطقه مورد مطالعه، کلسیت، گارنت، اپیدوت، ایدوکراز ± کلریت هستند.

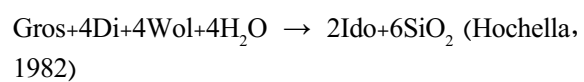
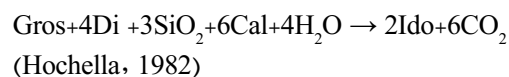
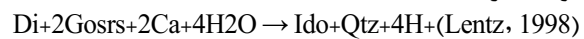
زاریکوف (Zharikov, 1991) رخساره را برای تمایز اسکارن‌های آهکی معرفی کرد. این رخساره‌ها به ترتیب



منحنی ترسیمی واکنش فوق، در نمودار $Pf-XCO_2$ نشان داده شده است (Tracy and Frost, 1991). کاهش XCO_2 و همچنین کاهش فشار سیال موجب کاهش دمای این واکنش و در نتیجه تشکیل دیوپسید می‌شود. برای مثال در فشار سیال برابر با یک کیلو بار با کاهش XCO_2 از ۱ به ۰/۱، دمای انجام این واکنش از ۴۷۵ به ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. واکنش‌های تشکیل ولاستونیت: یکی از متداول‌ترین واکنش‌هایی که در مورد تشکیل ولاستونیت مطالعه شده، واکنش زیر است:



تشکیل ایدوکراز را می‌توان از طریق واکنش‌های زیر توجیه کرد:



با توجه به شواهد موجود ایدوکراز در اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان کرمان از طریق واکنش‌های فوق در طی دگرگونی برگشتی، زمانی که فشار بخار آب بالا بوده، در آخرین مرحله تکوین اسکارن تشکیل شده اند.

ترتیب تبلور کانی‌ها در اسکارن کوه صاحب‌الزمان کرمان

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، اسکارن‌ها سنگ‌هایی هستند که شرایط بسیار پیچیده‌ای در تشکیل و تبلور کانی‌های آن‌ها حاکم است. به همین دلیل تا به امروز مطالعات جامعی بر روی پترولوژی و پتروژنز آن‌ها صورت نگرفته است. تعدادی از پارامترهای مؤثر بر تشکیل اسکارن‌ها شامل درجه حرارت، فشار، ترکیب شیمیایی توده‌ی نفوذی و سنگ کربناته درون‌گیر، ترکیب شیمیایی سیال، منشأ سیال و نحوه‌ی تشکیل اسکارن است. اسکارن‌ها کانی‌شناسی بسیار پیچیده‌ای دارند و به همین دلیل بررسی ترتیب تبلور کانی‌های اسکارن به آسانی امکان‌پذیر نیست (Meinert et al., 2005). با این حال در این بخش با بهره‌گیری از شواهد کانی‌شناسی تا آنجا که امکان‌پذیر بود، ترتیب تبلور کانی‌ها در

اسکارن در نمودارهای FCA، $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ و $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ از نوع نشر یک‌طرفه است و از توده به سمت سنگ میزبان است. در حالت کلی اختلاف پتانسیل شیمیایی توده نفوذی و سنگ‌های آهکی سبب شده تا SiO_2 و Al_2O_3 از توده آذرین به سمت سنگ آهک و مقادیر کمتر CaO از سنگ آهکی به طرف توده آذرین انتشار یابد. (۴) در اسکارن زایی کوه صاحب‌الزمان، سیلیس به همراه سیالات بیشترین جابجایی را داشته و در واقع عامل اصلی متاسوماتیسم بوده است. بعد از سیلیس، آهن و آلومینیوم به میزان کمتر از توده آذرین به سمت سنگ‌آهک انتشار یافته و باعث کانی‌زایی محدود آهن و مولیبدن و مس شده است. (۵) با توجه به مطالب بالا، مکانیسم تشکیل اسکارن کوه صاحب‌الزمان کرمان، مشابه با پدیده‌های از نوع مدل تراوشی بوده است در سایر نقاط جهان (Gumiaux and Drufin, 2017). با توجه به کلیه داده‌های موجود به نظر می‌رسد در فاز اول توده نفوذی باعث گرم شدن آب‌های زیرزمینی و حرکت سیال با اسیدیته پایین و فوگاسیته بالای اکسیژن از سمت سنگ میزبان به سمت توده شده است. در فاز دوم با افزایش تبلور توده و کاهش دما سیالات غنی از Si, Al و Mg از توده به سنگ میزبان مهاجرت کرده است.

منابع

- تقی‌پور، ن.، قربانی، ق. و درانی، م.، ۱۳۹۰. زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسار اسکارن آهن چالو، جنوب دامغان، استان سمنان. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته. ۱، ۲، ۵۴-۶۶.
- دهقانی، س.، ۱۳۹۴، پترولوژی اسکارن‌های کوه صاحب‌الزمان در شرق کرمان. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه خوارزمی. ۱۴۸.
- Berberian, M. and King, G. C., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences*, 18, 210-265
- Beygi, S., Nadimi, A. and Safae, H., 2016. Tectonic history of seismogenic fault structures in Central Iran. *Journal of Geosciences*. 61, 127-144.

کاهش درجه حرارت عبارتند از: -رخساره لارنیت، رخساره ژهلنیت، -رخساره ولاستونیت، رخساره پیروکسن گارنت، رخساره پیروکسن اپیدوت

رخساره‌های لارنیت و ژهلنیت: را می‌توان معادل رخساره سانیدینیت در نظر گرفت. هم‌چنین رخساره ولاستونیت را معادل رخساره پیروکسن هورنفلس و رخساره پیروکسن گارنت را معادل رخساره هورنبلند هورنفلس و در نهایت رخساره پیروکسن اپیدوت را معادل رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس در نظر می‌گیرند. بنابراین در منطقه مورد مطالعه دو رخساره‌ی پیروکسن گارنت و پیروکسن اپیدوت وجود دارند.

نتیجه‌گیری

در منطقه مورد مطالعه از نفوذ توده‌های مونزونیتی-دیوریتی در سنگ‌های آهکی کرتاسه و هاله‌های کم ضخامت اسکارن ایجاد شده است. پتروگرافی توده‌های نفوذی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و آمفیبول به صورت اولیه و کانی‌های کمیاب مانند آپاتیت، اپیدوت، کلسیت، اکسید آهن، اسفن و کوارتز ساخته شده است. کلریت و بیوتیت نیز گاهی به عنوان کانی ثانویه حضور دارند. این توده اگرچه رخنمون‌های بسیار محدودی در این منطقه دارند در هاله اسکانی ایجاد کرده در اطراف خود کانی‌های شامل گارنت، دیوپسید، ولاستونیت، ایدوکراز، اپیدوت، کلسیت و کلریت را تشکیل داده‌اند. بررسی انجام شده در این پژوهش نشان می‌دهد (۱) حضور ولاستونیت و دیوپسید نشان‌دهنده متاسوماتیسم شدید سنگ اولیه آهکی کمی دولومیتی است (۲) حضور اپیدوت و آندرادیت، نشان‌دهنده فوگاسیته‌ی بالای اکسیژن در شروع متاسوماتیسم با اسیدیته متوسط و تبلور کراسولار دیوپسید و ولاستونیت در فاصله نزدیک‌تر و در فاصله زمانی بیشتر خصوصاً در حاشیه بلورهای گارنت و به صورت بلورهای بی‌شکل بیانگر روند افزایشی اسیدیته سیالات و کاهش فوگاسیته اکسیژن طی تحولات اسکارنی شدن سنگ میزبان در زمان تشکیل اسکارن است. (۳) با توجه به حاشیه درون اسکارن و هاله برون اسکارن در سنگ میزبان به نظر می‌رسد، تغییرات شیمیایی نمونه‌های

- Bohlen, S.R. and Linsley, D.H., 1987. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites, *Journal of Petrology*, 27, 5, 1025-1034.
- Cox, K. G., Bell, J.D. and Pankhurst, R. J., 1979. *The Interperations of Igneous Rocks*. Unwin Hynman Ltd, London, 413.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1989. *Rock-Forming Minerals, Orthosilicates Garnet Groups*. Longman. New York, 458.
- Ducoux, M., Branquet, Y., Jolivet, L., Arbaret, L., Grasemann, B., Rabillard, A., Gumiaux, C. and Drufin, S., 2017. Synkinematic skarns and fluid drainage along detachments: The West Cycladic Detachment System on Serifos Island (Cyclades, Greece) and its related mineralization. *Tectonophysics*, 695, 1-26.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology*. 75th Anniversary, 4, 317-391
- Gao. X., Yang. L., Deng. J., Meng. J., Yang. C. and Li. J., 2014. The Characteristics of Garnet in the Hongniu Skarn Copper Deposit, Western Yunnan, China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 88(supp. 2), 515-516.
- Garrels, R. M. and Mackenzie, F. T., 1972. *Evolution of Sedimentary Rocks*, W.W. Norton, New York, 397.
- Gumiaux. C. and Drufin. S., 2017. Synkinematic skarns and fluid drainage along detachments: The West Cycladic Detachment System on Serifos Island Cyclades, Greece, and its related mineralization. *Tectonophysics*, 695, 1-26
- Hochella. M.F., Liou, J.G., Keshinen, M.J. and Kim, H.S., 1982. Synthesis and stability relations of magnesium idocrase. *Economic Geology*, 1-77.
- Huckriede, R.M., Kursten, M. and Venza-
lff, H., 1962. Zur geologic des Gebietes zwischen kerman and sagand. (Iran): *Beih Geology. Jahrb*, 15, 197.
- Jamtveit, B., Wogelius. R. A. and Fraster, D.G., 1993. Zonation patterns of skarn garnets-records of hydrothermal system evolution. *Geology*, 21, 113-116.
- Korzhinsky, D. S., 1948. The petrology of the Turin skarn copper deposit. In *geology of Mineral Deposits*, (smirnov, v. I. ed) Mir Publisher, Moscow. *Abriss der metasomatischen prozesse*, Akad, verl., Berlin.
- Lentz, D. R., 1998. Mineralized intrusion-related skarn systems. *Mineralogical Association of Canada, Ottawa*. 26, 168-264.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geosciences Canada*, 1, 145-162
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposites, *Economic Geology 100th anniversary volume*, 366.
- Meinert, L.D., Hedenquist, J.W., Satoh. H. and Matsuhisa, Y., 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarns in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. *Economic Geology*, 98, 147-156
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes, Commission on New Minerals and Mineral Names, International Mineralogical Association *Mineralogy and Petrology*, 390.
- Nabavi, H. H., 1971. Review of the Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Internal Report, 17.
- Newberry, R. J., 1982. Tungsten-bearing skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek mine, California: *Economic Geology*, 77, 823-844.

- Pertsev, N.N., 1991. Magnesian skarn. In Skarns-Their Genesis and Metallogeny (A. Barto-Kyriakidis, ed) Theophrastus Publishing and Proprietary Co., S.A., Athens, Greece.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L. and Ettliner, A.D., 1995. The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Economic Geology*, 90, 920-937.
- Reverdatto, V.V., 1973. The facies of contact metamorphism (V.S. Sobolev, ed), translated from the Russian by Brown, D.A., Australian nation university, Canberra, A.C.T., Department of Geology Publication, 263.
- Rice, J.M., 1980. Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomite limestones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 219-235.
- Sabzehei, M., Navazi, M. and Shahroki, H., 1999. Geological map of Kerman, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran,
- Slaughter, J., Kerrick, D.M. and Wall, V.J., 1975. Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. *American Journal of Science*, 27S, 1, 43-62.
- Smirnov, V.I., 1976. Skarn deposits, in geology of mineral deposits: Moscow, MIR Publications. 156-188.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan Ocean. In: Bozkurt E, Whichester JA, Piper JDA (eds) Tectonic and magmatism in Turkey and surrounding area. Special Publication, 1-23.
- Tracy, R.J and Frost, B.R., 1991. Phase equilibria a thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations. I Kerrick, D., ed.): Contact Metamorphism. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, DC, 26, 43-104.
- Turner, F.J. and Verhoogen, J., 1960. *Igneous and Metamorphic Petrology* and 2nd Ed, New-York., Mc grow-hill, 694.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30, (TC3008), 19.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Winckler, H.G.F., 1976, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 4 th Ed. Springer-Verlag, New York, 334.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall Inc, upper saddle river, Newjers, 697.
- Yardley, B.W.D. and Lloyd, G.E., 1995. Why metasomatic fronts are really metasomatic sides: *Geology*, 23, 53-56.
- Yin, S., Ma, C. and Robinson, P., 2017. Textures and high field strength elements in hydrothermal magnetite from a skarn system: Implications for coupled dissolution-reprecipitation reactions. *American Mineralogist*, 102, 1045-1056.
- Zharikov, V.A., 1991. Skarn types, formation and mineralization condition in skarn, Their Genesis and Metallogeny (A. Barto-Kyriakidis, ed) Theophrastus Publishing and Proprietary Co., Athen, Greece, 455-466.

بررسی زمین‌شناسی، کانه‌زایی مس، رفتار زمین‌شیمی عناصر و ارتباط آن با سنگ میزبان ماسه‌سنگی در منطقه توپچی، استان آذربایجان شرقی

بهال‌الدین نخجوانی^(۱)، سید غفور علوی^(۲) و بهجت نظری^(۳)

۱. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تبریز
۲. استادیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۳. کارشناس اکتشاف معادن چشمه کنان و توپچی

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۶/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۰/۲۵

چکیده

منطقه مورد مطالعه توپچی در شمال غرب تسوج، در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. کانه‌زایی در منطقه توپچی از نوع مس و به صورت کانه‌های سولفیدی پیریت، کالکوسیت، بورنیت و کالکوپیریت و کانه‌های کربناتی مالاکیت و آزوریت در داخل سنگ‌های رسوبی ماسه‌سنگی به سن میوسن رخ داده است. بر اساس شاخص تنوع ترکیبی (ICV) تشکیل ماسه‌سنگ‌های کانه‌زایی شده منطقه توپچی در چرخه اول رسوبی بوده که به واسطه حضور دانه‌ها و کانی‌های ناپایداری همچون خرده‌سنگ، فلدسپار و کانی‌های مافیک تأیید می‌شود. بررسی سنگ منشا و نوع کانه‌زایی اتفاق افتاده در این ماسه سنگ‌ها، نیز نشان‌دهنده تشکیل آنها از فرسایش سنگ‌های آذرین مافیک تا حد واسط در شرایط آب و هوایی نیمه‌خشک بوده است. مطالعات ژئوشیمیایی دو متغیره و چند متغیره نمونه‌های کانه‌زایی شده، نشان‌دهنده وجود همبستگی بسیار خوب مس-نقره و روی با همدیگر است که به دلیل رفتار مشابه ردکس این عناصر می‌باشد. نوع سنگ میزبان کانه‌زایی شده، کانه‌شناسی کانسنگ، ساخت و بافت کانه‌ها، نوع دگرسانی و عامل احیا کننده و کنترل‌کننده کانه‌زایی (بقایای گیاهی) و نهایتاً مقایسه آنها با کانسارهای شناخته شده در ایران نشان‌دهنده رخداد کانه‌زایی مس رسوبی نوع Red Bed در این منطقه است.

واژه‌های کلیدی: توپچی، تسوج، کالکوسیت، شاخص تنوع ترکیبی، مس رسوبی.

مقدمه

با توجه به قرارگیری ایران در کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا و گسترش رخدادهای کانه‌زایی متعدد پورفیری، اسکارنی، رگه‌ای، سولفید توده‌ای مس و تمرکز بر روی اکتشاف و استخراج این نوع کانسارها، کانسارهای مس با میزبان رسوبی تاکنون در ایران کمتر مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته و لذا شناسایی و اکتشاف این تیپ کانسارها در ایران ضروری به نظر می‌رسد. در دنیا نهشته‌های مس رسوبی از دیدگاه گسترش زمانی و مکانی، توزیع گسترده‌ای از پروتوزویک تا سنوزویک داشته و به لحاظ تولید مس در درجه دوم اهمیت بعد از کانسارهای مس پورفیری دارند. این کانسارها مهم‌ترین منبع

* نویسنده مرتبط: Ghaforalavi@yahoo.com

بخشی از این زیر پهنه به لحاظ ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، پاراژنز عنصری و نقش احتمالی سنگ منشا در کانه‌زایی عناصر همراه مورد مطالعه قرار گرفته است.

روش مطالعه

مرحله اول این پژوهش شامل طراحی مسیرهای پیمایش به‌صورت پروفیل‌های عمود بر امتداد لایه‌بندی کلی واحد ماسه‌سنگی و متعاقباً انجام پیمایش‌های صحرایی، شناسایی لایه‌های کانه‌زایی شده و برداشت ۱۰۰ نمونه مینرالیزه از این لایه‌ها بوده است. مرحله بعدی شامل بخش آزمایشگاهی و دربرگیرنده تهیه و مطالعه ۲۰ مقطع نازک-صیقلی جهت بررسی و شناسایی سنگ میزبان و کانه‌زایی، ساخت و بافت کانیایی و آنالیز ۷۰ نمونه لیتوژئوشیمیایی به روش پلاسما جفت شده القایی (ICP-OES) و فلورسانس پرتو X (XRF) در آزمایشگاه شرکت تحقیقات کانی‌شناسی و زمین‌شناسی کان‌پژوه بوده (جدول ۱ و ۲) که پس از اخذ نتایج آزمایش‌ها، نسبت به تعیین شرایط هوازنگی دیرین، منشا سنگ مادر ماسه‌سنگ‌ها بر اساس اکسید عناصر اصلی اقدام و نهایتاً مطالعات ژئوشیمیایی تک متغیره، دو متغیره و چند متغیره جهت بررسی ارتباط ژنتیکی عناصر و پاراژنز عنصری انجام گرفت.

بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

در منطقه تسوج نهشته‌های دگرگونی به سن پرکامبرین به‌عنوان پی‌سنگ و قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه در بلندی‌های کوه علمدار (شرق کانسارهای مس رسوبی چهرگان، چشمه کنان و توپچی) برونزد داشته که توسط واحدهای جوان‌تر از پرکامبرین تا عهد حاضر احاطه یا پوشیده شده‌اند (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲). واحدهای برونزد یافته در محدوده معدنی توپچی به‌عنوان بخشی از منطقه تسوج، شامل واحدهای ماسه‌سنگی-مارنی و بعضاً شیلی، شیل-مارنی همراه با میان لایه‌های ماسه‌سنگی، واحد مارنی با میان لایه‌های ژیبسی، واحد کنگلومرا-ماسه‌سنگی به سن میوسن و رسوبات آبرفتی به سن کواترن می‌باشد (نخجوانی، ۱۳۹۴). نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ آورده شده است.

تامین کبالت دنیا (کمریند آفریقای مرکزی) بوده و علاوه بر نقره می‌توانند منابع مهمی برای عناصر اورانیوم و عناصر نادر خاکی به حساب آیند (Hitzman et al., 2005).

اندیس‌های مس رسوبی ایران در سازندهای مختلفی نظیر سازند نای‌بند (تریاس پایانی)، سازند گردو (ژوراسیک پایانی-ابتدای کرتاسه زیرین)، سازند قرمز فوقانی (میوسن) و همراه گنبد‌های نمکی پهنه زاگرس (پرکامبرین-کامبرین) گزارش شده که از این میان سازندهای نایبند، گردو و قرمز بالایی عمده‌ترین سازندهای حاوی کانی‌سازی مس رسوبی در ایران هستند (مهدوی و همکاران، ۱۳۸۶)، (نقی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶)، (سامانی، ۱۳۸۹)، (آقازاده و بدرزاده، ۱۳۸۹)، (پناه‌زاده، ۱۳۸۹)، (ساداتی، ۱۳۹۳)، (بیکدلی و همکاران، ۱۳۹۴)، (نخجوانی، ۱۳۹۴)، (عنایتی کولایی و همکاران، ۱۳۹۵). البته در منطقه قره آغاج ماکو و در داخل نهشته قاره‌ای کنگلومرای پلیوسن، کانه‌زایی مس به‌صورت کوپریت، تنوریت و مس طبیعی شناسایی و معرفی شده است (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴) که به دلیل نبود عوامل احیاکننده فسیل گیاهی، پاراژنز کانیایی خاص، نبود توالی قرمز رنگ اکسیده، با کانسارهای مس رسوبی در سازندهای اشاره شده قبلی متفاوت می‌باشد.

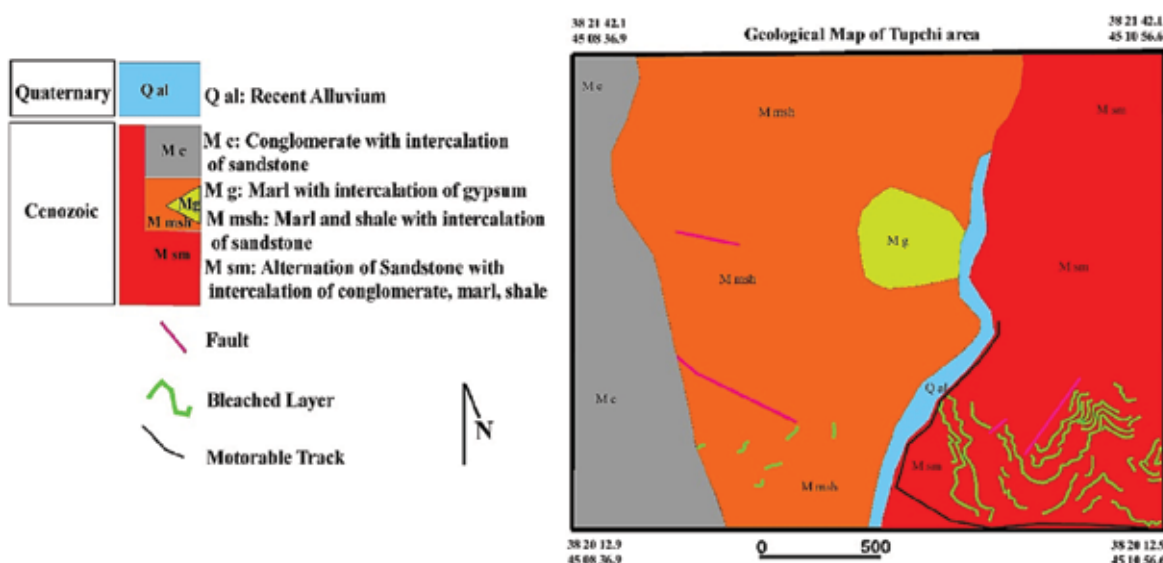
منطقه مورد مطالعه در غرب نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تسوج و در طول‌های شرقی "۳۶/۹' ۰۸' ۴۵° تا "۵۶/۶' ۱۰' ۴۵° عرض‌های شمالی "۱۲/۹' ۲۰' ۳۸° تا "۴۲/۱' ۲۱' ۳۸° در استان آذربایجان شرقی و ۲۰ کیلومتری شمال غرب شهر تسوج واقع شده و بخشی از پهنه ایران مرکزی (آقانباتی، ۱۳۸۳) و زیر پهنه ماکو-تبریز (نبوی، ۱۳۵۵) می‌باشد. زیر پهنه ماکو-تبریز دربرگیرنده سیستم مس رسوبی متعددی نظیر کانسار قره آغاج ماکو با میزبان کنگلومرای پلیوسن (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴)، کانسارهای با میزبان سازندهای قرمز فوقانی نظیر چهرگان تسوج (پناه‌زاده، ۱۳۸۹)، چشمه‌کنان تسوج (رجب‌پور و همکاران، ۱۳۹۲)، توپچی تسوج (نخجوانی، ۱۳۹۴)، سرخه مرند (حسن‌پور، ۱۳۹۳)، تازه‌کند تبریز (عنایتی کولایی و همکاران، ۱۳۹۵)، نهند و ایوند تبریز (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۳) می‌باشد. در این پژوهش اندیس مس رسوبی توپچی به‌عنوان

ادامه جدول ۱.

Element	Ag	As	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	La	Li	Mn	Mo	Na
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
CH-832	۷/۶۰	۲/۳۰	۸۵۸	۰/۶۰	۰/۳۹	۰/۲۷	۲۴	۲۳	۴۸۷	۳۷۷۸	۱۳	۲۴	۷۲۰	۱/۰۲	۱۴۵۳۹
CH-833	۲/۱۰	۲/۴۰	۶۲۰	۰/۷۰	۰/۳۸	۰/۲۵	۳۰	۲۳	۵۸۸	۳۹۷۷	۱۵	۲۴	۸۰۳	۱/۰۵	۱۲۱۶۳
CH-834	۵/۶۰	۶/۳۰	۵۱۷	۰/۷۰	۰/۳۸	۰/۲۵	۲۳	۲۸	۵۰۳	۷۱۴۶	۱۳	۲۹	۷۲۷	۱/۲۶	۱۲۸۵۳
CH-835	۱/۴۰	۲/۱۰	۸۱۱	۰/۸۰	۰/۳۸	۰/۲۵	۲۷	۱۸	۴۸۳	۱۷۲۵	۱۴	۲۲	۷۵۰	۱/۰۴	۱۶۹۰۴
CH-836	۲/۹۰	۲/۱۰	۷۸۱	۰/۸۰	۰/۳۸	۰/۲۶	۲۵	۱۹	۴۰۲	۲۵۷۶	۱۴	۲۳	۷۱۹	۱/۰۵	۱۶۴۳۵
CH-837	۷/۵۰	۲/۲۰	۷۹۰	۰/۷۰	۰/۳۸	۰/۲۵	۲۴	۲۸	۳۶۶	۴۳۲۸	۱۳	۲۵	۷۱۲	۳۶/۴۰	۱۵۶۳۶
CH-838	۳/۲۰	۲/۳۰	۷۰۱	۰/۸۰	۰/۳۸	۰/۲۶	۲۷	۱۹	۳۹۶	۲۷۳۵	۱۵	۲۱	۶۶۶	۱/۱۱	۱۶۹۰۱
CH-839	۳۳/۵	۱/۸۰	۵۱۹	۰/۹۰	۰/۳۸	۰/۲۵	۳۲	۲۵	۵۶۱	۱۷۹۱۹	۱۷	۳۰	۶۸۷	۱۵/۴۰	۱۳۴۹۵
Element	Ni	P	Pb	S	Sb	Sc	Sr	Th	Ti	U	V	Y	Yb	Zn	Zr
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
CH-124	۱۹۵	۳۷۹	۸	۲۱۹۶	۱/۰۶	۱/۰۷	۱۳	۷/۱	۲۵۲۰	۱/۹۰	۸۹	۱۳	۱/۶۰	۱۲۸	۳۱
CH-125	۱۸۷	۴۲۵	۲۵	۲۸۹۳	۱/۰۷	۱/۰۴	۱۰	۶/۳	۲۵۱۱	۱/۶۰	۷۴	۱۲	۱/۴۰	۱۷۹	۲۷
CH-127	۲۵۸	۳۹۲	۵	۳۹۷	۰/۹۹	۱/۰۸	۱۱	۶/۵	۲۷۸۱	۱/۵۰	۷۹	۱۳	۱/۶۰	۷۴	۳۸
CH-320	۱۸۴	۳۶۱	۵	۲۲۹	۱/۰۶	۱/۰۷	۹	۶/۷	۲۶۲۰	۱/۸۰	۷۸	۱۳	۱/۶۰	۶۷	۳۲
CH-321	۱۹۵	۳۱۸	۵	۱۹۷	۰/۹۰	۹/۶	۱۰	۵/۴	۲۴۰۱	۱/۵۰	۶۹	۱۲	۱/۵۰	۴۶	۳۱
CH-323	۱۹۶	۳۲۳	۵	۱۷۲	۱/۱۱	۹/۷	۹	۵/۹	۲۷۲۴	۱/۶۰	۷۰	۱۳	۱/۶۰	۴۹	۳۱
CH-325	۱۶۸	۳۲۱	۵	۲۸۷	۱/۰۱	۹/۷	۹	۵/۸	۲۷۰۰	۱/۶۰	۷۵	۱۳	۱/۶۰	۵۰	۳۲
CH-328	۲۰۶	۳۱۷	۲۶	۱۹۷	۱/۱۱	۹/۷	۹	۵/۹	۲۶۹۱	۱/۸۰	۷۳	۱۲	۱/۵۰	۵۲	۳۰
CH-329	۲۱۳	۳۷۵	۵	۱۹۷	۰/۹۸	۱/۰۳	۹	۵/۸	۲۳۸۵	۲/۰۰	۷۲	۱۲	۱/۵۰	۶۱	۳۰
CH-331	۱۷۷	۳۶۳	۶	۱۳۰۳	۰/۹۷	۹/۷	۳۴	۹/۸	۲۳۳۶	۱/۶۰	۶۹	۱۳	۱/۶۰	۸۱	۳۰
CH-333	۲۰۲	۳۷۱	۶	۲۴۰	۰/۹۹	۱/۰۷	۱۰	۶/۲	۳۰۶۶	۱/۵۰	۷۷	۱۴	۱/۷۰	۵۳	۳۲
CH-334	۲۲۲	۳۸۵	۴۶	۴۸۵	۱/۰۲	۱/۰۴	۱۶	۶/۲	۲۹۸۳	۱/۵۰	۸۴	۱۴	۱/۷۰	۵۳	۳۴
CH-335	۲۴۹	۳۷۴	۶	۴۴۵	۱/۰۳	۱/۱۸	۱۳	۶/۹	۳۲۷۶	۱/۶۰	۹۵	۱۳	۱/۶۰	۸۹	۳۴
CH-336	۱۹۳	۳۳۵	۱۳	۴۳۲	۰/۹۲	۱/۰۷	۱۲	۶/۸	۲۸۰۵	۱/۷۰	۷۸	۱۳	۱/۵۰	۶۹	۳۲
CH-338	۲۱۶	۳۷۷	۱۲	۲۰۹	۱/۰۹	۱/۱۲	۹	۶/۴	۳۱۵۳	۱/۴۰	۸۸	۱۴	۱/۷۰	۵۷	۳۴
CH-339	۱۶۳	۳۳۲	۸	۲۴۷	۱/۰۳	۱/۰۵	۹	۶/۵	۳۳۱۶	۱/۶۰	۷۹	۱۳	۱/۶۰	۵۴	۳۱
CH-340	۱۵۵	۳۳۴	۵	۱۹۲	۰/۹۷	۹/۰	۹	۶/۳	۲۷۱۳	۱/۵۰	۶۷	۱۳	۱/۵۰	۶۷	۳۰
CH-342	۱۹۱	۳۴۷	۴	۲۰۶	۱/۰۲	۱/۱۶	۱۰	۶/۰	۳۴۸۴	۱/۸۰	۸۴	۱۵	۱/۷۰	۵۹	۳۲
CH-343	۲۱۶	۳۸۴	۵	۲۵۲	۱/۰۱	۱/۰۶	۹	۶/۰	۲۸۱۸	۱/۴۰	۷۲	۱۳	۱/۶۰	۵۲	۳۳
CH-345	۲۳۷	۴۱۵	۱۴	۵۸۰	۱/۰۰	۱/۰۹	۱۳	۹/۲	۳۰۸۳	۱/۵۰	۸۰	۱۴	۱/۶۰	۹۹	۳۴
CH-347	۱۸۴	۳۶۹	۸	۲۳۹۱	۱/۰۸	۹/۸	۲۰	۱۹/۵	۲۴۹۳	۱/۶۰	۷۱	۱۳	۱/۶۰	۷۵	۳۴
CH-349	۲۱۴	۳۶۴	۵	۲۱۱	۱/۰۳	۱/۰۷	۱۰	۵/۸	۲۸۲۲	۱/۶۰	۷۴	۱۴	۱/۶۰	۵۷	۳۵
CH-350	۱۶۳	۳۹۰	۶	۱۲۶۹	۰/۹۱	۱/۰۶	۲۱	۱/۰۷	۳۲۳۲	۱/۴۰	۷۸	۱۳	۱/۵۰	۸۳	۳۴
CH-351	۱۹۶	۴۵۸	۵	۳۰۳	۰/۹۶	۱/۰۶	۱۲	۶/۶	۳۰۰۵	۱/۴۰	۷۷	۱۵	۱/۸۰	۵۳	۴۰
CH-352	۲۰۳	۳۱۷	۵	۳۴۴	۱/۰۷	۱/۰۱	۱۰	۷/۰	۲۴۱۵	۱/۶۰	۷۲	۱۲	۱/۵۰	۵۹	۳۲
CH-354	۱۷۲	۳۶۰	۵	۲۱۷	۰/۹۴	۱/۰۸	۱۰	۷/۳	۲۷۸۴	۱/۶۰	۸۳	۱۳	۱/۶۰	۶۴	۳۱
CH-355	۱۸۳	۳۸۷	۵	۳۰۴	۰/۹۵	۱/۰۹	۹	۵/۹	۲۸۹۷	۱/۴۰	۹۲	۱۳	۱/۶۰	۱۰۷	۳۲
CH-356	۱۴۵	۳۱۰	۵	۳۴۴	۱/۰۷	۹/۳	۹	۷/۴	۲۴۲۲	۱/۸۰	۷۵	۱۲	۱/۵۰	۶۰	۲۷
CH-357	۱۹۱	۴۱۹	۱۶	۱۷۰۰	۰/۹۸	۱/۱۷	۱۰	۸/۴	۳۳۵۶	۱/۶۰	۱۰۳	۱۴	۱/۸۰	۱۱۴	۳۸
CH-358	۱۹۹	۳۹۳	۵	۴۴۶	۱/۰۱	۱/۱۰	۱۲	۶/۵	۳۴۰۱	۱/۶۰	۸۱	۱۵	۱/۷۰	۶۹	۳۵
CH-359	۲۰۰	۳۵۸	۶	۴۷۵	۱/۱۰	۱/۱۲	۱۳	۸/۴	۳۰۶۳	۱/۸۰	۹۱	۱۳	۱/۶۰	۷۳	۳۳
CH-360	۱۳۵	۳۴۸	۵	۳۵۱	۰/۹۲	۹/۹	۱۰	۶/۶	۲۹۵۵	۱/۸۰	۸۲	۱۴	۱/۷۰	۷۱	۳۰
CH-361	۱۹۶	۳۳۶	۱۱	۲۹۷	۱/۰۸	۹/۹	۹	۵/۶	۲۶۷۵	۱/۶۰	۷۴	۱۳	۱/۶۰	۶۸	۳۲
CH-362	۱۷۱	۳۶۷	۵	۴۴۵	۱/۰۲	۱/۱۴	۱۰	۷/۲	۳۲۵۹	۱/۵۰	۹۲	۱۳	۱/۷۰	۶۲	۳۳
CH-363	۱۹۸	۴۰۷	۵	۳۸۸	۱/۰۶	۱/۰۸	۱۰	۷/۸	۲۸۹۶	۱/۵۰	۸۳	۱۳	۱/۶۰	۸۳	۳۴
CH-364	۲۳۸	۳۵۸	۵	۳۵۸	۰/۹۲	۱/۰۷	۸	۶/۰	۳۱۱۷	۱/۹۰	۹۳	۱۳	۱/۶۰	۷۴	۳۵
CH-365	۱۷۷	۳۳۸	۴	۸۹۰	۱/۰۲	۱/۰۳	۸	۵/۹	۲۷۱۳	۱/۹۰	۷۸	۱۳	۱/۵۰	۵۷	۳۳
CH-366	۲۰۸	۳۴۵	۵	۲۸۳	۱/۰۴	۱/۱۸	۱۰	۶/۶	۳۰۸۴	۱/۵۰	۸۲	۱۴	۱/۷۰	۶۰	۳۲
CH-368	۲۱۰	۴۰۶	۵	۱۵۰	۱/۰۶	۱/۱۱	۷	۶/۲	۳۷۹۳	۱/۵۰	۷۷	۱۶	۱/۸۰	۵۵	۳۹
CH-369	۱۴۷	۳۱۳	۵	۱۶۹	۰/۹۳	۹/۵	۹	۵/۹	۲۶۶۲	۱/۶۰	۶۹	۱۳	۱/۵۰	۴۵	۳۱
CH-371	۲۳۴	۳۱۶	۵	۱۳۸	۱/۰۲	۹/۸	۸	۵/۷	۲۵۳۱	۱/۶۰	۶۷	۱۳	۱/۵۰	۵۶	۳۲
CH-372	۱۶۹	۳۴۷	۵	۳۵۱	۱/۰۱	۱/۱۴	۱۱	۷/۸	۴۰۶۴	۱/۶۰	۹۳	۱۴	۱/۷۰	۶۶	۳۳
CH-800	۱۸۹	۳۵۷	۳۱	۸۸۰	۰/۹۷	۱/۰۷	۱۰	۷/۰	۲۷۶۸	۱/۸۰	۷۴	۱۳	۱/۵۰	۹۱	۲۹
CH-802	۲۰۳	۴۱۰	۴۳	۵۴۳	۱/۰۳	۱/۰۳	۱۴	۷/۹	۲۹۰۵	۱/۷۰	۷۸	۱۴	۱/۶۰	۹۲	۳۴
CH-803	۱۹۳	۳۶۴	۶	۲۰۴	۱/۰۸	۱/۰۶	۹	۶/۲	۲۸۸۰	۱/۶۰	۷۷	۱۴	۱/۶۰	۶۵	۳۴
CH-804	۱۲۲	۳۳۷	۱۰	۵۵۴	۰/۹۷	۱/۰۱	۱۰	۸/۷	۳۵۲۵	۲/۰۰	۸۷	۱۲	۱/۶۰	۷۴	۲۹
CH-805	۱۴۷	۳۱۹	۱۲	۹۴۲	۱/۱۹	۱/۰۵	۱۵	۹/۱	۲۹۸۴	۱/۶۰	۸۵	۱۳	۱/۶۰	۸۳	۲۹
CH-807	۱۹۳	۵۰۶	۶	۴۱۲	۱/۰۹	۱/۰۹	۱۱	۶/۷	۳۸۳۳	۱/۶۰	۸۰	۱۸	۱/۹۰	۷۲	۴۳

ادامه جدول ۲.

Element	SiO ₂	Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	TiO ₂	LOI
Unit	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
CH-362	۴۹/۵۶	۱۰/۶۷	۰/۰۳	۱۱/۹۲	۰/۰۸	۴	۱/۳۷	۶/۱۸	۰/۰۹	۲/۶۲	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۵۳	۱۲/۸۶
CH-363	۴۷/۵۱	۹/۹۹	۰/۱۳	۱۳/۴۶	۰/۰۵	۳/۲۸	۱/۴۹	۶/۱۶	۰/۰۹	۲/۲	۰/۰۹	۰/۲۷	۰/۴۴	۱۴/۲۲
CH-364	۴۷/۶۳	۹/۸۶	۰/۰۳	۱۳/۴۱	۰/۰۶	۳/۱۳	۱/۴۵	۶/۹۷	۰/۰۹	۲/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۵	۱۴/۶۱
CH-365	۵۱/۸۳	۱۰/۸۹	۰/۲۳	۱۰/۵۸	۰/۰۹	۳/۲۳	۱/۹۳	۵/۶۹	۰/۰۸	۲/۳۲	۰/۰۸	۰/۲۷	۰/۵۶	۱۱/۵۵
CH-366	۴۵/۶۲	۹/۷۵	۰/۰۶	۱۴/۵۷	۰/۰۶	۳/۴۲	۱/۵۶	۶/۵۸	۰/۱	۱/۸	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۵۳	۱۵/۶۶
CH-368	۴۹/۶۴	۹/۶۵	۰/۱	۱۱/۹۱	۰/۰۸	۳/۶۴	۱/۱۶	۷/۲۸	۰/۱	۲/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۴۲	۱۳/۵۵
CH-369	۴۹/۰۶	۹/۴۴	۰/۰۷	۱۳/۱	۰/۱	۳/۹۶	۱/۱۴	۶/۴	۰/۱	۲/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۴۸	۱۳/۹
CH-371	۵۰	۱۰/۳	۰/۰۸	۱۱/۵۳	۰/۰۸	۳/۶۲	۱/۲۱	۶/۷۳	۰/۰۹	۲/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۵۳	۱۳/۲۲
CH-372	۴۹/۱۳	۱۰/۳۲	۰/۰۵	۱۱/۷۷	۰/۰۹	۳/۲۷	۱/۴۳	۶/۴	۰/۱	۲/۱۸	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۵۳	۱۳/۵۵
CH-800	۵۱/۴۴	۱۰/۷۶	۰/۰۹	۱۱/۰۹	۰/۰۷	۳/۲۷	۱/۳۹	۵/۸۲	۰/۰۹	۲/۶۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۴۴	۱۲/۵۱
CH-802	۴۸/۵۷	۹/۷	۰/۰۷	۱۲/۶۵	۰/۱۳	۳/۵۶	۱/۳۷	۷/۰۹	۰/۱۱	۱/۹۳	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۶	۱۳/۸
CH-803	۴۹/۷۳	۱۰/۴۴	۰/۱۴	۱۰/۷۹	۰/۱	۳/۸۷	۱/۴۹	۷/۵۹	۰/۱	۱/۹۷	۰/۰۷	۰/۱	۰/۵۶	۱۲/۶۸
CH-804	۴۹/۴۵	۱۰/۳۳	۰/۱	۱۱	۰/۱۳	۳/۷۵	۱/۶۳	۶/۷۸	۰/۱	۱/۹۸	۰/۰۹	۰/۳۱	۰/۶۱	۱۲/۵۹
CH-805	۴۸/۹	۱۰/۲۹	۰/۰۵	۱۳/۰۳	۰/۰۹	۳/۳۷	۱/۶۱	۵/۴۴	۰/۱	۲/۳۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۵۳	۱۳/۶۲
CH-807	۴۹/۶	۱۰/۳۴	۰/۰۵	۱۱/۸۹	۰/۰۷	۳/۲۸	۱/۴۶	۶/۹۲	۰/۱	۲/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۴۹	۱۳/۲۸
CH-808	۴۹/۲۳	۱۰/۳۸	۰/۱۱	۱۱/۶۸	۰/۱۱	۳/۹۴	۱/۳۶	۶/۷۵	۰/۱	۲/۱۷	۰/۰۹	۰/۱	۰/۶	۱۳/۲۵
CH-811	۴۹/۵۳	۱۰/۵۹	۰/۱۱	۱۰/۸۶	۰/۰۸	۳/۸۳	۱/۲۲	۷/۲۸	۰/۰۹	۲/۱۲	۰/۱	۰/۰۹	۰/۵۴	۱۳/۰۷
CH-812	۵۰/۱۴	۱۰/۰۹	۰/۰۶	۱۱/۶	۰/۱۲	۳/۸	۱/۳۱	۶/۹۹	۰/۱	۲/۰۶	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۵۵	۱۲/۵۵
CH-814	۴۹/۴۴	۱۰/۷۳	۰/۰۵	۱۲/۲۷	۰/۰۷	۲/۷۸	۱/۳	۶/۸۱	۰/۱	۲/۴۵	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۴۸	۱۳/۲۳
CH-815	۵۰/۳۳	۱۰/۲۸	۰/۰۵	۱۲/۹۷	۰/۱۲	۴/۳۶	۱/۳۱	۷/۸۴	۰/۱	۱/۹۱	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۵۶	۱۰/۰۲
CH-816	۵۰/۱۳	۱۰/۰۳	۰/۰۴	۱۱/۱۷	۰/۱	۴/۳۷	۱/۵۴	۷/۵۷	۰/۱۱	۱/۷۹	۰/۱	۰/۰۵	۰/۶۷	۱۳/۳۳
CH-817	۴۹/۶۳	۱۰/۵۸	۰/۰۴	۱۲/۶۱	۰/۰۷	۳/۵۷	۱/۶۹	۵/۹	۰/۰۹	۲/۴۳	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۴۷	۱۲/۶۷
CH-818	۴۸/۸۳	۱۰/۸۲	۰/۰۸	۱۲/۸۶	۰/۰۷	۳/۰۹	۱/۶۴	۶/۲۶	۰/۰۹	۲/۳۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۴۹	۱۳/۲۴
CH-819	۴۸/۶۲	۱۰/۱۴	۰/۰۳	۱۲/۶۳	۰/۰۶	۳/۲۵	۱/۳۲	۷/۵۸	۰/۰۹	۱/۹	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۴۴	۱۳/۸
CH-823	۴۸/۵۶	۱۰/۴۲	۰/۱۱	۱۲/۱	۰/۱۵	۴/۱۲	۱/۴۲	۶/۷۱	۰/۰۹	۲/۱۴	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۷	۱۳/۱
CH-825	۴۸/۰۶	۱۰/۱	۰/۱	۱۲/۵۹	۰/۱۱	۳/۶۲	۱/۲۷	۶/۵۱	۰/۱	۲/۲۲	۰/۰۷	۰/۲۱	۰/۴۹	۱۳/۵۵
CH-829	۴۸/۴۸	۱۰/۰۲	۰/۰۶	۱۳/۳	۰/۱۱	۳/۶۱	۱/۲۲	۶/۴۳	۰/۱	۲/۲	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۵۱	۱۳/۸۲
CH-830	۴۶/۸۱	۹/۸	۰/۱۳	۱۳/۴۶	۰/۰۸	۳/۶۸	۱/۲۹	۶/۴۶	۰/۱	۱/۹۸	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۵۱	۱۴/۴۶
CH-831	۴۸/۲۱	۱۰/۲۱	۰/۰۴	۱۲/۵۶	۰/۰۹	۳/۸۵	۱/۲۵	۶/۷۶	۰/۱	۲/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۵۳	۱۳/۷۹
CH-832	۴۷/۹۹	۱۰/۱۹	۰/۱۵	۱۳/۰۳	۰/۱۶	۳/۸۱	۱/۱۱	۵/۶۱	۰/۰۹	۲/۴۲	۰/۰۷	۰/۱۵	۰/۶۴	۱۳/۹۷
CH-833	۴۸/۸۳	۱۰/۱۷	۰/۱۸	۱۲/۳۵	۰/۱۳	۳/۷۳	۱/۲۷	۶/۰۱	۰/۰۹	۲/۳۴	۰/۰۷	۰/۲۱	۰/۵۲	۱۳/۳۳
CH-834	۴۸/۴۶	۹/۷۸	۰/۰۵	۱۴/۶۹	۰/۰۸	۳/۳۱	۱/۵۷	۶/۸۲	۰/۱	۲/۳۷	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۴۷	۱۴/۳۳
CH-835	۴۶/۷۸	۱۰/۱۹	۰/۱۹	۱۳/۰۵	۰/۰۸	۳/۳۵	۱/۷۷	۶/۰۱	۰/۱	۱/۹۲	۰/۱	۰/۵۸	۰/۵۵	۱۳/۶۱
CH-836	۴۹/۰۷	۹/۵	۰/۰۸	۱۲/۲۹	۰/۱	۳/۹۳	۱	۷/۵۱	۰/۱	۱/۹۳	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۴۶	۱۳/۶۴
CH-837	۴۷/۸۵	۹/۵۹	۰/۰۸	۱۲/۳۹	۰/۱۵	۴/۴۹	۰/۹۷	۷/۹	۰/۱	۱/۷۹	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۶۵	۱۳/۶۷
CH-838	۵۰/۰۲	۹/۸۴	۰/۰۷	۱۲/۰۵	۰/۱۵	۴/۱	۱/۳	۶/۵۲	۰/۰۹	۲/۲۱	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۶۷	۱۳/۶۸
CH-839	۴۸/۵۷	۹/۹۳	۰/۰۷	۱۲/۷۷	۰/۰۷	۳/۶۱	۱/۲۹	۷/۵۹	۰/۱	۱/۸۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۴۸	۱۳/۴۷



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ ساده شده منطقه مورد مطالعه (نخجوانی، ۱۳۹۴)

ماسه‌سنگ است که در طی مراحل اول دیازنز آهن از شبکه کانی‌های فرو منیزی نظیر پیروکسن، آمفیبول، میکا شسته شده و به صورت هیدروکسید آمورف بر روی دانه‌ها قرار گرفته و سپس در طی مراحل بعدی دیازنز به هماتیت تبدیل شده‌اند (Tucker, 2001). لایه‌های مارنی و شیلی واحد M^{sm} به‌عنوان لایه نفوذناپذیر برای هدایت جریان آب درون‌سازندی در یک افق مشخص عمل کرده و از سوی دیگر پوشیده شدن این ماسه‌سنگ‌ها توسط رسوبات مارنی و شیلی باعث شده تا اکسیژن محیط نتواند با مواد آلی واکنش داده و آنها را اکسید کند. لایه‌های ماسه‌سنگی دگرسان شده معمولاً دارای گسترش جانبی چند ده متر تا چند صد متر است و به‌طور جانبی به ماسه سنگ‌های قرمز رنگ فاقد کانه‌زایی ختم می‌شوند (شکل ۳). از ساخت‌های رسوبی مشاهده شده در ماسه سنگ‌ها می‌توان به ریپل مارک و کراس بدینگ اشاره کرد که این ساخت‌ها نشان‌دهنده نهشته شدن در یک منطقه ساحلی و کم‌عمق است (شکل ۴). به نظر می‌رسد بالاتر بودن میزان تخلخل در لایه‌های ماسه سنگی درشت دانه، وجود بقایای مواد گیاهی و پیریت‌های حاصل از دیازنز باعث تمرکز انتخابی کانی‌زایی مس در همراهی با دگرسانی نوع شسته شدن در آنها شده است. البته در واحد مارن و شیلی M^{msh} که گاهاً دارای میان‌لایه‌های ماسه سنگی درشت دانه و دارای بقایای گیاهی است، دگرسانی شسته شدن و کانه‌زایی محدود مس حادث شده است.

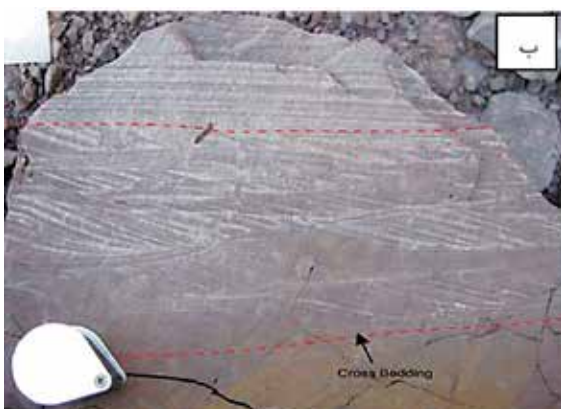
در منطقه تسوج و به‌طور شاخص در این محدوده، غالب کانه‌زایی مس در واحد M^{sm} حادث گردیده که این واحد شامل تناوب ماسه‌سنگ قرمز-سبز-خاکستری (گاهاً دارای میان‌لایه‌های میکروکنگلومرایی)، مارن و بعضاً شیل بوده که نسبت به سایر واحدهای میوسن زیرین در منطقه از گستردگی قابل ملاحظه‌ای برخوردار است (شکل ۲). به‌طوری‌که اکثر واحدها یا به‌صورت عدسی‌های بزرگ در درون این واحد قرار گرفته و یا به‌طور جانبی به آن تبدیل می‌شوند. در این منطقه واحد مذکور بخش عمده‌ای را به خود اختصاص داده و ریختار خشن و کوه‌های مرتفع منطقه، رخنمون‌های مربوط به این واحد می‌باشند. در بخش ماسه‌سنگی درشت دانه واحد M^{sm} که به‌عنوان کانال‌های قدیمی و به رنگ عمومی سبز-خاکستری هستند، کانه‌زایی مس به‌صورت کانه‌های سولفیدی اولیه مس و کانی‌های ثانویه کربناتی مس در همراهی با بقایای گیاهی بچشم می‌خورد. به علت وجود بقایای گیاهی و غالب بودن شرایط احیایی در این بخش، دگرسانی شسته شدن در اثر شسته شدن آهن و خارج شدن از سیستم حادث گردیده است (Weibela and Friisb, 2004). در این واحد و در لایه‌های ریز دانه قرمز-قهوه‌ای که به‌صورت متناوب با این لایه‌های سبز-خاکستری قرار دارند، اندازه دانه‌ها ریزتر شده و از میزان مواد ارگانیکی بشدت کاسته شده و اغلب این مواد حضور ندارند. علت رنگ قرمز به خاطر وجود هماتیت به‌صورت پوشش بر روی دانه‌ها و به فرم ریز دانه در ماتریکس



شکل ۲. الف و ب) نمایی از واحد ماسه‌سنگی-مارنی میوسن، ب) میان لایه میکروکنگلومرایی در لایه‌های مینرالیزه ماسه‌سنگی سبز-خاکستری رنگ



شکل ۳. الف و ب) تناوب ماسه‌سنگ و مارن که ماسه‌سنگ سبز-خاکستری کانه‌زایی شده به‌طور جانبی به ماسه‌سنگ قرمز فاقد کانه‌زایی تبدیل می‌شوند



شکل ۴. الف) ساخت رسوبی ریپل مارک، ب) ساخت رسوبی طبقه‌بندی مورب در ماسه‌سنگ

از کانه‌های اولیه‌ای که در بخش ماسه‌سنگ سبز-خاکستری محدوده توپچی تشکیل شده، می‌توان به پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت اشاره نمود (شکل ۶-الف، ب). بر اساس مطالعات مینرالوگرافی انجام گرفته توالی پاراژنزی این کانه‌ها به‌صورت زیر معرفی می‌شود که نشان‌دهنده افزایش میزان مس نسبت به گوگرد است.

کالکوپیریت ← بورنیت ← کالکوسیت ← پیریت

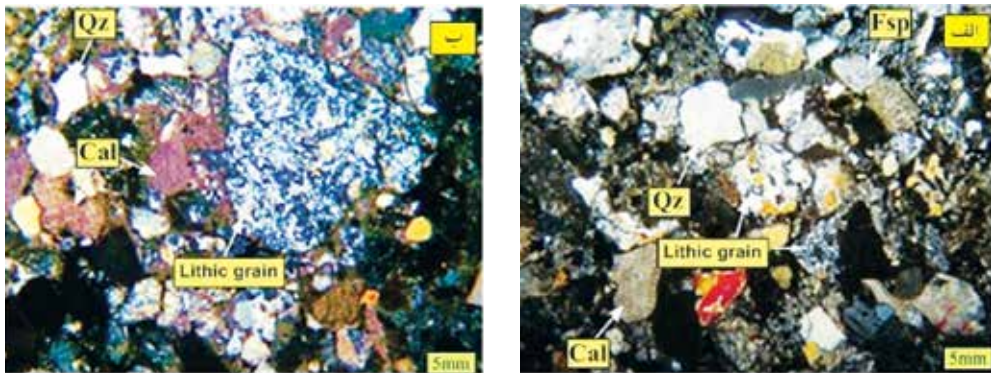
بر اساس مطالعات میکروسکوپی انجام گرفته پیریت به دو صورت پیریت دانه درشت با بافت فرامبوئیدال و پیریت دانه ریز با بافت افشان قابل شناسایی بوده که به نظر می‌رسد پیریت‌های فرامبوئیدال در مرحله هم‌زمان با رسوب‌گذاری و تحت تاثیر احیای باکتریایی سولفات و پیریت‌های افشان در مرحله دیاژنز اولیه و تبدیل آهن موجود در سیستم به پیریت تشکیل شده که در مراحل دیاژنز تاخیری کانه‌های سولفیدی مس جانشین آن شده‌اند. البته در منطقه چهرگان

مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری

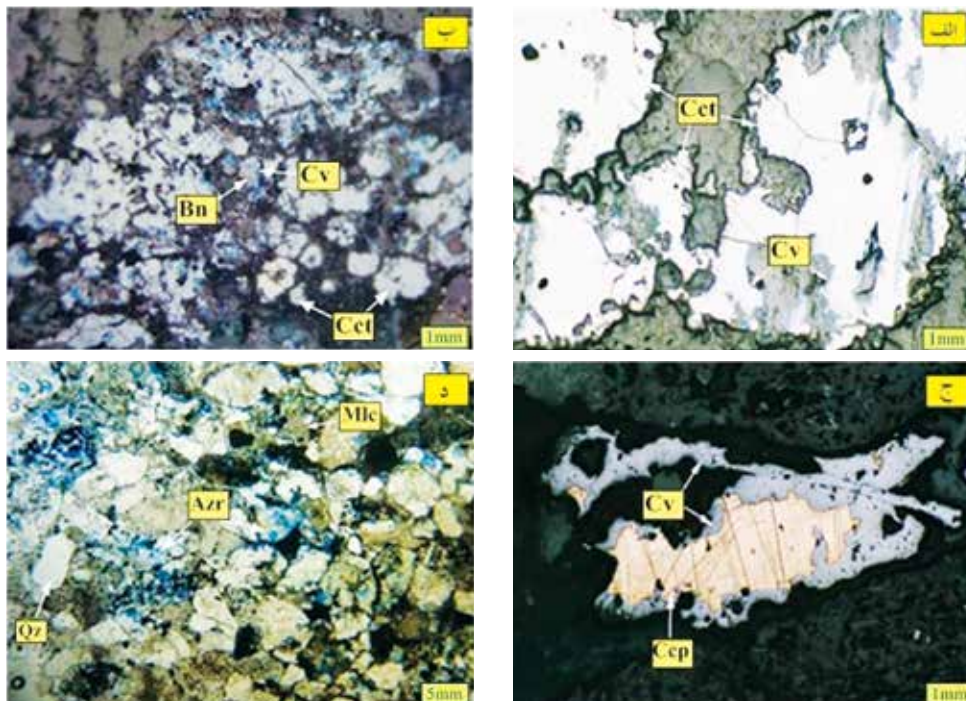
بر اساس مطالعات میکروسکوپی انجام گرفته کوارتز به‌عنوان اصلی‌ترین کانی، در اکثر نمونه‌ها بیش از ۵۰ درصد دانه‌های سنگ را تشکیل داده و دارای مقادیر قابل توجهی از کانی‌های فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز می‌باشند. علاوه بر این کانی‌ها، خرده سنگ، چرت، میکا و کلریت نیز از دیگر مشکله‌های ماسه سنگ‌های کانه‌زایی شده بوده که این اجزای آواری توسط کانی‌های رسی، سیمان کلسیتی و اکسید آهن به همدیگر متصل شده‌اند (شکل ۵-الف، ب). از دیگر مشکله‌های تشکیل‌دهنده این ماسه سنگ‌ها می‌توان به بقایای گیاهی غالباً به‌صورت کشیده اشاره کرد که این گیاهان متعلق به محیط خشکی می‌باشند. بر اساس تقسیم‌بندی (Folk, 1980) و بر پایه نسبت فراوانی کانی‌های کوارتز-فلدسپار-خرده سنگ، این ماسه سنگ‌ها دارای ترکیب لیتارنایت تا ساب لیتارنایت می‌باشند.

مس لایه‌های مینرالیزه با اندازه دانه‌های تشکیل دهنده ماسه سنگ‌ها، میزان دگرسانی فلدسپارها و میزان مواد ارگانیکی نشان دهنده رابطه مستقیم و با میزان رس موجود در نمونه‌ها رابطه معکوس وجود دارد (رجب‌پور و همکاران، ۱۳۹۲). بر اساس مطالعات میکروسکوپی انجام گرفته علت همخوانی و ارتباط مستقیم میزان مس و درصد فلدسپارهای دگرسان شده می‌تواند به دلیل حضور کانه‌های مس دار در حفرات حاصل از انحلال دانه‌های فلدسپار باشد.

که در شرق این محدوده قرار دارد علاوه بر پیریت‌های افشان، برخی از پیریت‌ها به صورت جانشینی در بافت‌های گیاهی و پرکنندگی فضاهای خالی پیرویتومین هستند (پناه زاده، ۱۳۸۹). نهایتاً تحت تاثیر فرآیندهای سوپرژن، کانه‌های سولفیدی مس دچار دگرسانی شده و به کوولیت و کانه‌های کربناتی مس (مالاکیت و آزوریت) تبدیل شده‌اند (شکل ۶ ج، د). بر پایه مطالعات انجام گرفته در منطقه چشمه‌کنان که در شرق محدوده توپچی قرار دارد، میزان



شکل ۵. الف و ب) کوارتز، فلدسپار و خرده سنگ به عنوان مشکله‌های اصلی ماسه سنگ که توسط سیمان کلسیتی به هم وصل شده‌اند، (Qz-کوارتز، Fsp-فلدسپار، Cal-کلسیت، Lithic grain-خرده سنگ). علائم کانی‌ها بر اساس مقاله (Whitney and Evans, 2010)



شکل ۶. الف و ب) تبدیل بورنیت به کالکوسیت تحت تاثیر شوره‌های مس دار و جانشینی کالکوسیت توسط کوولیت تحت تاثیر فرآیندهای سوپرژن، ج) جانشینی کالکوپیریت توسط کوولیت تحت تاثیر فرآیندهای سوپرژن، د) تشکیل مالاکیت و آزوریت تحت فرآیندهای سوپرژن و به صورت پوشش روی دانه‌ها و پرکننده شکستگی‌ها، (Cet-کالکوسیت، Cv-کوولیت، Bn-بورنیت، Ccp-کالکوپیریت، Qz-کوارتز، Mlc-مالاکیت و Azr-آزوریت) علائم کانی‌ها بر اساس مقاله (Whitney and Evans, 2010)

کانه‌زایی

در منطقه توپچی نظیر محدوده‌های چشمه‌کنان و چهرگان قرار گرفته در شرق آن، کانه‌زایی مس در واحد ماسه‌سنگی Msm در افق‌های ماسه سنگی سبز-خاکستری درشت دانه رخ داده است. کانه‌زایی ماکروسکوپی مشاهده شده در این ماسه سنگ‌ها غالباً به صورت کانه‌های کربناتی مالاکیت و آزوریت به همراه مقادیر کمی کالکوسیت بوده که به صورت دانه‌های پراکنده، شبه لامینه و عدسی شکل تشکیل شده‌اند (شکل ۷-الف، ب). به نظر می‌رسد بقایای گیاهی در این ماسه سنگ‌ها مهم‌ترین عامل احیاکننده بوده و به همراه پیریت نقش اساسی در کنترل‌کننده کانه‌زایی داشته است. این واحد رسوبی شامل دو زیر پهنه اصلی با مشخصات زیر می‌باشند:

الف) پهنه اکسیدان قرمز رنگ: این پهنه شامل لایه‌های ماسه‌سنگی ریز دانه و مارنی قرمز رنگ بوده که در بالا، پایین و کنار پهنه احیایی قرار دارد. علت رنگ قرمز این لایه‌ها، آزاد شدن هیدروکسیدهای آهن در طی مراحل اولیه دیاژنز و تبدیل شدن آن به هماتیت می‌باشد که به صورت پوششی کانی‌های تشکیل‌دهنده ماسه سنگ‌ها و مارن‌ها را در برگرفته است.

ب) پهنه شسته شده و به‌طور بخشی کانه‌زایی شده: این پهنه شامل ماسه سنگ‌های دانه درشت‌تر و گاهاً با میان‌لایه‌های میکروکنگومرایی و به صورت کانال‌های قدیمی بوده که طی مراحل اولیه دیاژنز و به دلیل تاثیر سیال احیایی ایجاد شده در مجاورت بقایای گیاهی، Fe^{3+} به Fe^{2+} محلول تبدیل شده و بخشی از آهن آزاد شده از شبکه کانی‌ها تبدیل به پیریت‌های پراکنده شده‌اند.

در طی مراحل اولیه دیاژنز و در بخش ماسه‌سنگی ریزدانه و مارنی قرمز رنگ، اکثر مس و سایر فلزات غیر آهنی از شبکه کانی‌های تخریبی نظیر بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن و ... طی فرایند هیدرولیز، وارد آب‌های درون سازندی شده (Hitzman, 2005) و بخشی از این فلزات نیز توسط هیدروکسیدهای آهن و یا کانی‌های رسی جذب گردیده و در طی ادامه فرایند دیاژنز و تبدیل هیدروکسید آهن به هماتیت وارد آب‌های درون منفذی شده‌اند

(Rose and Bianchi-Mosquera, 1993). سپس در اثر فشار لیتواستاتیکی به وجود آمده در طی فرایند دیاژنز تاخیری، آب حاوی کمپلکس‌های کلریدی دارای منشا دریایی و به تله افتاده در طی رسوب‌گذاری، همراه با آب حاصل از فرایند آیزدایی ژئوپس، هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های رسی، مخلوط شده و ضمن حمل نمودن عناصر فلزی غیر آهنی، به سمت مناطق با فشار پایین و با تخلخل بالا حرکت نموده و در ماسه سنگ‌های دانه درشت‌تر و احیایی که بقایای گیاهی و پیریت حضور داشته‌اند، کانه‌زایی سولفیدی مس به صورت جانشینی در بقایای گیاهی و پیریت حادث شده و نهایتاً این کانه‌ها در طی فرآیندهای هوازدگی سوپرژن به کانه‌های کربناتی مس تبدیل شده‌اند.

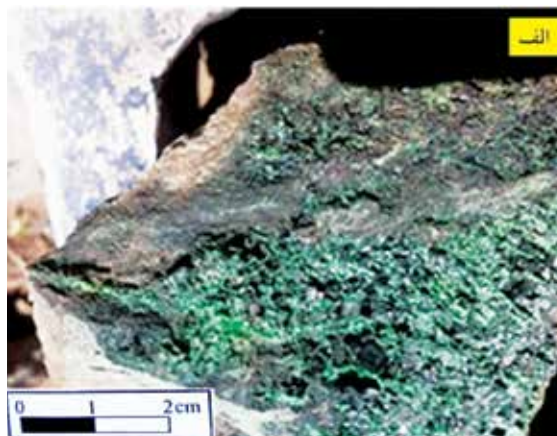
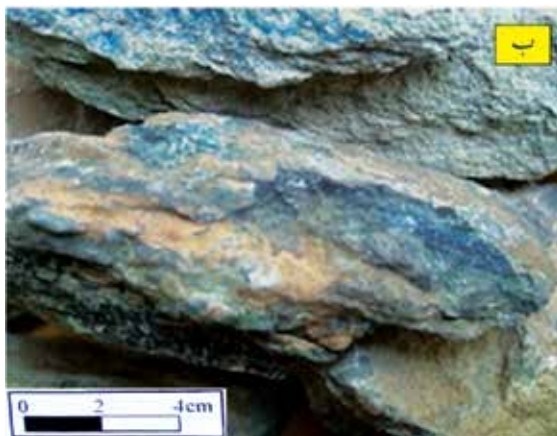
مقایسه سنگ‌های میزبان کانه‌زایی، کانه‌شناسی کانسنگ، ساخت و بافت، فرم دگرسانی، عامل احیاکننده و کنترل‌کننده کانه‌زایی با کانسارهای مس رسوبی معرفی شده چشمه‌کنان (رجب‌پور و همکاران، ۱۳۹۲)، چهرگان (پناه‌زاده، ۱۳۸۹)، تازه‌کند (عنایتی کولابی و همکاران، ۱۳۹۵) در منطقه آذربایجان، چهرآباد (بیکدلی و همکاران، ۱۳۹۴) در زنجان، مارکشه (مهدوی و همکاران، ۱۳۸۶) در کرمان نشان‌دهنده رخداد کانه‌زایی مس رسوبی نوع Red bed در منطقه توپچی می‌باشد.

شرایط هوازدگی دیرین ماسه سنگ‌های کانه‌زایی شده

برای تعیین بلوغ چرخه رسوبی شیل‌ها و ماسه سنگ‌ها، شاخص تنوع ترکیبی (ICV) با استفاده از رابطه زیر به کار می‌رود (Cox et al., 1995).

$$ICV = \frac{Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2}{Al_2O_3}$$

بر این اساس رسوبات و سنگ‌های رسوبی با مقادیر ICV بیشتر از ۱، نمایان‌گر رسوباتی با عدم بلوغ ترکیبی است که در چرخه اول رسوب‌گذاری و در محیط‌های فعال تکتونیکی تشکیل شده‌اند. از طرف دیگر ICV کمتر از ۱، بیانگر رسوباتی با بلوغ ترکیبی بالا می‌باشد که ممکن است رسوبات چرخه مجدد و یا رسوبات بشدت هوازده از سیکل اول رسوبی باشد (Cullers and Podkovyrov, 2002).



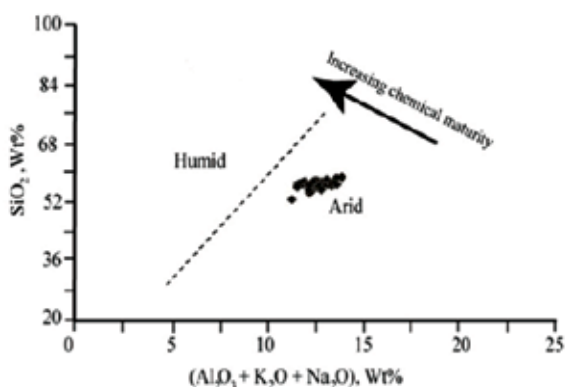
شکل ۷. الف) بقایای گیاهی موجود در ماسه‌سنگ درشت دانه که به‌طور کامل توسط کانه‌های کربناتی مس جایگزین شده است، ب) کالکوسیت در همراهی با آزوریت و مالاکیت و بقایای گیاهی

مشکل، شاخص هوازدگی دیگری (CIW) را معرفی کرد که در آن، مقدار این ضریب از ۵۰ برای رسوبات غیر هوازده آغاز و به ۱۰۰ برای رسوبات بشدت هوازده ختم می‌شود.

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O)] \times 100$$

این میزان در ماسه سنگ‌های منطقه توپچی دارای دامنه‌ای از ۷۱/۹۷ تا ۷۷/۲۵ درصد و با مقدار میانگین ۷۴/۵۸ بوده که نشان‌دهنده شدت هوازدگی متوسط در طی تکوین سنگ‌های مورد مطالعه دارد.

نهایتاً با استفاده از نمودار دو متغیره SiO_2 در برابر Suttner and (1986) ارائه شده توسط (Dutta, 1986) شرایط آب و هوایی نیمه‌خشک در تکوین و توسعه ماسه سنگ‌های منطقه توپچی (شکل ۸) حکمفرما بوده است.



شکل ۸. موقعیت ماسه سنگ‌ها در نمودار دو متغیره $SiO_2 - (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O)$

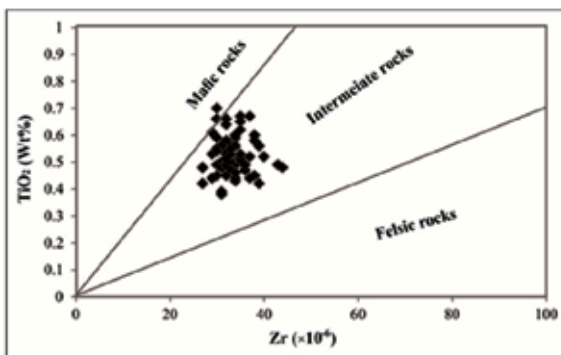
میزان ICV نمونه‌های برداشت شده از این منطقه، دارای حدودی از ۲/۲۴ تا ۳/۳۲ است که نشان‌دهنده عدم بلوغ ترکیبی و تشکیل این ماسه سنگ‌ها در چرخه اول رسوبی می‌باشد. به‌طوری‌که این مطلب به‌واسطه حضور دانه‌ها و کانی‌های ناپایداری همچون وجود خرده سنگ، فلدسپار و کانی‌های مافیک تایید می‌شود.

تاریخچه هوازدگی رسوبات و سنگ‌های رسوبی آواری نیز می‌تواند از روی نسبت تغییرات اکسیدهای عناصر غیر متحرکی نظیر Al به اکسیدهای عناصر متحرکی نظیر Ca, Na, K ارزیابی شود (Nesbitt and Young, 1982). شاخصی که در این رابطه به‌صورت گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد، شاخص دگرسانی شیمیایی (CIA) می‌باشد.

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^{*} + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

در نمونه‌هایی که میزان CaO آنها بیش از پنج درصد می‌باشد، این مقادیر بالا نشان‌دهنده تاثیر سیمان کربناته علاوه بر کلسیم موجود در فاز سیلیکاته بوده و لذا نمونه‌های با CaO بیش از ۵ درصد را نبایستی در اندازه‌گیری شدت دگرسانی در نظر گرفت (Garcia et al., 2004). بر این اساس و با توجه به نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های برداشت گردیده، تمامی نمونه‌ها به دلیل سیمان کربناته، دارای مقادیر CaO بالای پنج درصد است و نمی‌توان از این شاخص برای تفسیر تاریخچه هوازدگی ماسه سنگ‌های مینرالیزه استفاده کرد. (Cullers, 2000) برای حل این

منشا ماسه سنگ‌ها



شکل ۹. بر اساس نمودار دو تایی $Zr-TiO_2$ منشأ ماسه سنگ‌های کانه‌زایی شده منطقه توپچی در محدوده سنگ‌های آذرین حد واسط تا مافیک قرار می‌گیرند

مطالعات ژئوشیمیایی

نتایج آنالیز ICP نمونه‌های برداشت شده از پهنه‌های شسته شده احیایی، نشان‌دهنده وجود مس با حداقل مقدار ۰/۰۴ درصد و حداکثر مقدار ۳/۲ درصد، اورانیوم با حداقل مقدار ۱/۴ گرم در تن و حداکثر مقدار دو گرم در تن، نقره با حداقل مقدار ۰/۲۲ گرم در تن و حداکثر مقدار ۵۷/۴ گرم در تن، سرب با حداقل مقدار چهار گرم در تن و حداکثر مقدار ۴۶ گرم در تن و روی با حداقل مقدار ۴۵ گرم در تن و حداکثر مقدار ۱۷۹ گرم در تن می‌باشد.

یکی از روش‌های بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر، نظیر ارتباط ژنتیکی و پارائز عنصری در رخداد‌های کانه‌زایی، دگرسانی و تبلور، مطالعات آماری دو متغیره و چند متغیره می‌باشد. به طوری که مطالعه ضریب همبستگی می‌تواند در بررسی ارتباط ژنتیکی بین دو متغیر در طی مراحل مختلف کانی سازی موثر باشد. چرا که بالا بودن این میزان می‌تواند نشان‌دهنده شرکت این دو متغیر در یک فاز کانه‌زایی و حتی انتقال این عناصر توسط کمپلکس‌های مشابه حمل‌کننده فلزات در محلول‌های گرمایی باشد.

در این پژوهش ضریب همبستگی عناصر مهم و کانه‌ساز پس از نرمال‌سازی داده‌ها با همدیگر به روش پیرسون بررسی گردید (جدول ۳) که نتیجتاً عنصر مس با عناصر کالکوفیل نقره و روی دارای همبستگی بسیار خوب و با عناصر سرب و گوگرد دارای همبستگی متوسط می‌باشد.

منشا ماسه سنگ‌ها می‌تواند به‌عنوان فاکتور مهمی در نوع کانه‌زایی حادث گردیده در آنها، مورد استفاده قرار گیرد. به‌کارگیری نسبت Al_2O_3/TiO_2 یکی از روش‌های ژئوشیمیایی برای بررسی منشأ ماسه سنگ‌ها به حساب می‌آید. به طوری که در سنگ‌های عادی، عمدتاً Al در فلدسپارها و Ti در کانی‌های مافیک نظیر الیوین، پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و ایلمنیت حضور دارند. در سنگ‌های آذرین نسبت Al_2O_3/TiO_2 در سنگ‌های مافیک دارای دامنه ۳-۸، در سنگ‌های آذرین حد واسط دارای دامنه ۸-۲۱ و در سنگ‌های آذرین فلسیک دارای دامنه‌ای از ۲۱-۷۳ می‌باشند (Hayashi et al., 1997). این نسبت در ماسه سنگ‌های کانه‌زایی شده منطقه توپچی دارای دامنه‌ای از ۱۴/۶۹-۲۶/۱۰ می‌باشد. با در نظر گرفتن مقادیر یاد شده می‌توان منشأ ماسه سنگ‌ها را از فرسایش و هوازدگی سنگ‌های حدواسط تا فلسیک در نظر گرفت.

هایاشی و همکاران (۱۹۹۷) برای محاسبه میزان SiO_2 سنگ‌های آذرین عادی که منشأ ماسه سنگ‌ها می‌باشند با استفاده از نسبت Al_2O_3/TiO_2 رابطه زیر را بکار برد (Hayashi et al., 1997).

$$SiO_2 \text{ (wt\%)} = 39.34 + 1.2578 (Al_2O_3/TiO_2) - 0.0109 (Al_2O_3/TiO_2)^2$$

نتیجه این محاسبات بر روی نمونه‌های آنالیز شده نشان می‌دهد که SiO_2 سنگ‌های مادر این ماسه سنگ‌ها دارای دامنه‌ای از ۵۵/۴۰ تا ۶۴/۷۵ درصد بوده که این ماسه‌سنگ‌ها در ارتباط با فرسایش توده‌های آذرین مافیک تا حدواسط می‌باشد.

بر اساس نمودار Zr در مقابل TiO_2 که توسط (Hayashi et al., 1997) ارائه شده، منشأ احتمالی ذرات آواری تشکیل‌دهنده ماسه سنگ‌های کانه‌زایی شده، سنگ‌های آذرین مافیک تا حدواسط می‌باشند (شکل ۹).

می‌شود. از سوی دیگر اغلب کانسارهای سرب و روی شیلی در ارتباط با ریفتی شدن محیط ترسیب شیل بوده و کانه‌زایی در زون‌های ریفتی توسط جریان‌های حرارتی دما بالا تسهیل می‌شود (Morganti, 1981). در صورتی که در این منطقه منشا عنصر مس ماسه سنگ بوده و ارتباطی با رسوبات تخریبی دانه‌ریزی نظیر شیل مشاهده نمی‌گردد. از سوی دیگر، یکی دیگر از یافته‌های حاصل از این مطالعات، نبود همبستگی قابل توجه مس با عنصر اورانیوم می‌باشد که در محیط‌های رسوبی، هر دو عنصر دارای شرایط ژئوشیمیایی مشابهی برای ترسیب و کانه‌زایی می‌باشند. بدین صورت که عامل اصلی ترسیب و کانه‌زایی عناصر مس و اورانیوم، حاکم بودن شرایط احیایی می‌باشد. دلیل نبود همبستگی بین این عناصر می‌تواند به دلیل حاکم شدن شرایط اکسیدان بعدی و تشکیل اورانیوم شش ظرفیتی و خروج اورانیوم از مجموعه باشد. از سوی دیگر نبود کانه‌زایی و یا آنومالی‌های قابل توجه از عنصر اورانیوم در لایه ماسه سنگی کانه‌زایی شده، می‌تواند مربوط به سنگ منشا فرسایش یافته اولیه باشد که بر اساس یافته‌های حاصل از مطالعه منشا ماسه سنگ‌ها، سنگ‌های فرسایش یافته اولیه دارای ترکیب مافیک تا حدواسط بوده و ذاتاً در این سنگ‌ها به مقدار کم حضور داشته است. به طوری که برای وجود کانه‌زایی اورانیوم وجود گرانیته و خاکسترهای ریولیتی به‌عنوان منابع اولیه اورانیوم ضروری می‌باشد (Rosholt et al., 1971; Stuckless et al., 1977).

با توجه به کانه‌زایی هیپوژن سولفیدی رخ داده در این محدوده، علت عدم همبستگی خوب و یا بسیار خوب عنصر مس با گوگرد می‌تواند تاثیر فرآیندهای سوپرژن باشد که با انحلال بخشی از گوگرد موجود در شبکه کانیایی سولفیدهای مس و تبدیل آنها به کانه‌های کربناتی سوپرژن مالاکیت و آزوریت از سیستم خارج شده است. همبستگی بسیار خوب عنصر مس با نقره به دلیل رفتار رداکس مشابه این دو عنصر می‌باشد. به طوری که اکثر کانسارهای مس حاوی نقره بوده و نسبت Cu/Ag کانسنگ‌های مس‌دار نزدیک به نسبت پوسته‌ای ۷۸۵ است (Rose, 1976). در این کانسار نیز این نسبت از ۳۳۵ تا ۱۱۲۰۷ در تغییر بوده که بالا بودن این نسبت در تعدادی از نمونه‌ها به دلیل تاثیر فرآیندهای سوپرژن می‌باشد که مس توانسته به صورت کانی‌های کربناته در سیستم باقی‌مانده ولی بخشی از نقره به دلیل نبود کربنات و اکسیدی پایدار از سیستم خارج شده است. علت نبود آنومالی سرب و روی در این کانسار، به‌رغم وجود مشابهت رفتار ژئوشیمیایی این عناصر با مس ($r_{Cu-Pb} = 0.52$, $r_{Cu-Zn} = 0.70$)، می‌تواند به نوع سنگ منشا این عناصر مربوط باشد. به طوری که در کانسارهای رسوبی با میزبان سنگ رسوبی، منشا عناصر سرب و روی اکثراً شیل‌های شدیداً فشرده شده می‌باشد که در آن سرب و روی به دلیل جذب سطحی بر روی کانی‌های رسی و اغلب تحت تاثیر فرآیند فیلترینگ غشایی در شوره‌های فلزدار تغلیظ شده و از طریق گسل‌های عمیق پی‌سنگ در افق‌های احیایی به صورت کانه‌های سولفیدی نهشته

جدول ۳. ضرایب همبستگی پیرسون عناصر مهم و کانه ساز در منطقه توپچی

		LAg	Co	LCr	LCu	Mn	Ni	LPb	LS	U	LZn
LAg	Pearson	1	.220	.019	.828**	-.027	.065	.527**	.517**	.167	.707**
Co	Pearson	.220	1	.013	.210	.357**	.622**	.367**	.128	-.044	.350**
LCr	Pearson	.019	.013	1	.136	.341**	-.186	.116	.099	.048	.193
LCu	Pearson	.828**	.210	.136	1	-.020	-.016	.468**	.584**	.177	.909**
Mn	Pearson	-.027	.357**	.341**	-.020	1	.280*	-.035	.031	.079	.030
Ni	Pearson	.065	.622**	-.186	-.016	.280*	1	.062	.036	-.137	.127
LPb	Pearson	.527**	.367**	.116	.468**	-.035	.062	1	.351**	-.039	.509**
LS	Pearson	.517**	.128	.099	.584**	.031	.036	.351**	1	.129	.609**
U	Pearson	.167	-.044	.048	.177	.079	-.137	-.039	.129	1	.041
LZn	Pearson	.707**	.350**	.193	.909**	.030	.127	.509**	.609**	.041	1

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* . Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

به‌عنوان رگه‌های کلسیتی-باریتی تاخیری در منطقه گسترش دارند. در این گروه عناصر Ba-Th و Cu-Zn دارای همبود بسیار خوب و عناصر Ba-Sr و Cu-Ag دارای همبود خوبی با همدیگر هستند.

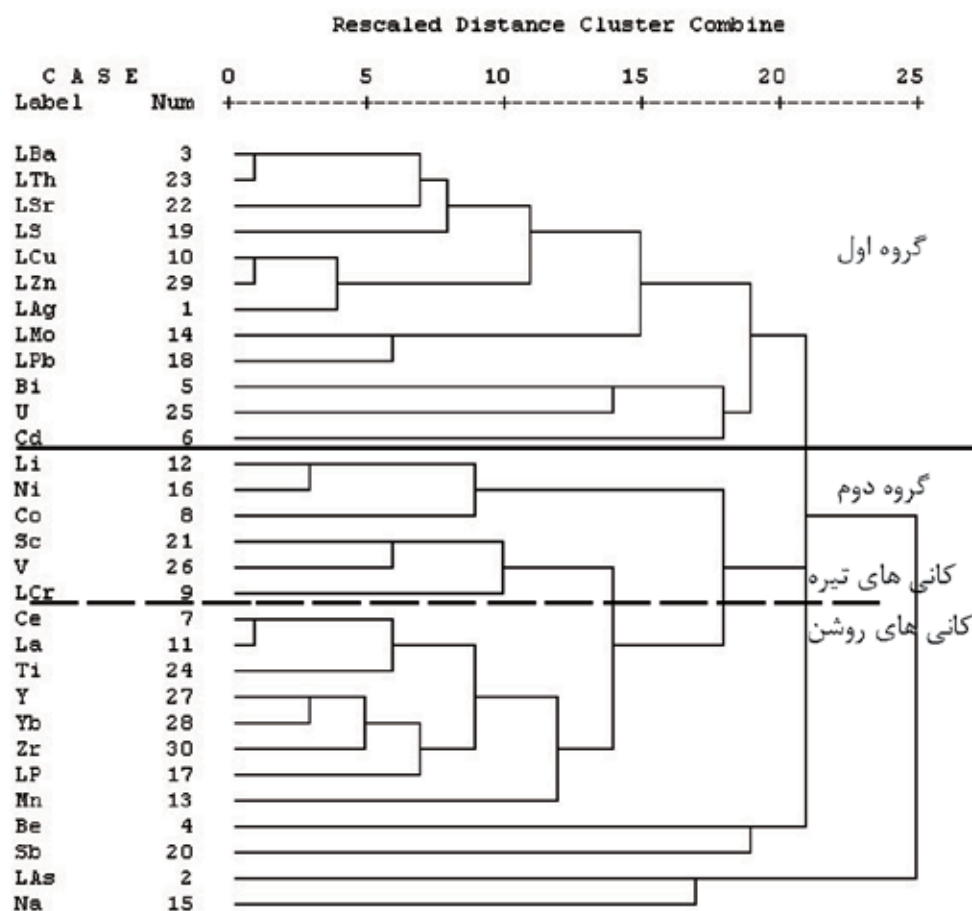
ب) گروه دوم شامل عناصر سنگ‌ساز با خاصیت ژئوشیمیایی دوگانه سیدروفیل-لیتوفیل نظیر Cr, Li, Ti, Sr, V و عناصر لیتوفیل Co, Mn, Ni به همراه REEs هستند. در این گروه همبود و ارتباط بسیار خوبی بین عناصر Ce-La و عناصر Ni-Li, Y-Yb, Ce-Ti و (Y-Zr)-P وجود دارد. با توجه به نوع قرارگیری و ارتباط این عناصر به نظر می‌رسد عناصر Cr, V, Sc, Ni, Li در کانی‌های مافیک و عناصر REEs, Zr, Ti در فاز کانیایی روشن متمرکز شده‌اند.

از سوی دیگر برای طبقه‌بندی هرچه مناسب‌تر عناصر، بر اساس تشابه هرچه بیشتر درون‌گروهی و اختلاف هرچه بیشتر میان‌گروهی که منجر به کاهش تعداد گروه و لذا سهولت بررسی عناصر شود، از روش تجزیه و تحلیل خوشه‌ای استفاده شد. در این پژوهش بر اساس آزمودن و بکارگیری روش‌های مختلف خوشه‌بندی عناصر، به نظر می‌رسد بهترین روش، اتصال میان‌گروهی بوده که در آن محاسبه فاصله بر اساس ضریب همبستگی پیرسون دارای کمترین خطا می‌باشد (شکل ۱۰).

بر این اساس، عناصر در دو گروه کلی قابل تقسیم‌بندی می‌باشند:

الف) گروه اول اکثراً شامل عناصر کالکوفیلی نظیر مس، روی، نقره و سرب بوده که به‌عنوان فازهای سولفیدی و همچنین عناصر لیتوفیل باریم، استرانسیم و توریم

Dendrogram using Average Linkage (Between Groups)



شکل ۱۰. گروه‌بندی عناصر بر اساس روش میان‌گروهی و بر پایه ضریب همبستگی پیرسون

نتیجه‌گیری

در سنگ‌های رسوبی که فاقد شواهدی از توده نفوذی می‌باشند، سنگ‌های شیل و مارنی بوده که در اثر پدیده فیلترینگ غشایی و جدا شدن عناصر جذب سطحی شده از کانی‌های رسی تشکیل می‌شوند.

۷. مقایسه سنگ‌های میزبان کانه‌زایی، کانه‌شناسی کانسنگ، ساخت و بافت، فرم دگرسانی، عامل احیاکننده و کنترل‌کننده کانه‌زایی و مقایسه آن با کانسارهای مس رسوبی معرفی شده در ایران نشان‌دهنده رخداد کانه‌زایی مس رسوبی نوع Red bed در منطقه توپچی می‌باشد.

منابع

- آقازاده، م. و بدرزاده، ز.، ۱۳۸۹. معرفی افق‌های کانه‌زایی مس رسوبی در ایران. بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف مواد معدنی کشور، ۱۱.
- آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶.
- بیکدلی، ز.، ابراهیمی، م.، نباتیان، ق. و مختاری، م. ع. ا.، ۱۳۹۴. کانه‌زایی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانسار مس رسوبی چهارآباد، شمال باختر زنجان. فصلنامه علوم زمین، ۲۴، ۲۶۲-۲۴۹.
- پناه‌زاده، م.، ۱۳۸۹. بررسی زمین‌شناسی اقتصادی لایه‌های رسوبی مس دار در روستای چهارگان، تسوج، استان آذربایجان شرقی. پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تبریز، ۱۲۴.
- حسن پور، ش.، ۱۳۹۳. کانه‌زایی مس در ماسه سنگ‌های معدن سرخه، شمال غرب شهرستان مرند. سی و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰.
- حسین‌زاده، م.، ر.، مغفوری، س.، موید، م. و عشرتی، م.، ۱۳۹۴. بررسی کانی‌سازی و منشأ مس رسوبی چینه‌کران با میزبان کنگلومرای پلیوسن در منطقه قره‌آعاج ماکو. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۹، ۴۲-۲۹.
- خدابنده، ع. ا.، و امینی‌فضل، ع.، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تسوج. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رجب‌پور، ش.، عابدینی، ع.، علیپور، ص. و

نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری و بررسی‌های ژئوشیمیایی انجام گرفته در این پژوهش شامل موارد زیر می‌باشد

۱. کانه‌زایی در این منطقه در داخل ماسه سنگ‌های سبز-خاکستری رنگ دانه درشت و به‌صورت کانه‌های سولفیدی اولیه پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت رخ داده که نهایتاً تحت تاثیر فرآیندهای سوپرژن به کولیت، مالاکیت و آزوریت تبدیل شده‌اند.
۲. ساخت‌های رسوبی مشاهده شده در ماسه‌سنگ‌ها نظیر ریپل مارک و کراس بدینگ و بقایای گیاهی خشکی، نشان‌دهنده نهشته شدن ماسه‌سنگ‌ها در یک منطقه ساحلی و کم‌عمق است.
۳. بالاتر بودن میزان تخلخل در لایه‌های ماسه سنگی درشت دانه، وجود بقایای مواد گیاهی و پیریت‌های حاصل از دیازنز، باعث تمرکز انتخابی کانی‌زایی مس در همراهی با دگرسانی نوع شسته شدن در ماسه سنگ‌های سبز-خاکستری گردیده است.
۴. بالا بودن شاخص بلوغ ترکیبی در این ماسه سنگ‌ها نشان‌دهنده عدم بلوغ ترکیبی و تشکیل این ماسه سنگ‌ها در چرخه اول رسوب‌گذاری بوده که بررسی روش‌های مختلف تعیین منشأ، نشان‌دهنده ترکیب مافیک تا حدواسط توده آذرین فرسایش یافته در شرایط آب و هوایی نیمه‌خشک می‌باشد.
۵. کانه‌زایی مس و نقره در این محدوده و عدم رخداد کانه‌زایی اورانیوم می‌تواند به‌عنوان شاهد دیگری مبنی بر مافیک تا حد واسط بودن توده نفوذی فرسایش یافته باشد. چراکه میزان مس و نقره در سنگ‌های مافیک و حدواسط نسبت به سنگ‌های اسیدی بیشتر و میزان اورانیوم در این سنگ‌ها پایین‌تر می‌باشد.
۶. عدم رخداد کانه‌زایی سرب و روی در این ماسه سنگ‌ها می‌تواند دلیلی بر تأمین مس و نقره از خود بخش ماسه سنگی و عدم نقش قابل توجه شیل و مارن‌های منطقه در رخداد کانه‌زایی محدوده توپچی باشد. چرا که منشأ اغلب کانسارهای سرب و روی حادث شده

- Cullers, R.L. and Podkovyrov, V.N., 2002. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Uj group, southeastern Russia", *Precambrian Research*, 117, 157-183.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181-203.
- Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill's book store, Austin Texas, 185.
- Garcia, D., Ravenne, C., Maréchal, B. and Moutte, J., 2004. Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis, *Sedimentary Geology*, 171, 113-128.
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H. D. and Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4115-4137.
- Hitzman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J. and Shelley, D., 2005. The sediment-hosted stratiform copper ore system. In: Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. and Richards, J.P. (Eds.), 100th Anniversary volume. Society of Economic Geologists, 609-642.
- Morganti, J. M., 1981. Ore deposit models-4. Sedimentary-type stratiform ore deposits: some models and a new classification: *Geoscience Canada*, 8, 65-75
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, 299, 715-717.
- Rose, A.W. and Bianchi-Mosquera, G. ذاکری، ل.، ۱۳۹۲. بررسی کانی‌سازی و منشأ مس چینه سان در منطقه چشمه کنان تسوج، استان آذربایجان شرقی. *مجله زمین‌شناسی اقتصادی*، ۱، ۴۹-۶۳.
- ساداتی، س. ن.، ۱۳۹۳. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانی‌زایی مس در سنگ‌های رسوبی شمال تبریز (شمال غرب ایران) استان آذربایجان شرقی. رساله دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۷۰.
- سامانی، ب.، ۱۳۸۹. گزارش نهایی کانه‌زایی مس رسوبی چشمه سفید عشق آباد. شرکت آتی کان آرمان.
- عنایتی کولایی، س.، یزدی، م. و مختاری، ع. ا.، ۱۳۹۵. زمین‌شناسی، کانه‌نگاری و ژنز کانه‌زایی مس چینه سان در منطقه تازه کند، شمال شرق تبریز. *فصلنامه علوم زمین*، ۲۵، ۲۰۸-۱۹۵.
- مغفوری، س.، موحد نیا، م. و حسین‌زاده، م. ر.، ۱۳۹۳. جایگاه چینه‌ای و گسترش کانه‌زایی مس با میزبان تخریبی در توالی سنوزوئیک منطقه شمال غرب ایران، استان‌های آذربایجان شرقی و آذربایجان غربی. سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲.
- مهدوی، ا.، راستاد، ا. و حسینی برزی، م.، ۱۳۸۶. کانی‌شناسی، ساخت و بافت افق‌های کانه دار کانسار مس رسوبی مارکشه در شمال باختر راور. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹.
- نخجوانی، ب.، ۱۳۹۴. گزارش پایان اکتشاف محدوده معدنی مس توپچی. شرکت خرس سفید شمال.
- نقی‌زاده، ر.، شیوا، ع.، دری، م. ب. و ریاضی، ن.، ۱۳۸۶. بررسی صحرایی کانی‌سازی مس در منطقه تسوج استان آذربایجان خاوری. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷.
- Cox, R., Lower, D.R. and Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2919-2940.

- C., 1993. Absorption of Cu, Pb, Zn, Co, Ni and Ag on goetite and hematite as a control metal mobilization from Red Beds into stratiform copper deposits: *Economic Geology*, 88, 1226-1236.
- Rose, A.W., 1976. The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red bed and related deposits: *Economic Geology*, 71, 1036-1048.
 - Rosholt, J., Prijana, N. and Noble, D.C., 1971. Mobility of uranium and thorium in glassy and crystallized silicic volcanic rocks: *Economic Geology*, 66, 1061-1069.
 - Stuckless, J. S., Bunker, C. M., Bush, C. A., Doering, W. P. and Scott, J. H., 1977. Geochemical and Petrological studies of a uraniferous granite from the granite mountains, Wyoming: *Jour. Research U. S. Geology. Survey*, 5, 61-81.
 - Suttner, L.J. and Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 329-345.
 - Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Second edition, 262.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 158-187.
 - Weibela, R. and Friisb. H., 2004. Opaque minerals as keys for distinguishing oxidizing and reducing diagenetic in the lower Triassic Bunter sandstone , North German Basin., *Sedimentary Geology* 169, 129-149.

بررسی رخداد کانه‌زایی در کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان: براساس شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی

راضیه مهابادی^(۱) و فرج‌ا... فردوست^(۲)

۱. کارشناسی ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

۲. دکتری، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۲/۲۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۵/۳۰

چکیده

نوار آتش‌فشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین در جنوب فروافتادگی کویر چاه‌جم (جنوب‌شرق دامغان)، میزبان رخدادها و ذخایر معدنی بی‌شماری همچون سرب و روی، مس، نقره و طلا است که کانسار مس آبگاره در بخش شمال‌شرقی این نوار قرار دارد. محدوده کانسار از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ‌های آتش‌فشانی با ترکیب آندزیت، آندزیت‌بازالتی و بازالت و به مقدار کمتر آذرآواری (کریستال‌توف) به سن ائوسن میانی-بالایی می‌باشد. ماهیت این سنگ‌ها، کالک‌آلکان غنی از پتاسیم تا شوشونیتی است که از دید جایگاه زمین‌ساختی، در موقعیت کمان ماگمایی مرتبط با پهنه فرورانش قرار می‌گیرند. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات کانه‌نگاری، کانه‌زایی در دو مرحله هیپوژن و سوپرژن و هوازدگی صورت گرفته است. کانه‌های زون هیپوژن عموماً پیریت، کالکوپیریت و بورنیت می‌باشند؛ درحالی‌که کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا به‌عنوان کانی‌های اصلی زون سوپرژن مطرح هستند. شکستگی‌های حاصل از عملکرد گسل‌ها در سنگ‌های منطقه، محل مناسبی برای نفوذ محلول‌های گرمایی ایجاد کرده است و کنترل‌کننده اصلی کانی‌سازی محسوب می‌شوند. مطالعات زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که عنصر مس بیشترین همبستگی را با نقره دارد. این در حالی است که این عنصر کانی مستقری تشکیل نداده است و احتمالاً در شبکه کانی‌های مس‌دار، جایگزین مس شده است. سنگ‌های آتش‌فشانی مورد مطالعه در نمودار به‌هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه دارای غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE و بی‌هنجاری منفی از عناصر Ti و Nb هستند. بر اساس نمودارهای مربوطه، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از گوشته غنی شده منشأ گرفته و تبلور تفریقی نقش اساسی را در تحول سنگ‌ها بر عهده داشته است. بر پایه مجموعه شواهد سنگ‌شناسی، کنترل ساختاری کانی‌سازی، نوع دگرسانی و گسترش آن و کانی‌شناسی ساده می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌زایی در محدوده آبگاره مربوط به یک سامانه واحد کانه‌زایی است که در ارتباط با تکامل سیالات گرمایی کانه‌دار، سبب تشکیل کانه‌زایی رگه‌ای مس شده است.

واژه‌های کلیدی: رخداد کانه‌زایی، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، کانسار مس آبگاره

مقدمه

ماگمایی (آتش‌فشانی و نفوذی) گسترده‌ای به‌ویژه در دوران سنوزوئیک بوده است. نقشه‌های زمین‌شناسی و ماگمایی ایران، شدت و اهمیت این رخداد را به‌خوبی منعکس می‌کنند (یوسفی و صادقیان، ۱۳۹۴). این رویدادهای ماگمایی در

سرزمین ایران به‌عنوان بخشی از نواحی مرکزی-غربی سامانه کوهزایی آلپ-هیمالیا به‌جهت تحمیل زمین‌ساخت خاص نواحی همگرایی صفحات، جولانگاه فعالیت‌های

* نویسنده مرتبط: mohabadi@chmail.ir

روش مطالعه

پس از گردآوری و ارزیابی اطلاعات پیشین در رابطه با کانسار آبگاره، به‌منظور درک صحیح رخداد فرآیندهای مختلف کانه‌زایی و دگرسانی گرمایی، بررسی‌ها در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفت. در بخش صحرایی، زمین‌شناسی منطقه، تغییرات ریخت‌شناختی رگه‌ها و دگرسانی گرمایی سنگ دیواره مورد بررسی قرار گرفت و از رخنمون رگه‌ها و سنگ دیواره دگرسان شده نمونه‌برداری شد. بررسی‌های آزمایشگاهی شامل بررسی‌های بافتی و کانی‌شناسی کانسنگ و سنگ دیواره، مجموعه دگرسانی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها بوده است. به‌منظور شناسایی کانی‌ها و کانه‌ها و ارتباط بافتی بین آنها از نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۲۹ مقطع نازک و ۲۸ مقطع صیقلی تهیه و مطالعه شد. همچنین، جهت تشخیص کانی‌های مجهول، ۷ نمونه به روش پراش پرتو ایکس (XRD) توسط شرکت مواد معدنی زرآما مورد تجزیه قرار گرفت. در نهایت با ترکیب نتایج حاصل از این بررسی‌ها، توالی پاراژنتیکی کانی‌سازی و مجموعه دگرسان گرمایی تعیین گردید. از طرفی، برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب تعداد ۱۱ نمونه از رگه و اطراف آن به روش XRF و ICP-MS در آزمایشگاه شرکت مواد معدنی زرآما مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند که نتایج آن در جدول‌های ۲ و ۳ ملاحظه می‌شود.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

طرود-چاه‌شیرین

رشته‌کوه طرود-چاه‌شیرین، نوار باریک و طویلی به طول ۱۰۰ و پهنای ۱۰ کیلومتر در جنوب دامغان که بر پایه تقسیم‌بندی ساختاری ایران، بخشی از ایران مرکزی به‌شمار می‌آید، در بخش مرکزی و شرقی کمان ماگمایی البرز قرار دارد. بخش غربی این کمان در پایان به امتداد ماگمایی ارومیه-دختر متصل می‌شود که روندی موازی با زون زاگرس دارد. نخستین مطالعات زمین‌شناسی در این ناحیه توسط Huber and Stocklin (1959) انجام شده است که شروع تکاپوهای ماگمایی ترشیری را به لوتسین (اؤسن میانی)

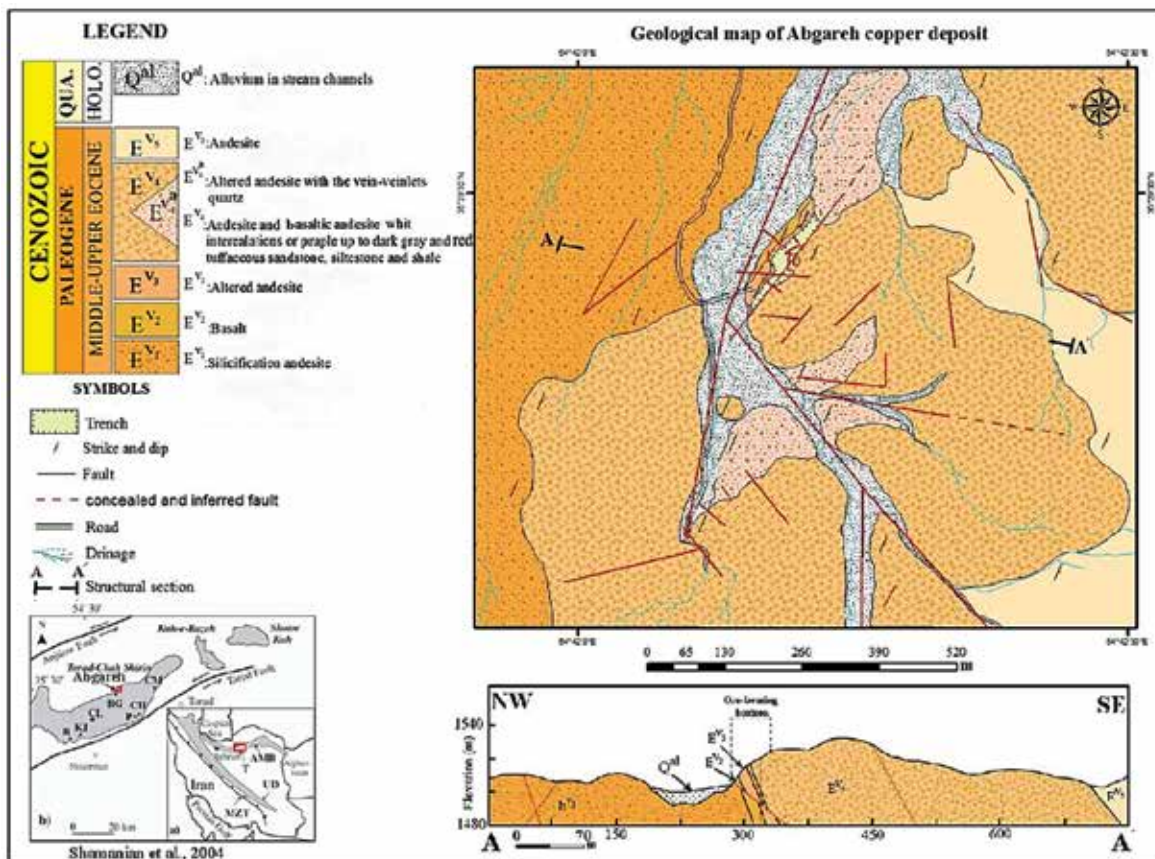
دوره‌های زمانی گوناگون به‌صورت خروج گدازه در پهنه‌های خشکی و آبی و همچنین، نفوذ و جایگزینی توده‌های نفوذی با گستره ترکیبی گوناگون، نمودار شده‌اند (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۵). بررسی‌های حاصل از آنالیز شیمیایی سنگ‌های ماگمایی و یا سنگ‌های دگرگون با منشاء آذرین، نشان می‌دهند که فراوانی مس در سنگ‌های ماگمایی پیش از ترشیری در بیشتر موارد در حد عادی است، اما بیشتر سنگ‌های آتشفشانی آندزیت، آندزیت بازالتی، بازالت و به‌خصوص تراکی آندزیت ائوسن میانی، فراوانی بیشتری از مس را نشان می‌دهند (حسینی‌دینانی و باقری، ۱۳۹۱). کانسار مس آبگاره به‌عنوان بخشی از منطقه معدنی و فلززایی نوار طرود-چاه‌شیرین در ۱۴۰ کیلومتری جنوب غرب شاهرود و ۲۶ کیلومتری شمال غرب طرود در موقعیت جغرافیایی $35^{\circ} 28' 14''$ تا $35^{\circ} 31' 23''/36''$ عرض شمالی و $54^{\circ} 40' 34''/54''$ تا $54^{\circ} 44' 01''/81''$ طول شرقی، در استان سمنان قرار گرفته است. مهم‌ترین راه دسترسی به محدوده مورد مطالعه، جاده آسفالت‌شاهرود-طرود است که از طرود تا محدوده مورد مطالعه حدود ۳۶ کیلومتر راه خاکی جیپ‌رو وجود دارد و دسترسی به دیگر نقاط مطالعاتی از راه آبراه‌ها صورت می‌پذیرد. تاکنون تحقیقات بسیاری توسط پژوهشگران مختلف در مورد واحدهای سنگی رخنمون یافته در مناطق پیرامون محدوده مورد مطالعه انجام شده است. با این وجود به دلیل شرایط زمین‌شناسی مناسب در نوار طرود-چاه‌شیرین و منطقه مورد مطالعه، زمینه خوبی برای مطالعه و پی‌جویی ذخایر مس وجود دارد، ولی مطالعه جامعی در این زمینه در منطقه آبگاره انجام نشده است. این مقاله می‌کوشد تا با معرفی کانه‌زایی رگه‌ای در این منطقه و با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی گدازه‌های زیردریایی در محدوده معدنی آبگاره با نگرش ویژه به مس، ضمن نشان دادن ارتباط مناطق کانه‌زایی با یکدیگر، شواهد وجود یک سامانه واحد کانه‌زایی گرمایی را بیان کند. همچنین با توجه به قرارگیری کانسار آبگاره در نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین، می‌تواند در رابطه با شناخت فعالیت‌های ماگمایی و پتانسیل اقتصادی این نوار نیز مفید واقع شود.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی در چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ طرود (علوی و همکاران، ۱۹۷۶) و ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵) واقع شده است. همچنین، از نظر موقعیت زمین‌شناسی در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی و در حقیقت، بخش کوچکی از منطقه متالورژی طرود محسوب می‌شود. لازم به ذکر است که ناحیه طرود از دیرباز مورد توجه معدن کاران بوده و در بخش‌های مختلف آن می‌توان آثار معدن کاری شدادی و سرباره‌های ذوب کوره‌های قدیمی را مشاهده کرد که منطقه معدنی آنگاره یکی از این موارد می‌باشد. در یک نگاه کلی، محدوده آنگاره از نظر سنگ‌شناسی جوان است و شامل گستره‌ای از گدازه‌های با ترکیب بازیک (بازالت) و حدواسط (آندزیت و آندزیت بازالتی)، به همراه کمی سنگ‌های آذرآواری (کریستال توف) می‌باشد که طی فعالیت ولکانیکی ائوسن میانی-بالایی تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۱ و ۲-الف). این سنگ‌ها در مناطق هموار با رسوبات عهد حاضر پوشیده شده‌اند.

آندزیت: این سنگ‌ها با مورفولوژی برجسته، هم‌روند و هم‌شیب با واحد بازالتی، بخش اعظم منطقه را به خود اختصاص داده‌اند که این واحد میزبان کانه‌زایی نیز است. لازم به ذکر است که آندزیت‌ها دارای قرارگاه تکتونیک خاص خود هستند، به طوری که در مناطق تصادم ورقه‌های همگرا به‌وفور دیده می‌شوند و از طرف دیگر ترکیب کلی آندزیت‌ها مشابه ترکیب کل پوسته زمین است (ولی‌زاده و جعفریان، ۱۳۶۸). رنگ چیره این سنگ‌ها خاکستری تیره است که گاه به سبب هوازدگی و تشکیل اکسید و هیدروکسیدهای آهن به رنگ آخراپی مایل به قهوه‌ای دیده می‌شوند. از لحاظ کانی‌شناسی متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، همراه با کانی‌های اکسی‌هورنبلند و بیوتیت در زمینه‌ای شیشه‌ای با بافت پورفیری و گلوپورفیری می‌باشند که پلاژیوکلازها در آنها به‌عنوان درشت‌بلور اصلی به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار کشیده‌اند. البته این پلاژیوکلازها در برخی از نمونه‌ها، بافت منطقه‌بندی زیبایی را نشان می‌دهند. همان‌طور که می‌دانید این بافت نشان‌دهنده عدم تعادل در

نسبت می‌دهند (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳). این نوار به‌طور چیره از سنگ‌های آذرین مزوزوئیک پسین تا ترشیری ساخته شده است که بر پایه مطالعات هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، اوج فعالیت ماگمایی در این مجموعه طی ائوسن میانی تا احتمالاً بالای رخ داده است که اسکلت اصلی ارتفاعات حد فاصل طرود-چاه‌شیرین را تشکیل می‌دهد (رشیدنژادعمران، ۱۳۷۱). واحدهای زمین‌شناسی منطقه به ترتیب فراوانی شامل ۱) توف، لاپیلی‌توف، خاکسترهای ریولیتی و به‌صورت فرعی مارن و ماسه‌سنگ ۲) گدازه و سنگ‌های آذرآواری با ترکیب آندزیت و آندزیت-بازالت و ۳) داسیت، ریوداسیت و توده‌های نفوذی اسیدی نیمه‌عمیق می‌باشد (مهرابی و قاسمی سیانی، ۱۳۸۹). سنگ‌های آتش‌فشانی رشته‌کوه طرود-چاه‌شیرین توسط توده‌های نفوذی زیادی قطع شده که بر پایه شواهد زمین‌شناختی سن احتمالی آنها ائوسن پسین-الیگوسن است. به نظر می‌رسد که کلیه تحولات زمین‌شناسی این ناحیه توسط دو گسل امتدادلغز اصلی انجیلو در شمال و طرود در جنوب با راستای شمال‌شرقی-جنوب‌غربی کنترل می‌شود (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳). در نتیجه عملکرد این دو گسل، شکستگی‌ها و درزه‌ها و گسل‌هایی ایجاد گردیده‌اند که سبب نفوذ آب‌های جوی و ایجاد چرخه گرمایی در گدازه‌ها و توف‌های مسیر شده‌اند و تحت فرآیند شستشو، فلزات از سنگ‌های منشاء جدا شده و در امتداد رگه-رگچه‌ها و شکستگی‌ها به‌صورت عناصر مختلفی از جمله Cu, Zn, Pb و ... ته‌نشست شده‌اند. سنگ‌های آذرین رشته‌کوه طرود-چاه‌شیرین، کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا تا شوشونیتی می‌باشد و در نمودار به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonogh, 1989) با غنی‌شدگی عناصر LILE مانند Ba, Cs, Rb, Th و K، نسبت بالای LILE/HFSE و LREE/HFSE و تهی‌شدگی عناصر HFSE مانند Ta, Zr, Ti, Nb مشخص می‌شوند که نشان‌دهنده تشکیل آنها در کمان‌های آتش‌فشانی قاره‌ای است (حقیقی و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی بزرگ‌مقیاس محدوده معدنی و نیم‌رخ عرضی آن (براساس تصاویر ماهواره‌ای Google Earth و برداشت‌های صحرائی). مبنای سنی واحدهای سنگی میزبان در منطقه براساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵) می‌باشد

طی اختلاط ماگمایی می‌باشد که سبب تبدیل هورنبلند به اکسی‌هورنبلند می‌شود (امام‌جمعه، ۱۳۸۵). با توجه مطالعه مقاطع صیقلی، کانی‌های کدر موجود در سنگ‌های منطقه را عموماً پیریت، مگنتیت و هماتیت تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ب، پ).

آندزیت بازالتی: این سنگ‌ها به رنگ سبز خاکستری، اکثراً همراه با سنگ‌های آندزیتی دیده می‌شوند و تفکیک آنها از سنگ‌های آندزیتی بر روی نقشه زمین‌شناسی عملاً امکان‌پذیر نیست. تنها تفاوت این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های آندزیتی وجود درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت) است. بلورهای پیروکسن به صورت نیمه‌شکل‌دار تا کاملاً شکل‌دار از چند دهم میلی‌متر تا حدود ۵ میلی‌متر متغیر هستند. برخلاف سایر کانی‌ها، پیروکسن‌ها کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند و اغلب سالم هستند. بافت غالب در این سنگ‌ها، پورفیری می‌باشد (شکل ۲-ت، ث).

حین تبلور و توسعه تغییرات پارامترهای فیزیکی و شیمیایی در آشیانه ماگمایی می‌باشد (Wicander and Monroe, 1995). علاوه بر این، در مناطقی که دگرسانی گرمایی بر این سنگ‌ها تحمیل شده، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به‌طور عمده توسط سرسپیت‌های ریزبلور در مرکز و حاشیه جانشین شده و در مواردی نیز توسط رگه‌های تأخیری کلسیت قطع شده‌اند. کانی‌های بیوتیت و اکسی‌هورنبلند نیز به کلریت و اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند. لازم به ذکر است که بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و نهایی تبلور ماگما هم‌زمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حدواسط) متبلور می‌شوند (یزدی و همکاران، ۱۳۹۳). در آندزیت‌ها می‌توان پدیده آپاسیته شدن را در اطراف آمفیبول‌ها به‌وفور مشاهده کرد. بنا به اعتقاد (Pichler and Schmitt-Riegraf, 1993) حاشیه سیاه اطراف هورنبلند (آپاسیته شدن)، ناشی از کاهش فشار H_2O در حین صعود ماگما و افزایش دما در

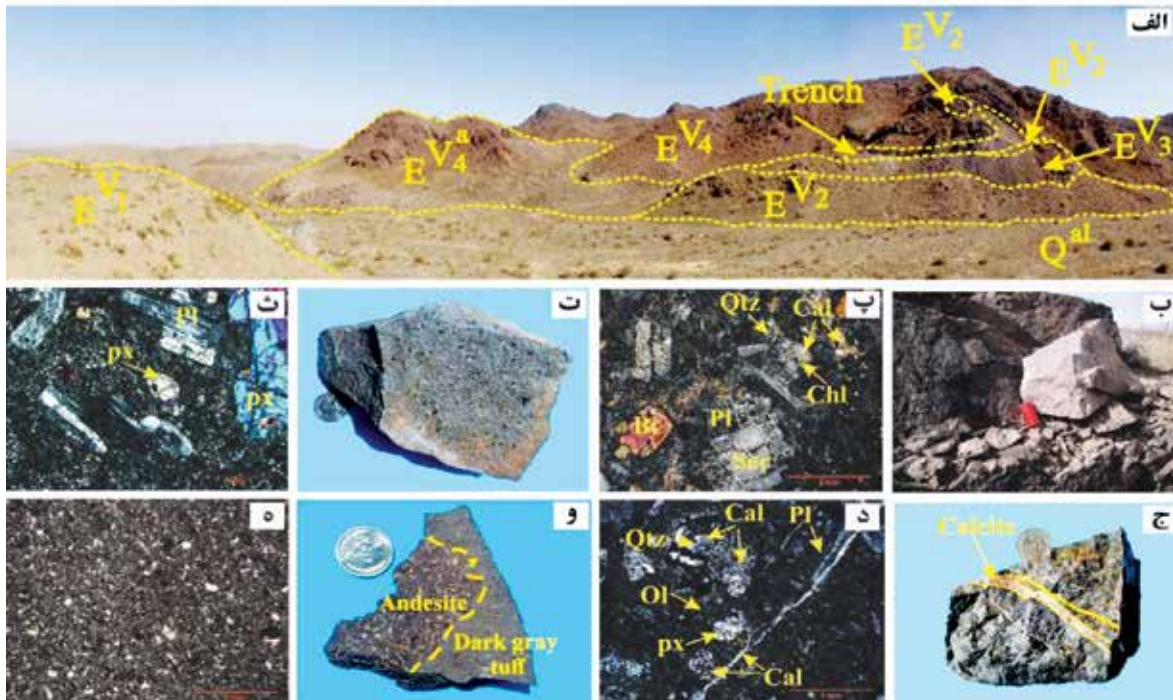
سبز شیشه‌ای قرار گرفته‌اند. زمینه اصلی سنگ متشکل از شیشه ولکانیکی دگرسان شده و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با ریزبلورهای کانی‌های آپیک می‌باشد (شکل ۲-و، ۵).

دگرسانی گرمایی منطقه مورد مطالعه

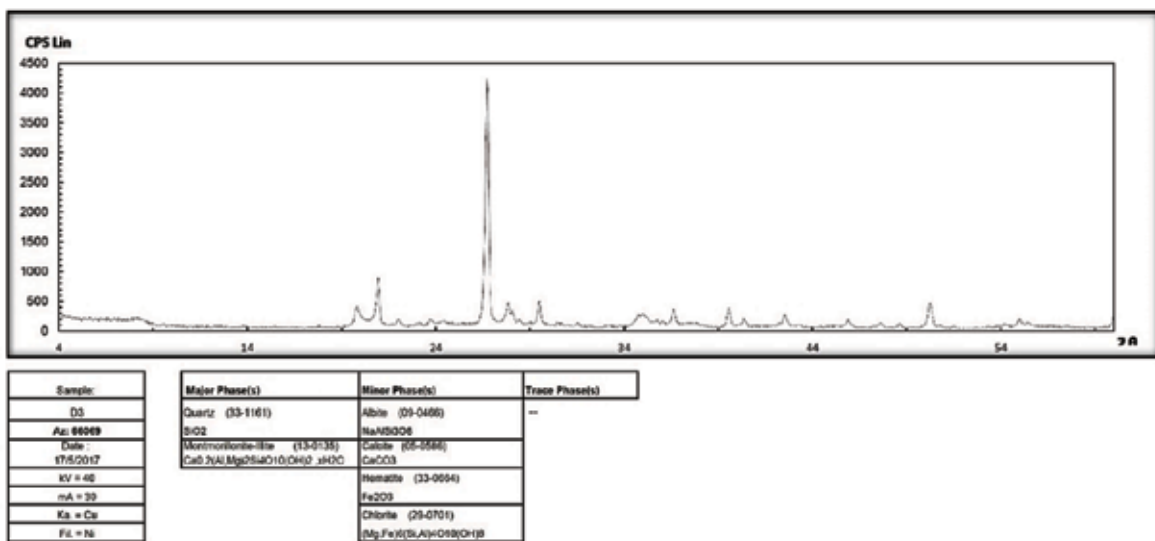
امروزه مشخص شده است که در کانسارهای مختلف، دگرسانی‌های گوناگون، با آرایش‌های متفاوت ظاهر می‌شوند. لذا شناخت محصولات و فرآیندهای دگرسانی که می‌تواند همراه دگرسانی رخ دهد، یکی از بنیان‌های شناسایی فرآیندهای مربوط به نحوه تشکیل کانسار است که در اکتشاف کانسارها مورد استفاده قرار می‌گیرد. به نظر می‌رسد که شرایط دما و ترکیب معمولاً در فاصله‌های مختلف از یک شکاف، متفاوت باشد، به گونه‌ای که انواع گوناگونی از دگرسانی‌ها می‌توانند به‌طور هم‌زمان در کنار یکدیگر به‌وجود آیند. آنچه می‌توان گفت این است که این بازشدگی‌ها محل‌های مناسبی برای نفوذ و حرکت سیالات کانسار ساز و تجمع کانی‌های فلزی به‌شمار می‌رود (Baker, 1978). بر این اساس، دست کم ۶ نوع دگرسانی مجزا، از جمله سرپسیتی، سیلیسی، آرژیلیتی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن در منطقه آبگاره و به‌ویژه در اطراف رگه‌ها تشخیص داده شد (شکل ۴-الف). این دگرسانی‌ها تمام واحدهای سنگی منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده و سبب تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده‌ای در آنها شده‌اند. دگرسانی آرژیلیتی به‌صورت پراکنده و محلی در داخل سایر دگرسانی‌ها و در مجاورت رگه‌ها و درزه‌ها مشاهده می‌شود. سنگی آندزیتی تحت تأثیر این دگرسانی به رنگ سفید تا زرد متمایل به قهوه‌ای (در اثر آغشتگی هماتیت و لیمونیت) دیده می‌شود. براساس نتایج حاصل از آنالیز XRD دگرسانی آرژیلیتی با اجتماعی از کانی‌های کوارتز، مونت‌موریلونیت و ایلیت به‌عنوان فاز اصلی مشخص می‌شود که کانی‌های آلبیت، کلسیت، هماتیت و کلریت نیز کم‌وبیش آنها را همراهی می‌کنند (شکل ۳). بنا به عقیده Seedorff et al. (2005)، حضور ایلیت در منطقه، نشان‌دهنده pH نزدیک به خنثی است (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۸۸).

بازالت: واحد یاد شده در منطقه از گسترش محدودتری برخوردار است که در نمونه‌دستی به رنگ خاکستری تیره متمایل به سبز تیره دیده می‌شود. همچنین، رگه-رگچه‌های کلسیتی در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در این سنگ‌ها به‌خوبی قابل مشاهده هستند که نشان‌دهنده فعال بودن چرخه هیدروترمالی بعد از تشکیل بازالت‌ها می‌باشد. از دید کانی‌شناسی این بازالت‌ها حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین (اولیوین و پیروکسن) هستند که در زمینه میکرولیتی از جنس پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین قرار گرفته‌اند. با توجه به نبود منطقه‌بندی شیمیایی در کانی‌های پلاژیوکلاز این سنگ‌ها می‌توان این‌گونه استنباط کرد که به هنگام تبلور پلاژیوکلاز و مذاب همراه، تعادل برقرار بوده است. کانی‌های فرومنیزین به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها حضور دارند و از آنجایی که به دگرسانی خیلی حساس می‌باشند، به‌شدت به کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. از طرفی، وجود شکستگی‌های فراوان در اولیوین، سبب ایدنگزیتی شدن آن در امتداد شکستگی‌ها می‌شود. ایدنگزیت یک شبه کانی قرمز حاوی اکسیدهای آهن سه ظرفیتی با چندرنگی ضعیف است (یوسفی، ۱۳۹۶). بافت میکرولیتی پورفیری و گلوپورپورفیری از جمله بافت‌های اصلی مشاهده شده در مقاطع این سنگ‌ها محسوب می‌شود. همچنین، حفرات و شکاف‌های از قبل موجود در این واحد بازالتی، به‌طور بخشی و یا کامل توسط کانی‌های ثانویه از جمله کوارتز و کربنات پر شده‌اند که سبب ایجاد بافت آمیگدالوئیدال یا بادامکی در این سنگ‌ها شده است (شکل ۲-ج، د).

آذرآواری (کریستال توف): در بخش‌هایی از محدوده معدنی، این سنگ‌ها همراه با گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی دیده می‌شوند که در منطقه غالباً ماهیت نرمی دارند. بنا به عقیده (Damian et al. 2007)، این سنگ‌ها به‌صورت توده‌ای، بدون طبقه‌بندی واضح و بسیار همگن هستند. رنگ آن برحسب ترکیب شیمیایی و شدت دگرسانی از خاکستری تیره تا قرمز متغیر است. دانه‌ها در ابعاد ریز بوده و از پلاژیوکلاز، بیوتیت و اکسی‌هورنبلند با حواشی اکسید تشکیل شده‌اند که به مقدار فراوان در زمینه‌ای خاکستری تا



شکل ۲. الف) دورنمایی از موقعیت رخنمون‌های سنگ میزبان کانه‌زایی در کانسار آبگاره (زاویه دید به سمت شمال شرق)، ب) تصویر نمونه‌دستی آندزیت، پ) تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی و دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت و کلسیت را نشان می‌دهد (XPL)، ت) تصویر نمونه‌دستی آندزیت بازالتی، ث) تصویر میکروسکوپی از آندزیت بازالتی و حضور کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن (XPL)، ج) تصویر نمونه‌دستی از بازالت به همراه رگه-رگچه‌های کلسیت، د) تصویر میکروسکوپی از بازالت و آیدنگزیتی شدن کانی اولیوین (XPL)، و) تصویر نمونه‌دستی از توف خاکستری تیره با ترکیب آندزیتی همراه با قطعات آندزیت، ه) تصویر میکروسکوپی از توف خاکستری تیره و اجزای تشکیل‌دهنده آن (XPL)، پی = پلاژیوکلاز، بیوتیت = Bt، اولیوین = Ol، پیروکسن = Px، کلسیت = Cal، کلسیت = Chl، کورتر = Qtz

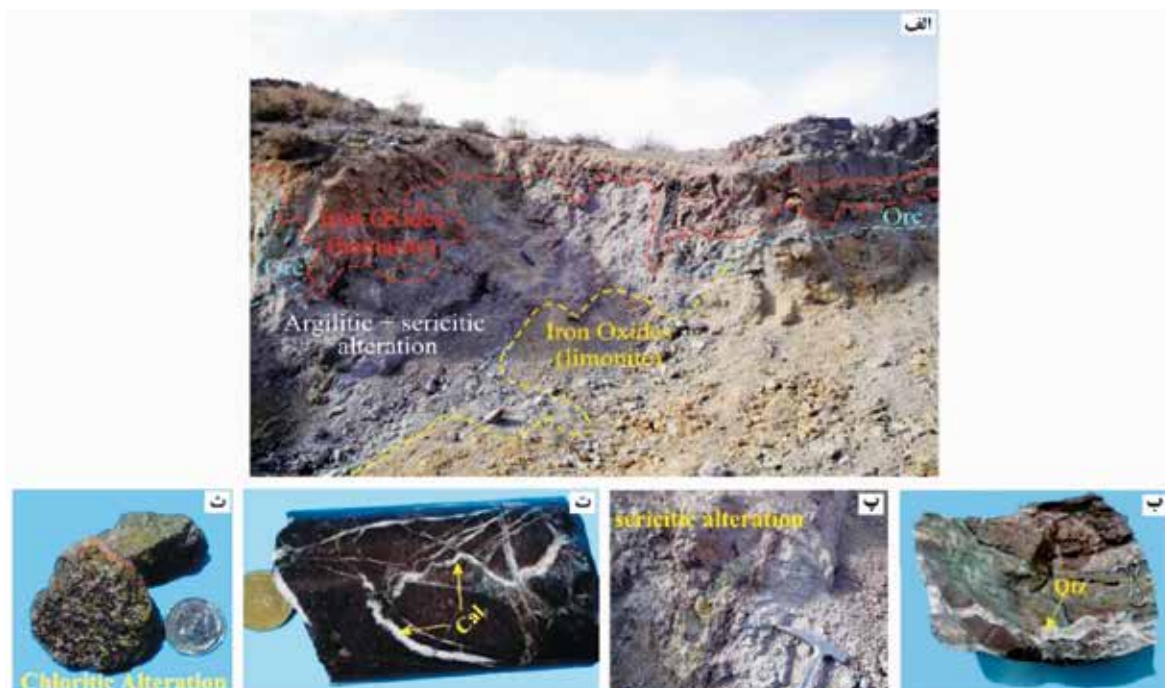


شکل ۳. داده‌های حاصل از آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) که کورتر، مونت‌موریلونیت و ایلیت به همراه کانی‌های آلبیت، کلسیت، هماتیت و کلریت در آن مشخص شده است

دگرسانی سیلیسی نیز به صورت رگه-رگچه‌ای، جاننشینی در زمینه و پرکننده فضاهای خالی در کنار کانی‌های مس دار، قابل تشخیص است (شکل ۴-ب). براساس نتایج این مطالعه، فراوانی کورتر با نزدیک شدن به رگه‌ها افزایش می‌یابد که در اغلب کانسارهای گرمابی در ارتباط با شکستگی‌ها و فضاهای خالی تشکیل می‌شود. قابل ذکر است که دگرسانی‌های

در فاصله دورتری نسبت به رگه کانه‌دار دیده می‌شود. از دیگر دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی، فرآیند اکسایش ثانویه کانی‌های سولفیدی اولیه (به‌ویژه پیریت و کالکوپیریت) در زمینه سنگ میزبان آندزیتی می‌باشد که با افزایش عمق مقدار آن به‌شدت کاهش می‌یابد. به‌طور معمول شدت دگرسانی در کنار پهنه کانی‌سازی افزایش می‌یابد، به‌گونه‌ای که مجموعه سنگ‌های دارای کانه‌زایی، دارای میزان بالایی از هماتیت می‌باشند که می‌تواند به‌عنوان کلید اکتشافی در پی‌جویی پهنه‌های کانه‌دار مس دیگر در محدوده مورد استفاده قرار گیرد.

آرژیلیتی، سریسیتی و سیلیسی از رایج‌ترین دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی در اطراف رگه معدنی محسوب می‌شوند. با ادامه فرآیند دگرسانی، کربناتی شدن (با چیرگی کلسیت) دگرسانی غالب در منطقه است و در بیشتر موارد با دگرسانی سریسیتی هم‌پوشانی دارد که به‌صورت رگه-رگچه‌ای (شکل ۴-ت)، پرکننده فضاهای خالی، جان‌شینی در پلاژیوکلاز و زمینه سنگ دیده می‌شود. دگرسانی کلریتی در منطقه از گسترش وسیع‌تری برخوردار است که در اثر محلول گرمایی غنی از آهن و منیزیم ایجاد می‌شود و ظاهری سبز تا قهوه‌ای رنگ به سنگ می‌دهد (شکل ۴-ث). این دگرسانی



شکل ۴. الف) تصویر صحرایی از پهنه‌بندی دگرسانی‌ها در مجاور رگه‌های کانه‌دار (زاویه دید به سمت شمال غرب)، ب) تصویر نمونه‌دستی از رگه-رگچه‌های کوارتز، پ) دگرسانی سریسیتی، ت) تصویر نمونه‌دستی از رگه-رگچه‌های کلسیت، ث) دگرسانی کلریتی، (Qtz = کوارتز، Cal = کلسیت)

ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی کانسنگ

مس می‌باشد. مطالعات و پیمایش‌های صحرایی صورت گرفته در منطقه، نشان می‌دهند که بخش اعظم افق‌های کانه‌زایی به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی در گدازه‌های آندزیتی تشکیل شده‌اند. نکته کلیدی که در خصوص کانه‌زایی در منطقه معدنی آبگاره می‌توان به آن اشاره کرد، نقش ساختارها و گسل‌ها به‌عنوان عامل اصلی کنترل‌کننده در نقل و انتقال سیالات می‌باشد که به نوبه خود سبب توسعه پهنه دگرسانی گسترده در منطقه شده

وجود کانی‌زایی مس در منطقه آبگاره، در ابتدا توسط شرکت زمین‌پویان فراز آسیا مورد پی‌جویی و اکتشاف قرار گرفت و در نهایت دو بخش کانی‌زایی اصلی مس در این منطقه معرفی شد. رگه کانه‌دار اصلی، به طول ۱۵۰ متر و عرض ۳۰ متر، در راستای عمومی شمال‌شرق-جنوب‌غرب رخ داده است. براساس ارزیابی ذخیره احتمالی برآورد شده بر روی آنها حاکی از ۳۰۰۰۰۰ تن کانسنگ با عیار ۰/۷۸ درصد

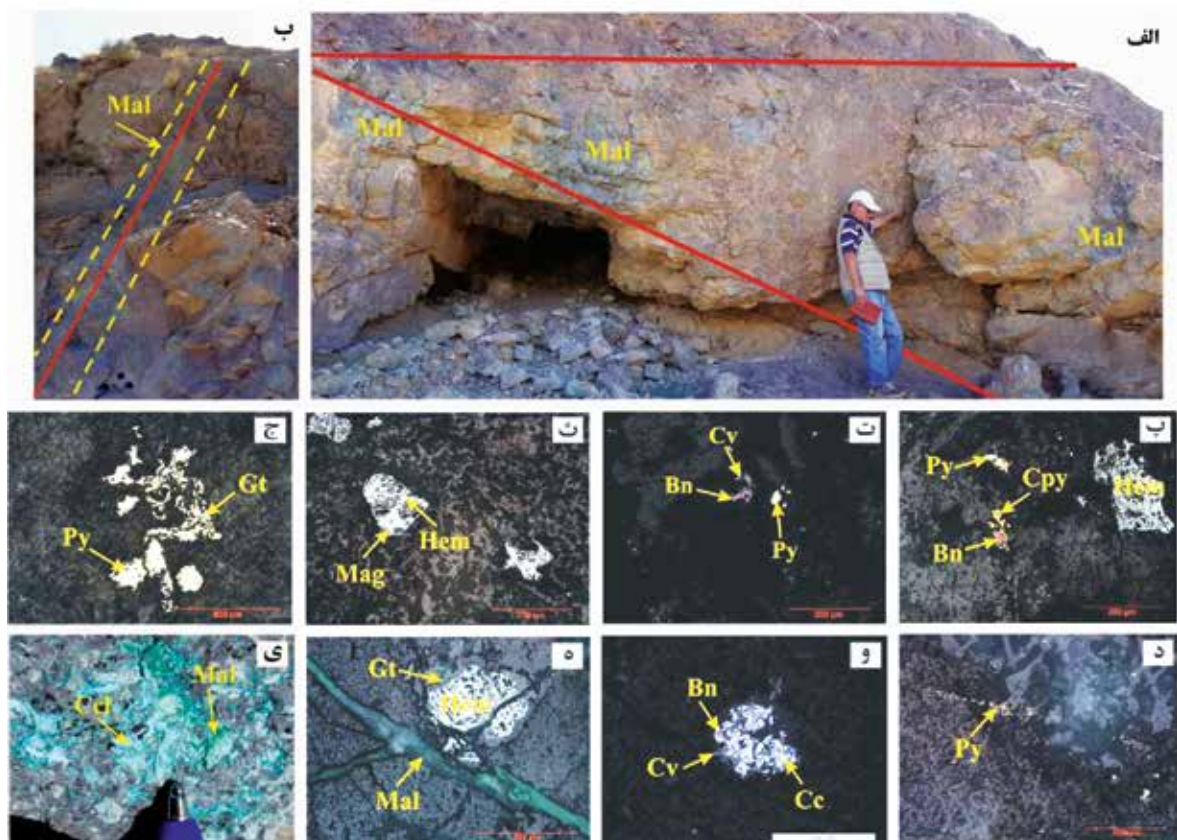
هماتیت می‌باشد، به‌گونه‌ای که در بعضی مقاطع لکه‌هایی از مگنتیت در مرکز باقی مانده و گاهی مگنتیت به‌طور کامل به هماتیت تبدیل شده است. لازم به‌ذکر است که ماریتیتی شدن در مگنتیت‌ها معمول است (شکل ۵-ث). هماتیت از جمله فراوان‌ترین کانی اکسیدی است که با افزایش مقادیر اکسیژن در بخش‌های فوقانی کانسنگ، شرایط تشکیل آن مهیا شده است. همچنین، کانی‌های مالاکیت و کریزوکولا به فرم رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و شعاعی دیده می‌شوند (شکل ۵-ه، ی). افزون بر این پس از کانه‌زایی، رگه-رگچه‌های از نوع کلسیت تأخیری در اثر انحلال یون کلسیم از کانی‌های کلسیم‌دار و عبور آب‌های سطحی دارای CO_2 ، در محل درزه و شکاف سنگ‌ها تشکیل شده که هیچ‌گونه ارتباطی با کانه‌زایی در آنها دیده نشده است. با توجه به مشاهدات صورت گرفته در منطقه و مطالعات میکروسکوپی، کوارتز، کلسیت و ژپیس به‌عنوان کانی‌های باطله در منطقه معدنی به‌حساب می‌آیند.

زمین‌شیمی

تعیین سری ماگمایی و موقعیت زمین‌ساختی

جهت بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر، تعیین آلکالینیته آنها و نام‌گذاری سنگ‌های منطقه به روش ژئوشیمیایی، پس از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی و با توجه به دگرسانی شدید سنگ‌های منطقه، برای تعیین ماهیت این سنگ‌ها، از نمودار دوتایی TiO_2/Zr در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977)، استفاده شده است (شکل ۶-الف). براساس این نمودار، طیف ترکیبی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار آبگاره گرایش به سمت سنگ‌های با ترکیب بازالت و آندزیت نشان می‌دهند که با نتایج سنگ‌شناسی مطابقت دارند. برای تعیین سری ماگمای مولد سنگ‌های ناحیه می‌توان براساس اختصاصات کانی‌شناسی و شیمیایی که از خود نشان می‌دهند به جدایش آنها اقدام کرد. بدین جهت از مقادیر اکسید عناصر اصلی برای این منظور استفاده شد. نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971)، تغییرات درصد آهن را در طول تفریق نشان می‌دهد و قادر است سنگ‌های آذرین کالک‌آلکانل و تولئیتی را از یکدیگر متمایز

است و از طرفی نقش مؤثری را در رهگیری مواد معدنی ایفا می‌کنند (شکل ۵-الف، ب). برمبنای روابط بافتی موجود بین کانه‌ها و کانی‌ها، توالی پاراژنتیک تهیه شد (جدول ۱) که تفاوت در شکل، اندازه و ترتیب زمانی رشد کانی‌ها به همراه اطلاعات حاصل از بافت‌های جایگزینی، بیانگر دخالت چند مرحله‌ای سیال گرمایی در کانه‌زایی است. مجموعه کانی‌های محدوده آبگاره شامل کانه‌های فلزی (سولفیدی و اکسیدی) و غیرفلزی (سیلیکاتی و کربناتی) است که طی دو فاز کانی‌سازی هیپوژن و سوپروژن و هوازدگی شکل گرفته‌اند. کانه‌های هیپوژن شامل پیریت، کالکوپیریت و بورنیت می‌باشد که بیشتر به‌صورت پراکنده در سنگ میزبان مشاهده می‌شود. این کانی‌ها تحت تأثیر سیالات کانه‌ساز اکسیدان غنی از مس به کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا تبدیل شده‌اند. در برخی مقاطع، کانی پیریت به‌صورت هم‌رشد با بورنیت و کالکوپیریت وجود دارد (شکل ۵-پ) و در واقع یکی از فراوان‌ترین کانی‌های در اغلب مراحل کانه‌زایی می‌باشد که در اثر هوازدگی از حاشیه به اکسیدهای آهن آبدار تبدیل شده است (شکل ۵-ج). با توجه به تأثیر شدید فرآیندهای سوپروژن بر کانه‌زایی هیپوژن، کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و بورنیت، فقط در عمیق‌ترین نمونه‌های به‌دست آمده از حفاری، به‌صورت بافت باقی‌مانده در میان کانی‌های سوپروژن سولفیدی قابل مشاهده هستند. در بخش‌های سطحی و کم‌عمق نیز کانی‌هایی نظیر بورنیت تحت تأثیر این فرآیند از حاشیه در حال تبدیل شدن به کالکوسیت و کوولیت می‌باشند (شکل ۵-ت، و). تبدیل کالکوسیت به کانی‌های اکسیدی مس در شرایط سطحی، نشان‌دهنده شرایط اکسیدی سیالات گرمایی در این مرحله است (Tristá-Aguilera et al., 2006). در ادامه و طی توسعه فرآیند اکسیداسیون و شستشوی کانی‌های سولفیدی، کانی‌های مراحل قبلی توسط اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) جانشین شده‌اند. قابل ذکر است که حضور اکسید و هیدروکسیدهای آهن نشان‌دهنده شرایط اکسیدان حاکم بر منطقه است. در برخی مقاطع، مگنتیت از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها و سطوح رخ در حال تبدیل شدن به



شکل ۵. الف و ب) حضور گسل‌ها و ارتباط آنها با کانه‌زایی مس (زاویه دید به سمت شمال شرق)، پ) هم‌رشدی کالکوپیریت و بورنیت با پیریت به همراه هماتیت (PPL)، ت) جاننشینی بورنیت توسط کولیت به همراه پیریت (PPL)، ث) مارتیتی شدن و تبدیل مگنتیت به هماتیت (PPL)، ج) پیریت در حال تبدیل شدن به گوتیت (PPL)، د) پیریت رگه‌ای (PPL)، و) جاننشینی بورنیت توسط کالکوسیت (PPL)، ه) مالاکیت به صورت رگه-رگچه‌ای و شکافه پرکن و همچنین هماتیت که از حاشیه در حال تبدیل شدن به گوتیت است (PPL)، ی) تصویر نمونه‌دستی مالاکیت و کریزوکولا با بافت شعاعی، (Mag = مگنتیت، Py = پیریت، Cpy = کالکوپیریت، Bn = بورنیت، Cc = کالکوسیت، Cv = کولیت، Mal = مالاکیت، Ccl = کریزوکولا، Hem = هماتیت، Gt = گوتیت، Lm = لیمونیت)

جدول ۱. مراحل تشکیل و تکوین کانه‌زایی و توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌ها و بافت آنها در کانسار مس آبگاره

Stages		Per-mineralization	Hypogene	Supergene and Weathering	
				Reduction	Oxidation
Mineralization	Magnetite	—————			
	Pyrite	—————	—————		
	Chalcopyrite		—————		
	Bornite		—————		
	Chalcocite			—————	
	Covellite			—————	
	Hematite				—————
	Malachite				—————
	Chrysocolla				—————
	Goethite				—————
	Limonite				—————
Gangues	Quartz		—————		
	Calcite		—————		
	Gypsum			—————	
Textures	Vein-veinlets	—————	—————		
	Disseminated	—————	—————		
	Open space filling		—————		
	Radial			—————	
	Replacement			—————	

و REE براساس کاهش ناسازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. در این نمودار بی‌هنجاری مثبت عناصر ناسازگار سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند K، Th، U و Pb و بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) همچون Ti، Nb، P مشاهده می‌شود. Davidson (1996)، غنی‌شدگی از عناصر K، Th، U و Pb (جدول‌های ۲ و ۳) را مربوط به آلودگی گوه‌گوشته‌ای به رسوبات بالای پوسته اقیانوسی فرورونده نسبت می‌دهد. آنومالی منفی Nb و Ti، از ویژگی‌های شاخص ماگماتیسم‌های مرتبط با فرآیند فرورانش است که به دلیل عدم تحرک این عناصر، در فرآیندهای مربوط به ذوب‌بخشی شرکت نمی‌کنند و در نتیجه سبب تهی‌شدگی ماگمای تولید شده در گوه‌گوشته‌ای از Nb و Ti می‌شوند. الگوی به‌هنجار شده عناصر نادر خاکی کمیاب (REE) نسبت به کندریت (شکل ۶-ج) (Boynton, 1984)، بیانگر غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشد. در این نمودار، شیب عناصر نادر خاکی از LREE تا Eu رو به پایین است، اما سپس از Eu به سمت HREE الگوی عناصر به صورت مسطح دیده می‌شود و حتی ممکن است به سوی HREE‌ها شیب تا حدودی رو به بالا شود که این نشان‌دهنده جدایش HREE و MREE نسبت به LREE است (Prowatke and Klemme, 2006). آنومالی منفی Eu در سنگ‌های منطقه منعکس‌کننده جدایش پلاژیوکلاز از مذاب در اعماق، طی فرآید تفریق و یا منشاء گرفتن از عمقی است که فلدسپار وجود ندارد (Weaver and Tarney, 1984).

سازد (شکل ۶-ب). بر این اساس، ماگمای مولد سنگ‌های منطقه از روند تفریق ماگمایی کالک‌آلکالن تبعیت می‌کند. حضور کانی‌هایی نظیر کلینوپیروکسن (اوزیت)، هورنبلند و بیوتیت در این نوع ماگماها، نتایج حاصل از نمودارهای فوق را تأیید می‌کند (Wilson, 1989). براساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) سنگ‌های مورد مطالعه در سری شوشونیتی و به‌ندرت در قلمرو سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶-پ). به منظور تعیین محیط تکتونیکی نیز از نمودارهای مبتنی بر پایه عناصر کمیاب، نسبت‌های بین آنها و عناصر کم‌تحرک استفاده شده است. با توجه به نمودار Wood (1980)، همه نمونه‌ها در گستره کمان قاره‌ای (CAB) واقع می‌شوند (شکل ۶-ت). لازم به ذکر است که این ماگماها از اختلاط ماگماهای حاصل از گوشته و پوسته منشاء می‌گیرند (Tatsumi and Takahashi, 2006).

بررسی الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی

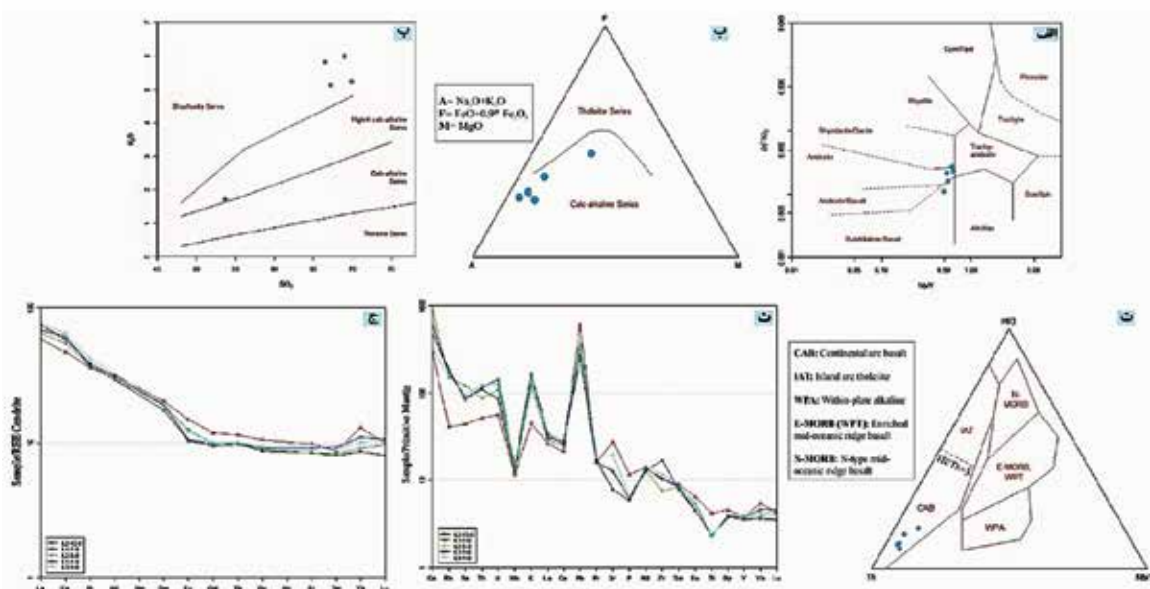
برای شناخت بهتر ویژگی‌های سنگ‌های آتش‌فشانی مورد مطالعه، داده‌ها به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت مورد استفاده قرار گرفت که چگونگی روند آنها در شکل (۶-ث، ج) نشان داده شده است. غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر در این نمودارها، از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کمان آتش‌فشانی است که در اثر عملکرد سیالات ناشی از فرورانش به وجود می‌آیند. بر پایه داده‌های به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۶-ث) (Sun and McDonogh, 1989)، عناصر HFSE، LILE

جدول ۲. نمونه‌های تجزیه شده از سنگ‌های دارای رخنمون در منطقه معدنی (اکسیدهای اصلی به روش XRF (Wt/))

sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
L2-12	۶۶/۱۶	۰/۵۳	۱۴/۳۴	۳/۷۹	۰/۰۵	۰/۸۹	۲/۵۰	۱/۹۲	۵/۷۵	۰/۱۶	۳/۹۱	۹۵/۹۴
L1-7	۵۰/۰۰	۰/۹۷	۱۶/۶۰	۷/۲۵	۰/۱۸	۳/۰۰	۱۰/۷۸	۲/۹۱	۱/۵۷	۰/۲۸	۶/۸۱	۹۳/۰۴
L2-3	۶۴/۲۱	۰/۵۴	۱۵/۶۲	۳/۴۶	۰/۰۸	۰/۶۵	۳/۹۰	۲/۵۰	۵/۶۰	۰/۱۶	۳/۲۵	۹۶/۶
L1-1	۶۷/۲۱	۰/۶۳	۱۳/۴۳	۴/۹۴	۰/۱۰	۱/۲۰	۱/۷۱	۱/۹۴	۵/۰۲	۰/۱۶	۳/۴۷	۹۶/۱۵
L3-1	۶۵/۴۷	۰/۵۵	۱۵/۸۷	۳/۶۳	۰/۰۶	۱/۳۷	۲/۱۸	۳/۱۵	۵/۰۰	۰/۱۵	۲/۵۷	۹۷/۳۳

جدول ۳. نمونه‌های تجزیه شده از سنگ‌های دارای رخنمون در منطقه معدنی (عناصر فرعی و عناصر کمیاب خاکی به روش ((ppm) ICP-MS

sample	L2-12	L1-7	L2-3	L1-1	L3-1	AT1-1	AT1-2	AT1-3	AT1-5	AT2-1	AT3-1
Ag	۰/۶	۰/۲	۰/۵	۴/۷	۰/۲	۸/۷	۳/۳	۳۰/۳	۲۳/۴	۳۳/۳	۲۸/۶
As	۷/۲	۲/۷	۳/۲	۶/۱	۷/۴	۹/۴	۸/۶	۵/۹	۹/۲	۸/۳	۳/۳
Ba	۶۲۴	۳۱۰	۸۴۹	۵۸۳	۶۶۴	۵۹۹	۵۸۱	۵۴۲	۵۱۶	۶۷۵	۵۹۰
Bi	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۰/۴	۰/۵	۱	۰/۴	۰/۳	۰/۵
Ce	۴۷	۳۸	۴۴	۵۰	۵۲	۴۳	۵۲	۵۴	۴۰	۴۸	۴۶
Co	۶/۲	۲۵/۷	۸/۵	۴/۸	۵/۹	۴/۵	۲/۹	۴/۲	۳/۹	۲/۸	۳/۱
Cr	۱۳	۱۳۳	۱۵	۱۴	۱۳	۱۳	۱۴	۱۴	۱۴	۱۳	۱۵
Cs	۴/۸	۲/۳	۶/۹	۳/۷	۲/۶	۳/۵	۵/۳	۵/۳	۵/۸	۴/۴	۶
Cu	۳۸	۷۰	۱۲۰	۱۵۷۲	۷۵	۱۸۲۹۱	۱۵۱۸۴	۱۳۹۵۳	۲۶۲۱۷	۲۲۱۷۰	۲۳۱۸۵
Dy	۲/۸	۳/۳۹	۲/۹۲	۲/۹۳	۳/۰۱	۲/۹۳	۳/۰۸	۳/۲۱	۲/۸	۲/۹۳	۲/۷۱
Er	۱/۷۷	۲/۰۷	۱/۷۵	۱/۹۲	۱/۹۶	۱/۹۲	۱/۹۸	۲/۱۸	۱/۹۶	۱/۹۲	۱/۸۳
Eu	۰/۷۷	۱/۰۹	۰/۹۲	۰/۷۶	۰/۸۸	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۸۸	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۷۸
Fe	۲۴۲۸۹	۴۰۳۴۹	۲۰۶۰۷	۲۳۰۵۴	۲۱۹۰۵	۲۵۷۸۲	۲۶۱۶۳	۲۴۸۱۵	۲۵۹۱۸	۲۵۵۸۷	۲۴۹۳۳
Gd	۲/۵۵	۳/۰۷	۲/۵۲	۲/۴۴	۲/۶۲	۲/۳۱	۲/۶۲	۲/۶۹	۲/۳۷	۲/۵۲	۲/۴۷
Hf	۳/۱۴	۲/۹۸	۲/۱۱	۵/۱۲	۳/۵۹	۴/۶۱	۴/۴۷	۴/۵۴	۳/۸۹	۴/۳۴	۴/۲۲
K	۴۰۸۲۵	۱۱۳۳۷	۳۰۵۷۷	۴۱۳۱۲	۳۳۸۳۹	۴۵۹۰۲	۳۸۰۲۸	۳۶۶۴۲	۴۵۲۲۱	۳۶۲۸۳	۴۸۱۹۹
La	۲۳	۱۸	۲۰	۲۱	۲۴	۱۸	۲۴	۲۵	۱۹	۲۲	۲۱
Li	۳۰	۲۶	۱۵	۲۵	۳۴	۲۵	۱۶	۲۱	۲۲	۱۹	۱۹
Lu	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳
Mn	۳۶۸	۱۰۹۸	۵۳۰	۴۸۱	۴۲۶	۵۹۸	۳۳۶	۴۴۰	۴۶۷	۴۷۸	۴۶۳
Nb	۸/۹	۸/۴	۹	۱۰/۳	۱۰/۹	۱۰/۱	۱۱/۸	۱۱/۹	۹/۸	۱۰/۶	۹/۸
Nd	۱۸/۵	۱۸/۹	۱۷/۶	۱۷/۵	۱۹/۳	۱۷/۵	۲۰	۲۰/۲	۱۷/۷	۱۷/۷	۱۶/۹
Ni	۶	۳۳	۵	۴	۴	۳	۳	۴	۴	۳	۳
P	۵۵۹	۱۱۱۱	۵۹۴	۵۹۳	۶۱۳	۶۹۷	۷۳۷	۷۰۹	۶۹۲	۶۵۷	۷۱۹
Pb	۱۹	۴۳	۲۴	۱۹	۲۸	۲۰	۲۰	۲۱	۲۱	۳۰	۲۲
Pr	۴/۷۱	۴/۴	۴/۴۷	۴/۴۸	۵/۱۲	۴/۳۹	۵/۲۶	۵/۲	۴/۴۷	۴/۶۶	۴/۳۴
Rb	۱۰/۹	۲۶	۹۵	۱۱۷	۹۹	۱۳۹	۱۲۹	۱۱۲	۱۴۲	۱۱۴	۱۴۱
Sb	۵/۰>	۱/۳	۵/۰>	۲	۵/۰>	۴/۳	۳/۳	۲/۱	۴/۲	۲/۵	۳/۳
Sc	۷/۵	۲۳/۲	۶	۶/۲	۶/۸	۶/۴	۸/۶	۷/۸	۶/۸	۷/۶	۶/۸
Sm	۳/۷۴	۳/۹۷	۳/۶۹	۳/۳۹	۳/۸	۳/۵۸	۳/۹۱	۴/۱۲	۳/۵۲	۳/۷۱	۳/۴۹
Sn	۰/۷	۱	۱/۳	۱/۵	۰/۹	۲/۱	۱/۵	۱/۵	۳/۱	۱/۶	۱/۹
Sr	۱۶۵/۲	۵۸۷/۶	۲۶۹/۷	۲۶۶/۷	۴۱۳/۵	۱۵۷/۴	۲۱۱/۸	۳۱۱/۷	۱۳۵/۷	۳۵۳/۲	۱۵۶/۲
Tb	۰/۴۷	۰/۵۴	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۶
Th	۹/۳۹	۴/۴۱	۷/۴۷	۹/۹۴	۱۰/۶	۹/۴۲	۱۱/۳۲	۱۱/۷۷	۹/۹۴	۱۰/۱۹	۹/۹
Ti	۳۰۸۷	۵۴۸۸	۳۰۶۰	۳۰۵۸	۳۰۱۱	۲۷۱۷	۳۱۷۸	۳۰۱۷	۲۵۷۴	۲۷۴۹	۲۷۲۵
Tl	۰/۴۹	۱/۰>	۰/۵۷	۱	۰/۴۹	۱/۳۶	۱/۱۴	۰/۷۵	۱/۲۳	۰/۶	۱/۰۴
Tm	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۳	۰/۲۹	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۲۹
U	۱/۸	۱/۱۸	۲/۳	۳	۲/۶	۳/۶	۵/۱	۳/۹	۵/۴	۳/۲	۳/۴
V	۴۵	۱۸۷	۶۴	۷۹	۶۳	۷۰	۸۱	۸۷	۶۴	۶۲	۶۷
W	۱/۱	۱>	۱/۱	۱/۹	۱/۵	۲/۲	۲	۱/۸	۱/۸	۱/۳	۱/۸
Y	۱۶/۴	۱۷/۳	۱۶/۱	۱۶/۸	۱۷	۱۵/۹	۱۷/۸	۱۸/۱	۱۷	۱۷/۵	۱۶/۴
Yb	۱/۸	۲/۷	۱/۹	۲/۳	۲/۱	۲/۱	۲/۵	۲/۵	۲/۱	۲/۴	۲/۱
Zn	۴۱	۱۱۶	۲۴۲	۳۵	۱۰/۶	۸۲	۶۱	۶۰	۹۹	۸۰	۸۵
Zr	۱۱۸	۱۱۵	۸۵	۱۹۰	۱۳۱	۱۶۴	۱۷۸	۱۷۲	۱۵۷	۱۷۵	۱۵۸



شکل ۶. نمودارهای زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین منطقه، الف) موقعیت سنگ‌های آتش‌فشانی کانسار در نمودار دوتایی Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) که بیشتر نمونه‌ها در محدوده آندزیت و کمتر در محدوده بازالت قرار می‌گیرند، ب) نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) و ماهیت کالک‌آلکان سنگ‌های آذرین منطقه، پ) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Taylor, 1976) و موقعیت سنگ‌ها در قلمرو سری کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی، ت) نمودار مثلثی Wood (1980) و موقعیت نمونه‌ها در گستره کمان قاره‌ای (CAB)، ث) الگوی به‌هنجار شده عناصر نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonogh, 1989) و نمایش بی‌هنجاری مثبت عناصر ناسازگار سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) و بی‌هنجاری منفی عناصر ناسازگار با شدت میدان بالا (HFSE)، ج) الگوی به‌هنجار شده عناصر خاکی کمیاب نسبت به کندریت (boynton, 1984)، نشان‌دهنده بی‌هنجاری مثبت LREE و الگوی تقریباً مسطح HREE

باشد. اکسید CaO نیز با افزایش میزان SiO_2 در ماگما، روند نزولی دارد که بیانگر تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک در طی تفریق ماگمایی است.

پراکندگی و همبستگی برخی عناصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی منطقه آبگاره

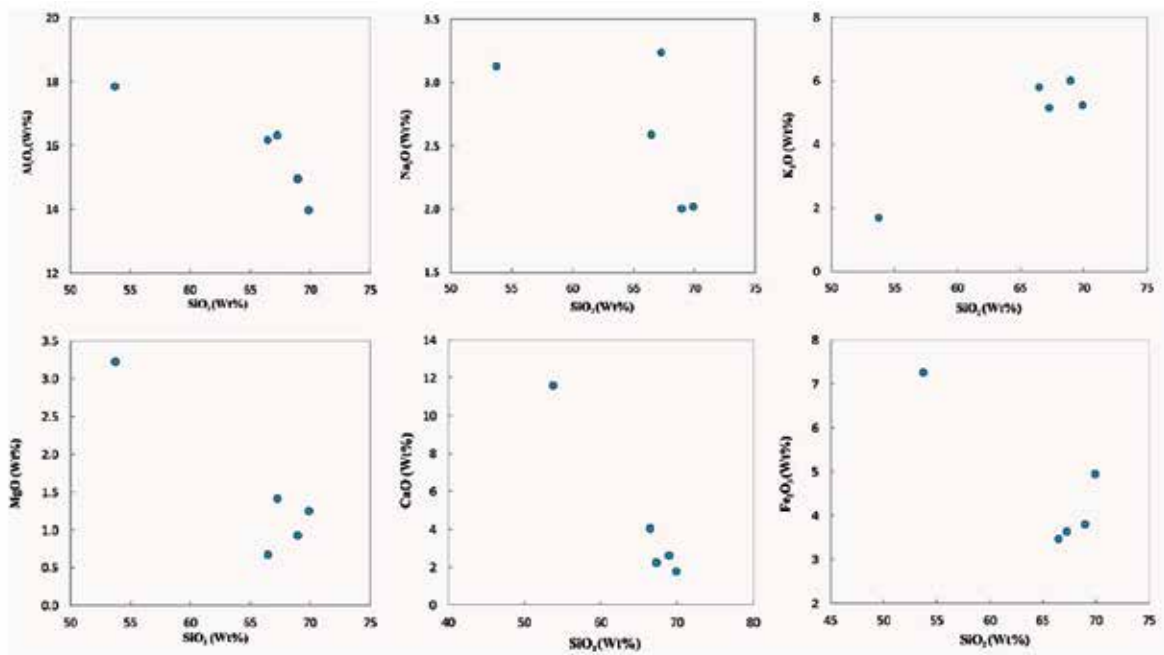
به‌منظور روشن شدن چگونگی توزیع ژئوشیمیایی عناصر مختلف در توالی سنگ میزبان و ماده معدنی موجود در کانسار آبگاره، اقدام به تهیه مقطع لیتوژئوشیمیایی از کانسار مذکور شد (شکل ۸). طبق شکل، Ag با Cu در افق‌های کانه‌دار دارای بیشترین فراوانی می‌باشد و تغییرات این عناصر در بخش‌های مختلف مقاطع لیتوژئوشیمیایی مشابه بوده است که نشان دهنده همبستگی مثبت میان این عناصر می‌باشد. اگرچه کانی‌های حاوی نقره به‌صورت مستقل در کانسارهای مورد مطالعه مشاهده نشده است، ولی انتظار می‌رود که در شبکه کانی‌های دیگر از جمله کالکوپیریت و کالکوسیت قرار گرفته باشد، زیرا این کانی‌ها میزبان خوبی

بررسی تغییر و تحول زمین‌شیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

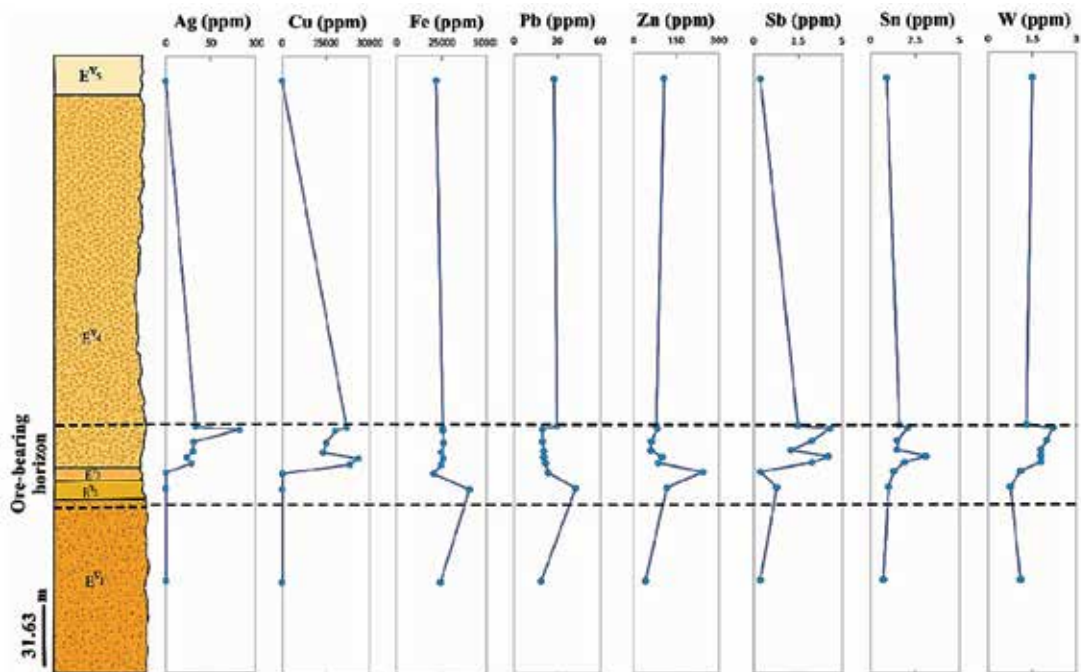
برای نمایش ارتباط ژنتیکی بین سنگ‌های منطقه از نمودار هارکر استفاده شد (شکل ۷) که از جمله مهم‌ترین کاربردهای این نمودار در سنگ‌شناسی می‌توان به پی بردن به عملکرد فرآیندهایی مثل تفریق ماگمایی، هضم و ذوب‌بخشی آذرین اشاره نمود. در این بررسی عناصر اصلی مانند Al_2O_3 ، MgO و Fe_2O_3 با افزایش SiO_2 در طی تفریق ماگمایی، روند کاهشی نشان می‌دهند. تبلور اولیه کانی‌های اولیوین و پیروکسن و جدا شدن آنها از ماگما سبب کاهش MgO و Fe_2O_3 در ماگمای باقی‌مانده می‌شود. Na_2O و K_2O جزو عناصر ناسازگار محسوب می‌شوند که با افزایش در میزان SiO_2 ماگما روندی صعودی را از سنگ‌های بازالتی به سمت آندزیت نشان می‌دهند. از طرفی این روند در Na_2O خیلی واضح نیست و پراکندگی ضعیفی را نشان می‌دهد که می‌تواند در حین صعود ماگما، تحت تأثیر فرآیندهای جدایشی (تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و هضم)، دستخوش تغییر شده

راضیه مهابادی و فرج... فردوست

برای این عنصر به شمار می‌روند. از طرفی Cu با عناصر Sb، Sn و W نیز همبستگی مثبت دارد. این در حالی است که عناصر Zn، Pb و Fe روندی متفاوت با Cu را نشان می‌دهند که حاکی از همبستگی منفی میان این عناصر با Cu است. Cu تحت شرایط اکسیدان و pH متوسط تا پایین، دارای محدوده قابلیت انحلال وسیعی می‌باشد، این در حالی است که Fe تحت این شرایط از انحلال کمتری برخوردار است. لذا، این تفاوت منجر به جدایش Cu از Fe می‌شود. Pb و Zn به سمت بخش‌های کانه‌زایی کاهش نشان می‌دهند که احتمالاً به تحرک‌پذیری بالای این عناصر ارتباط دارد.



شکل ۷. تغییر روند مقادیر اکسیدهای اصلی در نمودارهای هارکر سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده کانسار آبگاره



شکل ۸. میزان تغییرات تعدادی از عناصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی کانسار مس آبگاره (براساس داده‌های ICP-MS)

بحث و نتیجه‌گیری

با نگاهی به زمین‌شناسی گستره آبگاره در می‌یابیم که کانه‌زایی مس در منطقه، در ارتباط با شرایط مناسب زمین‌شناسی (از جمله ویژگی‌های ماگمایی و تکتونیکی) قابل توجه است. افزون بر آن، گسترش قابل توجه کانسارها و آثار کانه‌سازی در سراسر نوار آتش‌فشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین (برای مثال کانی‌سازی مس در معادن چشمه، پوسیده، چاه‌موسی و...)، که اغلب در مجموعه واحدهای ولکانوپلوتونیک ائوسن-الیگوسن جایگیری شده‌اند، بر اهمیت عملیات اکتشافی و کاوش در زمینه کانسارهای فلزی در این نوار می‌افزاید. در کانسار مس آبگاره توالی چینه‌ای میزبان بیشتر از نوع گدازه‌ای (بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت) و آذرآواری (کریستال توف) و همچنین رخداد کانه‌زایی بیشتر به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی محدود به واحد آندزیتی و بازالتی است. گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌ها، مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده مواد معدنی در منطقه محسوب می‌شوند که معبری مناسب برای حرکت و چرخه سیال‌های گرمایی کانه‌دار ایجاد کرده و افزون بر این سبب تمرکز رگه‌های کانه‌دار و افزایش عیار اقتصادی مس در محدوده شده‌اند. کانی‌سازی در کانسار آبگاره به‌طور چیره در دو مرحله هیپوژن و سوپرژن و هوازدگی رخ داده است. کانی‌های هیپوژن از جمله پیریت، کالکوپیریت و بورنیت تحت تأثیر فرآیندهای سوپرژن و هوازدگی به کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا تبدیل شده‌اند. در همین مرحله اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) نیز تشکیل شده‌اند. از مهم‌ترین شاخص‌های منطقه، رخداد گسترده انواع دگرسانی از جمله سرپسیتی، سیلیسی، آرژیلیتی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن می‌باشد که بر پایه مطالعات میکروسکوپی و XRD حضور آنها به اثبات رسیده است. همچنین، براساس مطالعات زمین‌شیمیایی مشخص شد که سنگ‌های آذرین موجود در منطقه آبگاره، در گستره کمان قاره‌ای و سری سنگ‌های کالک‌آلکان با پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می‌گیرند. از طرفی، در نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، سنگ‌های آتش‌فشانی

منطقه، غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از عناصر LILE مثل Pb، U، Th، K و تهنی‌شدگی از عناصر موسوم به HFSE مثل Nb و Ti نشان می‌دهند که این ویژگی را می‌توان به منشاء گرفتن ماگمای آنها از گوه گوشته‌ای در یک زون فرورانش نسبت داد. در بررسی‌های زمین‌شیمیایی مربوط به نمودارهای هارکر نیز پدیده تفریق قابل مشاهده است. بنابراین تحول تفریق بلورین یکی از تحولات اصلی ماگمایی حاکم بر ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های مورد مطالعه محسوب می‌شود. براساس شواهد بحث شده در بالا از جمله نوع دگرسانی، کانی‌های تشکیل‌دهنده و نحوه گسترش ماده معدنی، به‌نظر می‌رسد که کانسار مس آبگاره یک کانسار رگه‌ای گرمایی باشد.

قدردانی

در پایان سپاس خود را از شرکت زمین‌پویان فرآز آسیا، به‌ویژه آقای مهندس عزیزبان به‌پاس همه همکاری و یاری‌هایشان در انجام این پژوهش ابراز می‌دارم. همچنین، از پیشنهادها و نظرات سازنده داوران محترم مجله در ارائه بهتر مقاله تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- اشراقی، ص. ع. و جلالی، الف.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- امام‌جمعه، الف.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه‌موسی شمال غرب طرود، استان سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۱۹۵.
- حسینی‌دینانی، ه. و باقری، ه.، ۱۳۹۱. تعیین مرکز تقریبی کانه‌سازی و شرایط نهشت مس-طلا با استفاده از مطالعات کانه‌نگاری و میان‌بارهای سیال در اندیس کالچوپه (جنوب‌غرب نائین). مجله پترولوژی، ۹، ۳۶-۱۷.
- حسین‌زاده، ق.، کلاگری، ع. الف.، مؤید، م.، حاج‌علیلو، ب. و مؤذن، م.، ۱۳۸۸. بررسی دگرسانی و کانی‌سازی مس پورفیری در منطقه سوناجیل (خاور هریس-استان آذربایجان شرقی)، فصلنامه علوم‌زمین، ۷۴، ۳-۱۲.
- حقیقی، الف.، علیرضایی، س. و اشرف‌پور، الف.، ۱۳۹۲. کانه‌زایی، دگرسانی و ویژگی‌های سیال کانه‌زا در

- Baker, W.E., 1978. The role of humic acid in the transport of gold, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42,6, 645-649.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, *Rare Earth Element Geochemistry*, 63-114.
- Damian, G., Damian, F., Macovei, G., Constantina, C. and Iepure, G., 2007. Zeolitic Tuffs from Costiui zone-Maramures Basin, *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 2,1, 59-74.
- Davidson, J.P., 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. Subduction top to bottom, *Geophysical Monograph*, 251-262.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 58,1, 63-81.
- Prowatke, S. and Klemme, S., 2006. Rare earth element partitioning between titanite and silicate melts: Henry's law revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 4997-5012.
- Shamanian, G.H., Hedenquist, J.W., Hattori, K.H. and Hassanzadeh, J., 2004. The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, Northern Iran. *Economic Geology*, 99,4, 691-712.
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J., (Eds.), *Canasار فلزات پایه و گرانبهای چشمه‌حافظ، رشته کوه طرود-چاه‌شیرین، شمال ایران مرکزی. فصلنامه علوم‌زمین، ۸۸، ۹۹-۱۱۰.*
- رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۷۱. بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانه‌سازی طلا در منطقه باغو (جنوب دامغان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت‌معلم، تهران.
- علوی، م.، هوشمندزاده، ع.، اطمینان، ه. و حقی‌پور، ع.، ۱۹۷۶. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- مهربانی، ب. و قاسم‌سیانی، م.، ۱۳۸۹. کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار پلی‌متال چشمه‌حافظ، استان سمنان، ایران. *مجله زمین‌شناسی اقتصادی*، ۲، ۲۰-۱.
- مهربانی، ب.، قاسم‌سیانی، م. و طالع‌فاضل، الف.، ۱۳۹۳. بررسی سامانه کانه‌زایی فلزات پایه و گران‌بها در محدوده‌های معدنی چشمه‌حافظ و چالو، کمان ماگمایی طرود-چاه‌شیرین. *فصلنامه علوم‌زمین*، ۹۳، ۱۱۸-۱۰۵.
- ولی‌زاده، م. و. و جعفریان، ع. ر.، ۱۳۶۸. قرابت‌های پتروژنتیک قوس ولکانو-پلوتونیک کوه‌زر-طرود و ارتباط آن با متالوژنی در ناحیه. *مجله علوم دانشگاه تهران*، ۱، ۳۳-۲۱.
- یزدی، ع. الف.، شاه‌حسینی، الف. و امیری، ع.، ۱۳۹۳. کاربرد شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت در ارزیابی دما و فشار مجموعه نفوذی طرود. *مجله ژئوشیمی*، ۳، ۲۲۵-۲۳۳.
- یوسفی، ف. و صادقیان، م.، ۱۳۹۴. تحلیل بر ماهیت آنکلاوهای موجود در گنبد‌های آذرین نیمه‌عمیق جنوب و جنوب‌شرق شاهرود. نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور.
- یوسفی، ف.، صادقیان، م.، جمال، ز.، منصوری‌مقدم، ب. و قاسمی، ح. الف.، ۱۳۹۵. پتروژنز گنبد‌های آداکیتی کم‌سیلیس سهل (جنوب شاهرود، جنوب خاوری استان سمنان). *مجله پترولوژی*، ۲۸، ۱۰۸-۹۵.
- یوسفی، ف.، ۱۳۹۶. پتروژنز و زمین‌شناسی ایزوتوپی سنگ‌های آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی طرود-احمدآباد (جنوب‌شرق شاهرود). رساله دکتری. دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۴۷.

magmatism in the Oceans Basins, Geological society of London Special Publication 42, 313-345.

- Tatsumi Y. and Takahashi T., 2006. Operation of subduction factory and production of andesite, *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 101, 3, 145-153.

- Tristá-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S. and Ferraris, F., 2006. Re-Os isotope systematics for the Lince-Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile. *Mineralium Deposita*, 41, 1, 99.

- Weaver, B.L. and Tarney, J., 1984. Major and trace element composition of the continental lithosphere. *Physics and Chemistry of the Earth*, 15, 39-68.

- Wicander, R. and Monroe, J.S., 1995. *Essentials of Geology*, West Publishing Company, 428.

- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis a Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, London, 466.

- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

- Wood D. A., 1980, The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province, *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 1, 11-30.

سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، ژئوشیمی و محاسبه تغییرات جرم عناصر طی فرایند دگرسانی گرمابی در کانسار اسکارن آهن اسپید (غرب قم)

نیما رحیمی^{۱*}، حسن میرنژاد^۲، مریم شیپی^۳، محمدحسن کرمان^۴ و علیرضا حسینیان^۴

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۴. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۶/۲۶

چکیده

کانسار آهن اسپید در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در غرب شهرستان قم قرار گرفته است. توده نفوذی سنگ میزبان این کانسار دارای طیف ترکیبی از دیوریت، کوارتزدیوریت تا مونزودیوریت است که تحت تأثیر نفوذ سیالات گرمابی دچار دگرسانی شده است. مهم‌ترین کانه موجود در این کانسار، هماتیت اولیه (الیثیست) است که همراه با پیریت، لیمونیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت دیده می‌شود. از جمله دگرسانی‌های قابل مشاهده در این کانسار می‌توان انواع پروپیلیتیک و آرژیلیک را نام برد که توسط کانی‌های شاخص این دگرسانی‌ها از جمله کلریت، اپیدوت، کربنات، تیتانیت، کانی‌های رسی و سریسیت شناسایی شده است. به منظور بررسی رفتار عناصر و محاسبه تغییرات جرم طی فرایندهای دگرسانی گرمابی در کانسار آهن اسپید از روش ایزوکن گرانت استفاده شده است. محاسبات تغییرات جرم نشان می‌دهد که در حین دگرسانی پروپیلیتیک، اکسیدهای Fe_2O_3 ، MgO ، K_2O و LOI دچار غنی‌شدگی و اکسیدهای P_2O_5 ، TiO_2 ، Na_2O و SiO_2 دچار تهی‌شدگی شده‌اند. همچنین طی دگرسانی آرژیلیک نیز اکسیدهای SiO_2 ، K_2O ، Na_2O و P_2O_5 به سیستم دگرسانی وارد و در مقابل اکسیدهای Fe_2O_3 ، TiO_2 ، MgO و CaO از سامانه گرمابی خارج شده‌اند. تهی‌شدگی عناصر در زون پروپیلیتیک نشان‌دهنده تجزیه کانی‌های اولیه سنگ میزبان، وجود محلول‌های غنی از CO_2 و افزایش نسبت سیال به سنگ طی توسعه سیستم دگرسانی است. در زون آرژیلیک نیز افزایش Na می‌تواند ناشی از اسیدی شدن پلاژیوکلازها و آلبیتی شدن آنها باشد و کاهش اکسیدهای Fe_2O_3 و MgO نیز ناشی از دگرسان شدن کانی‌های فرو منیزین از جمله آمفیبول و آزاد شدن Fe در محلول‌های دگرسان‌کننده و خروج از محیط باشد. مقادیر شاخص شیمیایی دگرسانی محاسبه شده برای زون دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک به ترتیب برابر با ۵۸/۷۶ و ۵۵/۹۴ درصد می‌باشد که حاکی از شدت بیشتر دگرسانی پروپیلیتیک در کانسار اسپید است.

واژه‌های کلیدی: آرژیلیک، پروپیلیتیک، تغییرات جرم، دگرسانی گرمابی، کانسار آهن اسپید

مقدمه

میزبان ماده معدنی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین تعداد شش نمونه (سه نمونه دارای دگرسانی پروپیلیتیک و سه نمونه دارای دگرسانی آرژیلیک) به روش پراش اشعه ایکس (XRD) مورد بررسی قرار گرفتند. همچنین به منظور انجام مطالعات ژئوشیمی و بررسی تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک، تعداد ۱۶ نمونه (هشت نمونه سالم، چهار نمونه دارای دگرسانی پروپیلیتیک و چهار نمونه دارای دگرسانی آرژیلیک) برای انجام تجزیه شیمیایی به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین غلظت عناصر اصلی و کمیاب به آزمایشگاه شیمی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال شده. حد تشخیص دستگاه برای آنالیز اکسیدهای اصلی ۰/۱ درصد و برای عناصر فرعی و کمیاب ۰/۱ ppm بوده است. نتایج این آنالیزها در جدول ۱ ارائه شده است. لازم به توضیح است که برای رسم نمودارهای ژئوشیمی تنها از نمونه‌های سالم استفاده شده و از نمونه‌های دگرسان جهت بررسی تغییرات جرم عناصر در این کانسار استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

محدوده معدنی اسپید در حاشیه شرقی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در جنوب ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ تفرش (حاجیان، ۱۳۷۰) واقع شده است. بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختمانی-رسوبی ایران، این کانسار در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در مرز بین توده نفوذی و سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن بالایی واقع شده است.

برخی از محققین فعالیت آتش‌فشانی این کمان ماگمایی را به فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت می‌دهند (Takin, 1971; Jung et al., 1975) و عده‌ای نیز آن را ناشی از گسیختگی پوسته در امتداد کافت‌های درون قاره‌ای می‌دانند (Amidi, 1975; Emami, 1981). این کمربند ماگمایی به علت اینکه در اثر تحولات ناشی از بسته شدن اقیانوس آلپی نئوتتیس حاصل شده و یا به عبارتی حاصل هضم پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای است (Forster,

علاوه بر استفاده از ژئوشیمی به‌عنوان یک ابزار جهت تشخیص نام و محیط تکتونیکی انواع سنگ‌ها، از ژئوشیمی برای تفسیر سنگ‌هایی که دستخوش تغییرات متاسوماتیک شده‌اند نیز استفاده می‌شود. در واقع ترکیب شیمیایی سنگ‌های دگرسان شده، منعکس‌کننده تغییرات شیمیایی و ترکیبی رخ داده در انواع دگرسانی‌ها می‌باشد که به درک بهتر فرآیندهای دگرسانی کمک می‌کند (Gifkins et al., 2005). الگوهای تغییرات متاسوماتیک معمولاً در اکتشاف مواد معدنی برای تعیین هاله‌های شیمیایی و یافتن روندهای شیمیایی در مناطق کانه‌زایی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Gifkins et al., 2005). محققان بسیاری در سطح جهان برای یافتن رابطه دگرسانی با کانه‌زایی و تعیین روند کانه‌زایی و اکتشاف مواد معدنی در کانسارهای مختلف از روش موازنه جرم (Mass-Balance) استفاده نموده‌اند که از جمله این مطالعات می‌توان به (Ling et al., 2014; Monteiro et al., 2001; Mote et al., 2001) اشاره کرد. تغییرات ژئوشیمیایی متاسوماتیک نه تنها به تشخیص اهداف معدنی و کانه‌زایی کمک می‌کند بلکه به توسعه بهتر مدل‌های ژنتیکی و تمایز بهتر بین انواع مدل‌های کانساری نیز کمک می‌کند (White and Hedenquist, 1995). بدین منظور در این مقاله سعی بر این است تا با استفاده از روش بررسی تغییرات جرم عناصر و داده‌های ژئوشیمی نمونه‌های برداشت‌شده از زون‌های دگرسان و همچنین مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی زون‌های دگرسانی و کانه‌نگاری ماده معدنی، به چگونگی ارتباط کانه‌زایی آهن با دگرسانی‌های مشاهده شده در این کانسار و روندهای کانه‌زایی آهن پی‌برد.

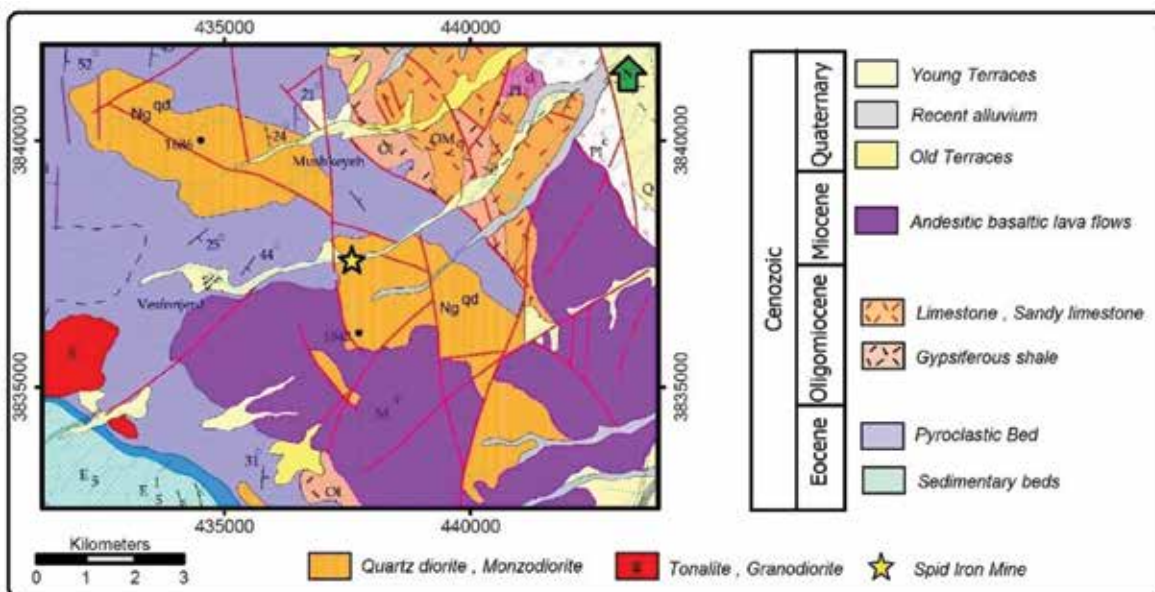
روش مطالعه

در راستای دستیابی به اهداف موردنظر طی چندین مرحله پیمایش صحرایی، نمونه‌برداری سیستماتیک از زون‌های دگرسانی، توده نفوذی سنگ میزبان و بخش کانه‌زایی کانسار آهن اسپید انجام شد. در مجموع تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک و ۱۰ عدد مقطع نازک-صیقلی برای مطالعه بافت و ساخت ماده معدنی و سنگ‌شناسی توده نفوذی سنگ

سن عمومی واحدهای سنگی رخنمون یافته در این منطقه مربوط به دوران سوم زمین‌شناسی و عمدتاً ائوسن و الیگوسن می‌باشد (حاجیان، ۱۳۷۰). همان‌طور که در نقشه زمین‌شناسی کانسار اسپید (شکل ۱) مشاهده می‌شود در این منطقه توده نفوذی با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت تا مونزو دیوریت به درون سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن نفوذ کرده و با ایجاد دگرسانی گسترده باعث شکل‌گیری کانسار اسکارن آهن شده است. در محل تماس این توده نفوذی با سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن (عمدتاً با ترکیب توفهای آهکی) کانه‌زایی آهن به صورت هماتیت اولیه (الیژیست) و هیدروکسیدهای آهن (لیمونیت و گوتیت) تشکیل شده است (کرمان، ۱۳۹۴). توده نفوذی و سنگ‌های مجاور آن دگرسانی گسترده‌ای از نوع پروپیلیتیک و به‌طور جزئی‌تر دگرسانی آرژبلیک را تجربه کرده‌اند. عمده گسل‌های موجود در منطقه دارای روند شمال شرقی-جنوب غربی و شرقی-غربی هستند (حاجیان، ۱۳۷۰). نکته قابل توجه رابطه این شکستگی‌ها و گسل‌ها با توده نفوذی مرتبط با کانه‌زایی می‌باشد که به نظر می‌رسد توده نفوذی از طریق برخی از این گسل‌ها نفوذ کرده و باعث ایجاد کانه‌زایی شده است.

(1978; Haschke et al., 2010; Shahabpour, 1999) میزبان کانسارهای مختلفی از جمله مس، آهن، طلا، مولیبدن و ... است که کانسار آهن مورد مطالعه هم جزء یکی از این کانسارها است. وجود کانسارهای متعدد در این زون ماگمایی ضرورت پی‌جویی و اکتشاف در این منطقه را توجیه می‌کند. از دیدگاه ژئوشیمیایی و پترولوژیک، بر روی این توده و توده‌های مجاور و سنگ‌های آتش‌فشانی و آتش‌فشانی رسوبی میزبان در این کمان ماگمایی، مطالعات بسیاری انجام شده است که برخی از این مطالعات شامل Ghorbani et al., 2011 and 2014; Dargahi et al., 2010; Yeganehfar et al., 2013, Chiu et al., 2013; Honarmand et al., 2013 and 2014; Kananian et al., 2014 است.

کانسار اسپید در فاصله ۶۰ کیلومتری غرب قم، در جنوب روستای اسپید و در گستره جغرافیایی "۴۴' ۱۸' ۵۰" تا "۱۰' ۲۲' ۵۰" طول شرقی و "۱۸' ۳۹' ۳۴" تا "۱۲' ۴۱' ۳۴" عرض شمالی واقع شده است. در این کانسار بر اثر نفوذ توده دیوریتی به درون واحد آتش‌فشانی ائوسن، دگرسانی گسترده و به دنبال آن کانه‌زایی آهن شکل گرفته است. به‌طور کلی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که موقعیت کانسار آهن اسپید با علامت ستاره بر روی آن مشخص شده است (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ تفرش)

سنگ‌شناسی و دگرسانی

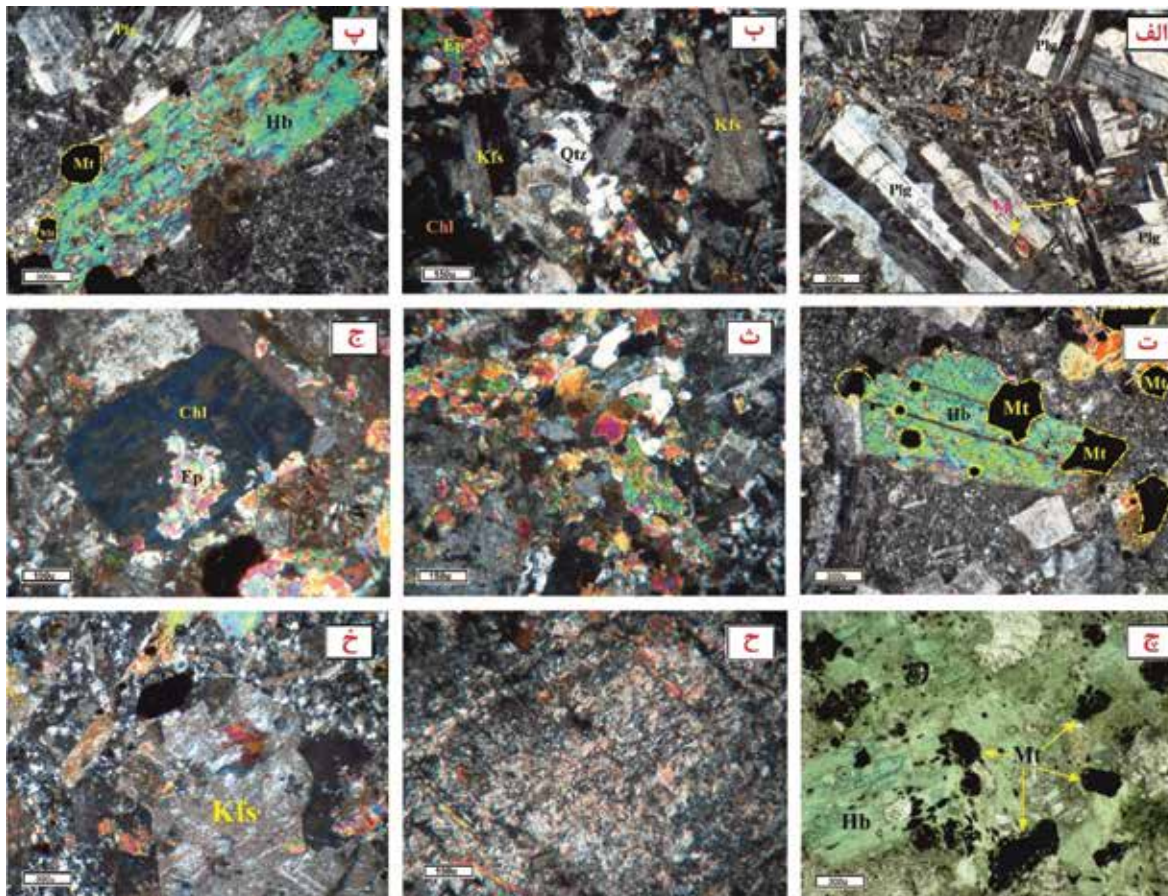
کلینوکلریت، کلسیت، ارتوکلاز، اپیدوت و مسکوویت را در این زون دگرسانی تأیید می‌کند. در اثر دگرسانی آرژیلیک اغلب پلاژیوکلازها و فلدسپات‌ها به‌طور بخشی و گاه کامل از حواشی و مرکز بلور به سریسیت (شکل ۲-ح) و کانی‌های رسی (شکل ۲-خ) تبدیل شده‌اند و رنگی روشن به رخنمون واحدهای سنگی منطقه داده‌اند. نتایج حاصل از آنالیز XRD نیز وجود کانی‌های ایلیت، کائولینیت و کلریت را در این زون دگرسانی تأیید می‌کند.

کانه‌زایی، ساخت و بافت ماده معدنی

در منطقه اسپید عامل اصلی کانه‌زایی، دگرسانی هیدروترمال ناشی از نفوذ توده نیمه عمیق به درون واحدهای آتش‌فشانی و عملکرد شدید گسل‌ها و نیروهای تکتونیکی می‌باشد که باعث به وجود آمدن درزه، شکستگی و رگه-رگچه در اکثر واحدهای سنگی شده‌اند و این ساختارها معبری برای حرکت و نفوذ محلول‌های حاوی آهن مهیا کرده‌اند که در نهایت منجر به تمرکز و افزایش عیار اقتصادی ماده معدنی به صورت رگه‌های در مرز بین توده نفوذی و توف‌های آهکی ائوسن شده است (شکل ۳-الف). ضخامت رگه معدنی در این کانسار از ۴ تا ۱۲ متر متغیر می‌باشد (شکل ۳-ب). کانی‌شناسی ماده معدنی شامل هماتیت اولیه (الیژیست) و کانی‌های ثانویه مالاکیت، آزوریت، لیمونیت و گوتیت است که با کانی‌های باطله کلریت، پیریت و کوارتز همراه هستند. هماتیت: این کانه اکسیدی فراوان‌ترین کانه موجود در کانسار اسپید است که به صورت پولکی و نرم در نمونه دستی قابل مشاهده است (شکل ۳-پ). هماتیت عمدتاً دارای بافت‌های متنوعی چون دسته جارویی به صورت رشته‌های درهم‌تنیده و متراکم است (شکل ۳-ت). بخش‌های هماتیکی یکدست کانسار دارای عیار متوسط آهن ۶۴ درصد و بخش‌های مخلوط هماتیت و لیمونیت دارای عیار آهن ۴۰ درصد می‌باشد (سعادت‌مند، ۱۳۹۰).

گوتیت و لیمونیت: گوتیت و لیمونیت حاصل دگرسانی کانه‌های هماتیت و پیریت هستند. این کانه‌های اکسیدی جز پایدارترین کانه‌های آهن‌دار در طبیعت هستند و به‌طور کلی از طریق اکسیداسیون هماتیت و یا سولفید آهن به وجود آمده‌اند. این کانه‌ها همراه با هماتیت در کانسار آهن اسپید قابل مشاهده هستند (شکل ۳-ث).

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، توده نفوذی سنگ میزبان کانسار آهن اسپید دارای ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت می‌باشد که عمدتاً دارای بافت‌های گرانولار، ساب‌گرانولار و پورفیروئیدی است. پلاژیوکلاز و آمفیبول مهم‌ترین کانی‌های اصلی و فلدسپار پتاسیم، کوارتز، منیتیت، آپاتیت، زیرکن و تیتانیت کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده این توده نفوذی هستند. کانی‌های سریسیت، کلریت، اپیدوت، تیتانیت، کلسیت، کانی‌های رسی از جمله ایلیت و کائولینیت و اکسیدهای آهن نیز به صورت ثانویه و در اثر دگرسانی تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز به صورت تخته‌ای، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و همراه با ماکل کارلسباد، آلیتی و پلی‌سنتیک دیده می‌شود (شکل ۲-الف) دانه‌های کوارتز عمدتاً بی‌شکل‌اند و در اغلب موارد فضای بین بلورهای درشت پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپارها را پر کرده‌اند (شکل ۲-ب). آمفیبول تنها کانی مافیک موجود در این توده نفوذی می‌باشد که حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شود (شکل ۲-پ). وجود درشت بلورهای آمفیبول در این توده می‌تواند دلیلی بر ماهیت آبدار ماگماتیسم و احتمالاً نشانه شکل‌گیری سنگ‌ها در کمان ماگمایی باشد (Poma et al., 2004). همراه با کانی آمفیبول، منیتیت‌های خود شکل و ماگمایی حضور دارند (شکل ۲-ت). بر پایه مشاهدات صحرایی، مطالعات پتروگرافی و نتایج حاصل از آنالیز XRD دگرسانی وسیعی سنگ‌های منطقه اسپید را در بر گرفته است که می‌توان آن را به دو بخش دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک تقسیم کرد. دگرسانی پروپیلیتیک با حضور کانی‌هایی از قبیل اپیدوت، کلریت، تیتانیت، کربنات و آلبیت و به صورت فراگیر در کل محدوده معدنی اسپید قابل تشخیص می‌باشد. این دگرسانی غالباً با کانه‌زایی اکسیدهای آهن از جمله هماتیت همراه است. در اثر این دگرسانی، پلاژیوکلازها به اپیدوت (شکل ۲-ث) و کانی‌های مافیک از جمله آمفیبول به کلریت (شکل ۲-ج) تبدیل شده‌اند؛ کانی‌های منیتیت ثانویه یا حاصل از دگرسانی (شکل ۲-چ) نیز در برخی از نمونه‌ها قابل مشاهده است. نتایج حاصل از آنالیز XRD وجود کانی‌های کوارتز، آلبیت،



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی سنگ میزبان کانسار آهن اسپید. الف) پلاژیوکلاز (Plg) با بافت پلی سنتتیک در واحد دیوریتی، ب) بلورهای کوآرتز (Qtz) بی شکل و آلکالی فلدسپار (Kfs) در واحد مونزودیوریت، پ) بلور هورنبلند (Hb) در همراهی با کانی پلاژیوکلاز، ت) همراهی دانه‌های منیتیت (Mt) با کانی آمفیبول در واحد دیوریتی، ث) تشکیل اپیدوت (Ep) حاصل از دگرسانی پروپروپیلیتیک در واحد مونزودیوریتی، ج) جایگزینی کامل کلریت (Chl) در قالب آمفیبول در واحد مونزودیوریتی، چ) کانی منیتیت (Mt) ثانویه حاصل از دگرسانی پروپیلیتیک، ح) سربسیتی شدن پلاژیوکلازها، خ) رسی شدن آلکالی فلدسپارها (Kfs) در اثر دگرسانی آرژیلیک. حروف اختصاری کانی‌ها از (Kretz, 1994)

جدول ۱. غلظت عناصر اصلی (درصد وزنی) و کمیاب (بخش در میلیون) در سنگ‌های نفوذی میزبان کانسار آهن اسپید

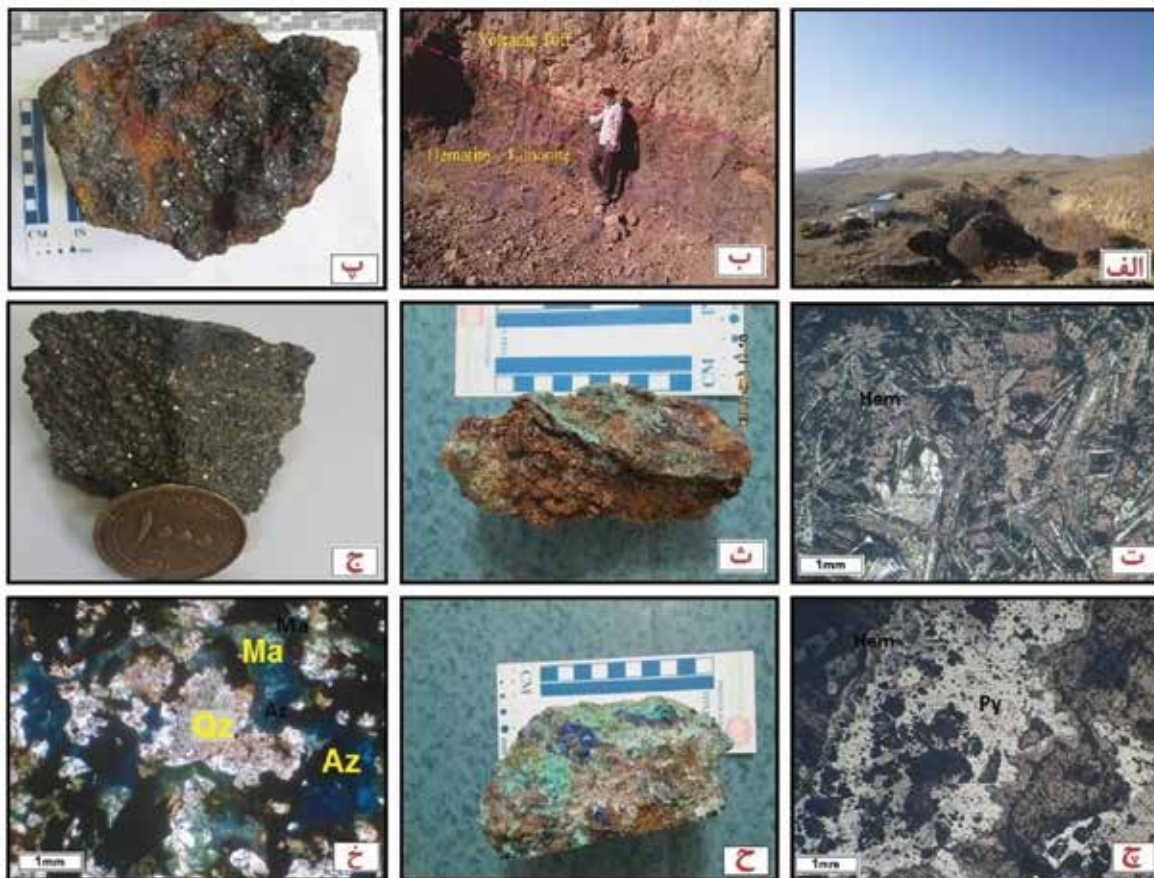
Sample	Monzodiorite rocks					Diorite & Quartz diorite rocks										
	Propylitic Alteration				Unaltered rocks	Argillic Alteration										
	SN01	SN02	SN03	SN08	SN09	SN10	SN11	SN12	SN13	SN15	SN16	SN18	SN14	SN17	SN19	SN20
	%Wt															
SiO ₂	۵۷/۱۶	۵۷/۲۶	۵۷/۷۶	۵۵/۹۵	۶۰/۶۳	۶۶/۱۴	۶۰/۴۸	۶۳/۳۸	۵۷/۸۴	۵۹/۱	۵۸/۷۳	۵۹/۸	۶۳/۱۶	۶۴/۴۹	۶۵/۶۱	۵۳/۸۷
Al ₂ O ₃	۱۷/۳۲	۱۶/۰۶	۱۵/۲۶	۱۵/۸۳	۱۵/۷۵	۱۵/۱۱	۱۴/۳۵	۱۵/۷۵	۱۵/۵۹	۱۵/۶	۱۵/۸۴	۱۴/۴۷	۱۲/۳۳	۱۴/۸۸	۱۵/۹۸	۱۹/۲۹
CaO	۴/۷۲	۶/۴۹	۸/۲	۷	۵/۷۵	۵/۲۹	۶/۳	۶/۷	۱۲/۴۱	۱۰/۵۳	۶/۶۷	۵/۳۴	۷/۵	۶/۳۵	۳/۲۵	۴/۰۳
MgO	۳/۳۵	۲/۶۴	۳/۰۲	۴	۳/۴۷	۱/۸۷	۲/۹۱	۲/۲۹	۲/۶۸	۳/۱۲	۲/۷۷	۲/۶۴	۲/۹۲	۱/۷۶	۱/۷۹	۲/۱۳
Fe ₂ O ₃	۹/۶۴	۹/۰۵	۸/۷۲	۸/۴	۶/۵۱	۴/۴۳	۶/۶۴	۴/۹	۳/۶۱	۵/۴۱	۸/۱۲	۷/۴۳	۴/۵۸	۴/۱۷	۵/۱۶	۷/۹۷
TiO ₂	۰/۶۴	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۷	۰/۵۸	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۵۴	۰/۸۱	۰/۹۳	۰/۴۲	۰/۹۵	۰/۶	۰/۵۸	۰/۱	۰/۶۹
Na ₂ O	۳/۰۴	۳/۳	۳	۲/۴۷	۳/۶۳	۳/۲۸	۴/۰۹	۳/۴۳	۳/۸۵	۲/۲۳	۳/۱۸	۳/۷۲	۴/۸۶	۵/۸۱	۳/۴۶	۳/۲۴
K ₂ O	۱/۷۸	۱/۳	۱/۴۴	۲/۵	۱/۰۶	۱/۰۲	۱/۷۹	۱/۴۲	۰/۸۴	۰/۴۳	۱/۷	۳/۷۷	۱/۷۲	۰/۷۹	۲/۲۷	۵/۹۳
P ₂ O ₅	۰/۲۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	.	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۴۳	۰/۲۳	۰/۲۶
LOI	۲/۳۶	۳/۰۵	۲/۰۴	۲/۸۷	۲/۴۲	۲/۰۶	۲/۶۴	۱/۵۹	۱/۶۹	۲/۴	۲/۰۹	۱/۶۴	۱/۹۲	۰/۷۷	۲/۲۵	۲/۳
Total	۱۰۰/۰۱	۹۹/۶۹	۱۰۰	۹۹/۷۲	۱۰۰/۰۲	۹۹/۷۱	۹۹/۶۷	۱۰۰	۹۹/۳۲	۹۹/۹	۹۹/۷	۱۰۰/۰۱	۹۹/۷۶	۱۰۰/۰۳	۱۰۰	۹۹/۷۱

ادامه جدول ۱.

Sample	Monzodiorite rocks										Diorite & Quartz diorite rocks					
	Propylitic Alteration					Unaltered rocks					Argillic Alteration					
	SN01	SN02	SN03	SN08	SN09	SN10	SN11	SN12	SN13	SN15	SN16	SN18	SN14	SN17	SN19	SN20
	ppm															
Ba	۶۲۷	۵۸۲	۳۸۱	۵۵۷	۲۰۲	۳۴۱	۳۴۱	۳۵۷	۲۷۷	۱۷۳	۵۵۷	۶۱۳	۴۳۲	۱۸۱	۴۹۵	۱۳۷۲
Ce	۲۴	۲۴	۲۲	۲۶	۲۲	۲۸	۲۳	۲۳	۲۶	۲۳	۲۶	۳۵	۲۶	۲۹	۲۵	۳۱
Co	۲۵/۶	۱۸/۲	۱۸/۳	۱۸/۵	۱۶/۲	۲۴/۱	۱۴/۹	۱۳/۹	۱۳/۵	۱۲/۸	۱۳/۳	۱۵/۲	۱۱/۹	۱۲/۸	۱۷	۱۲/۳
Cr	۷	۶	۶	۱۱	۶	۱۵	۶	۷	۱۳	۱۶	۷	۵	۱۱	۶	۵	۷
Cs	۰/۶	۰/۷	۰/۵	۰/۹	۱/۵	۰/۶	۰/۵>	۰/۹	۰/۸	۰/۶	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>
Cu	۳۹	۱۶	۲۲	۱۷	۸	۱۰	۵	۸	۱۲	۷	۹	۲۴	۱۵	۶	۴	۲۱
Dy	۲۵۹	۲/۴۷	۲/۵۲	۳/۱۵	۲/۶۴	۲/۵۱	۲/۶۶	۲/۵۸	۲/۹۶	۲/۹۱	۲/۵۶	۳/۱۳	۲/۹۵	۳/۰۴	۲/۱۹	۲/۲۵
Er	۱/۵۵	۱/۳۸	۱/۴۹	۱/۷۴	۱/۵۲	۱/۳۸	۱/۵۴	۱/۳۹	۱/۷۷	۱/۶۸	۱/۴۷	۱/۹	۱/۷۱	۱/۸۷	۱/۱۶	۱/۱۹
Eu	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۸۴	۱/۲۶	۰/۷	۰/۸۲	۰/۷	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۸۳	۱/۰۶	۰/۹۲	۰/۸۷	۰/۷۷	۱/۰۴
Gd	۲/۱۲	۱/۹۹	۲/۰۵	۲/۶	۲/۰۴	۲/۱۹	۱/۹۸	۲/۰۲	۲/۲۶	۲/۲۴	۲/۰۴	۲/۵۳	۲/۲۱	۲/۴۲	۲/۰۴	۲/۰۱
Hf	۰/۹۲	۰/۹۵	۱/۲۵	۰/۸۳	۰/۷۹	۰/۶۵	۰/۸۸	۰/۶۲	۰/۹۸	۰/۹۳	۰/۹۴	۱/۳۱	۰/۸۶	۱/۴۷	۰/۶۸	۰/۷۲
K	۱۲۸۶۸	۱۱۵۵۷	۷۶۷۷	۱۲۲۲۱	۳۶۶۵	۴۳۸۲	۶۹۱۶	۶۶۱۷	۴۸۰۲	۳۲۸۹	۸۱۹۸	۱۵۴۵۰	۹۱۸۴	۳۳۲۶	۱۲۶۲۰	۲۲۲۲۶
La	۱۰	۱۰	۱۰	۱۱	۱۰	۱۲	۱۰	۱۰	۱۰	۹	۱۰	۱۵	۱۱	۱۳	۱۱	۱۱
Lu	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۱۶	۰/۱۶
Mn	۱۴۹۴	۱۴۱۱	۱۳۹۹	۱۷۳۵	۹۸۷	۸۶۴	۱۶۲۶	۸۹۸	۸۷۴	۷۳۱	۱۰۹۷	۱۰۵۴	۹۳۶	۱۰۴۰	۸۶۲	۱۴۳۹
Nb	۵/۲	۵/۲	۵	۴/۸	۵/۱	۶	۵/۳	۵/۹	۵	۴/۵	۵/۲	۶/۷	۵/۲	۶/۵	۵/۴	۶/۲
Nd	۹/۹	۸/۹	۹/۵	۱۱/۸	۹/۶	۱۲/۵	۸/۸	۹/۸	۹/۸	۱۰	۹/۳	۱۴/۶	۱۰/۴	۱۳	۱۱	۱۰/۸
Ni	۴۱	۱	۱	۵	۲	۷	۱	۴	۷	۹	۱	۱>	۴	۲	۱>	۱>
Pb	۱۰	۶	۶	۲۲	۳	۱>	۸	۳	۹	۱>	۲۱	۱۱	۷	۵	۱>	۱>
Pr	۱/۲۲	۱/۱۲	۱/۲۹	۱/۶۶	۱/۲۵	۲/۰۴	۱/۰۷	۱/۲۹	۱/۱۶	۱/۲۵	۱/۱	۲/۶۱	۱/۴۲	۲/۲۳	۱/۶۳	۱/۵۵
Rb	۲۵	۲۳	۱۶	۲۷	۸	۱۰	۱۷	۱۵	۱۱	۶	۲۰	۴۱	۲۳	۷	۳۴	۵۶
Sc	۱۰	۱۱/۱	۱۱/۴	۱۴/۶	۱۰/۱	۷/۲	۱۰/۷	۹	۱۴/۳	۱۵/۸	۱۱/۵	۸/۵	۱۰/۵	۷/۵	۵/۴	۵/۷
Sm	۲/۳۶	۲/۰۷	۲/۱	۲/۸۹	۲/۱۱	۲/۵۴	۲/۰۵	۲/۱۹	۲/۳۴	۲/۲۹	۲/۱۳	۲/۹۷	۲/۴۴	۲/۶۶	۲/۲۹	۲/۶۲
Sn	۱	۳/۳	۲	۴/۱	۲/۹	۳/۶	۴	۲	۲/۳	۴/۲	۲/۸	۲/۴	۶/۵	۳/۹	۱/۵	۳/۵
Sr	۳۶۶/۲	۳۶۴/۷	۳۲۹/۸	۳۶۱	۳۹۷/۷	۳۸۸/۴	۴۰۰/۷	۴۱۵/۵	۴۴۰/۵	۳۷۹/۹	۴۳۵/۷	۳۰۱/۲	۴۱۵/۴	۳۳۳/۵	۲۷۱	۳۴۹/۴
Ta	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۶۴	۰/۶	۰/۶	۰/۶۵	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۸۱	۰/۵۵	۰/۶	۰/۵۳	۰/۶۳
Tb	۰/۴۳	۰/۴	۰/۴۳	۰/۴۹	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۵	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۳۸	۰/۳۸
Th	۱/۴۹	۱/۷۲	۲/۰۳	۲/۰۸	۲/۴۲	۲/۹۱	۲/۵	۱/۹	۱/۸۹	۱/۷۷	۱/۹۷	۶/۸۶	۲/۵۴	۶/۷۶	۲/۸۱	۱/۱۱
Ti	۳۹۶۸	۴۱۲۱	۴۱۷۷	۴۷۶۶	۳۸۷۱	۲۶۹۲	۴۱۵۲	۳۳۴۰	۴۵۹۲	۴۹۳۴	۴۰۴۳	۳۹۷۵	۳۸۹۶	۳۸۴۵	۲۰۳۸	۲۸۱۶
Tm	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۳	۰/۲۴	۰/۳	۰/۱۸	۰/۱۹
U	۰/۳	۰/۴۸	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۶	۰/۴	۰/۷	۰/۵	۰/۴	۱/۶	۰/۶	۱/۵	۰/۵	۰/۳
V	۱۱۶	۱۱۰	۱۱۳	۱۳۶	۱۰۷	۶۰	۱۱۴	۷۸	۱۲۹	۱۵۱	۱۱۰	۹۴	۱۰۲	۸۷	۴۶	۶۶
W	۶۸/۹	۴۸/۸	۳۳/۵	۴۶/۵	۴۴/۶	۱۰۲/۸	۳۷/۱	۴۸	۴۸/۸	۳۴/۷	۴۴/۶	۳۷/۵	۴۴/۳	۴۹/۹	۸۰/۱	۳۴/۳
Y	۱۵/۳	۱۴/۳	۱۴/۷	۱۶/۷	۱۴/۶	۱۴/۲	۱۵/۶	۱۴/۹	۱۵/۵	۱۵/۵	۱۴/۲	۱۷/۵	۱۶/۳	۱۶/۲	۱۱/۷	۱۲/۸
Yb	۱/۶	۱/۵	۱/۶	۱/۷	۱/۴	۱/۲	۱/۶	۱/۴	۱/۶	۱/۷	۱/۴	۱/۹	۱/۴	۱/۷	۱	۱/۲
Zn	۱۲۶	۱۱۱	۹۴	۱۴۳	۴۸	۷۹	۹۰	۵۸	۶۸	۴۱	۱۳۸	۱۷۰	۷۱	۵۸	۶۶	۱۰۲
Zr	۳۲	۳۲	۴۰	۳۱	۳۰	۱۹	۳۳	۱۹	۳۲	۲۶	۲۷	۴۳	۲۷	۴۱	۱۷	۲۴

پیریت: به‌طور کلی فاز سولفیدی در کانسار اسپید در (۳-ج).

مناطق سطحی بسیار محدود است و پیریت‌های مشاهده شده رایج‌ترین کانه سولفیدی در این کانسار هستند و به‌صورت پراکنده در توف‌های منطقه نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-ج) و در رگه‌های معدنی به علت اکسید شدن قابل تشخیص نیستند. در مقیاس میکروسکوپی پیریت‌ها بی‌شکل بوده و در حواشی به هماتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-ج). مهم‌ترین کربنات‌های مس قابل مشاهده در این کانسار مالاکیت و آزوریت هستند که صورت پراکنده فضاهای خالی دارای بافت‌های متنوعی از جمله کولفرمی هستند (شکل ۳-ح و خ). این کربنات‌ها همراه با ماده معدنی در درزه‌ها و شکستگی‌ها به‌صورت اندک قابل مشاهده هستند.



شکل ۳. تصاویری از کانسار آهن اسپید و کانه‌زایی‌های مختلف در آن. الف) نمایی از کانسار آهن اسپید (دید به سمت شمال غرب)، ب) نمایی از رگه معدنی هماتیته در سینه کار اکتشافی کانسار اسپید، پ) نمونه دستی از کانه اکسیدی شامل هماتیت، لیمونیت و گوتیت، ت) ساختار تیغه‌ای شکل هماتیت (Hem) در نور انعکاسی، ث) نمونه دستی از کانه اکسیدی لیمونیت، ج) نمونه دستی از کانه سولفیدی پیریت دانه‌ریز، چ) تبدیل شدن پیریت (Py) از حاشیه به هماتیت (Hem) در نور انعکاسی، ح) نمونه دستی از ملاکیت و آزوریت، خ) همراهی ملاکیت (Ma) و آزوریت (Az) در نور انعکاسی

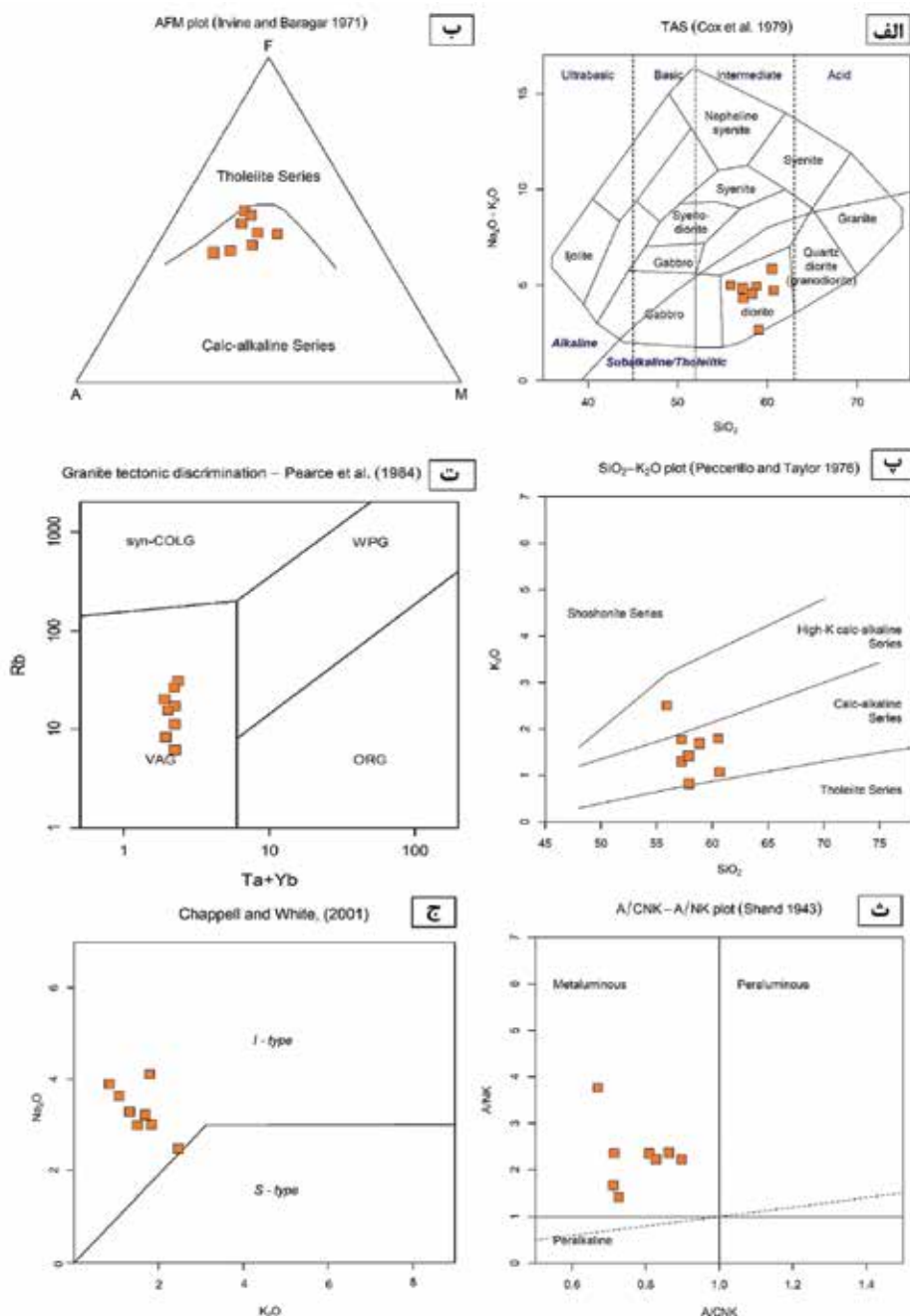
سنگ میزبان کانسار آهن اسپید

(Irvine and Baragar, 1971) استفاده شد که طبق این نمودار توده مذکور در امتداد روند کالک آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۴-ب). همچنین نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) نشان‌دهنده متعلق بودن این توده نفوذی به سنگ‌های آذرین سری کالک آلکالن تا کالک آلکالن غنی از پتاسیم است (شکل ۴-پ) که بر اساس (Gill, 2010) این سنگ‌ها متعلق به مناطق فرورانش هستند. همچنین در نمودار جدایش محیط زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984)، توده سنگ میزبان کانسار اسپید در گستره محیط نوارهای آتش‌فشانی زون فرورانش (VAG) قرار می‌گیرد (شکل ۴-ت). شاخص اشباع از آلومین توده مذکور از ۰/۵ تا ۰/۹ متغیر است. بر اساس نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ یا

با توجه به اینکه عامل اصلی کانه‌زایی در کانسار آهن اسپید نفوذ توده نیمه عمیق به درون سنگ‌های ولکانیکی ائوسن می‌باشد، مطالعات ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های آذرین درونی متمرکز شده است. بدین منظور تعداد هشت نمونه با حداقل دگرسانی از واحدهای دیوریتی و مونزودیوریتی سنگ میزبان کانسار انتخاب شدند. جهت نام‌گذاری توده نفوذی سنگ میزبان کانسار آهن اسپید از نمودار Cox و همکاران (۱۹۷۹) استفاده شده است. بر طبق این نمودار سنگ‌های برداشت‌شده از این توده نفوذی در محدوده سنگ‌های دیوریتی با ماهیت حد واسط قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). جهت تفکیک سنگ‌های منطقه از لحاظ سری‌های ماگمایی از نمودار درصد اکسید منیزیم، آهن کل و آلکالی

این معیار، توده نفوذی مذکور از نوع گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد. همچنین قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Na_2O در مقابل K_2O که مرز گرانیتوئیدهای I و S را جدا می‌کند (Chappell and White, 2001)، ماهیت I بودن این توده نفوذی را تأیید می‌کند (شکل ۴-ج).

شاخص اشباع از آلومین (ASI) و نمودار ANK-ACNK (Shand, 1943)، این توده از نوع متآلومین است (شکل ۴-ث). شاخص اشباع از آلومین برای گرانیت‌های نوع S بیشتر از ۱/۱ و برای گرانیت‌های نوع I کمتر از ۱/۱ است (Chappell and White, 2001)؛ بنابراین با توجه به



شکل ۴. نمودارهای رده‌بندی ژئوشیمیایی توده نفوذی سنگ میزبان کانسار آهن اسپید. الف) قرارگیری نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های حد واسط با ترکیب دیوریت، ب) متعلق بودن نمونه‌ها به سری کالک آلکان در نمودار تفکیک سنگ‌های آذرین کالک آلکان و تولیتی، پ) متعلق بودن نمونه‌ها به سری کالک آلکان تا کالک آلکان غنی از پتاسیم، ت) ارتباط سنگ‌های منطقه اسپید با کمرندهای زون فرورانش و همزمان با برخورد، ث) متعلق بودن نمونه‌ها به سنگ‌های متآلومینوس در نمودار شاخص اشباع از آلومینوم، ج) متعلق بودن توده نفوذی سنگ میزبان کانسار اسپید به گرانیتوئیدهای نوع I در نمودار تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S

شده‌اند. نمودار ایزوکن عناصر اصلی و کمیاب رسم شده برای زون دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک به ترتیب در شکل ۵ الف و ب نشان داده شده است. با نگاهی کلی به این نمودارها می‌توان تغییرات جرم عناصر را در هر زون دگرسانی به صورت کیفی تشخیص داد.

مقادیر کمی تغییرات جرم هر یک از زون‌های دگرسانی در کانسار اسپید طبق رابطه ۲ محاسبه شد و به صورت نمودارهای تهی‌شدگی-غنی‌شدگی در شکل‌های ۶ و ۷ نشان داده شده است. در این رابطه S گرادیان خط ایزوکن می‌باشد.

$$\Delta M = [(1/S) - 1] \times 100 \quad (2)$$

در ادامه در هر زون دگرسانی، از میانگین نمونه‌های دگرسان نشده در آن زون به عنوان نمونه شاهد (ترکیب سنگ اولیه) و از Al_2O_3 به عنوان عنصر ناظر نام‌تحرک استفاده شده است. سپس با استفاده از رابطه گرانت، تغییرات جرم عناصر یا اکسیدها در طول دگرسانی ($\Delta C_i/C_i^0$) در هر زون محاسبه گردید. نتایج تغییرات جرم محاسبه شده با استفاده از روش گرانت، برای نمونه‌های دگرسان کانسار آهن اسپید در جدول ۲ ارائه شده است.

تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی پروپیلیتیک

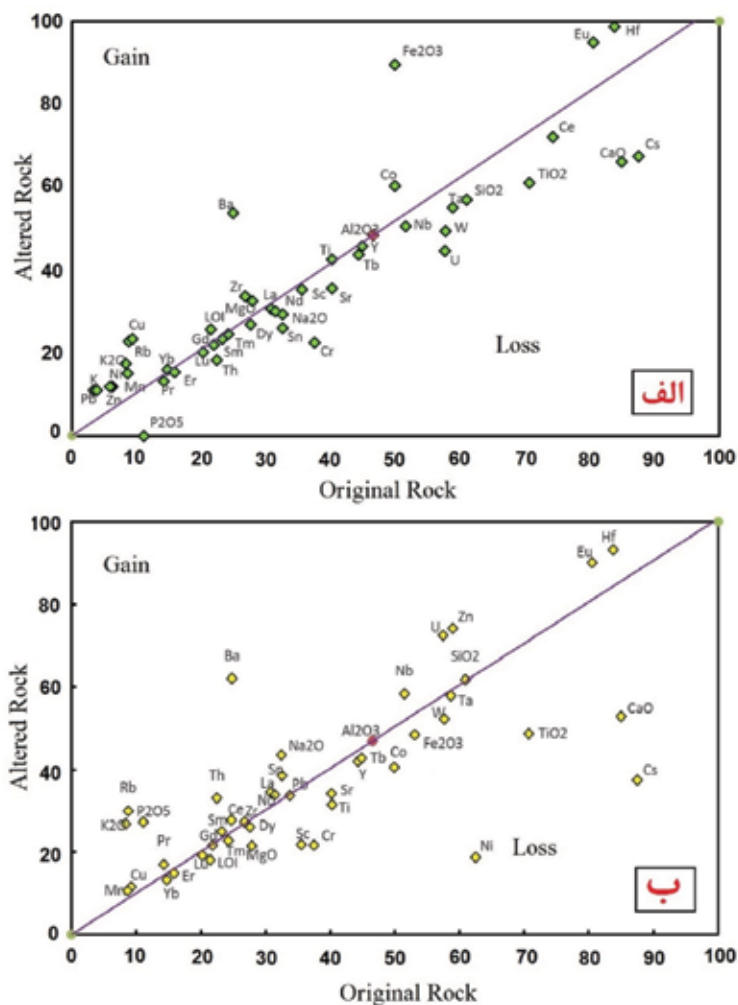
اکسیدهای اصلی: طی دگرسانی پروپیلیتیک اکسیدهای K_2O ، MgO ، Fe_2O_3 و LOI افزایش جرم نشان می‌دهند در حالی که اکسیدهای SiO_2 ، Na_2O ، TiO_2 ، P_2O_5 ضمن دگرسانی از سامانه گرمایی خارج شده‌اند (شکل ۶-الف). حضور Fe و Mg در این زون دگرسانی ناشی از حضور آمفیبول و کلریتی شدن آن‌ها و تشکیل منیتیت‌های ثانویه در برخی از نمونه‌ها است. افزایش K_2O در این زون را می‌توان به حضور فلدسپار پتاسیم و تشکیل سریسیت مربوط دانست. کمترین میزان تغییرات جرم مربوط به اکسیدهای P_2O_5 و TiO_2 می‌باشد که ناشی از طبیعت نام‌تحرک آن‌ها است. افزایش K_2O و کاهش Na_2O و CaO را می‌توان به سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها نسبت داد. بدین صورت که در این دگرسانی سیلیکات‌های سدیم، کلسیم و منیزیم به وسیله سریسیت جایگزین می‌شوند این امر باعث شستشوی کاتیون‌های Na^+ و Ca^{2+} و کاهش آن‌ها می‌شود.

روش تغییرات جرم ایزوکن (گرانت، ۲۰۰۵)

بررسی ژئوشیمی دگرسانی‌های مختلف، تخمین کمی تغییرات جرم یا حجم ناشی از دگرسانی گرمایی را ممکن می‌سازد. از روش ایزوکن معمولاً برای محاسبه تغییرات متاسوماتیک ناشی از دگرسانی‌های گرمایی استفاده می‌شود (Grant, 2005). گرانت روش ساده‌ای را برای بررسی تغییرات جرم عناصر پیشنهاد کرد که در آن می‌توان به آسانی تغییرات جرم عناصر را طی دگرسانی از روی نموداری به نام ایزوکن اندازه‌گیری کرد (Grant, 1986). شکل عمومی معادله گرانت که برای اندازه‌گیری تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی‌های مختلف در این کانسار استفاده شد به صورت رابطه (۱) می‌باشد:

$$\Delta C_i/C_i^0 = (C_{Al_2O_3}^O/C_{Al_2O_3}^A) (C_i^A/C_i^O) - 1 \quad (1)$$

در این رابطه، C_i^A = درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ دگرسان، $C_{Al_2O_3}^O$ = درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ سالم یا کمتر دگرسان شده، $C_{Al_2O_3}^A$ = درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ دگرسان، C_i^O = درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ سالم یا کمتر دگرسان شده و $\Delta C_i/C_i^0$ = تغییرات جرم عنصر یا اکسید در طول دگرسانی است. گرانت با قرار دادن سنگ‌های دگرسان در مقابل سنگ‌های مادر سالم و رسم نمودارهای ایزوکن، تغییرات عناصر را در طول دگرسانی‌های مختلف شناسایی کرد. خط ایزوکن معمولاً بهترین خطی است که از میان عناصری همچون Hf ، Nb ، rZ ، iT و Al عبور می‌کند که معمولاً در طی فرآیندهای دگرسانی به صورت نام‌تحرک رفتار می‌کنند (Litch and Lentz, 1994; Cail and Cline, 2001). با توجه به انحلال کم و تغییرات پایین Al_2O_3 در سنگ‌های نسبتاً دگرسان شده در مقایسه با بسیاری اجزای کمیاب نام‌تحرک، ثبات شیمیایی Al_2O_3 در طی فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی، غلظت بالای آن و روش تجزیه آسان، از Al_2O_3 به عنوان جزء ناظر نام‌تحرک، برای محاسبه تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی‌های مختلف در این کانسار استفاده شد. بعد از رسم خط ایزوکن، عناصری که در بالای خط ایزوکن رسم می‌شوند در طول متاسوماتیسم افزایش جرم داشته‌اند و عناصری که زیر خط ایزوکن رسم می‌شوند در طول دگرسانی از سنگ شسته



شکل ۵. الف) نمودار ایزوکن برای عناصر اصلی و کمیاب در زون دگرسانی پروپیلیتیک در کانسار اسپید، ب) نمودار ایزوکن برای عناصر اصلی و کمیاب در زون دگرسانی آرژیلیک در کانسار آهن اسپید

جدول ۲. داده‌های تغییرات جرم عناصر مربوط به نمونه‌های برداشت‌شده از زون‌های دگرسانی مختلف در کانسار آهن اسپید. (مقادیر برحسب درصد و با فرض نامتحرک بودن Al_2O_3 محاسبه و ارائه شده است)

Sample	Propylitic Alteration			Argillic Alteration		
	Fresh Rock	Altered Rock	Δci (wt.% or ppm)	Fresh Rock	Altered Rock	Δci (wt.% or ppm)
SiO ₂	۶۰/۹۳	۵۷/۰۳	۶/۰۴-	۶۰/۹۳	۶۱/۷۸	۰/۴۳
Al ₂ O ₃	۱۵/۵۱	۱۶/۱۲	۰	۱۵/۵۱	۱۵/۶۲	۰
CaO	۸/۵	۶/۶	۲/۱۴-	۸/۵	۵/۲۸	۳/۲۵-
MgO	۲/۷۹	۳/۲۵	۰/۳۵	۲/۷۹	۲/۱۵	۰/۶۵-
Fe ₂ O ₃	۴/۹۹	۸/۹۵	۳/۶۳	۴/۹۹	۳/۴۷	۰/۴۴-
TiO ₂	۰/۷۱	۰/۶۱	۰/۱۲-	۰/۷۱	۰/۴۹	۰/۲۲-
Na ₂ O	۳/۲۵	۲/۹۵	۰/۴۱-	۳/۲۵	۴/۳۴	۱/۰۷
K ₂ O	۰/۸۴	۱/۷۶	۰/۸۵	۰/۸۴	۲/۶۸	۱/۸۲
P ₂ O ₅	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۱-	۰/۱۱	۰/۲۷	۰/۱۶
LOI	۲/۱۴	۲/۵۸	۰/۳۴	۲/۱۴	۱/۸۱	۰/۳۴-
Ba	۲۴۸/۲۵	۵۳۶/۷۵	۲۶۸/۳۵	۲۴۸/۲۵	۶۲۰	۳۶۷/۴۸
Ce	۲۴/۷۵	۲۴	۱/۶۵-	۲۴/۷۵	۲۷/۷۵	۲/۸۱
Co	۱۶/۶۵	۲۰/۱۵	۲/۷۴	۱۶/۶۵	۱۳/۵	۳/۲۴-
Cr	۱۲/۵	۷/۵	۵/۲۸-	۱۲/۵	۷/۲۵	۵/۳-
Cs	۰/۸۸	۰/۶۸	۰/۲۳-	۰/۸۸	۰/۳۸	۰/۵-
Cu	۹/۲۵	۲۳/۵	۱۳/۳۷	۹/۲۵	۱۱/۵	۲/۱۷

ادامه جدول ۲.

Sample	Propylitic Alteration			Argillic Alteration		
	Fresh Rock	Altered Rock	Δci (wt.% or ppm)	Fresh Rock	Altered Rock	Δci (wt.% or ppm)
Dy	۲/۷۶	۲/۶۸	۰/۱۷-	۲/۷۶	۲/۶۱	۰/۱۷-
Er	۱/۵۹	۱/۵۴	۰/۱۱-	۱/۵۹	۱/۴۸	۰/۱۲-
Eu	۰/۸۱	۰/۹۵	۰/۱۱	۰/۸۱	۰/۹	۰/۰۹
Gd	۲/۱۸	۲/۱۹	۰/۰۷-	۲/۱۸	۲/۱۷	۰/۰۳-
Hf	۰/۸۴	۰/۹۹	۰/۱۱	۰/۸۴	۰/۹۳	۰/۰۹
K	۳۷۸۴/۵	۱۱۰۸۰/۷۵	۶۸۸۰/۳۱	۳۷۸۴/۵	۱۱۸۳۹	۷۹۷۳/۰۲
La	۱۰/۲۵	۱۰/۲۵	۰/۳۸-	۱۰/۲۵	۱۱/۵	۱/۱۷
Lu	۰/۲	۰/۲	۰/۰۱-	۰/۲	۰/۱۹	۰/۰۱-
Mn	۸۶۴	۱۵۰۹/۷۵	۵۸۹/۰۸	۸۶۴	۱۰۶۹/۲۵	۱۹۷/۸۹
Nb	۵/۱۵	۵/۰۵	۰/۲۹-	۵/۱۵	۵/۸۳	۰/۶۳
Nd	۱۰/۴۸	۱۰/۰۳	۰/۸۳-	۱۰/۴۸	۱۱/۳	۰/۷۵
Ni	۶/۲۵	۱۲	۵/۳	۶/۲۵	۱/۸۸	۴/۳۹-
Pb	۳/۳۸	۱۱	۷/۲۱	۳/۳۸	۳/۳۸	۰/۰۲-
Pr	۱/۴۳	۱/۳۲	۰/۱۵-	۱/۴۳	۱/۷۱	۰/۲۷
Rb	۸/۷۵	۲۲/۷۵	۱۳/۱۵	۸/۷۵	۳۰	۲۱/۰۴
Sc	۱۱/۸۵	۱۱/۷۸	۰/۵۲-	۱۱/۸۵	۷/۲۸	۴/۶۳-
Sm	۲/۳۲	۲/۳۶	۰/۰۵-	۲/۳۲	۲/۵	۰/۱۷
Sn	۳/۲۵	۲/۶	۰/۷۵-	۳/۲۵	۳/۸۵	۰/۵۷
Sr	۴۰/۱۶۳	۳۵۵/۴۳	۵۹۵۴-	۴۰/۱۶۳	۳۴۲/۳۳	۶۱۶۶-
Ta	۰/۵۹	۰/۵۵	۰/۰۶-	۰/۵۹	۰/۵۸	۰/۰۱-
Tb	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۰۲-	۰/۴۴	۰/۴۲	۰/۰۳-
Th	۲/۲۵	۱/۸۳	۰/۴۹-	۲/۲۵	۳/۳۱	۱/۰۳
Ti	۴۰۲۲/۲۵	۴۲۵۸	۷۵/۹۲	۴۰۲۲/۲۵	۳۱۴۸/۷۵	۸۹۵/۱۷-
Tm	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۰۱-	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۰۲-
U	۰/۵۸	۰/۴۵	۰/۱۵-	۰/۵۸	۰/۷۳	۰/۱۵
W	۵۷/۷۳	۴۹/۴۳	۱۰/۱۶-	۵۷/۷۳	۵۲/۱۵	۵/۹۳-
Y	۱۴/۹۵	۱۵/۲۵	۰/۲۷-	۱۴/۹۵	۱۴/۲۵	۰/۸-
Yb	۱/۴۸	۱/۶	۰/۰۶	۱/۴۸	۱/۳۳	۰/۱۶-
Zn	۵۹	۱۱۸/۵	۵۵/۰۵	۵۹	۷۴/۲۵	۱۴/۷۴
Zr	۲۶/۷۵	۳۳/۷۵	۵/۷۳	۲۶/۷۵	۲۷/۲۵	۰/۳۲

ممکن است به دلیل غیر متحرک بودن این عنصر در طول دگرسانی باشد. عنصر Y معمولاً در دگرسانی‌های دما بالا از سیستم دگرسانی خارج می‌شود (Lopez et al., 2005). تهی شدگی این عنصر احتمالاً در اثر دگرسانی آمفیبول رخ داده و همچنین حضور کانی‌های آپاتیت و تیتانیت می‌تواند تأثیر زیادی در فراوانی این عنصر داشته باشد (Green, 1980). متحرک بودن عناصر HFSE توسط عوامل مختلفی مانند دما، فشار، میزان pH و ترکیب شیمیایی محلول کنترل می‌شود (Jiang et al., 2005). دمای محلول‌های دگرسان کننده مهم‌ترین عامل در افزایش و کاهش این عناصر است. اگر دمای محلول‌های دگرسان کننده بالا باشد، میزان عناصر HFSE کاهش می‌یابد و چنانچه دما پایین باشد، مقادیر این عناصر با پیشرفت

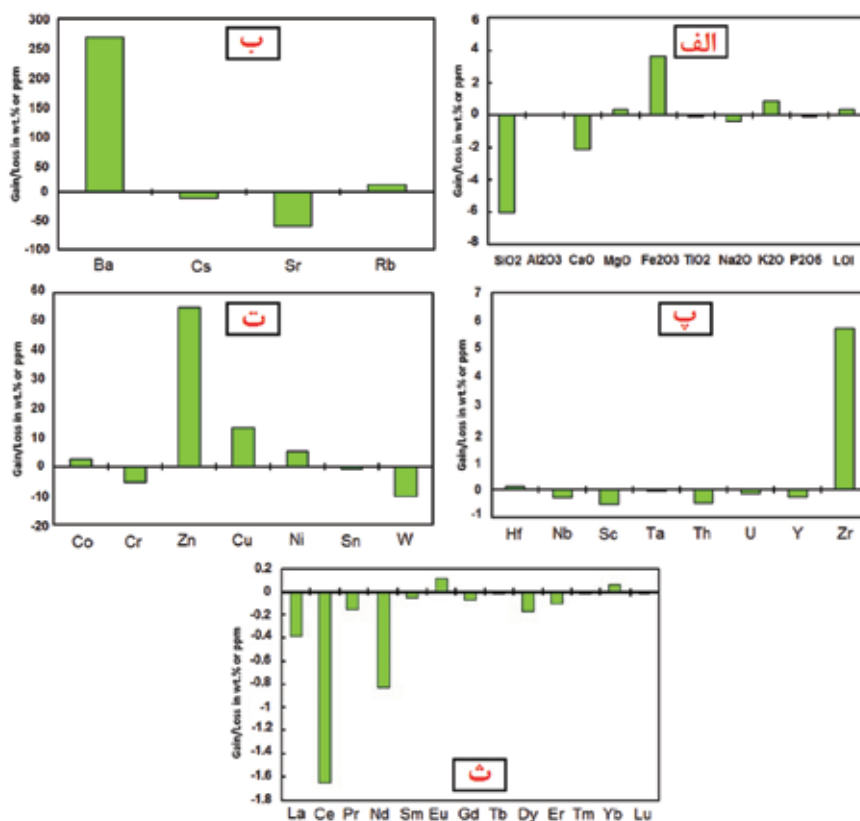
عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE): طی دگرسانی پروپیلیتییک، Ba و Rb افزایش جرم و عناصر Sr و Cs دچار کاهش جرم شده و به دلیل طبیعت متحرک خود از سیستم خارج شده‌اند (شکل ۶-ب). کاهش Sr به دلیل دگرسان شدن پلاژیوکلازها و تشکیل کانی‌های جدید حاوی کلسیم از جمله اپیدوت و تیتانیت است. همچنین افزایش Ba در این زون دگرسانی نیز ناشی از حضور سربیسیت در این سنگ‌ها می‌باشد. عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE): تمامی عناصر HFSE به جز Zr و Hf کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل ۶-ب). از دلایل غنی‌شدگی Zr می‌توان به مقاومت بالای این کانی در برابر دگرسانی و باقی ماندن این کانی در سنگ‌های دگرسان شده اشاره کرد. تغییرات با اهمیتی در عنصر Hf بین سنگ‌های دگرسان شده و سالم به نظر نمی‌رسد. این

۶-ث). از دلایل غنی‌شدگی برخی از REEها می‌توان به وجود کانی‌های آپاتیت و تیتانیت و حضور کانی زیرکن که همگی میزبان مناسبی برای این عناصر می‌باشند اشاره کرد. سیالات مسئول دگرسانی پروپیلیتیک به‌گونه‌ای عمل نموده‌اند که اکثر عناصر REE را از محیط شسته و منجر به کاهش جرم شده‌اند. عقیده بر این است که در محلول‌های غنی از CO_2 ، عناصر نادر خاکی متحرک شده و از سنگ خارج می‌شوند (Wendlandt, 1979). تحرک REE در این زون دگرسانی به علت شرایط pH بالاتر و نسبت آب به سنگ پایین‌تر در این زون دگرسانی می‌باشد (Fulignati et al., 1998). Ce در این زون دگرسانی به‌شدت کاهش جرم نشان می‌دهد که این بدان معناست که بخشی از Ce با ظرفیت 3^+ و در نتیجه پتانسیل یونی کمتر و قدرت تحرک بیشتر به همراه دیگر REEها از محیط شسته و خارج شده است. افزایش اندک در میزان Eu در طی دگرسانی ناشی از پیش رفتن شرایط محیطی به سمت اکسیدان است که Eu به Eu^{3+} تبدیل شده و در ساختار کانی‌های دگرسان تثبیت شده است.

دگرسانی، یک روند افزایشی نشان می‌دهند (Salvi and Williams Jones, 1996). همچنین کاهش در میزان Sr و Y به کاهش در میزان کلسیم (خروج Ca از ساختار پلاژیوکلاز) و افزایش در میزان Ba به افزایش پتاسیم نسبت داده می‌شود (Mason and Moore, 1982).

عناصر فلزی انتقالی (FTSM): عناصری از جمله Sn، Cr و W در اثر این دگرسانی از سامانه گرمایی خارج شده‌اند و دچار کاهش جرم شده‌اند و باقی این عناصر از جمله Ni، Cu، Zn و Co به میزان‌های متفاوت افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۶-ت).

عناصر نادر خاکی (REE): تمامی LREEها از جمله Pr، Ce، La و Nd به شدت دچار کاهش جرم شده‌اند. MREEها از جمله Tb، Gd، Sm و Dy کاهش جرم و عنصر Eu افزایش جرم نشان می‌دهد. HREEها از جمله Lu و Er به مقدار خیلی کم دچار کاهش جرم و عنصر Yb دچار افزایش جرم شده است. عنصر Tm هم هیچ‌گونه تغییری نشان نمی‌دهد و به‌صورت نامتحرک عمل می‌کند (شکل



شکل ۶. نمودارهای تغییرات جرم عناصر در زون دگرسانی پروپیلیتیک. الف) تغییرات جرم اکسیدهای اصلی، ب) تغییرات جرم عناصر LILE، پ) تغییرات جرم عناصر HFSE، ت) تغییرات جرم عناصر FTSM، ث) تغییرات جرم عناصر REE

شده‌اند و باقی این عناصر از جمله Cu، Sn و Zn افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۷-ت). Ni و Co از دید بار و شعاع یونی همانند Mg و Fe است و در سنگ‌ها در ساختمان کانی‌های مافیک قرار می‌گیرند. با توجه به تهی شدگی Ni و Co در طی فرایند دگرسانی می‌توان شستشوی اسیدی و تخریب کانی‌های مافیک را عامل این تهی شدگی در نظر گرفت.

عناصر نادر خاکی (REE): در این زون دگرسانی عناصر نادر خاکی رفتارهای متفاوتی بروز می‌دهند. به طوری که تمامی LREE‌ها از جمله La، Ce، Pr، Nd به شدت دچار غنی‌شدگی شده‌اند. MREE‌ها از جمله Gd، b، Dy و کاهش جرم و عنصر Sm و Eu افزایش جرم نشان می‌دهد. HREE‌ها از جمله Lu، Tm، Yb و Er کاهش جرم نشان داده و از سیستم خارج شده‌اند (شکل ۷-ث). سیالات مسبب دگرسانی آرژیلیک مسئول کاهش جرم این عناصر و شسته شدن آن‌ها از محیط می‌باشند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در این زون دگرسانی به خوبی قابل مشاهده است. فراوانی کمپلکس یونی SO_4^{2-} در سیال هیدروترمال و متلاشی شدن کانی‌های اولیه در نتیجه pH پایین محیط، منجر به تهی شدگی برخی از عناصر REE در این زون شده است (Fulignati et al., 1998). از دلایل غنی‌شدگی برخی از REE‌ها در این زون می‌توان به تشکیل کانی‌های فرعی که میزبان مناسبی برای این عناصر می‌باشند اشاره کرد. تشکیل کانی‌های رسی به علت هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار و فروشوبی اسیدی در زون دگرسانی آرژیلیک، منجر به خروج HREE‌ها در نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه‌های سالم شده است. افزایش جرم Ce در این سنگ‌ها ناشی از اکسیداسیون Ce^{3+} به Ce^{4+} در طول سرپسیتی شدن می‌باشد.

شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA)

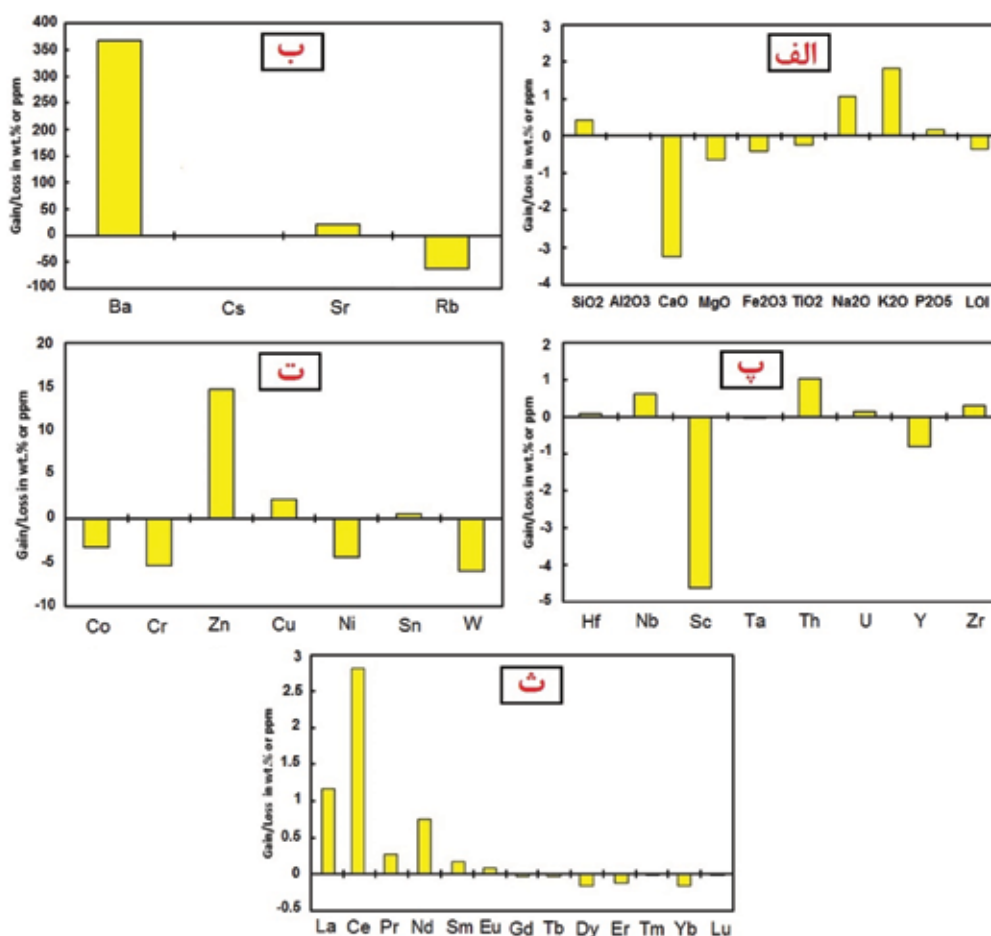
به منظور ارزیابی شدت دگرسانی گرمایی در کانسار اسکارن آهن اسپید از شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) که به صورت رابطه ۳ قابل محاسبه است، استفاده شد (Nessbitt and Young, 1982; Fedo et al., 1995).

تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی آرژیلیک

اکسیدهای اصلی: طی فرایند دگرسانی آرژیلیک در کانسار اسپید اکسیدهای P_2O_5 ، SiO_2 ، K_2O ، Na_2O به وسیله شاره‌های گرمایی به سیستم دگرسانی وارد شده‌اند و در مقابل اکسیدهای TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MgO ، CaO LOI ضمن دگرسانی از سامانه گرمایی خارج شده‌اند (شکل ۷-الف). افزایش Na در این زون می‌تواند ناشی از اسیدی شدن پلاژیوکلازها و آلبیتی شدن آن‌ها باشد. کمترین میزان تغییرات جرم در این زون دگرسانی نیز مربوط به اکسیدهای P_2O_5 و TiO_2 می‌باشد که ناشی از ماهیت نامتحرک آن‌ها می‌باشد. کاهش اکسیدهای Fe_2O_3 و MgO ناشی از دگرسان شدن کانی‌های فرو منیزین از جمله آمفیبول و آزاد شدن Fe در محلول‌های دگرسان کننده و خروج از محیط باشد.

عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE): طی دگرسانی آرژیلیک، Ba و Sr نسبت به سنگ اولیه غنی‌شدگی و عنصر Rb تهی شدگی نشان می‌دهد و عنصر Cs به صورت نامتحرک عمل نموده است و دچار هیچ‌گونه تغییر جرمی طی دگرسانی آرژیلیک نشده است (شکل ۷-ب). علت کاهش Sr در این زون می‌تواند ناشی از تخریب فلدسپارها و آزاد شدن Sr به درون محلول دگرسان کننده باشد. همچنین افزایش Ba در این زون دگرسانی نیز ناشی از حضور سرپسیت در این سنگ‌ها است.

عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE): در این زون تمامی عناصر HFSE به جز Y و Sc افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۷-پ). در میان عناصر HFSE، عنصر Th و U وارد سامانه دگرسانی شده است و افزایش جرم نشان می‌دهد. در صورتی که عنصر Sc به شدت دچار تهی شدگی شده است. غنی‌شدگی U در این زون می‌تواند به دلیل جذب سطحی توسط کانی‌های رسی و روبش و تمرکز توسط اکسیدهای آهن باشد (Barnett et al., 2000). تهی شدگی Y به میزان اسیدپخته محلول گرمایی وابسته است که می‌تواند به دلیل شرایط اسیدی سیال گرمایی در سامانه دگرسانی باشد (Kabata and Pendias, 1992; Taboada et al., 2006). عناصر فلزی انتقالی (FTSM): عناصری از جمله Cr، Ni، Co و W در اثر دگرسانی از سامانه گرمایی خارج



شکل ۷. نمودارهای تغییرات جرم عناصر در زون دگرسانی آرژیلیک. الف) تغییرات جرم اکسیدهای اصلی، ب) تغییرات جرم عناصر LILE، پ) تغییرات جرم عناصر HFSE، ت) تغییرات جرم عناصر FTSM، ث) تغییرات جرم عناصر REE

نتیجه گیری

مطالعات نشان می‌دهد که در منطقه اسپید، توده نفوذی دیوریتی-مونزودیوریتی به درون سنگ‌های آتش فشانی (عمدتاً توف‌های آهکی) نفوذ کرده است و باعث ایجاد دگرسانی و به تبع آن اسکارن زایی آهن شده است. داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی حاکی از آن است که سنگ‌های منطقه تحت تأثیر دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک قرار گرفته‌اند. در زون دگرسانی پروپیلیتیک در اثر محلول‌های غنی از CO_2 ، عناصر La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Er و Lu متحرک شده و از سیستم دگرسانی خارج شده‌اند و عناصر Ba, Rb, Zn, Cu, Ni و Zr وارد سامانه گرمایی شده‌اند. این تغییرات جرم، ناشی از شرایط pH بالاتر و نسبت سنگ به آب پایین‌تر در این زون دگرسانی می‌باشد. در مراحل بعدی، در طول دگرسانی آرژیلیک به دلیل حضور کمپلکس

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO) \quad (3)$$

به‌طورکلی فرایندهای هوازدگی و دگرسانی منجر به کاهش عناصر قابل حل و افزایش مقدار CIA می‌شوند. در نتیجه با افزایش CIA مقدار Al_2O_3 افزایش و مقدار اکسیدهای ناپایدار شیمیایی از جمله CaO ، Na_2O و K_2O کاهش می‌یابد (Fedo et al., 1995). مقادیر CIA مربوط به زون‌های مختلف دگرسانی در کانسار آهن اسپید اندازه‌گیری شد که بر این اساس مقدار CIA محاسبه شده برای دگرسانی پروپیلیتیک برابر با ۵۸/۷۶ درصد و برای دگرسانی آرژیلیک برابر با ۵۵/۹۴ درصد می‌باشد. شاخص شیمیایی دگرسانی محاسبه شده برای زون‌های مختلف دگرسانی در کانسار آهن اسپید حاکی از این است که دگرسانی پروپیلیتیک نسبت به دگرسانی آرژیلیک با شدت بیشتری سنگ‌های منطقه معدنی اسپید را تحت تأثیر قرار داده است.

- علوم، دانشگاه تهران، ۱۶۸.
- Amidi, S. M., 1975. Contribution a l'étude stratigraphique, petrologique et petrographique des roches magmatiques de la region Natanz-Nain-Surk (Iran central). PhD thesis, University of Grenoble France, 237.
 - Barnett, M., Jardine, 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.
 - Cail, T.L. and Cline, J.S., 2001. Alteration associated with gold deposition Carlin-type at gold Getchel deposit, north-central Nevada. Economic Geology 96, 1343-1359.
 - Chappel, B.W. and White, A.J.R. 2001. Two contrasting granite types. Journal of Earth Science, 48, 489-499.
 - Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y. 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos, 162, 70-87.
 - Cox, K. G. and Bell, J. D. and Pankhurst, R.G., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. London, George Allen & Unwin, 450.
 - Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babae, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, South western Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision: Lithos, 115, 190-204.
 - Emami, M.H., 1981. Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central. Ph.D., Thèse, University of Grenoble, France, 489.

یونی SO_4^{2-} در سیال هیدروترمال و متلاشی شدن کانی‌های اولیه در نتیجه pH پایین محیط، عناصر Co، Mg، Fe، Ca، W، Cr، Ni و Ti شستشو یافته و از سیستم دگرسانی خارج شده‌اند و در مقابل عناصر Pr، Ce، La، Sr، Ba و Eu و Th، Nb، Nd استفاده از روش موازنه جرم می‌توان نتیجه گرفت که روند تغییرات اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نادر خاکی یا به‌طور کلی روندهای شیمیایی در زون‌های دگرسانی به چه شکل بوده و با توجه به این تغییرات اهداف اکتشافی و بخش‌های مناسب جهت کارهای اکتشافی کم‌هزینه را مشخص کرد. به‌عنوان مثال در کانسار آهن اسپید بر پایه مطالعات تغییرات جرم، تمرکز عناصر Fe و Mg و کانه‌زایی آهن در زون دگرسانی پروپیلیتیک کانسار حداکثر است و به سمت حاشیه کانسار از غلظت آن کاسته می‌شود. همچنین با توجه به آثار کانه‌زایی و همراهی ماده معدنی با زون پروپیلیتیک در کانسار آهن اسپید، می‌توان کانه‌زایی آهن را مرتبط با این دگرسانی متصور شد؛ بنابراین شناخت این تغییرات و محل آن‌ها می‌تواند در هدایت کارهای اکتشافی و افزایش عیار و برداشت ماده معدنی مؤثر باشد.

قدردانی

بدین‌وسیله از خانم مهندس شیما افخمی و دکتر مجتبی رحیمی شهید به‌خاطر همکاری صمیمانه و همچنین مدیریت محترم سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (IMIDRO) به دلیل حمایت مالی از این پژوهش صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- حاجیان، ج.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تفرش. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- سعادت‌مند، س. م.، ۱۳۹۰. گزارش طرح اکتشافی کانسار آهن اسپید. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان قم، ۸۲.
- کریمیان، م. ح.، ۱۳۹۴. مطالعه ژنز کانسار آهن اسپید با استفاده از تلفیق داده‌های ژئوشیمیایی، ژئوفیزیکی و سنگ‌شناختی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده

- Fedo, C. M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, *Geology*, 23, 921-924.
- Forster, H., 1978. Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran: *Journal of the Geological Society*, 135, 443-445.
- Fulignati, P., Gioncada, A. and Sbrana, A., 1998. Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and geothermal research*, 88, 325-342.
- Ghorbani, M. R., and Bezenjani, R. N. 2011. Slab partial melts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene volcanic rocks, Iran. *Island Arc*, 20, 188-202.
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T. and Ghaderi, M., 2014. Oligocene Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran. *International Geology Review*, 56,8, 1039-1050.
- Gifkins, C., Herrmann, W. and Large, R., 2005. *Altered Volcanic Rocks: A guide to description and interpretation*. University of Tasmania, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, Hobart, 287.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: a practical guide*. John Wiley and Sons Ltd, 472.
- Grant, J. A., 1986. The isocon diagram- a simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976-1982.
- Grant, J. A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 997-1004.
- Green, P. E., 1980. On the cause of the shortening of spontaneous fission tracks in certain minerals. *Nuclear Tracks*, 4, 91-100.
- Haschke, M., Ahmadian, J. and McDonald, I., 2010. Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine-Himalayan collision in central Iran: *Economic Geology*, 105, 855-865.
- Honarmand, M., Omran, N.R., Corfu, F., Emami, M.H. and Nabatian, G., 2013. Geochronology and magmatic history of a calc-alkaline plutonic complex in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, Central Iran: zircon ages as evidence for two major plutonic episodes. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry*. 190,1, 67-77.
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Neubauer, F., Hashem Emami, M., Nabatian, G., Liu, X., Dong, Y., von Quadt, A. and Chen, B. 2014. Laser-ICP-MS U-Pb zircon ages and geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Niyasar plutonic complex, Iran: constraints on petrogenesis and tectonic evolution. *International Geology Review*, 56,1, 104-132.
- 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.
- Jiang, S. Y., Wang, R. C. Xu, X. S. and Zhao, K. D., 2005. Mobility of high field strength (HFSE) in magmatic metamorphic, and submarine hydrothermal systems, *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 1020-1029.
- Jung, D., Kursten, M. and Tarkian, M., 1975. Post Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under

- the Eurasian plate. In: pilger, A., and Rosler, A., (eds), *afar between continental and oceanic rifting*, I.G.C. scient. Report, 116,2, 175-181
- Kabata, A. and Pendias, H., 1992. *Trace Elements in Soils and Plants*. 2nd Edition, CRC Press, Boca Raton, Florida, 315.
 - Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J. and Ling, W., 2014. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Iran): implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 90, 137-148.
 - Kretz R. 1994. *Metamorphic Crystallization*. John Wiley and Sons Ltd, 507.
 - Leitch, C. H. B. and Lentz, D. R., 1994. The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: Methods, pitfalls, examples, in alteration processes associated with ore forming systems: Edited by D. R. Lentz: Geological Association of Canada: Short Course Notes, 11, 11-192.
 - Ling, S., Wu, X., Zhao, S., Liao, X., Ren, Y. and Zhu, B., 2014. Geochemical Mass Balance and Elemental Transport during the Weathering of the Black Shale of Shuijingtuo Formation in Northeast Chongqing, China. *The Scientific World Journal*, 742-950.
 - Lopez, J. M. G., Bauluz, B., Nieto, C. F. and Oliete, A. Y., 2005. Factors controlling the trace elements distribution in fine-grained rocks: The Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete basin (NE Spain).
 - Mason, B. and Moore, C.B., 1982. *Principles of Geochemistry*. John Wiley and Sons, New York, 344.
 - Monteiro, L. V. S., Bettencourt, J. S., Juliani, C. and Oliveira, T. F., 2007. Nonsulfide and sulfide-rich zinc mineralizations in the Vazante, Ambrósia and Fagundes deposits, Minas Gerais, Brazil: Mass balance and stable isotope characteristics of the hydrothermal alterations, *Gondwana Research*, 11, 362-381.
 - Mote, T. I., Brimhall, G. H., Tidy-Finch, E., Muller, G. and Carrasco, P., 2001. Application of Mass-Balance Modeling of Sources, Pathways, and Sinks of Supergene Enrichment to Exploration and Discovery of the Quebrada Turquesa Exotic Copper Orebody, El Salvador District, Chile, *Economic Geology*, 96,2, 367-386.
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1982. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 279, 715-717.
 - Pearce, J. A., Haris, N. B. W. and Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
 - Peccerillo, A., and Taylor S. R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
 - Poma, S., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E.B. and Koukharsky, M., 2004. The Sierra de Maco'n, plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta Province Argentina. *Journal of South America Earth Science* 16, 1-11.
 - Salvi, S. and Williams Jones, A. E., 1996. The role of hydrothermal processes in concentration high field strength elements in the Strange Lakeperalkaline complex, north eastern Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1917-1932.
 - Shahabpour, J., 1999. The role of deep

structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of Zagros thrust zone: *Journal of Geodynamics*, 28, 237-250.

- Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their relation to Ore-Deposits with a chapter on Meteorite*. New York: John Wiley and Sons.

- Taboada, T., Cortizas, A. M., Garcia, C. and Garcia-Rodeja, E., 2006. U and Th weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from Ne Spain. *Science of the total Environmental* 356, 192-206.

- Takin, M., 1971. *Iranian geology and Zeih continental drift Middle East*. Geological Survey

of Iran.

- Wendlandt, R. F. and Harison, W. J., 1979. Rare earth partitioning between immiscible carbonate and rare earth enriched rocks. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 69, 409-419.

- White, N.C. and Hedenquist, J.F., 1995. Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics, and exploration. *SEG Newsletter* 23, 9-13.

- Yeganehfar, H., Ghorbani, M. R., Shinjo, R. and Ghaderi, M. 2013. Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh-Dokhtar basic volcanism, Central Iran: major, trace element, isotopic, and geochronologic implications. *International Geology Review*, 55,6, 767-786.

زون بندی ژئومکانیکی سازندهای فراقان، زاکین و سرچاهان بر اساس مطالعات رسوب‌شناسی و مکانیک سنگی دریکی از میادین خلیج فارس

مهران کلهری^(۱)، هوشنگ مهرابی^(۱)، ابراهیم سفیداری^(۲)، حسن اشراقی^(۳) و بهنام واعظ لیواری^(۴)

۱. کارشناس ارشد گروه زمین‌شناسی نفت، پژوهشکده علوم پایه کاربردی
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی نفت، پژوهشکده علوم پایه کاربردی
۳. کارشناس ارشد گروه زمین‌شناسی، شرکت نفت و گاز پارس
۴. مربی، عضو هیئت علمی پژوهشکده علوم پایه کاربردی

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۲/۲۲

چکیده

مطالعات ژئومکانیکی در بحث‌های تحلیل پایداری چاه، تکمیل چاه، تعیین جهت‌یابی حفاری چاه، طراحی و اجرای شکاف هیدرولیکی، تولید شن و نشست در میدان‌های هیدروکربوری کاربرد اساسی دارد. پارامترهای مکانیک سنگی با تغییرات سنگ‌شناسی دچار تغییر می‌شوند. در این مطالعه با به دست آوردن پارامترهای مکانیک سنگی به صورت پیوسته، برای سازندهای فراقان، زاکین و سرچاهان در یکی از میادین خلیج فارس، به خوشه‌بندی این پارامترها پرداخته شده است. نتایج خوشه‌بندی منجر به استخراج شش خوشه با ویژگی‌های مکانیک سنگی متفاوت شد. از طرفی با مطالعات سنگ‌شناسی (رخساره‌ها، سیمان شدگی و دیاژنز) پنج رخساره با مشخصات سنگ‌شناسی و سیمان شدگی متفاوت تعیین شد که شامل رخساره‌های ماسه سنگی کواتر آرنابیتی و آرکوزی، شیلی، گل‌سنگ قرمز و کربناته می‌باشد. انطباق بین رخساره‌های رسوبی و ژئومکانیکی برقرار شد. با توجه به مطالعات سنگ‌شناسی و ژئومکانیکی، بازه عمقی مورد مطالعه به هفت بخش تقسیم شد و چگونگی تغییرات پارامترهای مکانیک سنگی با تغییرات لیتولوژی مورد بررسی قرار گرفت و تأثیر تغییر در جنس سنگ، سیمان شدگی و فشردگی بر پارامترهای مکانیک سنگی ارزیابی شد.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌های رسوبی، مدل مکانیکی زمین، فراقان، زاکین، خوشه‌بندی

مقدمه

خاصی برخوردار است (Zeynali, 2016). میزان فشردگی، سیمان شدگی و ترکیبات سنگ، پارامترهای مؤثری بر مقاومت سنگ‌ها است (Bernab et al., 1992). تغییرات لیتولوژی تأثیر بسیار زیادی بر تغییرات پارامترهای مؤثر بر مقاومت سنگ و به طبع بر پایداری چاه دارد. بررسی مقاومت سنگ از مغزه‌ها و لاگ‌های پتروفیزیکی نشان داده

یکی از مهم‌ترین مسائل در صنعت استخراج نفت و گاز، پایداری چاه می‌باشد. بنابر یک تقریب، سالانه حدوداً یک میلیارد دلار آمریکا، در سراسر جهان برای مسائل ناپایداری چاه پرداخت می‌شود. مطالعه ناپایداری چاه‌ها از اهمیت

* نویسنده مرتبط: mehrankalhari@gmail.com

سازند فراقان با سنگ‌شناسی شیلی و میان لایه‌های ماسه‌ای بر روی سازند زاکین قرار گرفته و در زیر سازند دالان قرار دارد.

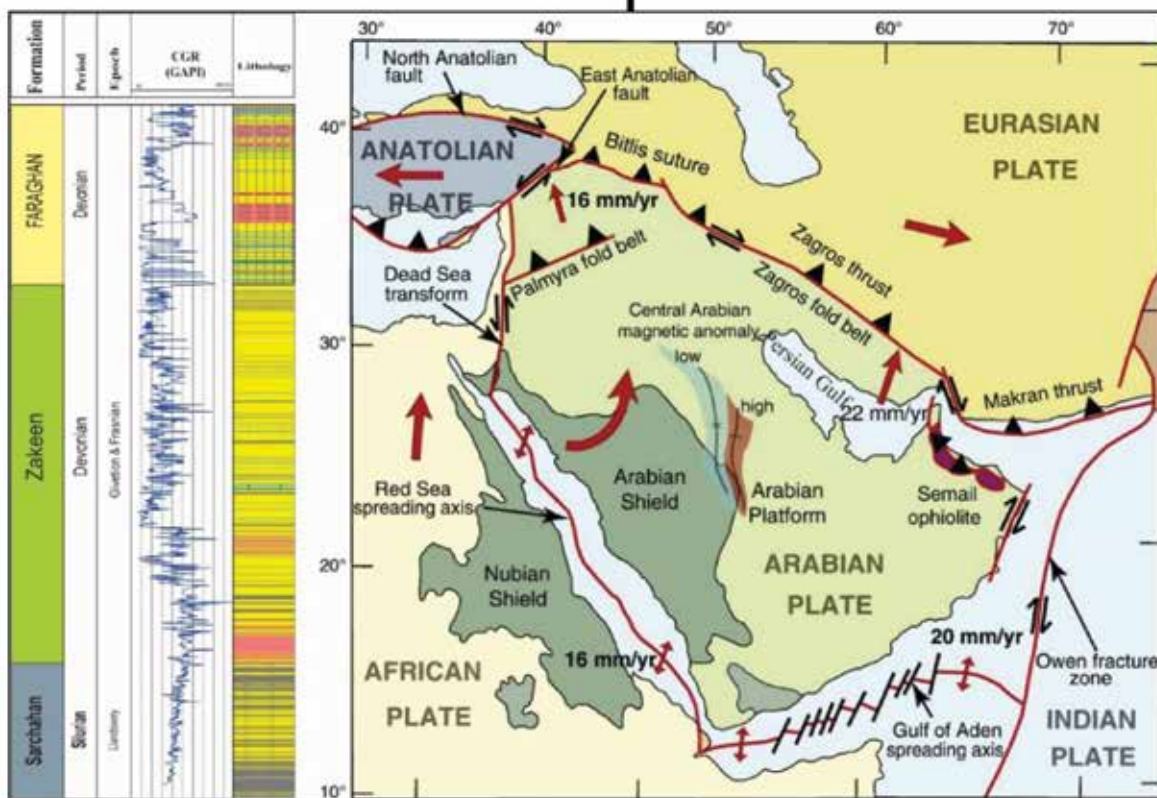
در پایان اردویسین وضعیت آب و هوایی جهان رو به سردی گذاشت و منجر به دوره یخچالی هرانتین شد (Brenchley et al., 1994)، که نهشته‌های یخچالی شمال آفریقا، آمریکای جنوبی، عربستان و یک سری عوارض جنب یخچالی را در آرموریکا و آلوانیا بر جای گذاشته است (Schandelmeier and Reynolds, 1997). ذوب کلاهک‌های یخی موجب بالا آمدن سریع آب دریاها در پایان هرانتین شد. نتایج آن ایجاد شرایط محیطی با اکسیژن پایین در مناطق شلف و رسوب‌گذاری شیل‌های غنی از مواد آلی در شمال آفریقا و صفحه عربی شد (Lüning et al., 2000). این شیل‌ها در عربستان سعودی به اسم شیل‌های قصبه از سازند قلیبا و در ایران به اسم سازند سرچاهان شناخته می‌شود. در ادامه کوهزائی کالدونین اتفاق افتاد و یک ناپیوستگی را در مرز رسوبات دونین با سیلورین شکل داد.

در بخش‌هایی از شمال شرقی زاگرس، توالی همگنی از ماسه سنگ‌های کوارتزی سفید رنگ وجود دارد که بین شیل‌های سرچاهان به سن سیلورین و ردیف کربناتی پرمین قرار دارند. مطالعات قویدل سیوکی (۱۹۹۸) نشان داد که بخش عمده ماسه سنگ‌های منصوب به پرمو-کربونیفر، در واقع سن دونین میانی پسین داشته و جزء کوچک‌تری از بخش بالایی آن متعلق به پرمین پیشین است. برای ردیف‌های آواری دونین بالایی نام سازند زاکین انتخاب شده که در قاعده با میکروکنگومرا آغاز شده و سپس با تناوبی از شیل‌های زغالی تیره و ماسه سنگ پوشیده می‌شود. اما بخش عمده این سازند از ماسه سنگ‌های سفید، خاکستری و گاهی قهوه‌ای تشکیل شده است. این سازند معادل سازندهای طویل، جوف و جبه در عربستان سعودی می‌باشند. سپس نهشته‌های سازند فراقان نهشته شده‌اند که حاوی ماسه‌سنگ با میان لایه‌های شیلی می‌باشد (Ghavidel-Syooki, 1998).

است که کانی‌شناسی، رسوب‌شناسی و زیرساختارهای سنگ شدیداً بر مقاومت سنگ مؤثر هستند (Khaksar et al., 2009). پژوهش‌هایی در راستای بررسی تأثیر پارامترهای سنگ‌شناسی، نظیر سیمان شدگی، فشردگی دانه‌ها و جنس آنها بر مقاومت سنگ انجام گرفته است. پلامپ (Plumb 1994) به بررسی ارتباط میان بافت و ترکیب سنگ‌های آواری و پارامترهای شکست کلمب، مقاومت فشاری تک‌محوره و زاویه اصطکاک پرداخته است. نتایج پژوهش نشان‌دهنده وابستگی مقاومت فشاری تک‌محوره به تخلخل، میزان رس و سیمانی شدن است. در پژوهشی که Yo-Ming Hsieh و همکاران در سال ۲۰۰۸ انجام داده‌اند به بررسی تأثیر ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ بر پارامترهای مکانیک سنگی پرداخته و نتایج حاکی از تأثیر بالای نحوه قرارگیری ذرات و چسبندگی آنها بر پارامترهای مکانیک سنگی است (Hsieh et al., 2008). در مطالعه‌ای Cantisani و همکاران (Cantisani et al., 2013) ارتباط کانی‌شناسی، پتروگرافی، فیزیک و مکانیکی ماسه سنگ‌های سازند Firenzuola بررسی کرده‌اند. نتایج مطالعات آنها نشان می‌دهد که حضور سیمان‌های کربناته، سبب کاهش تخلخل و افزایش مقاومت فشاری تک‌محوره و همچنین میزان رس بالا سبب افزایش خلل و فرج و تخلخل و کاهش مقاومت فشاری تک‌محوره می‌شود پژوهش چارسکی و همکاران (Charsky et al., 2017). به بررسی ناهمگنی و ناهمسانگردی مشخصات سنگ در یک محیط رسوبی، به تعیین استراتیگرافی مکانیکی پرداخته‌اند با شناسایی عوامل زمین‌شناسی مؤثر بر چینه‌نگاری مکانیکی، به پیش‌بینی‌های رفتار سنگ پرداخته می‌شود که برای تحلیل‌های پایداری چاه، شکاف هیدرولیکی، نشست زمین کارایی دارد.

زمین‌شناسی منطقه

توالی مورد مطالعه به ترتیب از پایین به بالا شامل سازندهای سرچاهان، زاکین و فراقان در میدانی در جنوب ایران می‌باشد. در این میدان سازند سرچاهان شامل شیل و ماسه‌سنگ می‌باشد. سازند زاکین که به صورت ناپیوسته بر روی سازند سرچاهان در میدان مورد مطالعه قرار گرفته، شامل ماسه‌سنگ و میان لایه‌های شیلی است. همچنین



شکل ۱. ستون لیتولوژی و سن سازندهای مورد مطالعه (چپ). نقشه صفحه عربی، مرزهای آن، عوارض زمین‌شناسی و بردار حرکت قاره‌ها (برگرفته شده از (Stern and Johnson, 2010))

روش مطالعه

آنها تصاویر CT-Scan تهیه شده است) و با به دست آوردن روابط تجربی اقدام به تبدیل مقادیر دینامیک پارامترهای مکانیک سنگی به حالت استاتیکی شده است. با انجام خوشه‌بندی بر روی پارامترهای مکانیک سنگی و شناسایی رخساره‌های رسوبی فاصله عمقی مورد مطالعه تقسیم‌بندی شد. برای واحدهای به‌دست‌آمده با توجه به همبستگی میان پارامترهای مکانیک سنگی و لیتولوژی، به بررسی تأثیرات لیتولوژی بر پارامترهای مکانیک سنگ پرداخته شده است.

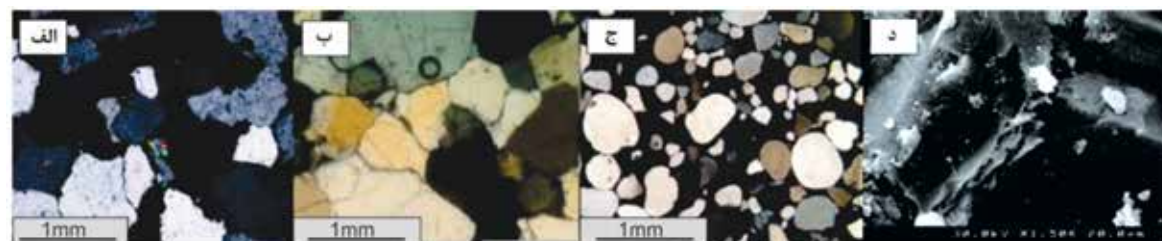
رخساره‌های زمین‌شناسی

با توجه به مطالعات پتروگرافی چاه (۶۵۰ نمونه مقطع نازک) و بررسی آنالیزهای صورت گرفته بر روی نمونه‌های شییلی و ماسه‌سنگی مانند SEM و XRD در مجموع این سه سازند به پنج رخساره (شامل چهار پتروفاسیس و یک میکروفاسیس) تقسیم‌بندی شدند (شکل ۱۲).

داده‌های موجود در این چاه شامل لاگ‌ها، مغزه و خرده‌های حفاری می‌باشد. در ابتدا به مطالعه لیتولوژی چاه و تعیین رخساره‌های موجود توسط طبقه‌بندی پتی جان (Pettijohn, 1975) (برای نمونه‌های آواری) و طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) (در صورت نیاز برای نمونه‌های کربناته) پرداخته شد (تعداد ۶۵۰ مقطع نازک تهیه شد). سپس با استفاده از روابط موجود و با به‌کارگیری لاگ‌های چاه پارامترهای مکانیک سنگی دینامیکی (شامل مدول یانگ (E)، ضریب پواسون (ν)، مقاومت فشاری تک‌محوره (UCS)، چسبندگی (C) و زاویه اصطکاک داخلی (φ)) محاسبه شده‌اند. برای تبدیل این مقادیر به حالت استاتیکی بایستی رابطه‌ای میان مقادیر دینامیک و استاتیک برقرار شود. برای این منظور بر روی نمونه‌های حاصل از مغزه‌های چاه، تست‌های تک‌محوره و سه‌محوره و چکش‌اشمیت انجام گرفته است (برای اطمینان از سالم بودن نمونه‌ها از

پتروفاسیس کوارتز آرنایت

اندازه دانه‌های تشکیل دهنده این پتروفاسیس از ماسه ریز تا ماسه متوسط تغییر می‌کند. جورشدگی در بخش پایینی نهشته‌ها خوب، در بخش مرکزی متوسط و در بخش بالایی ضعیف می‌باشد. دانه‌های کوارتز در غالب نمونه‌ها آرایشی کاملاً بسته داشته و مترکم شده‌اند (شکل ۲، الف، ب)، به‌گونه‌ای که غالباً مرز دانه‌ها در هم رفته و از نوع محدب-مقعر و مژرس می‌باشد. سیمان‌ها در این پتروفاسیس



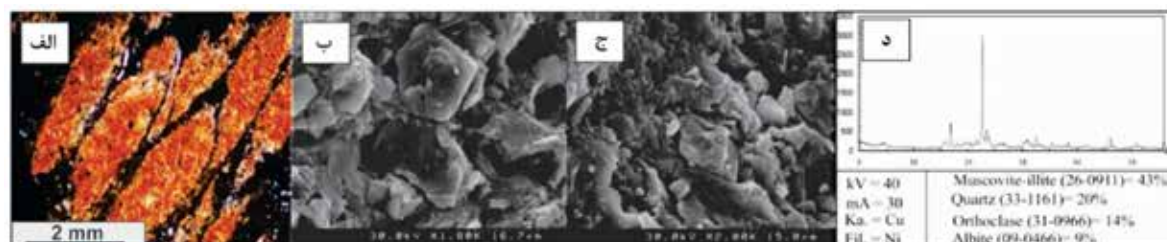
شکل ۲. الف) مقطع نازک سازند سرچاهان، سیمان سیلیسی و فشردگی مژرس ذرات کوارتز به همراه کانی زیرکن، نور پلاریزه، ب) مقطع نازک سازند زاکین، فشردگی و سیمانی شدن ذرات کوارتز، نور پلاریزه، ج) مقطع نازک بخش بالایی سازند زاکین، انفصال ذرات کوارتز، نور پلاریزه، د) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی سازند فراقان، حضور کانی رسی و سیمان سریسیتی

پتروفاسیس شیل

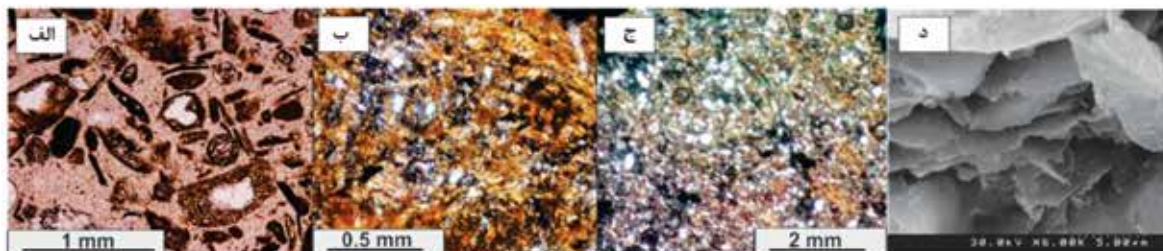
این پتروفاسیس شامل ذرات بسیار ریز رسی و در مواردی قطعات کوارتز (بسیار اندک) است. این پتروفاسیس در بخش پایینی سازند سرچاهان میزان کل مواد آلی بالا (شکل ۴-الف) و در دیگر بخش‌ها دارای ذرات کوارتز فراوان تری می‌باشد (شکل ۴-ب، ج). نتایج حاصل از پراش پرتو ایکس بر روی نمونه‌ها، نشان دهنده حضور کانی‌های رسی از نوع ایلیت و کائولینیت می‌باشد (شکل ۴-د). کانی‌های رسی جزء اصلی تشکیل دهنده این پتروفاسیس هستند. در مواردی ذرات پراکنده کوارتز سیلتی نیز حضور دارند. آنالیزهای ژئوشیمیایی میزان کل مواد آلی این بخش را نیز بیشتر از دیگر پتروفاسیس‌ها تعیین کرد.

پتروفاسیس گل‌سنگ قرمز

ذرات تشکیل دهنده این پتروفاسیس در اندازه سیلت و رس هستند که گسترش آن بیشتر به بخش‌های بالایی توالی مورد بررسی محدود می‌شود. گسترش اکسید آهن در برخی از بازه‌ها سبب گسترش افق‌های غنی از آهن با رنگ تیره شده است (شکل ۳-الف). براساس مطالعات اشعه ایکس، کانی‌های رسی در این پتروفاسیس بیشتر از نوع ایلیت-مسکوویت و به مقدار کمتر کائولینیت است (شکل ۳-د). تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی نیز علاوه بر کانی‌های رسی، اندازه متفاوت ذرات تشکیل دهنده و همچنین حضور دولومیت نیز در این رخساره را نشان می‌دهد (شکل ۳-ب، ج).



شکل ۳. الف) تصویر مقطع نازک رخساره گل‌سنگ قرمز، نور پلاریزه، ب، ج) تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از گل‌سنگ‌ها، د) آنالیز اشعه ایکس رخساره گل‌سنگی



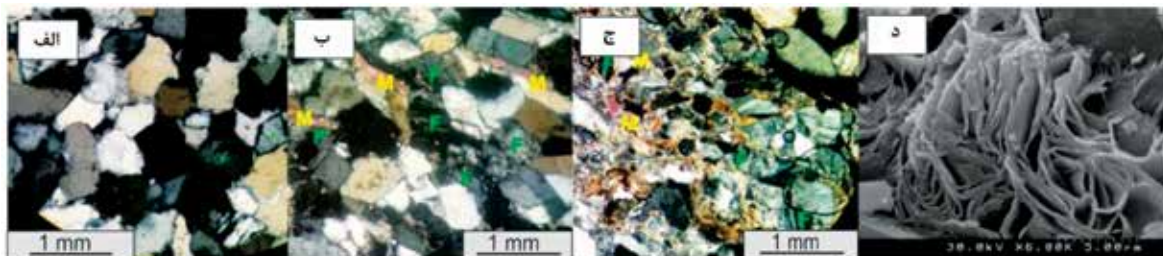
شکل ۴. الف) تصویر مقطع نازک رخساره شیل (بخش‌های تیره)، نور پلاریزه، ب) نور پلاریزه، ج) تصویر مقاطع نازک پتروفاسیس شیل ماسه‌ای، نور پلاریزه، د) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی کانی‌های رسی ایلیت

میکروفاسیس‌های کربناته

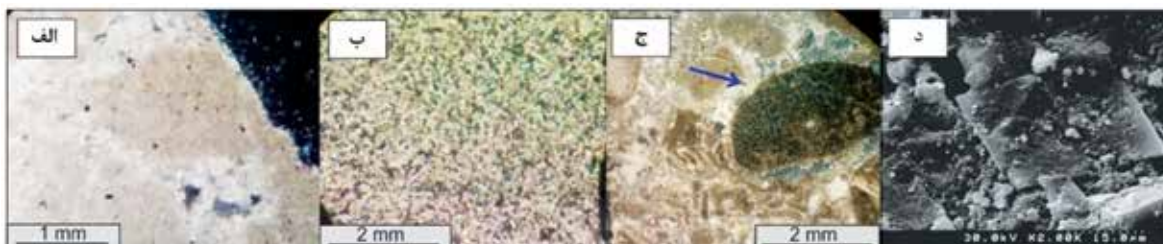
میکروفاسیس‌های کربناته بیشتر از نوع مادستون هستند (شکل ۶-الف، ج). این میکروفاسیس‌ها در بخش مرکزی سازند زاگین و بخش پایینی سازند فراقان وجود دارند. این میکروفاسیس‌ها طی دیاژنز تبلور مجدد یافته و درشت بلورتر شده‌اند (نئومورفیسم) (شکل ۶-ب). با توجه به این‌که کربنات‌ها با لایه‌های شیلی موجود در این توالی‌ها به صورت بین لایه‌ای هستند، حاصل از تبدیل کانی‌های رسی منیزیم سهم مهمی در تولید منیزیم مورد نیاز برای دولومیتی شدن گل‌های کربناته ایفا نموده است که در آنالیز XRD کاملاً مشخص می‌باشد (Moor, 1989). نتایج حاصل از پراش پرتو ایکس بر روی نمونه‌هایی از این سنگ‌های کربناته نشان از حضور کلسیت به مقدار بالا و دولومیت به مقدار کم در آنها است و همچنین در SEM نیز بلور دولومیت واضح می‌باشد (شکل ۶-د).

پتروفاسیس ساب آرکوز

در این پتروفاسیس علاوه بر غلبه دانه‌های کوارتز حدود ۱۰ تا ۱۰ درصد دانه‌های فلدسپار حضور دارند. فلدسپارها از هر دو نوع پتاسیم‌دار و پلاژیوکلاز با فراوانی نسبتاً برابر مشاهده شده‌اند. این گروه از سنگ‌ها نسبت به کوارتز آرنایت‌ها جورشدگی بدتری دارند. گردشگی ذرات نیز از نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد متغیر است. به‌طور کلی، از لحاظ آرایش، ذرات در ساب آرکوزها نیز مانند کوارتز آرنایت‌ها درهم رفته و فضای کمی برای سیمانی شدن باقی مانده است (شکل ۵-الف). با توجه به آنالیز پرتو ایکس کانی کوارتز و فلدسپار در این پتروفاسیس حضور دارد. (شکل ۵-ب). تصاویر میکروسکوپ الکترونی نشان می‌دهد که عمده کانی‌های رسی که در این پتروفاسیس حضور دارند از نوع ایلیت است که نتیجه تجزیه فلدسپارها هستند (شکل ۵-د). بعلاوه این تصاویر وجود مسکوویت را نیز تایید می‌کنند (شکل ۵-ب و ج).



شکل ۵. الف) تصویر مقطع نازک از پتروفاسیس ساب آرکوز با دانه‌های در هم رفته، نور پلاریزه، ب) نور پلاریزه، ج) حضور کانی فلدسپار و مسکوویت، نور پلاریزه، د) تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی، کانی ایلیت



شکل ۶. الف) تصویر میکروسکوپی از گل کربناته موجود در نهشته‌های سازند زاگین، نور پلاریزه، ب) میکروفاسیس گل کربناته تبلور مجدد یافته، نور پلاریزه، سازند فراقان، ج) قطعه دوکفه‌ای و جلبکی، نور پلاریزه، د) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از دولومیت

پارامترهای مکانیک سنگی

الف- پارامترهای مکانیک سنگی دینامیک

خواص مکانیک سنگی از جمله مدول یانگ، ضریب پواسون، مقاومت فشاری تک محوره، زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی با استفاده از روابط تحلیلی و تجربی و با به کارگیری اطلاعات سرعت امواج فشاری، برشی و چگالی، قابل محاسبه هستند، که در اصطلاح خواص ژئومکانیکی دینامیک نامیده می شوند. لازم به ذکر است که در فواصلی که سرعت موج برشی در دسترس نبوده است با استفاده از لیتولوژی سازندها و با به کارگیری رابطه تجربی گرینبرگ- کاستاگنا اقدام به برآورد سرعت موج برشی شده است. رابطه ارائه گردیده توسط گرینبرگ و کاستاگنا به صورت زیر است (Detournay and Cheng, 1988):

$$V_s = \frac{1}{\gamma} \left\{ \left[\sum_{i=1}^L X_i \sum_{j=1}^{N_i} a_{ij} V_p^j \right] + \left[\sum_{i=1}^L X_i \left(\sum_{j=1}^{N_i} a_{ij} V_p^j \right)^{-1} \right] \right\} \quad (1)$$

$$\sum_{i=1}^L X_i = 1$$

از اجزا سنگی، a_{ij} ضرایب رگرسیون تجربی، N_i ترتیب چند جمله ای برای جزء i ام، V_p^j سرعت موج فشاری برای رخساره سنگی زام در حالت اشباع از آب شور و V_s سرعت موج برشی برای سنگ چند کانایی بر حسب km/s است. روابط برخی از پارامترهای مکانیکی سنگی با استفاده از اطلاعات سرعت امواج و چگالی به صورت زیر می باشد (Fjar, 2008):

$$E_{dyn} = \rho V_s^2 \frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{V_p^2 - V_s^2} \quad (2)$$

$$\nu_{dyn} = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \quad (3)$$

که در این روابط E_{dyn} مدول یانگ دینامیک، ν_{dyn} ضریب پواسون دینامیک، p چگالی سنگ، V_p سرعت موج فشاری و V_s سرعت موج برشی می باشد. برای محاسبه پارامترهای مقاومت تک محوره فشاری، زاویه اصطکاک داخلی از روابط زیر استفاده شده است (Zoback, 2010):

$$UCS = 1.001 \phi^{-1.143} \quad (4)$$

$$UCS = 135.9 \exp(-4.8\phi) \quad (5)$$

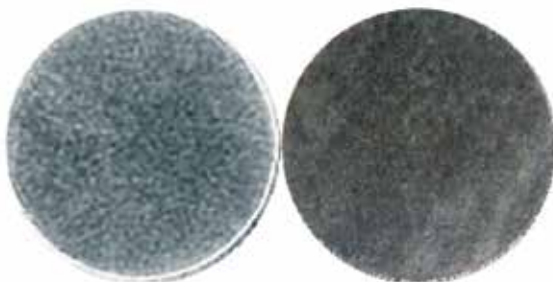
$$UCS = 277 \exp(-10\phi) \quad (6)$$

روابط ۴، ۵ و ۶ به ترتیب مربوط به شیل، کربنات و ماسه سنگ می باشند. رابطه زیر برای برآورد زاویه اصطکاک داخلی شیل با استفاده از سرعت موج فشاری ارائه شده است (Zoback, 2010):

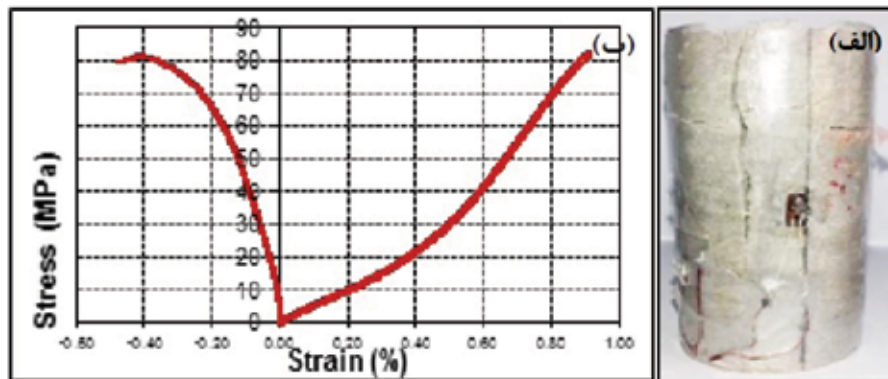
$$\phi = \sin^{-1} [(V_p - 1000)/(V_p + 1000)] \quad (7)$$

ب- پارامترهای مکانیک سنگی استاتیک

برای تبدیل پارامترهای دینامیکی به مقادیر استاتیک بایستی از روابط تجربی استفاده کرد. برای این منظور لازم است تا با انجام تست های آزمایشگاهی بر روی مغزه های حاصل از چاه، مقادیر استاتیک این پارامترها در عمق های مشخص، به دست آید و سپس با برقراری ارتباط میان مقادیر دینامیک و استاتیک این پارامترها، روابط تجربی را به دست آورد. برای این منظور بر روی مغزه های این چاه، در ۱۰۷ نقطه تست چکش اشمیت انجام گرفته است. ۸ نمونه (پلاگ) از مغزه های این چاه تهیه شد و برای اطمینان از سالم بودن از آنها تصاویر CT-Scan تهیه شد که تصاویر حاصله حاکی از سالم بودن نمونه ها بود (شکل ۷). همچنین بر روی چهار نمونه حاصل از مغزه های این چاه، تست مقاومت تک محوره (شکل ۸) و بر روی چهار نمونه دیگر تست مقاومت سه محوره (شکل ۹) انجام گرفت. با استفاده از نتایج این تست ها و مقادیر حاصل از روابط بالا، روابط موجود در جدول ۱ برای تبدیل مقادیر دینامیکی به استاتیکی به دست آمد (شکل ۱۲). در شکل ۹ نمودار مربوط به همبستگی پارامترهای دینامیکی و استاتیکی آورده شده است.



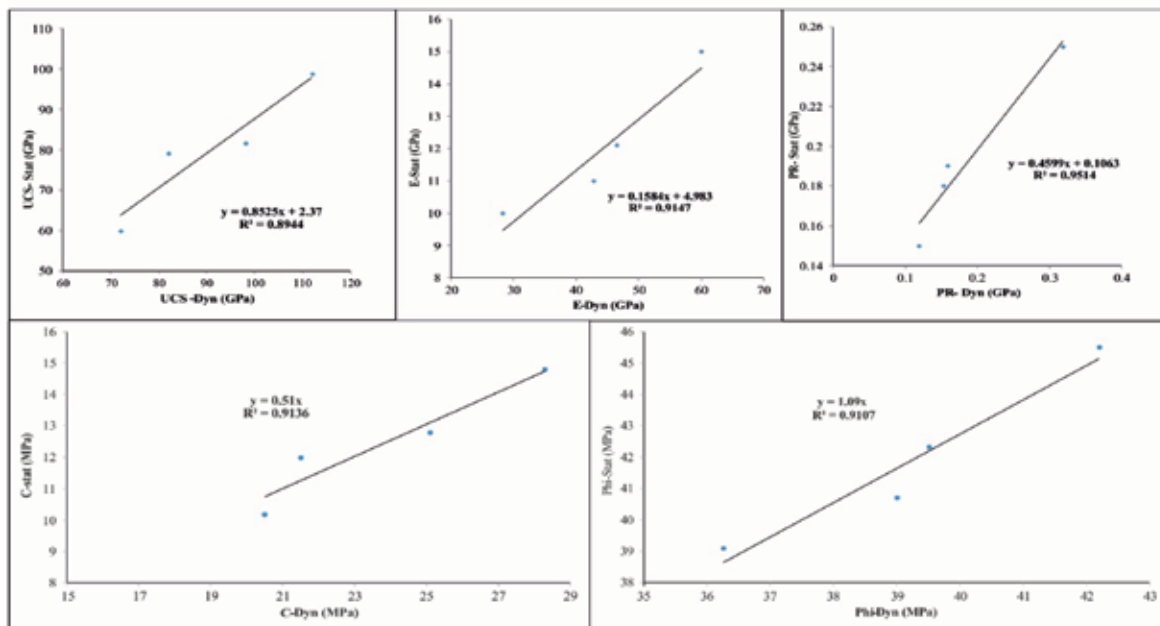
شکل ۷. الف) تصویر ماکروسکوپی نمونه تهیه شده از مغزه چاه، ب) تصویر CT-SCAN همان نمونه



شکل ۸. الف) تصویر نمونه شکسته شده، ب) نمودار تنش-کرنش آزمایش تک محوره بر روی یک نمونه

جدول ۱. روابط استخراج شده از همگام‌سازی داده‌های آزمایشگاهی و دینامیکی برای تبدیل مقادیر پارامترهای مکانیک سنگی دینامیکی به استاتیکی

ردیف	پارامتر مورد نظر	رابطه تبدیل
۱	مقاومت فشاری تک‌محوره	$UCS(Static) = 0.85 * UCS(Dyn)$
۲	مدول یانگ	$E(Static) = 0.1584 * E(Dyn) + 4.983$
۳	نسبت پواسون	$PR(Static) = 0.4599 PR(Dyn) + 0.1063$
۴	زاویه اصطکاک داخلی	$Phi(Static) = 1.09 * Phi(Dyn)$
۵	چسبندگی ذاتی	$C(Static) = 0.51 * C(Dyn)$



شکل ۹. نمودار مربوط به همبستگی پارامترهای دینامیکی و استاتیکی

این مطالعه استخراج واحدهای ژئومکانیکی بر اساس روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی بر روی نمودارهای پیوسته مکانیک سنگی تعمیم یافته به کل چاه انجام شده است (Revelle, 1979).

خوشه‌بندی پارامترهای مکانیک سنگی
در مطالعات گذشته، استخراج واحدهای ژئومکانیکی با استفاده از نمودارهای پتروفیزیکی یا نمودارهای پیوسته پارامترهای مکانیک سنگی مخزن انجام شده است. در

بسته به هدف مطالعه و داده‌های مورد نظر متفاوت است و می‌توان با توجه به نیاز، سطح مختلفی را تعیین کرد و در نتیجه خوشه‌بندی‌های متفاوتی را انجام داد.

تعیین واحدهای ژئومکانیکی در محل چاه

بعد از آماده کردن داده‌ها برای خوشه‌بندی و تعیین واحدهای ژئومکانیکی، مرحله بعد اعمال روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی برای تعیین خوشه‌های بهینه می‌باشد. برای این منظور نمودارهای مقاومت تک‌محوره، مدول یانگ، چسبندگی، زاویه اصطکاک داخلی و ضریب پواسون به‌عنوان متغیرهای ورودی انتخاب شد. شکل ۱۰ متغیرهای ورودی خوشه‌بندی را نشان می‌دهد.

بعد از انتخاب متغیرهای ورودی با استفاده از روش اقلیدوسی فاصله بین زوج داده‌ها با همدیگر محاسبه شد. در مرحله بعد با استفاده از الگوریتم‌های مختلف و فاصله محاسبه شده بین زوج داده‌ها در مرحله قبلی، زوج‌ها به همدیگر ارتباط داده شدند. در ادامه درخت خوشه‌ای برای داده‌های مورد مطالعه چاه تهیه شد (شکل ۱۱). با استفاده از درخت خوشه‌ای، شماره تعداد گونه‌های سنگی بهینه مشخص شد. همان‌طور که از شکل ۱۱ دیده می‌شود شش خوشه به‌عنوان تعداد خوشه‌های بهینه انتخاب گردید. مرحله آخر خوشه‌بندی با تعیین حد برش و انتخاب تعداد خوشه‌ها (۶ خوشه بهینه در این مطالعه) انجام گرفت.

جدول ۲ خصوصیات مکانیک سنگی هر یک از خوشه‌های ژئومکانیکی را نشان می‌دهد. شکل ۱۲ خوشه‌های ژئومکانیکی را در کنار رخساره‌های رسوبی، خواص مکانیک سنگی پیوسته و نمودارهای چاه‌پیمایی نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود انطباق مناسبی بین رخساره‌های زمین‌شناسی با خوشه‌های ژئومکانیکی استخراج شده وجود دارد. به این صورت که GMU_1,2,3,5 منطبق با بخش ماسه سنگی هستند و مقاومت سنگی بالایی دارند. البته GMU_5 در این مجموعه به این دلیل با Sub Arkose منطبق می‌باشد که رخساره ماسه سنگی ساب آركوزی در این بخش از چاه حالت لوزا و بدون سیمان می‌باشد و مقاومت بسیار پایین‌تری را نسبت به دیگر ماسه سنگ‌ها

روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی داده‌ها را در گروه‌های مجزا تقسیم‌بندی می‌کند که داده‌های موجود در این گروه‌ها بیشترین شباهت را با همدیگر و بیشترین تفاوت را با داده‌های موجود در گروه‌های دیگر دارا می‌باشند. روش گفته شده در طی چهار مرحله به شرح زیر انجام می‌گیرد.

محاسبه شباهت بین هر دو زوج داده خاص: این شباهت بر اساس بردار فاصله محاسبه می‌شود. برای این منظور الگوریتم‌های زیادی در کارهای گذشته پیشنهاد شده است که از میان آنها می‌توان به روش اقلیدوسی، اقلیدوسی استاندارد و منهتن اشاره کرد. معادله زیر روش اقلیدوسی را برای محاسبه فاصله بین دو زوج داده خاص نشان می‌دهد (Sfidari et al., 2014).

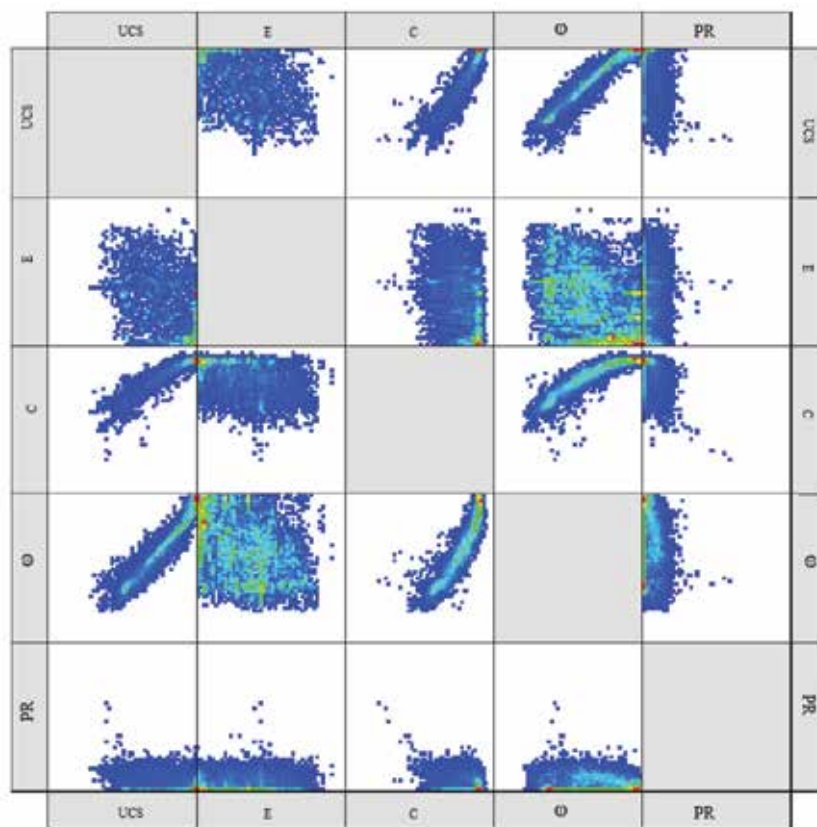
$$d_{rs} = \left\{ \sum_{j=1}^n |x_{rj} - x_{sj}|^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

که x_{rj} و x_{sj} به ترتیب مشاهده شماره j در خوشه r و s می‌باشند.

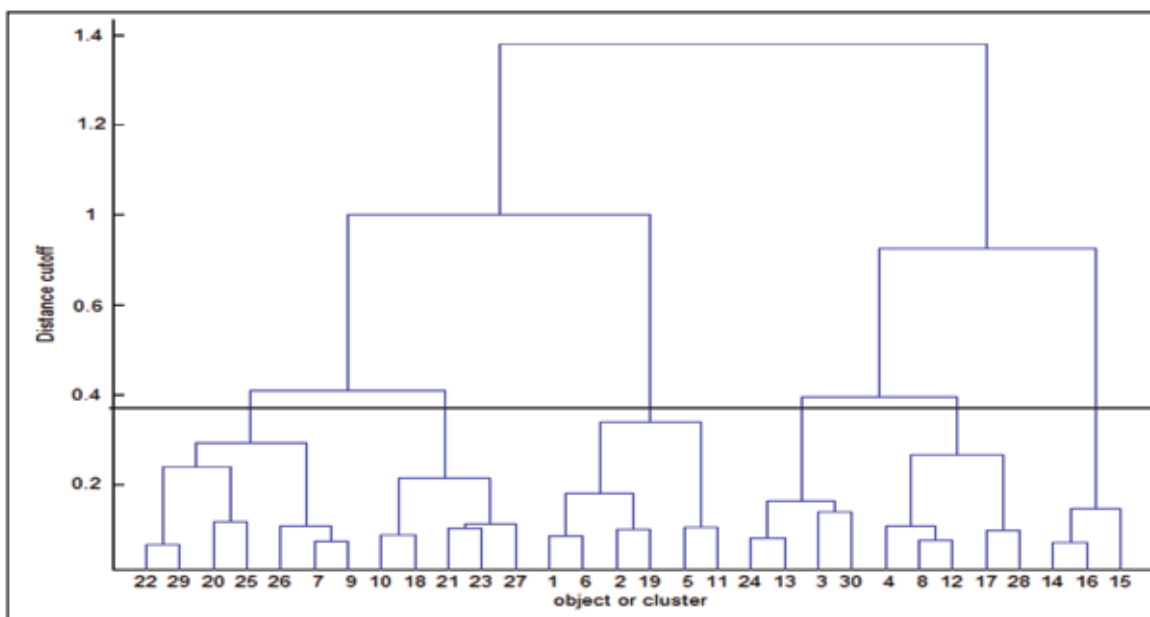
برقراری ارتباط میان اجزای مربوط به فواصل: در این مرحله لازم است تعیین شود که کدام یک از زوج‌های تشکیل شده باید در یک خوشه قرار گیرند. توابع مختلفی برای برقراری ارتباط بین داده‌ها و گروه‌بندی آن‌ها وجود دارد، به‌طوری‌که حداکثر فاصله بین اجزاء، حداقل فاصله، میانگین فاصله بین مرکز ثقل همه اجزای بردار می‌توانند در این تابع قرار گیرند.

تشکیل درخت خوشه‌ای (دندروگرام): در این مرحله با استفاده از اطلاعات حاصل از درجه ارتباط داده‌ها که آن‌ها را در گروه‌های مربوطه قرار می‌دهد، درخت خوشه‌ای تشکیل می‌شود. درخت خوشه‌ای متشکل از مجموعه خوشه‌های مختلف بوده، به‌طوری‌که هر یک از خوشه‌ها به یکدیگر مرتبط می‌باشند تا اینکه در نهایت کل داده‌ها در یک خوشه قرار می‌گیرند. در این نوع درخت محور افقی شامل تعداد داده‌ها و محور عمودی مقادیری را نشان می‌دهد که خوشه‌های مختلف برای تشکیل خوشه‌های جدیدتر به یکدیگر می‌پیوندند.

تعیین حد برش و استخراج خوشه‌ها: در این مرحله از آنالیز خوشه‌ای سلسله مراتبی، پس از رسم درخت خوشه‌ها، می‌توان با تعریف یک سطح خاص به‌عنوان حد برش خوشه‌های دلخواه بزرگ یا کوچک را تعریف نمود. تعیین تعداد خوشه‌ها



شکل ۱۰. متغیرهای ورودی خوشه‌بندی و ترسیم دوبعدی آنها با همدیگر

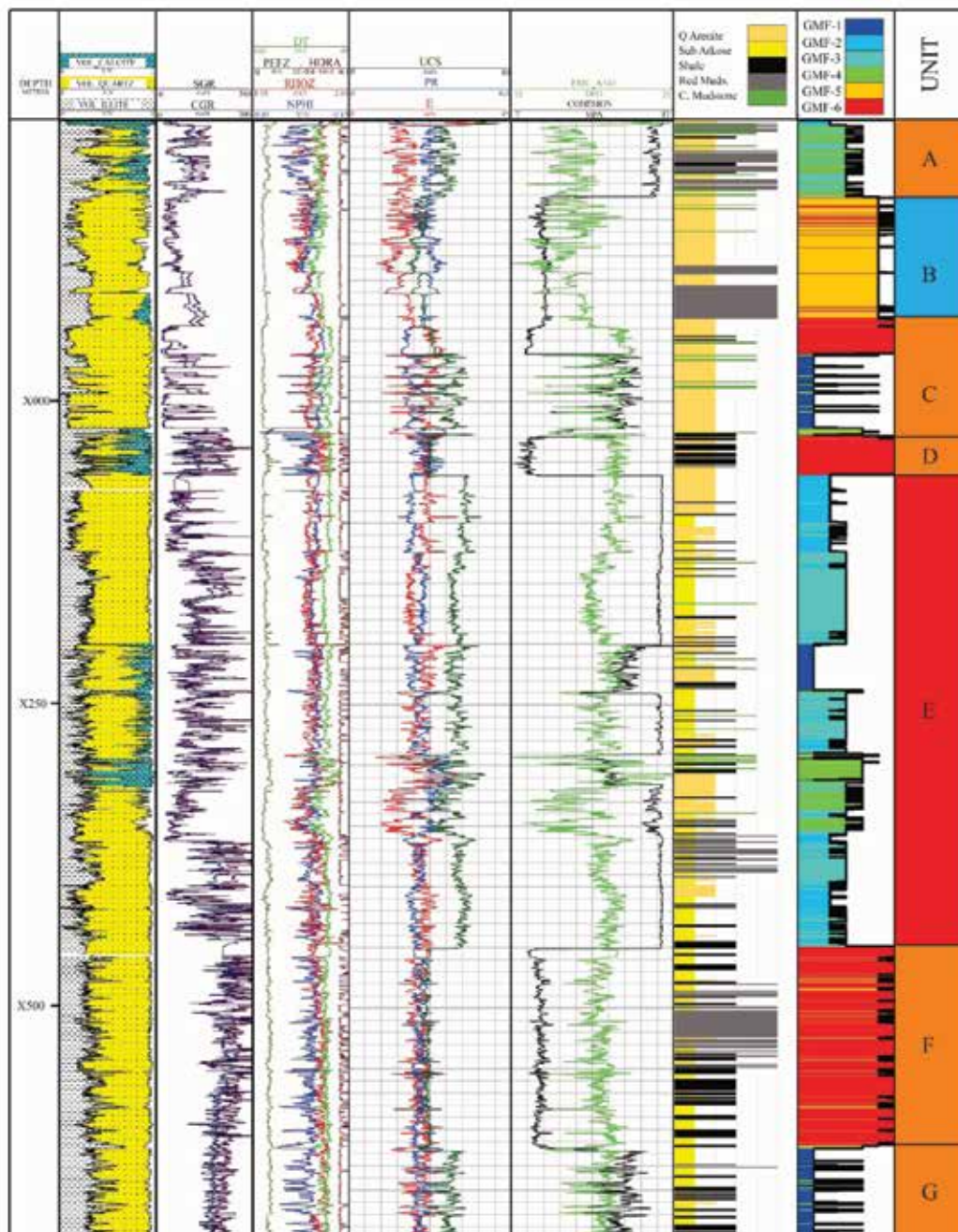


شکل ۱۱. درخت خوشه‌ای برای متغیرهای انتخاب شده به‌عنوان ورودی تعیین گونه‌های سنگی در چاه مورد مطالعه

نشان می‌دهد. همچنین GMU_4,6 با رخساره‌های شیلی در این مطالعه به دلیل بین لایه‌ای بودن با نهشته‌های شیلی نهشته‌های مورد مطالعه که دارای مقاومت سنگی پایین‌تری هستند، منطبق می‌باشند. میکروفاسیس کربناته نهشته‌ها و ضخامت بسیار کمی که دارد با GMU_4 منطبق شده است.

جدول ۲. میانگین خصوصیات پارامترهای مکانیک سنگی را در هر خوشه ژئومکانیکی و رخساره‌های زمین‌شناسی معادل

GMU	E	UCS	ϕ	PR	C	Equivalent Geo.Fancies
GMU_1	۲۱	۵۱/۲۰	۲۰/۶۷	۰/۲۰	۱۰/۲۵	Q. Arenite
GMU_2	۲۲/۴۱	۵۸/۱۴	۲۱/۰۱	۰/۱۹	۱۱/۲۳	Sub Arkose
GMU_3	۱۸/۲۲	۵۲/۵۴	۲۰/۱۲	۰/۲۳	۱۱/۱۷	Q. Arenite
GMU_4	۱۴/۱۲	۴۳/۶۸	۱۹/۲۱	۰/۲۷	۱۰/۱۲	Shale-C. Mudstone
GMU_5	۱۵/۱۳	۳۴/۷۸	۱۹/۱۲	۰/۲۵	۸/۲۱	Sub Arkose
GMU_6	۲۰/۴۳	۳۹/۲۸	۲۰/۵۵	۰/۲۲	۷/۹۴	Red Mud



شکل ۱۲. انطباق لاگ‌های پتروفیزیکی، نمودار خواص پیوسته مکانیک سنگی استاتیک، رخساره‌های زمین‌شناسی و واحدهای ژئومکانیکی تعیین شده برای سازندهای فراقان، زاکین و سرچاهان

نتیجه‌گیری

دارای محدوده وسیعی از مقاومت تک محوری سنگ هستند. مقاومت فشاری تک محوره سنگ به لیتولوژی وابسته است که تحت تأثیر عوامل زیادی از جمله جنس سنگ، سیمان شدگی، فشردگی و جورشدگی ذرات و اندازه ذرات تشکیل دهنده می‌باشد. بررسی تغییرات لیتولوژی در این هفت واحد نشان دهنده این است که بیشترین مقاومت سنگ مربوط به ماسه‌سنگ‌های با سیمان سیلیسی است که هرچه میزان فشردگی آنها بیشتر بوده مقاومت بالاتری را نشان می‌دهند و کمترین میزان مقاومت سنگ مربوط به ماسه سنگ‌های فاقد سیمان بدون میان لایه شیلی است. مطالعه انجام گرفته در یک چاه انجام گرفته است. انجام مطالعات مشابه در چاه‌های اکتشافی آینده و انطباق آن با نتایج این مطالعه منجر به تهیه یک چارچوب مشخص ژئومکانیکی مشخص برای میدان می‌گردد. این چارچوب زمین‌شناسی مشخص بعداً در کارهای دقیق‌تر ژئومکانیکی از قبیل تهیه مدل سه‌بعدی ژئومکانیک مخزن، پایداری چاه، مسیر بهینه حفاری چاه و طراحی شکاف هیدرولیکی مورد استفاده قرار گیرد.

منابع

- Bernab, Y., Frye, D. and Hayes, J., 1992. The Effect of Cement on the Strength of Granular Rocks. *Geophysical Research Letters*, 19, 1511-1514.
- Brenchley, P., Marshall, J., Carden, G., Robertson, D.B.R., Long and Anderson, T., 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, 22,4, 295-298.
- Cantisani, E., Garzonio, C., Ricci, M. and Vettori, S., 2013. Relationships between the petrographical, physical and mechanical properties of some Italian sandstones. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 60, 321-332.
- Charsky, A., Pyles, D. and Sonnenberg,

با مقایسه تغییرات لیتولوژی و نمودارهای پارامترهای مکانیک سنگی می‌توان نتیجه گرفت که پارامترهای چسبندگی، مدول یانگ و مقاومت فشاری تک‌محوره نسبت به ضریب پواسون و زاویه اصطکاک داخلی، حساسیت بیشتری به تغییر لیتولوژی نشان می‌دهند. با توجه به نتایج حاصل از تغییرات پارامترهای مقاومتی سنگ و همچنین رخساره‌های زمین‌شناسی، فاصله عمقی مورد مطالعه به هفت واحد قابل تقسیم است که هر واحد روند مشخصی از نظر تغییرات لیتولوژی و مکانیک سنگی دارد (شکل ۱۱).
 واحد A: شامل بخش شیلی با میان لایه‌های کربناته و ماسه سنگی است. میزان میانگین مقاومت فشاری برای این بازه برابر ۴۷/۵۱ مگاپاسکال می‌باشد. واحد B: شامل ماسه سنگ‌های فاقد سیمان می‌باشد و فشردگی آن بسیار پایین است و ماسه سنگ‌های سست را تشکیل داده‌اند که میزان متوسط مقاومت فشاری تک‌محوره آن ۳۴/۸۱ مگاپاسکال است. واحد C: به دلیل حضور سیمان سیلیسی در لایه‌های ماسه سنگی، مقاومت سنگ افزایش یافته است و مقاومت آن به ۴۶/۴۹ مگاپاسکال رسیده است. واحد D: محدوده شیلی دارای زغال و بدون سیمان را شامل می‌شود که مقاومت فشاری تک محوره آن برابر ۴۰/۲۹ مگاپاسکال است. واحد E: بیشتر شامل ماسه سنگ‌های است که سیمان آنها از جنس سرسیت و سیلیس می‌باشد به صورتی که میزان سیمان سیلیسی و فشردگی با افزایش عمق در حال افزایش است. مقاومت فشاری تک محوره برای این بخش برابر ۵۳/۳۲ مگاپاسکال است. واحد F: شامل تناوبی از لایه‌های ماسه سنگی با سیمان سیلیسی و سرسیتی، شیل‌های قرمز و سیاه می‌باشد، این تناوب شیل‌ها باعث کاهش مقاومت سنگ نسبت به واحد E شده است و مقاومت تک محوری آن به ۳۸/۷ مگاپاسکال رسیده است. واحد G: حضور لایه‌های ماسه سنگی در آن بیشتر از لایه‌های شیلی است و سیمان شدگی و فشردگی بسیار بالاتری دارد، در نتیجه میزان مقاومت سنگ افزایش یافته است و میزان مقاومت فشاری تک محوره به ۴۹/۵۷ مگاپاسکال رسیده است. ماسه سنگ‌ها با میزان سیمان و فشردگی متفاوت،

- S., 2017. Integrating Mineralogy, Process Sedimentology and Geomechanics for Development of a Mechanical Stratigraphy Model of the Bakken Formation. Unconventional Resources Technology Conference. Austin, Texas, USA: SPE.
- Detournay, E. and Cheng, A.D., 1988. Poroelastic response of a borehole in a non-hydrostatic stress field, in *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 171-182.
 - Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir.
 - Fjar, E. H., 2008, *Petroleum Related Rock mechanics*, Elsevier, 337.
 - Ghavidel-Syooki, M., 1998. Investigation on the upper Paleozoic Strata in Tang-e-Zakeen, and introducing Zakeen Formation, Kuh-e Faraghan Zagros Basin, South Iran. *Geosciences*, 29, 54-73.
 - Hsieh, Y.M., Li, H.H., Huang, T.H. and Jeng, F.S., 2008. Interpretations on how the macroscopic mechanical behavior of sandstone affected by microscopic properties-Revealed by bonded-particle model. *Engineering Geology*, 99, 1-10.
 - Khaksar, A., Taylor, P., Fang, Z., Kayes, T., Salazar, A. and Rahman, K., 2009. *Rock Strength from Core and Logs: Where We Stand and Ways to Go*. SPE 121972.
 - Lüning, S., Craig, J., Loydell, D., Štorch, P. and Fitches, B., 2000. Lower Silurian hot shales' in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth-Science Reviews*, 49,1, 121-200.
 - Pettijohn, F., 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York, 599.
 - Plumb, R., 1994. Influence of composition and texture on the failure properties of clastic rocks. *Eurock SPE/ISRM Rock Mechanics*. Delft, Netherlands: SPE.
 - Revelle, W., 1979. Hierarchical cluster analysis and the internal structure of tests. *Multivariate Behavioral Research*, 14,1, 57-74.
 - Schandelmeier, H. and Reynolds, P., 1997. *Paleogeographic-Paleotectonic Atlas of North-Eastern Africa. Arabia and Adjacent Areas*. Rotterdam, Netherlands, Balkema.
 - Sfidari, E., Kadkhodaie-Ilkhchi, A., Rahimpour-Bbonab, H. and Soltani, B., 2014. A hybrid approach for litho-facies characterization in the framework of sequence stratigraphy: A case study from the South Pars gas field, the Persian Gulf basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 121, 87-102.
 - Stern, R. and Johnson, P., 2010. Continental lithosphere of the Arabian Plate: a geologic, petrologic, and geophysical synthesis, *Earth-Science Reviews*, 101(1), 29-67.
 - Zare-Reisabadi, M., Kaffash, A. and Shadizadeh, S., 2012. Determination of optimal well trajectory during drilling and production based on borehole stability, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 56, 77-87.
 - Zeynali, M. E., 2016. Mechanical and physico-chemical aspects of wellbore stability during drilling operations, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 82-83, 120-124.
 - Zoback, M., 2010. *Reservoir Geomechanics*, Cambridge University Press, 489.

تفسیر داده‌های مغناطیس هوایی به‌منظور تخمین عمق پی‌سنگ مغناطیسی و گسل‌های پنهان در منطقه بصیران، خراسان جنوبی

محمد محمدزاده مقدم^(۱)، غلامعباس فنائی خیرآباد^(۲)، سعید میرزائی^(۳) و میثم عابدی^(۴)

۱. دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، پژوهشکده علوم پایه کاربردی، جهاد دانشگاهی شهید بهشتی تهران

۲. استادیار گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی بیرجند

۳. استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی، جهاد دانشگاهی شهید بهشتی تهران

۴. استادیار دانشکده مهندسی معدن، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۱/۲۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۴/۱۹

چکیده

منطقه بصیران واقع در جنوب شهر بیرجند در یک محیط آتش‌فشانی واقع شده و از نظر کانی‌سازی‌های معدنی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در سال ۱۳۸۳ عملیات مغناطیس‌سنجی هواپرد با وضوح بالا (فاصله خطوط ۲۵۰ متر) در محدوده‌ای به وسعت حدود ۸۵۰ کیلومتر مربع توسط سازمان زمین‌شناسی کشور اجرا شد. هدف از اجرای این عملیات علاوه بر شناسایی مستقیم کانی‌زایی‌های معدنی جدید، تولید یک پایگاه داده ژئوفیزیکی مطلوب برای مطالعات و اکتشافات زمینی در آینده بوده است. روش مغناطیس هواپرد ابزاری موثر در شناسایی پی‌سنگ مغناطیسی و شناسایی خطواره‌های مغناطیسی پنهان در مناطق مختلف بخصوص محیط‌های آتش‌فشانی است. به‌منظور تهیه نقشه‌های مغناطیسی مورد نیاز برای تفسیر زمین‌شناسی، تصحیحات و پردازش‌های لازم از جمله تصحیح تغییرات روزانه، دورافت، حرکات مانور بالگرد و هم‌ترازسازی بر روی داده‌های خام شدت میدان مغناطیسی صورت گرفت. در این مقاله با استفاده از داده‌های مغناطیس هواپرد به دو موضوع اساسی در اکتشافات پرداخته شده است: ۱- برآورد عمق پی‌سنگ مغناطیسی و ۲- شناسایی فابریک‌ها و گسل‌های مغناطیسی. به‌منظور برآورد ضخامت رسوبات غیرمغناطیسی از تلفیق روش‌های اویلر و ورنر استفاده شده است. با در نظر گرفتن شواهد زمین‌شناسی نتایج هر کدام از این روش‌ها مورد تحلیل قرار گرفت و سپس مطلوب‌ترین عمق مربوط به پی‌سنگ مغناطیسی در هر نقطه تعیین شد. در نهایت نقشه خطوط هم‌تراز پی‌سنگی مغناطیسی ارائه شد. در بسیاری از بخش‌های منطقه که توسط واحدهای آذرین پی‌سنگی پوشیده شده است، عمق صفر و دیگر بخش‌ها عمق چند متر تا حدود ۱۲۰۰ متر برآورد شده است. بیشترین عمق پی‌سنگ مغناطیسی مربوط به حوضه رسوبی شرق منطقه است. به‌منظور شناسایی خطواره‌های مغناطیسی از فیلتر مشتق زاویه تیلت در ارتفاع فراسوی ۵۰، ۲۰۰، ۵۰۰ و ۱۰۰۰ متر استفاده شد. آن دسته از گسل‌های مغناطیسی که در نقشه‌های تیلت فراسوی ۵۰۰ و ۱۰۰۰ متر قابل ردیابی هستند، به‌عنوان گسل‌های اصلی یا پی‌سنگی و دیگر گسل‌های شناسایی شده در نقشه تیلت به‌عنوان گسل‌های فرعی در نظر گرفته شد. در مجموع بیش از ۲۰ گسل پنهان درجه یک و دو شناسایی و به نقشه درآمد.

واژه‌های کلیدی: بصیران، خراسان جنوبی، خطواره مغناطیسی، پی‌سنگ مغناطیسی، مغناطیس‌سنجی هواپرد.

مقدمه

منطقه بصیران در فاصله هوایی ۱۰۰ کیلومتری جنوب شهرستان بیرجند واقع شده است. مساحت منطقه مورد بررسی در حدود ۸۵۰ کیلومترمربع است. کانسارهای قلعه‌زری، بیشه، بصیران و دیگر اندیس‌های مشخص شده در نقشه زمین‌شناسی و گزارش‌های منتشر شده نشان‌دهنده پتانسیل معدنی بسیار بالای این منطقه است (www.ngdir.ir). بر همین اساس سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در سال ۱۳۸۳ عملیات مغناطیس‌سنجی هوابرد با وضوح بالا در این منطقه اجرا نموده است. پردازش‌ها و تصحیحات اولیه در واحد ژئوفیزیک هوایی این سازمان انجام و نتایج آن در مقاله فنایی و همکاران (۱۳۸۷) منتشر شده است. پس از پردازش داده‌ها و تهیه نقشه‌های مغناطیسی، به تفسیر داده‌ها و ارتباط ناهنجاری‌ها با پدیده‌های زمین‌شناسی پرداخته شده است. با صرف‌نظر کردن از کاربرد مستقیم روش مغناطیس‌سنجی در شناسایی توده‌های آهن، می‌توان بیان نمود که این روش به‌طور غیرمستقیم در بحث اکتشافات سایر مواد معدنی و هیدروکربوری کاربرد دارد. داده‌های مغناطیس‌سنجی دربرگیرنده اطلاعات زمین‌شناسی و ساختاری زیرسطحی بسیار سودمندی است که برای آشکار شدن آن‌ها نیاز به تفسیر صحیح داده‌ها و درک درست از نحوه پاسخ مواد و پدیده‌های زمین‌شناسی دارد. در این پژوهش با استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوابرد منطقه بصیران، اطلاعات بسیار مهم و پایه‌ای در زمینه اکتشافات معدنی و هیدروکربوری ارائه شده است. در این پژوهش به تخمین عمق پی‌سنگ مغناطیسی و شناسایی خطواره‌های مغناطیسی پرداخته شده است. بستر مغناطیسی عبارت است از سنگ‌های با ترکیب گرانیتی و دگرگونی که در زیر واحدهای رسوبی واقع شده و برای اکتشافات هیدروکربوری و معدنی حائز اهمیت هستند (Kumar et al., 2018). روش‌های متعددی برای شناسایی بستر مغناطیسی وجود دارد که از مهم‌ترین این روش‌ها می‌توان به واهمامیخت اویلر و ورنر اشاره نمود (Nabighian et al., 2005). همچنین داده‌های مغناطیس‌هوایی می‌توانند نقش مهمی در شناسایی گسل‌های پنهان یا

با رخنمون اندک ایفا کنند. این در حالی است که در بیشتر موارد، خطر لرزه‌ای گسل‌های مدفون یا پوشیده تا زمان ایجاد گسیختگی در پی رخداد زمین لرزه همچنان ناشناخته باقی می‌مانند. استفاده از روش مغناطیس‌سنجی برای شناسایی گسل‌ها در بسیاری از مناطق جهان نتایج بسیار سودمندی ارائه کرده است (Philips, 2002; Mbraga et al., 2012). در ایران نیز مطالعه گسل‌های مغناطیسی با استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوابرد با فاصله خطوط ۷/۵ کیلومتر در کل پهنه ایران انجام شده است (امیرپور اصل و سهرابی، ۱۳۹۴؛ فروتن و خیرالهی، ۱۳۹۳). از آنجایی که داده‌های مورد استفاده در این دو پژوهش اخیر از وضوح کمی برخوردار بوده است، بنابراین گسل‌های معرفی شده عمدتاً مربوط به گسل‌ها اصلی ایران می‌باشد.

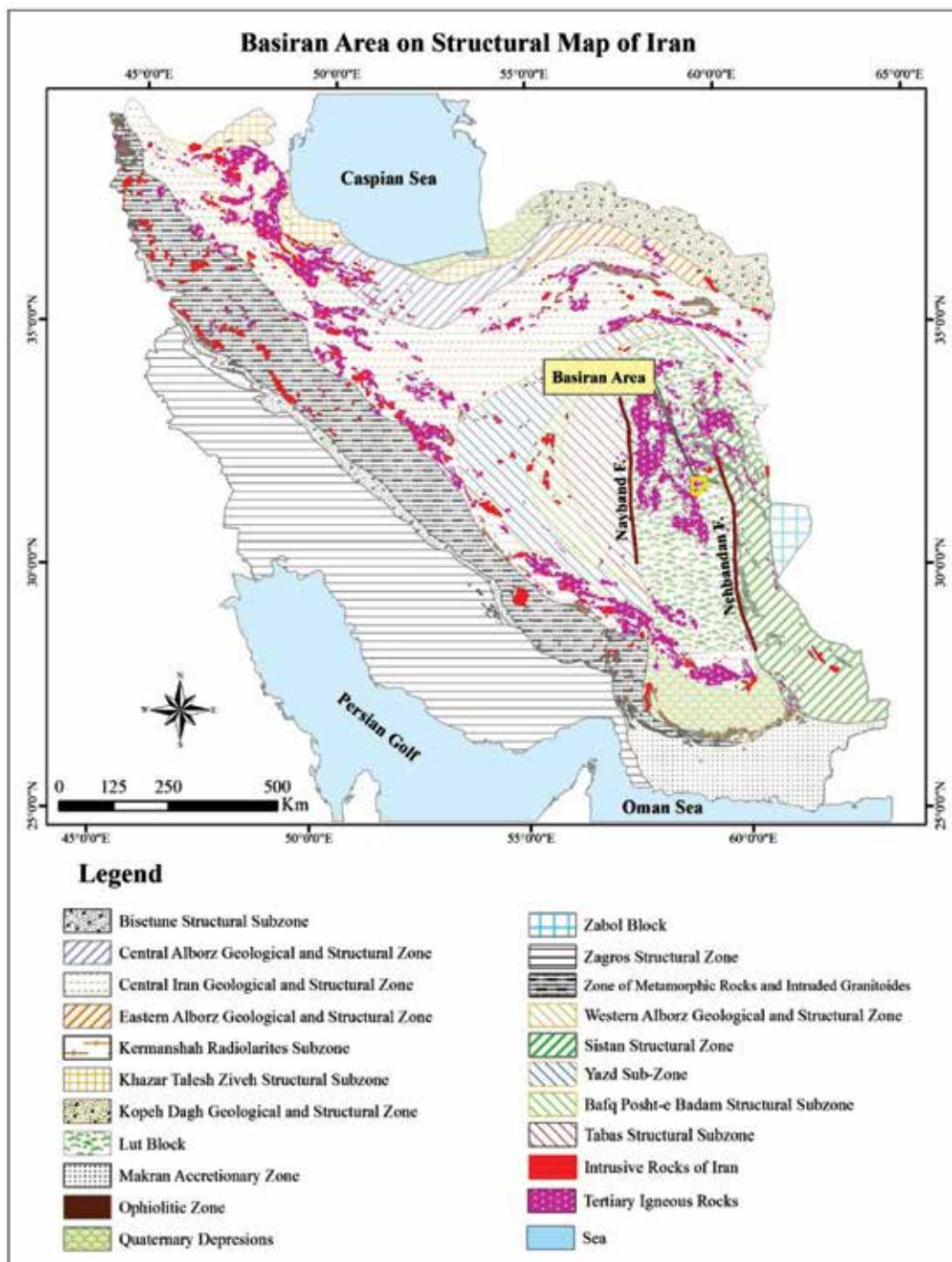
در این مقاله بر پایه داده‌های مغناطیس‌هوابرد با وضوح بالا، با استفاده از روش‌های اویلر و ورنر و تلفیق آن‌ها با پدیده‌های زمین‌شناسی به شناسایی و مطالعه بستر مغناطیسی پرداخته شده است. همچنین بر اساس نتایج نقشه‌های مشتقات میدان به‌ویژه نقشه مشتق تیلت، خطواره‌های مغناطیسی پنهان شناسایی و به نقشه درآمده است. در نهایت کلیه لایه‌ها جهت تفسیر، با یکدیگر تلفیق و در قالب یک نقشه ژئوفیزیکی-زمین‌شناسی ارائه شده است.

زمین‌شناسی عمومی

از نظر تقسیمات ساختاری ایران، این منطقه در حاشیه خاوری بلوک لوت قرار می‌گیرد (شکل ۱). بلوک لوت با طول و عرض حدود ۹۰۰ و ۲۰۰ کیلومتر در شرق ایران قرار دارد و توسط گسل نهبندان و بلوک سیستان از سمت خاور و گسل نایبند و زیربلوک طبس از سمت باختر محدود می‌شود. از نظر سنگ‌شناسی این بلوک عمدتاً توسط سنگ‌های آتش‌فشانی، پیروکلاستیک و ساب‌ولکانیک مربوط به دوره الیگومیوسن پوشیده شده است (Karimpour et al., 2011). به‌طور کلی واحدهای آتش‌فشانی در شرق ایران به‌صورت پراکنده قابل مشاهده هستند، زیرا این واحدها عمدتاً در مرحله فرورانش تا مراحل پس از برخورد صفحات قاره‌ای آسیا و عربستان شکل گرفته‌اند (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1999). این واحدها بخش زیادی

فراهم می‌آورد. از مهم‌ترین این نوع کانی‌سازی‌ها می‌توان به مس، طلا، آهن و منگنز اشاره کرد (Lotfi, 1982; Tarkian et al., 1983; Jung et al., 1983; Saadat et al., 2008 and 2009; Arjmandzadeh et al., 2011; Arjmandzadeh, and Santos, 2014, Barghi, et al., 2018).

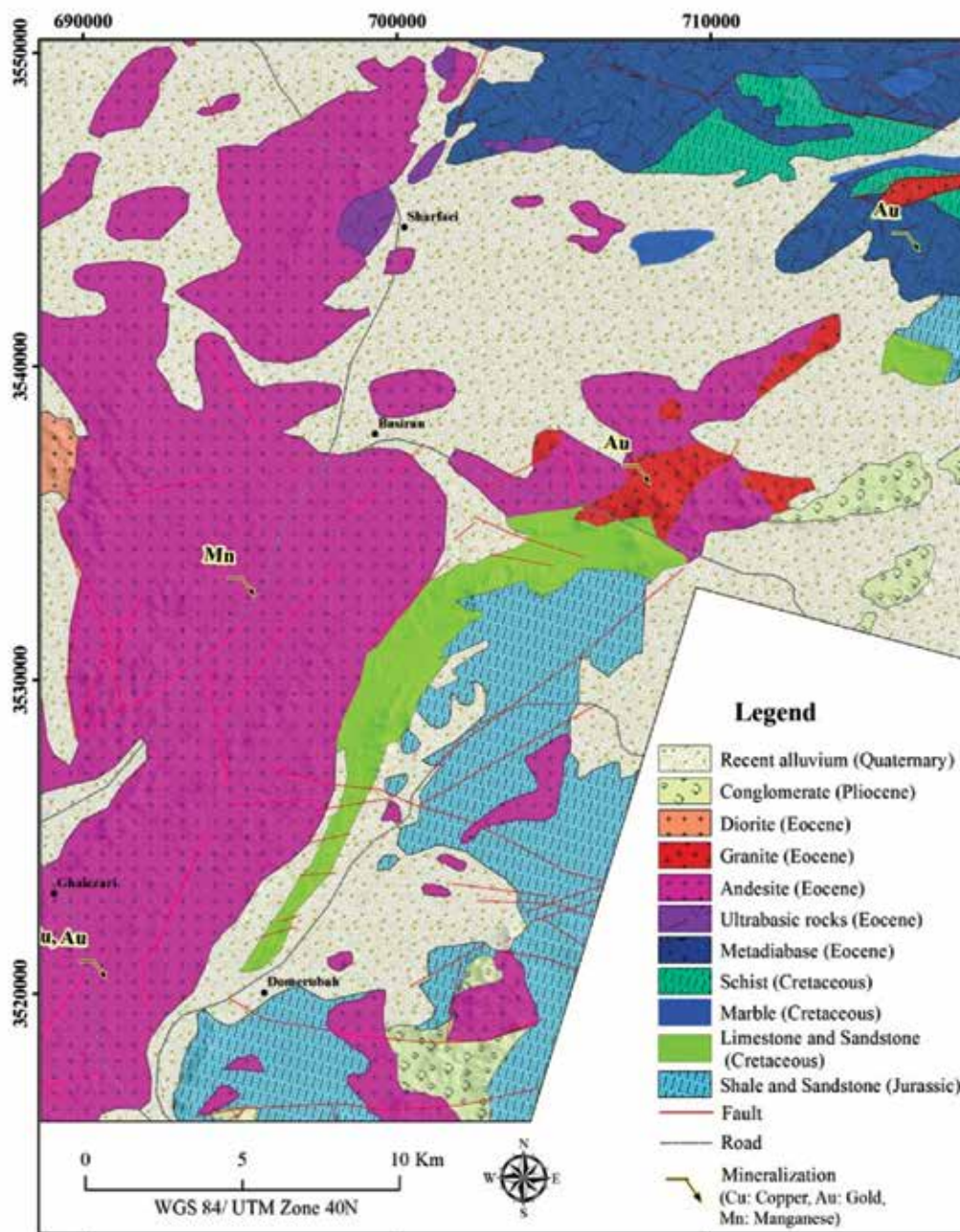
از مساحت شرق ایران را پوشانده‌اند (Pang et al., 2013). پدیده آتش‌فشانی در شرق ایران عمدتاً بین بلوک سیستان از سمت خاور و طبس از سمت باختر محدود می‌شود (Walker et al., 2009). تشکیل این نوع از واحدهای آذرین حاصل از زون‌های برخوردی و فرورانش، شرایط لازم برای ایجاد انواع مختلفی از کانی‌سازی‌های معدنی را



شکل ۱. موقعیت منطقه بصیران بر روی نقشه بلوک‌های ساختاری ایران (Aghanabati, 1998).

قدیمی‌ترین واحدهای این منطقه مربوط به رسوبات شیل و ماسه‌سنگ شمشک بوده که عمدتاً در سمت شرق منطقه رخنمون دارند. اجرای عملیات مغناطیس‌سنجی هوارد با وضوح بالا، گام مهمی در شناخت بهتر زمین‌شناسی سطحی و زیرسطحی ایفا نموده و نقش مهمی در توسعه اکتشافات معدنی و همچنین هیدروکربوری در این منطقه خواهد داشت.

شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود در این منطقه انواع کانی‌سازی‌های اقتصادی حضور داشته و معادن مهمی همچون قلعه‌زری، بصیران، بیشه و دیگر اندیس‌های معدنی کوچک و متوسط در حال فعالیت هستند. در این منطقه حضور واحدهای رسوبی و آذرین در مجاورت یکدیگر شرایط ایجاد کانی‌سازی بزرگ اسکارنی را نیز بوجود آورده است.

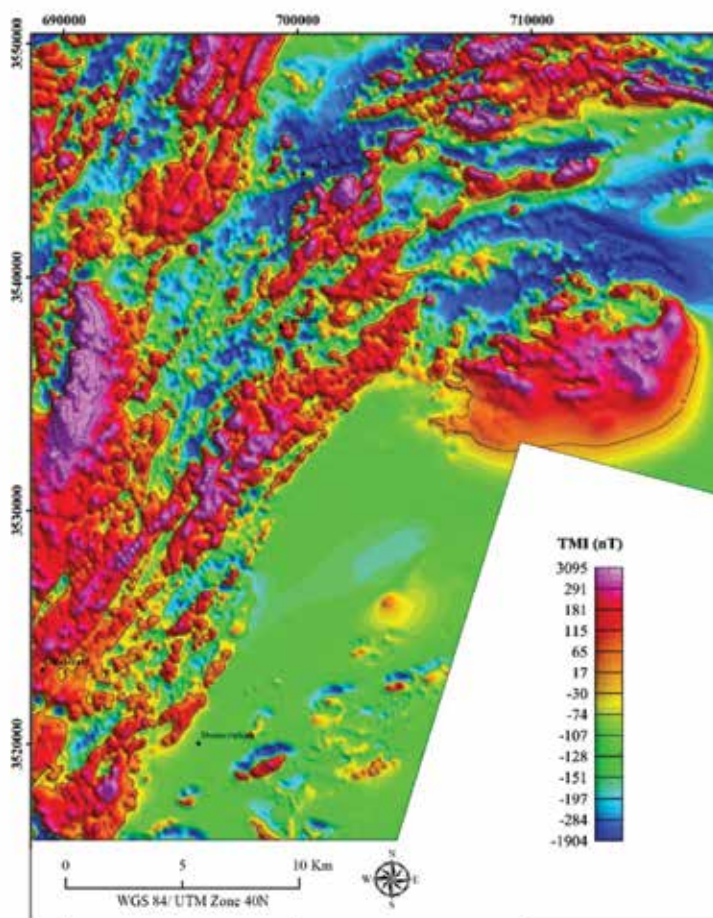


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه بصیران. برگرفته از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند و دهسلم (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند و بصیران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)

داده‌های مغناطیس هوابرد

به روند زمین‌شناسی عمومی در این منطقه، آزمون خطوط پرواز ۱۰۵ درجه انتخاب و اجرا شد. پس از برداشت داده کلیه تصحیحات و پردازش‌های اولیه (از جمله تصحیح تغییرات روزانه (Diurnal)، دورافت (Lag)، حرکات بالگرد (Heading)، هم‌سطح‌سازی داده‌ها (Leveling) و تصحیح زمینگان (IGRF) توسط فنایی و همکاران (۱۳۸۷) انجام شد.

عملیات ژئوفیزیک هوابرد به روش مغناطیس‌سنجی در منطقه بصیران توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور توسط یک بالگرد مجهز به دو مغناطیس‌سنج بخار سزیم به همراه دیگر تجهیزات جانبی انجام شد. فاصله خطوط پرواز از یکدیگر ۲۵۰ متر، فواصل برداشت داده ۱۰ متر و ارتفاع بالگرد ۴۰ متر از سطح زمین می‌باشد. با توجه



شکل ۳. نقشه داده‌های مغناطیس هوابرد منطقه بصیران (فاصله خطوط پرواز ۲۵۰ متر و ارتفاع بالگرد ۴۰ متر می‌باشد)

آذین منطقه است. در نقشه‌های میدان مغناطیسی منطقه بافت نامنظم و سیگنال‌های با دامنه قوی و فرکانس بالا وجود دارد که از ویژگی‌های محیط آتش‌فشانی است. عمده منطقه مورد مطالعه به جز بخش‌های جنوب شرقی منطقه توسط این واحدهای مغناطیسی پوشیده شده است.

به‌منظور تولید نقشه‌های مورد نیاز این پژوهش، کلیه داده‌های مذکور توسط الگوریتم کمترین انحنای (موجود در نرم‌افزار Geosoft Oasis Montaj) با ابعاد شبکه ۶۰۲ متر شبکه‌بندی شد. شکل ۳ نقشه میدان مغناطیسی (TMA) را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود شدت تغییرات میدان مغناطیسی به حدود ۵۰۰۰ نانوتسلا می‌رسد که نشان‌دهنده وجود کانی‌های فری مغناطیس در سنگ‌های

1. Minimum curvature
2. Grid cell size

باشد. با توجه به شکل ۴ و وجود پاسخ مغناطیسی آرام در بخش شرق و جنوب شرق منطقه، به نظر می‌رسد در این بخش واحدهای آتش‌فشانی حتی در اعماق نیز فعالیت چندانی نداشته و بنابراین واحدهای رسوبی ضخامت قابل توجهی را ایجاد کرده‌اند. بررسی ضخامت واحدهای رسوبی و همچنین شناسایی دقیق ساختارهای مغناطیسی خطی در منطقه بصیران از مهم‌ترین اهداف این مقاله است که در ادامه شرح داده می‌شود. در ادامه به منظور اعمال روش‌های پردازش و تخمین عمق از داده‌های انتقال به قطب (RTP) به‌عنوان داده مبنا استفاده شده است.

برآورد عمق پی سنگ مغناطیسی

یکی از اساسی‌ترین اهداف در تفسیر داده‌های مغناطیس‌سنجی تخمین عمق ناهنجاری‌های مغناطیسی است. روش اویلر (Euler) روشی است که برای تخمین عمق بسیار کاربرد دارد اما در این روش میزان سطح اعتماد جواب‌ها، به انتخاب صحیح شاخص ساختاری و پنجره تخمین عمق بستگی دارد. روش ورنر (Werner) روش دیگری برای محاسبه عمق می‌باشد که به ویژگی‌های مغناطیس‌شوندگی توده بستگی ندارد. این دو روش بر روی داده‌های مغناطیس هوای منطقه بصیران اعمال شد و نتایج آن به منظور بررسی عمق پی سنگ مغناطیسی مورد بررسی قرار گرفته است.

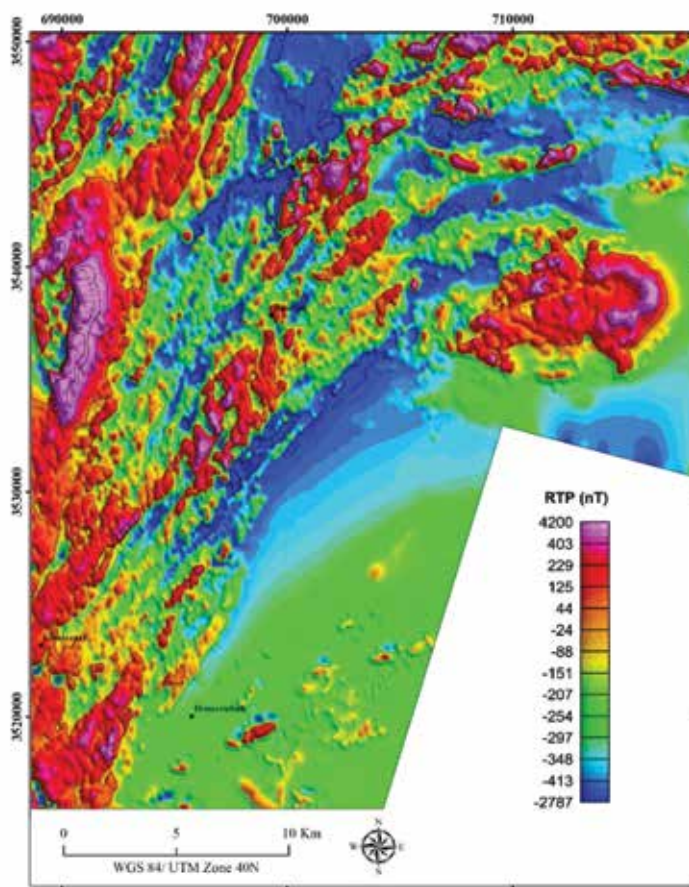
۱- روش واهامیخت اویلر (Euler Deconvolution)

روش اویلر از گرادیان‌های قائم میدان مغناطیسی به منظور برآورد مکان افقی و عمق منشأ‌های مغناطیسی استفاده می‌کند. معادله اویلر در حالت سه‌بعدی به صورت رابطه ۱ تعریف می‌شود (Reid et al., 1990):

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (1)$$

که در آن (x_0, y_0, z_0) مختصات منبع زیرسطحی ایجادکننده ناهنجاری مغناطیسی، $\frac{\partial T}{\partial x}$ ، $\frac{\partial T}{\partial y}$ و $\frac{\partial T}{\partial z}$ مشتقات میدان مغناطیسی در سه جهت x, y, z, N شاخص ساختاری است و مربوط می‌شود به نرخ تغییرات میدان با فاصله از منشأ و B میدان مغناطیسی منطقه‌ای درون پنجره اویلر می‌باشد. معادله اویلر با استفاده از یک روش خطی

به منظور امکان انجام بررسی بهتر ناهنجاری‌های مغناطیسی و حذف اثر زاویه میل مغناطیسی باید از فیلتر انتقال به قطب (RTP) استفاده شود. با اعمال این فیلتر، مقادیر بیشینه و کمینه ناهنجاری‌ها دقیقاً بر روی توده‌های ایجادکننده آن قرار می‌گیرد و لذا تفسیر آن‌ها آسان‌تر می‌شود. در این مقاله به منظور اعمال این فیلتر از روش کاهش به قطب دیفرانسیلی (Arkani-Hamed, 2007) استفاده شده است. در این روش برخلاف روش مرسوم و قدیمی که کل داده‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس زاویه میل و انحراف یک نقطه ثابت به قطب منتقل می‌شود (Barnov, 1957)، هر داده مغناطیسی بر اساس مختصات زاویه میل و انحراف مخصوص به خود، به قطب مغناطیسی منتقل می‌شود. بنابراین در مواردی مشابه منطقه بصیران که منطقه مورد مطالعه از وسعت بالایی برخوردار است، دقت روش انتقال به قطب دیفرانسیلی بسیار بالاتر از روش‌های قدیمی خواهد بود. شکل ۴ نتایج اعمال این فیلتر بر روی داده‌های شدت میدان مغناطیسی باقیمانده (TMA) را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود وضعیت ناهنجاری‌ها کمی تغییر کرده و در موقعیت بالای توده قرار گرفته‌اند. پاسخ‌های مغناطیسی با شدت بالا، فرکانس بالا، گرادیان شدید و شکل نامنظم از مهم‌ترین ویژگی‌های مناطق آتش‌فشانی است. وجود واحدهای آندزیتی و بازالتی با ضخامت قابل توجه، ترکیب متفاوت و احتمالاً مربوط به دوره‌های فورانی متفاوت از دلیل ایجاد این بافت مغناطیسی در منطقه بصیران است. این واحدهای سنگی در برخی موارد ساختارهای باریک، حلقوی و یا شبه حلقوی ایجاد می‌کنند. وجود برخی ساختارهای خطی با امتداد شمال‌شرق-جنوب غرب در بسیاری از بخش‌های منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود؛ به طوری که با افزایش مواد فرومنیزین در ترکیب واحدهای آتش‌فشانی، دامنه پاسخ مغناطیسی نیز افزایش می‌یابد. در بخش شرقی منطقه نیز یک ناهنجاری مغناطیسی مثبت مشاهده می‌شود که یک ساختار شبه حلقوی را ایجاد کرده است. این ناهنجاری می‌تواند ناشی از فعالیت یک مخزن ماگمایی و متعاقباً تفریق ماگمایی و احتمالاً یک کالدرای آتش‌فشانی در این مکان



شکل ۴. نقشه میدان مغناطیسی RTP

داده می‌شود و شاخص ساختاری صحیح‌تر شاخصی در نظر گرفته می‌شود که اولاً بیشترین خوشه‌بندی را در پاسخ‌ها داشته باشد، یعنی پاسخ‌های با عمق یکسان مجاور هم باشند و ثانیاً در مناطقی که از لحاظ آماری بی‌هنجاری وجود ندارد، تعداد نقاط حل اوپلر کمینه باشد (Beiki, 2010). از آنجاکه هیچ دید مناسبی از ساختارها در اعماق زمین وجود ندارد برای رسیدن به شاخص ساختاری مناسب، باید اعداد مختلف شاخص ساختاری، مورد آزمایش قرار گیرند. در این مطالعه از مقدار ۰/۵ تا ۳ با افزودن مقادیر ۰/۱ تخمین این اندیس صورت گرفت. با توجه به مطالب مذکور، بهترین شاخص ساختاری که برای شکل بی‌هنجاری اصلی موجود در منطقه برآورد شد، دامنه عددی بین ۰/۸ تا ۱/۲ است که به‌طور میانگین شاخص ساختاری ۱/۲ به‌عنوان شاخص ساختاری میانگین در منطقه مورد بررسی انتخاب شد. این موضوع

کمترین مربعات قابل حل است (Reid et al., 1990). مقدار شاخص ساختاری به هندسه و شکل منشاء بی‌هنجاری مغناطیسی وابسته است و مقدار آن از صفر تا سه (در مغناطیس) می‌باشد؛ به طوری که مقدار صفر مربوط به یک ساختار صفحه‌ای مانند مرز لایه‌های مختلف زمین‌شناسی، مقدار یک مربوط به دایک، مقدار ۲ مربوط به استوانه و مقدار ۳ به کره مغناطیسی مربوط می‌شود.

به‌منظور اعمال روش اوپلر بر روی داده‌های منطقه مورد بررسی از نرم‌افزار Geosoft Oasis Montaj استفاده شده است. پس از آماده‌سازی نقشه میدان باقیمانده، نقشه‌های مشتقات میدان مغناطیسی در سه جهت X, Y, Z که تهیه آن لازمه اجرای فرایند واهمامیخت اوپلر است، تهیه شدند. همچنین برای اعمال فرآیند اوپلر نیاز به شاخص ساختاری^۱ و اندازه پنجره^۲ حل اوپلر می‌باشد. برای دستیابی به پاسخ‌های مناسب، شاخص‌های ساختاری به‌صورت پیش فرض به مسئله

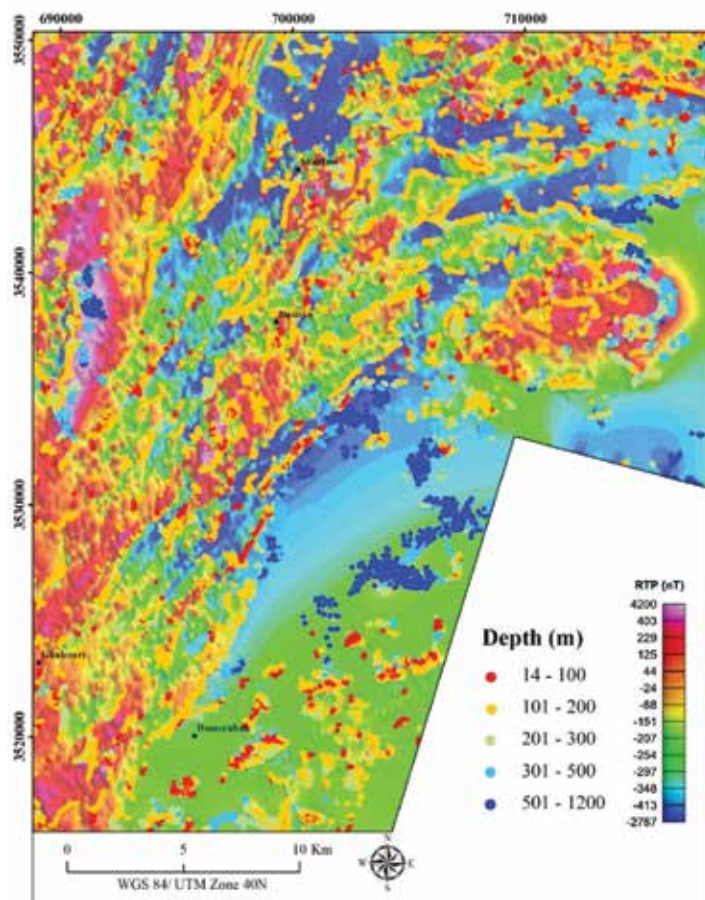
1. Structural index
2. Window size

۲- روش واهمامیخت ورنر (Werner Deconvolution) روش واهمامیخت ورنر یک روش خودکار برای تحلیل عمق و موقعیت افقی داده‌های مغناطیسی بوده که در امتداد پروفیل‌های برداشت داده به‌کار می‌رود. این روش تا حد زیادی مشابه روش اویلر می‌باشد. روش ورنر مبتنی بر این فرض می‌باشد که بی‌هنجاری‌های مغناطیسی می‌توانند توسط توده‌های صفحه‌ای نازک و ورقه‌ای مشابه دایک، سیل و یا همبری‌های زمین‌شناسی با گسترش عمق نامحدود، تخمین زده شوند (Werner, 1953). معادله میدان مغناطیسی ناشی از دایک نازک با امتداد طولی و عمقی نامحدود به‌صورت زیر است (Hartman et al., 1971):

$$\Delta T(x) = \frac{A(x-x_0)+Bd}{(x-x_0)^2+d^2} \quad (2)$$

که در آن، d عمق دایک، A و B ثابت‌هایی هستند که تابعی از میدان مغناطیسی، خودپذیری مغناطیسی و شکل هندسی منبع می‌باشند. x_0 نیز فاصله افقی نقطه سطحی

نشان‌دهنده غالب بودن ساختارهای مغناطیسی خطی در منطقه است. با به‌نقشه‌درآوردن نقاط حل اویلر پس از اعمال پنجره‌سازی، بهترین مجموعه نقاط حل مربوط به روش اویلر با اندیس ساختاری $1/2$ و اندازه پنجره 750×27 متر مربع (متر) تعیین شدند؛ که در شکل ۵، نقاط مذکور روی نقشه شدت میدان باقی‌مانده، تصویر شده و نتایج این تخمین عمق در نقاط مختلف نقشه با دوایر رنگی توپر مشخص شده‌اند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، روش اویلر بر روی بی‌هنجاری منطقه مورد بررسی، اعماق متفاوتی را برای ساختارها نشان می‌دهد؛ به‌طوری‌که عمق سقف بی‌هنجاری‌های منطقه در حدود نزدیک به صفر تا 1200 متر برآورد می‌شود. در بسیاری از نقاط منطقه که عمدتاً منطبق بر واحدهای آتشفشانی است، عمق کمتر از 200 متر برآورد شده است؛ اما در مناطق پوشیده از آبرفت به‌خصوص نقاط شرقی منطقه مورد بررسی، عمق منشاء مغناطیسی به حدود 1200 متر می‌رسد.

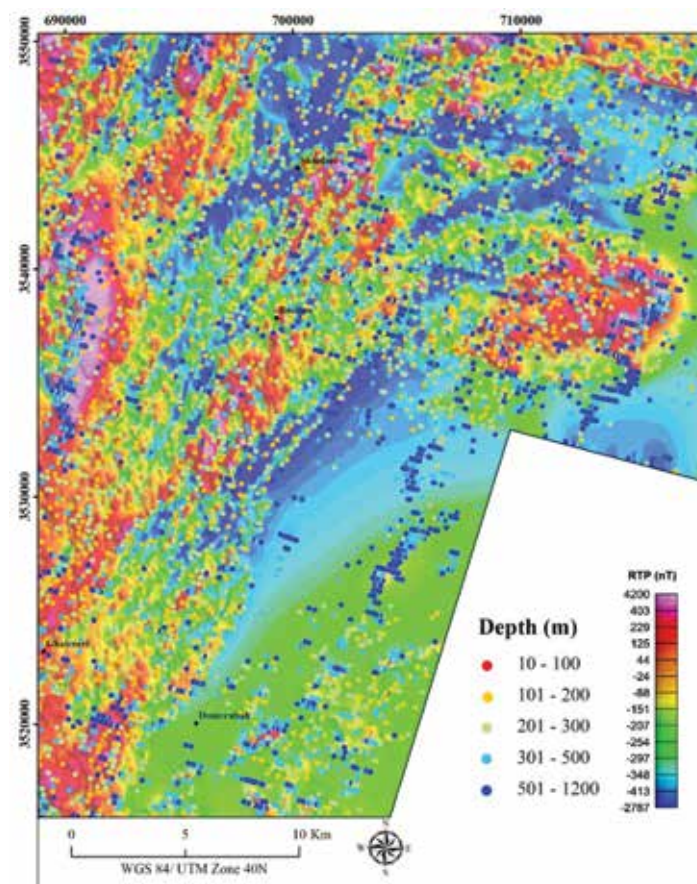


شکل ۵. تخمین عمق به روش واهمامیخت اویلر. دوایر توپر رنگی بیانگر میزان عمق برآورد شده در منطقه بصیران هستند

توپر در شکل ۶ نشان داده شده است. به منظور مقایسه بهتر نتایج حاصل از این روش با روش اوپلر سعی شده است که بازه‌های عمقی و رنگ‌های مورد استفاده در هر دو روش مشابه باشند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، روش ورنر عمق‌های نسبتاً بالاتری را در اکثر ناهنجاری‌ها برآورد می‌کند. همچنین بیشینه عمق به دست آمده نیز به ۱۵۰۰ متر می‌رسد. اما به‌طور کلی تغییرات عمقی برآورد شده مشابه روش اوپلر بوده به‌گونه‌ای که در نقاط رخنمون واحدهای آتشفشانی عمق برآورد شده به حدود ۲۰۰ متر و در مناطق پوشیده آبرفتی به عمق حدود ۱۵۰۰ متر می‌رسد.

دایک از ابتدای پروفیل می‌باشد. واهمامیخت ورنر مشتق افقی میدان مغناطیسی را محاسبه می‌کند و ساختارهای منبع مغناطیسی را به‌صورت دایک و یا مرزهایی با عمق نامحدود در نظر می‌گیرد و با کمینه‌سازی تابع به روش کمترین مربعات، عمق منابع مغناطیسی را با بکار بردن یک سری پنجره‌های در حال حرکت و در حال گسترش در امتداد پروفیل داده‌ها برآورد می‌نماید.

به‌منظور اعمال روش ورنر بر روی داده‌های منطقه مورد بررسی نیز از نرم‌افزار Geosoft Oasis Montaj استفاده شد. نتایج این روش مشابه روش اوپلر به‌صورت دایک رنگی



شکل ۶. تخمین عمق به روش واهمامیخت ورنر. دایک توپو رنگی بیانگر میزان عمق برآورد شده در منطقه بصیران هستند

و فیلترسازی نیز دارای پراکندگی فراوانی هستند. بنابراین شناخت و تجربه مفسر برای محاسبه و برآورد مناسب‌ترین عمق ضروری می‌باشد. از آنجایی که نتایج تخمین عمق در هر نقطه می‌تواند شامل توده‌های کم‌عمق (طول موج کوتاه) و عمیق (طول موج بلند) باشد، زمانی که هدف مفسر شناسایی عمق پی‌سنگ مغناطیسی است می‌بایست بیشترین

۳- تلفیق روش‌های تخمین عمق اوپلر و ورنر
روش‌های اوپلر و ورنر پاسخ‌های عمقی نسبتاً متفاوتی را برای یک ناهنجاری مغناطیسی ایجاد می‌کنند که یافتن عمق واقعی منشاء ایجادکننده ناهنجاری را دشوار می‌سازد. بعلاوه استفاده از روش‌های مختلف تخمین عمق سبب تولید پاسخ‌های انبوهی می‌شود که حتی پس از خوشه‌بندی

است. برای روش ورنر نیز این رویه اجرا شده است. در نقاطی که هر دو روش اویلر و ورنر از نظر خوشه‌بندی حل‌ها، نتایجی نسبتاً مشابهی نشان می‌دهند از میانگین عمق این دو روش استفاده شده است.

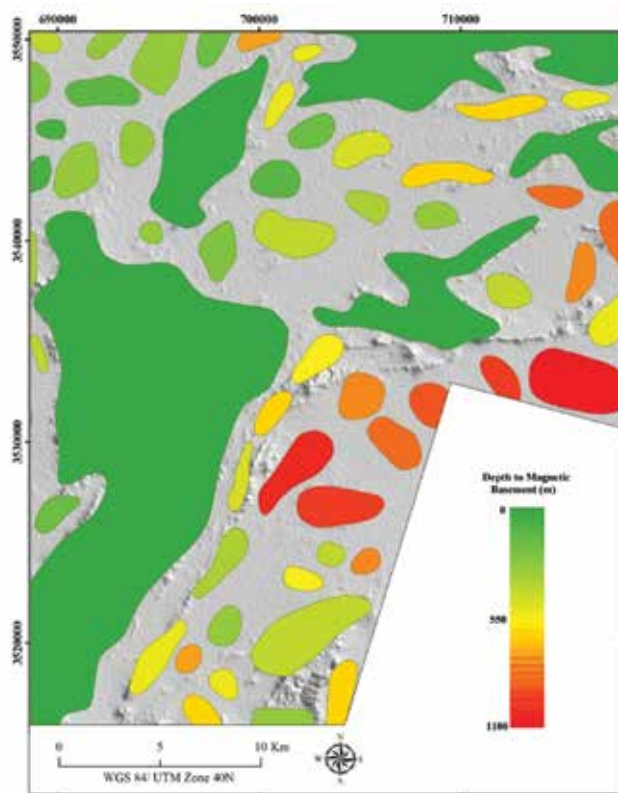
در نهایت بیش از ۵۰ چند ضلعی عمقی به دست آمد که پس از تبدیل آن‌ها به یک گرید، خطوط هم‌تراز عمقی تولید و بر روی نقشه مدل ارتفاعی منطقه نشان داده شد (شکل ۸). در این شکل عمق پی‌سنگ مغناطیسی در هر مکان با استفاده از خطوط هم‌تراز عمقی قابل مشاهده است. عمق محاسبه شده در هر نقطه نسبت به سطح زمین برآورد شده است. همان‌طور که انتظار می‌رود بیشترین عمق پی‌سنگی مربوط به حوضه رسوبی شرق منطقه است که ضخامت آن به بیش از ۱۲۰۰ متر نیز می‌رسد. همچنین در بخش شمال شرقی منطقه و روستای بصیران، یک حوضه رسوبی محصور شده، مشاهده می‌گردد که توسط واحدهای آتش‌فشانی شمال و جنوب محدود شده و بیشینه عمق آن به حدود ۶۰۰ متر می‌رسد. پی‌سنگ مغناطیسی در دیگر نقاط منطقه مورد بررسی یا نزدیک به سطح زمین بوده و یا در سطح زمین رخنمون دارد. نقشه عمق پی‌سنگ مغناطیسی اطلاعات بسیار خوبی از وضعیت ساختار پی‌سنگی منطقه به دست می‌دهد به طوری که استفاده از آن در مطالعات و کاوش‌های زمینی در آینده بسیار ارزشمند است.

شناسایی خطواره‌های مغناطیسی

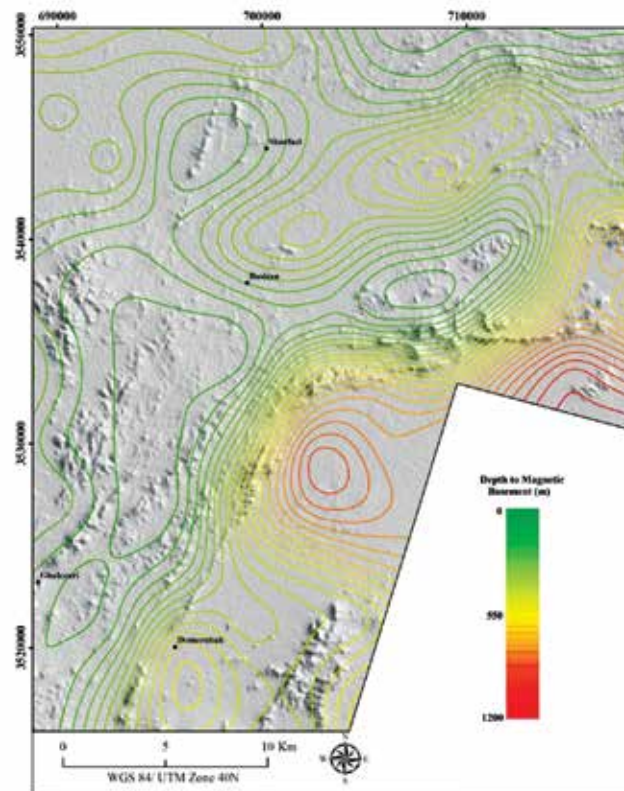
شناسایی ساختارهای خطی به خصوص سیستم‌های گسل و درزه به دلیل ارتباط با سیالات گرمایی، از نظر اکتشافات معدنی حائز اهمیت می‌باشند. در منطقه بصیران به دلیل حضور سنگ‌های آذرین با تباین خودپذیری مغناطیسی بالا، استفاده از روش مغناطیس‌سنجی برای شناسایی خطواره‌های پنهان ابزاری مفید و کارآمد محسوب می‌شود. روش‌های متعددی برای شناسایی و برجسته‌سازی خطواره‌ها استفاده می‌شود که در این میان یکی از متداول‌ترین و کارآمدترین این روش‌ها استفاده از فیلتر مشتق زاویه تیلت است. با استفاده از این فیلتر می‌توان انواع خطواره‌های مغناطیسی (فابریک‌ها و گسل‌ها) را شناسایی کرد.

عمق‌های برآورد شده را مدنظر قرار دهد. همچنین در این موارد، شناخت مفسر از ویژگی‌های سنگ‌شناسی پی‌سنگ مغناطیسی دارای اهمیت بالایی است، زیرا در برخی مناطق پی‌سنگ مغناطیسی در سطح زمین رخنمون دارد. در مورد منطقه بصیران، کلیه نتایج پاسخ‌های عمقی به محیط نرم‌افزار ArcGIS 10.3 منتقل شد و به همراه نقشه‌های زمین‌شناسی، ماهواره‌ای و مغناطیسی مورد تحلیل قرار گرفت. بدین‌صورت که در مرحله اول با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و ماهواره‌ای رخنمون‌های مغناطیسی پی‌سنگی (واحدهای آتش‌فشانی و توده‌های نفوذی ریشه‌دار و ضخیم) شناسایی و تفکیک شد و به آن‌ها عمق صفر نسبت داده شد. در مرحله بعد با استفاده از نتایج تخمین عمق حاصل از روش‌های اویلر و ورنر و همچنین بررسی سایر نقشه‌های مغناطیسی و زمین‌شناسی، برای هر ساختار و یا زون خاص که نتایج عمقی مناسب و قابل قبولی ارائه می‌دهند، یک چند ضلعی رسم و مناسب‌ترین عمق متوسط به آن نسبت داده شد (شکل ۷). برای دستیابی به بهترین نتایج برآورد عمق بستر مغناطیسی از معیارهای زیر استفاده شده است:

۱. با افزایش عمق، خطای برآورد عمق منبع مغناطیسی افزایش می‌یابد. بنابراین حل‌های با آستانه انحراف استاندارد تخمین عمق بالاتر از ۱۰ درصد نادیده گرفته شد.
۲. علاوه بر خطای عمقی، خطای افقی نیز در هنگام محاسبات تخمین عمق وجود دارد، بنابراین آن دسته از حل‌هایی که موقعیت افقی آن‌ها خارج از پنجره حل اویلر و ورنر قرار گرفته نادیده گرفته شد.
۳. با توجه به عدم امکان عمق بیشتر از ۱ الی ۲ کیلومتر در منطقه مورد مطالعه، به صورت پیش‌فرض آستانه بالایی حل‌های عمقی، تعریف و قبل از شروع محاسبات در نظر گرفته شد.
۴. مقایسه نتایج عمقی حل‌های اویلر و ورنر در نقاط مختلف منطقه مورد مطالعه روش مفیدی برای رسیدن به نتایج واقعی است. بنابراین خوشه‌بندی مناسب‌ها حل‌ها می‌تواند معیاری خوبی برای این مقایسه باشد. در نقاطی که روش اویلر از خوشه‌بندی بهتری برخوردار باشد، عمدتاً از نتایج این روش برای تعیین عمق استفاده شده



شکل ۷. نقشه چند ضلعی‌های عمقی حاصل از تلفیق اطلاعات زمین‌شناسی و نتایج اعمال روش‌های اویلر و ورنر، رنگ‌های هر چند ضلعی بیانگر میزان عمق تفسیر شده در آن موقعیت است



شکل ۸. نقشه خطوط هم‌تراز تخمین عمق پی‌سنگ مغناطیسی در منطقه بصیران با استفاده از تفسیر داده‌های مغناطیسی

۱- فیلتر مشتق زاویه تیلت

به‌طور کلی برای برجسته‌سازی مرز توده‌ها از فیلترهای بالاگذر مانند مشتق افقی و قائم استفاده می‌شود. داده‌های میدان پتانسیل به‌طور کلی شامل ناهنجاری‌های متعددی هستند که ناشی از توده‌های متفاوت‌اند. گاهی چند توده در مجاور هم هستند و منجر به تداخل بی‌هنجاری‌ها می‌شوند. همچنین ممکن است دو توده با ویژگی‌های یکسان در عمق‌های متفاوت قرار داشته باشند که این منجر به ایجاد یک بی‌هنجاری ضعیف در کنار یک بی‌هنجاری قوی می‌شود. در سال‌های اخیر به‌منظور برجسته‌سازی هم‌زمان بی‌هنجاری‌های ضعیف در کنار بی‌هنجاری‌های قوی، از نسبت‌های بین مشتق قائم و افقی استفاده شده است. میلر و سینگ (۱۹۹۴) زاویه تیلت را برای برجسته‌سازی مرز توده‌ها معرفی کردند. این فیلتر برابر با معکوس تانژانت نسبت مشتق قائم به مشتق افقی است. زاویه تیلت یک فیلتر مناسب برای متعادل‌سازی دامنه بی‌هنجاری‌های قوی و ضعیف است. این فیلتر به‌صورت رابطه زیر معرفی می‌شود (Miller and Singh, 1994):

$$Tilt = \frac{\partial T / \partial z}{\sqrt{(\partial T / \partial x)^2 + (\partial T / \partial y)^2}} \quad (3)$$

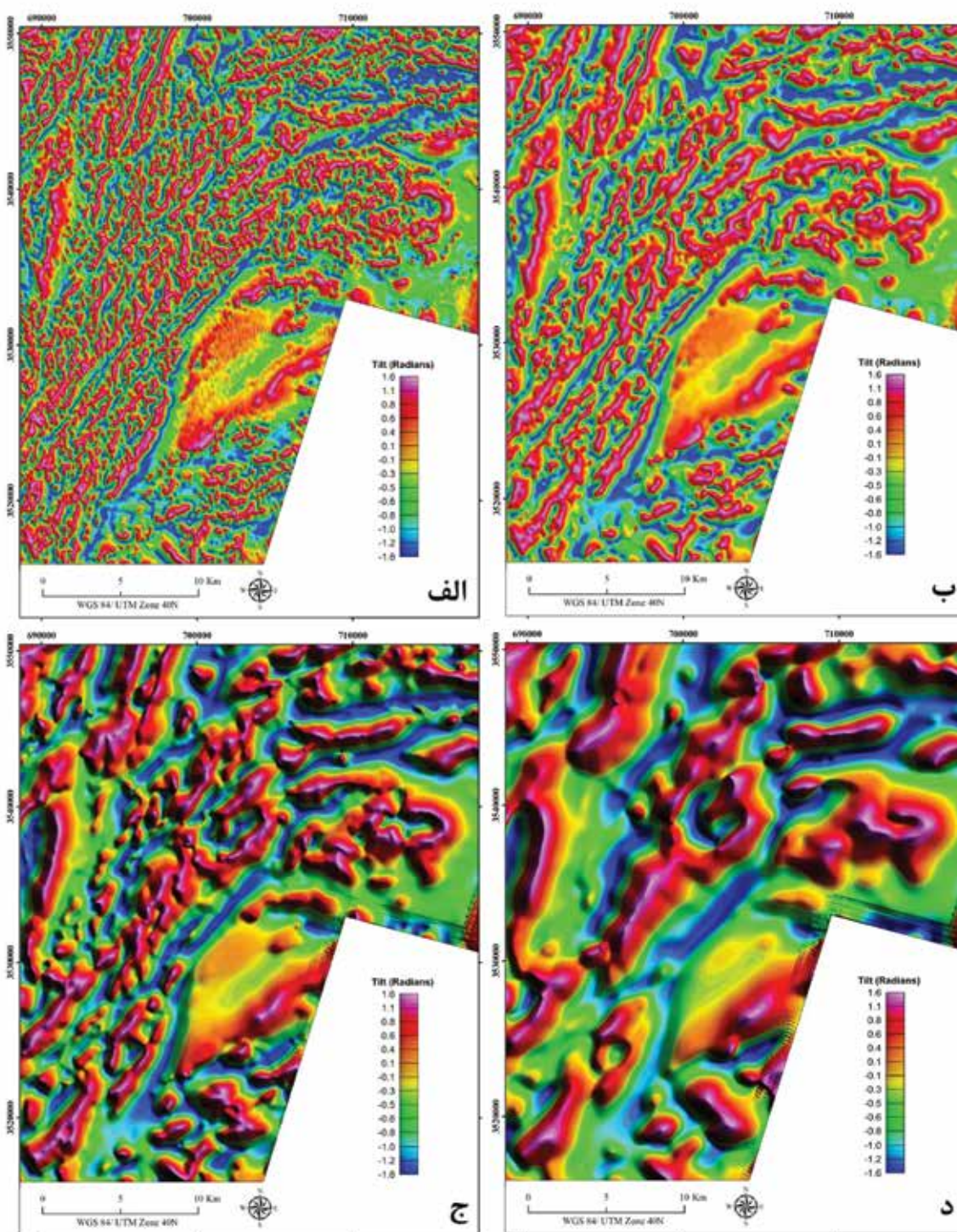
نقشه مشتق زاویه تیلت بر مبنای داده‌های انتقال به قطب محاسبه و نشان داده شده است (شکل ۹-الف). همان‌طور که مشاهده می‌شود ناهنجاری‌های مغناطیسی خطی به‌خوبی برجسته گردیده است. این مسئله در مورد منطقه بصیران که در یک محیط با مغناطیس بالا واقع شده و در اثر فعالیت‌های تکتونیکی و وقوع فرآیندهای آتش‌فشانی مختلف سبب بروز گسل‌ها و شکستگی‌های زیادی شده، دارای پیچیدگی زیادی است. علی‌رغم توانایی این فیلتر در برجسته‌سازی هم‌زمان خطواره‌های سطحی و عمقی، به دلیل وجود ناهنجاری‌های سطحی فراوان در منطقه بصیران، به نظر می‌رسد تفکیک گسل‌های کم‌عمق و عمیق از یکدیگر به‌راحتی امکان‌پذیر نیست. برای رفع این مشکل از فیلتر ادامه فراسو قبل از اعمال فیلتر مشتق تیلت استفاده شد. بدین منظور که ابتدا فیلتر فراسوی مورد نظر بر روی نقشه RTP اعمال و سپس فیلتر مشتق تیلت محاسبه شد. نتایج اعمال این روش را

به ترتیب برای ادامه فراسوهای ۲۰۰، ۵۰۰ و ۱۰۰۰ متر نشان می‌دهد (شکل ۹-ب، ج و د). با افزایش ارتفاع ادامه فراسو، خطواره‌های عمیق‌تر در نقشه نمایان‌تر می‌شوند.

۲- فابریک‌ها و گسل‌های مغناطیسی پنهان

فیلتر تیلت ابزار مناسبی برای شناسایی فابریک‌ها و گسل‌ها است. در این پژوهش از این فیلتر به‌منظور شناسایی فابریک‌ها و گسل‌های زمین‌شناسی پنهان در منطقه بصیران استفاده شد. به کلیه اثرات خطی کوچک مقیاس در نقشه مغناطیسی، فابریک گفته می‌شود. برای شناسایی دقیق آنها، از نقشه زاویه تیلت استفاده می‌شود به‌نحوی که خط‌الراس پیک‌های مغناطیسی در این نقشه را می‌توان به‌عنوان فابریک در نظر گرفت (شکل ۱۰). فابریک‌های مغناطیسی جزئیات بسیار کوچک ساختارها و حوزه‌های مغناطیسی را نشان می‌دهند. در مجموع بیش از ۱۲۵۰ فابریک مغناطیسی در منطقه بصیران شناسایی شد. میانگین طول هر کدام از این فابریک‌ها در این منطقه در حدود ۳۰۰ متر است. قطع‌شدگی و تغییر جهت فابریک‌ها می‌تواند از شواهد وجود گسل‌ها و یا ساختارهای اصلی تکتونیکی در این منطقه باشد.

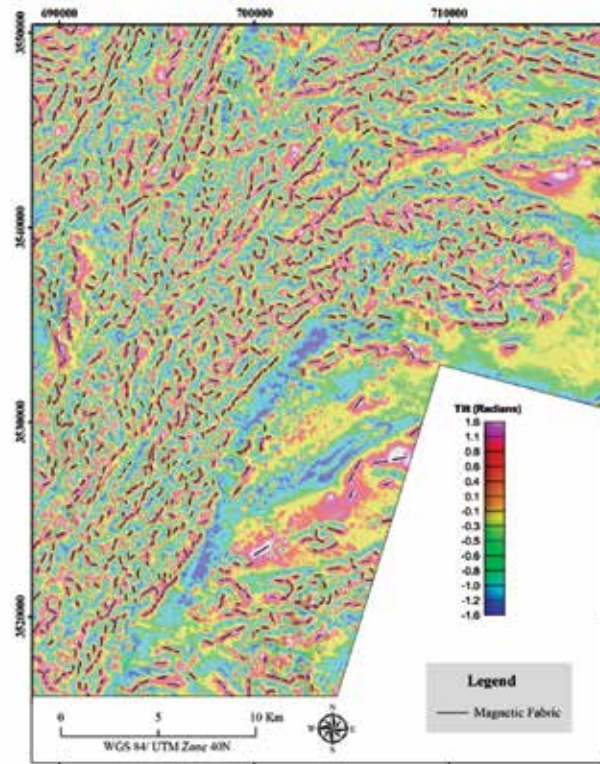
مهم‌ترین کاربرد فیلتر مشتق تیلت برجسته‌سازی گسل‌های مغناطیسی است. در این پژوهش از داده‌های مغناطیس با وضوح بالا (فاصله خطوط ۲۵۰ متر) استفاده شده است. بنابراین امکان بررسی دقیق گسل‌های مغناطیسی اصلی و فرعی در منطقه بصیران امکان‌پذیر است. به‌طور کلی برای شناسایی گسل‌های مغناطیسی می‌بایست مرز بین دو قطب منفی و مثبت در نقشه تیلت (مقادیر صفر) مورد توجه قرار گیرد. همچنین باید به هر گونه نواحی خطی و باریک، قطع ناگهانی، پله‌ها و ناپیوستگی‌ها و همچنین جابجایی‌های تند در نقشه تیلت توجه کرد (Korhonen et al., 2004). فابریک‌های شناسایی شده، نقش مهمی در شناسایی گسل‌های مورد نظر دارند. در مبحث شناسایی گسل‌ها اگرچه نقشه پایه، مشتق تیلت است اما توجه هم‌زمان به دیگر نقشه‌های مغناطیسی به‌خصوص نقشه‌های مشتق قائم و افقی و همچنین RTP و TMA مفید است. در کنار همه نقشه‌های مغناطیسی، تجربه و شناخت مفسر و داشتن اطلاعات زمین‌شناسی (توجه کافی به نقشه زمین‌شناسی)



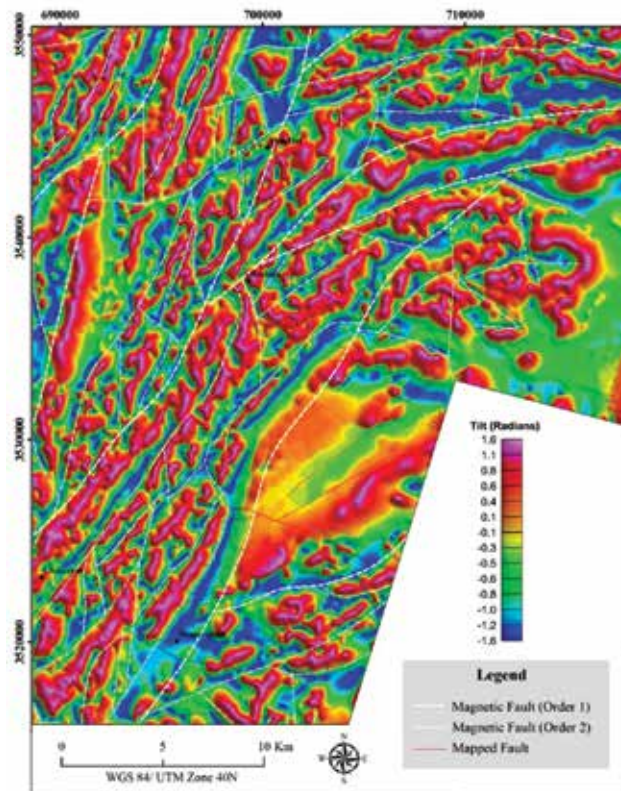
شکل ۹. نقشه‌های مشتق زاویه تیلت حاصل از داده‌های RTP پس از اعمال فیلتر فراسو. (الف) صفر، (ب) ۲۰۰ متر، (ج) ۵۰۰ متر، (د) ۱۰۰۰ متر

برای شناسایی گسل‌ها و برخورداری از دانش تکتونیکی برای برقراری ارتباط منطقی گسل‌ها و ساختارها نسبت به هم، امری ضروری است. بدین ترتیب با در نظر گرفتن موارد بالا، گسل‌های منطقه مورد بررسی شناسایی و در شکل ۱۱ ارائه شده است. در مجموع بیش از ۸۰ گسل مغناطیسی ناشناخته شناسایی و به نقشه درآمد است. از آنجایی که گسل‌ها از نظر گستردگی عملکرد عمق و میزان اهمیت با هم تفاوت دارند، به همین منظور سعی شده است که از این

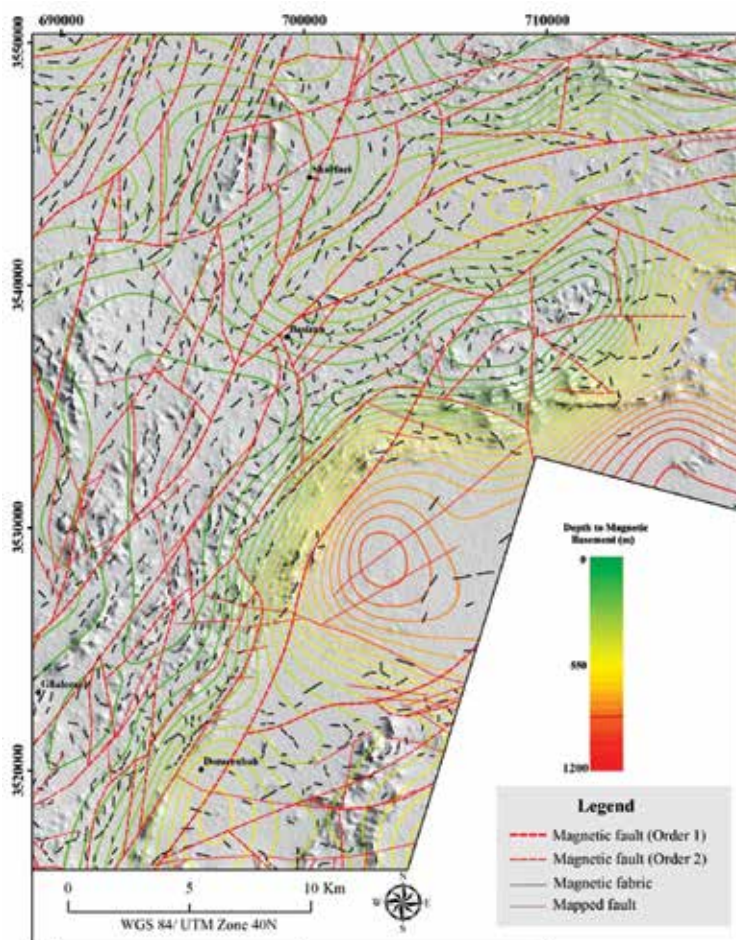
تفسیر داده‌های مغناطیس هوایی به منظور تخمین عمق پی سنگ مغناطیسی و...



شکل ۱۰. نقشه مشتق زاویه تیلت به همراه فابریک‌های مغناطیسی شناسایی شده، بیش از ۱۲۰۰ فابریک مغناطیسی شناسایی شده و با رنگ مشکی نمایش داده شده است



شکل ۱۱. نمایش گسل‌های مغناطیسی شناسایی شده به همراه گسل‌های نقشه زمین‌شناسی در منطقه بصیران، کلیه این گسل‌ها بر روی نقشه زاویه تیلت با ارتفاع ادامه فراسو ۲۰۰ متر نمایش داده شده‌اند



شکل ۱۲. نقشه نتایج نهایی حاصل از تلفیق و تفسیر داده‌های مغناطیس هوابرد منطقه بصیران

از مغناطیس‌سنجی هوابرد با فاصله خطوط پرواز ۲۵۰ متر و ارتفاع پرواز ۴۰ متر مورد مطالعه قرار گرفت. پس از اعمال تصحیحات و پردازش‌های لازم بر روی داده‌ها، نقشه‌های میدان مغناطیسی تهیه شد. سپس بر اساس اصول تفسیر کیفی و کمی، نتایج بسیار مهمی به لحاظ ساختار زمین‌شناسی و تکتونیکی در منطقه آشکار شد. در این پژوهش با هدف تولید اطلاعات پایه برای مطالعات بعدی در آینده، به تفسیر این داده‌ها پرداخته شده است. برآورد ضخامت رسوبات غیرمغناطیسی و شناسایی خطواره‌های مغناطیسی در کل منطقه از نتایج این پژوهش است. نقشه تلفیق نتایج تفسیر داده‌ها را بر روی نقشه DEM-90m را در شکل ۱۲ مشاهده می‌کنید. خطوط هم‌تراز عمق پی‌سنگ مغناطیسی به‌خوبی ضخامت رسوبات غیرمغناطیسی را در این منطقه نشان می‌دهد. بیشترین ضخامت رسوبات مربوط

نظر مورد تفکیک قرار گیرند. انتظار می‌رود گسل‌های اصلی (Order 1) علاوه بر ایجاد تغییرات مغناطیسی سطحی، سبب ایجاد تغییراتی در بستر مغناطیسی نیز شوند. این امر سبب می‌شود که اثر آن‌ها حتی در نقشه‌های تیلت فراسوی بالا نیز قابل مشاهده باشد. بنابراین در این پژوهش آن دسته از گسل‌هایی که در نقشه‌های تیلت فراسوی ۵۰۰ و ۱۰۰۰ متر قابل ردیابی هستند به‌عنوان گسل‌های اصلی یا مرتبه اول (Order 1) و آن دسته از گسل‌هایی که صرفاً در نقشه‌های تیلت فراسوی کمتر از ۵۰۰ متر قابل ردیابی هستند به‌عنوان گسل‌های فرعی یا مرتبه دو (Order 2) دسته‌بندی شده‌اند.

نتیجه‌گیری

منطقه مورد مطالعه در جنوب شهرستان بیرجند (بصیران) با وسعت بیش از ۸۵۰ کیلومتر مربع با استفاده

- به حوضه رسوبی شرق منطقه است که بخش‌هایی از آن توسط واحدهای رسوبی سازند شمشک پوشیده شده است. بر این اساس، ضخامت این واحدها به حدود ۱۲۰۰ متر نیز می‌رسد. فابریک‌ها و گسل‌های مغناطیسی شناسایی شده، نشان‌دهنده پیچیدگی تکتونیکی در منطقه است. گسل‌های اصلی کنترل‌کننده‌های تکتونیکی اصلی در این منطقه هستند و به دلیل گسترش عمقی زیاد می‌توانند نقش مهمی در چرخش سیالات و انتقال محلول‌های کانه‌ساز از عمق به سطح یا نزدیک سطح زمین داشته باشند. این گسل‌ها همچنین کنترل‌کننده گسل‌های فرعی نیز هستند به‌طوری‌که کلیه گسل‌های فرعی توسط گسل‌های اصلی محدود و محصور شده‌اند. نکته قابل توجه دیگر این است که گسل‌های اصلی از روند ساختارهای عمومی منطقه طبیعت می‌کنند. به نظر می‌رسد کلیه ساختارهای زمین‌شناسی در امتداد روند NE-SW شکل گرفته‌اند اما فعالیت‌های ایجاد شده در خرد قاره ایران مرکزی سبب چرخش این ساختارها به‌خصوص در بخش شمال شرق منطقه شده است. نقشه توپوگرافی بستر مغناطیسی و خطواره‌های ارائه شده در شکل ۱۲ می‌تواند به‌تنهایی و یا به‌عنوان لایه‌ای مهم در تلفیق با سایر اطلاعات اکتشافی در منطقه بصیران مورد استفاده قرار گیرد.
- منابع**
- امیریور اصل، ا. و سهرابی، ق.، ۱۳۹۴. پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس‌هوایی برای تعیین مرز ساختارهای مغناطیسی و محل گسل‌های مدفون ایران، فصلنامه علوم زمین، ۹۷، ۱۱۵-۱۲۲.
- فنایی خیرآباد، غ.، ۱۳۸۵. پردازش داده‌های مغناطیس‌هوایی منطقه بصیران با استفاده از اسپلین‌های مکعبی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۹۶.
- فنایی خیرآباد، غ.، حسین‌زاده، ن.، نمکی، ل. و صداقت، ب.، ۱۳۸۷. پردازش داده‌های مغناطیس‌هوایی منطقه بصیران با استفاده از اسپلین مکعبی، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۴، ۲، ۴۳-۵۱.
- فروتن، م. و خیرالهی، ح.، ۱۳۹۳. گسل‌های مغناطیسی بنیادی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سایت پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور به نشانی www.ngdir.ir.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند و بصیران.
- Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of Iran (map). Geological Survey of Iran.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, S. A. J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M., 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 283-296.
- Arjmandzadeh, R. and Santos, J. F., 2014. Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 103, 123-140.
- Arkani-Hamed J., 2007. Differential reduction to the pole: Revisited: *Geophysical Journal International*, 72, 1, L13-L20.
- Barghi, B., Calagari, A., Zarrinkoub, M., Simmonds, V., 2018. Geologic and geochemical investigation on the Mn veins in Jonub-E Sehchangi, SW Birjand, Southern Khorasan province (east Iran), *Geosciences*, 27, 106, 3-12.
- Barnov V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, 22, 359-383.
- Beiki M., 2010. Analytic signals of gravity gradient tensor and their application to estimate source location. *Geophysics*, 75, 6, 159-174.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Khatib, M. M., Priestley, K., Talebien, M., Ghafuri Ashtiani, M., 1999. The 1997 May 10

- Zirkuh (Qaenat) earthquake (M.W7.2): Faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 136, 671-694.
- Camp, V. E., and Griffis, R. J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*. 15,3, 221-239.
 - Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, C. H. R., Baumann, A. and Horn, P., 1983. Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran, Ministry of mines and metals. Geological Survey of Iran, Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran 51, 285-336.
 - Hartman, R. R., Teskey, D. J. and Friedberg, J. L., 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, 36, 891-918.
 - Karimpour, M. H. Stern, C. R. Farmer, L. Saadat, S. and Malekezadeh, A., 2011. A Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Journal GeoPetroleum*, 1, 19-36.
 - Korhonen, K., Paanaaen, M. and Paulamaki, S., 2004. Interpretation of lineaments from airborne geophysical and topographic data, Geological Survey of Finland.
 - Kumar, R., Bansal, A., Anand, S., Roa, V. and Singh, K., 2018. Mapping of magnetic basement in Central India from aeromagnetic data for scaling geology, *Geophysical Prospecting*, 66, 226-239.
 - Lotfi, M., 1982. Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore-mineralizations in the Shurab-GaleChah and northwest of Khur (Lut, east of Iran). Unpublished Ph.D thesis, der Naturwissenschaften der Universitat Hamburg, 151.
 - Mbarga, T.N., Feumoe, A.N.S., Dicoum, E. M. and Fairhead, J. M., 2012. Aeromagnetic data interpretation to locate buried faults in south-east Cameron: *Geophysica*, 48,1-2, 49-63.
 - Miller, H. and Singh, V. 1994. Potential field tilt-a new concept for location of potential field sources, *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213-217.
 - Nabighian, M., V. Grauch, R. Hansen, T. Lafehr and Y. Li et al., 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70, 33ND-61ND.
 - Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, CH. H., Lee, H. Y. and Lo, CH. H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*. 180, 234-251.
 - Phillips, J. D., 2002. Processing and Interpretation of Aeromagnetic Data for the Santa Cruz Basin-Patagonia Mountains Area, South-Central Arizona, U.S. Geological Survey Open-File Report.
 - Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millet, A. J. and Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, 55, 80-91.
 - Saadat, S., Stern, C. R. and Karimpour, M. H., 2008. Geochemistry of Quaternary Olivine Basalts from the Lut Block, Eastern Iran. American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract #T21A-1933.
 - Saadat, S., Stern, C. R. and Karimpour, M. H., 2009. Quaternary mafic volcanic rocks along the Nayband fault, lut block, eastern Iran. Geological Society of America Annual Meeting,

18-21 October.

- Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of mines and metals. Geological Survey of Iran, Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran 51, 357-383. Geological Survey of Iran. Tehran, Iran.

- Tirrul. R., Bell, I. R., Griffis, J. R. and Camp, V. E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bul-

letin, 94,134-150.

- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. Geophysical Journal International. 177, 783-805.

- Werner, S., 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies: Geophysics, 47,118-123.

Study of original carbonate mineralogy of the Qom Formation using petrography and geochemical evidence in celestite ore section, Madabad, south of Zanzan

Noori, M.¹, Zohdi, A.², Kouhestani, H.³, Nabatian, Gh.² and Mokhtari, M.A.A.³

1. MSc. of Economic Geology, Department of Geology, University of Zanzan

2. Assistant Professor, Department of Geology, University of Zanzan

3. Associate Professor, Department of Geology, University of Zanzan

Received: 2 December 2018

Accepted: 16 April 2019

Abstract

The Qom Formation is the only hydrocarbon reservoir in the central Iran sedimentary basin. In most parts of the central Iran, the Qom Formation conformably overlies the Lower Red Formation with an erosional discontinuity and is in turn conformably overlain by the Upper Red Formation. In the Madabad celestite deposit (south of Zanzan), the Qom Formation is composed of 190 m of medium to thick-bedded and massive limestone, marly limestone and marl. Five main microfacies are identified in the limestone units of the Qom Formation in the Madabad area. These microfacies probably were deposited on a shelf carbonate platform. Petrographic studies suggest original calcite mineralogy for limestone units of the Qom Formation in the Madabad area. Geochemical studies (Ca, Mg, Na, Sr, Mn and Fe) also represent the original calcite mineralogy in a closed diagenetic system with low dissolution rates. These evidence show significant role of fractures rather than diagenetic processes such as dissolution for increasing the reservoir quality of the Qom Formation for the oil and gas fields (such as Serajeh and Alborz) of central Iran.

Keywords: Geochemistry, Original calcite mineralogy, Qom Formation, Madabad, Zanzan.

The relationships between diagenesis, fracture, distribution of matrix porosity, and well productivities in Bangestan reservoir of Ahwaz field

Khoshnoodkia, M.¹, Adabi, M.H.², Hooseni-barzi, M.³ and Masihi, M.⁴

1. Ph.D. Student of Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Sciences, Department of Sedimentary Basin and Petroleum

2. Professor of Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Sciences, Department of Sedimentary Basin and Petroleum

3. Associate Professor of Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Sciences, Department of Sedimentary Basin and Petroleum

4. Professor of Sharif University of Technology, Department of Petroleum Engineering

Received: 9 April 2018

Accepted: 18 July 2018

Abstract

Ahwaz Bangestan reservoir (Ilam and Sarvak formations with approximately 1000 meter thickness) were deposited in the Upper Cretaceous period, which is deposited in different sedimentological and tectonic situations. Ahwaz Bangestan reservoir is divided into four reservoir zones (C-E-G-I) which are separated by zones of dense limestone (A-B-D-F-H). This reservoir is formed due to repeating shallowing upward of shoal-bar to lagoonal facies with distribution of rudist debris, with the exception of younger sequence which belongs to deeper environment. Back shoal facies show frequent depositional changes in vertical and horizontal directions in zones C3-E-F-G-I, the changes which can be seen in reservoir. Furthermore, the effect of basement faults, with trend nearly N-S in Ahwaz Bangestan reservoir, resulted in changes of ancient paleogeography. These changes had an important effect on diagenetic changes, depositional setting, and finally productivity in conventional and carbonate fractured reservoirs. Matrix porosity is fabric selective in zones C3-E-G-and I. So, grainstone, and packstone facies have better reservoir quality than wackestone and mudstone facies. Diagenesis and meteoric waters affected the top of every exposure cycles, and caused the best reservoir quality in grainstone, and packstone facies and productivity of wells. But, zone C1 of Ahwaz Bangestan reservoir (chalky limestone) experienced dominantly solution and leaching, which caused an increase in matrix porosity, but little changes in permeability. Furthermore, the open fractures developed in zones E, F and G which are located in the central and southern parts of the field. Existence of open fractures are confirmed by mud losses, analysis of sedimentary structure and dynamic reservoir data. Increase of mud losses in some area of limestone zones (D, F, and H) could be an indication of vertical relationship of two reservoirs and absence of sedimentological barrier in these areas.

Keywords: Diagenesis, Fracture, Well production, Ahwaz Bangestan.

Geochemistry, and metamorphic evolution of the Sahib Az Zaman skarns and the related intrusion in East of Kerman

Mahmoudi, Sh.¹ and Dahgani Dashtabi, S.²

1. Assistant Professor, Department of Geosciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2. Ph.D. Student, Department of Geosciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 9 April 2018

Accepted: 15 January 2019

Abstract

Sahib Az Zaman Mountain is located 8 km North East of the Kerman city. Study area is part of Central Iran structural zone and Orumiyeh Dokhtar volcanic arc. In this area several young intrusions with intermediate composition intruded into Cretaceous limestone. According to stratigraphic evidence, these granitoids have Cenozoic age and produced thin skarnic halo. Based on mineralogical properties and whole rock geochemical analyses, Sahib Az Zaman skarn is a calc-silicate skarn. Based on this study, migration of silicon, magnesium, iron and trace elements from igneous intrusions towards calcareous host rock and the reverse migration of calcium and magnesium occurred from carbonate host rocks. Major minerals of igneous rocks include plagioclase, alkali feldspar, clinopyroxene, and amphibole. In the boundary of igneous rock body (endoskarn), monticellite is observed. In the skarns, garnet, clinopyroxene, idocrase, epidote and calcite are major minerals. Based on geochemical studies, garnets include grossular-andradite, clinopyroxenes are diopside and wollastonite is also present. Comparison of geochemical composition between skarns and igneous rocks, illustrated that emplacement of igneous body in the beginning, metasomatism affected the host rock fluids and after replacement and crystallization of the main intrusive body had the major role in providing fluids derived from the intrusive body.

Keywords: Sahib az zaman skarn, Mineral chemistry, Metasomatism, Thermobarometry.

Geology, copper mineralization and geochemical behavior of elements and their relationship with Sandstone host rock in Tupchi area, East Azerbaijan province

Nakhjavani, B.^{1,3}, Alavi, S.G.² and Nazari, B.³

1. Ph.D. student, Economic Geology, Tabriz University

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

3. Cheshme konan and Tupchi Mines exploration expert

Received: 16 September 2018

Accepted: 15 January 2019

Abstract

The study area is located in the NW of Tasuj city, East Azerbaijan province. The mineralization in the Tupchi area is of type copper. The ore minerals include pyrite, chalcocite, bornite, chalcopyrite and other minerals include malachite and azurite that occur within the Miocene sandstone sedimentary rocks. Based on the Index Combined Variety, deposition of mineralized sandstone in Tupchi area, occurred in the first sedimentary cycle. This was confirmed by the presence of unstable minerals such as lithic grains, feldspar and mafic minerals. The study of the source rock and the type of mineralization that occurred in these sandstones, indicate their formation from the erosion of mafic to intermediate igneous rocks in semi-arid climatic conditions. Two and multi variable statistical studies indicate that there is a good correlation between copper –silver and zinc, which is due to the similar behavior of these elements. The Red Bed type mineralization took place in this area according to type of mineralized host rock, ore mineralogy, ore structure, type of alteration, reduce factor and mineralization control (plant remains), and finally, the comparison with known deposits in Iran.

Keywords: Tupchi, Tasuj, Chalcocite, Index combined variety, Sedimentary copper.

Occurrence of copper mineralization of Abgareh deposit based on geology, mineralogy and geochemical evidences, south of Damghan

Mahabady, R.,¹ and Fardoost, F.²

1. M.Sc., Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran

2. Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran

Received: 16 May 2018

Accepted: 21 August 2018

Abstract

The Torud-Chah Shirin volcanic-sedimentary arc, in the south of Kavir-e-Chah Jam depression (SE of Damghan), hosted many Pb, Zn, Cu, Ag and Au occurrences and deposits. Abgareh copper deposit is located in the northeastern part. Field and petrographic studies indicate that deposit area consist of andesite, basaltic andesite and basalt rocks and to a lesser extent crystal tuffs with a middle–upper Eocene age. The rocks are of high-K, calc-alkaline to shoshonitic in nature, and are formed in a magmatic arc setting in a subduction zone. According to the field observations and mineralogical studies, the mineralization in the region occurred in two stages: hypogene and supergene and weathering. Hypogen zone minerals are generally pyrite, chalcopyrite and bornite, while chalcocite, covellite, malachite and chrysocolla are considered as the main minerals in the supergene zone. Fractures resulting from faults in the rocks of the region created a favorable location for the influence of hydrothermal solution and it is considered as the main controller of mineralization. Most of the textures observed in the mineralization include vein-veinlets, open space filling, radial, replacement and disseminated forms. Geochemical studies indicate that copper has the most relative correlation with silver. Since silver has not been found as an independent crystalline phase, therefore copper was replaced by silver in chalcopyrite and chalcocite. Compared with chondrite and primitive mantle normalizing diagrams, the studied rocks show significant enrichment with respect to LREE and LILE and depletion in HREE and HFSE and negative anomalies in Ti and Nb elements. Based on the relevant diagrams, differential crystallization of mantle rocks had the essential role in the evolution of the studied rocks which were probably derived from enriched mantle. Based on petrography, structural control of mineralization, alteration type and its extension and simple mineralogy, it can be concluded that mineralization at Abgareh district has characteristics of an individual mineralization system. This system is related to evolution of hydrothermal fluid mineralization resulted in vein-type Cu mineralization.

Keywords: Occurrence of mineralization, Geology, Mineralogy, Geochemistry, Abgareh copper deposit.

Petrography, mineralogy, geochemistry and calculation of elemental mass changes during hydrothermal alteration of Spid iron skarn ore deposit (West of Qom)

Rahimi, N.¹, Mirnejad, H.², Sheibi, M.³, Karamian, M.H.² and Hoseinyan, A.⁴

1. M.Sc. Student of Economic Geology, Faculty of Geology, University of Tehran

2. Associate Professor of Geology, Faculty of Geology, University of Tehran

3. Assistant Professor of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

4. M.Sc. Student of Economic Geology, Faculty of Geology, University of Tehran

Received: 9 April 2018

Accepted: 17 September 2018

Abstract

Spid iron ore deposit is situated in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc and is located 60 km West of Qom. The host rock varies in composition from diorite, quartz diorite to monzo diorite, and has been altered by the influence of hydrothermal fluids. The most important ore in the deposit is primary hematite (oligist) which is associated with pyrite, limonite, goethite, malachite and azurite. The most dominant alteration types in the Spid iron deposit are propylitic and argillic, identified by the presence of chlorite, epidote, carbonate, titanite, clay minerals and sericite. Grant Isocon method has been employed to study the behavior of elements and to calculate mass changes during hydrothermal alteration processes. The mass change calculations show that Fe_2O_3 , MgO, K_2O and LOI have been enriched, whereas P_2O_5 , TiO_2 , Na_2O and SiO_2 have been depleted during propylitic alteration. The depletion of elements in this alteration points to the decomposition of primary minerals of the host rock, the presence CO_2 rich solutions and the increase of fluid/rocks ratio during the development of the alteration system. During argillic alteration, SiO_2 , K_2O , Na_2O and P_2O_5 increased and TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO, CaO and LOI decreased. The increase in Na in this zone can be ascribed to the acidification of the plagioclase and its albitization, and the reduction of Fe and Mg results from the alteration of ferro-magnesian minerals such as amphibole, and the release of Fe in alterative solutions and outflow from the environment. Chemical index of alteration calculated for propylitic and argillic alteration zones are equal to 58.76 and 55.94 percent respectively, suggesting that propylitic alteration was more intense in the Spid ore deposit.

Keywords: Argillic, Propylitic, Mass changes, Hydrothermal alteration, Spid Iron ore deposit.

Geomechanical zonation of the Faraghan, Zakeen and Sarchahan formations based on incorporation of rock mechanical and sedimentological studies, in one of the Persian Gulf oil fields

Kalhari, M.¹, Mehrabi, H.¹, Sfidari, E.², Eshraghi, H.³ and Vaez Livari, B.⁴

1. MSc. in Petroleum Geology Research Group, Research Institute of Applied Sciences, Tehran, Iran

2. Assistant Professor, Research Institute of Applied Sciences, Tehran, Iran

3. MSc. in Geology Group, Pars Oil and Gas Company, Tehran, Iran

4. Lecturer in, Petroleum Geology Research Institute of Applied Sciences, Tehran, Iran

Received: 2 December 2017

Accepted: 13 March 2018

Abstract

Geomechanical studies have important applications in various topics such as wellbore stability, well completion, well orientation, hydraulic fracturing plans and operations, sand production and hydrocarbon fields subsidence. It is necessary to prepare earth mechanical model of the well in the field. In addition, one of the necessary subjects to prepare mechanical earth model (MEM) is providing continuous rock mechanical parameters in the well. Rock mechanical parameters change by any variation in lithology. In this study, rock mechanical parameters are provided in continuous form, for Faraghan, Zakeen and Sarchahan formations for a field in the Persian Gulf and these parameters are clustered. Clustering resulted in recognizing six clusters with various rock mechanical characteristics. Petrographic study (i.e. determining facies, cementation and diagenesis) recognized five facies with different petrographic and cementation characteristics. These facies include quartz arenite and arkosic sandstones, shales, red mudstone and carbonates. A correlation between sedimentary and geomechanical facies was found. According to petrographic and geomechanical studies, the studied interval was divided into 7 sections. Accordingly, variation of rock mechanical parameters with regard to change in lithology was investigated. In addition, the impact of rock composition, cementation and compaction changes on rock mechanical parameters were evaluated as well.

Keywords: Sedimentary facies, Mechanical earth model, Faraghan, Zakeen, Clustering.

Interpretation of aeromagnetic data for detection of magnetic basement and concealed faults in Basiran area, south of khorasan

Mohammadzadeh, M.¹, Fanaee Kheirabad, Gh. A.², Mirzaei, S.³ and Abedi, M.⁴

1. Ph.D. Student, Department of Geophysics, Research Institute of Applied Sciences, Tehran

2. Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Birjand University of Technology

3. Professor, Research Institute of Applied Sciences, Tehran

4. Assistant Professor, School of Mining Engineering, College of Engineering, University of Tehran

Received: 15 April 2019

Accepted: 10 July 2019

Abstract

Basiran area in the south of Birjand city is well-known for its important mineral potential and is located in the volcanic region of eastern Iran. In 2005, the geological survey of Iran (GSI) conducted a high resolution airborne magnetic survey over the area about 850 km² to create a suitable geospatial database for further explorations and investigations. Aeromagnetic survey is an effective tool for magnetic basement mapping and detecting concealed magnetic lineaments in a volcanic area. This work focuses on two main subjects using aeromagnetic data: (1) depth estimation of sediment sequences (i.e. depth to the magnetic basement), and (2) extracting magnetic lineaments. Necessary corrections such as diurnal, compensation, lag and IGRF applied over the raw aeromagnetic data to generate residual magnetic intensity data. Then, required filters were sequentially applied. They were reduced-to-pole (RTP), upward continuation (UP), Euler and Werner deconvolutions and Tilt derivation (TDR). To estimate the thickness of sedimentary sequences, a combination of depth estimators that were the Euler and Werner were utilized. Consequently, the outputs showed thick volcanic (magnetic basement) outcrops in some portions, and the thick sedimentary sequences that extended from a depth of a few meters to 1200 meters. Magnetic lineament in the form of magnetic fabric and fault were detected by tilt derivation method, in which positive and negative peaks in TDR map were in association with a magnetic fabric in the area. Meanwhile, magnetic fabrics showed small linear magnetic traces which were used for recognition of linear structural pattern. In addition, magnetic faults were detected through implementation of a collection of filters namely TDR of RTP_UP of 50, 200, 500 and 1000 meters. Note that, minor magnetic faults (order 1) were only detectable in the low level TDR_UP, but major ones were detectable in the high level of TDR_UP. This work emphasizes the important role of the magnetic data processing to better understand the relation between magnetic anomalies and the subsurface geology. Totally, more than 20 first and second order faults were identified and mapped.

Keywords: Basiran area, South of Khorasan, Magnetic basement, Magnetic lineaments, Aeromagnetic.



Vol. 13, No. 51, Autumn 2019

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

Fatemi Aghda, S.M., Professor - Tarbiat Moallem University

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

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

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

Mirzaei, S., Professor - Academic Center for Education, Culture and Research

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Rezaee, M.R., Associate Professor - Tehran University

Saeedi, A., Professor - Geological Survey of Iran

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

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Khatibi Mehr, M.

Designer:

Ansari, A.

Published: Autumn 2019

Address:

Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran

P.O.Box.

196151171

Tel: +98 (21) 29903037 - 22431933-4

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website: www.rias.ac.ir

Website Journal: journal.rias.ac.ir

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>